Glazigene Beeinflussung von Wirtsgesteinstypen Ton und Salz und deren Einflüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers

- Abschlussbericht -

Auftragnehmer: Golder Associates GmbH

in Kooperation mit:

IfG Institut für Gebirgsmechanik GmbH

Projektleitung	Dr. Johannes Bruns	Golder Associates GmbH
Projektbearbeitung:	DiplGeol. Lutz Boetticher Dr. Heidi Doose Dr. Mark Cottrell DiplGeowiss. Philipp Wolff Dr. Ralf-Michael Günther DiplGeol. Dirk Naumann Dr. Till Popp Dr. Klaus Salzer	Golder Associates GmbH Golder Associates GmbH Golder Associates (UK) Ltd. Golder Associates GmbH Institut für Gebirgsmechanik GmbH Institut für Gebirgsmechanik GmbH Institut für Gebirgsmechanik GmbH

Celle, 10.10.2011

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der Meinung des Auftraggebers (Bundesamt für Strahlenschutz) übereinstimmen.

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLE	ITUNG	13
	1.1	VERANLASSUNG	13
	1.2	ZIELSTELLUNG	13
	1.3	AUFBAU DES BERICHTES	14
2	DEFIN	ITIONEN	15
	2.1	BEARBEITUNGSGRUNDLAGEN	15
	2.1.1	Betrachtungszeitraum	15
	2.1.2	Betrachtete Faktoren	15
	2.1.3	Kriterien für die Bewertung potenzieller Einwirkungen	18
	2.2	FORMATIONEN	19
	2.2.1	Salzgestein	19
	2.2.2	Tonstein	19
	2.3	HAW-ENDLAGERKONZEPTE	20
	2.3.1	HAW-Endlager in Salzgestein	22
	2.3.2	HAW-Endlager in Tongestein	24
	2.4	REGELPROFILE HAW-ENDLAGERSTANDORTE	26
	2.4.1	Salzgestein	26
	2.4.2	Tongestein	28
	2.5	KALTZEIT	29
3	EREIG	NISSE UND PROZESSE	34
	3.1	TEMPERATURÄNDERUNGEN WÄHREND EINER KALTZEIT	36
	3.1.1	Luft	37
	3.1.2	Boden	41
	3.1.3	Oberflächenwasser	41
	3.1.4	Grundwasser	42
	3.1.5	Temperaturverläufe im tiefen Untergrund	43
	3.1.5.	1 Temperaturverläufe im Salz	43
	3.1.5.	2 Temperaturverläufe im Ton	44
	3.2	PERMAFROST	44
	3.3	ANDERUNGEN DER NIEDERSCHLÄGE	46
	3.4	EISBEDECKUNG	47
	3.4.1	Mächtigkeiten	48
	3.4.2	Dynamik	49
	3.4.3	Bedingungen an der Eisbasis	50
	3.5	SCHMELZWASSER-INDUZIERTE HYDROGEOLOGISCHE EFFEKTE	52
	3.6	GLAZIGENE EROSION UND DEPOSITION AN DER ÜBERFLACHE	54
	3.7		56
	3.7.1	Grundiagen	56
	3.7.2	Saizstrukturen NVV-Deutschlands - Entstehung und Entwicklung	58
	J.1.J 271		01
	3.1.4 271	AKIU-960109150116 Silualion	دی دع
	3.7.4. 3.7.4	2 Rezente salztektonische Prozesse	03
	3.7.5	Neotektonische Situation Süddeutschlands	66

4	IDENT	IFIKATION UND DEFINITION VON VORGÄNGEN	70
	4.1	PERMAFROST	
	4.1.1	Auflockerungen, Erosion und Verwitterung	
	4.1.2	Thermische Rissbildung	
	4.1.3	Tiefenverlagerung des Grundwasserabflusses	81
	4.2	EISBEDECKUNG	83
	4.2.1	Einfluss auf die mechanisch-hydraulische Integrität	
	4.2.2	Halokinetische Prozesse	
	4.2.3	Grundwasserabfluss, Subrosion	
	4.2.4	Glazial-mechanische Erosion	
	4.2.5	Rinnenerosion - Eisschichtenentwässerung	
	4.3	GLETSCHERBEWEGUNG	97
	4.3.1	Mechanische Be- und Entlastung	97
	4.3.2	Reaktivierung von Störungssystemen	100
	4.3.3	Verstärkter Grundwasserabfluss	102
	4.4	MULTIPLES AUFTRETEN VON GLAZIGENEN SZENARIEN	103
	4.4.1	Mechanisch-hydraulische Belastung in der Fläche	103
	4.4.2	Mechanisch-hydraulische Belastung in Rinnenstrukturen	108
	4.4.3	Verstärkter Grundwasserfluss	109
	4.4.4	Hydrochemische Aspekte	109
	4.4.5	Auswirkungen glazigener Veränderungen auf potenzielle Endlagerformationer	n 110
5	QUAN	TIFIZIERUNG MÖGLICHER SICHERHEITSRELEVANTER VORGÄNGE	114
	5.1	VORGÄNGE IM TON	114
	5.1.1	Grundlagen/Modellaufbau/Materialparameter	114
	5.1.2	Grundspannungszustand	118
	5.1.3	Numerischer Rechencode	119
	5.1.4	Rahmenbedingungen Fallstudien	121
	5.1.4	1 Abkühlungsprozess	
	5.1.4	2 Eisbedeckung durch Gletscher	
	5.1.5	Szenarien	123
	5.1.5	.1 Fallstudie I: Auswirkungen einer Kaltzeit - 10.000 Jahre	
	5.1.5	2 Fallstudie II: 150.000 Jahre Oberflächenabkühlung	126
	5.1.5	.3 Fallstudie III: 10.000 Jahre Oberflächenabkühlung und Gletschervorstoß	128
	5.1.5	4 Fallstudie IV: 150.000 Jahre Oberflächenabkühlung und Gletschervorstoß	
	5.1.5	.5 Fallstudie V: Verletzung des hydraulischen Kriteriums	135
	5.7.0		137
	5.2	VORGANGE IM SALZ	139
	5.2.1	Grundiagen	139
	5.2.2	Kiimaszenarien / Rechentalle	141
	5.2.3	Geomechanisches Modell	143
	5.2.3	Minodellautbau Mumerische Rechencodes / Stoffgesetze / Materialneremeter	
	5.2.3 5.2.1	Modellierungsergehnisse	140 151
	5.2.4 5.2 A	Grundsnannungszustand / Halokinese	151
	524	.2 Fallstudie 1: Simulation Kaltzeit - Permafrost	
	5.2.4	.3 Fallstudie 2: Simulation Inlandsvereisung - Be-/Entlastung	
		<u> </u>	

		5.2.4.4	Fallstudie 3: Simulation Gletscherrandlage - Gekoppelte hydraulisch-mechanische	156
	5	25	Kaltzeitliche Finwirkungen auf Salzformationen	158
ļ	5.3	HYD	ROGEOLOGISCHE BETRACHTUNGEN	159
	5	.3.1	Grundlagen	159
		5.3.1.1	Modellkonzept und Szenarien	
		5.3.1.2	Rechencode	
		5.3.1.3	Modellannahmen und Eingangsparameter	163
	5	.3.2	Strömungsmodell Tonformation	163
		5.3.2.1	Modellaufbau	163
		5.3.2.2	Fallstudie 1: Tonformation unter Permafrostbedingungen	166
		5.3.2.3	Fallstudie 2: Tonformation unter teilweiser Gletscherbedeckung	
	5	.3.3	Strömungsmodell Salzformation	173
		5.3.3.1	Modellaufbau	
		5.3.3.2	Fallstudie 1: Salzformation unter Permatrostbedingungen	
		5.3.3.3	Fallstudie 2: Salzformation unter teilweiser Gietscherbedeckung mit punktuellem	100
	54	KAL		
~	J.7 -			
6	В	EWERIC	ING SZENARIENBEZÜGENER SICHERHEITSAUSWIR-KUNGEN	190
(6.1	Auf	LOCKERUNG UND GLAZIAL-MECHANISCHE EROSION	192
(6.2	MEC	CHANISCHE ENTLASTUNG DURCH GLETSCHERRÜCKZUG	194
(6.3	THE	RMISCHE RISSBILDUNG	195
(6.4	Gru	INDWASSER IM PERMAFROSTBEREICH	198
(6.5	Gru	INDWASSERBEWEGUNG UNTER GLETSCHERBEDECKUNG	199
(6.6	MEC	CHANISCH-HYDRAULISCHE INTEGRITÄT DER GEOLOGISCHEN BARRIERE	199
(6.7	HAL	OKINETISCHE PROZESSE	202
(6.8	Rea	KTIVIERUNG VON STÖRUNGEN	203
(6.9	Erc	SION UND MECHANISCH-HYDRAULISCHE BELASTUNGEN IN RINNEN	205
7	D	ISKUSSI	ON DER ERGEBNISSE	207
	7.1	Vor	BEMERKUNG	207
	7.2	Gla	ZIAL-MECHANISCHE EFFEKTE - FLÄCHIGE EROSION	208
	7.3	Änd	ERUNGEN IM GRUNDWASSERREGIME DES DECKGEBIRGES	210
	7.4	Kry	OGEN BZW. HYDRAULISCH INDUZIERTE RISSBILDUNG - WIRTSFORMATION	211
	7.5	Sub	ROSION	212
	7.6	Gla	ZIALE RINNENBILDUNG UND SUPERCOOLING	213
	7.7	HAL	OKINESE / REAKTIVIERUNG VON STÖRUNGEN	214
	7.8	NEC	ITEKTONIK	215
8	U	INTERSU	CHUNGSBEDARF	217
9	Z	USAMME	NFASSUNG	220
10	7			222
10	~			

Gesamtblattanzahl

<u>TABELLEN</u>		
Tabelle 1:	Vereinfachte Stratigraphie zur Abbildung 6	. 27
Tabelle 2:	Temperaturabschätzungen für Nordwest- und Zentraleuropa nach HUIJZER & VANDENBERGHE (1998)	. 38
Tabelle 3:	Thermische Materialparameter von Ton- und Salzgesteinen	. 80
Tabelle 4:	Abtragsraten in vollständig vergletscherten Einzugsgebieten Norwegens (Kristalllin; DREWRY 1986)	.96
Tabelle 5:	Gesteinsdichten und Wichten ausgewählter Gesteinsformationen	. 98
Tabelle 6:	Angenommene Materialeigenschaften der verschiedenen	

Tabelle 6:	Angenommene Materialeigenschaften der verschiedenen Schichten (unveröff. Daten)	118
Tabelle 7:	Thermische Eigenschaften der verschiedenen Schichten (unveröff. Datenbasis)	118
Tabelle 8:	Thermomechanische Kennwerte	151
Tabelle 9:	Eingangsparameter der Modellschichten Tonformation	164
Tabelle 10:	Eingangsparameter der Modellschichten Salzformation	174
Tabelle 11:	Angenommene Geometrie des Modellsalzstocks	175
Tabelle 12:	Eingangsparameter der Modellschichten Gletscherzufluss- Szenario	180
Tabelle 13:	Einschätzung potenziell sicherheitsrelevanter Auswirkungen kaltzeitinduzierter Vorgänge für ein HAW-Endlager in Tonstein und Salz	191

ABBILDUNGEN

Abbildung 1:	Geotechnische Kriterien zur Bewertung der Barriereintegrität eines Endlagers im Salz	. 17
Abbildung 2:	Das Endlagersystem, seine Teilsysteme und Umgebung (GRS 2008)	. 20
Abbildung 3:	Erforderlicher Endlagerflächenbedarf für das Ton- bzw. Salzkonzept (nach FILBERT et al. 2005).	.21
Abbildung 4:	Skizze eines Endlagers für wärmeentwickelnde Abfälle im Steinsalz (GRS 2008).	.24
Abbildung 5:	Skizze des Endlagerkonzeptes in Tongestein (PEIFFER 2009)	. 25
Abbildung 6:	Schematische geologische Salzstockstruktur als Grundlage für Rechenmodelle	.27
Abbildung 7:	Profil durch eine geologische Struktur mit einer Tongesteinsformation (BGR 2007).	.28

Abbildung 8:	Stratigraphisches Modell von Kreideformationen in Norddeutschland (DBE 2007)	29
Abbildung 9:	Eisrandlagen in Nordeuropa; verändert nach LIEDTKE (1981)	30
Abbildung 10:	Globale Sauerstoffisotopenkurve (SPECMAP Stack) der letzten 800.0000 Jahre nach IMBRIE et al. (1984)	32
Abbildung 11:	Atmosphärische Temperaturen aus dem Vostok-Eiskern (Antarktis) der letzten 420.000 Jahre (PETIT et al. 1999)	32
Abbildung 12:	Globale Sauerstoffisotopenkurve (SPECMAP Stack) der letzten 150.000 Jahre nach IMBRIE et al. (1984)	33
Abbildung 13:	Darstellung der Erdbahnparameter Exzentrizität, Obliquität und Präzession sowie ihrer Zyklen (ZACHOS et al. 2001).	35
Abbildung 14:	Änderungen der weltweiten marinen Oberflächentemperaturen im jährlichen Mittel während des letzten glazialen Minimums (MIX et al. 2001).	36
Abbildung 15:	MAAT für Nord- und Zentraleuropa nach DELISLE et al. (2003)	37
Abbildung 16:	Modellierungen zu Mächtigkeit des Permafrostes und Paläotemperaturen für das Gebiet Gorleben (verändert nach BOULTON et al. 1999).	39
Abbildung 17:	Atmosphärische Temperaturen im Januar, Juli und im Jahresdurch- schnitt für Deutschland von 1901 bis 2009 (DEUTSCHER WETTERDIENST)	40
Abbildung 18:	MAGT für Nord- und Zentraleuropa nach DELISLE et al. (2003).	41
Abbildung 19:	Grundwassertemperaturen entlang der Gorleben-Rinne (KLINGE et al. 2007).	42
Abbildung 20:	Modellierung von Permafrostmächtigkeiten seit dem Eem für Nord- deutschland (DELISLE et al. 2003)	45
Abbildung 21:	Modellierte Werte der jährlichen Niederschläge in mm/a*100 für das LGM (BANKS et al. 2007)	47
Abbildung 22:	Mächtigkeiten des fennoskandischen Eisschildes während der Weichsel-Kaltzeit (Svendsen et al. 2004)	48
Abbildung 23:	3D-Modell des skandinavischen Eisschildes in Mitteleuropa während des LGM (SIROCKO et al. 2008)	48
Abbildung 24:	Modellierter geothermaler Wärmefluss während des LGM (NÄSLUND et al. 2005)	51
Abbildung 25:	Schematische Darstellung des Grundwassersystems im Bereich von Gletschern; verändert nach PIOTROWSKI (2006)	53

Abbildung 26:	Quartärbasis nach STACKEBRANDT et al. (2001) mit Verteilung der pleistozänen Rinnen in Nordeuropa.	54
Abbildung 27:	Mehrere Generationen von Tunneltälern mit unterschiedlichen internen seismischen Reflexionsmustern (Lutz et al. 2009)	55
Abbildung 28:	Verteilung der Salzstrukturen im Mitteleuropäischen Becken in Relation zu den tektonischen Großeinheiten, kleineren Struktur- bereichen und bekannten Störungslineamenten (SIPPEL 2009)	59
Abbildung 29:	Darstellung aktueller Spannungsdaten subsalinarer Formationen (REICHERTER et al. 2005).	62
Abbildung 30:	Die neotektonische Absenkung im nördlichen Mitteleuropa (STACKEBRANDT 2004)	63
Abbildung 31:	Wechselwirkung Salztektonik/Gletscher (SIROCKO et al. 2008)	64
Abbildung 32:	Verteilung bekannter tektonischer Störungen und Grenzen (CLAUSER 2002).	67
Abbildung 33:	Ableitung rezenter Spannungsfelder der Zentralalpen und dem europäischen Vorland (HSK 2005)	68
Abbildung 34:	Eisvorstoß und Eisrückzug unter Berücksichtigung von potenziellen Endlagerstandorten (GRUNDFELT & SMELLIE 2004)	71
Abbildung 35:	Ausbreitung der rezenten Permafrost-Gebiete und der Gebiete mit Bodeneis (BROWN et al. 1998).	72
Abbildung 36:	Ausdehnung von Permafrost in Europa während des LGM nach FENCH (1996)	73
Abbildung 37:	Typische Eiskeil-Polygon-Strukturen im sibirischen Permafrost (LIEBNER 2003).	74
Abbildung 38:	Häufigkeit und Einfallen von Klüften im Salzstock Lehrte nahe Schacht Bergmannssegen (BAUER 1991).	75
Abbildung 39:	Einflussfaktoren auf die thermisch/hydraulisch/mechanische (THM) Integrität des Systems Endlager mit Wirts- und Deck- bzw. Nebengestein.	77
Abbildung 40:	Prozesse der thermo-(T)-hydraulisch-(H)-mechanischen-(M) Wechselwirkungen von Gesteinen (GENS et al. 2006)	78
Abbildung 41:	Direkte und indirekte Zugfestigkeit von Leine-Steinsalz z3 (Asse; HUNSCHE 1994)	79
Abbildung 42:	Thermo-mechanische Modellierungen zu Konsequenzen glazigen induzierter Temperaturänderungen in einem Salzstock (WALLNER & EICKEMEIER 1994)	81

Abbildung 43:	Grundwasserleiter in Permafrostgebieten mit unterschiedlichen Geländeformen (GASCOYNE 2000).	82
Abbildung 44:	2D-Darstellung (Mohr'scher Spannungskreis) zum Einfluss eines Porendrucks (p _f) auf die Gesteinsfestigkeit (BuRG 2005)	87
Abbildung 45:	Bewegungsgleichgewicht zwischen Salzstockaufstieg und vertikaler Subsidenz des Nebengesteins (SCHREINER et al. 2004).	89
Abbildung 46:	Spannungsentwicklung im Modellsalzstock unter glazigenem Einfluss (SCHREINER et al. 2004)	90
Abbildung 47:	Simulation des Grundwasserflusses unter der Odra-Gletscherzunge zur Zeit des LGM (PIOTROWSKI et al. 2009)	93
Abbildung 48:	Das glaziale Transportsystem (GURNELL & CLARK 1987).	. 95
Abbildung 49:	Änderung im Spannungsfeld durch Abtragung einer ursprünglichen Materialauflast bis zu einer neuen Gesteinsoberfläche (Lø⊤∨EIT 2009).	98
Abbildung 50:	Spannungsregime im Untergrund bei Eisvorstößen bzw. Eisrückzügen (BOULTON et al. 2001).	99
Abbildung 51:	Beispiele für "Self-sealing" und "healing" bei Ton- und Salzgesteinen	100
Abbildung 52:	Glazigene mechanische Wechselwirkung der Lithosphäre und daraus resultierende viskose Fließprozesse (BOULTON et al. 2001)	101
Abbildung 53:	Simulation eines proglazialen Grundwasser-Auftriebes (upwelling) (BOULTON et al. 1999)	103
Abbildung 54:	Abrasion durch einen Härtling infolge Verschiebung auf dem Gesteinsuntergrund (IVERSON 1991)	105
Abbildung 55:	Flächenhafte Abtragung durch "plucking" (PASSE 2004).	106
Abbildung 56:	3D-seismische Darstellung eines Zeithorizontes in der südlichen Nordsee (a) und die Identifikation von drei Generationen an Tunnel- tälern (b) (LUTz et al. 2009)	111
Abbildung 57:	Teilgebiete untersuchungswürdiger Ton- und Salzformationen in Deutschland (BGR 2007).	112
Abbildung 58:	Aufbau des geometrischen Modells im Ton.	116
Abbildung 59:	Modellaufbau in der näheren Umgebung des HAW-Endlagers mit Sedimentauflage	117
Abbildung 60:	Detailausschnitt mit Vernetzungsstruktur.	117
Abbildung 61:	Ausgangs-Spannungs- und Temperaturbedingungen in Abhängigkeit von der Tiefe	119

Abbildung 62:	Festgelegte Beobachtungspunkte zur Erfassung von Parameter- veränderungen im Tonmodell	. 120
Abbildung 63:	Festgelegte glazigene Abkühlung der Bodenoberfläche	. 121
Abbildung 64:	Entwicklung des glazialen Überlagerungsdruckes.	. 122
Abbildung 65:	Temperaturergebnisse im Tonmodell (Abkühlungsphase und Perma- frosteinwirkung).	. 124
Abbildung 66:	Verformung durch thermische Kontraktionen im Tonmodell nach Abkühlung an der Oberfläche	. 124
Abbildung 67:	Auswirkungen der von der Oberfläche ausgehenden Abkühlung auf die Gesteine im Tonmodell.	. 125
Abbildung 68:	Temperaturentwicklung an den Beobachtungspunkten im Tonmodell nach der Abkühlungsphase (Kaltzeit)	. 126
Abbildung 69:	Senkungen (vertikale Verschiebungen) im Tonmodell nach Abkühlung an der Oberfläche	. 127
Abbildung 70:	Spannungsänderungen infolge der Abkühlung im Tonmodell	. 127
Abbildung 71:	Spannungsänderungen aus Abkühlung und Gletschervorstoß im Tonmodell	.129
Abbildung 72:	Vertikalschnitt der horizontalen Verschiebung in der Umgebung eines Endlagers im Ton über eine Zeitspanne von 11.000 Jahren	. 130
Abbildung 73:	Vertikalschnitt der vertikalen Verschiebung (Senkung) in der Umge- bung eines Endlagers im Ton über eine Zeitspanne von 11.000 Jahren	. 132
Abbildung 74:	Teufenabhängige horizontale und vertikale Verschiebungen aus der Kombination von Abkühlung und Gletschervorstoß im Tonmodell	. 133
Abbildung 75:	Profile der effektiven plastischen Deformation im Ton über einen Zeitraum von 10.000 Jahren	. 134
Abbildung 76:	In-situ-Spannungsbedingungen und Bewertung des Minimal- spannungskriteriums	. 136
Abbildung 77:	Dilatanz- und Minimalspannungskriterium	. 140
Abbildung 78:	Salzstrukturen in Norddeutschland	. 144
Abbildung 79:	Modellstruktur mit drei Homogenbereichen mit Koordinaten der verschiedenen Grenzen und geotechnische Gesteins- und Interface- parameter.	. 146
Abbildung 80:	Modellierung des Kriechverhaltens von Staßfurt-Steinsalz. BGRa im	

Vergleich zum erweiterten Dehnungsverfestigungsansatz (EDVA). 147

Abbildung 81:	Mohr-Coulomb-Diagramm (σ_1 vs. σ_3) zur Charakterisierung der Gesteinsfestigkeit von Deck- und Nebengebirge	49
Abbildung 82:	Festigkeitskriterium nach MINKLEY (2008) zur Charakterisierung der Gesteinsfestigkeit von Deck- und Nebengebirge1	50
Abbildung 83:	Einstellung des Grundspannungszustandes mit dem primären Temperaturfeld1	51
Abbildung 84:	Einwirkung einer Kaltzeit (t_0 + 200 Jahre) - Einstellung des Tempe- raturfeldes bei Abkühlung der Oberflächentemperatur um -21,5°C 1	52
Abbildung 85:	Temperaturvariation in der Schnittebene Salzstock und im Neben- gebirge vor und nach dem Einsetzen der Kaltzeit1	52
Abbildung 86:	Modellstudie zum Einfluss der Kaltzeiteinwirkung auf die Salzstruktur1	54
Abbildung 87:	Ergebnisse zum Einfluss der Eisauflast1	55
Abbildung 88:	Hebungs- und Senkungsprozesse im Scheitelbereich der Salzstruktur bzw. unterhalb der vorrückenden Gletscherfront1	57
Abbildung 89:	Änderung des Minimalspannungskriteriums durch Gletschereinflüsse1	58
Abbildung 90:	Geologischer Profilschnitt Ton (verändert nach Abbildung 7)1	59
Abbildung 91:	Geologischer Profilschnitt Salz (verändert nach Abbildung 6)1	60
Abbildung 92:	Modellaufbau Tonformation1	64
Abbildung 93:	Randbedingungen Tonformation1	65
Abbildung 94:	Grundwasserhöhenverteilung (Tonformation/Grundzustand, stationär)1	66
Abbildung 95:	Grundwasserhöhen an Beobachtungspunkten (Tonformation/ Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren)1	67
Abbildung 96:	Fließgeschwindigkeiten am Sondenpunkt in 200 bis 250 m Tiefe (Tonformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren)1	68
Abbildung 97:	Grundwasserhöhenverteilung (Tonformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren)1	68
Abbildung 98:	Grundwasserfließgeschwindigkeiten (Tonformation/Permafrost- Szenario nach 1.000 Jahren)1	69
Abbildung 99:	Verteilung der Permafrostlücken und Grundwasserneubildung (Tonformation/Gletscher-Szenario)1	70
Abbildung 100:	Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Tonformation/Gletscher- Szenario nach 1.000 Jahren)1	72
Abbildung 101:	Grundwasserfließgeschwindigkeiten am Sondenpunkt in 200 bis 250 m Tiefe (Tonformation/Gletscher-Szenario nach 1.000 Jahren) 1	72

Abbildung 102:	Grundwassergleichen mit und ohne Permafrostlücken (Tonformation/ Gletscher-Szenario nach 1.000 Jahren)	173
Abbildung 103:	Modellaufbau Salzformation.	175
Abbildung 104:	Randbedingungen Salzformation und Ausdehnung des Salzstocks	176
Abbildung 105:	Grundwasserhöhenverteilung (Salzformation/Grundzustand, stationär)	.177
Abbildung 106:	Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Salzformation/Permafrost- Szenario nach 1.000 Jahren).	178
Abbildung 107:	Grundwasserfließgeschwindigkeiten an Sondenpunkten (Salzformation/ Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren)	179
Abbildung 108:	Grundwasserfließgeschwindigkeiten in Schicht 3 (Salzformation/ Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren)	179
Abbildung 109:	Ausschnitt des Modellgebietes im Salzstockbereich mit Zuflusszone und Durchlässigkeitsbeiwert-Verteilung (Salzformation/Zufluss- Szenario).	.182
Abbildung 110:	Modellausschnitt Schicht 7 (295 bis 300 m Tiefe) im Salzstockbereich mit Grundwasserhöhen (Salzformation / Zufluss-Szenario nach 1 Jahr).	.183
Abbildung 111:	Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Salzformation/Zufluss- Szenario nach 1 Jahr).	183

<u>ANHANG</u>

Periglacial Assessment: Surface Cooling and Glacial Advance

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

AkEnd	Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte	
ANDRA	Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs	
BGR	Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe	
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz	
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung	
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit	
CLIMAP	Climate Long-rang Investigation, and Mapping	
DBE	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH	
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm	
EWG	Einschlusswirksamer Gebirgsbereich	
GOK	Geländeoberkante	
GRS	Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit	
HSK	Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen	
HAW	High activity waste (hochradioaktive Abfälle)	
ICS	International Commission on Stratigraphy	
lfG	Institut für Gebirgsmechanik GmbH	
LGM	Last glacial maximum	
MAAT	Mean annual atmospheric temperatures	
MAGT	Mean annual ground temperatures	
MARGO	Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface	
MIS	Marine Isotopic Stage	
NAGRA	Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle	
NGT	Noble Gas Temperatures	
OECD	Organisation for Economic Co-Operation and Development	
RN	Radionuklid	
RSK	Reaktor-Sicherheitskommission	
SKB	Svensk Kärnbränslehantering	
SPECMAP	Standard Chronologie für Sauerstoffisotopendaten	
SSK	Strahlenschutzkommission	
TA Abfall	Technische Anleitung Abfall; Abfallgesetz	
TWT	Two Way Travel Time	
UM	Umweltministerium	
UTD	Untertagedeponie	

1 EINLEITUNG

1.1 Veranlassung

Das Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) hat mit Datum vom 26.02.2009 die Golder Associates GmbH (Golder), Vorbruch 3, D-29227 Celle, mit der Bearbeitung des Vorhabens WS 2060 "Glazigene Beeinflussung von Wirtsgesteinstypen Ton und Salz und deren Einflüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers" auf Basis des Angebotes Nr. p08505170439 vom 20.11.2008 beauftragt.

Zur Bearbeitung von Schwerpunktaufgaben wurde das Institut für Gebirgsmechanik GmbH (IfG) als Unterauftragnehmer von Golder Associates mit einbezogen.

1.2 Zielstellung

Das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit verfolgte zum Zeitpunkt der Beauftragung dieser Studie die Zielsetzung, weitere Standorte in unterschiedlichen geologischen Formationen auf ihre Eignung zur Endlagerung für wärmeentwickelnde Abfälle zu untersuchen. Dabei kommen im Hinblick auf einen möglichst langfristigen Einschluss der radioaktiven Abfälle im geologischen Untergrund insbesondere hydraulisch dichte Gebirgsformationen (z. B. Salz und Tongesteine) in Betracht.

Die sicherheitstechnische Beurteilung eines Endlagers hängt maßgeblich davon ab, welche Ereignisse und Prozesse ablaufen bzw. unterstellt werden müssen, die den Einschluss der Schadstoffe im Endlager beeinflussen können. Art, Umfang und Ausprägung aus den Ergebnissen und Prozessen abgeleiteter Szenarien sind wesentliche Bestandteile einer vergleichenden Prüfung von Endlageralternativen. Unter anderem ist das Szenario einer Kaltzeit mit einer glazigenen Beeinflussung eines Standortes von großer sicherheitstechnischer Bedeutung.

Mit der vorliegenden Studie sollen Grundlagen für sicherheitstechnische Bewertungen im Rahmen eines Standortvergleiches erarbeitet werden.

Studien (BGR 2007, GOLDER ASSOCIATES 2006) weisen großflächige Tonsteinvorkommen als potenziell geeignete Wirtsgesteinskörper im nord- und süddeutschen Raum innerhalb ehemaliger pleistozäner Vereisungen aus. Geeignete Salzvorkommen in steiler Lagerung sind ebenfalls im Einflussbereich ehemaliger Vereisungen anzutreffen. Bei einem Langzeitsicherheitsnachweis für 1 Mio. Jahre und einer Größenordnung von ca. 100.000 Jahren für das wiederkehrende Auftreten von Kaltzeiten ist davon auszugehen, dass diese potenziellen Wirtsgesteinskörper in einer Kaltzeit betroffen sein werden.

Daher sollen für die beiden Wirtsgesteinsformationen Salz und Ton mögliche Auswirkungen und Intensitäten von Kaltzeiten und deren Einfluss auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers in der entsprechenden Formation ermittelt und bewertet werden.

Es werden ausschließlich die geologischen Auswirkungen der glazigenen Überprägung in tiefen geologischen Formationen für Ton und Salz betrachtet. Die Betrachtung bzw. ein Vergleich spezifischer Standorte ist nicht Gegenstand der Bearbeitung.

1.3 Aufbau des Berichtes

Der vorliegende Bericht umfasst in seinem ersten Teil Definitionen der Bearbeitungsgrundlagen wie Betrachtungszeitraum, betrachtete Faktoren, wesentliche Kriterien für die Bewertung potenzieller Einwirkungen, Beschreibung der Formationen Salzgestein und Tonstein, die Charakterisierung möglicher HAW-Endlagerkonzepte im Salz und Ton sowie die hier verwendete Definition "Kaltzeit".

Im zweiten Abschnitt erfolgt eine detaillierte Beschreibung der Ereignisse und Prozesse, die möglicherweise im Verlauf einer zukünftigen Kaltzeit in Deutschland zu erwarten sind. Es wird zwischen den Szenarien Permafrost-Bedingungen, Permafrost und Inlandeis in randlicher Lage und mit vollständiger Inlandsvereisung unterschieden.

Im dritten Abschnitt werden Ereignisse und Prozesse skizziert, die im Zusammenhang mit einer Kaltzeit einhergehen.

Im vierten Abschnitt werden potenzielle Vorgänge identifiziert, definiert und beschrieben, die während eines zukünftigen Kaltzeitzyklus auf die Wirtsgesteinformation Ton und Salz und ein darin befindliches Endlager einwirken können.

Im fünften Abschnitt werden im Rahmen begleitender Modellrechnungen mögliche Quantifizierungen der Vorgänge, die während eines zukünftigen Kaltzeitzyklus auf Wirtsgestein und Endlager einwirken können, anhand von Fallbeispielen durchgeführt. Diese Modellrechnungen werden in die Bewertung der Sicherheitsauswirkungen im sechsten Abschnitt einbezogen. Abschließend erfolgt im siebten Abschnitt die Diskussion und Bewertung der Ergebnisse.

Im achten Abschnitt werden offene Fragen diskutiert und der entsprechende Untersuchungsbedarf aufgezeigt.

Der neunte Abschnitt fasst die Berichtsergebnisse zusammen.

2 DEFINITIONEN

2.1 Bearbeitungsgrundlagen

2.1.1 Betrachtungszeitraum

Nach BRUNS et al. (2004) ist mit einer Größenordnung von ca. 100.000 Jahren für das wiederkehrende Auftreten von Kaltzeiten zu rechnen. Insofern ist zu erwarten, dass potenzielle Wirtsgesteinskörper in Deutschland von einer oder mehreren Kaltzeiten betroffen sein werden. Da der Nachweiszeitraum für den Langzeitsicherheitsnachweis bei 1 Mio. Jahre liegt (s. AkEnd-Abschlussbericht und Sicherheitsanforderungen des BMU vom März 2009 / September 2010), ist der Betrachtungszeitraum für die vorliegende Studie ebenfalls auf 1 Mio. Jahre festgesetzt.

2.1.2 Betrachtete Faktoren

Grundsätzlich sind für die nachfolgenden - im Rahmen des Projektes - durchzuführenden Arbeiten die vom AKEND (2002) benannten Empfehlungen für die Auswahl von Endlagerstandorten maßgebend.

Die nachfolgenden Erwägungen resultieren in erster Linie aus Erfahrungen im Salzbergbau, lassen sich aber analog auf Tongesteine übertragen.

Bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle in einer untertägigen Entsorgungseinrichtung in einer Salzformation ist der sichere und dauerhafte Einschluss der Schadstoffe von der Biosphäre das erklärte Ziel. Das bedeutet, wie z. B. im untergesetzlichen Regelwerk (TA Abfall) für Untertagedeponien (UTD) gefordert, dass das Wirtsgestein Salz über einen sehr langen Zeitraum mechanisch stabil bleiben und seine Integrität erhalten muss - sowohl unter den Belastungen, die aus der Erstellung und dem Betrieb der Untertagedeponie oder des Endlagerbergwerkes resultieren, als auch unter den Belastungen, welche vom Abfall ausgehende Prozesse in der Nachbetriebsphase auslösen. Dies umfasst ebenfalls die Effekte glazigener Klimaeinwirkungen.

Zur Gewährleistung dieser Anforderungen wirkt in einem Endlager ein komplexes System technischer, geotechnischer und geologischer Barrieren, d. h. ein Multibarrierensystem. Aus geowissenschaftlicher Sicht fokussieren sich die zu betrachtenden Faktoren auf:

- geotechnische Barrieren (Bohrlochverfüllung/-verschluss, Versatzmaterial, Dämme, Schachtverfüllung) - Nahfeld sowie
- geologische Barrieren (unmittelbares Wirtsgestein und geologisches Umfeld als geohydraulische Barriere) - Fernfeld

Die Langzeitsicherheit eines Endlagers ist vor allem durch die Schutz- und Barrierefunktion der Geosphäre gegeben. Diese ist strukturell und stofflich inhomogen und somit nicht einfach normierbar. Weiterhin können sich die Rahmenbedingungen im zeitlichen Verlauf insbesondere vor dem Hintergrund des als notwendig erachteten Nachweiszeitraumes von 1 Mio. Jahre ändern. Insofern ist im Gegensatz zu einer Vorgehensweise nach ingenieurtechnischen Gesichtspunkten die Langzeitbewertung der geologischen und geotechnischen Situation nur in Form allgemein gültiger und nicht unmittelbar quantitativ überprüfbarer Sicherheitskriterien möglich, wie sie in den Sicherheitsanforderungen des BMU (2010) festgelegt sind. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Unschärfe der notwendigen Prognoserechnungen sehr groß ist, selbst für die als "wahrscheinlich" unterstellten Entwicklungen.

Im Folgenden werden die unterschiedlichen geowissenschaftlichen Anforderungen, die sich in Abhängigkeit von den Einlagerungskonzepten, den Bergwerksplanungen und den Langzeitsicherheitsnachweisen ergeben, näher erläutert. Dabei wird deutlich, dass die Anforderungen wesentlich von den standortspezifischen Rahmenbedingungen und insbesondere vom Wirtsgestein abhängig sind.

Grundlage für die Langzeitsicherheit eines Endlagers im Salzgestein nach dem Prinzip des sicheren Einschlusses ist der Nachweis der über 1 Mio. Jahre gegebenen Funktionstauglichkeit der den untertägigen Einlagerungsbereich schützenden geologischen Barriereeinheiten, d. h. die Aufrechterhaltung ihrer primär vorhandenen Integrität und Dichtheit unter allen möglichen Beanspruchungsbedingungen über den gegebenen Nachweiszeitraum.

Der im Rahmen einer Sicherheitsanalyse durchzuführende geotechnische Standsicherheitsnachweis beinhaltet sowohl den Nachweis der Standsicherheit als auch der Barriereintegrität in der Betriebs- und Nachbetriebsphase. Da der Nachweis der Standsicherheit des Grubengebäudes vorzugsweise für die Betriebsphase erforderlich ist, um die Sicherheit des Einlagerungsbetriebes zu gewährleisten, besteht in der Langzeitsicherheitsanalyse die vordringlichste Aufgabe im Nachweis der langzeitlichen Integrität der geologischen Barriere, d. h. des Salinarbereiches zwischen den Einlagerungshohlräumen und dem Salzspiegel bzw. der Salzstockflanke.

Die Wirksamkeit von Salinarbarrieren basiert im Wesentlichen auf ihrer Fähigkeit zur bruchlosen, duktilen Verformung unter statischen Beanspruchungen im Gebirge.

Verformungen im Einlagerungs- und Betriebsbereich eines Endlagerbergwerkes resultieren aus dem Wechselspiel zwischen den Tragelementen und ihrer geologischen Umgebung. Unter Voraussetzung einer hinreichenden zonalen Standsicherheit der Tragelemente, wie sie durch eine entsprechende Dimensionierung der Pfeiler und Schweben sichergestellt ist, resultiert die globale Standsicherheit (Standsicherheit des gesamten Grubengebäudes). Wenn die Belastung der Tragelemente unkritisch ist und bezüglich der Tragfähigkeit ausreichende Reserven bestehen, verlaufen die mit der Hohlraumauffahrung induzierten Gebirgsbewegungen harmonisch, d. h. sie sind in ihren Raten verträglich begrenzt und entwickeln sich nach Beendigung der Einlagerungsaktivitäten degressiv.

Ausgehend von derartigen statischen Bedingungen kann auf Basis der vorliegenden Erfahrungen gefolgert werden, dass die Langzeitsicherheit eines Endlagers gegeben ist. Nur bei gebirgsdynamischen Einwirkungen anthropogenen oder geogenen Ursprungs (Gebirgsschläge, Erdbeben) sowie bei Änderung der Rahmenbedingungen (z. B. Wirkung von Porenwasserdrücken infolge einer Eisauflast, thermische Einwirkung) lässt sich ein signifikant höheres Sicherheitsrisiko hinsichtlich einer Verletzung der Integrität und Dichtheit salinarer Barrieren ableiten.



a) Dilatanzkriterium

b) hydraulisches Kriterium

Abbildung 1: Geotechnische Kriterien zur Bewertung der Barriereintegrität eines Endlagers im Salz.

Unter diesen Bedingungen sind zum Nachweis der Barriereintegrität als mechanische Kriterien zur Bewertung des sekundären Spannungs- und Verformungsfeldes zwei Kriterien von entscheidender Bedeutung (Abbildung 1).

• Minimalspannungs- bzw. Frac-Kriterium

Dieses Kriterium fordert für die abdichtende Barriere, dass die kleinste Gebirgsdruckspannung $\sigma_{MIN} = \sigma_3$ zuzüglich eines Durchtrittsdruckes p_{ER} (Eintritts- und Reibungsdruck) immer größer sein muss, als ein fiktiv angenommener Fluiddruck p_{FL} in der entsprechenden Teufe, um ein Aufreißen und Durchströmen der Salinarbarriere zu verhindern.

 σ_{MIN} + p_{ER} > p_{FL}

bzw. Einhaltung eines Sicherheitsfaktors: $n_{FRAC} = \frac{\sigma_{MIN} + p_{ER}}{p_{FL}} > 1$ (1)

Dilatanzkriterium

Dieses Kriterium fordert, dass in der abdichtenden Barriere keine Gefügeauflockerung eintritt, die eine Permeabilitätsänderung (Zunahme) bedingen würde. Außerdem kann eine Gefügeschädigung bei Lokalisierung von Scherzonen die Tragfähigkeit reduzieren und damit die Barriereintegrität schwächen bzw. gefährden. Gefügeauflockerung ist mit einer Volumenzunahme verbunden, d. h. Dilatanz durch Ausbildung von Mikrorissen und Rissakkumulation.

Das Dilatanzkriterium ist erfüllt, so lange die Volumenänderung $\Delta \epsilon_{VOL}$ negativ (Kompaktion) bzw. Null (volumentreue Verformung) ist:

$$\frac{d\epsilon_{VOL}}{d\epsilon_1} \le 0 \tag{2}$$

Der Punkt, an dem die Volumenänderung positiv wird, also Dilatanz eintritt, wird als Dilatanzgrenze bezeichnet. Die Festigkeit im pre-failure-Bereich, bei der die Dilatanzgrenze erreicht wird und Mikrorissbildung einsetzt, ist als Dilatanzfestigkeit definiert. Zur Beschreibung der Dilatanzfestigkeit von Salinargesteinen hat sich analog zur Bruch- und Restfestigkeit folgender Ansatz (MINKLEY et. al. 2001) bewährt:

$$\sigma_{\text{eff,Dil}} = \sigma_{\text{D,Dil}} + \frac{\left(\sigma_{\text{MAX}} - \sigma_{\text{D,Dil}}\right)}{\left(\sigma_{\phi,\text{Dil}} + \sigma_{3}\right)} \cdot \sigma_{3}$$
(3)

Mit dem Dilatanzkriterium wird der in der Salinarschutzschicht wirkende Spannungszustand $\sigma_{\text{eff, w}}$ (wirkende Effektivspannung) mit der Dilatanzfestigkeit verglichen

$$s_{\text{Dil}} = \frac{\sigma_{\text{eff,Dil}}(\sigma_3)}{\sigma_{\text{eff,w}}}$$
(4)

und für den Nachweis der Barriereintegrität gefordert: S_{Dil} > 1

Für $S_{Dil} > 1$ kann eine Gefügeschädigung mit Mikrorissbildung ausgeschlossen werden. Die Dilatanzfreiheit des bewerteten Gebirgsbereiches ist, unabhängig von der erlittenen Verformung, gewährleistet und das Kriterium erfüllt. Diese Gebirgsbereiche sind dauerstandsicher.

Für $S_{Dil} \leq 1$ muss mit dem Entstehen von Mikrorissen gerechnet werden, d. h. das Kriterium ist verletzt. Bei einer Verletzung des Kriteriums gilt für die plastische Volumenverformung (Volumendilatanz): $\epsilon_{Vol}^{p} > 0$

In Berechnungsmodellen mit deformationsabhängiger Entfestigung und Dilatanz lässt sich das Auftreten von Gefügeschädigungen und damit die Verletzung des Dilatanzkriteriums direkt durch Bereiche, in denen $\epsilon_{Vol}^{p} > 0$ ist, ausweisen. Mit einem visko-elasto-plastischen Stoffmodell lassen sich Schädigungsvorgänge unter statischen und dynamischen Belastungsbedingungen untersuchen.

Die Integrität und Funktionsfähigkeit salinarer, geologischer Barrieren ist gewährleistet, wenn innerhalb der Barrieren in einer ausreichend mächtig ausgewiesenen Zone sowohl das Frac- bzw. Minimalspannungskriterium als auch das Dilatanzkriterium nicht verletzt sind (POPP et. al. 2002). Anzumerken ist allerdings, dass dieses Kriterium sehr konservativ ist, weil dabei nicht die Ausbreitungsrichtung des anliegenden Fluids in Relation zur Lage des wirkenden Spannungstensors berücksichtigt wird. Nach Einschätzung der Autoren gelten das Dilatanz- und Minimalspannungskriterium auch in Tonsteinen. Allerdings gibt es dafür bisher keine belastbaren experimentellen Ansätze. In Deutschland wird für Salzgesteine u. a. die mit dem Dilatanzkonzept entwickelte Vorgehensweise wie z. B. in der Schweiz oder Frankreich bisher nicht umgesetzt.

2.1.3 Kriterien für die Bewertung potenzieller Einwirkungen

Kaltzeiten können Vorgänge induzieren, die unter bestimmten Randbedingungen möglicherweise Auswirkungen auf die sichere und dauerhafte Einlagerung von HAW-Abfällen haben. So können beispielsweise Vorgänge wie Auflockerung, Subrosion oder mechanische Erosion auf das Wirtsgestein einwirken. Als Folge dessen kann die Einwirkung z. B. eine Verringerung oder Beschädigung der geogenen Schutzschicht verursachen.

Denkbare Vorgänge könnten potenziell sicherheitsrelevante Auswirkungen sein wie z. B. Auflockerung und glazial-mechanische Erosion, Erosion und mechanisch-hydraulische Belastung in glazigenen Rinnen, mechanische Be- und Entlastung durch Gletscherüberfahrung, hydromechanische und/oder thermische Rissbildung, halokinetische Prozesse sowie Änderungen des hydrogeologischen Regimes.

Die konkrete Beschreibung potenzieller Einwirkungen erfolgt im Kapitel 4 "Identifikation und Definition von Vorgängen".

2.2 Formationen

2.2.1 Salzgestein

Die Definition der im Folgenden betrachteten Salzgesteine erfolgt gemäß GOLDER ASSOCIATES (2006) - Auszug: Bei den in Frage kommenden Salzgesteinen handelt es sich um Evaporitabfolgen (Steinsalz mit > 90% NaCl, Anhydrit, Kalisalze, Salztone) mit einem Steinsalzanteil von > 90%. Für den einschlusswirksamen Bereich muss die generelle lithologische / stratigraphische Abfolge die Erfüllung der Mindestanforderungen AkEnd erlauben, welche eine Mächtigkeit > 100 m und eine horizontale Ausdehnung von > 3 km² Salzgestein vorsieht.

Salzgesteine kommen in Deutschland regional weit verbreitet in verschiedenen stratigraphischen Einheiten vor, allerdings treffen die hier definierten Vorgaben generell nicht vollständig für die Salzablagerungen des Rotliegenden (d. h. norddeutsches Haselgebirge), des oberpermischen Haselgebirges (Alpenraum), Röt, Muschelkalk, Keuper, Jura und Tertiär zu. Diese werden somit nicht weiter betrachtet (vgl. hierzu detaillierte Beschreibung in GOLDER ASSOCIATES 2006). Weiterhin wurden in Absprache mit dem Auftraggeber die Salzgesteine der flachen Lagerung, z. B. in der Werra-Region und in Teilen von Mitteldeutschland, von der Bearbeitung ausgenommen.

In der Konsequenz konzentriert sich die Bearbeitung auf die Salzgesteine des Zechsteins in steiler Lagerung, die regional unterschiedlich in Form von Salzkissen, Salzstöcken oder Salzmauern hauptsächlich in Nord- und teilweise Mitteldeutschland (Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt) auftreten.

2.2.2 Tonstein

Die Definition der im Folgenden betrachteten, für ein Endlager in Frage kommenden Tone und Tonsteine erfolgt gemäß GOLDER ASSOCIATES (2006) - Auszug: Bei Tonen, die in Frage kommen, handelt es sich um klastische Lockergesteine gemäß FÜCHTBAUER (1988), die zu mindestens 50% des Feststoffes eine Korngröße kleiner 2 µm aufweisen sowie Tonminerale enthalten. Tonstein ist verfestigter Ton. Die im vorliegenden betrachteten Formationen schließen Tonsteine, Schluffsteine wie auch Tonmergelsteine ein. Tonsteinformationen kommen in Deutschland gemäß BGR (HOTH et al. 2002a, HOTH et al. 2002b) in unterschiedlichen geologischen Einheiten (Tertiär, Kreide und Jura) und geographischen Regionen vor. Die Wirtsgesteinseignung der Tertiärtone Norddeutschlands wurde aufgrund des geringen Verfestigungsgrades als sehr eingeschränkt beurteilt (vgl. Boom clay, BERNIER et al. 2000). Die tertiären Tone und Tonsteine des Alpinen Vorlandbeckens sind aufgrund ihrer starken lithologischen Variabilität nur schwer charakterisier- und prognostizierbar. Auch sie weisen nur einen geringen Verfestigungsgrad auf, so dass sie ebenfalls nicht weiter berücksichtigt wurden.

Anhand der oben genannten Mindestanforderungen und Kriterien verbleiben als potenzielle Nutzungsgesteine die mächtigen Tonsteinvorkommen aus der Unterkreide Norddeutschlands und dem Jura Nord- (Dogger α - γ) und Süddeutschlands (Dogger α/β) (HOTH et al. 2007).

2.3 HAW-Endlagerkonzepte

Ein Endlagersystem umfasst räumlich alle Bereiche, in denen sich eingelagerte Radionuklide befinden oder durch die sich Radionuklide bis in die Biosphäre ausbreiten können. Ein derartiges Endlagersystem wird in die Teilsysteme Endlager, umgebendes Wirtsgestein, Deckgebirge und Biosphäre unterteilt (Abbildung 2). Das Endlager besteht aus dem Endlagerbergwerk und dem umgebenden einschlusswirksamen Gebirgsbereich.



Legende: → Grundwasserströmung, → kontaminierte Salzlösung (nur im Störfallszenario)

Abbildung 2: Das Endlagersystem, seine Teilsysteme und Umgebung (GRS 2008).

Bezüglich der geometrischen Rahmenbedingungen hängt die Konzeption eines Endlagers wesentlich von der Art und Menge an Abfallgebinden (d. h. dem Gesamtvolumen) sowie deren Eigenschaften (z. B. Form der Einzelgebinde, Nuklid-Inventar, Wärmeproduktion) für eine gegebene geologische Rahmensituation (z. B. Art des Wirtsgesteins, Geometrie der Gesteinsformation) ab. In Deutschland sind im Wesentlichen zwei Arten hochradioaktiver Abfälle in ein Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle einzulagern:

- abgebrannte Brennelemente mit Uran- oder MOX-Brennstoff nach dem Einsatz in Kernkraftwerken,
- Glaskokillen (Typ Cogema) aus der bis Mitte 2005 zugelassenen Wiederaufarbeitung von abgebrannten Brennelementen vor allem im Ausland.

In GRS (2008) sind die verschiedenen Abfälle detailliert behandelt. Nach den in diesem Bericht zitierten und damals aktuellen Schätzungen, ist von einem Abfallvolumen von ca. 29.000 m³ bis zum Jahr 2040 auszugehen. Allerdings haben sich diese Zahlen aufgrund der zwischenzeitlich wechselnden politischen Rahmenbedingungen mit den Korrekturen der Laufzeiten der Kernkraftwerke mehrfach geändert. Aktuell werden im Rahmen der VSG-Arbeiten Abfallvolumina ermittelt.

Für den daraus resultierenden Flächenbedarf für ein Endlager können nach FILBERT et al. (2005, Abb. 3) die folgenden Vorgaben angesetzt werden:

- Tonkonzept: a) COGEMA-Kokillen / POLLUX-Endlagerbehälter: 7,7 km²
 - b) COGEMA-Kokillen / Brennstabkokillen: 6,7 km²

Salzkonzept: POLLUX-Behälter in Streckenlagerung sowie Bohrlochlagerung mit BSK-Kokillen: ca. 1 km² bzw. ca. 0.4 km²



Abbildung 3: Erforderlicher Endlagerflächenbedarf für das Ton- bzw. Salzkonzept (nach FILBERT et al. 2005).

Die technische Konzeption eines Endlagers basiert unabhängig vom Einlagerungskonzept auf folgenden Grundlagen: Der Zugang zum Endlager erfolgt über mindestens zwei Schächte. Ein Schacht dient für den Personal- und Materialtransport einschließlich der Haufwerksförderung sowie als einziehender Wetterschacht. Ein zweiter Schacht ist für den Transport von radioaktiven Abfällen nach unter Tage sowie als ausziehender Wetterschacht vorgesehen.

Nach Beendigung der Einlagerung und Verschluss des Endlagers, also mit Beginn der Nachbetriebsphase, liegt im Grubengebäude eines Endlagers folgende Situation vor (vgl. Abbildung 2 bzw. Abbildung 4):

- Die Abfallgebinde sind in Einlagerungshohlräumen (Strecken oder Bohrlöcher) eingelagert.
- Das nach der Einlagerung der Abfälle verbliebene Leervolumen ist mit Versatzstoffen, z. B. quellfähigen Tonen, die Schadstoffe gut adsorbieren können, oder mit Salzgrus verfüllt.
- Die Einlagerungshohlräume sind mit Verschlüssen abgedichtet (Strecken- oder Kammerverschlüsse).
- Die übrigen Hohlräume und Strecken sind, entsprechend Verschlusskonzept, ebenfalls versetzt und an bestimmten Stellen mit zusätzlichen Verschlüssen versehen.
- Die Schächte sind verfüllt und mit Verschlüssen abgedichtet.

2.3.1 HAW-Endlager in Salzgestein

Ein Entwurf für das Grubengebäude und die technischen Einrichtungen eines Endlagerbergwerkes in einem Salzstock sind als Prinzipschema in der Abbildung 4 dargestellt.

Das deutsche Referenzkonzept für die Endlagerung im Salz basiert auf der Aktualisierung des Konzeptes Endlager Gorleben, wie es von der DBE entwickelt worden ist (DBE 1998). Es sieht die Einlagerung von ausgedienten Brennelementen in POLLUX-Behältern (selbstabschirmende Transport- und Lagerbehälter) in horizontalen Strecken vor. Verglaste Wiederaufarbeitungs- sowie Technologieabfälle aus der Wiederaufarbeitung sollen gemäß diesem Konzept in Edelstahlkokillen konditioniert in bis zu 300 m tiefen Bohrlöchern endgelagert werden. Hierbei ist zu bemerken, dass ca. 25.000 bestrahlte Brennelemente aus den deutschen Leistungsreaktoren zur Wiederaufarbeitung an die Wiederaufarbeitungsanlagen in Großbritannien und Frankreich abgegeben werden. Ein vergleichsweise geringer Anteil wurde in der Wiederaufarbeitungsanlage in Karlsruhe (WAK) aufgearbeitet. Nach derzeitigem Stand werden aus der Wiederaufarbeitung folgende Abfallströme an die deutschen Abfallverursacher zurückgeliefert, die in einem potenziellen Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle endzulagern wären:

- Kokillen mit verglasten Spaltproduktlösungen, so genannte HAW-Kokillen CSD-V,
- Kokillen mit verpressten Hüllrohrstücken und Strukurteilen, als CSD-C bezeichnet,
- Kokillen mit verglasten Technologieabfällen, als CSD-B bezeichnet.

In Deutschland geht die Planung eines Endlagers für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle von verschiedenen Sicherheitskriterien aus, die als Bewertungskriterien für eine Standortauswahl dienen können. In der BGR-Studie "Endlagerformationen in Deutschland" vom April 2007 werden die aktuellen Empfehlungen folgendermaßen zusammengefasst:

- Für Steinsalzvorkommen in Salzstöcken wurde von einer Mindestmächtigkeit von 500 m ausgegangen (300 m Schwebe, + 100 m für die Auffahrung des Bergwerkes, + 100 m im Liegenden; KOCKEL & KRULL 1995). Diese Anforderung ist nach BGR-Auffassung auch heute noch gültig.
- Für Salzstöcke wurde in der Studie aus dem Jahr 1995 eine Salzschwebe von mindestens 300 m über dem Endlagerbereich gefordert. Das über dem Salzstockdach lagernde Deckgebirge sollte mindestens 200 m betragen und wasserstauende Horizonte enthalten.
- Für Salzstöcke wurde von der KOCKEL & KRULL (1995) von einer für das Endlager notwendigen Mindestfläche von 9 km² im Endlagerbereich ausgegangen. Hierbei wurden Festen im Flankenbereich von mindestens 200 m sowie ein Aufschlag von wenigstens 20% berücksichtigt, um über Ausweichflächen sowie Sicherheitsabstände bei Einschaltungen von Anhydrit, Kaliflözen u. a. zu verfügen. Die vom AkEnd (2002) postulierte Fläche von 3 km² erschien daher als zu niedrig angesetzt.
- Als weiteres Ausschlusskriterium für Steinsalz wurde die Forderung nach der Unverritztheit des Salzkörpers aufgenommen.

Anzumerken ist, dass diese Kriterien zumeist nur aus den bergbaulichen Erfahrungen der untertägigen Salzgewinnung, z. B. in Erweiterung der "Niedersächsischen Allgemeinen Bergverordnung" abgeleitet worden sind. In einem aktuellen Forschungsvorhaben des IfG (BMBF-Förderkennzeichen: 02 C 1264) wird z. Zt. an einer Dimensionierungsrichtlinie für Salinarbarrieren zur Gewährleistung eines dauerhaft dichten Einschlusses unter den anthropogenen und geogenen Randbedingungen in der flachen und steilen Lagerung gearbeitet, womit dann Kennwerte auf Basis numerischer Modellrechnungen für unterschiedliche Standortkonstellationen zur Entsorgung gefährlicher Abfälle in tiefen geologischen Formationen zur Verfügung stehen werden.



Abbildung 4: Skizze eines Endlagers für wärmeentwickelnde Abfälle im Steinsalz (GRS 2008).

2.3.2 HAW-Endlager in Tongestein

In Deutschland liegen bislang noch keine abschließenden Konzepte für den Ausbau eines HAW-Endlagers in Tongestein vor. Gegenwärtig wird von der GRS (PEIFFER 2009) ein Bericht über Endlagerkonzepte in Tongestein erstellt, von dem bislang ein Zwischenbericht als Entwurf vorliegt. Da in der Schweiz und in Frankreich bereits seit längerer Zeit die Endlagerung von HAW-Abfällen in Tongesteinen diskutiert und untersucht wird, liegen dort bereits ausgereifte Konzepte vor. Diese sollen laut PEIFFER (2009) zur Orientierung herangezogen werden.

Grundsätzlich gehen die Konzepte oder entsprechende Vorstudien ebenfalls von einem Mehrbarrierenkonzept aus. Im Gegensatz zu aktuellen Konzeptionen, z. B. der ANDRA (2005), ist allerdings nach Ansicht von RSK/SSK (2008) eine Rückholbarkeit der Endlagerungsgebinde nach wie vor nicht anzustreben und daher in Deutschland bei der Entwicklung von HAW-Endlagerkonzepten in Tongesteinsformationen lediglich von untergeordneter Bedeutung.

In der Abbildung 5 ist die Skizze eines Endlagerkonzeptes dargestellt. Die Einlagerung der Abfallgebinde ist demnach auf einer Sohle als Streckenlagerung in Einlagerungstunneln geplant, wobei der Abstand der verschiedenen Strecken und somit der Platzbedarf z. B. von der Wärmeproduktion bzw. der zulässigen Maximaltemperatur für die Wirtsformation und deren Teufenlage abhängen. Die dabei zu realisierenden Streckenquerschnitte resultieren aus der Größe der endzulagernden Abfallgebinde, wobei in Deutschland bisher von Pollux-Behältern ausgegangen wird. Eine mögliche, zusätzliche Einlagerung von Kokillen in gegenüber dem Salzkonzept vergleichsweise kürzeren Bohrlöchern ist hier nicht vorgesehen (DBE 2007).



Abbildung 5: Skizze des Endlagerkonzeptes in Tongestein (PEIFFER 2009).

Die Umsetzung des Konzeptes der Endlagerung in tiefen geologischen Formationen setzt generell eine ausreichende Standsicherheit für die Erstellung und Offenhaltung der untertägigen Strecken voraus, die infolge der begrenzten Festigkeit von Tonsteinen wesentlich von der Tiefenlage des Endlagers bestimmt wird. Bei sich plastisch verhaltenen Tonen müssen zusätzlich noch die zeitabhängigen Deformationsprozesse berücksichtigt werden.

Die BGR (2007) geht generell von einer Endlagertiefe von max. 1.000 m in Tongesteinen aus, unter der Voraussetzung, dass ein entsprechender Sicherungsausbau realisiert wird (z. B. Spritzbeton, Stahlbogen). Auch im französischen Konzept in Jura-Tonsteinen wird von einer Einlagerungstiefe zwischen 200 und 1.000 m ausgegangen (ANDRA 2005). Im schweizerischen Endlagerkonzept für den Opalinuston wird schließlich eine Maximaltiefe von ca. 900 m angegeben (NAGRA 2002).

Bei der Festlegung der Maximaltiefe eines Endlagerbergwerkes ist neben bergbautechnischen und damit felsmechanischen Aspekten auch die Temperatur im Einlagerungsbereich zu berücksichtigen. Nach BGR (2007) sollte als Maximaltemperatur für das Gebirge 50°C nicht überschritten werden, da Tonsteine deutlich schlechtere Wärmeleitfähigkeiten als Salz aufweisen. Dies bedingt einen deutlich schlechteren Wärmeabtransport aus einem Endlagerbergwerk im Tonstein. Die ANDRA (2005) geht von sehr viel höheren Temperaturen aus, wobei die Maximaltemperatur an der Behälteraußenseite < 100°C bzw. im Gebirge nicht mehr als 90°C betragen soll.

2.4 Regelprofile HAW-Endlagerstandorte

2.4.1 Salzgestein

Das Regelprofil eines Endlagers in einem Salzstock, das die Basis für die Entwicklung eines generalisierten Modells zur Untersuchung der möglichen Einwirkungen von Kaltzeiten auf ein Endlager im Salzgestein in steiler Lagerung bildet, orientiert sich an den allgemeinen Anmerkungen von GRUNDFELT et al. (2005).

Die in Deutschland für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in Frage kommenden Salzstöcke liegen im norddeutschen Tiefland. Sie weisen eine große Vielfalt hinsichtlich Größe und Form auf. Eine Übergangsform zwischen Vorkommen in flacher Lagerung und Salzdiapiren stellen die hier nicht betrachteten Salzkissen dar. Die Kernzone eines Salzstocks besteht aus Steinsalz, das bei ausreichender Mächtigkeit und Überlagerung durch jüngere Gesteinsschichten (teilweise ausgelöst durch tektonische Bewegungen an Störungszonen im Subsalinar) aufgrund seiner Plastizität und geringen Dichte in die sich entwickelnden Salzstrukturen geströmt ist. Im norddeutschen Tiefland war insbesondere das Steinsalz der Staßfurt-Serie halokinetisch mobil und bildet dort in der Regel den Kern von Salinarstrukturen.

Folge dieser halokinetischen Vorgänge ist ein komplexer Internbau der Gesteinsserien der Zechstein-Formation: Das Staßfurt-Steinsalz ist mit den ursprünglich überlagernden Gesteinseinheiten verfaltet, die dabei teilweise bis an die Erdoberfläche oder in ihrer Nähe aufgeschleppt und teils ausgedünnt, teils in ihrer Mächtigkeit verstärkt oder in einzelne Blöcke zerlegt worden sind. Aufgrund der halokinetischen Zuwanderung des Staßfurt-Steinsalzes in die Salzdiapire weisen die Steinsalzvorkommen entstehungsbedingt teilweise erhebliche sekundäre Mächtigkeiten bei oft kompliziertem Internbau auf.

Die Maximaldurchmesser von Salzstöcken liegen zwischen mehreren hundert Metern und mehr als 9 km. Salzmauern bzw. zusammenhängende Diapirstrukturen können über 100 km lang und 5 bis 10 km breit werden (besonders in Schleswig-Holstein). An Verwerfungszonen oder Lineamente gebundene Salzstrukturen sind dagegen oft sehr schmal. Durch Inversionstektonik überprägte Salzstrukturen zeigen oft schmale Stiele. Aufgrund der resultierenden Variabilität wird eine verallgemeinerte Struktur eines Salzstocks für die Entwicklung eines generalisierten Modells zur numerischen Untersuchung der Integrität der geologischen Barrieren zugrunde gelegt.

Vereinfachend besteht danach der Zentralteil des Salzstocks aus den Salzablagerungen des Zechsteins. Über den geplanten Einlagerungsbereichen bzw. zu den Flanken hin erstreckt sich eine bis zu 600 m mächtige dichte Salzbarriere bis zum Deck- bzw. Nebengebirge (Tabelle 1 mit Abbildung 6).

In Abhängigkeit von der hydrogeologischen Situation im Kontaktbereich zwischen dem Salzspiegel und dem Deckgebirge, kann die Akkumulation von Lösungsrückständen aus dem Salz zur Bildung eines Gipshutes (Residualgestein) führen. Im Idealfall aber wird die Salzstruktur durch eine zusätzliche Tonbarriere abgedeckt, so dass kein nennenswerter Gipshut ausgebildet ist. Für die angestrebte geomechanische Betrachtung möglicher mechanischer Abtragungs- oder thermomechanischer Frac-Szenarien ist der Gipshut weniger bedeutungsvoll, so dass in der Abbildung 6 auf seine Darstellung verzichtet wurde. Im Detail ist der Salzstock in seiner Internstruktur weiter zu untergliedern. Den Kern des Salzstocks bilden die Folgen des Staßfurt-Steinsalzes (z2). Am Übergang zur Leine-Serie (z3) steht das Kaliflöz Staßfurt (z2SF) mit Mächtigkeiten von 20 bis 30 m an. Basis der Leine-Folge sind der Graue Salzton (z3GT) mit durchschnittlich 1,5 m Mächtigkeit und der Hauptanhydrit mit bis zu 60 m Mächtigkeit. Die Mächtigkeiten des Hauptanhydrits schwanken dabei beträchtlich und es kann sogar zu Ausfällen der Schicht kommen, wodurch teilweise eine schollenartige Struktur entsteht. Der äußere Bereich des Salzstocks wird von den Gesteinen der Leine- (z3) und Aller-Serien (z4) gebildet.

Kürzel	Stratigraphische Einheit	Kürzel	Stratigraphische Einheit
ro	Rotliegend	su	Unterer Buntsandstein
z1	Werra-Folge (Na 1)	sm	Mittlerer Buntsandstein
z2	Staßfurt-Folge (Na 2)	kru	Unterkreide
z2HS	Hauptsalz	kro	Oberkreide
z2SF	Kaliflöz Staßfurt (K2)	t	Tertiär
z3	Leine-Folge (Na 3)	q	Quartär
z4	Aller-Folge (Na 4)		

Tabelle 1:	Vereinfachte Stratigraphie zur Abbildung 6
------------	--



Abbildung 6: Schematische geologische Salzstockstruktur als Grundlage für Rechenmodelle.

Mit Blick auf die vorgesehene begleitende geotechnische Modellierung ist festzuhalten, dass die stratigraphische Feingliederung innerhalb des Zechstein-Steinsalzes für die Untersuchung der Integrität der Salinarbarrieren zunächst von untergeordneter Bedeutung ist. Allerdings können die an den Flanken des Staßfurt-Steinsalzes vorhandenen Anhydrit-Bänke sowie das Kaliflöz Staßfurt hinsichtlich potenzieller Wasserwegsamkeiten nicht vernachlässigt werden.

2.4.2 Tongestein

Hinsichtlich der potenziellen Nutzung für ein HAW-Endlager sind die Tongesteinsvorkommen folgender stratigraphischer Einheiten von Bedeutung:

- Unterkreide in Norddeutschland
- Jura in Norddeutschland (Dogger α γ)
- Jura in Süddeutschland (Dogger α/β)

Auf dem schematischen geologischen Schnitt in der Abbildung 7 ist eine typische Tongesteinsformation aus dem Jura dargestellt. Die dunkelgrün ausgehaltene Schicht entspricht Tongesteinen des Doggers. Sie werden überlagert von jüngeren Jura-Gesteinen (Oberer Dogger, Malm) und unterlagert vom Unteren Jura (Lias). Als weitere, ältere mesozoische Gesteine sind Ablagerungen aus der Trias dargestellt, die dem Paläozoikum aufliegen.



Abbildung 7: Profil durch eine geologische Struktur mit einer Tongesteinsformation (BGR 2007).

In der Abbildung 8 ist eine für Norddeutschland typische geologische Situation der Lagerungsverhältnisse von Tongesteinen der Unterkreide schematisch dargestellt (DBE 2007), die bis an die Erdoberfläche reichen. Sie werden bis in größere Tiefen von Gesteinseinheiten des Jura unterlagert. Die Überlagerung besteht aus nur geringmächtigen Quartärablagerungen. Die dargestellte Refenztiefe entspricht nach Darstellung der DBE (2007) einem möglichen Einlagerungsbereich.



Abbildung 8: Stratigraphisches Modell von Kreideformationen in Norddeutschland (DBE 2007).

2.5 Kaltzeit

In der geologischen Vergangenheit gab es globale Klimaänderungen, die bis heute anhalten. Während der Eiszeiten fand ein langfristiger Temperaturrückgang am Boden und in der Atmosphäre statt. Die Folgen dieses Rückganges waren, bei entsprechenden Niederschlägen und der Akkumulation von Schneemassen, die Ausdehnung bzw. das Anwachsen kontinentaler und bipolarer Eisschilde mit Gletschern in Eisrandlagen, die sich weiter flächig ausbreiteten. Die Ursachen dieser Veränderungen können recht vielfältig sein, diskutiert werden u. a. astronomische Einflüsse, die Sonnenaktivität, die Verteilung von Landmassen, vulkanische Aktivitäten, CO₂-Gehalte in der Atmosphäre und mehr (GERARDI & WILDENBORG 1999).

Charakteristisch für das Quartär ist die Stärke von sich abwechselnden Kalt- und Warmzeiten sowie deren Häufigkeit (GROOTES et al. 1993, JOUZEL et al. 2007). Innerhalb des Pleistozäns sind aus der geologischen Geschichte Europas mehrere Kaltzeiten bekannt (z. B. Elster, Saale und Weichsel), die im mittleren bis nördlichen Europa nachweisbar und dessen Eisrandlagen in der Abbildung 9 dargestellt sind. Demnach lagen zeitweise weite Gebiete Norddeutschlands abwechselnd unter Eisbedeckung (Elster und Saale). Während der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, reichte das Eis nicht weiter als nördlich der Elbe (EHLERS et al. 2004).



Abbildung 9: Eisrandlagen in Nordeuropa; verändert nach LIEDTKE (1981).

Abgesehen vom Alpenraum, hatten diese Kaltzeiten ihr Zentrum im nördlichen Skandinavien. Hier bildeten sich infolge der Abkühlung mächtige Eismassen.

Im Zentrum Skandinaviens modellierten SVENDSEN et al. (2004) für die Weichsel-Kaltzeit ein zwischen 1.750 und 2.700 m mächtigen Eisschild, welcher sich nach Süden u. a. bis nach Norddeutschland ausbreitete (GRUNDFELT & SMELLIE 2004). Die Mächtigkeit des Eisrandes in Norddeutschland während der Weichsel-Kaltzeit wird von PIOTROWSKI & TULACZYK (1999) mit etwa 280 m angegeben.

Im Vorfeld der Eismassen bildete sich ein Permafrostklima, jedoch ohne eine ganzjährige Schneeoder Eisbedeckung. Permafrost beschreibt die thermischen Bedingungen an der Oberfläche von Böden, die je nach Einstufung für mehrere Jahre unter 0°C bleiben (HARRIS et al. 1988). Die Mächtigkeiten variieren je nach Bodenbeschaffenheit, geothermischen Gradienten und klimatischen Bedingungen zwischen 30 cm und 1.000 m. BRAUN (1978) gibt für die Bildung sporadischen bzw. permanenten Auftretens von Permafrost eine jährliche atmosphärische Durchschnittstemperatur (MAAT) von -1,1 und -5,0°C an. Unter entsprechenden klimatischen Randbedingungen kann ein jahreszeitlich bedingtes, oberflächennahes Auftauen des Bodens beobachtet werden. Daher unterteilt NYENHUIS (2005) Permafrost abhängig von der regionalen Ausbreitung in sporadischen (weniger als 30% der Fläche), diskontinuierlichen (30 bis 80% der Fläche) und kontinuierlichen Permafrost (mehr als 80% der Fläche). SCHROTT (1999) stellt diese Dreigliederung durch mittlere jährliche Lufttemperaturen dar, wobei eine MAAT von -1 bis -2°C auf sporadischen, eine MAAT unter -2°C auf diskontinuierlichen und eine MAAT unter -8°C auf kontinuierlichen Permafrost schließen lässt.

Der zyklische Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten verursachte Gletschervorstöße und Gletscherrückzüge mit tektonischen und geomorphologischen Auswirkungen. Bildungen von Rinnensystemen sind aus den Kaltzeiten bekannt, deren Genese mit unter hohem Druck stehenden, eisrandnahen Schmelzwässern in Zusammenhang gebracht werden, welche an der Basis des Inlandeises relativ kurzfristig abgeflossen sind und hohe Erosionsleistung aufwiesen (PIOTROWSKI 1994). Neben der erosiven Wirkung der Schmelzwässer sind dabei die Eistemperaturen der Gletscher - generell wird unterschieden zwischen "warmen" und "kalten" Gletschern - hinsichtlich der Dynamik und Hydrologie des Eisschildes von Bedeutung. Dieser Aspekt wird im Kapitel 3 gesondert erläutert. Eine weitere Möglichkeit der Rinnenbildung liegt nach KELLER (2001) in der Eisüberfahrung mit erosiver Wirkung auf die oberflächennahen Schichten (Exaration). Neotektonische Bewegungen, die durch Änderungen des Auflastdruckes bei Gletschervorstößen und -rückzügen hervorgerufen werden, hatten u. a. Auswirkungen auf die Dynamik von Salzstöcken, die von SIROCKO et al. (2008) modelliert wurden. SCHIRRMEISTER (1996) sowie LEHNE & SIROCKO (2007) konnten an verschiedenen Salzstrukturen Norddeutschlands zeigen, dass diese in direktem Kontakt mit Weichsel-Moränen standen.

Glaziologisch wird der Begriff Eiszeit mit dem Vorhandensein ausgedehnter Eisschilde auf der Nord- und Südhemisphäre definiert (IMBRIE & IMBRIE 1986). Geologisch bzw. paläoklimatologisch werden die letzten 2 Mio. Jahre als das quartäre Eiszeitalter bezeichnet, das immer noch andauert, da die arktischen und antarktischen Eisschilde noch existieren. Dieses Eiszeitalter ist geprägt durch Kalt- (Glaziale) und Warmzeiten (Interglaziale). Während der pleistozänen Kaltzeiten nahmen Vereisungsgebiete bis ca. 60 Mio. km² der Festlandsfläche ein; im Vergleich sind derzeit ca. 16 Mio. km² (3% der Festlandsfläche) vereist bzw. vergletschert (SCHÖNWIESE 2008).

Die veränderten Temperatur- und Eisbedingungen dokumentieren sich im Sauerstoffisotopenverhältnis mariner Mikroorganismen. Je kälter das Wasser, desto mehr ¹⁸O liegt vor; leichteres ¹⁶O verdampft schneller und wird somit besser in Eis und Schnee gebunden. Wie aus Untersuchungen der stabilen Sauerstoffisotope von Foraminiferen (planktische oder benthische Einzeller mit kalkschaligem Gehäuse) aus marinen Sedimentkernen der letzten 800.000 Jahre hervorgeht, wechselten sich Warm- mit Kaltzeiten ständig ab (Abbildung 10). Basierend auf den Ergebnissen der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie lassen sich für die letzten 800.000 Jahre 21 marine Sauerstoffisotopenstadien (MIS) unterscheiden (IMBRIE et al. 1984), deren stratigraphische Abgrenzung auf den Untersuchungen von MARTINSON et al. (1987) beruht.



Abbildung 10: Globale Sauerstoffisotopenkurve (SPECMAP Stack) der letzten 800.0000 Jahre nach IMBRIE et al. (1984).

Nach SCHÖNWIESE (2008) betrugen die Temperaturunterschiede im globalen Mittel 4 bis 6°C zwischen Kalt- und Warmzeit. An den Polen sind die Temperaturunterschiede weitaus höher, wie aus der Paläotemperaturkurve basierend auf Sauerstoffisotopendaten von PETIT et al. (1999) hervorgeht (Abbildung 11).



Abbildung 11: Atmosphärische Temperaturen aus dem Vostok-Eiskern (Antarktis) der letzten 420.000 Jahre (PETIT et al. 1999).

Da in der Literatur keine allgemein gültige Definition zum Begriff "Kaltzeit" vorliegt, die die Sauerstoffisotopen-Stratigraphie mit einschließt, wird am Beispiel der Weichsel-Kaltzeit (HOHL 1985) der Begriff definiert und isotopenstratigraphisch in Abbildung 12 verdeutlicht. Eine Kaltzeit (Glazial) umfasst den gesamten Abschnitt vom ersten Stadial, also dem ersten Anzeichen für Abkühlung am Ende eines Interglazials (Warmzeit) bis zur Termination, also dem Beginn eines neuen Interglazials. Die letzte Warmzeit, das Eem, begann unterschiedlichen Befunden zufolge vor etwa 128 ka und endete vor etwa 116 ka BP (STIRLING et al. 1998, SHACKLETON et al. 2003). Der Übergang in das Glazial (MIS5d bis 5a) vollzog sich in zwei Intervallen, die von zwei wärmeren Phasen (Interstadiale, MIS5c und 5a) unterbrochen wurden. Während der Stadien MIS4 bis 2 gab es eine weitere Unterbrechung, die im MIS3 (59 bis 29 ka BP; VÖLKER et al. 2002) dokumentiert ist. Der Höhepunkt der letzten Kaltzeit, das letzte glaziale Maximum (LGM), lag vor 21±2 ka BP (MIX et al. 2001). Danach nahm die Eisbedeckung kontinuierlich ab; es begann der Übergang zum Holozän (Termination I) vor etwa 11,7 ka (Internat. Comm. On Stratigraphy, ICS 2008).



Abbildung 12: Globale Sauerstoffisotopenkurve (SPECMAP Stack) der letzten 150.000 Jahre nach IMBRIE et al. (1984).

3 EREIGNISSE UND PROZESSE

Die Ursachen für Klimaänderungen, die insbesondere für das Auftreten von Eiszeiten in der Erdgeschichte verantwortlich waren, wurden vielfältig diskutiert und mit Prozessen verknüpft, die mit Änderungen der Sonneneinstrahlung durch veränderte Erdbahnparameter im Zusammenhang stehen. Weitere Faktoren, die zu Klimaänderungen in der geologischen Vergangenheit geführt haben, sind vor allem tektonische Prozesse (Herausbildung von Hochgebirgen und die damit verbundene Öffnung und/oder Schließung von Meeresstraßen, Veränderung von Meeresströmungen) und Vulkanismus.

Die von der Sonne abgegebene Energie beeinflusst das Klimasystem auf der Erde. Es variierte in der geologischen Vergangenheit und steht in Beziehung zur Sonnenfleckenaktivität und magnetischen Stürmen (BIGG 2003). Sonnenflecken sind kurzlebige, dunkle Regionen auf der sichtbaren solaren Oberfläche (Photosphäre), die kühler sind, weniger sichtbares Licht abstrahlen und durch lokale Störungen im solaren Magnetfeld entstehen. Während Zeiten maximaler Sonnenfleckenaktivität. In welchem Maße jedoch dieser Einfluss im Zusammenhang mit langfristigen Klimaänderungen steht, ist noch unklar (BIGG 2003).

Als Hauptauslöser für die pleistozänen Vereisungen gilt vor allem der astronomische Ansatz, der die Änderung der Erdbahnparameter Exzentrizität der Umlaufbahn, Neigung der Erdachse und die Präzession (Abbildung 13) sowie die damit verbundene veränderte Sonneneinstrahlung (Insolation) beschreibt (BERGER 1988, BERGER & LOUTRE 1991). Zu Zeiten starker Insolation kann in den hohen Breiten während des Sommers mehr Strahlung von der Erdoberfläche absorbiert werden und somit zu einem wärmeren Klima führen. Im Gegensatz dazu führt eine schwache Insolation in den hohen Breiten dazu, dass weniger Strahlung die Erdoberfläche erreicht und sich das Klima abkühlt.

Die orbitalen Parameter Exzentrizität der Umlaufbahn, Neigung der Rotationsachse und die Präzession ändern sich zyklisch mit Perioden von 100 ka, 41 ka und 23 ka (BERGER & LOUTRE 1991), wobei die beiden letzteren die Änderungen der Sonneneinstrahlung dominieren. Der Vorgang der Vereisung der Landmassen während Kaltzeiten verstärkte sich zudem von selbst, da vereiste Landmassen die einfallende Sonnenstrahlung reflektieren (die Albedo nimmt zu). Somit erfolgte die klimatische Abkühlung relativ schnell.

Die natürlichen Variationen des Weltklimas haben dafür gesorgt, dass geologisch bzw. paläoklimatologisch die letzten 2 Mio. Jahre als das quartäre Eiszeitalter bezeichnet werden, mit charakteristischen, großen Vereisungsgebieten in Polnähe der Nord- und Südhemisphäre (IMBRIE & IMBRIE 1986). Während dieses Zeitraumes haben sich kontinuierlich Kalt- und Warmzeiten abgewechselt. Wie im Kapitel 2.5 erläutert, dokumentieren sich die klimatischen Änderungen in den Zusammensetzungen der stabilen Sauerstoffisotopen (¹⁸O und ¹⁶O) kalkschaliger, planktischer und benthischer Mikrofossilien (Foraminiferen). Diese werden aus Tiefsee-Sedimentkernen isoliert und massenspektrometrisch untersucht (Abbildung 10).



Abbildung 13: Darstellung der Erdbahnparameter Exzentrizität, Obliquität und Präzession sowie ihrer Zyklen (ZACHOS et al. 2001).

Wie aus der Sauerstoffisotopenkurve (Abbildung 10) nach IMBRIE et al. (1984) hervorgeht, vollzog sich der letzte klimatisch markante Übergang von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit vor etwa 116 ka (STIRLING et al. 1998, SHACKLETON et al. 2003). Die Ursache lag im Rückgang der durchschnittlich eingestrahlten Sonnenenergie.

Innerhalb des vom BMBF geförderten <u>De</u>utschen <u>Klim</u>aforschungsprogrammes DEKLIM werden derzeit umfangreiche Informationen zur Frage gesammelt, wann und wie die letzte Eiszeit begann. Gegenwärtig ist es nicht möglich, wissenschaftlich fundiert vorherzusagen, wann mit einer neuen Eiszeit zu rechnen ist und wie sich der Übergang von der jetzigen Warmzeit zur Kaltzeit vollziehen wird. Allerdings weisen wissenschaftliche Untersuchungen und Modellierungen darauf hin, dass innerhalb der nächsten 100 ka mit dem Auftreten einer Kaltzeit vom Typ der vergangenen Weichsel-Kaltzeit in Nordeuropa zu rechnen ist, deren Auswirkungen auch Deutschland erreichen werden (BOULTON & PAYNE 1992a,b). SIROCKO (2005) vermutet eine nächste Kaltzeit für Deutschland in 4 ka bis 55 ka.

Aus diesen Erkenntnissen wird deutlich, dass weite Gebiete Norddeutschlands in den nächsten Jahrtausenden von einer kontinuierlichen Zunahme von Permafrost-Bedingungen betroffen sein werden. Es besteht weiterhin die Möglichkeit, dass sich Norddeutschland teilweise im Randbereich von Inlandeismassen befinden wird; alternativ ist ebenso die vollständige Bedeckung mit Inlandeis nicht auszuschließen.

Im Folgenden werden zu diesen veränderten Ausgangszuständen möglicherweise auftretende Prozesse aufgeführt. Diese Prozesse werden von veränderten Temperatur- und Niederschlagsbedingungen während der Kaltzeiten begleitet und sind aus dem nordeuropäischen Raum bekannt bzw. aus ehemaligen vereisten Gebieten Norddeutschlands, insbesondere aus der Weichsel-Kaltzeit abgeleitet. Die Informationen stammen sowohl aus Naturbeobachtungen als auch von Modellierungen.

3.1 Temperaturänderungen während einer Kaltzeit

Temperaturrekonstruktionen seit dem letzten glazialen Maximum (LGM) liegen weltweit aus marinen Sediment- und Eiskernen vor. Die weltweiten CLIMAP-Rekonstruktionen (CLIMAP; <u>C</u>limate <u>L</u>ong-range <u>I</u>nvestigation, <u>M</u>apping, <u>And P</u>rediction) mit Hilfe der Häufigkeitsverteilung planktischer Foraminiferen zeigen für das marine Milieu nur eine niedrige Abkühlung der Oberflächentemperaturen (SST; sea surface temperatures) von meist weniger als 2°C für die Tropen und niederen Breiten während des LGM (Abbildung 14). Für die hohen Breiten des Pazifiks, Südatlantiks und Indischen Ozeans werden 2 bis 4°C kältere SST postuliert. Eine Ausnahme bildet der nördliche Nordatlantik, der während des LGM um 4 bis 8°C abkühlte (CLIMAP 1976, 1981). Aus den Temperaturrekonstruktionen grönländischer und antarktischer Eiskerne wurden Abkühlungen der Atmosphäre von 9 bis 11°C abgeleitet (Abbildung 11, DANSGAARD et al. 1993, PETIT et al. 1999). Mit Hilfe verschiedener neuerer Methoden zur Temperaturrekonstruktion (z. B. Alkenone, Mg/Ca und δ^{18} O-Verhältnisse an Foraminiferen) wurden die CLIMAP-Ergebnisse weitestgehend bestätigt und präzisiert. Eine Zusammenstellung neuerer, mariner Daten erfolgt durch MARGO (<u>M</u>ultiproxy <u>A</u>pproach for the <u>R</u>econstruction of the <u>G</u>lacial <u>O</u>cean Surface).



Abbildung 14: Änderungen der weltweiten marinen Oberflächentemperaturen im jährlichen Mittel während des letzten glazialen Minimums (MIX et al. 2001).
Für einige Gebiete - meist in den niederen Breiten - treten auch größere Temperaturdifferenzen von 5,0°C (Brasilien) und 6,5°C (Oman) auf, als durch Ergebnisse von CLIMAP belegt. Diese beschränken sich nicht nur auf Ergebnisse im marinen Milieu, sondern wurden auch durch Temperaturproxy (= indirekte Temperaturanzeiger) an Land gemessen (z. B. STUTE et al. 1995, WEYHENMEYER et al. 2000).

Wie aus der Abbildung 14 auch hervorgeht, waren weite Teile Nordeuropas während des LGM mit Inlandseis bedeckt; in Norddeutschland kamen während der letzten Kaltzeiten überwiegend Moränensedimente zur Ablagerung, wie z. B. Sande und Kiese, die durch Schmelzwasser transportiert wurden sowie äolisch transportierte Schluffe und Sande, die Dünen oder Lößdecken bildeten. Aus diesen Sedimenten können kaum Proxydaten zur Temperaturrekonstruktion bestimmt werden, wie z. B. über Sauerstoffisotope kalkschaliger Mikrofossilien oder über das Biomarker-Konzept. Biomarker sind organisch-chemische Verbindungen, die bestimmten Organismen zugeordnet werden können und in einer bestimmten Zone in der Wassersäule oder im Sediment angesiedelt sind (BRASSELL 1993). Informationen, die kontinuierliche Paläotemperaturverläufe seit dem letzten Interglazial aus terrestrischen Archiven Deutschlands dokumentieren, sind daher selten und belegen Temperaturen der Weichsel-Kaltzeit nur teilweise.

3.1.1 Luft

Hinweise zu atmosphärischen Jahresdurchschnittstemperaturen (<u>Mean Annual Atmospheric</u> <u>T</u>emperatures; MAAT), wie sie während einer Kaltzeit zu erwarten sind, wurden mit Hilfe von Modellierungen ermittelt und sind von DELISLE et al. (2003) für Nord- und Zentral-Europa in der Abbildung 15 dargestellt. Demnach schwankten die atmosphärischen Jahresdurchschnittstemperaturen überwiegend zwischen -5 und +5°C in Nord- und Zentraleuropa während der Weichsel-Kaltzeit und sanken während des LGM (21±2 ka BP MIX et al. 2001) auf Werte bis max. -10°C. Zu dieser Zeit reichte der Eisrand bis nördlich der Elbe.



Abbildung 15: MAAT für Nord- und Zentraleuropa nach DELISLE et al. (2003).

Die modellierten Temperaturergebnisse für Nord- und Zentraleuropa werden weitgehend durch Ergebnisse unterschiedlicher biotischer und abiotischer Klimaanzeiger in den sedimentären Sequenzen gestützt, die in einer Studie von HUIJZER & VANDENBERGHE (1998) für das nordwestliche und zentrale Europa zusammengestellt wurden. Ihre Arbeiten basieren auf Untersuchungen von Pollen, pflanzlichen Makrofossilien, Faunen (Coleoptera, Ostracoden und Mollusken) und periglazialen Strukturen; sie lassen zudem Angaben über Temperaturen des wärmsten und kältesten Monats während einzelner Zeitfenster zu (Tabelle 2).

Zeitfenster		Temperatur des wärmsten Monats	Jahresdurch- schnittstemperatur	Temperatur des kältesten Monats
(ka)		(°C)	(°C)	(°C)
74 bis 59	frühes Hochglazial MIS4	10 bis 13	-8 bis -4	-26 bis -20
50 bis 41	mittleres Hochglazial MIS3	\geq 7 bis \geq 10	\leq -4 bis \leq -1	≤-20 bis≤ -13
41 bis 38		10 bis 11	-9 bis -4	-27 bis -20
36 bis 32		10	-7 bis -2	-20 bis -16
27 bis 20	spätes Hochglazial MIS2	4 bis 8	-8 bis -4	-25 bis -20
20 bis 13		7 bis 11	-9 bis -4	-26 bis -20

 Tabelle 2:
 Temperaturabschätzungen für Nordwest- und Zentraleuropa nach HUIJZER & VANDENBERGHE (1998)

MIS - Marines Isotopenstadium

Ergänzend zu den Arbeiten von HUIJZER & VANDENBERGHE (1998) zeigen ENGELS et al. (2008) rekonstruierte Paläotemperaturen für lakustrine Sedimente aus dem Braunkohle-Tagebau der Niederlausitz (Nochten und Reichenwalde). Dieser Bereich befand sich während der Saale-Kaltzeit in einer Eisrandlage; die Rekonstruktion der Temperaturen basiert auf der Bestimmung von Chironomiden (Kopfkapseln bestimmter Insektenlarven). Chironomiden wurden in den letzten Jahren neben Diatomeen häufig zur quantitativen Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen herangezogen (NYMANN et al. 2005), da die in den Sedimenthorizonten abgelagerten Taxagemeinschaften die Sauerstoff- und Temperaturansprüche indizieren. ENGELS et al. (2008) geben für das Frühglazial durchschnittliche Juli-Lufttemperaturen von 15°C an; für das frühe Hochglazial stellten sie eine abrupte Abnahme der Juli-Lufttemperaturen von 15 bis 16°C auf 13°C fest. Rezente Juli-Temperaturen, gemittelt für Deutschland, liegen bei 17°C (DEUTSCHER WETTERDIENST; Abbildung 17).

BOULTON et al. (1999, 2001) benutzten für ihre Modellierungen mehrere Klimakurven. Sie verwendeten eine globale Sauerstoffisotopenkurve (SPECMAP; IMBRIE et al. 1984), die GRIP-Eiskernkurve (JOHNSEN et al. 1992), Temperaturkurven des Lago di Monticchio (HUNTLEY et al. 1999) und eines Maars in Frankreich (GUIOT et al. 1993), um einen "Klimatransekt" durch Europa zu legen. Die modellierten Paläotemperaturkurven für die Zeit nach der letzten Warmzeit (Eem) wurden für das Gebiet um Gorleben interpoliert (Abbildung 16). Im Ergebnis wurden ähnliche Temperaturbereiche wie von HUIJZER & VANDENBERGHE (1998) ermittelt (Tabelle 2). Diese Angaben stehen in Übereinstimmung mit den Resultaten der Arbeiten von DELISLE et al. (2003), so dass für Norddeutschland im Fall einer wiederkehrenden Kaltzeit mit Temperaturen von -8 bis -10°C (Abbildung 15) im Jahresmittel zu rechnen ist (BOULTON et al. 2001). Im Verlauf des Pleistozäns wurden die Kaltzeiten immer kälter und trockener (HOHL 1985), daher wird eine zukünftige Kaltzeit möglicherweise niedrigere Temperaturen aufzeigen, als die Temperaturen z. Zt. des LGM, wie sie in den Modellen verwendet wurden. Verglichen mit heutigen Jahresdurchschnittstemperaturen von 8,2°C im internationalen Referenzzeitraum von 1961 bis 1990 (DEUTSCHER WETTERDIENST; Abbildung 17) bedeutet dies, dass mit einer Abkühlung von $\geq 16^{\circ}$ C gerechnet werden muss. Pollenuntersuchungen aus dem Kittlitz-Profil südlich von Lübeck weisen während der frühen Kaltzeit auf durchschnittlich -8°C während des kältesten Monats und auf durchschnittlich 12°C während des wärmsten Monats hin (AALBERSBERG & LITT 1998). Im Vergleich hierzu liegen die heutigen Temperaturen im Mittel im Monat Juli (wärmster Monat) bei 17,0°C und im Januar (kältester Monat) durchschnittlich bei -0,5°C (DEUTSCHER WETTERDIENST; Abbildung 17).



Abbildung 16: Modellierungen zu Mächtigkeit des Permafrostes und Paläotemperaturen für das Gebiet Gorleben (verändert nach BOULTON et al. 1999).



Abbildung 17: Atmosphärische Temperaturen im Januar, Juli und im Jahresdurchschnitt für Deutschland von 1901 bis 2009 (DEUTSCHER WETTERDIENST).

3.1.2 Boden

Modellrechnungen zu den Temperaturbedingungen am Boden im Jahrersdurchschnitt (<u>Mean Annual G</u>round <u>T</u>emperatures; MAGT) seit der letzten Warmzeit sind von DELISLE et al. (2003) durchgeführt worden. Die Ergebnisse für Nord- und Zentraleuropa sind in der Abbildung 18 dargestellt.





Demnach muss im Fall einer wiederkehrenden Kaltzeit in Analogie zu den atmosphärischen Temperaturen mit Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen +6°C und niedriger als -1°C am Boden gerechnet werden. Im Fall eines glazialen Maximums können demnach Bodentemperaturen bis -8°C erreicht werden.

Bodentemperaturen, die direkt aus geologischen Befunden abgeleitet werden können, liegen für Deutschland nicht vor.

3.1.3 Oberflächenwasser

In der Literatur finden sich nur sehr wenige Angaben zu Rekonstruktionen glazialer Temperaturverläufe in Oberflächengewässern im Bereich Norddeutschlands. Annäherungen liegen methodisch in der organisch-geochemischen Analyse langkettiger, mehrfach ungesättigter Kohlenwasserstoffe (Alkenone). Alkenone sind biosynthetische Produkte von Phytoplanktongattungen und werden heute als Eintrag von *E. huxleyi* und/oder *G. oceanica* in marine Sedimente gewertet (VOLKMAN et al. 1980, 1995). Diese Biomarker sind weltweit in marinen, brakischen und limnischen Sedimenten analysiert worden (CRANWELL 1985, 1988; VOLKMAN et al. 1995 u. a.). Heute auftretende alkenonsynthetisierende Spezies ändern die Zusammensetzung ihrer langkettigen Alkenone (dargestellt als Keton-Untersättigungsindex; U^k₃₇) in Abhängigkeit von der umgebenden Wassertemperatur. Sie sind dadurch zu einem wichtigen Indikator geworden, um Paläotemperaturen im marinen und auch lakustrinen Milieu zu rekonstruieren (BRASSELL et al. 1986; PRAHL & WAKEHAM 1987). ZINK et al. (2001) geben mit Hilfe von Alkenonen relative Abschätzungen für spätglaziale Paläotemperaturen im süddeutschen Steißlinger See an. Demnach lagen die Wassertemperaturen damals etwa 10°C unter den heutigen durchschnittlichen Sommertemperaturen an der Oberfläche von 24°C (WOLF 1994). Somit ergeben sich Sommer-Seewassertemperaturen für Süddeutschland von 14°C während des Spätglazials. Zuverlässige hochglaziale Paläotemperaturen an Oberflächengewässern in Norddeutschland liegen nicht vor.

3.1.4 Grundwasser

Gemessene und berechnete Temperaturen des Grundwassers aus dem Deckgebirge stehen für das Gebiet südwestlich und nördlich des Salzstocks Gorleben durch die Arbeiten von KLINGE et al. (2007) zur Verfügung. Aufgrund der erhöhten Wärmeleitfähigkeit des Salinargesteins steigen rezent die Temperaturen des Grundwassers von der Oberfläche bis in etwa 160 m Tiefe von 8°C auf Werte von etwa 20°C an (Abbildung 19). Ergebnisse aus Untersuchungen von Paläowässern in Sedimenten über dem Gorleben-Salzstock stehen durch Isotopie- und Edelgas-Untersuchungen von SONNTAG & SUCKOW (1992) zur Verfügung. Die jüngste Probe aus den oberen Sedimenten über dem Salzstock ergaben Edelgas-Temperaturen (NGT; <u>Noble Gas Temperatures</u>) von +8,0°C, welche somit etwa mit den rezent gemessenen Temperaturen von KLINGE et al. (2007) im Jahresdurchschnitt übereinstimmen. Die Paläotemperaturen der Salzlösung darunter, die glazialen Ursprungs sind, zeigen jedoch starke Anomalien von -13°C in Wässern mit moderater Salinität in 100 bis 170 m Tiefe und relativ hohe Werten von +12°C in Wässern mit hoher Salinität in 200 bis 250 m unterhalb der Erdoberfläche. Der glaziale Mittelwert beträgt 0°C.

Die Temperaturanomalien erklären SONNTAG & SUCKOW (1992) mit der Versalzung des ursprünglichen Frischwassers mit der Folge, dass die Löslichkeiten der Edelgase mit zunehmender Salzkonzentration abnehmen und Edelgas-Paläotemperaturen niedrigere Werte anzeigen als tatsächlich vorlagen. Inwiefern sich diese zu niedrigen Paläotemperaturen unter Einbindung der löslichkeitsgesteuerten Diffusionsprozesse korrigieren lassen, ist derzeit nicht bekannt.



Abbildung 19: Grundwassertemperaturen entlang der Gorleben-Rinne (KLINGE et al. 2007).

Informationen über Temperaturverläufe im Grundwasser, wie sie während einer Kaltzeit zu erwarten sind, stehen aus den niederen Breiten durch Untersuchungen an Edelgasen von STUTE et al. (1995) und WEYHENMEYER et al. (2000) zur Verfügung. Sie haben Grundwässer glazialen Alters untersucht und postulieren eine Abkühlung um 5,4°C $\pm 0,6$ °C für Brasilien (7° S' Breite) und um 6,5°C $\pm 0,6$ °C für den nördlichen Oman (23° N' Breite).

Eine deutlich stärkere Abkühlung des Grundwassers zur Zeit des LGM von 9°C ±0,6°C relativ zu holozänen Werten, werden durch die Untersuchungen von AESCHENBACH-HERTIG et al. (2000) von einem Aquifer in Maryland, USA (~39° N' Breite) beobachtet. Sie begründen die stärkere Ab-

kühlung mit dem Einfluss des Laurentidischen Eisschildes, der zur Zeit des LGM etwa 250 km entfernt lag. Basierend auf diesen Beobachtungen scheint der von SONNTAG & SUCKOW (1992) ermittelte glaziale Mittelwert von 0°C für den Bereich Gorleben (58° N' Breite) und somit eine Abkühlung um etwa 8,0°C während der Weichsel-Kaltzeit von der Größenordnung her realistisch zu sein. Infolge einer Abkühlung des Grundwassers kann dies zu Dichteänderungen und zu Änderungen in der Fließrichtung führen. Dieser Prozess erfolgt zwar hauptsächlich in der Vertikalen, kann jedoch auch horizontale Grundwasserbewegungen hervorrufen.

3.1.5 Temperaturverläufe im tiefen Untergrund

Die mit der Tiefe ansteigenden Gesteinstemperaturen in der Erdkruste werden durch den terrestrischen Wärmestrom verursacht. Im einfachsten thermischen Modell besteht die obere Erdkruste aus einem homogenen Material, welches einem konstanten Wärmestrom an der Unterkante ausgesetzt ist und eine konstante Temperatur an der Erdoberfläche besitzt.

Die tatsächliche Temperaturverteilung im Untergrund wird durch die normalerweise dominante stationäre Wärmeleitung, das Eindringen von zeitabhängigen Änderungen der Oberflächentemperatur (Paläoklima) und den Transport von Wärme durch hydraulische oder thermische Strömungsprozesse bestimmt (z. B. CLAUSER et al. 2002). Zusätzlich können lithologische (z. B. unterschiedliche thermische Eigenschaften - Salz mit hoher oder Tonstein mit schlechter Wärmeleitung) und strukturelle Phänomene (z. B. Schichtung, Störungen) den Wärmetransport beeinflussen.

Der Einfluss des Paläoklimas auf die gemessene Temperatur im Untergrund beruht auf der Diffusion eines zeitabhängigen Temperatursignals in den Untergrund. Nach CLAUSER et al. (1997, CLAUSER, 1999) kann das maximale Signal (z. B. Erwärmung oder Abkühlung) heute in etwa 1.200 bis 1.500 m Tiefe nachgewiesen werden. GRASSMANN et al. (2010) berechneten den Temperatureffekt für das im schleswig-holsteinischen Watt gelegene Ölfeld Mittelplate auf 3 bis 7°C während der pleistozänen Abkühlung. Ihre Untersuchungen zeigen, dass selbst heute noch das Reservoir um etwa 5°C kühler ist als zu prä-pleistozäner Zeit und folgern, dass die Druck- und Temperaturverhältnisse, die in Beziehung zu glazialen Prozessen in der Vergangenheit stehen, in solchen glazial überprägten Gebieten bisher unterschätzt wurden.

Die Datenbasis für die Bewertung geothermischer Prozesse bilden in Bohrungen gemessene Temperaturdaten und Messungen thermischer Gesteinseigenschaften an Bohrkernen. Ein umfassender Überblick zur Temperaturverteilung sowie zur Abschätzung des regionalen Wärmeflusses, z. B. mittels Temperaturkarten in unterschiedlichen Tiefenniveaus, findet sich bei CLAUSER et al. (2002). Für weite Teile Deutschlands liegt der geothermische Gradient bei 30°C/km (DELISLE 1980). Für das Gebiet von Ostniedersachsen werden nach BRAM (1979) Werte von 60°C/km abgeschätzt.

3.1.5.1 Temperaturverläufe im Salz

Temperaturmessungen in Salzstrukturen werden heute routinemäßig u. a. in Salzkavernenbohrungen durchgeführt; sie liefern eine zuverlässige Datenbasis. Aufgrund seiner nahezu monomineralischen Eigenschaften ist Steinsalz bereits sehr früh hinsichtlich seiner thermischen Eigenschaften charakterisiert worden, wobei die Ergebnisse in Standardwerken dokumentiert sind (GEVANTMAN 1981).

Das Temperaturfeld für einen Modell-Salzstock wurde von DELISLE (1980) unter Zugrundelegung eines schematischen Querschnittprofils berechnet. Mit Hilfe der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine und des terrestrischen Wärmestroms berechnete DELISLE (1998) einen natürlichen Temperaturanstieg im Salzstock auf über 70°C in etwa 2,5 km Tiefe. Die Auswirkungen einer klimatischen Abkühlung auf das Temperaturfeld eines Salzstocks wurden ebenfalls modelliert. Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit von Salzgesteinen werden kühle Temperaturen an der Oberfläche, sofern nur eine geringmächtige Sedimentschicht den Salzstock überdeckt, in den Kern und in den Salzstock weitergeleitet. Die Modellierungen von DELISLE (1998) zeigen, dass sich die Abkühlungsrate unterhalb von 1.200 m deutlich reduziert. Durch thermale Kontraktionen verursachte Spannungen, die während einer Abkühlung auf das Salz und das Umgebungsgestein mit unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeitskoeffizienten einwirken, führten möglicherweise während der Weichsel-Kaltzeit zur Ausbildung von kyrogenen Klüften und Rissen in den Strukturen norddeutscher Salzstöcke (DELISLE & DUMKE 1996), welche in norddeutschen Salzdiapiren erstmals durch BAUER (1991) beschrieben wurden.

3.1.5.2 Temperaturverläufe im Ton

Aufgrund der lithologischen Variabilität sowie der unterschiedlichen Sättigungsgehalte können für die unterschiedlichen Tongesteine keine generellen thermischen Eigenschaften angegeben werden. Allerdings existieren insbesondere aufgrund ingenieurgeologischer Problemstellungen umfangreiche Untersuchungsergebnisse zu den thermomechanischen Eigenschaften von Tongesteinen in Perma- oder Wechselfrostgebieten.

Aus den bodenphysikalischen Untersuchungen von KALTERHERBERG & WOLTERS (1958) lassen sich exemplarisch für tonige Sedimente Auswirkungen von kaltzeitlichen Temperaturrückgängen ableiten. Tone schrumpfen bei Abkühlung, wodurch polygonale Schrumpfrisse und Frostklüfte mit unterschiedlichen Abständen auftreten können. Der größte Teil der Schrumpfung tritt bereits bei -0,5°C ein. Nach dieser Schrumpfung erfolgt eine starke Volumenzunahme bis -5°C (Ausdehnung um 2%), die aus dem Gefrieren des "freien" Porenwassers resultiert; je wasserärmer der Ton, desto schneller gefriert er.

3.2 Permafrost

Das Auftreten von Permafrost-Bedingungen ist ein wichtiger Aspekt hinsichtlich hydrogeologischer und bodenhydraulischer Prozesse. SCHROTT (1999) gibt für eine MAAT über -1 bis -2°C sporadische, eine MAAT unter -2°C diskontinuierliche und eine MAAT unter -8°C kontinuierliche Permafrost-Bedingungen an. Die Temperaturverteilung in Permafrostböden steht immer auch im Zusammenhang mit ihrer Mächtigkeit. Grundsätzlich gilt für gefrorene Böden, dass die Temperatur mit zunehmender Tiefe ansteigt, wobei die durchschnittliche Jahreslufttemperatur 1,5°C niedriger ist als die der oberen Bodenschicht. Pro 100 m kann es zu einem Temperaturanstieg von etwa 3,0°C kommen (www.proclimfm.unibe.ch; Zugriff im August 2009). Aus diesen Angaben lässt sich die Mächtigkeit von Permafrost annähernd abschätzen, wobei diese neben dem Salzgehalt des Grundwassers, dem geochemischen Wärmefluss, dem Vorhandensein von Oberflächenwasser, den kontinentalen Klimaverhältnissen und der Art der Sedimente (Porosität, Dichte) auch noch von der Frosteinwirkungszeit beeinflusst wird (KELLER 2001).

DELISLE (1998) sowie BOULTON et al. (2001) modellierten für die Weichsel-Kaltzeit in Zentral- und Westeuropa eine Permafrost-Mächtigkeit bzw. Eindringtiefe von etwa 120 m. Neuere numerische Modellierungen von DELISLE et al. (2003) berechneten speziell für Norddeutschland bzw. das nördliche Zentraleuropa eine Permafrost-Tiefe von 126 m während des LGM (Abbildung 20). Modellierungen von GRASSMANN et al. (2010) zur Gashydratstabilität im Gebiet des Ölfeldes Mittelplate weisen auf maximale Permafrosttiefen von 300 bis 350 m hin. BRUNS (1986) beobachtete bei Untersuchungen an Kluftstrukturen im Glimmerton in Hamburg, einer Randlage während der Weichsel-Kaltzeit, das Auftreten von Klüften bis zu einer Teufe von maximal 60 m. Ausgehend davon, dass eine zukünftige Kaltzeit kälter und trockener als die Weichsel-Kaltzeit verlaufen könnte, bedeutet dies, dass auch Permafrosttiefen von 120 bis 350 m für Norddeutschland denkbar wären.



Abbildung 20: Modellierung von Permafrostmächtigkeiten seit dem Eem für Norddeutschland (DELISLE et al. 2003).

Die Angaben von DELISLE (2003), BOULTON et al. (2001), KLINGE et al. (2007) sowie GRASSMANN et al. (2010) werden durch Untersuchungen von ŠAFANDA et al. (2004) gestützt, die aus dem nordöstlichen Polen mittels Bohrloch-Temperaturmessungen jahresdurchschnittliche Temperaturen von -10°C an der Oberfläche für die letzte Kaltzeit rekonstruierten. Sie ermittelten jedoch weitaus größere Mächtigkeiten von Permafrost-Bedingungen von bis ca. 500 m. Die Abweichungen in der Mächtigkeit des Permafrostes im nordöstlichen Polen zu bisherigen Untersuchungen stehen im Zusammenhang mit dem auf dieses Gebiet beschränkten niedrigen terrestrischen Wärmefluss, wobei in den obersten 400 m ein negativer Temperaturgradient vorliegt. In Zentralsibirien werden heute maximale Permafrost-Tiefen von 1.500 m beobachtet (HUBBERTEN et al. 2008).

Auswirkungen kaltzeitlich bedingter Temperaturrückgänge auf den Untergrund wurden durch MÜLLER-LUPP (2002) im sibirischen Permafrost untersucht. In gefrorenen, eisreichen Böden kann ein Temperaturrückgang durch thermische Kontraktion zur Bildung von Rissen und Bodendefor-

mationen infolge von Schrumpfungsprozessen führen. Schrumpfungen in gefrierenden Böden treten sowohl in vertikaler als auch horizontaler Richtung auf und können zur Ausbildung von Schwächezonen führen. Stressgradienten verursachen dann Wasserbewegungen in den am meisten beanspruchten Bodenbereichen. Je nach Wasserleitfähigkeit des Bodens kann es zur Ausbildung von Eislinsen kommen, deren Existenz während der Weichsel-Eiszeit vielfach in Norddeutschland belegt ist (GRUBE 2006). Unter Gletschern und in Gebieten mit Permafrost liegt Grundwasser meist in gebundener Form (Eis) vor und die hydraulische Durchlässigkeit ist reduziert. Dadurch kann oberirdisches Wasser (Schmelzwasser und/oder Niederschläge) nicht mehr ins Grundwassersystem eingespeist werden; es findet keine Grundwasserneubildung statt und eine dadurch induzierte Grundwasserdynamik entfällt. Das potenzielle Einzugsgebiet eines Grundwasserleiters verlagert sich in Gebiete ohne Eisüberdeckung und ohne Permafrostböden. Im Fall einer wiederkehrenden Kaltzeit würden die Niederschläge und Schmelzwässer in Norddeutschland oberflächlich abfließen und in die Nordsee entwässern. Durch den oberirdischen Abfluss kommt es zur Bildung eines Talik-Systems unterhalb der Flüsse, das als Vorflut für das Grundwasser ungefrorener Schichten fungiert. Als Talik oder Taliki wird ein nicht gefrorener Bereich im kontinuierlichen und flächendeckenden Permafrost bezeichnet, der sich meist unter Seen oder Flüssen bildet, die nicht ganz bis auf den Grund zugefroren sind (GOUDIE 1995).

3.3 Änderungen der Niederschläge

Im nordwestlichen Europa akkumulierten weit verbreitet äolische Ablagerungen, einschließlich äolischer Sande und Lösse, deren Genese die relativ trockenen Verhältnisse während einer Kaltzeit anzeigen (KASSE 1997). BOULTON et al. (2001) modellierten für das glaziale Maximum Niederschlagswerte, die nur etwa 30% der heutigen Werte entsprechen. Heutige Niederschläge liegen für Deutschland für den internationalen Referenzzeitraum von 1961 bis 1991 im Jahresmittel bei 797 mm/a (www.dwd.de, Zugriff im August 2009). Dies bedeutet, dass nach den Modellierungen von BOULTON et al. (2001) von einer jährlichen Niederschlagsmenge von etwa 240 mm/a während eines glazialen Maximums auszugehen ist. Diese Angabe stimmt in der Größenordnung mit denen von SCHÖNWIESE (2003) und den Ergebnissen der Modellierungen von BANKS et al. (2007) überein, die für Norddeutschland Werte von 210 bis 280 mm/a angeben (Abbildung 21).



Abbildung 21: Modellierte Werte der jährlichen Niederschläge in mm/a*100 für das LGM (BANKS et al. 2007).

Globale Ozean-Atmosphäre-Klimamodelle z. B. CLIMBER 2 (GANOPOLSKI et al. 1998) zeigen, dass LGM-Niederschläge des nördlichen Eurasiens deutlich niedriger als heute ausfielen. Dies wird auf die südliche Verlagerung der Sturmzellen über dem Atlantik und einem stark reduzierten Sommer-Monsun zurückgeführt. Sämtliche für LGM-Simulationen genutzten Klimamodelle sind oft recht grob aufgelöst und geben eher einen europaweiten Überblick; insofern sind die Angaben lediglich als Anhaltspunkte hinsichtlich der Niederschlagsentwicklung in Deutschland zu bewerten.

3.4 Eisbedeckung

Gletscher und Eisschilde bilden sich in Gebieten, in denen im Sommer die Niederschläge (Eis und Schnee) des vergangenen Winters nicht vollständig schmelzen. In Nordeuropa sind im Pleistozän drei Inlandsvereisungen bis weit über die Ostsee nach Süden sicher nachgewiesen. Die stärksten Vereisungen erfolgten während der Elster- und Saale-Kaltzeit, bei denen weite Teile Norddeutschlands unter Gletschern lagen, deren Randbereiche nördlich des Erzgebirges und des Harzes verliefen. Während der unterschiedlich starken Eisvorstöße existierten während der letzten Vereisungsphase (Weichsel-Kaltzeit) ausgedehnte Gletscher in Nordeuropa (z. B. ANDERSEN & MANGERUD 1989). Diese letzte Vereisungsphase begann nach dem Eem-Interglazial vor etwa 116 ka (STIRLING et al. 1998; SHACKLETON et al. 2003). Deutschland war sowohl von dem fennoskandinavischen Eisschild im Norden, dem alpidischen Eisschild im Süden als auch untergeordnet einer Anzahl lokaler Vereisungen in höheren Lagen betroffen (EHLERS et al. 2004). Die Eisrandlagen des fennoskandischen Eisschildes sind in der Abbildung 9 für Norddeutschland dargestellt; hier reichte der Rand des Weichsel-Eisschildes bis nördlich der Elbe (Abbildung 9). Als Folge der Eisakkumulation sank der Meeresspiegel während des LGM ca. 125 m unter das heutige Niveau (FLEMMING et al. 1998). Die Küstenlinie lag etwa 350 km nördlich der Dogger-Bank (~55°N). Elbe, Weser und Ems entwässerten entlang eines gemeinsamen Flusslaufes durch das so genannte Elbe-Urstromtal (FIGGE 1980).

3.4.1 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten des skandinavischen Eisschildes in den unterschiedlichen Kaltphasen sind weit weniger bekannt als die geografische Ausdehnung (MANGERUD 2004). SVENDSEN et al. (2004) modellierten die maximale Größe und Mächtigkeit des fennoskandischen Weichsel-Eisschildes (Abbildung 22 und Abbildung 23). In Abbildung 22 sind die Konturen der 250-m-Intervalle angegeben.



Abbildung 22: Mächtigkeiten des fennoskandischen Eisschildes während der Weichsel-Kaltzeit (SVENDSEN et al. 2004).



Abbildung 23: 3D-Modell des skandinavischen Eisschildes in Mitteleuropa während des LGM (SIROCKO et al. 2008).

Demnach betrug die Mächtigkeit des skandinavischen Eisschildes im Zentrum zwischen 1.750 und 2.700 m. In Norddeutschland wurde durch diesen Eisschild nur ein relativ kleiner Rand der Küstenzone südlich der Ostsee mit Eis bedeckt. Weiter östlich reichten Vergletscherungen bis etwa 200 km ins Land hinein (EHLERS et al. 2004). Nach Untersuchungen von STEPHAN (1997) verlief der Rand des Weichsel-Eises nördlich der Elbe. Theoretische Berechnungen zur Mächtigkeit des Eisschildes im nordwestlichen Teil Deutschlands ergaben im Randbereich für die Weichsel-Kaltzeit von PIOTROWSKI & TULACZYK (1999) etwa 280 m. Während der Elster- und Saale-Kaltzeiten, deren Gletscher weitaus größere Flächen Norddeutschlands bedeckten (Abbildung 23), werden für das Gebiet um Gorleben Eismächtigkeiten von 800 bis 1.000 m angegeben (BGR 1990). GRASSMANN et al. (2010) modellierten für Norddeutschland, im Gebiet des Ölfeldes Mittelplate, Eismächtigkeiten während der Elster- und Saalekaltzeit von über 1.700 m.

BOULTON & PAYNE (1992) modellierten eine zukünftige Vereisung in Schweden, basierend auf der Fortsetzung zukünftiger Änderungen der orbitalen Parameter und infolgedessen der Insolation gemäß der Milankovitch-Theorie und den entsprechenden klimatischen Auswirkungen. Nach ihren Untersuchungen beginnt ein zukünftiger Gletscheraufbau bereits in 6.000 Jahren und erreicht in 70 ka seine maximale Ausdehnung, wobei die Randbereiche jedoch auf das südliche Skandinavien beschränkt bleiben werden.

3.4.2 Dynamik

Gletscherbewegungen wurden durch topographische Unterschiede ermöglicht, wodurch höher liegende Bereiche des Gletschers eine Schubspannung auf tiefer gelegene Gletscherabschnitte ausüben. Dadurch wird ein Druck erzeugt, der durch Fließbewegungen des Eises abgebaut wird (Deformationsfließen). Grundsätzlich ist die Dynamik von Gletschern und Eisschilden stark von den hydrologischen Bedingungen abhängig (z. B. HOOKE 1989), die u. a. auf der Anomalie des Wassers basieren: Eis kann trotz niedriger Temperaturen unter Druck verflüssigt werden (basales Gleiten). Der subglaziale Wasserdruck kontrolliert die Verbindung zwischen Eis und dem anstehenden Gestein und beeinflusst somit die Fließgeschwindigkeit. Je höher der Wasserdruck, desto reduzierter ist die Verbindung zwischen Eis und anstehendem Gestein. Wenn der Wasserdruck den des Deckgebirges erreicht (etwa 90% der Eismächtigkeit), ist es möglich, dass sich unter Gletschern Stauwasser an der Grenzfläche und schließlich subglaziale Seen bilden (SHOEMAKER 1986), die zu Instabilitäten der Eisschilde und zum Kollaps führen können (PIOTROWSKI & TULACZYK 1999). Glaziolakustrine Sedimente sind an verschiedenen Lokationen entlang der Ostsee-Küstenlinie u. a. in den Flankenbereichen der Kieler Bucht kartiert und z. T. als subglaziale Ablagerungen interpretiert worden (PIOTROWSKI 1997; PRANGE 1987).

Die Geschwindigkeit mit der das Eis fließt, wird innerhalb eines Eisschildes mit einigen 10er Metern pro Jahr angegeben. Jedoch gibt es auch Bereiche in Eisschilden, so genannte "ice-streams", in denen die Geschwindigkeiten mit einigen 100 bis 1.000 m/a signifikant höher liegen (JOUGHIN et al. 2004). Aufgrund der Zonen unterschiedlicher Geschwindigkeiten innerhalb der Eisschilde bilden sich an den Rändern dieser "ice streams" Stresszonen, die für die Bildung tiefer Risse und Bruchzonen im Gletscher verantwortlich sind. DELISLE et al. (1991) modellierten das Wachstum und den Vorstoß von Kontinentalgletschern von Skandinavien nach Norddeutschland. Sie postulieren, dass unter bestimmten Randbedingungen, die die jährliche Niederschlagsrate, die mittlere Jahrestemperatur und den adiabatischen Gradienten von 5,5°C/km in der Atmosphäre mit berücksichtigen, der Vorstoß eines Eisschildes von Skandinavien nach Norddeutschland innerhalb von 8 bis 12 ka erfolgen kann.

Die Dynamik der Inlandvergletscherungen wurde von EHLERS (1990) für Norddeutschland untersucht, indem die Eisbewegungsrichtungen großräumig rekonstruiert wurden. EHLERS (1990) gibt für die Eisvorstöße Geschwindigkeiten zwischen 100 und 150 m/a an, wobei von unterschiedlichen Eiszentren ausgegangen wurde. Diese Angaben stehen nicht im Widerspruch zu den Berechnungen von DELISLE et al. (1991). Sie basieren allerdings auf der Annahme, dass noch vor 24 ka das südliche Schweden bis nördlich von Göteborg eisfrei war (LUNDQUIST 1986; HILLEFORS 1985) und das Eis den nördlichen Stadtrand von Hamburg nicht später als vor 15 ka erreichte. Derart hohe Fließgeschwindigkeiten sind in heutigen Vereisungsgebieten eher Ausnahmen und nur von einzelnen Gletschern bekannt, wie im Fall eines "Surge", d. h. eines plötzlichen Gletschervorstoßes, nicht aber von ganzen Eisschilden.

3.4.3 Bedingungen an der Eisbasis

Für das Verhalten von Gletschern und Eisschilden hinsichtlich der Dynamik und Hydrologie sind u. a. die Änderungen bzw. Unterschiede der Eistemperatur von Bedeutung. Es wird zwischen zwei Arten von Gletschereis unterschieden, dem "warmen Gletschereis" mit Temperaturen am Drucklösungspunkt und dem "polaren" oder "kalten Gletschereis" mit Temperaturen unterhalb der Drucklösung. Kaltes Gletschereis ist härter als warmes und undurchlässig für Wasser (NÄSLUND 1997).

Die Temperaturen an der Gletscherbasis sind von besonderer Bedeutung. Eine kalte Gletschereisbasis hat kein freies Wasser auf welcher der Gletscher über den darunterliegenden Boden "fließen" kann. Zudem trägt die kalte Gletscherbasis zur Bildung von Permafrost bei. Des Weiteren wird eine Anreicherung von Grundwasser durch Wasser aus der Drucklösung an der Basis des Gletschers verhindert. Eine warme Gletschereisbasis hingegen hat freies Wasser an der Grenzfläche Gletschereis/Boden, ist somit fließfähig und dient als Quelle für die Grundwasserneubildung (siehe Kapitel 3.5). Hinzu kommt, dass Schmelzwasser vom Top des Gletschers an die Basis transportiert werden kann (HEDIN & NäSLUND 2006). Die rezenten grönländischen und antarktischen Eisschilde enthalten beide Eistypen und werden als polythermal bezeichnet (NÄSLUND 1997). Wenn die basale Eistemperatur von Gletschern oder Eisschilden den Drucklösungspunkt erreicht, kann Wärme aus dem geothermischen Wärmefluss und der Reibungswärme durch interne Deformation diesen Vorgang zusätzlich unterstützen. NÄSLUND et al. (2005) haben den geothermischen Wärmefluss des fennoskandischen Eisschildes für das LGM modelliert und beobachteten an den Eisrändern höhere Werte als im zentralen Bereich des Eisschildes (Abbildung 24).



Abbildung 24: Modellierter geothermaler Wärmefluss während des LGM (NÄSLUND et al. 2005).

Diese Ergebnisse unterstützen die Aussage, dass auch die pleistozänen kontinentalen Eisschilde polythermal waren (HEDIN & NÄSLUND 2006). Es wird auch deutlich, dass Norddeutschland während des LGM in seiner Position einer Eisrandlage mit hohem Wärmefluss in diesem Gebiet des fennoskandischen Eisschildes eine warme Gletschereisbasis hatte und somit freies Wasser an der Grenzfläche Gletschereis/Boden vorlag.

Grundsätzlich hat die Topographie der Landoberfläche unter Gletschern ebenfalls einen Einfluss auf die Temperaturbedingungen an der Gletscherbasis. Topographische Senken sind für basale Schmelzvorgänge eher empfänglich als topographisch höher gelegene Gebiete, da der Drucklösungspunkt in Senken durch eine größere Eismächtigkeit niedriger ist und umgekehrt (HOOKE 1977).

Bei einer warmen Gletschereisbasis entspricht der Wasserdruck an der Eis/Festgestein-Grenzschicht dem Druck Eisschild/Deckgebirge, in einigen Fällen ist er größer. Der Grundwasserdruck hängt sowohl von den Schmelzwasserzuflüssen als auch von den Fließeigenschaften des unter dem Gletscher befindlichen hydrogeologischen Systems ab. Der Grundwasserdruck wird durch das Porenvolumen und die Kluftstrukturen des Festgesteins beeinflusst, die durch die Eisauflast verändert werden können. Die Spannungen im unterliegenden Gestein werden von der Eisauflast, der Dauer der Eisauflast und dem hydrostatischen Druck beeinflusst. Unabhängig von den Bedingungen an der Eisbasis nimmt der vertikale Stress entsprechend der Eismächtigkeit zu; ebenso nimmt der horizontale Stress zu. Bei einem Eisschild mit warmer Basis verändert der vorherrschende Wasserdruck an der Eis/Festgestein-Grenzfläche die Spannungen im darunterliegenden Gestein (HEDIN & NÄSLUND 2006).

3.5 Schmelzwasser-induzierte hydrogeologische Effekte

Oberflächlich gebildetes sommerliches Schmelzwasser auf Gletschern kann in Randbereichen durch Spalten und Risse bis an die Sohle von Eisschilden durchdringen und einen Wasserfilm an der Grenzfläche Eis/Gebirge bilden. Schmelzwasser infolge der Drucklösung an der Basis heutiger antarktischer und grönländischer Gletscher ist ebenfalls weit verbreitet (z. B. HOOKE 1977; NÄSLUND et al. 2005). Typische basale Schmelzraten liegen im Bereich von bis zu 10 mm/a (HEDIN & NÄSLUND 2006) - können jedoch auch lokal in Gebieten mit hohen geothermischen Wärmeflüssen deutlich höher sein (HOOKE 2004). Wie aus der Abbildung 24 hervorgeht, lag für Norddeutschland, verglichen mit Skandinavien, ein relativ hoher geothermischer Wärmefluss während des LGM vor; es ist demnach auch von höheren basalen Schmelzraten auszugehen. Ähnliche Untersuchungen für Süddeutschland liegen bislang nicht vor.

Ergebnisse zu Hochrechnungen bzw. Modellierungen über die Wassermengen, die auf diesem Weg infiltrierten und/oder über Rinnen entwässerten, liegen noch nicht vor.

Je nach Beschaffenheit des unter dem Gletscher liegenden Gebirges kann ein Teil des subglazialen Schmelzwassers ins durchlässige Sediment und somit ins Grundwassersystem eingespeist bzw. umgeleitet werden (Abbildung 25). Dabei unterliegt die Dynamik des Grundwassers den gleichen physikalischen Gesetzen wie Grundwasser außerhalb von Gletschergebieten. Die einzigen Unterschiede sind jedoch, dass der Grundwasserfluss von hydraulischen Gradienten durch das Eis-Deckgebirge gesteuert wird und das Grundwasser Advektionsvorgängen unterliegt, sobald das Sediment durch glazialen Stress deformiert wird. Der Grundwasserfluss wird abgelenkt durch lokale Permafrostgebiete oder bei Gletschern mit einer kalten Gletschereisbasis (Abbildung 25-B), die deutlich weniger wasserdurchlässig ist und wie eine Isolierschicht wirkt. Unterhalb solcher Gebiete stagniert das Grundwasser. Zudem findet keine Grundwasserneubildung statt; es kann unter allseitigem Druck stehen, so dass die Entwässerung erst wieder außerhalb der Permafrost-Zone stattfindet oder entlang von Diskontinuitäten im gefrorenen Boden (wie z. B. bei Talik-Systemen unter Flüssen). Basales Schmelzwasser dringt in das anstehende Gestein ein, wenn der Druck an der Eis/Sohle-Grenzfläche höher ist als der Druck im anstehenden Gestein (PIOTROWSKI 2006).



Abbildung 25: Schematische Darstellung des Grundwassersystems im Bereich von Gletschern; verändert nach PIOTROWSKI (2006).

Subglaziales Schmelzwasser infiltriert nur etwa zu 25% ins anstehende Sediment, der Rest entwässert über subglaziale Rinnen, z. T. in Form spontaner Ausbrüche (PIOTROWSKI 1997). Diese Vorgänge sind durch so genannte "tunnel valleys" auch in Norddeutschland belegt, wo sie z. T. bis zu 300 m, stellenweise bis über 500 m Tiefe erreichen können (SIROCKO et al. 2002; STACKEBRANDT et al. 2001, 2009). Unter ausgedehnten Eisdecken, erhöhtem Druck und verringerter Durchlässigkeit kann die Fließgeschwindigkeit um den Faktor 10 bis 100 zunehmen (VAN DER WEERT et al. 1997). PIOTROWSKI (1997) modellierte den subglazialen Grundwasserfluss während der letzten Kaltzeit in Norddeutschland und gibt ein 30-mal schnelleres Grundwasserfließen als heute an (für NW-Deutschland 0,15 m/Tag; JOHANNSEN 1980). Zugleich stellte er eine Umkehrung in der Fließrichtung relativ zu den rezenten Bedingungen fest.

Eine erhöhte Grundwassergeschwindigkeit kann zu verstärkter Subrosion im Untergrund führen, wenn leicht wasserlösliche Gesteine wie z. B. Salze anstehen. GERARDI & WILDENBORG (1999) haben das Ausmaß der Subrosion unter glazialen Bedingungen für den Salzstock Morsleben modellhaft quantifiziert und zeigen, dass die Auflösung von Steinsalz unter kontinuierlichen Permafrostbedingungen am stärksten ist.

Unter Druck stehendes Grundwasser kann im Randbereich von Gletschern hydromechanische Rissstrukturen im anstehenden Gestein verursachen, wenn wasserundurchlässige Sedimente überlagern (BOULTON & CABAN 1995). BOULTON & CABAN (1995)

modellierten, dass solche durch "Hydrofracturing" erzeugten Risse bis in 400 m Tiefe reichen können. Die flächige Ausdehnung der betroffenen Frakturenzone kann bis einige 10er Kilometer vom Eis entfernt reichen. Frakturen ähnlichen Ursprungs sind auch aus NW-Deutschland bekannt (PIOTROWSKI 2006).

3.6 Glazigene Erosion und Deposition an der Oberfläche

Durch subglaziale Eis- und Schmelzwasser-Erosion entstanden bereits während der Elster-Kaltzeit pleistozäne Rinnen (Tunneltäler), die mehr als 500 m tief und einige Kilometer breit sein können (STACKEBRANDT 2009). Sie streichen im östlichen Norddeutschland im Wesentlichen von Nordost nach Südwest; im westlichen Norddeutschland ist die bevorzugte Streichrichtung Nord-Süd (Abbildung 26; STACKEBRANDT 2001, 2009).



Abbildung 26: Quartärbasis nach STACKEBRANDT et al. (2001) mit Verteilung der pleistozänen Rinnen in Nordeuropa.

Solche Rinnen oder Tunneltäler wurden mit Hilfe der 3D-Seismik auch im Nordseegebiet hinsichtlich ihrer räumlichen Verbreitung, Morphologie (LUTZ et al. 2009) und Rinnenfüllung untersucht; es konnten verschiedene Ablagerungsprozesse belegt werden (KRISTENSEN et al. 2008). Diese Rinnen, die im Nordseeraum bis zu 8 km breit sind und eine Länge von bis zu 66 km aufweisen können, zeigen in den 3D-seismischen Daten mindestens drei unterschiedliche Generationen der Tunnelbildung (Abbildung 27). Die bis zu 500 m tief in die neogenen Sedimente eingeschnittenen Rinnen zeigen zahlreiche interne Erosionsstrukturen, die auf ein mehrmaliges Erodieren und anschließendes Wiederverfüllen hinweisen (LUTZ et al. 2009). Das bedeutet, dass bereits existierende Rinnen bei nachfolgenden Eisvorstößen und -rückzügen erneut überfahren und neu angelegt wurden (JØRGENSEN & SANDERSEN 2006).



oben: seismisches Profil, unten: Interpretation

Abbildung 27: Mehrere Generationen von Tunneltälern mit unterschiedlichen internen seismischen Reflexionsmustern (LUTZ et al. 2009).

Im Hinblick auf eine zukünftige wiederkehrende Vereisung ist davon auszugehen, dass die Anlage solcher Tunneltäler bei nachfolgenden Vereisungen z. T. mehrfach wieder verwendet wird. Inwieweit solche Täler durch eine erneute Überfahrung möglicherweise vertieft werden, ist hinsichtlich der Kontaktzonen zwischen Rinnen- und Salzstrukturen von herausragender Bedeutung.

Die Verfüllung von Rinnen mit feinkörnigen Sedimenten in Norddeutschland und im Nordseebecken wurde bisher auf glaziofluviatile Prozesse in der Nähe des Eisrandes zurückgeführt. Dabei bildeten die vom Schmelzwasserfluss erodierten Sedimente am gegenüberliegenden Hang am Ende einer Rinnenstruktur klinoforme (geneigte) Reflektoren. Die Abschneidung (Trunkation) der Klinoformen durch andere klinoforme Reflektoren deutet auf einen dynamischen Gletscher-Rückzug hin. Neue Untersuchungen von KRISTENSEN et al. (2008) deuten diese Strukturen als Gefriervorgänge, die zusätzlich noch durch Scherbeanspruchung beim Gletschervorstoß sowie die Druckentlastung beim Gletscherrückzug modifiziert wurden.

Ähnliche Beobachtungen sind bei BRUNS (1986, 1989) für den tertiären Glimmerton südlich von Hamburg dargestellt. Während der Elster-Kaltzeit wurde präquartäres anstehendes Gestein wie der tertiäre Glimmerton vom Gletscher überfahren und stellenweise erodiert. Dabei wurde der Untergrund durch die Auflast und Schubspannung des mächtigen Gletschereises vielfach gestaucht, verschuppt und gefaltet (Makro-Deformation durch eiszeitlichen Gletscherschub). Besonders leicht verfaltbar waren die tertiären und quartären Tone und Schluffe, die in Stauchmoränen auch post-glazial morphologisch in Erscheinung treten. Hinweise auf horizontale Spannungseinträge im Ton ergeben sich aus der Beobachtung von im Rinnenrandbereich auftretenden Überschiebungen, Klüften und Rissen (BRUNS 1986, 1989). Aufgrund der vertikal wirkenden Auflast kommt es zu strukturellen Veränderungen der Tongesteine (texturelle Einregelung der Tonminerale) sowie einer Überkonsolidierung, die nach dem Abschmelzen des Eises weitestgehend erhalten blieb und zur Bestimmung der ursprünglichen Eisauflast herangezogen werden kann (FEESER 1986).

Hinweise auf horizontale Spannungseinträge lassen sich auch aus KRISTENSEN et al. (2008) ableiten. Subglaziales Schmelzwasser ist bereits kälter als der Gefrierpunkt unter atmosphärischen Druckverhältnissen; aufgrund der Gletscherauflast gefriert es jedoch nicht. Bei einer Druckentlastung an der Eisfront bzw. am Eisrand und in permafrostfreien Bereichen, erfolgt dann der Gefriervorgang. Die Eisbildung führt zu einer Volumenerhöhung um etwa 10%; es kommt in Rinnen oder unter Sedimentbedeckung zu Spannungseinträgen in das umgebende Substrat.

3.7 Tektonik/Neotektonik

3.7.1 Grundlagen

Die Herleitung geologischer Langzeitszenarien für den Nachweis der Langzeitsicherheit potenzieller Endlagerstandorte erfordert die Betrachtung der tektonischen Prozesse, die in der geologischen Vergangenheit begonnen haben und unter dem gleichen tektonischen Spannungsfeld bis in die Gegenwart andauern. Diese werden unter dem Begriff Neotektonik zusammengefasst. Ausgehend von einem Betrachtungszeitraum von 1 Mio. Jahre, entspricht dies in der Zukunft qualitativ den Veränderungen, die seit Ende des Alt-Pleistozäns stattgefunden haben. Auswirkungen von Neotektonik sowie Erdbeben auf ein Endlager betreffen folgende Themenkreise:

- (1) die mögliche erosive Freilegung eines geologischen Tiefenlagers nach langer Zeit
- (2) die Möglichkeit der Schaffung neuer Wasserwegsamkeiten durch differenzielle Bewegungen im Lagerbereich
- (3) die Auswirkungen seismischer Aktivitäten

Die Auswirkungen sind bei der Auswahl eines Endlagerstandortes zu berücksichtigen (vgl. Empfehlungen AKEnd), u. a. durch die Auswahl einer aseismischen Region, die geringe Hebungs- und Erosionsraten sowie geringe differenzielle Bewegungen an untertägigen Störungen aufweist.

Eine Bewertung der Wirkung neogener Prozesse auf potenzielle Wirtsgesteine basiert auf einem umfassenden geodynamischen Modell der oberen Kruste, das über einen hinreichenden Zeitraum zurückreicht (NAGRA 2003). Diese Modellvorstellungen schließen den geologischen Bau, die Geometrie und Materialeigenschaften einzelner tektonischer Einheiten sowie Prozesse im Neogen und Quartär ebenso wie die rezente Geodynamik der oberen Kruste ein. Damit sind, ausgehend von Ergebnissen aus den Bereichen der Stratigraphie, Sedimentologie, Tektonik, Geomorphologie, Geodäsie, Seismologie und Spannungsmessungen auf Basis historischer Daten und aktueller Erkenntnisse, Aussagen über rezente Bewegungen und Prozesse sowie zukünftige Ereignisse und deren Auswirkungen auf ein HAW-Endlager in den Wirtsgesteinen Salz und Ton möglich. Aufgrund der Komplexität dieser Prozesse haben diese Vorstellungen jedoch zumeist Modellcharakter.

Aktive Krustenspannungen führen je nach Magnitude und Gesteinszusammensetzung zur Neuanlage von Deformationsstrukturen. Eine wichtige Tatsache bei neotektonischen Bewegungen ist jedoch, dass auch geologisch sehr alte Strukturen (z. B. Störungsflächen) neotektonisch reaktiviert werden, sofern die Störungsgeometrie zum gegenwärtigen Spannungsregime passt. Für diese Bereiche kann ein potenzielles Georisiko gegeben sein, wie z. B. Erdbeben an prä-existenten Verwerfungsflächen. Neotektonische Deformationsphasen, die in unterschiedlichen Regionen zu verschiedenen Zeiten begonnen haben, können abhängig vom tektonischen Regime und je nach Region, unter der Voraussetzung eines unveränderten tektonischen Spannungsfeldes, unterschiedlich lange Zeiträume umfassen.

Es kann davon ausgegangen werden, dass sich zukünftige Krustenmobilität vorwiegend entlang existierender regionaler Störungssysteme konzentrieren wird. Abgeleitet von Bewegungsintensitäten der letzten 30 Mio. Jahre wird sich der Zeitrahmen für spürbare, landschaftsverändernde und somit möglicherweise auch HAW-Endlager-beeinflussende Bewegungsamplituden im Bereich der Hunderttausend-Jahre-Dimension abspielen. Anlehnend an die geologisch-neotektonische Vorgeschichte wird eine intervallartige Anregung neotektonischer Bewegungen zumindest für Norddeutschland angenommen, wie sie u. a. auch im FEP Erdbeben (vorläufige Einschätzung der VSG für den Standort Gorleben) zugrunde gelegt wird. Darüber hinaus wird aufgrund von rezenten Beispielen im Salzbergbau (Gebirgsschlag Völkerhausen, 1988, vgl. MINKLEY et al. 2010) eingeschätzt, dass die Auswirkungen selbst eines Bemessungserdbebens vernachlässigbar sind.

Dies gilt aber vermutlich nicht für die technischen Verschlüsse (z. B. seismisch induzierte Setzung einer Schottersäule).

Die Beeinflussung eines Endlagers durch seismische Ereignisse im Zeitraum der nächsten Million Jahre ist aufgrund der bisherigen geologisch-tektonischen Entwicklung und des regionalen Spannungsfeldes wenig wahrscheinlich und wird daher nicht weiter betrachtet.

Die Bearbeitung fokussiert sich auf die geologische Langzeitentwicklung NW-Deutschlands, insbesondere auf Salzstrukturen, wobei die neotektonischen Rahmenbedingungen auf ein Endlager in einer Tonformation übertragbar sind. Diese treten vielfach in den vertieften Randsenkenbereichen von Salzstöcken auf und sind somit unmittelbar mit deren zeitlichen Änderungen assoziiert. Zusätzlich werden die neotektonischen Rahmenbedingungen in Süddeutschland abgehandelt.

Im ersten Abschnitt werden die methodischen Grundlagen und Ansätze zum Prozessverständnis der Salzstrukturentwicklung Norddeutschlands vorgestellt (Abbildung 28). Im zweiten Abschnitt folgen die großräumigen geodynamischen Rahmenbedingungen, bezugnehmend auf das vorliegende Spannungsfeld Mitteleuropas. Im dritten Teil wird die aktu-geologische Situation im Mitteleuropäischen Becken, bezogen auf die rezente Salzstrukturentwicklung sowie großräumige vertikale Krustenbewegungen, zusammengefasst.

Als projektbezogen vorrangige Aspekte der Langzeitentwicklung gelten Hebung und Erosion, weil dadurch die Gesteinsüberdeckung eines Endlagers mit der Zeit generell abnimmt, d. h. dieses immer näher an die Erdoberfläche zu liegen kommt. Die klimatischen Veränderungen beeinflussen nicht nur die Oberflächenprozesse (Erosion) und hydrodynamischen Rahmenbedingungen. Im Fall von Vergletscherungen muss auch eine wiederholte Be- und Entlastung des tieferen Gesteinsuntergrundes durch Eismassen berücksichtigt werden. Dadurch kann eine Rekompaktion des Wirtsgesteins stattfinden. Diese Fragestellung wird ebenfalls diskutiert.

3.7.2 Salzstrukturen NW-Deutschlands - Entstehung und Entwicklung

Für die Betrachtung zukünftig stattfindender Prozesse und deren Wirkungen auf das Wirtsgestein Salz ist es von Bedeutung, die Bildung und Entwicklung von Salzstrukturen sowie agierende Prozesse in der geologischen Vergangenheit zu kennen. Die Entstehung von Salzstrukturen, wie sie heutzutage im norddeutschen Becken großräumig vorkommen (Abbildung 28), und deren Beeinflussung und Veränderungen besonders durch großmaßstäbliche geologische und tektonische Prozesse kann auf Basis des vorliegenden Kenntnisstandes beschrieben werden. Einen umfassenden Überblick über deren Verteilung und Genese gibt JARITZ (1992).

Die individuelle zeitliche Strukturentwicklung mit Durchbruch durch die auflagernde sedimentäre Bedeckung ist über eine Randsenkenanalyse gut nachvollziehbar. Auffällig ist dabei, dass bei der Bildung von Salzstrukturen im Norddeutschen Becken vorwiegend Staßfurt-Steinsalz verantwortlich ist, während Leine- und Allersteinsalz erst im fortgeschrittenen Stadium einbezogen wurden. Mutmaßlich spiegelt dies lithologische Unterschiede in der Kriechfähigkeit der verschiedenen Salzvarietäten wieder. Vermutlich durch die Inhomogenität des Salzes (z. B. zwischengeschaltete tonige Horizonte), erlangen Rotliegendsalze erst bei späteren Prozessen Bedeutung. Eine große und sehr frühe Rolle bei der Strukturbildung spielen die Kalisalzflöze, die insbesondere in der fla-



chen Lagerung möglicherweise unter Einfluss von Feuchtigkeit zu einer gegenüber Steinsalz deutlich höheren Duktilität neigen.

AFZ - Allertal-Störungszone, BDF - Bornholm-Darlowo-Grabenzone, CG - Zentralgraben, EFS - Elbe-Lineament, GE - Gardelegen-Stufe, GG - Glückstadt-Graben, HCM - Holy Cross Mountains, HG - Horn-Graben, KCF - Koszalin-Chojnice-Grabenzone, KS - Kuiavian-Segment, PS - Pommersches Segment des Mittelpolnischen Troges, RT - Rheinsberg-Trog, STZ - Sorgenfrei-Tornquist-Zone, TTZ - Teisseyre-Tornquist-Zone.

Abbildung 28: Verteilung der Salzstrukturen im Mitteleuropäischen Becken in Relation zu den tektonischen Großeinheiten, kleineren Strukturbereichen und bekannten Störungslineamenten (SIPPEL 2009).

Es bestehen jedoch Unsicherheiten für den Beginn der Salzstrukturentwicklung infolge der damit verbundenen anfänglich geringen Veränderungen im Deckgebirge. Mindestvoraussetzungen für die Bildung sind:

- Primäre Salzablagerungen mit ausreichender Mächtigkeit, z. B. wurde für den Raum Gorleben eine Mächtigkeit von ca. 1.400 m nachgewiesen (ZIRNGAST 1992).
- Der Einfluss einer Mindestteufe wird als nicht relevant angesehen, da für die Kriechfähigkeit und Mobilität von Steinsalz kein Mindestdruck, kein Mindestdifferenzdruck und keine Mindesttemperatur erforderlich sind. Andererseits ist eine Zunahme der Kriechfähigkeit mit zunehmender Tiefe durch die nichtlineare Temperaturabhängigkeit gegeben.
- Ungleiche Belastung und Verformbarkeit des Deckgebirges, denn nur sie bewirken im Salzlager das horizontale Druckgefälle, indem Kriechen erfolgt. Allerdings sind infolge der oben genannten Schwierigkeiten, den Beginn des Salzaufstiegs genauer charakterisieren zu können, die initialen Ursachen für die Bildung von Salzstrukturen unklar, wobei sowohl haloki-

netische (Dichteunterschiede zwischen Wirts- und Nebengestein) als auch tektonische Prozesse in Frage kommen:

- Zur Untersuchung tektonisch verursachter Strukturentwicklungen muss primär das präsalinare Stockwerk betrachtet werden, um zu entscheiden, ob ein tektonischer Anstoß zur Strukturbildung vorliegt oder nicht. Obwohl kontrovers diskutiert, müssten die tektonischen Strukturen nach JARITZ (1992) älter oder zumindest gleichalt sein. Jüngere Störungen können zwar die Strukturentwicklung beeinflussen, aber nicht deren Bildung verursachen. Die Bildung zahlreicher Salzmauern ebenso wie die Entwicklung von Salzkissen in NW-Deutschland kann mit der Aktivität von Störungen belegt werden (JARITZ 1992).
- Eine große Anzahl von Salzstrukturen kann allerdings nur halokinetisch bedingt erklärt werden. Zwar kann der Anfangsimpuls sowohl halokinetischer als auch tektonischer Herkunft sein; die resultierende Halokinese aufgrund von Gleichgewichtsstörungen zwischen Deckgebirge und Salzstruktur ist allerdings Ursache für die Bildung von Folgegenerationen. Ausgebildete Strukturen können u. a. Kissen und Diapire sein. Die Entstehungsstadien von Diapiren und Mauern wurden weitestgehend rekonstruiert und zeigen, dass Diapirismus vorwiegend an frühe Y-Grabenstrukturen und Störungen gebunden ist, in welche Salz eindringen konnte, diese aufweitete und in späteren Stadien bis hin zu Salzstöcken erweiterte. In den Randbereichen kommt es zur Ausbildung von Randsenken.

Die Ausbildung und aktuelle Verteilung der heutigen Salzstrukturen spiegelt regional und zeitlich sehr unterschiedliche Mobilisierungs- und Verteilungsmuster der Zechsteinsalze wieder. Ausgehend von der Lagerung des präsalinaren Sockels mit bereits vorliegenden Störungen erfolgte die Entwicklung der Salzstrukturen in der südlichen Nordsee und dem Norddeutschen Becken in zwei Mobilisationsphasen:

- (1) In der Mittleren Trias bis zum Jura dominierten vorwiegend E-W-wirkende Extensionsprozesse, die in der nördlichen Hälfte dieser Region NNW- bis NNE-streichende Salzmauern und Diapirstrukturen initiierten. Sie befinden sich hauptsächlich im Bereich des N-S-verlaufenden Zentralen Nordseegrabens sowie in lokalen Bereichen des Norddeutschen Beckens.
- (2) Im späten Jura bis in die frühe Kreidephase wurden hauptsächlich südlich bzw. nördlich liegende randliche Bereiche des Norddeutschen Beckens beeinflusst, wobei sich lokal NW-SE-ausgerichtete Salzstrukturen und Kissen ausbildeten, die sich gleichzeitig mit der Differenziation von NW-SE-streichenden Unterbecken entwickelten. Im polnischen Becken folgen die Salzstrukturen weitgehend dem Trend der Teisseyre-Tornquist-Zone.

3.7.3 Geotektonische Bewegungsmuster und Spannungsfelder Mitteleuropas

Das nördliche Mitteleuropa ist neotektonisch aktiv. Als regional großräumige Bewegungstrends dominieren die

- fortgesetzte Hebung Skandinaviens
- das Ostbaltische Grabensystem
- die Mitteleuropäische Senkungszone, die südlich durch die mitteleuropäische Hebungszone begleitet wird

Die Abbildung 29 zeigt eine Zusammenstellung aktueller Spannungsdaten subsalinarer Formationen nach REICHERTER et al. (2005) auf der Basis von Bohrloch-Breakouts, Hydrofrac- und Erdbebendaten. Sie zeigt weiterhin die randparallel ausgerichteten Deckgebirgsstrukturen im Vorfeld des SW-Randes der Osteuropäischen Tafel, die für Norddeutschland die Dominanz von NW-SEgerichteten Deckgebirgsstrukturen bzw. Störungsmustern dokumentieren. Der abgeleitete Streubereich der Richtung der maximalen Horizontalspannung dreht von NW nach NNE (von links nach rechts; Abbildung 29). Hinzu kommen Inversionsstrukturen, d. h. Sedimentbeckenkonturierungen im Vorfeld des Osteuropäischen Kratons, die den tiefen Basementstrukturen folgen (vgl. u. a. KOCKEL & BALDSCHUHN 2002).

Davon ausgehend, pausen sich die subsalinaren Störungsmuster vorhandener Blöcke an der aktuellen Oberfläche als Flüsse, z. B. Elbe, Weser und ihre Nebenflüsse oder Gewässer durch, wobei zusätzliche Modifikationen durch lokalen Salzaufstieg erfolgten (REICHERTER et al. 2005). Das markante Elbe-Lineament bildet seit dem ausgehenden Paläozoikum die zentrale Beckenachse der Norddeutschen Senke (Abbildung 29).

Die paläotektonischen Störungsmuster im südlichen Ostseeraum spiegeln sich ebenfalls in den quartären Landschaftsformen (Küstenlinien, Wassertiefen, Verbreitung pleistozäner Ablagerungen etc.) wieder (vgl. Möbus 1996).

Das neogeodynamische Krustenverhalten Norddeutschlands wird entscheidend vom tektonischen Blockbau aus vorhergehenden Beanspruchungen gesteuert. Anhand paläogeographischer Karten lassen sich Effekte der Beanspruchung aus der Alpen-Kollision sowie die genetischen Bezüge zum Geschehen im Nordatlantik ableiten (ZIEGLER 1990) (vgl. Abbildung 30).

Danach repräsentiert das Känozoikum eine Periode,

- in der sich Afrika und Europa aufeinander zubewegten
- in der sich ein größerer Hotspot in der Region Faröer/Grönland entwickelte
- in der "seafloor spreading" im Nordatlantik zwischen Grönland und Europa einsetzte
- in der NW-Europa ein Teil eines seit dem Eozän epirogen absinkenden passiven Kontinentalrandes wurde (RASSER et al. 2008)

Nach STACKEBRANDT (2004) hängt eine neotektonische Reaktivierung der norddeutschen geologischen Blockgrenzen mutmaßlich von dem wechselnden tektonischen Geschehen in den Alpen oder Karpaten bzw. den aktiven Plattenrändern in Süd- und Südosteuropa ab. Daraus können wechselnde Aktivierungsmuster von NW-SE- bzw. NNE-SSW-gerichteten regionalen Störungszonen im jüngeren Mesozoikum und Känozoikum resultieren.

Die aktuelle neotektonische Situation in Mitteleuropa setzte im späten Miozän ein, mit Initiierung des aktuellen Spannungsfeldes, das durch eine vorzugsweise NW-SE-ausgerichtete Kompression und NE-SW-gerichtete Extension gekennzeichnet ist (HEIDBACH et al. 2008).



Abbildung 29: Darstellung aktueller Spannungsdaten subsalinarer Formationen (REICHERTER et al. 2005).

Während des Känozoikums ist im Norddeutschen Becken generell eine starke Abnahme der tektonischen Aktivität zu verzeichnen. Die nachgewiesenen Bewegungen im tertiären Oberbau wurden durch Sockelbewegungen verursacht, die sich auch durch das Salz in den Oberbau durchsetzten, sowie durch Halokinese, Subrosion und Setzung. Eine Neuanlage von nur im Tertiär aktiven Sockelstörungen wurde nicht beobachtet. Nach BRÜCKNER-RÖHLING et al. (2002) waren im gesamten Norddeutschen Becken maximal 10% der kartierten Sockelstörungen im Tertiär aktiv. Dabei fanden die Bewegungen im Verlauf des Tertiärs bevorzugt immer an den gleichen Sockelstörungen statt, allerdings oft an unterschiedlichen Segmenten der gleichen Störungszone. Die tertiären Dilatationsbewegungen sind bevorzugt an den Störungszonen zu beobachten, an denen während der oberkretazischen Inversion die stärksten Kompressivbewegungen stattfanden.

3.7.4 Aktu-geologische Situation

Umfassende Bewertungen der aktu-geologischen Situation des Norddeutschen Beckens finden sich bei REICHERTER et al. (2005) und STACKEBRANDT (2004).

3.7.4.1 Großräumige Vertikalbewegungen

Aufgrund der Senkenfüllungen ist die Langzeitstabilität der NW-SE-gerichteten Senkenachse der Norddeutsch-Polnischen Senke als Trans-, In- und Regressionsachse für Flachwassereinbrüche seit dem Mesozoikum, anhaltend ins Känozoikum bekannt. Anhand der gegenwärtigen Höhenlage der Rupeltonbasis als Referenzhorizont lässt sich die neotektonisch fortgesetzte Einsenkung aufzeigen (STACKEBRANDT 2004). Danach zeigt sich eine neotektonisch aktivierte einsenkende Zone mit NW-SE-Verlauf und ebenfalls NW-SE-verlaufenden Flanken, die sich von der Nordsee bis nach Südpolen quer durch das Norddeutsche Becken zieht (Abbildung 30).

Insgesamt fanden im zentralen Nordsee-Becken beträchtliche epirogene Absenkungen von über 800 m statt. Die Hebungen im nordöstlich angrenzenden Gebiet haben moderaten Charakter, während südwestliche Bereiche intensiver gehoben wurden und in die Mitteleuropäische Hebungszone übergehen. Randstörungen an den Flanken sind ebenfalls NW-SE-orientiert, während innerhalb der Senkungszone Querstörungen (SW-NE) auftreten. Jedoch hat die Störungsaktivität gegenüber dem Mittelmiozän stark abgenommen (BRÜCKNER-RÖHLING et al. 2002).



Abbildung 30: Die neotektonische Absenkung im nördlichen Mitteleuropa (STACKEBRANDT 2004).

In diesen Gebieten aktiver neotektonischer Einsenkungen treten intensive Wechselbeziehungen zu exogenen Prozessen auf. Dies können Meeresvorstöße als Landschaftsüberprägungen durch mehrfache Inlandeisvorstöße und intensiven Schmelzwasseranfall sein. Diese verstärken beispielsweise erosive Prozesse und Sedimentumverteilungen, welche sich durch den Verlauf der Quartärbasis und die damit verbundenen Tiefenrinnen belegen lassen (STACKEBRANDT 2004). Ein Vergleich der Tiefenlinien der Rupelbasis mit den Tiefenrinnen Norddeutschlands zeigt eine deutliche Korrelation zwischen neotektonischer Aktivität und exogen bedingter Quartärbasis. Die Genese der Tiefenrinnen wird durch diverse Autoren als subglazial angesehen. Der damit verbundene starke Schmelzwasseranfall wirkt stark erosiv und kann zu intensiven talartigen Eintiefungen führen. Schmelzwasserbedingter Wärmezustrom wird ebenfalls von STACKEBRANDT (2004) vermutet. Beispiele für derartige Tiefenrinnen sind u. a. über dem Salzstock Gorleben bekannt und zeigen einen direkten Zusammenhang zwischen glazialer Beeinflussung und einhergehender Schmelzwasserbeeinflussung auf Salzstrukturen.

Das regionale Spannungsfeld bzw. die neotektonischen Bewegungsmuster werden zusätzlich durch glazigene Vereisungsphasen modifiziert, wobei beispielsweise die letzte Vereisungsphase vor 20.000 Jahren eine Eismächtigkeit von ca. 3.000 m im skandinavischen Raum erreichte (SIROCKO et al. 2008). Die Auflast des Inlandeisen komprimierte die Kruste (oder presste die Kruste und Lithosphäre in die Asthenosphäre), wobei nach dem Abschmelzen ein visko-elastischer Prozess als mechanische Rückreaktion nach entsprechender Hebung ein isostatisches Krustengleichgewicht anstrebt. Die Hebungsraten der ehemaligen Senkungsmulde liegen zwischen 11 mm/a im Zentrum im Bereich des Finnischen Meerbusens und am Rand bei ca. 1,5 mm/a (z. B. NE-Deutschland), wobei bis dato ein absoluter Hebungsbetrag von ca. 300 m erreicht wurde.





Abbildung 31: Wechselwirkung Salztektonik / Gletscher (SIROCKO et al. 2008).

Mit der Ausbildung eines Inlandgletschers kommt es aufgrund der regionalen Krustenabsenkung als Gegeneffekt noch zur Ausbildung einer lokalen Hebungszone oder Vorwölbung mit einer lateralen Ausdehnung von mehreren 100 km und einer Erhöhung von ca. 200 m (SIROCKO et al. 2008). In der Konsequenz sind Eisauflastwechselwirkungen mit dem Untergrund nicht nur auf die unmittelbaren Gebiete unter Eisbedeckung beschränkt; es sind ebenfalls die Eisvorlandzonen zu berücksichtigen.

SIROCKO et al. (2008) zeigen anhand regionaler Beispiele, dass diese Prozesse sowohl die Oberflächenmorphologie oberhalb einer Salzstruktur als auch zumindest das Deckgebirge und die Salzstruktur selber beeinflussen können (Abbildung 31). Mit zunehmender Eisauflast gehört hierzu insbesondere das Schließen oder die Demobilisierung vorhandener halokinetisch bedingter Störungszonen im Deckgebirge und die relative Kompaktion des Salzes. Umgekehrt findet mit der Entlastung eine neue Aktivierung vorhandener Kluftsysteme und/oder des Salzaufstieges statt.

3.7.4.2 Rezente salztektonische Prozesse

Die nachfolgenden Ausführungen basieren wesentlich auf KÖTHE et al. (2007) und STACKEBRANDT (2004).

Die Mehrzahl der im Tertiär bewegten Störungen im oberflächennahen Untergrund steht mit der Halokinese und/oder Subrosion im Zusammenhang, hat also keine endogen-tektonischen Ursachen. Hierzu zählen Scheitelgräben und -halbgräben die als Kompensation der Dehnung im Dachbereich während der Kissenbildung bzw. infolge des Salzstockaufstiegs entstanden sind. Subrosionsbedingte Störungen sind entstanden, indem tertiäre Deckschichten in die durch Ablaugung des Salzes im Dachbereich entstandene Hohlform z. T. auch bruchhaft abgesunken sind.

Neben den Bruchstrukturen entwickelten sich die Salinarstrukturen im Norddeutschen Becken weiter (nachschubbedingter Aufstieg der präkänozoischen Salzstöcke, Diapirdurchbrüche in der südlichen Nordsee, am Südrand des Westschleswig-Blockes, auf der östlichen Schulter des Glückstadt-Grabens, in Teilbereichen der Pompeckj-Scholle, in der nördlichen Altmark sowie der Westprignitz). Die Bewertung und zeitliche Zuordnung der jüngeren halokinetischen Strukturent-wicklung ist jedoch aufgrund von Abtragungsprozessen im Deckgebirge schwierig (KÖTHE et al. 2007). Deshalb erfolgt die weitere Betrachtung sowohl zeitlich als auch regional nach Gruppen getrennt:

- Nach den letztgenannten Autoren ist die Diapirentwicklung in den präkretazischen Salzstöcken (z. B. Dömitz, Rösche-Thondorf, Werle) vor Beginn des Tertiärs zumeist zum Erliegen gekommen. Aber auch in einigen unterkretazisch (z. B. Lüge-Liesten, Gorleben-Rambow) und oberkretazisch (z. B. Kraak) aufgestiegenen Salzstöcken endete das erste Diapirstadium vor Beginn des Tertiärs, wie die paläozänen bis untereozänen Deckschichten über den Sedimenten des Hutgesteins belegen.
- Nur sehr wenige Salzstöcke traten erst mit Beginn (z. B. Bad Wilsnack, Meseberg) bzw. während des Tertiärs (z. B. Lübtheen) in ihr erstes Diapirstadium. Am Salzstock Lübtheen, dem jüngsten Salzstock Norddeutschlands, erfolgte der Durchbruch am Ende des unteren Miozäns mit der Ablagerung der Mallisser Schichten. Am Ende des Pliozäns war die Diapirentwicklung weitgehend abgeschlossen. Lediglich östlich der Stadt Lübtheen reicht der Gipshut bis an die Geländeoberfläche und belegt damit, dass auch noch partiell ein Durchbruch während des Pleistozäns, wahrscheinlich nach dem Abtauen des Elster-Eises, erfolgte.

 Die Salzstöcke Bad Wilsnack, Meseberg und Wittenberge befanden sich offenbar während des gesamten Tertiärs im Diapirstadium. In den Salzstöcken Meseberg und Wittenberge kam es wahrscheinlich nach Abtauen des Elster-Eises und der damit verbundenen Druckentlastung zu einem erneuten - wenn nicht sogar entscheidenden - Durchbruch des Salzes (POBLITZKI 1969). Beim Salzstock Meseberg könnte die mächtige Quartärabfolge sogar auf eine sekundäre Randsenkenentwicklung während des Pleistozäns hindeuten, die allerdings von einer Rinneneintiefung überlagert wird.

3.7.5 Neotektonische Situation Süddeutschlands

Die potenziellen Wirtsgesteinsformationen des Juras (z. B. Opalinuston) in Süddeutschland liegen geologisch in der Molasseregion, die die nördliche Vortiefe der Alpen bildet. Diese weist heute das Bild eines asymmetrischen Beckens auf, welches sich auf mehr als 1.000 km von der Westschweiz bis nach Österreich erstreckt. Im Norden wird das Becken vom Schweizer Jura, Schwäbischer und Fränkischer Alp und dem Böhmischen Massiv begrenzt. Im Süden bilden die Gebirgsketten der West- und Ostalpen und die westlichen Karpaten seine Begrenzung. Das Molassebecken enthält die tertiären Sedimentserien, die in der Zeit vom Mittleren Oligozän bis ins Obere Miozän abgelagert wurden.

Im Wesentlichen lassen sich zwei Stockwerke mit unterschiedlicher Lithologie und tektonischer Entwicklung unterscheiden. Zum einen das variszische Fundament mit Deckgebirgsschichten aus Trias, Jura und Kreide. Zum anderen tertiäre Molassesedimente, welche nach einer Schichtlücke, die etwa den Zeitraum zwischen Ende Malm und Mitte Eozän umfasst (ca. 144 bis 45 Ma), diskordant auf die älteren Einheiten folgen. Die Sedimentation im Jura ist räumlich sehr variabel. Im Unter- und Mitteljura (Lias und Dogger) wurden hauptsächlich dunkle Tonsteine mit gelegentlichen Einschaltungen von Sandsteinen und oolithischen Kalksteinen abgelagert. Im Oberjura (Malm) war die Region großflächig vom Meer bedeckt. Die Abfolgen bestehen hauptsächlich aus Kalksteinen und Mergeln. Nach einem Rückzug des Meeres am Ende des Juras stellte die Region in der Kreide Festland dar mit den verkarsteten Kalken des Juras als Deckgebirge.



Grün: tektonische Störungen; blau: vermutete Nordgrenze der helvetischen Fazies des Malm

Abbildung 32: Verteilung bekannter tektonischer Störungen und Grenzen (CLAUSER 2002).



Abbildung 33: Ableitung rezenter Spannungsfelder der Zentralalpen und dem europäischen Vorland (HSK 2005).

Die Sedimentation der eigentlichen Molassesedimente begann im Obereozän in Zusammenhang mit der Alpinen Orogenese. Das Molassebecken nahm im Wesentlichen den Abtragungsschutt der sich heraushebenden Alpen auf. Die Sedimente lassen sich in zwei große Regressions / Transgressionszyklen unterscheiden: die Untere Meeres- und Süßwassermolasse und die Obere Meeres- und Süßwassermolasse. Heute sind die tertiären Ablagerungen größtenteils unter glazialen Ablagerungen des Pleistozäns verborgen. Generell nimmt die Mächtigkeit der Molassesedimente von Norden nach Süden zu, wobei am Alpennordrand Tiefen von mehr als 4.000 m auftreten. Die meisten Schichten fallen daher schwach in diese Richtung ein. Neben dieser generellen Struktur sind jedoch auch in Richtung des Streichens des Beckens deutliche Unterschiede in der Mächtigkeit der Sedimente festzustellen.

Die Abbildung 33 gibt die Geometrie des Beckens mit den bekannten Störungszonen wieder. Mittels Analyse von Erdbeben-Herdflächenlösungen wurde das rezente Spannungsfeld abgeleitet.

Tektonisch wird die westliche Molasse durch mindestens zwei Störungszonen gegliedert, die im Großen und Ganzen in südwest-nordöstliche Richtung streichen. Sie können vom Bodensee bis in die Nähe von Memmingen verfolgt werden. Die wichtigsten Störungssysteme sind die Saulgau-Pfullendorfer Verwerfung im Norden und die Fronhofen-Störung etwa 40 km weiter südlich (Abbildung 32).

Erdgeschichtlich stellt dieser Ablagerungsraum nach Aussagen der NAGRA (2003) ein geologisch einfaches, tektonisch ruhiges Gebiet am Rand des Einflussbereiches der Alpen dar. Die Geodynamik der Nordschweiz und des nördlichen Alpenvorlandes muss im Rahmen der spätkretazischen und känozoischen S-, SE- und E-gerichteten Subduktion der europäischen unter die adriatische Platte betrachtet werden (HSK 2005). In der Tertiärzeit setzte im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung eine Intensivierung der tektonischen Vorgänge ein. Der Westalpenbogen wurde durch duktile Abscherung der europäischen Oberkruste und ihres mesozoischen Sedimentstapels aufgefaltet. Gleichzeitig entstand im europäischen Vorland durch sinistrale Transtension der Bressegraben, die Burgunder Transformzone und der Oberrheingraben (HSK 2005). Die Form des Westalpenbogens und die Orientierung der Grabenstrukturen werden durch die präexistierende Geometrie der europäischen und adriatischen Plattenränder kontrolliert.

Das von der NAGRA betrachtete Langzeitszenarium für die tektonische Entwicklung basiert auf der Annahme eines "anhaltenden alpinen Fernschubes". Danach sprechen verschiedene Beobachtungen und Daten eher für ein Ausklingen der alpinen Kompression und deuten an, dass die Hebungen im Alpenvorland als isostatische Ausgleichprozesse zu verstehen sind. Die Seismizität nimmt in Richtung Bodenseegraben und Schwäbische Alb zu. Die Analyse der Herdflächenmechanismen rezenter Erdbeben im kristallinen Sockel der Nordschweiz (Abbildung 33) bestätigt ein Spannungsfeld, in welchem die kleinste horizontale Hauptspannung ENE-WSW orientiert ist, während die dazu senkrecht stehende größte horizontale Hauptspannung NNW-SSE ausgerichtet ist.

Vertikale Geschwindigkeiten liegen im Untersuchungsgebiet Züricher Weinland für die relevanten Zeiträume mit etwa 0,1 mm/Jahr bezüglich der Erosionsbasis deutlich unter dem vom AkEnd vorgegebenen Richtwert von 1 mm/Jahr.

4 IDENTIFIKATION UND DEFINITION VON VORGÄNGEN

Wie aus den vorangegangenen Kapiteln ersichtlich, können Lokationen, die möglicherweise für HAW-Endlager in Deutschland geeignet sind, in der Zukunft von Kaltzeiten unterschiedlicher Intensität beeinflusst werden. Bislang gibt es keine zuverlässigen Informationen darüber,

- wann sich z. B. der Wechsel von heutigen Warmzeitbedingungen zu prognostizierten Kaltzeitbedingungen vollziehen wird,
- welche Intensität eine zukünftige Kaltzeit hinsichtlich der Gletscherausbreitung hat,
- wie sich die Lage der Gletscher-Randbereiche darstellt und
- mit welchen Temperaturrückgängen zu rechnen ist.

Im betrachteten Zeitraum von 1 Mio. Jahre ist von mehreren Kaltzeitzyklen auszugehen.

Die Ausgangssituation für die Betrachtung ist die Nachbetriebsphase des Endlagers, d. h. die Einlagerung der radioaktiven Abfälle im Tiefenlager ist beendet und die Zugänge (Schächte / Strecken) sind durch technische Verschlusssysteme abgedichtet, so dass die mechanisch / hydraulische Integrität der Barrieregesteine Ton oder Salz wieder hergestellt ist. Berücksichtigt werden im Folgenden sowohl die unterschiedlichen Szenarien während eines Kaltzeitzyklus:

- Permafrost-Bedingungen im Betrachtungsgebiet,
- Betrachtungsgebiet in Eisrandlage und
- mit vollständiger Eisbedeckung

als auch die Dynamik einer Gletscherbedeckung. Zudem werden die Vorgänge erläutert, mit denen durch veränderte klimatische Verhältnisse in Zukunft zu rechnen ist (Abbildung 34).



A, B und C sind potenzielle Endlagerstandorte in relativer Lage zum Gletscher.

Abbildung 34: Eisvorstoß und Eisrückzug unter Berücksichtigung von potenziellen Endlagerstandorten (GRUNDFELT & SMELLIE 2004).

4.1 Permafrost

Die folgenden Ausführungen stellen die Vorgänge für Permafrost-Bedingungen in den Wirtsgesteinsformationen Salz und Ton zusammenfassend dar. Da Permafrost über die Bodentemperatur definiert ist, stellt das Vorhandensein von Bodeneis kein notwendiges Attribut dar. Man unterscheidet zwischen eisuntersättigtem Permafrost, wobei der Porenraum des Substrates nicht vollständig mit Eis gefüllt ist und eisübersättigtem Permafrost, bei dem das Volumen des Eises überwiegt (NYENHUIS 2005). In der Abbildung 35 ist die Ausbreitung der rezenten Permafrost-Gebiete der Nordhemisphäre nach BROWN et al. (1998) dargestellt.



Abbildung 35: Ausbreitung der rezenten Permafrost-Gebiete und der Gebiete mit Bodeneis (BROWN et al. 1998).

Wie sich aus den Rekonstruktionen von Permafrost-Gebieten (graue Gebiete; Abbildung 36) während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) in Europa nach FENCH (1996; Abbildung 36) ableiten lässt, wird in Deutschland im Zusammenhang mit zukünftig eintretenden Kaltzeiten weiträumig Permafrost vorliegen. Da sich die in Abbildung 36 dargestellte Permafrost-Ausbreitung nur auf die Zeit des LGM bezieht, muss mit Permafrost-Gebieten für den gesamten norddeutschen Raum und weite Teile Süddeutschlands gerechnet werden, im Fall, dass weiträumigere Vereisungen wie zur Zeit der Saale- oder Elster-Kaltzeit eintreten. NOSECK et al. (2009) postulieren, dass das Auftreten von Permafrost-Bedingungen während der Weichsel-Kaltzeit alternierend mit Perioden von 10 bis 30 ka erfolgte.


Abbildung 36: Ausdehnung von Permafrost in Europa während des LGM nach FENCH (1996).

Für die im Folgenden erläuterten Vorgänge, die auf Standorte mit HAW-Endlager einwirken können, sind die von KLINGE et al. (2007) modellierten Permafrost-Mächtigkeiten für das Gebiet um den Salzstock Gorleben mit 40 bis 140 m Mächtigkeit während der Weichsel-Kaltzeit von Bedeutung. Da die quartären Kaltzeiten im Verlauf des Pleistozäns immer kälter und trockener verliefen (HOHL 1985), ist davon auszugehen, dass auch die Permafrost-Mächtigkeiten und Areale der betroffenen Gebiete in Zukunft mit dem Wiederkehren von Kaltzeiten mit mehr als 120 bis 140 m Tiefe auftreten werden (vgl. Kapitel 3.2). Im Vergleich liegen rezent in Zentralsibirien Permafrost-Mächtigkeiten bis maximal 1.500 m vor (HUBBERTEN et al. 2008).

Heute stattfindende Vorgänge, wie z. B. Auflockerungen in Gebieten mit Permafrost, betreffen im Wesentlichen die Substratoberflächen. Betrachtet man jedoch diese Vorgänge über lange Zeiträume und in Gebieten mit nur geringmächtiger Sedimentüberlagerung (nach der Wirkung flächenhafter Erosion) in Bezug auf die Bereiche der Formation, in der ein HAW-Endlager gemäß Rahmenbedingungen der AkEnd eingerichtet werden kann, muss trotz der Vorgabe einer Endlagerteufe von mindestens 300 m davon ausgegangen werden, dass heute oberflächlich stattfindende Vorgänge im Verlauf mehrerer 10.000er und 100.000er Jahre je nach Intensität parallel wirkender Erosionsprozesse Auswirkungen auf den Endlagerbereich haben können.

4.1.1 Auflockerungen, Erosion und Verwitterung

Der Prozess des Gefrierens führt dazu, dass sich das Volumen des Wassers im Gegensatz zu anderen Stoffen vergrößert. Die Volumenerweiterung von Wasser zu Eis im sibirischen Permafrost (thermischer Ausdehnungskoeffizient: 52,7 x 10⁻¹ bei 0°C und 50,5 x 10⁻¹ bei -30°C; DYLIK 1966) beträgt etwa 10% (HUBBERTEN 2008). Aus diesem Grund "hebt" sich gefrorener Boden und kann in Form von "Pingos" markante Strukturen von 50 bis 100 m Höhe innerhalb von mehreren 1.000 Jahren herausbilden und weitere Bedingungen für Frostverwitterung begünstigen. Eine weitere charakteristische Form im Permafrost basiert auf der Kontraktion des im Substrat enthaltenen Bodeneises. Bei rascher und intensiver Temperaturerniedrigung weit unter den Gefrierpunkt (mindestens -20°C) und bei vorheriger Bildung von Frostrissen füllen sich im Frühjahr diese Risse mit Schmelzwasser, das erneut gefriert und Eisadern im Permafrostboden bildet. Großflächig bilden diese so genannten Eiskeil-Polygone typische Erscheinungsformen im Permafrost. Eiskeile können im räumlichen Verbund auch als Eiskeil-Polygone von ganz verschiedenen Durchmessern zwischen 10 und 1.000 m vorkommen und miteinander vergesellschaftet sein (Abbildung 37).



Abbildung 37: Typische Eiskeil-Polygon-Strukturen im sibirischen Permafrost (LIEBNER 2003).

Die Spaltenbildung tritt ausschließlich an der Bodenoberfläche mit Öffnungsbreiten im Zentimeterbereich auf; sie wird durch eindringendes Wasser (Schmelz-, Boden- oder Niederschlagswasser), welches erneut gefriert, angetrieben (JAHN 1975; BLACK 1976). Wovon die Eindringtiefe abhängt, ist bislang nicht bekannt. Die weitere Entwicklung des Eiskeils wird weitestgehend von der Initialphase beeinflusst. Nach der Kontraktion lagert sich in den Spalten Kammeis oder Reif an, während sich die Spalte in der Auftauschicht weitestgehend schließt und dadurch den tieferen Teil der Spalte vor dem Auftauen schützt. An dieser bereits angelegten "Schwächezone" kommt es zu Beginn der nachfolgenden Frostperiode erneut zu Spaltenbildung. Durch häufige Wiederholungen des Spaltenaufrisses und der Eisanreicherung bildet sich eine Eiskeilspalte, deren Eindringtiefe im sibirischen Permafrost zwischen 3 und maximal 10 m beobachtet wurde (BLACK 1976) und in älteren Terrassensedimenten an der ostsibirischen Jana (Jakutien) bis zu 40 m Tiefe erreichte (KATASONOV 1975).

Beim Auftauen und Gefrieren von Böden entstehen Drücke in vertikaler und horizontaler Richtung, die In-situ-Materialbewegungen auslösen können. Dieser Prozess wird als Kryoturbation bezeichnet; er sorgt für eine mechanische Durchmischung und somit eine Auflockerung des Bodens. Dadurch werden Bedingungen für das weitere Einsetzen von Erosion und Verwitterung gefördert.

4.1.2 Thermische Rissbildung

Die mechanisch-hydraulische Integrität einer geologischen Barriere hängt wesentlich vom Auftreten von Rissen ab, wobei für Langzeitsicherheitsbetrachtungen auch thermische Rissbildung bis in Endlager-relevante Teufen infolge klimatisch ausgelöster Temperaturänderungen als potenzieller Schädigungsmechanismus diskutiert wird.

Abweichend von früheren Darstellungen zum Vorkommen von Rissen in Salzgesteinen bzw. den potenziellen Rissbildungsprozessen (z. B. WEISS 1980), interpretierte erstmals BAUER (1991) nahezu vertikal stehende Klüfte, die in verschiedenen Salzstöcken Norddeutschlands beobachtet wurden, als vermutlich kryogener Herkunft. Die Abbildung 38 zeigt beispielhaft die Häufigkeit und das Einfallen der Klüfte im Vertikalschnitt des Salzstocks Lehrte nahe Schacht Bergmannssegen. Die Ergebnisse stammen aus Kluftkartierungen für verschiedene Abbausohlen. Diese (mutmaßlich kryogenen) Klüfte im Steinsalz sind mit sekundären Füllungen verheilt. Die Klüfte können bis in eine Tiefe von 600 bis 700 m u. GOK reichen, wobei auffällig ist, dass sie von der Internstruktur der Salzstöcke unabhängig sind. BAUER (1991) führte deshalb die postdiapirische Entstehung der Klüfte in Analogie zu Beobachtungen beim Abteufen von Schächten im Gefrierverfahren auf Kontraktion und Frostsprengung infolge starker Abkühlung zurück.



Abbildung 38: Häufigkeit und Einfallen von Klüften im Salzstock Lehrte nahe Schacht Bergmannssegen (BAUER 1991).

Qualitativ stellen die nachfolgend diskutierten thermisch induzierten Risse das Tiefen-Äquivalent der im vorhergehenden Kapitel beschriebenen oberflächlich stattfindenden Eiskeil-Polygonbildungen dar. Anzumerken ist, dass der Begriff "Tiefen-Äquivalent" hier nur phänomenologisch für die Bildung steilstehender Wegsamkeiten zu sehen ist. Die oberflächennahe Bildung von Eiskeilen folgt aus der Wechselwirkung von Tau- und Gefrierprozessen, wobei es beim Auftauen infolge von Volumenkontraktion zu Rissbildung und Eindringen von Feuchtigkeit kommt. Bei entsprechender Abkühlung setzt erneutes Gefrieren ein, womit der vorhandene Riss vor allem seitlich aufgeweitet wird. Aktuelle Befunde zeigen, dass die Tiefe der sich im Sommerhalbjahr über dem Permafrostkörper entwickelnden Aufbauschicht (T > 0°C) begrenzt ist.

Allerdings wird in der weiterführenden Bearbeitung vorläufig davon ausgegangenen, dass die Risse primär nur aus der Materialkontraktion mit thermisch induzierten Zugspannungen infolge der Abkühlung resultieren und keine aus Temperaturschwankungen herrührenden Tau- bzw. Gefrierprozesse auftreten. Darüber hinaus können unter Eisauflast bei einem durchlässigen Deckgebirge noch Porendruckeffekte mit hydraulischer Rissbildung auftreten. Kryogene Risse werden von BAUER (1991) aufgrund der Analogie zu Rissen in Schächten mit Gefrierbohrverfahren als ausschließlich thermisch-induzierte Risse gedeutet; Wasser ist daran, z. B. infolge einer Volumenzunahme beim Gefrieren, nicht beteiligt.

Unabhängig vom jeweils wirkenden Prozess ist bisher nicht bekannt, wie weit die Tiefenerstreckung der kryogenen Risse reicht und wie ihre vertikale Fortsetzung im Deckgebirge sowie das laterale Vorkommen ist, zumal entsprechend repräsentative Aufschlüsse im quartären Deckgebirge bzw. den darunter lagernden Tonformationen fehlen. Es gibt lediglich in wenigen Salzstrukturen Norddeutschlands systematische Kartierungen mutmaßlich thermisch induzierter Risse (z. B. BAUER 1991).

Aufgrund der unzureichenden Literaturdatenbasis konzentrieren sich die nachfolgenden Ausführungen zur thermischen Rissbildung in Endlager-relevanten Teufen auf Salzgesteine sowie lediglich auf thermisch induzierte Zugrisse. Die Konstellationen, die nach den Vorstellungen der Autoren zum Hydro-Frac führen, erfordern ein hydraulisch durchlässiges Deckgebirge, über das ein entsprechend großer Fluiddruck wirksam wird. Phänomenologisch können entsprechende Hydro-Fracs auch über einer Tonformation entstehen, vorausgesetzt, die Fluiddrücke sind ausreichend.

Die thermische Beanspruchung im Topbereich einer Wirtsgesteinsstruktur resultiert aus raschen und ungleichmäßigen Temperaturveränderungen im Deckgebirge. Die Temperaturverteilung in den Schichten hängt neben den geometrischen Randbedingungen und Materialeigenschaften vom Klima ab, welches von der örtlichen Topographie und der Eisrandlage bzw. der Temperaturverteilung im überlagernden Gletscher bestimmt wird. Grundsätzlich findet Rissbildung dann statt, wenn durch Temperatur-induzierte Dehnung oder Kontraktion des Gesteins Thermospannungen entstehen, die größer sind als die mechanische Zugfestigkeit. Es entstehen Dehnungsbrüche (*extension fractures*), die sich in Richtung der minimalen Hauptspannung (z. B. maximale Zugspannung), die orthogonal zur Bruchfläche steht, öffnen.

Das Aufreißen der kryogenen Klüfte beginnt danach am Salzspiegel und setzt sich zur Tiefe hin fort. Infolge des Eindringens von Wässern aus dem Deckgebirge sind häufig Hutgesteinsresidua-

te, z. B. Tonmaterialien, eingetragen worden. Im Salzstock Bokeloh (Niedersachsen) wurden nach BAUER (1991) in tonigen Kluftfüllungen mesozoische und alttertiäre Mikrosporen und Mikroplankton nachgewiesen. Im rezenten Stadium sind die im Grubengebäude aufgeschlossenen Klüfte mit Sekundärsalzen verheilt.



Abbildung 39: Einflussfaktoren auf die thermisch/hydraulisch/mechanische (THM) Integrität des Systems Endlager mit Wirts- und Deck- bzw. Nebengestein.

Die wichtigsten Einflussgruppen auf die mechanisch/hydraulische Integrität von potenziellen Wirtsgesteinen (Ton- oder Salinarformationen) und der angrenzenden Deck- und Nebengesteine sind (vgl. detaillierte Auflistung in Abbildung 39):

- thermo-mechanische Gesteinseigenschaften (mechanische Interaktion: z. B. Rissbildung)
- thermische Gesteinseigenschaften (regionales Temperaturfeld und Entwicklung)
- Geometrie / Spannungsfeld
- klimatisch / thermische Einflussfaktoren (exogene thermische Rahmenbedingungen)

Hinzu kommt, dass die thermomechanische Entwicklung des Gesamtsystems im Fall eines Endlagers für radioaktive wärmeproduzierende Abfälle, zusätzlich zu den klimatischen Effekten, noch durch den sich zeitlich ändernden Temperatureintrag aus dem Endlager überlagert wird.

Im Ergebnis der thermischen Einwirkungen können konkurrierende Prozesse entstehen:

- Kontraktion infolge Abkühlung
- lokale Ausdehnung mit Thermospannungen infolge Aufheizung

Unabhängig von den geometrischen und klimatischen Einflussfaktoren wird das Potenzial von potenziellen Barrieregesteinen für Rissbildung wesentlich von ihren thermomechanischen Eigenschaften bestimmt, wobei diese aufgrund der wechselseitigen thermomechanisch-hydraulischen Abhängigkeiten sehr komplex sind (Abbildung 40).

Die thermischen Auswirkungen der Bildung von Rissen und Klüften im Gestein hängen wesentlich von den gebirgsmechanischen Eigenschaften der verschiedenen Wirts- bzw. Deckgesteine (allgemein Zug- und Druckfestigkeiten) ab, wobei jedoch die hydraulischen Auswirkungen von Rissbildungen gesteinsspezifisch unterschiedlich sein können. Während spröde reagierendes Gestein (z. B. Anhydrit, Kristallin) trotz einer hohen Gesteinsfestigkeit zu spontaner pervasiver, d. h. das Substrat im Umfeld durchdringender Kluftbildung neigt, sobald die Zugspannungsgrenze überschritten ist, reagieren Gesteine mit einem hohen Tonanteil hingegen weniger spröde. Obwohl in diesen Gesteinen die Zugfestigkeit deutlich geringer ist, sind die auftretenden Rissstrukturen nicht als Spaltriss durchgängig ausgebildet, sondern komplex fiederartig vernetzt und damit geringer durchlässig. Darüber hinaus können in plastischen Gesteinen (z. B. Salze und eingeschränkt auch weniger stark verfestigte Tone) Spannungsumlagerungen infolge Kriechen stattfinden, die die entstehenden Zugspannungen abbauen.



Abbildung 40: Prozesse der thermo-(T)-hydraulisch-(H)-mechanischen-(M) Wechselwirkungen von Gesteinen (GENS et al. 2006).

Die mechanischen Zugfestigkeiten von Tongesteinen können standortabhängig aufgrund des weiten lithologischen Spektrums von Tongesteinen (plastischer Ton ↔ verfestigter Tonstein / Tonschiefer) zwischen ~0 MPa und mehreren MPa variieren, wobei zusätzlich noch Anisotropieeffekte auftreten können (zu Gesteins- und standortspezifischen Datensätzen siehe OECD 2005).

Zur Zugfestigkeit von Steinsalz liegen zahlreiche Untersuchungen vor, bei denen direkte und indirekte (z. B. Spalt- oder Biegezug-Versuch) Versuchsmethoden eingesetzt wurden. Beschränkt man sich auf die Ergebnisse aus direkten Tests, zeigt sich eine erhebliche Streuung zwischen Werten für σ_z von < 0,5 MPa und ca. 2 MPa, wobei insbesondere der initiale Probenzustand hinsichtlich einer bereits vorliegenden Auflockerung sowie potenzieller Nebengemengteile, wie z. B. Anhydrit, die als Härtlinge wirken können, bedeutungsvoll sind. Dabei sind aber auch Maßstabseffekte zu berücksichtigen, da Spannungskonzentrationen, die sich an Einschlüssen und Verunreinigungen der Steinsalzmatrix bevorzugt aufbauen und im Laborversuch zu einem Sprödbruchversagen führen, im In-situ-Maßstab möglicherweise nicht relevant sind. Unter In-situ-Bedingungen können lokale Stresskonzentrationen im größeren Maßstab elastisch oder zeitabhängig durch in situ stattfindende Kriechprozesse abgebaut werden, womit es also keinen Schädigungsfortschritt gibt.

Mit Blick auf die Langzeitfestigkeit wurden neue Ergebnisse der BGR (SCHULZE 2007) vorgelegt, die für kompakte Proben Zugfestigkeiten von > 1,5 MPa ausweisen (axiale Entlastung: $\Delta\sigma_1/\Delta t = 1$ MPa/min) und gut mit älteren Befunden zur indirekten (triaxialen) Zugfestigkeit von HUNSCHE (1994) übereinstimmen (Abbildung 41). Allerdings wird auch angemerkt, dass repräsentative Werte nur aus In-situ-Belastungssituationen abgeleitet werden können, weil dort zusätzlich viskoplastische Verformungsprozesse zum Schädigungsfortschritt schon unter geringeren Belastungen beitragen können.



Abbildung 41: Direkte und indirekte Zugfestigkeit von Leine-Steinsalz z3 (Asse; HUNSCHE 1994).

Material	Spezifische Wärme- kapazität J/(kg·K)	lsotrope Wärme- leitfähigkeit W/(m⋅K)	Linearer Wärmeaus- dehnungskoeffizient 1/K
Steinsalz *)	861	4,2	4 x 10 ⁻⁵
Versatz *)	430	0,5	4 x 10⁻⁵
Carnallitit *)	990	1,6	4 x 10 ⁻⁵
Anhydrit ^{*)}			
Deckgebirge *)	1.000	2,5	5 x 10⁻ ⁶
Opalinuston (660 m) $(\perp \text{ Foliation})^{**)}$	920±80	1,79±0,16	
Opalinuston (660 m) ^{**)} (// Foliation)	920±80	3,23±0,11	
Bure (\perp Foliation) ^{**)}	756	1,65	
Bure (// Foliation) **)	756	1,27	

Tabelle 3:	Thermische Materia	parameter von To	on- und Salzgesteinen
			and callgootomon

Die thermomechanischen Kennwerte (^{*)}) für Salzgesteine und den Steinsalzversatz wurden auf Grundlage von Untersuchungen im Rahmen des BAMBUS-II-Projektes (BECHTHOLD et al. 2004) festgelegt. Die Parameter für ein Endlager in einer Tonformation (^{**)}) basieren auf mittleren Angaben, die die DBE-Tec im Rahmen des Vorhabens GENESIS verwendete (DBE 2007).

Die thermomechanischen Eigenschaften der potenziellen Wirtsgesteine Ton und Salz unterscheiden sich, wobei zusätzlich auch standortspezifisch infolge einer lithologischen Wirtsgesteinsvariabilität mehr oder weniger großen Schwankungen auftreten können. Der Vergleich in der Tabelle 3 macht deutlich, dass Steinsalz die relativ höchste Wärmeleitfähigkeit aufweist, d. h. im Bereich von Salzformationen können sich Temperaturänderungen relativ schnell bis in größere Teufen fortpflanzen. Allerdings können Nebenbestandteile, z. B. Anhydrit, Ton(stein) und Carnallitit (sowie Versatz), die Wärmeleitfähigkeit des Salzgesteins herabsetzen oder aber, wenn sie als Materialkontrast wirken, zu lokal größeren Temperaturgradienten in einer Salzformation (z. B. Salzstock) beitragen.



Abbildung 42: Thermo-mechanische Modellierungen zu Konsequenzen glazigen induzierter Temperaturänderungen in einem Salzstock (WALLNER & EICKEMEIER 1994).

Weiterhin gilt für die Wärmeleitfähigkeit, dass sie sowohl von der Temperatur als auch der Porosität abhängig ist. Bei Tongesteinen kommt hinzu, dass sie aufgrund der Schichtung von Mikrostrukturen anisotrop, d. h. richtungsabhängig ausgeprägt ist (thermische Anisotropie), was sich auch auf die thermisch induzierten Spannungen im Gebirge auswirkt.

Eine abschließende Bewertung des Phänomens kryogene Rissbildung in Salz- oder Tonformationen steht aufgrund der Komplexität der Einflussprozesse noch aus. Vorläufige Modellrechnungen, die von der BGR Anfang der 1990er Jahre durchführt wurden, zeigen, dass thermisch induzierte Zugspannungen bis in Teufen von > 100 m reichen können (Abbildung 42). Allerdings stellt das Modell eine sehr grobe Vereinfachung dar, d. h. es ist nicht repräsentativ für eine reale Salzstruktur, wie beispielsweise Bokeloh oder Lehrte. Die grundsätzliche Relevanz der vorher skizzierten Prozesse ist aber damit zumindest qualitativ nachgewiesen und muss durch weitere Untersuchungen unterlegt werden.

4.1.3 Tiefenverlagerung des Grundwasserabflusses

Die verschiedenen Formen des Permafrostes haben hinsichtlich ihrer hydraulischen Auswirkungen gemeinsame Kennzeichen. Der gefrorene Boden hat eine begrenzte hydraulische Durchlässigkeit und verhält sich weitestgehend als Grundwassergeringleiter, die hydrologischen Aktivitäten sind auf eine aktive Schicht begrenzt, die über dem Permafrost liegt, saisonal auftaut und gefriert und in den Wintermonaten inaktiv ist. Wärmeenergie- und Wasserfluss sind eng mit den Gefrierund Tauereignissen verbunden (WOO 1986). Die hydraulische Leitfähigkeit der Böden oder des Sediments verringert sich mit abnehmenden Temperaturen unterhalb von 0°C, da die Menge des ungefrorenen Wassers abnimmt und somit die Kontaktflächen untereinander verbundener Porenbzw. Hohlräume (VAN EVERDINGEN 1990). Gefrorene Böden können daher die Grundwasser-Bewegungen stark verzögern bzw. zu stagnierenden Bedingungen führen oder sie werden in größere Tiefe (je nach Mächtigkeit des Permafrost-Körpers) verlagert.

Über Diskontinuitäten wie z. B. Frakturen, Risse oder Lösungskanäle kann Grundwasser durch den gefrorenen Untergrund in die Tiefe geleitet werden. Die Abbildung 43 zeigt die Aquifere in Abhängigkeit von unterschiedlichen Geländeformen (GASCOYNE 2000). Hydrologische Besonderheiten im Permafrost sind offene, ungefrorene Grundwasserbereiche (Taliks), die durch den aufwärts gerichteten Fluss wärmeren Grundwassers (hydrothermale Taliks) oder durch die Zuführung salinen Wassers (hydrochemische Taliks - Salinitäten zwischen 170 und 300 g/l) aufrecht erhalten werden. Taliks bilden sich vor allem unter Flüssen oder Seen, können aber auch lateral zwischen Schichten von Permafrost verlaufen (Cryopegs) oder isoliert als eingeschaltete Wasserlinsen innerhalb von Permafrostgebieten vorkommen (GASCOYNE 2000).



Abbildung 43: Grundwasserleiter in Permafrostgebieten mit unterschiedlichen Geländeformen (GASCOYNE 2000).

Ton- und Salzgesteine haben eine geringe hydraulische Durchlässigkeit und unterschreiten den vom AkEnd (2000) vorgeschlagenen Höchstwert von 10⁻¹⁰ ms⁻¹ (für Tone: 10⁻¹⁶ bis 10⁻¹⁴ ms⁻¹; MATTHES & UBELL 1983; für den Opalinuston und seinen Faziestypen (tonig, kalkig, sandig): 10⁻¹³ bis 10⁻¹⁴ ms⁻¹; UM BADEN-WÜRTTEMBERG 2005). Dennoch kann eine Beeinflussung der Wirtsgesteinsformation in Gebieten eintreten, in denen große Permafrostmächtigkeiten vorliegen. Solche Beeinflussung erfolgt einerseits aufgrund thermischer Kontraktion und der Ausbildung von Diskontinuitäten (siehe Kap. 4.1.2). Andererseits beobachteten BALLANTYNE & MATTHEWS (1982, 1983) durch Grundwasserbewegungen in Richtung Eisfront Rissbildung infolge von Austrocknung. Die Beobachtungen erfolgten im Gebiet eines sich zurückziehenden norwegischen Gletschers an der Geländeoberfläche. Unmittelbar am Gletscherrand versorgt durchsickerndes Schmelzwasser aus dem Gletscher permanent den darunterliegenden Aquifer. Rissbildung wurde dort nicht beobachtet, jedoch gehäuft Risse in etwa 60 m Entfernung vom 1981er Gletscherrand. Die Entfernung entspricht 2 bis 6 Jahre Gletscherrückzug. Sie stellen das Auftreten dieser Risse in Verbindung mit dem Gletscherrückzug mit der Begründung, dass Grund-/Porenwasser über den Kapillareffekt aus der Tiefe zur Eisfront/segregierten Eislinsen oder zu lokal begrenzten Permafrostbereichen transportiert werden kann (vgl. Abbildung 34). Die Folge kann sein, dass im verbleibenden nicht gefrorenen Bereich durch den Wasserverlust eine Volumenreduzierung eintritt und es somit zur Rissbildung infolge Austrocknung kommt (MÜLLER-LUPP, 2002). Diese Art der Rissbildung ist je nach Tiefenlage des Eis- bzw. Permafrostkörpers auch in größerer Tiefe, an der unteren Frostfront, denkbar. Eine Bewertung der Durchlässigkeit von solchen austrocknungsbedingten Klüften ist aufgrund der Datenlage derzeit nicht möglich.

Für den Fall, dass eine Einlagerung von HAW in eine Formation mit hoher Wärmeleitfähigkeit (z. B. Steinsalz) bereits stattgefunden hat, wird durch die radiogene Wärmeentwicklung die Temperatur des umgebenden Gesteins in der Endlagerformation erhöht. Nach den Modellierungen von DELISLE (1980) ist jedoch nicht mit einer Temperaturerhöhung der die Endlagerformation umgebenden Gesteine zu rechnen. Somit erscheint es auf Basis dieser Ergebnisse als unwahrscheinlich, dass sich durch die radiogene Wärmeproduktion Grundwasserfließrichtungen im umgebenden Gestein (Fernfeld des Endlagers) ändern.

4.2 Eisbedeckung

Im Zuge der pleistozänen Vereisungen lagen weite Teile Deutschlands unter Gletschern, deren Mächtigkeiten, Dynamik und Bedingungen an der Eisbasis stark variierten. Die Ereignisse und Prozesse, die während einer Eisbedeckung für sicherheitstechnische Fragenstellungen für ein HAW-Endlager im Ton und Salz relevant sind, wurden im Kapitel 3 betrachtet.

Die Vorgänge, mit denen für den Fall wiederkehrender Eisbedeckungen zu rechnen ist, werden im Folgenden im Hinblick auf ein Endlager im Ton und Salz betrachtet.

4.2.1 Einfluss auf die mechanisch-hydraulische Integrität

Die Bewertung des Einflusses einer Eisbedeckung auf die Integrität der geologischen Barrieren eines Endlagers ist vor dem Hintergrund der komplexen und sich im zeitlichen Verlauf ändernden Randbedingungen der stattfindenden thermo-hydro-mechanischen Prozesse mit wechselseitigen Einflüssen sowie möglichen Skaleneffekten aus geotechnischer Sicht nicht eindeutig (Abbildung 39).

Während Eisauflast lediglich zu einer Erhöhung des kompressiven Grundspannungszustandes führt, der die Barrierenintegrität nicht beeinflusst, können sich im Wechselspiel mit einem an der Basis wirkenden Porenflüssigkeitsdruck sowie Scherdeformationen Spannungszustände ergeben, die zu einer hydraulisch induzierten Rissbildung führen. Deshalb ist über eine geomechanische Bewertung nachzuweisen, dass die mechanische und hydraulische Integrität der geologischen Barrieren unter den gegebenen geogenen, klimatischen und anthropogenen Randbedingungen im Langzeitprozess dauerhaft erhalten bleibt.

Bei den geomechanischen Beanspruchungen der geologischen Barrieren ist zu unterscheiden zwischen:

- den statischen, den planmäßigen aus der Hohlraumauffahrung sowie einer stabilen geologischen und klimatischen Langzeitentwicklung (z. B. kontinentale Vergletscherung) resultierenden Einwirkungen und
- den dynamischen, den außergewöhnlichen Einwirkungen (z. B. Erdbeben, Gebirgsschlag)

Statische und dynamische Beanspruchungen unterscheiden sich deutlich in ihrem Schädigungspotenzial, wobei insbesondere Konsequenzen für das hydraulische System aus dynamischen Belastungsvorgängen im Gebirge aufgrund der starken Abhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit vom Auftreten von Rissen oder Klüften sowie deren Öffnungsweite berücksichtigt werden müssen (MINKLEY et al. 2010).

Während statische Beanspruchungen über einen weiten Spannungs- und Verformungsbereich eine schädigungsfreie Verformung plastisch-viskos reagierender Barrieregesteine zulassen, muss bei dynamischen Beanspruchungen eher mit dilatanter Gefügeschädigung bzw. Rissbildung gerechnet werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass kriechfähige Gesteine bei hohen Verformungsgeschwindigkeiten größeren deviatorischen Beanspruchungen unterworfen werden. Zudem können durch Superposition von statischen und dynamischen Beanspruchungen Grenzzustände eher erreicht werden.

Aufgrund ihrer Zeitabhängigkeit kann eingeschätzt werden, dass es sich bei klimatischen Einwirkungen aus geotechnischer Sicht vermutlich um quasi-statische Vorgänge handelt. Allerdings wird bzgl. Langzeitbetrachtungen vom AkEnd auf folgende wesentlichen Probleme hingewiesen (AKEND 2002):

- "Eine scharfe Abgrenzung der Hebungs- und Senkungsgebiete für den Ausschluss einer Region ist nicht hinreichend möglich."
- "Bei Langzeitbetrachtung ist die Unterscheidung zwischen abrupten Bewegungen durch Erdbeben und kontinuierlichem Kriechen an den Bewegungsflächen schwierig."

- "Störungen, die heute als inaktiv angesehen werden, können im Betrachtungszeitraum wieder aktiv werden."
- "Eine Prognose für 1 Mio. Jahre ist nicht möglich."

Deshalb muss für den Nachweis der Langzeitsicherheit wegen des grundsätzlichen Problems der Abbildung der realen (hydro-)geologischen Gegebenheiten in Modellen (unvollständige Datengrundlage) über einen Zeitraum von 1 Mio. Jahre nachgewiesen werden, dass auch klimatische Vorgänge, welche die Barrierenintegrität in nicht prädiktiver Weise verändern können, bzgl. ihrer Randbedingungen und Wirkungen verstanden sind. Die die hydraulisch-mechanische Barrierenintegrität beeinflussenden Prozesse sowie die aktuell zur Bewertung verwendeten Kriterien werden nachfolgend dargestellt.

Als Vorbemerkung ist grundsätzlich davon auszugehen, dass im unverritzten Zustand das Salinargebirge als hydraulisch dicht und Tone als sehr gering durchlässig zu charakterisieren sind.

Aufgrund der visko-plastischen Eigenschaften von Salzgesteinen ist der ungestörte Zustand in situ durch einen nahezu isotropen Einspannungszustand gekennzeichnet. Dies bedeutet gemäß der MOHR'schen Beziehungen, dass die Scherspannungen an den Korngrenzen der polykristallinen Salzgesteine nahe Null sind und die Normalspannungen der minimalen Hauptspannung entsprechen.

Aufgrund der anderen Sedimentations- und Gefügeeigenschaften von Tongesteinen liegt dort, abhängig von der geotektonischen Gesamtsituation, zumeist ein deutlich komplexeres Spannungsfeld vor. Allerdings weisen In-situ-Untersuchungen in verschiedenen Untertagelabors keine Spannungsdeviatoren aus, die unter Normalbedingungen zu einer Gefährdung der geologischen Barriere führen können.

Ein Verlust der Dichtheit von Salzgesteinen bzw. eine Verletzung der hydraulischen Integrität von Tongesteinen, ausgelöst durch klimatische Einwirkungen, kann nur durch Erzeugung von Konnektivität bewirkt werden. Hierfür ist die Schaffung miteinander verbundener Rissöffnungen in den interkristallinen Strukturen durch Prozesse erforderlich, wie sie in der Abbildung 1 schematisch für eine Endlagersituation in einer Salzformation dargestellt sind:

- deviatorische Beanspruchung mit induziertem Risswachstum und Vernetzung interkristalliner Risse sowie
- durch Fluiddruck hervorgerufene Öffnung von Korngrenzen und Vernetzung interkristalliner Fließwege.

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

(1) Dilatanzkriterium

$$\frac{d\varepsilon_{Vol}}{d\varepsilon_1} \leq 0 \tag{5}$$

Dieses Kriterium fordert, dass aus den vorliegenden Belastungsbedingungen bzw. den sich daraus ergebenden Verformungsprozessen keine durchschlägigen Gefügeauflockerungen bzw. Mikrorisse entstehen dürfen, die aufgrund der damit einhergehenden Permeabilitätszunahme Träger einer Permeation (Eindringen einer Fluidfront) werden könnten.

Der Vorgang der Gefügeauflockerung ist allgemein mit Dilatanz, d. h. einer Volumenzunahme durch die Ausbildung von Mikrorissen und Rissakkumulationen, verbunden.

Der Punkt, an dem die Volumenänderungsgröße $\Delta \varepsilon_{Vol}$ positiv wird, also Dilatanz eintritt, wird als Dilatanzgrenze bezeichnet. Unterhalb dieser Schranke bleibt die Volumenänderung negativ (Kompaktion) bzw. nimmt bei volumentreuer Verformung (Kriechen) den Wert Null an.

Nach In-situ-Untersuchungen sind Schädigungen infolge der Dilatanz vorwiegend auf konturnahe Bereiche der Strecken in Hohlraumnähe konzentriert, weil dort die höchsten Deviatoren bei der niedrigsten Minimalspannung vorliegen, d. h. die Bedingungen für Schädigung am günstigsten sind.

(2) Minimalspannungs- bzw. Frac-Kriterium

$$S_f = \frac{\sigma_{\min} + \sigma_Z}{p_f} > 1 \tag{6}$$

Das Kriterium verlangt, dass die kleinste Gebirgsdruckspannung σ_{\min} in der abdichtenden Barriere zuzüglich einer zu überwindenden Zugfestigkeit σ_Z größer als der in der entsprechenden Teufenlage hypothetisch mögliche Flüssigkeitsdruckwert p_f sein muss, um ein zunehmendes Durchströmungsvermögen bzw. ein lokales Aufreißen des Gebirgskörpers auszuschließen. Bei einem Sicherheitsfaktor $S_f > 1$ gilt das Kriterium als erfüllt, d. h. ein druckgetriebenes Eindringen von möglicherweise anstehendem Fluid ist unter den gegebenen Einspannungsbedingungen nicht möglich.

Die Bedeutung beider Kriterien für die Integritätsbewertung von Salinarbarrieren wird z. Zt. hinsichtlich ihrer unterschiedlichen Relevanz diskutiert. Anzumerken ist, dass die gleichen geomechanisch-hydraulischen Prozesse grundsätzlich auch für Tonformationen gelten, dass aber zur Beschreibung äquivalenter Szenarien bisher keine vergleichbar "scharfen" Kriterien definiert worden sind.

Aus neueren Untersuchungen im Labor (DÜSTERLOH & LUX 2007) und in situ (POPP et al. 2007), aktuellen Versagensfällen von Salinarbarrieren im Kalibergbau (MINKLEY 2008) sowie gekoppelten mechanisch-hydraulischen Berechnungen (MINKLEY et al. 2010) ist zu konstatieren, dass die Sicherheitsbeurteilung von geologischen Barrieren allein auf der Grundlage des mechanische Schädigungen beschreibenden Dilatanzkriteriums nicht ausreicht.

Hinzu kommt, dass bei Anwesenheit eines Porenfluiddrucks die räumliche und zeitliche Entwicklung des Spannungszustandes zusätzlich beeinflusst wird, wobei verschiedene Phänomene von Bedeutung sind:

• Bei Anwesenheit eines Fluiddruckes wird im porendruckzugänglichen Porenraum im Sinne des "Effektivspannungskonzeptes" die Gesteinsfestigkeit reduziert. Im Fall eines durchlässi-

gen Gesteins sowie im aufgelockerten Nahbereich (ALZ) wirkt der Fluiddruck in den Poren (p_{fl} , sei es Gas oder Lösung) der Auflast des Gesteins entgegen und reduziert den vorhandenen Überlagerungsdruck um den effektiv wirksamen Porendruck im Sinne des Biot-Konzeptes.



Abbildung 44: 2D-Darstellung (Mohr'scher Spannungskreis) zum Einfluss eines Porendrucks (p_f) auf die Gesteinsfestigkeit (BURG 2005).

Da der Porendruck (p_t) alle wirkenden Spannungen um den gleichen Spannungsbetrag abmindert, bedeutet dies in der Mohr'schen Darstellung, dass der ursprünglich lithostatische Spannungskreis in Richtung Zugregime verschoben wird, wobei der Durchmesser des Kreises, d. h. die Differentialspannung, unverändert bleibt (Abbildung 44). Der Wert der Verschiebung des Spannungskreises entspricht dem Betrag von α x p_f.

Die Festigkeit eines Gesteins ist für den vorliegenden Spannungszustand gegeben, wenn in der graphischen Darstellung der Mohrkreis unterhalb der Bruchinstabilitätskurve (Mohr' sche Umhüllende) liegt. Mit steigendem Porendruck verschiebt sich dieser entlang der Abszisse zu niedrigeren effektiven Normalspannungen bis der Mohrkreis die Mohr'sche Umhüllende berührt und ein Festigkeitsversagen initiiert wird.

 Mit Annäherung des Fluiddruckes an den lithostatischen Druck erhöht sich die Durchlässigkeit im fluidzugänglichen Porenraum um mehr als eine Größenordnung, d. h. Fluide können ins Material eindringen. Dieser Prozess, der nach Untersuchungen von POPP et al. (2007) reversibel ist, wird als fluiddruckinduzierte "Permeation" bezeichnet.

Die Permeabilität von Steinsalz sowie Salzton (vergleichbar zu anderen Tongesteinen) hängt in erster Linie von der Differenzspannung zwischen minimaler Hauptspannung und Fluiddruck ab. Bei Annäherung des Fluiddruckes an die minimale Hauptspannung steigt die Permeabilität signifikant an. Qualitativ ist die Wirkung fluiddruck-induzierter Effekte auf Tonund Salzgesteine ähnlich (für Tongesteine wird zwischen fluid-induzierter Aufweitung von Wegsamkeiten - "pathway-opening" - und hydraulisch induzierten Risswegsamkeiten unterschieden), allerdings ist das physikalische Verständnis und die Quantifizierung dieser Prozesse aktuell noch unzureichend.

Die beschriebenen Prozesse dokumentieren, dass die sich aus einer Eisauflast ergebenden Einflussfaktoren sehr komplex sind und miteinander agieren. Deshalb ist eine Bewertung der Relevanz aller Phänomene zunächst nur über spezifizierte Fallstudien mittels numerischer Modellrechnungen möglich, bei denen die Einflussfaktoren gezielt variiert werden können. Unabhängig von der aktuellen Diskussion hinsichtlich der Relevanz des vorliegenden Minimal- und Dilatanzkriteriums wird konservativ eingeschätzt, dass die Integrität und Dichtheit der geologischen Schutzschichteinheiten dann gewährleistet ist, wenn innerhalb der anstehenden Barriereschichten sowohl das Minimalspannungs- als auch das Dilatanzkriterium in einer ausreichenden Mächtigkeit erfüllt bleiben.

4.2.2 Halokinetische Prozesse

Halokinese oder Salztektonik, d. h. die Salzbewegung in Salzstrukturen, wird häufig als reines Schwerkraftphänomen (Dichteinversion) von leichteren Salzformationen im spezifisch schwereren Deck- oder Nebengebirge beschrieben (z. B. HUNSCHE 1977). Diese viskosen Eigenschaften von Salz, hier im Wesentlichen als Steinsalz angesprochen, basieren auf Kriechen infolge der Bewegung von intrakristallinen Gittertranslationsbewegungen, die Spannungs- und temperaturabhängig sind. Weiterhin können vor dem Hintergrund geologischer Zeitmaßstäbe noch Feuchteunterstützte Diffusions- und Rekristallisationsprozesse zur Deformation des Salzgesteins beitragen (z. B. URAI & SPIERS 2007).

Die Entstehung und Entwicklung von Salzstrukturen im Norddeutschen Becken ist nach Einschätzung von JARITZ (1992) weitestgehend verstanden. Unsicher ist nach JARITZ (1992) allenfalls die Erfassung des Beginns der Salzstrukturbildung, da am Anfang die Geschwindigkeit der Strukturentwicklung und damit ihre Auswirkung auf die Mächtigkeitsverteilung in den Deckschichten sehr klein sind:

- Entscheidend f
 ür den Beginn der Strukturbildung ist mutma
 ßlich die ungleiche Belastung des Salzes
 über das Deckgebirge, weil diese in einer Salzformation (flache Lagerung) ein horizontales Druckgef
 älle bewirkt, das
 über Kriechen zun
 ächst zu einer lateralen Salzabwanderung f
 ührt: "differential loading"-Konzept (DIEGEL et al. 1995).
- Bei hinreichender Auflast und Salzmächtigkeit folgt, entsprechend des allgemein akzeptierten Modells nach TRUSHEIM (1957), aufgrund der Dichteinversion und Halokinese mit Kissen- und Diapirstadium ein aktiver Aufstieg und Durchbruch des Salzes durch die Deckschichten bis zum Erreichen eines isostatischen Gleichgewichtes des Salzkörpers mit dem umgebenden Gestein (vgl. Abbildung 45). Die Rate des Salzaufstiegs hängt neben

den rheologischen Eigenschaften des Salzgesteins selbst (sowie den Spannungs- und Temperaturrandbedingungen) vor allem von der Mächtigkeit und den mechanischen Eigenschaften des Deckgebirges ab.

 Darüber hinaus können tektonische Impulse (z. B. eis- bzw. regionaltektonisch) halokinetische Vorgänge auslösen bzw. modifizieren (Konzept des reaktiven Diapirismus, z. B. JACKSON & VENDEVILLE 1994), wobei das Salinarstockwerk aufgrund der dabei über Deformation stattfindenden Spannungsumlagerung diese Prozesse wesentlich aufnimmt und nur ein Teil der Energie an das auflagernde Deckgebirgsstockwerk weitergegeben wird.



Abbildung 45: Bewegungsgleichgewicht zwischen Salzstockaufstieg und vertikaler Subsidenz des Nebengesteins (SCHREINER et al. 2004).

Dieses isostatische Gleichgewicht bzw. ein noch stattfindender halokinetischer Salzaufstieg kann glazigen infolge der Änderung des wirkenden Spannungsgleichgewichtes und des Temperatureffektes beeinflusst werden durch:

- Einwirkung einer erhöhten Eisauflast auf die Randsenkenbereiche bewirkt passives Diapirwachstum infolge des verstärkten Zufließens von Salz aus den Wurzelbereichen eines Diapirs durch kontinuierliches Einsinken sedimentärer Becken (Randsenken) in die primäre Salzschicht: "downbuilding"-Konzept von BARTON (1993) bzw. BUCHANAN et al. (1996)
- Entlastung durch Abschmelzen der Eisauflast führt zu erhöhten Horizontalspannungen (vgl. Kap. 4.3.1), die Abbildung 46 macht die Spannungsentwicklung für einen Referenzpunkt im Modellsalzstock bei 919 m unter Berücksichtigung einer Vereisungsphase mit Eisauflast (10 MPa) und nachfolgender Entlastung deutlich
- thermische Einwirkung (Abkühlung) bewirkt die Abnahme der Kriechfähigkeit

Die Bewertung der Relevanz glazigener Einwirkungen auf halokinetische Prozesse kann entweder über die Bewertung der individuellen Salzstrukturentwicklung, z. B. innerhalb der letzten Vereisungsphasen bis heute, oder über Modellrechnungen erfolgen.

Das Aufsteigen des Salinars in die Sattelstruktur und die Subrosion im Top erzeugt Massendefizite an den Sattelflanken, was zur Ausbildung von Randsenken (sekundäre Randsenken im Sinne von TRUSHEIM 1957) führt. Über die in den Randsenkungen stattfindenden Sedimentationsprozesse ist allgemein eine zuverlässige Bewertung der halokinetischen Entwicklung von Salzstrukturen, z. B. die Datierung des Durchbruchs der Salze durch die ursprüngliche sedimentäre Überdeckung, möglich. Auffällig ist, dass bei der Bildung von Salzstrukturen im Norddeutschen Becken vorwiegend Staßfurt-Steinsalz verantwortlich ist, während Leine- und Aller-Steinsalz erst im fortgeschrittenen Stadium einbezogen werden. Mutmaßlich spiegelt dies lithologische Unterschiede in der Kriechfähigkeit der verschiedenen Salzvarietäten wieder. Rotliegendsalze spielen erst bei späteren Prozessen eine Rolle; vermutlich durch die Inhomogenität des Salzes (z. B. zwischengeschaltete tonige Horizonte). Eine große und sehr frühe Rolle bei der Strukturbildung spielen die Kalisalzflöze, die insbesondere in der flachen Lagerung möglicherweise unter Einfluss von Feuchtigkeit zu einer gegenüber Steinsalz deutlich höheren Duktilität neigen.

Die Bewertung rezenter Salzbewegungen ist aufgrund des häufigen Fehlens tertiärer (Marker-) Sedimente infolge Erosion problematisch. Weiterhin wirken im Hutbereich einer Salzstruktur Subrosionsprozesse, die über die Ablaugung von Salinargesteinen zu morphologischen Absenkungen der Oberfläche führen können. Obwohl Untersuchungen oberhalb des Salzstocks Gorleben nachweisen, dass sich Sedimentakkumulation und Subrosion zumeist im Gleichgewicht befanden, lassen sich insbesondere aufgrund der kaltzeitlich bedingten verstärkt wirkenden Subrosionsbzw. Erosionsprozesse keine eindeutigen Aussagen zur Veränderung der rezenten Salzaufstiegsraten ableiten.



Abbildung 46: Spannungsentwicklung im Modellsalzstock unter glazigenem Einfluss (SCHREINER et al. 2004).

Für die Modellierung halokinetischer Prozesse liegen hoch entwickelte numerische Werkzeuge für die 2D- oder 3D-Modellierung vor. Beispielsweise haben GUGLIEMO et al. (1998) mit einem Finite-Elemente-Modell die Entwicklung eines ohne tektonischen Einfluss halokinetisch aufsteigenden Salzdiapirs (active diapirism) berechnet und modelliert, wobei z. B. insbesondere die Wechselwirkung mit dem Deckgebirge (Entstehung von Scheitelgräben) realistisch abgebildet werden konnte (KÖTHE et al. 2007).

Zum Einfluss glazigener Effekte (Eisauflast) auf die regionale Salzstockentwicklung haben SCHREINER et al. (2004) eine Modellstudie vorgelegt, die zumindest Hinweise auf reliktische Spannungsänderungen liefert. Allerdings lassen sich aus ihren Untersuchungen bisher keine schlüssigen Hinweise auf Änderung oder Reaktivierung halokinetischer Prozesse infolge glazigener Einwirkungen ableiten.

4.2.3 Grundwasserabfluss, Subrosion

Die Temperaturen an der Gletschereisbasis sind für die Infiltration von Wasser und somit für die hydrologischen Bedingungen unter Gebieten mit Eisbedeckung von besonderer Bedeutung. Subglaziales Wasser bildet sich einerseits durch die Eisschmelze, die durch den geothermischen Wärmefluss hervorgerufen wird, andererseits auch infolge der Wärmeeinwirkung aus Reibungswärme, die durch Bewegungen des Gletschers auf dem Substrat bzw. innerhalb des Gletschers selber entsteht. Infolge der Einwirkung beider Prozesse können im Fall einer warmen Gletschereisbasis pro Jahr einige 100 mm Wasser ins Grundwassersystem infiltrieren.

Im Gegensatz dazu steht eine kalte Gletschereisbasis, die zur Bildung von Permafrost im Substrat beiträgt und als Aquitard das Infiltrieren von Schmelzwasser verhindert; das Schmelzwasser wird umgeleitet (Abbildung 25; PIOTROWSKI et al. 2006). Da die meisten der heute vorkommenden grönländischen Gletscher polythermal sind (NÄSLUND 1997) und die kontinentalen pleistozänen Eisschilde überall polythermal waren (PIOTROWSKI 2006), ist auch für zukünftige Kaltzeiten von polythermalen Bedingungen an der Gletscherbasis auszugehen.

Subglaziales Schmelzwasser verlässt den Eisrand über ein Entwässerungssystem, bestehend aus zahlreichen Kanälen, die in die Gletschersohle und im Gletscherbett eingeschnitten sind (R-Channel bei RÖTHLISBERGER 1972; N-Channel bei NYE 1973). Während R-Channel in das anstehende Festgestein einschneiden, kommen N-Channel hauptsächlich im Lockergestein vor.

Grundsätzlich gilt, wenn sich ein Gletscher oder ein Eisschild auf durchlässigem Substrat befindet, wird ein Teil des subglazialen Schmelzwassers in das Substrat infiltriert und als Grundwasser weitergeführt. Dieses Grundwasser unterliegt zunächst den gleichen physikalischen Gesetzen wie Grundwasser außerhalb von vereisten Gebieten. Im Unterschied zu nicht-glazialen Bedingungen wird die Grundwasserfließgeschwindigkeit durch die Hydraulik innerhalb des überliegenden Eises beschleunigt (erhöhter Porenwasserdruck). Weiterhin advektiert das Grundwasser innerhalb des Sedimentes, wenn dieses aufgrund der Gletscherauflast deformiert wird (PIOTROWSKI 2006). Basales Schmelzwasser infiltriert, wenn der Druck an der Eis-Substrat-Grenzfläche größer ist, als der Druck innerhalb des Substrates. Am Eisrand ist der Druck im Aquifer atmosphärisch, so dass der Grundwasserfluss von gespannt zu ungespannt wechselt. Bei hohem Schmelzwasseranfall und relativ niedriger Drainagekapazität sowohl unterliegender Schichten als auch an der Eis-

Substrat-Grenzfläche kann der Porendruck steigen und dem hydraulischen Druck innerhalb des überliegenden Eises entsprechen. Aufgrund der dann ausgeglichenen Druckverhältnisse vermindert sich die Grundwasserneubildung.

Der Grundwasserfluss unter polythermalen Gletschern und Eisschilden wird durch lokal gefrorene Bereiche im Randbereich der Gletscher (CUTLER et al. 2000) und unter den zentralen Bereichen, wo basales Gefrieren durch die Advektion kalten Eises vorkommt, beeinflusst (Abbildung 25). Da gefrorener Boden eine deutlich geringere Durchlässigkeit hat, als der gleiche Boden im ungefrorenen Zustand (WILLIAM & SMITH 1991), wirkt der Permafrostbereich als grundwasserstauende Schicht. Unter Druck stehendes Grundwasser wird somit unter den Permafrost gedrückt und das gespannte Entwässerungssystem wird erst außerhalb der Permafrost-Bereiche oder entlang großer Diskontinuitäten im gefrorenen Untergrund wie z .B. Taliks unter Flüssen, Seen und über Salzdiapiren, aufgelöst (PIOTROWSKI 2006). Ausgehend vom Eisrand wird die Ausdehnung der subglazial gefrorenen Zone von CULTER (2006) mit 60 bis 200 km während des LGM für den Laurentidischen Eisschild Nordamerikas angegeben.

Ein weiteres Phänomen wird durch so genanntes "supercooling" beschrieben. Diese Vorgänge des glaciohydraulischen supercoolings wurden aus Untersuchungsbefunden in Tunnelvalleys der Nordsee durch KRISTENSEN et al. (2008) abgeleitet. Hydromechanisch ergibt sich daraus folgendes: Subglaziales Schmelzwasser ist kälter als sein Gefrierpunkt unter atmosphärischen Druckverhältnissen, aufgrund des hohen hydraulischen Drucks gefriert es jedoch nicht. Bei einer Druckentlastung in Rinnenstrukturen an der Eisfront bzw. am Eisrand und in permafrostfreien Bereichen erfolgt dann der Gefriervorgang. Die Eisbildung führt zu einer Volumenerhöhung um etwa 10% und es kommt in Rinnen oder unter Sedimentbedeckung zu Spannungseinträgen in das umgebende Substrat. Dieses Phänomen könnte die von BRUNS (1989) beschriebenen Befunde horizontaler Spannungseinträge im lateralen Bereich glazigener Rinnen erklären. Die Reichweite der gesteinsmechanischen Auswirkungen der Spannungseinträge ist derzeit unklar. Die von BRUNS (1986) erhobenen Befunde erfolgten in einer Entfernung von ca. 1,5 km von der nächstgelegenen, etwa 300 m tiefen Rinnenstruktur.

Neue numerische 3D-Experimente von PIOTROWSKI et al. (2009; Abbildung 47) zeigen, wie unter zu Norddeutschland vergleichbaren geologischen Rahmenbedingungen die Weichsel-Vereisung signifikant die oberflächennahe Hydrogeologie beeinflusst hat. Dabei zeigt sich, dass die Porenwasserdruckverteilung und die Fließbewegung unterhalb des Gletschers und im Gletschervorland von der Eisauflast und Morphologie der Eisoberfläche bzw. des Untergrundes abhängen. Mittels eines 3D-Modells konnten signifikante Änderungen der räumlichen Fließrichtungen in einem vorhandenen Grundwasserleiter bis zu 90 m unterhalb der Eisbasis sowie bis zu 40 km im Gletschervorfeld abgebildet werden, wobei aber nur 5 bis 24% des Schmelzwassers als Grundwasser abfließt. Der überwiegende Teil des Schmelzwassers tritt über diskrete Wegsamkeiten (z. B. Tunneltäler) aus. Abhängig von der Konsistenz des Untergrundes (Vorliegen einer niedrigpermeablen Tonschicht) war der Grundwasserfluss bis auf 200 m unter Geländeniveau begrenzt.



Weiße Fläche beschreibt die Eisbedeckung, jedoch ohne Berücksichtigung des Grundwasserflusses.

Abbildung 47: Simulation des Grundwasserflusses unter der Odra-Gletscherzunge zur Zeit des LGM (PIOTROWSKI et al. 2009).

Spannungsrisse im Gestein können auftreten, wenn infolge der Einwirkung des Überlagerungsdruckes der Deckschichten der Flüssigkeitsdruck im Gestein größer ist als die im Fluidhorizont vorliegenden Gebirgsspannungen (z. B. CLARK 1949). In der Konsequenz resultiert hieraus eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums entsprechend der Beziehung 6 Seite 86 (hinsichtlich hydraulisch-mechanischer Konsequenzen auf die Barrierenintegrität unterschiedlicher Wirtsgesteine siehe Kapitel 4.2.1). Unter Druck stehendes, gespanntes Grundwasser kann im Randbereich von Gletschern zu Hydrofracturing im Sediment und anstehenden Gestein führen. Hydrofracturing ist hinsichlich der glazigenen Einwirkung auf eine Formation mit einem HAW-Endlager ein Aspekt, den BOULTON & CABAN (1995) mit Hilfe eines subglazialen Grundwasserfließmodells und eines Eislast-Modells modellierten. Sie zeigen, dass solche hydraulisch induzierten Frakturen bis in Tiefen von maximal 400 m vorkommen können und die laterale Zone, die durch Hydrofracturing beeinflusst ist, einige 10er Kilometer ins Eisvorland reicht. Die Wirkung des Porendruckes hängt allerdings davon ab, ob das Material durchlässig ist oder die Einwirkung des Porenfluids ausreicht, das Gestein gegen die Wirkung des Gebirgsdruckes und der hydraulischen Zugfestigkeit aufzureißen. BOULTON & CABAN (1995) geben Beispiele für kleinmaßstäbliche Sedimentgangfüllungen im 10er-Meter-Bereich in Spitzbergen, England und Schweden an, die mutmaßlich auf Hydrofracturing zurückzuführen waren.

Durch den Kontakt von Grundwasser mit der Salzformation kann es, wie an vielen Beispielen norddeutscher Salzdiapire dokumentiert, zur Subrosion (DUPHORN 1986) und nachfolgend morphologisch zur Ausbildung von Subrosions-Senken kommen (SIROCKO et al. 2002, KLINGE et al. 2002). Dass es während Kaltzeiten zu Grundwasserkontakten mit verschiedenen Salzdiapiren in Norddeutschland gekommen sein muss, beweisen Untersuchungen von DELISLE & DUMKE (1996), die Fluideinschlüsse in verheilten Klüften im Salzgestein von Bokeloh westlich von Hannover isotopen-geochemisch untersuchten. Die untersuchten Proben aus 425 m Tiefe (etwa 230 m unter dem Salzspiegel) zeigten δ^{18} O-Werte zwischen -11 und -15 ‰ sowie δ D-Werte um -65 ‰ und weisen somit auf einen kaltzeitlichen Ursprung hin. Bei Untersuchungen der stabilen Sauerstoffund Wasserstoffisotope an Grundwasserproben im Rinnengebiet und Umfeld des Salzstocks Gorleben durch KLINGE et al. (2000 und 2007) konnte ebenfalls der Nachweis kaltzeitlicher Einflüsse erbracht werden.

Hinsichtlich der zukünftigen Klimaentwicklungen haben GERADI & WILDENBORG (1999) eine auf Basis von mathematischen Rechenmodellen gestützte Quantifizierung der klimagesteuerten Subrosion für das Endlager Morsleben erstellt. Ihre Ergebnisse zeigen, dass die Lösung von Steinsalz am stärksten unter Bedingungen mit kontinuierlichem Permafrost ist. Die Modellierung zeigt, dass in den kommenden 150.000 Jahren im Extremfall unter Permafrost eine Steinsalzschicht von ca. 2 m Mächtigkeit aufgelöst werden kann.

Darüber hinaus wird die lokale Durchlässigkeit im Deckgebirge potenzieller Endlagerstandorte mit Festgesteinsüberdeckung wesentlich von vorhandenen Störungszonen (z. B. Scheitelstörungen), die tektonisch oder glazigen beeinflusst sein können, bestimmt (vgl. Kap. 4.3.2). Je nach vertikaler Reichweite von Diskontinuitäten im Untergrund, insbesondere im Zusammenhang mit Salzdiapirismus, kann es bei einem vertieften und verstärkten Grundwasserabfluss möglicherweise zum Kontakt zwischen Grundwasser und der HAW-Endlager-Formation kommen (Abbildung 31). Eine Eisauflast im Bereich eines Salzstocks kann sich temporär stabilisierend auf Störungen unter dem Eis auswirken, die Seismizität unterdrücken und zu einer Zunahme der Störungsstabilität führen (JOHNSTON 1987; JOHNSTON et al. 1998).

4.2.4 Glazial-mechanische Erosion

Glaziale Erosion ist in Skandinavien und Deutschland neben Erosion und Abtragung durch Wind, Regen und fließendem Wasser der wichtigste erosive Prozess während des Quartärs. Eine aktuelle umfassende Darstellung zur Wirkung der flächenhaften glazigenen Erosion über kristallinem Untergrund findet sich bei PASSE (2004). Die an der Oberfläche eines Endlagers entweder unterhalb des Eises oder im Gletschervorfeld wirkenden glazigenen Prozesse mit flächenhaften Erosions- und Ablagerungsprozessen werden unter dem Begriff Glazialerosion zusammengefasst.

Die Prozesse der glazialen Erosion sind komplex, da sie von den Materialeigenschaften des Eises selbst und dem Grundgestein abhängt, der Eisdynamik, Thermodynamik, Reibung, chemischen

Effekten und der subglazialen Hydrologie sowie der Topographie des Geländes. Mechanischerosive Prozesse wie Abrasion und Plucking (das Herausbrechen von Felspartien aus dem anstehenden Gestein durch Gletschereis) wie sie in Abbildung 48 dargestellt sind, beanspruchen den Untergrund großflächig und zerstören vor allem schwache Lithologien aufgrund des hohen Wasserdrucks, zyklischer Belastungen (tägliche und jährliche Wasserdruckschwankungen oder Veränderungen in der Eisgeometrie), ausgeprägter Spannungskonzentrationen bei Fels/Fels-Kontakten an der Eisbasis, niedriger Gesteinstemperaturen und hoher Verschiebungsgeschwindigkeiten (HAEBERLI 2004, RÖTHLIBERGER & IKEN 1982). Die mechanischen Erosionsprozesse an der Basis werden im Detail in Kap. 4.4.2 insbesondere vor dem Hintergrund des multiplen Auftretens von Kaltzeiten mit lateralen Variationen der Eisbedeckung diskutiert.

Die dominante Bedeutung des subglazialen Schmelzwassers für die Tiefenerosion wird in Kap. 4.3.3 erläutert und ist für beide Szenarien Eisbedeckung und Abschmelzen der Eisfront von Bedeutung.



Abbildung 48: Das glaziale Transportsystem (GURNELL & CLARK 1987).

Die flächenmäßig wirksamere Abrasion hängt nach SCHWEIZER & IKEN (1992) vorwiegend mit der Reibung am Gletscherbett, dem Schuttgehalt des basalen Eises und der Gleitgeschwindigkeit zusammen. Mit zunehmendem Schuttgehalt im basalen Eis wächst die Abrasion infolge vermehrter Fels/Fels-Kontakte an (HALLET 1981), erreicht durch zunehmende Reibung mit entsprechender Abnahme der Gleitgeschwindigkeit ein Optimum und geht schließlich in Deposition über. Die Schuttgehalte der alpinen Eiszeitgletscher dürften vor allem in der Vorstoßphase eine aktive Abrasion über große Flächen ehemals temperierter Gletscherbetten (Täler mit größerer Eismächtigkeit und erhöhter Fließwärme) ermöglicht haben (HAEBERLI 2004).

Inwiefern eine mechanische Beanspruchung durch Abrasion und Plucking das Verhalten eines tieferliegenden Endlagers beeinflussen kann, lässt sich mit Hilfe von Abtragsraten abschätzen,

wobei jedoch immer auch der dominierende Faktor der subglazialen Schmelzwassererosion mit einfließt. Allerdings hängt die Wirkung von Erosionsprozessen wesentlich von den Festigkeitseigenschaften des Untergrundes ab (z. B. Lockermaterial gegenüber Kristallin) (vgl. Kap. 4.4.1).

Mittlere Abtragsraten reiner Gletschergebiete z. B. Norwegens (Tabelle 4) bleiben dabei deutlich unter 1 mm/Jahr und sind wesentlich kleiner als Abtragsraten in gemischten glazialen / periglazialen Gebirgsregionen (HAEBERLI 2004), die nach DREWRY (1986) am Beispiel des Hidden-Gletschers (Alaska) Abtragsraten von bis zu 30 mm/Jahr identifizierten.

Gletscher	Messdauer	Mittlere Abtragsrate	
Nigardsbreen	13 Jahre	0,165 mm/Jahr	
Engabreen	12 Jahre	0,218 mm/Jahr	
Erdalsbreen	7 Jahre	0,610 mm/Jahr	
AMemurubre	6 Jahre	0,313 mm/Jahr	
Vesledalsbreen	6 Jahre	0,730 mm/Jahr	

Tabelle 4:Abtragsraten in vollständig vergletscherten Einzugsgebieten Norwegens (Kristalllin;
DREWRY 1986)

Im Rahmen einer Überprüfung der Datengrundlage zur Glazialgeschichte und der Entwicklung der Erdoberfläche im Züricher Weinland während der kommenden Millionen Jahre geht HAEBERLI (2004) davon aus, dass die glaziale Tiefenerosion zukünftiger Eiszeiten weitgehend auf die Molasse beschränkt bleiben wird. Für den polythermalen Eisrandbereich im Weinland können Prozesse der selektiv-linearen subglazialen Erosion angenommen werden. In Zonen temperierter Gletscherbasis ist Erosion möglich, während in kalten/angefrorenen Gletscherteilen (erhöhte Gletscherbettbereiche mit geringerer Eismächtigkeit und reduzierter Fließwärme) kaum Erosion stattfinden dürfte.

4.2.5 Rinnenerosion - Eisschichtenentwässerung

Das Ausmaß maximaler Tiefenerosion durch subglaziales Schmelzwasser ist in Form von Rinnenstrukturen (Tunneltäler) in Norddeutschland (einschließlich der Nordsee) mit Einschnitten von 100 bis 500 m und tiefer in zumeist neogene Sedimente bekannt (LUTz et al. 2009, MÖRZ et al. 2009; HÖNEMANN et al. 1990, 1995, SONNTAG & LIPPSTREU 1997). In Süddeutschland haben subglaziale Schmelzwasserflüsse während der niederschlagsreicheren Eisaufbauphase im Bereich hinter den vorstoßenden und noch vorwiegend temperierten Gletscherfronten, wo maximale Abflussmengen anfielen und große hydraulische Gradienten existierten, zur Bildung übertiefter Tröge und Becken geführt (HAEBERLI 2004).

Hinsichtlich der Tiefe, die diese Strukturen aufweisen, sind die Vorgänge, die zur Bildung dieser Tunneltäler führten von großer Bedeutung für die HAW-Endlager-Formation (siehe Kapitel 3.6). Die Basis glazigener Rinnen liegt oft mehrere 100 m unter der heutigen Oberfläche (Abbildung 26, Abbildung 27). Die Ansichten zu den ihrer Entstehungen zugrunde liegenden Prozesse sind unterschiedlich und reichen von der Erosionswirkung durch unter dem Eis (subglazial) strömende Schmelzwässer, insbesondere in Tunneln (*Tunneltäler*, z. B. PIOTROWSKI 1997) bis zur wesentli-

chen (WOLDSTEDT 1952) bzw. alleinigen Erosion durch das Gletschereis, in speziellen Fällen durch Gletscherzungen (GRIPP 1964).

Neuere Untersuchungen, u. a. an einer elsterzeitlichen Rinne südwestlich von Groß Grönau (Schleswig-Holstein), weisen nach, dass der Gletscher trotz der großen Tiefe (die Basis des Pleistozäns wurde in der Forschungsbohrung "Tüschenbek" bei ca. 230 m unter Gelände angetroffen) an der Rinnensohle aktiv schürfte, wobei eine nur geringmächtige Grundmoräne aus aufgearbeitetem Tertiär abgelagert wurde (STEPHAN 2003). Aufgrund dieses Befundes wird von letzterem Autor vermutet, dass bei der Entstehung vieler Rinnen sowohl subglaziale Schmelzwassererosion als auch aktiver Schurf durch den Gletscher - eventuell im Wechsel stattfindend - mitgewirkt haben. Allerdings bildeten sich linienhafte Gletscherzungen erst während des Gletscherabschmelzens heraus und bewirkten damit eine Konservierung der vorher durch Schmelzwassereinwirkung und Abrasion ausgearbeiteten Hohlformen.

Einige der Salzstrukturen Norddeutschlands sind im Verlauf der pleistozänen Vereisungen durch die erosive Wirkung subglazialer Eis- und Schmelzwässer bereits im Hutgestein beeinflusst worden. Dies dokumentiert sich z. B. im Rinnenkontakt der Salzstrukturen von Gorleben, Gülze-Sumte, Zechlin, Stemmen-Otter-Todtshorn, Weesen-Lutterloh, Lilienthal, Eitzendorf, Krempe, Thedinghausen, Kraak, Siek und Bahnsen. Die Möglichkeit, dass im Rahmen zukünftiger Kaltzeiten hier ein erneuter Abtrag stattfindet, ist nicht auszuschließen.

Hinsichtlich einer Wirtsgesteinsformation Ton wurde im Hamburger Raum zwar neben dem obermiozänen Glimmerton auch der mittelmiozäne Hamburger Ton und der Rupelton in Tunneltälern z. T. vollständig erodiert, diese miozänen bzw. unteroligozänen Tone werden jedoch bei der Betrachtung von potenziellen Ton-Formationen für ein HAW-Endlager nicht berücksichtigt (GOLDER ASSOCIATES 2006). Die erosive Wirkung durch subglaziales Schmelzwasser wird während des Abschmelzens der Eisfront zusätzlich noch mit Wassermassen aus dem Gletscher selbst und durch das im Eis mitgeführte Gesteinsmaterial erzeugt und vermutlich verstärkt.

4.3 Gletscherbewegung

Die pleistozänen Kaltzeiten zeigen, dass sich die Gletscher durch die sich ändernden klimatischen Bedingungen schrittweise zurückgezogen haben. Dadurch kommt es zu mechanischer Entlastung des Untergrundes, was Auswirkungen für mögliche Wirtsgesteinsformationen haben kann und im Folgenden beschrieben wird.

4.3.1 Mechanische Be- und Entlastung

Vorstöße von Gletschern oder ihr Rückzug verändern als Folge der Be- und Entlastung die mechanischen Rahmenbedingungen im Deckgebirge, wobei zusätzlich noch Scherbeanspruchungen an der Basis der Gletscherbewegungen auftreten können (Abbildung 50). Generell stellt eine mechanische Belastung infolge einer sich entwickelnden Eisauflast gegenüber einer Entlastung den weitaus weniger kritischen Zustand dar, weil mit Erhöhung der mittleren Grundspannung das Potenzial für eine Rissbildung geringer wird, vorausgesetzt die Einlagerungshohlräume eines Endlagers sind hinreichend standsicher dimensioniert bzw. verfüllt. Gleichzeitig können erhöhte Spannungsdeviatoren im Salz- und Tonstein durch Kriechen zumindest teilweise abgebaut werden. Hier fokussieren sich die Betrachtungen auf den zusätzlichen Effekt einer mechanischen Erosion im Deckgebirge, der - wie schematisch in Abbildung 49 dargestellt - zu einer zusätzlichen Entlastung führt. Vor der Abtragung ist die maximale Hauptspannung σ_1 gleich der vertikalen Spannung σ_v , die sich aus der Mächtigkeit h einer bestimmten Gesteinssäule mittlerer Dichte ρ_R sowie der Erdbeschleunigung g ergibt (JAEGER & COOK 1979):

$$\sigma_1 = \sigma_V = \rho_R \cdot \mathbf{h} \cdot \mathbf{g} \tag{7}$$

Im Detail kann die Abschätzung des petrostatischen Teufendruckes für ein geschichtetes Deckgebirge sowie der Wirtsformation anhand ihres schichtweisen Aufbaus erfolgen (Dichteangaben Tabelle 5).



Abbildung 49: Änderung im Spannungsfeld durch Abtragung einer ursprünglichen Materialauflast bis zu einer neuen Gesteinsoberfläche (LØTVEIT 2009).

Gebirgshorizont		Dichte (g/cm ³)	Wichte (kN/m ³)
Eis (0°C)		0,915	9,0
Quartärsedimente		2,1	20,6
Mittlerer Buntsandstein	sm	2,5	24,5
Kristallin		2,7	26,5
Steinsalz	Na	2,18	21,4

Der lithostatische Spannungszustand wird in erster Näherung als isotrop angenommen, d. h. alle Hauptspannungskomponenten sind gleich ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$). Weiterhin gilt, dass Spannungsvariationen durch Änderungen in der wirkenden Gesteinsauflast unmittelbar mit der zeitlichen Abtragungsrate elastisch wirksam werden, d. h. es finden keine Spannungsumlagerungen durch Verformungen statt.

Wird der einfachste Fall einer Entlastung an der Salzoberfläche infolge Abschmelzens eines Gletschers betrachtet, dann resultieren ausgehend von einer ursprünglichen Eisauflast von h = 1.000 m ($\rho_{Eis: 0^{\circ}C}$ = 0,915 g/cm³ sowie $v_{Dyn-Steinsalz}$ = 0,25) sowie unter der Annahme, dass keine Spannungsumlagerung stattfindet an der Oberfläche des entlasteten Untergrundes, d. h. des Salzgebirges, horizontale Spannungen in der Größenordnung von ca. 6 MPa. Dieser Betrag erhöht sich proportional zur Abtragung des festen Untergrundes.





Highest possible groundwater pressures Frozen area

Before the ice sheet reaches the site, the horizontal stresses dominate.

When an ice sheet of great thickness overlies the site we can expect a surplus of vertical stresses.

After the ice has melted away, the vertical stresses are relieved faster than the horizontal stresses, which can cause horizontal and gentlydipping fractures to widen.

Abbildung 50: Spannungsregime im Untergrund bei Eisvorstößen bzw. Eisrückzügen (BOULTON et al. 2001).

Im Ergebnis dieser Analyse zeigt sich, dass die aus der glazigenen Erosion neuen Hauptspannungen (abhängig von der Teufenlage) nicht mehr isotrop sind und zusätzlich eine Rotation des Spannungsfeldes stattgefunden hat. Die neuen Horizontalspannungen sind zwar infolge der Entlastung relativ abgemindert, aber dadurch, dass der Entlastungseffekt vertikal größer ist, bildet sich ein kompressiver Spannungszustand aus (hierbei ist $\sigma_2 \approx \sigma_3 > \sigma_1$).

Als Folge dieses neuen, durch Abschmelz- oder Erosionsprozesse induzierten Spannungsfeldes können im Untergrund, ausgehend von der Oberfläche, in Richtung des Spannungsdeviators horizontal orientierte Risse entstehen (Öffnung in Richtung Oberfläche) oder vorhandene Störungen und Risse reaktiviert werden.

Ein Hinweis auf horizontale Spannungseinträge in quartären Sedimenten Norddeutschlands ist die Beobachtung von auftretenden Klüften und Rissen in Toneinschaltungen (BRUNS 1986, 1989). Aufgrund der vertikal wirkenden Auflast kam es zu strukturellen Veränderungen der Tongesteine (texturelle Einregelung der Tonminerale) sowie zu einer Überkonsolidierung, die nach dem Eisrückzug weitestgehend erhalten blieb und zur Bestimmung der Eisauflast herangezogen werden kann (FEESER 1986).

Insgesamt wird der Effekt einer vertikalen Spannungsentlastung durch Abschmelzen eines Gletschers aufgrund der niedrigen Eisdichte als gering eingeschätzt, zumal ein möglicher daraus resultierender Spannungsdeviator im Vergleich zur Festigkeit potenzieller Wirtsgesteine nur klein ist. Weiterhin wird die Effizienz dieses Prozesses für Rissbildung mit zunehmender Teufe aufgrund der Zunahme der mittleren Spannungen abnehmen, so dass vermutlich nur oberflächennahe Einwirkungen auftreten wie z. B. Abschalungen oder Wegsamkeiten.

Dennoch kann nicht ausgeschlossen werden, dass glazigene Erosion das Spannungsfeld im Untergrund beeinflusst und Rissöffnung oder -bildung insbesondere in horizontaler Richtung begünstigt. Daraus mögliche Permeabilitätsänderungen im Deckgebirge einer Wirtsstruktur sind bzgl. einer Veränderung von Stofftransport- oder Subrosionsprozessen zu bewerten.

4.3.2 Reaktivierung von Störungssystemen

Für die Barrierenintegrität eines Wirtsgesteins stellen vertikale, großräumige Wegsamkeiten aus sicherheitstechnischer Sicht das größte Problem dar. Dies gilt insbesondere für Festgesteine (Kristallin), während in Salz- und Tongesteinen potenzielle Risse oder Störungen aufgrund des vorhandenen Selbstabdichtungs- oder Verheilungspotenzials vermutlich effektiv geschlossen werden können (vgl. Beispiele für Selbstabdichtungs- oder Verheilungsprozesse für Ton- und Salzgesteine in Abbildung 51).

Unabhängig davon ist das potenzielle Risiko für eine Reaktivierung d. h. Öffnung inhärent vorhandener Risse unter Einwirkung glazigener oder tektonischer Prozesse zu bewerten. Die Relevanz von neotektonisch-induzierten, post-glazialen Prozessen im Kristallin wurde durch SKB, u. a. durch Felduntersuchungen in der Gegend von Lansjärv in Nordschweden, qualitativ bestätigt, wobei maximale Verschiebungen an Störungszonen zwischen 5 und 10 m beobachtet wurden (BÄCKBLOM & STANFORS 1989, STANFORS & ERICSSON 1993).



Links: "Self-sealing" und vermutlich auch "self-healing" in Boom-Clay (SELFFRAC 2002): mechanische Selbstabdichtung eines ursprünglich offenen Bohrlochliners ($\emptyset \approx 100$ mm; gelb markiert) durch plastisch zutretenden Ton, der durch das Rohr gepresst, d. h. extrudiert wird; austretende Lösungen können über chemische Ausfällung eine zusätzliche Abdichtung bewirken. Rechts: "Self-healing" in Steinsalz (KERN & POPP 1997): Knäuelsalz (z2HS1) - Go 1002/005/060 mehrphasige Kornblastese von Halitkörnern - ehemalige Korngrenze mit Anhydritpartikeln (weiß) gegenüber rezenten Korngrenzen mit Fluideinschlüssen und Anhydritsäumen (grün) - Nic. gekreuzt

Abbildung 51: Beispiele für "Self-sealing" und "healing" bei Ton- und Salzgesteinen.

Eine umfassende Bewertung neotektonischer und glazigener Prozesse für die Langzeitsicherheit im Kristallin aus Sicht von SKB wird in SKB (2006) gegeben, wobei allerdings der Schwerpunkt auf tektonisch induzierte Verschiebungen liegt (dynamisch: Erdbeben bzw. langsam/statisch: plattentektonisch/glazigen).



Abbildung 52: Glazigene mechanische Wechselwirkung der Lithosphäre und daraus resultierende viskose Fließprozesse (BOULTON et al. 2001).

Danach führt die Auflast des Inlandeises zu einer Krustenkompression (oder Einpressen der Lithosphäre in die Asthenosphäre), wobei nach dem Abschmelzen ein visko-elastischer Prozess als mechanische Rückreaktion nach entsprechender Hebung die Wiederherstellung des isostatischen Krustengleichgewichts anstrebt (Abbildung 52). Abschätzungen zur maximalen Krustenabsenkung in Skandinavien während der letzten Vereisungsphase (Weichsel), etwa vor 20.000 Jahren, weisen eine Absenkung in der Größenordnung von 800 bis 900 m nach, die aus einer Eismächtigkeit von ca. 3.000 m resultierte (SIROCKO et al. 2008). Die Hebungsraten der ehemaligen Senkungsmulde liegen zwischen 11 mm/a im Zentrum im Bereich des Finnischen Meerbusens und am Rand bei ca. 1,5 mm/a (z. B. NE-Deutschland), wobei absolut bisher ein Hebungsbetrag von ca. 300 m erreicht wurde.

Ein wesentlicher Steuerfaktor dieser Prozesse ist die Viskosität des oberen Mantels und der unteren Kruste. Aussagen über die Viskosität in diesem Bereich können aus den postglazialen isostatischen Ausgleichsbewegungen abgeleitet werden.

Dabei ändert sich infolge der Krustendeformation der Spannungszustand in der Kruste, wobei es gleichzeitig zu einer Reaktivierung der in der Kruste bereits vorhandenen Störungszonen infolge dabei auftretender Verformungen oder Spannungseinwirkungen kommt (bzgl. der Verformungen

und mechanischen Spannungen s. REHBINDER & YAKUBENKO 1998). Hierfür ist zunächst die relative Orientierung einer Trenn- oder Kluftfläche zum Spannungsfeld bedeutsam. Wenn die Trennfläche z. B. parallel oder senkrecht zur größten Spannung orientiert ist, wird dies keine Auswirkung haben, d. h. Klüfte werden nicht aktiviert. In einem gewissen Winkelbereich zu den vorhandenen Normalspannungen ist die Scherfestigkeit einer Trennfläche jedoch deutlich reduziert.

Eine Bewertung der Relevanz des Prozesses "Reaktivierung von Störungszonen" hat in erster Linie vor dem Hintergrund der Initiierung dynamischer Prozesse vergleichbar zu Erdbeben zu erfolgen. Aktuelle Untersuchungen von MINKLEY et al. (2010) zeigen, dass beim Vorhandensein hinreichend mächtiger Schutzschichten die Integrität eines Endlagers im Salinar, zumindest für die flache Lagerung nachgewiesen, nicht zu einem Versagen der Schutzschichten führt und darüber hinaus Schädigungen aufgrund viskoplastischer Verformungsprozesse sehr schnell wieder abgebaut werden können. Abhängig von der Plastizität von Ton ist auch für Endlager im Ton zu erwarten, dass rupturelle Verformungsprozesse in begrenztem Maße abgebaut werden können.

SIROCKO et al. (2008) zeigen anhand regionaler Beispiele, dass diese Prozesse sowohl die Oberflächenmorphologie oberhalb einer Salzstruktur, als auch zumindest das Deckgebirge und die Salzstruktur selber beeinflussen können. Mit zunehmender Eisauflast gehört hierzu insbesondere das Schließen oder die Demobilisierung vorhandener halokinetisch bedingter Störungszonen im Deckgebirge und die relative Kompaktion des Salzes. Umgekehrt findet mit der Entlastung eine neue Aktivierung vorhandener Kluftsysteme und/oder des Salzaufstieges statt.

4.3.3 Verstärkter Grundwasserabfluss

Das Abschmelzen eines Gletschers im Zuge einer Zwischenwarmzeit hat zur Folge, dass sich das Grundwassersystem vollständig neu organisiert. Erhebliche Mengen subglazialen Schmelzwassers infiltrieren beim Aufbau eines Gletschers in das darunter liegende Grundwassersystem (je nach Temperatur an der Gletschereisbasis und der Eis/Boden-Grenzfläche). Grundwässer exfiltrieren während einer Abschmelzphase des Gletschers an die Oberfläche, in Flüsse oder entwässern in proglaziale Seen (LEMIEUX et al. 2008, BOULTON et al. 1999). Die Simulation eines Gletscher-Randgebietes in der Abbildung 53 zeigt, wie außerhalb der proglazialen Permafrostzone Grundwasser aufsteigt (upwelling). Mit dem Prozess des Abschmelzens des Gletschers ist damit zu rechnen, dass sich die Fläche des proglazialen und subglazialen Permafrostes deutlich reduziert. Indem sich auch die durch den subglazialen Permafrost wasserstauende Schicht kontinuierlich abbaut, ist weiterhin davon auszugehen, dass sich der Porenwasserdruck durch fehlende Eisauflast und Fehlen der wasserstauenden Schicht erniedrigt.

Im Fall, dass es durch vorherige Eisauflast und erhöhte Schmelzwasserinfiltration bereits zur Subrosion leichtlöslicher Gesteine (z. B. Salze) in der Tiefe gekommen ist (vgl. Kap. 4.2.3), ist damit zu rechnen, dass das Grundwasser in größerer Tiefe eine höhere Dichte aufweist und es zur Ausbildung einer stabilen Dichteschichtung kommt, die hydraulische Vertikalbewegungen erschweren bzw. verhindern kann.



Abbildung 53: Simulation eines proglazialen Grundwasser-Auftriebes (upwelling) (BOULTON et al. 1999).

4.4 Multiples Auftreten von glazigenen Szenarien

4.4.1 Mechanisch-hydraulische Belastung in der Fläche

Nach DUPHORN (1993) wurde der Salzstock Gorleben in der Elster-Eiszeit zweimal und in der Saale-Eiszeit dreimal vom skandinavischen Inlandeis überfahren, wobei der Untergrund durch die Auflast und die Schubspannung des nach DUPHORN bis etwa 1.500 m mächtigen Gletschereises lokal erodiert sowie an vielen Stellen gestaucht, verschuppt und gefaltet wurde. Besonders leicht deformierbar waren die tertiären und quartären Toneinschaltungen und Schluffe. So entstanden eis- bzw. glazitektonische Strukturen, die in Form von Stauchmoränen auch morphologisch in Erscheinung treten.

Die Effizienz der Deformations- sowie unterschiedlichen Erosionsprozesse an der Basis bzw. im Vorfeld eines Gletschers leiten sich unmittelbar aus der aktiven Eisbewegung und den physikalischen Eigenschaften des Eises ab, d. h. sie sind bei Änderungen der Eisrandlage bzw. beim multiplen Auftreten glazigener Kaltzeiten mutmaßlich am intensivsten. Hier fokussieren sich die Betrachtungen auf die mechanisch-hydraulischen Wechselwirkungen zwischen Schmelzwässern an der Basis eines Inlandgletschers mit dem tiefen Untergrund sowie zusätzliche Abrasions- und Transportprozesse infolge von Eisauflast bzw. -bewegungen.

Sie hängen wesentlich von den basalen Temperaturen ab, d. h. ob der Untergrund gefroren ist und insbesondere der physikalische Zustand der Gletscherbasis: kalt - warm. Liegen die Temperaturen von Gletschereis am Druckschmelzpunkt, wird das Eis als "warm" oder "temperiert" bezeichnet, in diesem Fall ist ein dünner Schmelzwasserfilm vorhanden. Liegt die Temperatur des Eises dagegen unterhalb des Druckschmelzpunktes, gilt das Eis als "kalt". Bei multiplen Eisvorstößen werden sich diese Randbedingungen bzw. die daraus resultierenden Erosionsprozesse diskontinuierlich ändern. Zwei Faktoren bestimmen die Temperaturverhältnisse an der Gletscherbasis: die an der Gletscherbasis erzeugte beziehungsweise vorhandene Wärmeenergie und der Temperaturgradient des überlagernden Eises. Letztgenannter ist durch die Effektivität der Wärmeleitung bestimmt. An der Gletscherbasis existieren drei potenzielle Wärmequellen:

- geothermaler Wärmefluss
- Friktionswärme (Reibungswärme)
 - o durch basales Gleiten an der Gletscherbasis (nur bei warmem Eis)
 - o durch Deformationsfließen innerhalb des Gletschers

Die zur Verfügung stehende Wärmeenergie wird abhängig von den thermischen Randbedingungen innerhalb des Eises (Eisvolumen, Wärmeleitfähigkeit) sowie vom Temperaturgradienten (Eisbasis/Gletscheroberfläche) von der Gletscherbasis durch Wärmefluss innerhalb des Gletschers abgeführt. Davon abhängig sind drei mögliche thermale Zustände an der Gletscherbasis:

- Die Wärmeenergie an der Basis übersteigt den Wärmefluss; das Resultat ist ein "Netto-Schmelzen".
- Wärmeenergie und Wärmefluss befinden sich im Gleichgewicht; es wechseln sich lokal Zonen geringen "Netto-Schmelzens" und "Netto-Gefrierens" ab.
- Der Wärmefluss ist größer als die Wärmeenergie an der Basis; daraus resultieren eine Abkühlung und "Netto-Gefrieren".

Generell steigt die Eistemperatur von der Oberfläche zur Gletscherbasis beziehungsweise bis zum Erreichen des Druckschmelzpunktes an.

Infolge der Komplexität der Einflussfaktoren bestehen über die Temperaturen an der Gletscherbasis und im periglazialen Gebiet vor der Gletscherstirn größere Unsicherheiten. Es darf aber angenommen werden, dass während der großen Vereisungsphasen im Quartär zumindest zeitweise Permafrost geherrscht hat, obwohl auch in Skandinavien direkte Beweise für anhaltenden Permafrost im Bereich der Front des Eisschildes bisher nicht beobachtet wurden. Entsprechende Modellierungen zeigen, dass dort geschlossener Permafrost im periglazialen Bereich mit einer Mächtigkeit von bis zu 300 m möglich ist (BOULTON et al. 2001). Unter dem Gletscher (subglazial) wird Permafrost im Kern des vereisten Gebietes und unter der Gletscherstirn vermutet; dazwischen dürfte ein großes Gebiet ohne Permafrost liegen, in welchem subglaziale Schmelzwässer zirkulieren, d. h. der Gletscher nicht angefroren ist.

BOULTON et al. (2001) nehmen für die Modellierung einer kommenden Eiszeit in Skandinavien an, dass ab mittleren Bodentemperaturen von -5°C geschlossener Permafrost vorherrscht.

Aufgrund der Gletscherbewegung (infolge Deformationsfließen über plastische Gittertranslation oder infolge basalen Gleitens auf einem dünnen Schmelzwasserfilm = warmbasale Gletscherbasis) wirkt die an der Gletscherbasis vorhandene Schubkraft auf die im Untergrund vorliegenden subglazialen Sedimente oder die Festgesteinsbasis. In wassergesättigtem Sediment mit hohem Porenvolumen kann durch die Auflast der Porenwasserdruck stark ansteigen, was die Deformierbarkeit im Sinne des Effektivdruckansatzes stark begünstigt.

Flächenhafte Abtragung oder Erosion durch das Gletschereis selbst beschränkt sich im Wesentlichen auf das Abschleifen von Untergrundmaterial durch im Eis transportierte Gesteinspartikel (Abrasion) sowie die subglaziale Zerrüttung von Festgestein durch eisinduzierte mechanische Spannungen (*"plucking"*). Die Effizienz dieser Mechanismen hängt primär von der basalen Gleitbewegung ab, d. h. mechanische Erosionsprozesse finden nur in warmbasalen Gletschern statt.

Voraussetzung für Abrasion ist die Verfügbarkeit von Gesteinspartikeln als "Schleifmaterial". Sie können in die basale Transportzone gelangte supraglaziale Gesteinsfragmente darstellen; hauptsächlich handelt es sich aber um durch subglaziale Erosion erzeugte Gesteinsfragmente oder angefrorenes Lockermaterial. Die im Eis eingebetteten Härtlinge werden mit der Eisbewegung über den Untergrund geschoben und erzeugen dabei Riefen (Abbildung 54).

Wichtig für effektive Abrasionsprozesse ist, dass die entstandenen Erosionsprodukte durch Schmelzwasser abtransportiert werden, vor allem das erosiv unwirksame Feinmaterial mit weniger als 0,2 mm Partikeldurchmesser (Feinsand und Schluff). Ist die Konzentration feinen Schuttmaterials an der Gletscherbasis zu hoch, würde dies die Friktion herabsetzen.



Abbildung 54: Abrasion durch einen Härtling infolge Verschiebung auf dem Gesteinsuntergrund (IVERSON 1991).

Weiterhin hängt die Wirkung dieser flächenhaften Erosionsprozesse von den Materialeigenschaften des Untergrundes ab. Permafrostböden besitzen hohe mechanische Festigkeiten gegen Scherdeformationen und weisen gegenüber Lockersedimenten grundsätzlich veränderte hydraulische Eigenschaften auf. Allgemein gilt, je höher die Eisgeschwindigkeit und Eismächtigkeit sind, desto wirksamer ist die glaziale Erosion durch Abrasion, wobei die im Detail wirkenden physikalischen Prozesse noch nicht vollständig verstanden sind (WINKLER 2009). Als allgemeine Beobachtungen bzgl. potenzieller Einflussfaktoren ist festzuhalten:

- Bei großer Eismächtigkeit und hohem Druck treten verstärkt Druckschmelzen auf, beispielsweise an der Stoßseite von Gletscherbetthindernissen.
- Kleine subglaziale Hohlräume an und unter den Partikeln können durch niedrigen Normaldruck die Friktion erhöhen. Sind die übrigen Faktoren konstant, verzeichnet die Friktion bei hoher Debriskonzentration (Debris = Schuttmaterial) bis zu einer gewissen Schwelle ansteigende Werte.
- Zugerundete, teilweise rollende Partikel haben eine geringere Reibung als eckige, angulare, ausschließlich gleitende Partikel. Letztgenannte besitzen daher eine höhere Erosionswirkung.

Als Folge von Abrasionseffekten stellt sich insbesondere im Kristallin eine typische charakteristische Morphologie der Felsoberfläche (z. B. Rundhöcker, Gletscherschliffe) ein.

Der zweite flächenhaft relevante Prozess ist "plucking"; hier als Prozess subglazialer Zerrüttung von Festgestein durch eisinduzierte mechanische Spannungen definiert (Hallet 1996). Er besteht im Wesentlichen aus drei einzelnen Schritten:

- Entstehung von Rissen und Klüften im Festgestein des Gletscherbettes
- Lockerung von Gesteinsfragmenten
- Abtransport der gelockerten Gesteinsfragmente durch Anfrieren an der Gletscherbasis





a) Eisaufstau an einem Hindernis (WINKLER 2009)

b) "Ratternarben" infolge "plucking"

Abbildung 55: Flächenhafte Abtragung durch "plucking" (PASSE 2004).

Wichtig für das Verständnis seiner Wirkungsweise ist, dass bei den ersten beiden Schritten der Gletscher nur partiell aktiv Wirkung entfaltet und nichtglaziologische Faktoren beziehungsweise Prozesse entscheidende Bedeutung erlangen (WINKLER 2008, vgl. Abbildung 55).

- 1) Die Entstehung von Rissen und Klüften im Zuge des "plucking" ist auf mechanisch induzierte Spannungsunterschiede zurückzuführen, die durch unterschiedlichen effektiven Normaldruck auf das Gletscherbett, z. B. durch Schwankungen der Eismächtigkeit, verursacht werden. Besonders starke Druckgegensätze treten an Gletscherbetthindernissen auf. Während an der gletscherzugewandten Stoßseite hoher Druck auftritt, ist der Druck auf der Leeseite wesentlich geringer, so dass sich auch subglaziale Hohlräume bilden können. Dort kann der Druck sogar auf normalen Atmosphärendruck absinken, mit der Folge, dass sich Druckentlastungs- oder Dilatationsklüfte bilden (vgl. Kap. 4.3.1).
- 2) Die Lockerung von Gesteinsfragmenten resultiert aus Frostverwitterung infolge Druckschmelzen und Wiedergefrieren von Schmelzwasser innerhalb des Eiskörpers, das in vorab entstandene Risse und Klüfte eindringt. Durch Druckabnahme auf der Leeseite von Gletscherbetthindernissen gefriert es im Bereich subglazialer Hohlräume.
- 3) Die zerrütteten und gelockerten Gesteinsfragmente werden durch Anfrieren an der Gletscherbasis abtransportiert und in das Gletschertransportsystem eingebunden. Hierzu bestehen mehrere Modelle, beispielsweise das Anfrieren im Übergangsbereich von warm- zu kaltbasalem Eis. Gelockerte Fragmente können auch durch plastisches Eis teilweise oder vollständig umflossen werden. Zuletzt ist die Zugkraft des Eises so groß, dass schon ein teilweises Anfrieren zur Aufnahme in die basale Transportzone ausreicht. Bei der Vielzahl möglicher Vorgänge muss jedoch betont werden, dass es sich in keinem Fall um ein aktives "Herausbrechen" durch den Gletscher handelt.

Darüber hinaus kann, wie auch von DUPHORN (1993) beschrieben, ein Gletscher an seiner Stirnseite als glazitektonischer Prozess Lockermaterial zusammenschieben und es aufstauchen. Dabei können ganze Gesteinsschollen aus dem Untergrund herausgelöst, verfrachtet und wieder in den Untergrund gestaucht werden. Bekannteste Beispiele sind die glazitektonisch dislozierten Kreideschollen auf Rügen oder der dänischen Insel Mön.

Hinweise auf derartige Prozesse sind auch im Quartär Norddeutschlands für den tertiären Glimmerton südlich von Hamburg bekannt. Während der Elster-Kaltzeit wurde präquartäres anstehendes Gestein wie der tertiäre Glimmerton vom Gletscher überfahren und stellenweise erodiert. Dabei wurde der Untergrund durch die Auflast und die Schubspannung des mächtigen Gletschereises vielfach gestaucht, verschuppt und gefaltet (Makro-Deformation durch eiszeitlichen Gletscherschub). Besonders leicht verfaltbar waren die tertiären und quartären Tone und Schluffe, die in Form von Stauchmoränen auch post-glazial morphologisch in Erscheinung treten.

Bezüglich der Effizienz der beiden flächigen Haupterosionsprozesse ist anzumerken, dass "plucking" auch unter geringmächtigem Eis effektive Erosion bewirken kann, wohingegen Abrasion hauptsächlich bei größerer Eismächtigkeit effektive Erosion leistet. Im Gegensatz zu "plucking" setzt Abrasion einen permanenten Kontakt zwischen Eis und Gletscherbett voraus; ausgedehnte subglaziale Hohlräume verringern seine Wirksamkeit. Eine abschließende Bewertung der Gewichtung von "plucking" gegenüber Abrasion als glazialer Erosionsprozess ist nicht möglich, zudem zahlreiche nichtglaziologische Faktoren (vor allem die Gesteinseigenschaften) Einfluss ausüben. Der Umstand, dass durch "plucking" Gesteinsfragmente an der Gletscherbasis produziert werden, welche ihrerseits später wirkungsvolle Abrasion verrichten können, zeigt, wie eng beide Prozesse verknüpft sind.

Unabhängig davon finden sich in der Literatur nur wenige Hinweise auf die Wirksamkeit flächenhafter Erosion, insbesondere vor dem Hintergrund, dass sie wesentlich von der Festigkeit des Untergrundes abhängt. PASSE (2004) schätzt für Südschweden, ausgehend von einer quartären Sedimentmächtigkeit von ca. 16 m, dass für einen glazigenen Zyklus zwischen 0,2 und 4 m kristalliner Untergrund abgetragen werden können.

Eine umfassende regionale Bewertung der kaltzeitlichen flächigen Erosion in Norddeutschland infolge der Überlagerung der flächenhaften mechanischen Abtragung (vgl. Kap 4.2.4) von bereits abgelagertem Quartärmaterial gegenüber einer linienhaften Tiefenerosion durch Schmelzwassereinwirkungen sowie der im Gletschervorland stattfindenden Tiefenerosion ist aufgrund der Komplexität dieser Prozesse bisher nicht möglich.

4.4.2 Mechanisch-hydraulische Belastung in Rinnenstrukturen

Ein wichtiges Phänomen der glazialen Morphologie sind die übertieften Rinnenstrukturen, die in Norddeutschland weit verbreitet sind (z. B. STACKEBRAND et al. 2001, vgl. Kap. 4.2.5). Untersuchungen von LUTZ et al. (2009) und JØRGENSEN & SANDERSEN (2006) zeigen, dass während des Pleistozäns Rinnen mehrfach überfahren, erodiert und wieder verfüllt wurden (vgl. Abbildung 27). Daraus ist abzuleiten, dass bei zukünftigen Kaltzeiten davon ausgegangen werden kann, dass dieses bereits vorhandene Netz an Erosionsstrukturen in Form der bekannten Tunneltäler bzw. übertiefter Täler Süddeutschlands erneut genutzt wird.

Die oft feststellbare Parallelität von Salzstrukturen und Rinnen (u. a. PIOTROWSKI 1993) hängt sehr wahrscheinlich damit zusammen, dass Schwellen über den Salzstrukturen und Tröge an ihren Seiten den Eisfluss lenkten und sich im Bereich der Tröge Eisströme herausbildeten. Das dort mächtigere und rascher fließende Eis führte zu verstärkter Ausschürfung. Stärkere Eintiefung bedingte dann wiederum größere Eismächtigkeit und damit weiter verstärkte Erosion.

Zusätzlich zum rinnenartigen Schurf durch Gletscher ist insbesondere die Wirkung des im, am und unter dem Eis fließenden Schmelzwassers für die Ausbildung des Reliefs des subglazigenen Untergrundes entscheidend. Dieses führt Gesteinspartikel mit sich, die erosiv auf den Untergrund einwirken. Die Effizienz dieser Prozesse hängt wesentlich von Fließgeometrie, Fließgeschwindigkeit sowie Korndurchmesser und -form ab. Strömungstechnisch stellen sich Gerinneformen, bei denen der Abfluss örtlich stark konzentriert und/oder unter stumpfem Winkel auftritt sowie Strömungen mit Rezirkulation ("Gletschermühlen") als besonders abrasionseffektiv heraus, insbesondere dann, wenn große und kantige Geschiebeanteile vertreten waren.

Darüber hinaus kann die hydromechanische Wirkung von Supercooling-Effekten auf das Gestein im Umfeld von Rinnen zu Spannungseinträgen im Untergrund führen (vgl. Kapitel 4.2.3) und damit zur Destabilisierung der Horizonte beitragen.
4.4.3 Verstärkter Grundwasserfluss

Bei mehreren Gletschervorstößen ist mit vergleichbaren hydrogeologischen Vorgängen zu rechnen, wie sie bereits in den Kapiteln 4.1.3 und 4.2.3 und 4.3.3 erläutert wurden: Je nach Gletschereisbasis und Permafrostbedingungen können z. T. erhebliche Mengen subglazialen Schmelzwassers infiltrieren und in der Tiefe gegenüber leichtlöslichen Gesteinen zu Ablaugungsprozessen führen. Nach DUPHORN (1986) haben vier Subrosionsphasen während des jüngeren Quartärs am Salzstock Gorleben großflächig 200 bis 400 m Salzgestein (ca. 4 km³) abgelaugt. Durch den Überlagerungsdruck der Deckschichten infolge der Eisauflast steigt der Flüssigkeitsdruck im Gestein, der zu Spannungsrissen führen kann und weitere Wegsamkeiten für nachfolgendes Schmelzwasser bildet. Je nach Vorkommen und Tiefenausbreitung des Permafrostes kann zudem auch die Grundwasserfließrichtung verändert werden und sich auf die Wirtsgesteinsformation auswirken.

4.4.4 Hydrochemische Aspekte

Die heutigen hydrochemischen Bedingungen im Bereich von Salzstöcken mit Rinnenkontakt, wie z. B. Gorleben, zeigen im unteren Grundwasserkörper, der in direktem Kontakt mit dem Salinarkörper steht, Salzkonzentrationen von 100 g/l bis zur Salzsättigung von etwa 320 g/l. (KLINGE et al. 2002, 2007). Zugleich liegt in diesen Grundwässern ein anaerobes Milieu vor. Aufgrund des nahezu gesättigten Zustandes kommt es rezent nur noch zu geringer Ablaugung. Da die heutigen Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers nur sehr gering sind (BOEHME et al. 1995 in KELLER 2001), erfolgt der Abtransport der Salze über ebenfalls nur langsam wirksame Diffusions- und Dispersionsvorgänge (KELLER 2001).

Im Zuge mehrerer zukünftiger Vereisungsphasen und einer möglichen "Wiederbenutzung" der bereits vorhandenen Rinnenstrukturen (LUTZ et al. 2009, vgl. Kap. 4.4.4.) sind die wiederholte erosive Abtragung heutiger Rinnenfüllungen (quartäre Lockersedimente) und eine weitere Vertiefung dieser Rinnen durch subglaziale Schmelzwässer nicht auszuschließen. Dadurch könnten heute vorhandene grundwassergeringleitende Schichten ausgedünnt oder - je nach Intensität des Vorganges - sogar abgetragen werden.

Die mögliche Infiltration von Schmelzwässern bewirkt eine verstärkte Grundwasserdynamik. Bei Kontakt mit aufgesalzenen oder salzgesättigten Grundwässern können Verdünnungseffekte begünstigt werden, die letztlich zu einem Abtransport des derzeit quasi-stationären mineralisierten Grundwassers führen. Das nachströmende Frischwasser verfügt aufgrund seiner relativ geringen Mineralisierung gegenüber dem Salzkörper im Kontaktbereich über ein großes Lösungspotenzial. Zudem herrscht in diesen Wässern ein insgesamt aerobes Milieu vor, was bei der Beurteilung des Migrationsverhaltens von Radionukliden von Bedeutung ist (KELLER 2001).

4.4.5 Auswirkungen glazigener Veränderungen auf potenzielle Endlagerformationen

Studien bzw. Modellierungen zur Frage der Auswirkungen zukünftiger Vereisungen mit häufigen Gletschervorstößen und -rückzügen und unterschiedlichen Permafrost-Ausbreitungen auf die Morphologie liegen nicht vor. Die Ergebnisse von mehr als 25.000 km 2D-Seismik und etwa 3.000 km² 3D-Seismik aus der Deutschen Nordsee durch die Untersuchungen von LUTZ et al. (2009) weisen jedoch mit zahlreichen internen Erosionsstrukturen ("cut and fill") darauf hin, dass mehrere Generationen (mindestens 3) von Tunneltälern im Untersuchungsgebiet vorliegen. Sie folgern daraus, dass die im Zuge der häufigen Eisvorstöße und -rückzüge während des Pleistozäns angelegten Rinnensysteme wieder benutzt, mehrmals teilweise erodiert und anschließend wieder verfüllt wurden. Die Rinnen in der östlichen und zentralen Nordsee wurden vermutlich während der Elster-Kaltzeit angelegt, da die umliegenden niederländischen, dänischen und festländischen deutschen Rinnen ebenfalls elsterzeitliches Alter aufweisen (LUTZ et al. 2009). Mehrere Generationen von Tunneltälern wurden ebenfalls in Dänemark durch JØRGENSEN & SANDERSEN (2006) beobachtet, die jedoch auch von präquartären Rinnenanlagen ausgehen (Abbildung 56).

Es ist demnach nicht auszuschließen, dass die bereits existierenden Rinnen auch im Fall einer zukünftigen Vereisungsphase wieder benutzt werden könnten, es muss auch damit gerechnet werden, dass sich diese im Verlauf weiterer Gletscherdynamik morphologisch verändern und möglicherweise vertiefen und verbreitern Abbildung 27. Inwiefern das Substrat relevant für die Bildung von Tunneltälern ist, untersuchten SANDERSEN & JØRGENSEN (2009). Ihre Ergebnisse zeigen, dass wieder verfüllte Tunneltäler sowohl in unkonsolidierten Schichten von Ton, Schluff und Sand, als auch in verfestigten Kreide- und Kalkgesteinen eingeschnitten sind. Die Häufigkeit, mit der die Tunneltäler in Dänemark auftreten, zeigt, dass aufgrund der Unterschiede in der hydraulischen Leitfähigkeit vermehrt Tunneltäler in Gebieten mit tonigen Substraten auftreten und weniger in Gebieten mit Kreide- und Kalkgestein.



Abbildung 56: 3D-seismische Darstellung eines Zeithorizontes in der südlichen Nordsee (a) und die Identifikation von drei Generationen an Tunneltälern (b) (LUTZ et al. 2009).

Zum Zeitfaktor, der zwischen Gletschervorstößen und -rückzügen besteht, liegen kaum Informationen für Deutschland vor, die Aussagen über generelle Trends zulassen würden und in jeder Region des Eisschildes ähnliche Ausmaße haben. Hochrechnungen von EHLERS (1990, EHLERS et al. 2007) geben für die Weichsel-Vereisung Geschwindigkeiten in der Vorstoßrichtung an, die zwischen 50 und 150 m/Jahr liegen. Diese Angaben stimmen in ihrer Größenordnung in etwa mit Radiocarbon-Untersuchungen von PORTER & SWANSON (1998) überein, die für die Puget-Gletscherzunge des Cordilleran-Eisschildes in British Columbia, Kanada, Vorstoßraten von 135 m/Jahr und doppelt so schnelle Gletscherrückzüge beobachteten. Jedoch bleibt anzumerken, dass in anderen Bereichen dieses Gletschers von anderen Autoren deutlich abweichende Raten berechnet wurden (PORTER & SWANSON 1998). Hieraus ergibt sich, dass selbst innerhalb einer einzelnen Gletscherzunge an den unterschiedlichen Untersuchungslokationen unterschiedliche Vorstoß- und Rückzugsraten beobachtet werden.

Deutlich schneller als der Eisschild während der Weichsel-Kaltzeit hat sich in Deutschland der Elster- und Saale-Eisschild bewegt. Berechnete Geschwindigkeiten an untersuchten Bändertonen von JUNGE (1998) geben Werte für den Eisvorstoß von 250 m/Jahr für die Elster- und 140 m/Jahr für den Saale-Vorstoß in der Region Leipzig an. Hochrechnungen zur Geschwindigkeit des Gletscherrückzuges liegen für Deutschland nicht vor. Mit Bezug auf die Tiefenlage der Quartärbasisfläche (Abbildung 26) und SONNTAG & LIPPSTREU (1997), die im Gebiet Brandenburg Rinnentiefen von mehr als 500 m zeigen, ist nicht auszuschließen, dass während zukünftiger Kaltzeiten durch Rinnenneuanlage häufiger Salzstrukturen in Kontakt mit subglazialen Schmelzwässern kommen können. Für die Wirtsgesteinsformation Ton ist nicht auszuschließen, dass sowohl tertiäre und als auch die von HOTH et al. (2007) als untersuchungswürdig eingestufte Tonformation des Unter- und Mitteljuras sowie der Unterkreide (Abbildung 57) möglicherweise ebenfalls beeinflusst werden, da sie in Tiefen zwischen 300 und 1.000 m liegen.



Abbildung 57: Teilgebiete untersuchungswürdiger Ton- und Salzformationen in Deutschland (BGR 2007).

Im Zuge zukünftiger Kaltzeiten kann eine Fortsetzung bereits beobachteter glazialer Beanspruchungen von Kluftsystemen und Trennflächen im Wirtsgestein nicht ausgeschlossen werden. Die von BAUER (1991) beobachteten und als vermutlich kryogener Herkunft interpretierten Risse, die in norddeutschen Salzdiapiren beobachtet wurden, stellen, obwohl sie sekundär verheilt sind, Schwächezonen dar, die bei erneuter Abkühlung möglicherweise zu weiteren Kontraktionsrissen im Salz führen könnten.

5 QUANTIFIZIERUNG MÖGLICHER SICHERHEITSRELEVANTER VORGÄNGE

5.1 Vorgänge im Ton

Die im Kapitel 5.1 zusammengefassten Ergebnisse der numerischen Fallstudien im Ton liegen in vollständiger Ausfertigung diesem Abschlussbericht im Anhang bei.

Eiszeitlich bedingte Prozesse und Ereignisse, die sowohl in geologischen Zeiträumen abgelaufen sind, als auch rezent ablaufen, sind in zahlreichen Veröffentlichungen gut dokumentiert (vgl. Kapitel 3). Geologische Befunde liefern Hinweise zu Eisausbreitung, Veränderungen in der Oberflächenmorphologie, klimatischen Bedingungen, Hydrogeologie und Vegetation z. B. aus den pleistozänen Kaltzeiten in Deutschland und Nordeuropa. Anhaltspunkte für Eismächtigkeiten während der pleistozänen Vereisungsphasen liegen aus Modellvorstellungen vor. Durch Untersuchungen in heute vergletscherten Gebieten liegt eine Reihe von Kenntnissen zu den Vorgängen vor, die während Eisvorstoß und Eisrückzugsphasen ablaufen können.

Trotz derzeitigem Kenntnisstand sind Aussagen darüber, wie sich Kaltzeiten in Zukunft auf die oberflächliche Morphologie Deutschlands, die Hydrogeologie im Deckgebirge sowie die hydromechanische Integrität im anstehenden Gestein auswirken, nicht möglich. Dies bezieht auch Prognosen darüber mit ein, welche tatsächlichen Bedingungen im zeitlichen Verlauf an der Geländeoberfläche während zukünftiger Kaltzeiten vorliegen werden (z. B. Permafrost mit und ohne Eisbedeckung, Gletscherausbreitung und -mächtigkeit).

Im Rahmen der vorliegenden Studie werden Informationen aus der geologischen Vergangenheit als Eingangsparameter in hydraulische und mechanische Modelle für einen hypothetischen Standort in der Endlagerformation Tonstein verwendet, um Vorgänge zu simulieren und daraus resultierende Einwirkungen zu quantifizieren, die möglicherweise zu einer Beeinträchtigung der Endlagerformation führen könnten.

5.1.1 Grundlagen/Modellaufbau/Materialparameter

Grundlagen: HOTH et al. (2007) haben verschiedene Tongesteinsformationen in Deutschland bezüglich ihrer Rahmenbedingungen (z. B. Teufenlage, Mächtigkeit und laterale Erstreckung) als Eignung für ein Endlager von radioaktiven Abfällen entsprechend den Anforderungen des AKEND (2002) untersucht. Ihre Studie zeigt in der Zusammenfassung, dass mächtige, homogene Tonsteine in der Unterkreide sowie in Gesteinsformationen des Unter- und Mitteljura Norddeutschlands vorkommen. In Süddeutschland werden Gesteine des Mitteljura als untersuchungswürdig ausgewiesen. Diese Formationen erfüllen sowohl die vom AkEnd geforderten Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen, als auch international anerkannte wirtsgesteinsabhängige Auswahl- und deutsche Abwägungskriterien.

Aufgrund der regional unterschiedlichen Rahmenbedingungen für einen Endlagerstand fokussieren sich die Modellsimulationen auf einen hypothetischen Standort in Norddeutschland, wobei die Einwirkungen pauschal, d. h. nicht standortspezifisch oder für eine konkrete geologische Situation, angenommen sind. Die Modellrechnungen werden thermo-mechanisch gekoppelt durchgeführt, wobei die Modellannahmen bzgl. Geometrie der Endlagersituation und der Gesteinseigenschaften nachfolgend kurz dargestellt werden. Für die Durchführung der Modellbedingungen für ein Endlager im Ton sind folgende Randbedingungen zu berücksichtigen:

- Szenarien der zu erwartenden Einwirkungen (z. B. Dauer der Kaltzeit, Abkühlungsbetrag)
- Modellgeometrie (geologische und strukturelle Rahmenbedingungen von Endlager und Formationen)
- Materialeigenschaften (z. B. Festigkeit)
- In-situ-Spannungsbedingungen
- verwendete Rechentools / Modellrestriktionen

Während der Simulation werden stufenweise idealisierte, angenommene Annäherungen zu einer Serie von Ereignissen durchgeführt, die wahrscheinlich während einer zukünftigen Vereisungsphase eintreten werden. Dabei werden folgende Vorgänge als Simulationsschritte untersucht:

- (1) Einstellung stabiler Ausgangsbedingungen als Startbedingung für das Modell für einen definierten Zeitraum (1.000 Jahre)
 - a. Grundspannungszustand K₀
 - b. Temperaturgleichgewicht unter der Annahme von 8°C an der Oberfläche und einer Zunahme von 3°C/100 m Tiefe (geothermischer Tiefengradient)
- (2) Simulation Kaltzeit Permafrostbedingungen: Beginn heute, t = 0 und Abkühlung der Bodentemperaturen (von +8°C bis -10°C bei einer Rate von -15°C/Jahr)
- (3) Simulation der komplexen Vorgänge, die aus einer Gletschervereisung resultieren können. Diese umfassen folgende angenommene Teilprozesse:
 - Aufbau der Gletscherauflast von 1.000 m Eis (10 MPa) über einen Zeitraum von 500 Jahren
 - b. Gletschervorstoß über das Endlager mit einer Rate von 100 m/Jahr
 - c. Gletscherauflast bleibt für 10.000 oder 150.000 Jahre
 - d. Gletscherrückzug vom Endlagerstandort mit einer Rate von 100 m/Jahr
 - e. Reduzierung der Gletscherauflast durch Schmelzvorgänge über 500 Jahre bis zum Ende der Fallstudie

Modellaufbau: Die vorliegenden 2D-Analysen basieren auf einem generischen geologischen Aufbau. Die Größe des betrachteten Gebietes wurde mit 12 km Breite angenommen, um Einflüsse im Fernbereich der Grenzen zu minimieren. Weiterhin wurde eine Betrachtungsgesamttiefe von 1.000 m angenommen, wobei das anstehende Material nicht durch mechanisches Einwirken deformierbar ist. Es wird ebenso angenommen, dass jegliche Abkühlungen an der Oberfläche das Material unterhalb von 1.000 m Teufe nicht beeinflusst.

In dem geologischen Modell wird zwischen den folgenden Schichten unterschieden:

- 300 m quartäres Lockersediment (L1)
- 100 m Tonstein (L2)
- 200 m Ton (L3) Einlagerungsformation
- 400 m Tonstein (L4)

In diesem geologischen Modellaufbau liegt mittig, in der Einlagerungsformation Ton (L3) in einer Tiefe von 500 m unter der Geländeoberfläche ein angenommener HAW-Endlagerungsbereich von 1.000 m Breite und 10 m Höhe (Abbildung 58).

Ein Gletscher von 1.000 m Mächtigkeit und 4 km Breite wurde in das Modell implementiert, so dass der Gletscher bei der Überfahrung des Einlagerungsbereiches diesen vollständig abdeckt. Der Gletscher weist im Modell die Form eines Rechteckes mit geraden Kanten auf. Unter Anwendung dieser Annahmen wurde wie in der Abbildung 58 dargestellt, das Modell entwickelt.



Geometrisches Gitternetzmodell

Abbildung 58: Aufbau des geometrischen Modells im Ton.

Um mögliche Veränderungen, die durch den Gletscher hervorgerufen werden, im Detail im Endlager-Nahfeld darstellen zu können, wurde das Gitternetz im Bereich der Endlager-Umgebung und an der Geländeoberfläche verdichtet. Dadurch lassen sich hochauflösend mögliche geomechanische Änderungen in diesen Bereichen überprüfen.

Das Modell mit dem Endlagerbereich (dargestellt als waagerechte Linie in der Abbildung 59) und den geologischen Rahmengesteinen sowie das Gitternetz in der Umgebung des Einlagerungsbereiches sind in der Abbildung 59 und der Abbildung 60 dargestellt. Die vertikale Skala in der Abbildung 59 zeigt 50-m-Intervalle.



Abbildung 59: Modellaufbau in der näheren Umgebung des HAW-Endlagers mit Sedimentauflage.



Abbildung 60: Detailausschnitt mit Vernetzungsstruktur.

Materialparameter: Das abgebildete geologische Modell orientiert sich qualitativ an einem Endlagerstandort mit Materialeigenschaften für Standorte Norddeutschlands. Grundlage ist jeweils der elasto-plastische Materialansatz, wie er im numerischen Code ELFEN implementiert ist.

Die für die Berechnungen angesetzten Materialparameter sind entsprechend den ausgehaltenen Homogenbereichen (bzw. Gesteinsschichten) in der Tabelle 6 zusammengestellt. Zusätzlich wurden Parameter für die mechanische Wechselwirkung Gletscher / Untergrund sowie das mechanische Verhalten des Einlagerungsbereiches angesetzt. Bei den mechanischen Eigenschaften wird keine Temperaturabhängigkeit betrachtet.

Eigenschaft	Einheit	Quartär L1	Tonstein L2 + L4	Ton L3	Gletscher	Endlager
Dehnungsmodul (E)	(MPa)	7.700	15.600	15.600	7.000	30.000
Poissonzahl (v)	(-)	0,28	0,30	0,30	0,30	0,30
Raumdichte (rho)	(kg/m ³)	1.925	2.700	2.700	1.000	2.700
Mohr Coulomb Co- hesion (coh)	(MPa)	0,10	0,10	0,10	-	-
Mohr Coulomb Fric- tion (fric)	(degrees)	35	29	29	-	-
Mohr Coulomb Dila- tion (dil)	(degrees)	0	0	0	-	-
Zugfestigkeit	(MPa)	0,01	-	-	-	-

Tabelle 6 [.]	Angenommene Materialeigensch	aften der Schichten	(unveröff Daten)
	Angenommene materialeigensen		(unveron. Daten)

L = Layer

 Tabelle 7:
 Thermische Eigenschaften der verschiedenen Schichten (unveröff. Datenbasis)

Eigenschaft	Einheit	Quartär L1	Tonstein L2 + L4	Ton L3	Gletscher	Endlager
Wärmeausdehnungs- koeffizient	(-)	2e-6	2e-6	2e-6	-	2e-6
Wäremleitfähigkeit (k)	(W/(Km)	2,00	2,00	2,00	-	2,00
Spezifische Wärme- kapazität (S)	(J/kg/K)	1.000	1.000	1.000	-	1.000

L = Layer

Bei den thermischen Gesteinsparametern (vgl. Tabelle 7) wird angenommen, dass das thermische Verhalten zwischen den unterschiedlichen Materialien nicht signifikant variiert.

Das Endlager wird idealisiert als steife Einschaltung behandelt, d. h. es ist vollständig verfüllt und kann somit nicht kollabieren. Es wird angenommen, dass das Eigengewicht des Endlagers dem Gewicht des umgebenden Tons entspricht.

5.1.2 Grundspannungszustand

Die vertikalen In-situ-Spannungen (σ_v) ergeben sich aufgrund der teufenabhängigen Wirkung entsprechend der vertikalen Mächtigkeit und Dichte für jedes unterschiedliche Material.

Für die horizontalen Spannungskomponenten K_{H1} und K_{H2} , die die lateralen In-situ-Spannungen definieren, wird angenommen, dass sie unmittelbar von der Poissonzahl (K=v/(1-v)) abhängen, wie sie in der Tabelle 6 zusammengestellt sind:

- vertikale In-situ-Spannung $\sigma_v = \rho gh$
- horizontale In-situ-Spannung $\sigma_{H1} = K_{H1} x \rho gh = v/(1-v) x \sigma_v$
- horizontale In-situ-Spannung (auf gleicher Ebene) $\sigma_{H2} = K_{H2} x \rho gh = v/(1-v) x \sigma_v$

In der Konsequenz sind die horizontalen Spannungen zunächst gleich, wobei unterstellt wird, dass kein tektonisch induziertes Spannungsregime einwirkt.

Die Abbildung 61 stellt den teufenabhängigen Grundspannungszustand (vertikale und horizontale Spannungen) sowie die Temperaturen für die lithologische Gesteinssäule dar. Ausgehend von der vorliegenden hexagonalen Symmetrie gelten diese Randbedingungen schichtparallel.



Abbildung 61: Ausgangs-Spannungs- und Temperaturbedingungen in Abhängigkeit von der Tiefe.

Bezüglich der Temperaturverteilung wird angenommen, dass an der Oberfläche des Modells 8°C herrschen und die Temperatur mit einem geothermischen Gradienten von 3°C/100 m Tiefe zunimmt. Somit liegen in der Tiefe des potenziellen Endlagers (500 m) Temperaturen von etwa 23°C vor und die Temperatur steigt bis zur Endtiefe des Modells von 1.000 m linear auf 38°C an.

5.1.3 Numerischer Rechencode

Für die Berechnungen wurde der vollständig hydraulisch-mechanisch gekoppelt arbeitende FEM/DEM-Code ELFEN (Rockfield Software Ltd. 2007. ELFEN 2D/3D numerical modelling package) verwendet, mit dem sowohl dreidimensionale als auch zweidimensionale Modellgeometrien untersucht werden können. Hier wurde ein 2D-Profilschnitt untersucht. Der gegenüber konventionellen numerischen Simulationstools verwendete Code ist eine Kombination aus Kontinuums- (FEM, z. B. FLAC) sowie Diskontinuumsansatz (DEM, z. B. UDEC). Dies bedeutet, ausgehend von einer intakten Gesteinsmatrix wird solange analog FEM gerechnet, bis sich mit Überschreiten eines Festigkeitskriteriums Risse öffnen, die dann als Unstetigkeit über DEM-Ansätze bearbeitet werden. Dabei findet eine lokale Neuvernetzung des Berechnungsgitters mit neuen Eigenschaften statt, so dass z. B. Kontaktflächeneigenschaften an Störungszonen oder Rissen bewertet werden können.

Die "distinkten Elemente Methode", kurz DEM für das Diskontinuum, wird in der Regel eingesetzt, um die Reaktion und das Verhalten eines mit Trennflächen durchzogenen Gebirges, das durch eine dynamische oder statische Belastung beansprucht wird, zu simulieren. Das durchtrennte Gebirge wird dabei häufig als ein System von elasto-plastischen Kontinuumselementen (Blöcke) betrachtet. In den Trennflächen gelten Mohr-Coulomb'sche Grenzbedingungen. Blöcke sind deformierbar, als Freiheitsgrade sind Translation, Rotation und Aufgleiten möglich. In der vorliegenden Fallstudie wurden vorrangig thermo-mechanische Matrix-Eigenschaften untersucht.

Hinsichtlich der geomechanischen Notation der Spannungen und Temperaturen gelten folgende Festlegungen:

- kompressive Spannungszustände haben positive bzw. Zugspannungen negative Vorzeichen
- Verformungen haben ein positives Vorzeichen bei Bewegung nach rechts bzw. nach oben gerichtet und ein negatives Vorzeichen bei Bewegungen nach links und Bewegungen nach unten gerichtet
- Temperaturen sind positiv für Werte über 0°C und negativ für Werte unter 0°C

Es werden nur statische Berechnungen durchgeführt.

Alle Abbildungen in diesem Kapitel sind mit folgenden Einheiten beschriftet:

- Mechanische Spannungen: Pascal (Pa)
- Verformungen: Meter (m)
- Temperaturen: Grad Celsius (°C)
- Zeit: in Jahren

Eine Anzahl an Beobachtungspunkten wurde innerhalb des Modellaufbaus ausgewählt, um hochauflösend Temperaturen, Spannungen und Verlagerungen während der Analyse zu kontrollieren. Die Beobachtungspunkte wurden in 100-m-Schritten gewählt, beginnend unterhalb der Modelloberflächen, mittig innerhalb des Endlagerbereiches und unterhalb des Endlagerbereiches bis in eine Tiefe von 700 m (Abbildung 62).



Abbildung 62: Festgelegte Beobachtungspunkte zur Erfassung von Parameterveränderungen im Tonmodell.

5.1.4 Rahmenbedingungen Fallstudien

Für die Untersuchungen werden die Langzeiteinwirkungen durch zwei unterschiedliche Prozesse, die jeweils aus vergleichsweise kurzfristigen Änderungen resultieren, betrachtet, wobei insbesondere Gleichgewichtszustände vor und nach dem Ereignis berücksichtigt werden:

- Abkühlung der Bodenoberfläche über ein definiertes Zeitintervall
- Simulation der Eisauflast durch einen Gletschervorstoß

Dabei werden jeweils zwei Zeiträume betrachtet: 10.000 Jahre bzw. 150.000 Jahre, so dass im Ergebnis 4 Analysen vorliegen.

5.1.4.1 Abkühlungsprozess

Der Prozess der Oberflächenabkühlung, die in das Modell implementiert ist, simuliert den Übergang von durchschnittlichen heutigen Bedingungen zu Bedingungen, die eine glaziale Periode repräsentieren. Der Abkühlungsprozess wird durch eine festgelegte Abkühlung pro Zeiteinheit erzielt. Er basiert auf der Reduktion der Oberflächentemperatur von -15°C pro 100 Jahre und reduziert die Oberflächenbedingungen ausgehend von +8°C auf -10°C in insgesamt 120 Jahren (Abbildung 63). Diese Festlegung der Temperaturen beruht auf heutigen Bodentemperaturen im Jahresdurchschnitt und modellierten Bodentemperaturen während des letzten glazialen Maximums für Nord- und Zentraleuropa (Kapitel 3). Anzumerken ist, dass die hier gewählte Temperaturabnahme noch schneller erfolgt, als dort prognostiziert. Damit wird ein vergleichsweise ungünstigerer Zustand betrachtet, als er in üblichen Szenarien sonst unterstellt wird.

Nach 120 Jahren bleibt die Boden-Oberflächentemperatur konstant. Somit liegen Permafrostbedingungen vor, wobei sich die Abkühlung zeitabhängig zur Tiefe fortsetzt. Die Reichweite des Abkühlprozesses erreicht jedoch nicht die Unterkante des Modellschnitts von 1.000 m.



Abbildung 63: Festgelegte glazigene Abkühlung der Bodenoberfläche.

5.1.4.2 Eisbedeckung durch Gletscher

Zusätzlich zur Oberflächenabkühlung werden in den Untersuchungen die Entwicklung, der Vorstoß und der Rückzug eines Gletschers über einem potenziellen Endlagerstandort betrachtet. Um diesen Prozess zu simulieren, wurde eine numerische Berechnung angenommen, der der folgende Ablauf zugrunde liegt:

- Entwicklung eines Überlagerungsdrucks durch einen 1.000 m mächtigen Gletscher
- schneller Vorstoß der glazialen Auflast zu einer Position direkt über dem Endlager
- der Gletscher liegt direkt über dem Endlager für 10.000 bzw. 150.000 Jahre
- schneller Rückzug der Gletscherauflast vom Endlagerstandort
- Beseitigung der Gletscherauflast durch Simulation einer Gletscherschmelze

Für den in dieser Studie angenommenen 1.000 m mächtigen Gletscher resultiert, ausgehend von seiner Dichte (Tabelle 6), ein Überlagerungsdruck von 10 MPa. Die Daten zur Eismächtigkeit basieren auf Untersuchungen der BGR (1990), die für den norddeutschen Raum Eismächtigkeiten während der Elster- und Saale-Kaltzeit von 800 bis 1.000 m annehmen. Es wird weiter angenommen, dass sich der volle Überlagerungsdruck von 10 MPa über einen relativ kurzen Zeitraum von 500 Jahren entwickelt (Abbildung 64).





Der Prozess des Gletschervorstoßes, der im Modell simuliert wird, bezieht sich auf einen 4 km breiten Gletscher, der über eine Strecke von 4 km vorstößt und sich somit zeitweise komplett über dem potenziellen Endlager befindet.

Es wird angenommen, dass sich der Gletscher mit einer Geschwindigkeit von 100 m/Jahr über den Standort hinweg bewegt, so dass er nach etwa 40 Jahren zentral über dem Endlager positioniert ist. Die Annahme der Gletschergeschwindigkeit basiert auf Berechnungen von EHLERS (1990), der Vorstoßgeschwindigkeiten von 100 bis 150 m/Jahr während des LGM berechnete. Der Überlagerungsdruck durch den Gletscher wird an die liegenden Schichten weitergegeben.

Nachdem der Gletscher 4 km vorgestoßen ist, bleibt er anschließend mit seiner vollständigen Auflast in der Simulation 1 für 10.000 Jahre und in Simulation 2 150.000 Jahre über dem Endlagerbereich liegen. Nach diesen Zeiträumen zieht sich der Gletscher mit der gleichen Geschwindigkeit von 100 m/Jahr zurück. Unmittelbar nach dem Rückzug des Gletschers, reduziert sich der Überlagerungsdruck auf Null. Die Dauer des Abschmelzprozesses beträgt 500 Jahre.

5.1.5 Szenarien

Ausgehend von den in den vorherigen Kapiteln formulierten Vorgängen werden schrittweise Fallstudien entsprechend verschiedener Einwirkungen und Modellkonstellationen durchgeführt. Ziel ist die Untersuchung der daraus resultierenden Einwirkungen auf das generische Endlager, das sich in 500 m Tiefe unter der Geländeoberfläche befindet.

Im Detail werden folgende Fälle betrachtet:

- Auswirkungen der vorher beschriebenen Abkühlphase (Kaltzeit)
 - $\circ~$ über einen Betrachtungszeitraum von 10.000 Jahren
 - o über einen Betrachtungszeitraum von von 150.000 Jahren
- Auswirkungen für den kombinierten Effekt einer oberflächlichen Abkühlung mit Simulation eines schnellen Eisvorstoßes/-rückzuges
 - o über einen Betrachtungszeitraum von 10.000 Jahren
 - o über einen Betrachtungszeitraum von 150.000 Jahren

Ausgehend von den ausgewiesenen Temperatur- und Spannungsänderungen erfolgen Einschätzungen zu den verschiedenen Szenarien bzgl. einer potenziellen Integritätsverletzung.

In einer Detailstudie werden weiterhin die Einwirkungen eines Porendruckes im Deckgebirge mit dem Ziel untersucht, abzuschätzen, ob vor dem Hintergrund der in den vorhergehenden Fallstudien dokumentierten Spannungsbedingungen eine Verletzung des hydraulischen Kriteriums möglich ist.

5.1.5.1 Fallstudie I: Auswirkungen einer Kaltzeit - 10.000 Jahre

Die Fallstudie I betrachtet das Endlager mit den Nebengesteinen unter Einwirkung der vorher beschriebenen Abkühlung (Permafrost), die anschließend für den Zeitraum von 10.000 Jahren beibehalten wird.

Modellierte Temperaturverteilung: Ausgehend von der schnellen Abkühlung von 8°C Oberflächentemperatur auf -10°C über einen Zeitraum von 120 Jahren setzt sich die Abkühlung sehr viel langsamer zur Tiefe hin fort. Wie die Abbildung 65 zeigt, gibt es innerhalb der ersten 2.000 Jahre eine signifikante Temperaturunstetigkeit im Tiefenprofil, wobei zwischen der Oberflächentemperatur und der 100-m-Isotherme ein Temperaturunterschied von bis zu 15°C vorliegt, der aber im zeitlichen Verlauf mit zunehmender Abkühlung zur Tiefe hin kleiner wird. Die Abkühlung schreitet zwar bis zum Ende des Betrachtungszeitraumes fort, allerdings ist der Temperaturgradient in den



betrachteten Teufen > 300 m nur geringfügig verändert, so dass die Temperatureinwirkung auf ein Endlager in 500 m Teufe vernachlässigbar ist.

Abbildung 65: Temperaturergebnisse im Tonmodell (Abkühlungsphase und Permafrosteinwirkung).

Vertikale Verlagerung durch thermische Kontraktion: Die vergleichsweise geringen Einwirkungen sind durch die auftretenden Spannungsänderungen und Verformungen belegt. Wie die Abbildung 66 zeigt, treten analog zur Temperatureinwirkung deutliche Verformungen aufgrund thermischer Kontraktion nur innerhalb der ersten 100 m auf. Allerdings sind thermisch induzierte Senkungen (Gesteinskontraktionen) nur gering, d. h. sie liegen in der Größenordnung von wenigen mm vor und setzen sich analog zur Abkühlung zur Tiefe hin fort. Die Senkungen sind über den Betrachtungszeitraum von 10.000 Jahren noch nicht abgeschlossen und betragen bis zu diesem Zeitpunkt an der Oberfläche weniger als 35 mm.



Abbildung 66: Verformung durch thermische Kontraktionen im Tonmodell nach Abkühlung an der Oberfläche.

Spannungsprofile: Die teufenabhängigen Spannungsverteilungen (vertikal bzw. horizontal) sind in der Abbildung 67 über den Betrachtungszeitraum von 10.000 Jahren dargestellt. Aus diesen Ergebnissen wird deutlich, dass signifikante Spannungsänderungen (Entlastung) nur horizontal unmittelbar nach der Temperatureinwirkung auftreten (Zeitraum ca. 500 Jahre), wobei die resultierende Spannungsabnahme mit zunehmender Teufe kleiner wird. Gleichzeitig zeigt sich, dass durch das Endlager selber, das in einer Teufe von 500 m liegt, das Spannungsfeld relativ stärker beeinflusst wird. Das Endlager sollte aufgrund der Verfüllung, z. B. mit Zement, als steifer Einschluss wirken. Der Spannungszustand dort wurde zunächst mit 0 angesetzt, woraus weiträumige Spannungsumlagerungen resultieren.





Weiterhin wurden die vorliegenden Scherspannungen, die Hinweise auf das vorliegende Schädigungspotenzial geben können, berechnet. Die resultierenden Scherspannungen liegen generell bei < 0,5 MPa.

Insgesamt zeigen die Modellrechnungen, dass die aus den Abkühlungseffekten resultierenden Spannungsänderungen zu gering sind, um mechanische Schädigungen im Endlagerniveau bewirken zu können. Allerdings wird auch deutlich, dass oberflächennah vor allem die Horizontalspannungen abgesenkt sind, was bezüglich einer Verletzung des Minimalspannungskriteriums unter Einwirkung einer Flüssigkeitssäule im Deckgebirge überprüft werden sollte.

Die vollständigen Berechnungen sind dem Anhang zu entnehmen.

Mechanische Schädigung - plastische Verformung: In Ergänzung der thermo-mechanischen Parameter (zeitliche Änderung der teufenabhängigen Verteilungen von Temperatur- und Spannungsfeld sowie der vorliegenden Senkungen), wurde als Indikator für eine mechanische Schädigung im Deckgebirge die plastische Deformation betrachtet. Wie bereits anhand der berechneten Scherspannungen zu erwarten war, treten im gesamten Modellbereich keine plastischen Verformungen auf, so dass durch den Abkühlungsprozess nicht mit Materialschädigungen aus der thermal induzierten Volumenänderung zu rechnen ist.

Die vollständigen Berechnungen sind dem Anhang zu entnehmen.

5.1.5.2 Fallstudie II: 150.000 Jahre Oberflächenabkühlung

Die Fallstudie II berücksichtigt das Verhalten eines Endlagers und des Wirtsgesteins unter Einfluss der vorher beschriebenen Abkühlung ausgehend von einer Periode von 150.000 Jahren. Dabei ist zu erwarten, dass die auftretenden Effekte qualitativ ähnlich denen der 10.000-Jahre-Prognosen sind.

Temperaturverteilung: In der Abbildung 68 sind die Temperaturrückgänge durch die vorher beschriebene, von der Oberfläche ausgehenden Abkühlung an den Beobachtungspunkten gegeben. Es wird deutlich, dass die oberflächliche Abkühlung signifikante Auswirkungen (lokal erhöhte Temperaturgradienten) nur während der 120 Jahre Abkühlungszeit bzw. danach über einen Zeitraum von ca. 15.000 Jahren zeigt. Insgesamt ist somit festzuhalten, dass Temperaturänderungen in einer Tonformation aufgrund des schlechten Wärmetransportvermögens so langsam ablaufen, dass aufgrund der Einwirkung einer Kaltzeit kritische Zustände (z. B. thermisch induzierte Risse im Bereich des Endlagers) nicht zu erwarten sind. Gegen Ende der Abkühlungsperiode (ca. 15.000 Jahre) hat sich in der Tonformation eine gleichmäßige Temperaturverteilung eingestellt.



Abbildung 68: Temperaturentwicklung an den Beobachtungspunkten im Tonmodell nach der Abkühlungsphase (Kaltzeit).

Vertikale Verformung durch thermische Kontraktion: In der Abbildung 69 sind die zu erwartenden vertikalen Verschiebungen in der Profillinie über dem Endlager dargestellt, die nach der oberflächlichen Abkühlung während einer anschließenden Kaltzeit mit konstant niedriger Oberflächentemperatur über den Beobachtungszeitraum von 150.000 Jahren zu erwarten sind.

Analog zum vorhergehenden Kapitel tritt unmittelbar als Folge der Temperatureinwirkung während der Abkühlungsphase eine schnelle oberflächliche Setzung ein, die sich über den anschließenden Zeitraum von mehr als 10.000 Jahren zur Tiefe hin fortsetzt. Nach ca. 15.000 Jahren werden an der Oberfläche temperaturbedingte Senkungen von ca. 35 mm bestimmt, die zur Teufe hin entsprechend abnehmen. Da sich die Temperatur im weiteren Beobachtungszeitraum nicht mehr ändert, liegt danach ein Gleichgewichtszustand vor.



Abbildung 69: Senkungen (vertikale Verschiebungen) im Tonmodell nach Abkühlung an der Oberfläche.

Spannungsprofile: Die in der Abbildung 70 dargestellten Effekte einer Abkühlung auf die Spannungsverteilung mit der Teufe sind qualitativ ähnlich, wie für die 10.000-Jahre-Konfiguration prognostiziert. Es wird deutlich, dass die thermale Abkühlung an der Oberfläche zu einer geringfügigen Reduzierung des kompressiven horizontalen Spannungszustandes führt, während die vertikale Spannungsverteilung nahezu unbeeinflusst ist.



Abbildung 70: Spannungsänderungen infolge der Abkühlung im Tonmodell.

Zusätzlich wurden die resultierenden Scherspannungen berechnet. Sie weisen analog zum vorher diskutierten Beobachtungszeitraum von 10.000 Jahren keine für eine Schädigung relevante Größenordnung auf. Entsprechend resultieren keine plastischen Verformungen, d. h. mechanische Schädigungen in den verschiedenen Tonhorizonten. Die vollständigen Berechnungen sind dem Anhang zu entnehmen.

5.1.5.3 Fallstudie III: 10.000 Jahre Oberflächenabkühlung und Gletschervorstoß

Die Fallstudie berücksichtigt die Effekte aus der bereits beschriebenen Oberflächenabkühlung sowie die Einwirkung eines lokalen Gletschers, der sich über das Endlager schiebt. Die vorhergehenden Fallstudien zeigen, dass sich über einen Zeitraum von 25.000 Jahren Abkühlung an der Oberfläche ein Gleichgewicht mit den Randbedingungen des angenommenen Materials unter der Modellregion einstellt. Somit werden hier zusätzlich zur Abkühlung zeitgleich die aus der glazialen Auflast resultierenden Effekte bewertet. Die glaziale Auflast ist durch einen 1.000 m mächtigen und 4 km weiten Gletscher repräsentiert. Die Vorstoßrate des Gletschers wird mit 100 m/Jahr angenommen, bis der Gletscher zentral über dem Endlager positioniert ist. Dort bleibt der Gletscher 10.000 Jahre auf der Position und schmilzt anschließend vollständig ab, so dass die Auflast auf Null reduziert wird.

Die Fallstudien I und II belegen erwartungsgemäß, dass thermische Einwirkung infolge der Abkühlung an der Oberfläche zu keinen signifikanten Veränderungen oder Einwirkungen (Verformungen bzw. Spannungsänderungen) zur Teufe hin führt. Hier ist die zusätzliche mechanische Einwirkung durch die Verschiebung des Gletschers an der Oberfläche zu betrachten. Diese Prozesse sind analog zu Kap. 5.1.1 sehr komplex und umfassen folgende Schritte:

- (1) Aufbau der Gletscherauflast von 1.000 m Eis (10 MPa) über einen Zeitraum von 500 Jahren (randliche Lage)
- (2) Gletschervorstoß über das Endlager mit einer Rate von 100 m/Jahr
- (3) Gletscherauflast verbleibt für 10.000 bzw 150.000 Jahre
- (4) Gletscherrückzug vom Endlagerstandort mit einer Rate von 100 m/Jahr
- (5) Reduzierung der Gletscherauflast durch Schmelzvorgänge über 500 Jahre bis zum Ende der Fallstudie

Die Wirkungen werden im Folgenden über Sammeldarstellungen diskutiert.

Es treten sowohl Änderungen des Spannungszustandes zur Tiefe hin auf, als auch horizontal infolge der seitlichen Verschiebung ausgehend von einer Randlage bis zur zentralen Lage über dem Endlager, die in deutlich komplexeren Belastungsmustern dokumentiert sind, als diejenigen aus reinen Temperaturänderungen. Unabhängig davon sind die aus Abkühlungseffekten resultierenden Temperaturänderungen im Deckgebirge und im Bereich des Endlagers qualitativ ähnlich (vgl. GOLDER ASSOCIATES 2010). Deshalb werden hier nur Ergebnisse für Änderungen der Spannungs- und Verformungsbedingungen im zeitlichen Verlauf diskutiert.

Horizontale Dehnungen und vertikale Senkungen/Hebungen: Ausgehend vom Spannungszustand unter Kaltzeitbedingungen führt die Bildung des Gletschers zunächst in randlicher Lage zum Endlager zu einer Erhöhung der Auflast, d. h. die wirkenden Spannungen nehmen teufenabhängig proportional zu, wobei dieser Effekt quasi instantan erfolgt. Mit der Verschiebung des Gletschers treten Änderungen insbesondere im Vorfeld der Gletscherfront auf (Abbildung 71). Dabei sind an der Oberfläche als Folge der horizontalen Kompression deutliche Spannungsspitzen zu verzeichnen, die sich nach Ausbildung einer stabilen Inlandsvereisungen wieder stabilisieren. Der Ver-



gleich der teufenabhängigen Spannungen vor und nach dem Eisvorstoß zeigt die Zunahme der Spannungen um ca. 10 MPa aus der 1.000 m mächtigen Eisauflast.

Abbildung 71: Spannungsänderungen aus Abkühlung und Gletschervorstoß im Tonmodell.

Mit Entwicklung der Gletscherauflast kommt es zu lokalen Verschiebungen im betrachteten Modell, die sich mit der Mobilisierung des Gletschers noch verändern. Die resultierenden Verformungen in horizontaler und vertikaler Richtung, wie sie in der Abbildung 72 und der Abbildung 73 entsprechend den vorher aufgeführten Prozessen als Einzelbilder dargestellt sind, zeigen ein komplexes Bewegungsmuster.



Die Legende ist asymetrisch; damit wird die Verschiebung in Richtung des Eisvorstoßes betont.

b) Zeit = 120 Jahre (Oberflächenabkühlung)



c) Zeit = 500 Jahre (Entwicklung der Gletscherauflast)



d) Zeit = 550 Jahre (Gletscherauflast vollständig entwickelt)



e) Zeit = 10.000 Jahre (Gletscherauflage)



f) Zeit = 11.000 Jahre (Abschmelzen des Gletschers)

Abbildung 72: Vertikalschnitt der horizontalen Verschiebung in der Umgebung eines Endlagers im Ton über eine Zeitspanne von 11.000 Jahren. Als Folge der seitlichen Auflast durch die randliche Lage des Gletschers kommt es mit Ausbildung der Gletscherauflast und dabei stattfindenden Einstanzung in den Untergrund auch zu seitlichen Verformungen bzw. Dehnungen, die auf die Mitte des Modells konzentriert sind (Folge der vorliegenden festen Verformungsbedingungen am rechten und linken Rand). Die vertikalen Verformungen (entsprechend des vorliegenden kompressiven Spannnungszustandes) reichen bis an die untere Modellrandgrenze, wobei dies mit einer Erhöhung des Grundspannungszustandes entsprechend der zusätzlichen Auflast einhergeht (vgl. Abbildung 71 für die Zustände "vor" und "nach" dem Gletschervorstoß).

Mit dem Vorschub des Gletscher (Zeitraum bei ca. 550 Jahren) kommt es infolge Reibung zu Scherprozessen an der vorhandenen Kontaktfläche zwischen Gletscher und Deckschichten mit lokalen horizontalen Verschiebungen (bis zu 2 m) im oberflächennahen Deckgebirge, was aus den dort vorherrschenden niedrigen Festigkeiten resultiert. Diese Einwirkungen bleiben während der danach betrachteten Standzeit von 10.000 Jahren erhalten.



c) Zeit = 500 Jahre (Entwicklung der Gletscherauflast)



d) Zeit = 550 Jahre (Gletschervorrücken)



e) Zeit = 10.000 Jahre (Gletscherauflage)



f) Zeit = 11.000 Jahre (Abschmelzen des Gletschers)

Abbildung 73: Vertikalschnitt der vertikalen Verschiebung (Senkung) in der Umgebung eines Endlagers im Ton über eine Zeitspanne von 11.000 Jahren. Durch die Ausbildung des Gletschers kommt es zu einer vertikalen Einstanzung des Gletschers ins Deckgebirge (Abbildung 73c), die sich mit der Verlagerung des Gletschers über die Endposition über dem Endlager noch weiter ausdehnt. Aufgrund der seitlichen Verschiebung des Gletschers sind die Setzungen unregelmäßig. Die auflastbedingten Setzungen betragen an der Oberfläche maximal ca. 1,5 m und setzen sich in abgeschwächter Form teufenabhängig bis über die Endlagerteufe hinaus fort (Abbildung 73d). Nach Abschmelzen des Gletschers kommt es zu einer mechanischen Entlastung, wobei allerdings die induzierten Setzungen zumindest teilweise erhalten bleiben.

Der in der Abbildung 74 dargestellte Vergleich der zeitlichen Entwicklung teufenabhängiger Dehnungen (vertikal und horizontal) entlang des Referenzprofils macht deutlich, dass zeitabhängige Setzungen erwartungsgemäß nur während der Ausbildung und Bewegung des Gletschers auftreten, wobei insbesondere bei Randlage des Gletschers über dem Endlager an der Oberfläche auch vertikale Hebungen von bis zu 0,6 m auftreten können, die im weiteren Verlauf durch die auflastbedingten Setzungen wieder überprägt werden.



a) horizontale Verschiebungen

b) vertikale Verschiebungen

Abbildung 74: Teufenabhängige horizontale und vertikale Verschiebungen aus der Kombination von Abkühlung und Gletschervorstoß im Tonmodell.

Mechanische Schädigung - plastische Verformung: Die Bewertung von mechanischen Schädigungsprozessen im Untersuchungsgebiet erfolgt über die eingetretene plastische Deformation, die aus dem Überschreiten des elastoplastischen Bruchkriteriums folgt. Wie in der Abbildung 75 dargestellt, treten plastische Versagensprozesse nur im Bereich der Kontaktzone Deckgebirge / Basis Gletscher auf. Dabei kommt es bereits bei statischer Auflast zu mechanischen Verformungen im unmittelbaren Kontaktbereich, welche sich bei seitlicher Fortbewegung noch ausdehnen. Allerdings ist die mechanisch geschädigte Zone maximal auf die obersten 100 m des Deckgebirges beschränkt und reicht nicht bis in die Endlagerteufe. Dies wird durch Detailstudien belegt (GOLDER ASSOCIATES 2010).



f) Zeit = 11.000 Jahre (Abschmelzen des Gletschers)

Abbildung 75: Profile der effektiven plastischen Deformation im Ton über einen Zeitraum von 10.000 Jahren.

5.1.5.4 Fallstudie IV: 150.000 Jahre Oberflächenabkühlung und Gletschervorstoß

Die Ergebnisse der Simulation einer statischen Einwirkung der Gletscherauflast über einen Zeitraum von 150.000 Jahre zeigen, dass analog zu den Vorhersagen der Fallstudien I und II die Unterschiede in den betrachteten Zeiträumen 10.000 bzw. 150.000 Jahre nur marginal sind. Dies resultiert aus der Tatsache, dass für die begleitende Modellierung des mechanischen Stoffverhaltens ein relativ einfacher elasto-plastischer Stoffansatz genutzt wurde, der zwar mechanische Spannungsumlagerungen oder plastische Verformungen abbilden kann, jedoch wird Kriechen nicht berücksichtigt. Kriechen beschreibt zeitabhängige Verformungsprozesse, die abhängig vom wirkenden Spannungsdeviator wirken. Da im Endlagerbereich offenbar hauptsächlich kompressive Spannungszustände wirken, sind dort langzeitig keine Schädigungen zu erwarten. Insofern werden diese Ergebnisse hier nicht diskutiert (für Details GOLDER ASSOCIATES 2010).

5.1.5.5 Fallstudie V: Verletzung des hydraulischen Kriteriums

In den vorhergehenden Kapiteln wurden Prozesse diskutiert, die sich aus der Einwirkung einer Kaltzeit (oberflächliche Abkühlung) sowie der Überlagerung durch eine Vereisung (Ausbildung einer Gletschereisrandlage sowie deren Vorstoß bis zur Inlandsvergletscherung) resultieren. Als ergänzende Betrachtung folgt hier die Bewertung der Wechselwirkungen, die aus einem im Deckgebirge wirkenden Fluiddruck resultieren können. Eine detaillierte Darstellung dieser Prozesse wird im Kapitel Salzgesteine (Kapitel 5.2) gegeben, so dass hier die relevanten Randbedingungen erläutert werden.

Im Wesentlichen handelt es sich um durch Fluiddruck induzierte Öffnungen von Korngrenzen und Vernetzung interkristalliner Fließwege, so dass Lösungen ins Wirtsgestein eintreten können. Als allgemein angewandtes Kriterium zur Prüfung des Dichtheitsverhaltens einer Wirtsgesteinsbarriere wird hier das Minimalspannungs- bzw. Fluiddruckkriterium entsprechend der Wirkung einer Flüssigkeitssäule angewandt. Als Synonym werden häufig die Begriffe Hydrofrac- oder Laugendruckkriterium verwendet:

 $p_{fl} < \sigma_{min}$

Durch Umstellung dieser Gleichung, d. h. über Betrachtung der Relation von kleinster Hauptspannung ($\sigma_{min} = \sigma_3$) und Porendruck (pfl) ergibt sich ein einfaches Bewertungskriterium für eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums:

Indikator Minimalspannungskriterium $I_{pf} = p_{ff} / \sigma_{min}$

Solange $I_{p^{n}} > 1$, besteht kein Risiko einer Flüssigkeitsdruck-induzierten Verletzung der Barrierenintegrität.

Der Porenflüssigkeitsdruck entspricht hier dem hydraulischen Wasserdruck der Flüssigkeitssäule im Deckgebirge, wobei die Dichte von reinem Wasser (ρ_w) mit 1.000 kg/m³ angenommen wurde.

Porenflüssigkeitsdruck, $p_{fl} = \rho_w gh$ mit "g" = Standardschwerebeschleunigung (= 9,81 m/s²), mit "h" Höhe der Wassersäule über dem Betrachtungspunkt.

Die Relevanz des hydraulischen Kriteriums für die Bewertung der hydromechanischen Integrität einer Tonformation ergibt sich aus folgender, rein analytischer Betrachtung des Grundspannungszustandes, wie er in Kap. 5.1.4 bereits für das vorliegende lithologische Profil abgeleitet wurde (Abbildung 76).

Danach entwickeln sich die Spannungen entsprechend des in Kap. 5.1.1 dokumentierten geologischen Strukturaufbaus bilinear zur Teufe hin, wobei der Wasserdruck linear zunimmt. Die Verlaufsänderung der mechanischen Spannungen resultiert aus der Dichtezunahme von Lockergestein (quartäres/tertiäres Deckgebirge) zu verfestigtem Tonstein in 300 m Teufe. Da ein statischer Grundspannungszustand ohne Einwirkung tektonischer Prozesse unterstellt wurde, betragen die horizontalen Spannungen (kleinste Hauptspannungen: $\sigma_{H1} = \sigma_{H2}$) nur etwa 40% (in Abhängigkeit von der Poissonzahl des Gesteins) des Betrages der Vertikalspannung = größte Hauptspannung. In der Konsequenz führt dies dazu, dass das Minimalspannungskriterium bis 500 m immer verletzt ist. Erst aufgrund der höheren Gesteinsdichte kommt es unterhalb von 300 m zu einer signifikanten Spannungszunahme, die letztlich die Wirkung einer Flüssigkeitssäule ab 500 m Teufe ausschließt.

Es ist anzumerken, dass diese Betrachtung des Eindringens von Grundwasser in ein Endlager stark schematisiert und vereinfacht ist, zumal insbesondere im niedrig porösen Tonstein der Porendruckwirkfaktor ungleich 1 ist, d. h. der Porenflüssigkeitsdruck paust sich im niedrig permeablen Gestein nicht unmittelbar durch, sondern seine Wirkung ist entsprechend reduziert.



a) indealisierte In-situ-Spannungsbedingungen und Porendruck entsprechend einer voll wirkenden Flüssigkeitssäule



Abbildung 76: In-situ-Spannungsbedingungen und Bewertung des Minimalspannungskriteriums.

Betrachtet man die Einwirkungen einer Kaltzeit (Abkühlungsphase), dann zeigt sich, dass sich zwar entsprechend den dabei veränderten Randbedingungen Abkühlungseffekte auch bezüglich der Spannungsbedingungen bemerkbar machen, dass diese aber allenfalls oberflächennah, d. h. nicht in Teufen > 100 m auftreten. Darüber hinaus stellt sich im zeitlichen Verlauf ein Gleichgewichtszustand ein.

Kommt es im Verlauf einer Vereisung zur Ausbildung einer Gletscherauflast, dann bedingt dies im Endlagerniveau bzw. im Nebengebirge eine Erhöhung der vorliegenden Spannungen. Die Bewertung des "Hydrofrac-Risikos" hängt dann wesentlich vom wirkenden Wasserdruck im Gletscher ab. Wenn der Wasserdruck dort signifikant kleiner ist als es der Eismächtigkeit entsprechen würde, dann kann eine Vereisung aufgrund des durch sie verursachten höheren Grundspannungszustandes zu einer Verringerung des potenziellen Hydrofrac-Risikos führen (vgl. Kapitel 5.3 und 5.4).

5.1.6 Kaltzeitliche Einwirkungen auf Tonformationen

Die Untersuchungen klimatischer Effekte auf hypothetische Endlager in einer Tonsteinformation berücksichtigen die Auswirkungen auf die Endlagerumgebung im Fall einer klimatischen Abkühlung (Fallstudien I + II) und Entwicklung einer glazialen Auflast (Gletscherbildung bzw. -randlage) mit einem nachfolgenden Gletschervorstoß mit Ausbildung einer Vereisung zentral über dem Endlager (Fallstudien III + IV). Die Berechnungen wurden jeweils für zwei Betrachtungszeiträume, 10.000 (kurze Klimaänderung) und 150.000 Jahre (lange Periode der Klimaeinwirkung), durchgeführt. Auf Basis der Modellrechnungen können für die zwei untersuchten Szenarien mit den beiden Beobachtungszeiträumen folgende Ergebnisse zusammengefasst sowie Aussagen abgeleitet werden:

1. Fallstudien I und II: Oberflächenabkühlung

In diesen Studien erfolgte eine Oberflächenabkühlung über einen relativ kurzen Zeitraum von 120 Jahren mit einer Abkühlung von 8 auf -10°C. Diese Abkühlung bzw. Kaltzeiteinwirkung wird anschließend sowohl über einen Zeitraum von 10.000 Jahren als auch über 150.000 Jahre aufrechterhalten.

Es zeigt sich, dass nur während der initialen Abkühlphase (120 Jahre) oberflächennah relativ große thermische Gradienten auftreten, die mit deutlichen Senkungen und mutmaßlich auch Reduzierungen der Horizontalspannungen einhergehen. Sie führen allerdings in keinem Fall zu einer Integritätsbeeinträchtigung des Endlagers in 500 m Tiefe. Aufgrund der schlechten Wärmetransporteigenschaften der Tonsteine und des Deckgebirges dauert es ca. 15.000 Jahre, bis sich im Deckgebirge ein Temperaturgleichgewicht eingestellt hat. Die aus den Abkühlungseffekten an der Oberfläche resultierenden integralen Senkungen während dieses Zeitraums betragen deutlich weniger als 0,4 m.

2. Fallstudien III und IV: Kombination Oberflächenabkühlung / Gletschervorstoß

Im Anschluss an die Abkühlungsphase wurde zusätzlich die Ausbildung eines Gletschers in randlicher Lage zum Endlager simuliert, der sich danach relativ schnell auf das Endlager zubewegt (Vorstoßgeschwindigkeit 100 m/Jahr), bis er direkt über dem Endlager liegt (Vereisung).

Es zeigt sich, dass die mit der Gletscherbildung zunehmende Eisauflast tiefgründig auf den Untergrund einwirkt, dabei stanzt sich der Gletscher oberflächennah bis zu einem Meter ins Deckgebirge ein. Dieser Prozess führt ebenfalls zu erheblichen Änderungen des vorliegenden Spannungsfeldes. Neben erhöhten Horizontalspannungen kommt es als Folge der Eisauflast zu einer Zunahme in der vertikalen Spannung im Bereich der Endlagerteufe von 8 auf 18 MPa. Dies entspricht der Zunahme, die durch das Eigengewicht des Gletschers bedingt ist. Da damit die Einspannung im Endlagerbereich größer ist, resultiert daraus keine Integritätsgefährdung, sondern das Potenzial für eine Rissbildung wird kleiner.

Die seitliche Verschiebung des Gletschers während des simulierten Eisvorstoßes führt zu erheblichen mechanischen Schädigungen am Kontakt Gletscher / Deckgebirge. Während des Vorstoßes wirkt der Frontbereich des Gletschers an der Bodenoberfläche und führt zu irreversiblen Materialschäden an der Oberfläche der quartären Schicht. Der Materialabtrag

ist auf diesen Kontaktbereich beschränkt bzw. Verformungen und relevante Spannungsänderungen reichen maximal 50 m tief.

3. Hydraulische Einwirkungen

Zur Skizzierung hydraulischer Einwirkungen wurde der Einfluss einer Wassersäule im Deckgebirge betrachtet. Bei Ansatz elastischen Verhaltens der Tonsteine unter Annahme einer Poissonzahl von 0,25 sind die vorliegenden Horizontalspannungen um den Faktor ca. 0,4 gegenüber den Vertikalspannungen vermindert. Es wird in der Fallstudie unterstellt, dass in den Tonsteinen ein Porendruck voll wirksam sein kann und Porendrücke in der Größenordnung der kleinsten Hauptspannung im Gebirge vorliegen, was eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums nahelegt. In der Realität ist die Durchlässigkeit der Tonsteine sehr gering und die Schichtung verläuft senkrecht zur Wirkung eines Wasserdruckes, so dass die möglichen Auswirkungen eines Flüssigkeitsdruckes als gering eingeschätzt werden.

Im Ergebnis der Fallstudien zur Quantifizierung der Vorgänge im Ton kann gefolgert werden, dass es im Rahmen der untersuchten Fälle keine relevanten Prozesse gibt, die zu einer Integritätsverletzung des Einlagerungsbereiches in 500 m Teufe führen können. Dies resultiert insbesondere aus der angenommenen Modellgeometrie mit flach gelagerten Schichten, die bei vertikalen Einwirkungen nur zu gleichförmigen Spannungsänderungen führen kann, sowie den schlechten Wärmetransporteigenschaften der sedimentären Gesteine. Das Deckgebirge über dem Endlager wirkt als Isolationsmaterial, das thermische Einwirkungen in ihrer Reichweite beschränkt. Entsprechend sind thermomechanisch induzierte Spannungen ebenfalls sehr gering.

Empfehlungen zur Durchführung künftiger Modellierungen

Basierend auf den Ergebnissen der Fallstudien-Voruntersuchungen für zukünftige themenbezogene Betrachtungen ist Folgendes abzuleiten:

- Geologie: Die betrachtete geologische Situation in flacher Lagerung ist stark idealisiert; f
 ür k
 ünftige Modellierungen sollte die reale Geologie eines potenziellen Endlagerstandortes ber
 ücksichtigt werden:
 - Verwendung realistischer Materialparameter mit Stoffgesetzen, die auch Kriechprozesse abbilden können.
 - Aufgrund tektonischer Prozesse liegen an einem Endlagerstandort keine einfachen Spannungsbedingungen entsprechend der flachen Lagerung mit ihrer Rotationssymmetrie vor.
- Gletschergeometrie: Die Geometrie des Gletschers wurde als rechteckiger Block idealisiert. Daraus resultieren folgende Vereinfachungen:
 - Die Gletscherfront ist in der Natur als Böschung ausgebildet, d. h. die Spannungsverteilung am Gletscherrand entspricht einem allmählichen Übergang.
 - In der Realität ist der Eisblock an seiner Basis unregelmäßig wellig. Es muss davon ausgegangen werden, dass diese Unregelmäßigkeiten an der Unterseite des Gletschers größere Materialschädigungen während der Eisvorstoßphase durch höhere Scherwirkungen verursacht.

• Modelldimensionen: Während der Rechnungen zeigte sich, dass die vorliegenden Modelldimensionen nicht optimal waren. Dies betrifft sowohl die laterale als auch vertikale Erstreckung.

5.2 Vorgänge im Salz

5.2.1 Grundlagen

Zielstellung dieses Kapitels ist es, die aus einer Kaltzeit resultierenden Einwirkungen auf ein Endlager in einer Salzformation mittels numerischer Fallstudien zu illustrieren und zu bewerten. Die Notwendigkeit zur Durchführung numerischer Modellrechnungen im Vorhaben resultiert aus der Komplexität der daraus möglichen Szenarien. Die einzelnen Szenarien werden durch Merkmale, Ereignisse und Prozesse (abgekürzt FEP, abgeleitet von den englischen Bezeichnungen <u>F</u>eatures, <u>E</u>vents und <u>P</u>rocesses) charakterisiert, die die betrachtete zukünftige Entwicklung des Endlagersystems beeinflussen können.

Die Auswirkungen der verschiedenen Szenarien auf die mechanisch/hydraulische Integrität von potenziellen Wirtsgesteinen (Ton- oder Salinarformationen) hängen wesentlich von den geologischen, geomechanischen, thermischen und hydraulischen Randbedingungen ab, aber auch vom Endlagerdesign, d. h. von den geotechnischen Rahmenbedingungen, die wie die Abbildung 39 darstellt, in komplexer Weise im zeitlichen Verlauf miteinander agieren:

- geologische Randbedingungen:
 - Salzstockform, -größe und Basisteufe
 - o lithologischer Aufbau des Deck- und Nebengebirges
- geomechanische Randbedingungen:
 - Spannungsfeld (Grundspannungszustand)
 - o Änderung des Spannungsfeldes unter Gletscherauflast
 - Verformungs- und Festigkeitseigenschaften des Gebirges bzw. der Gesteine
- thermische Randbedingungen:
 - o geogenes Temperaturfeld im Salzstock sowie Deck- und Nebengebirge
 - thermische Parameter des Gebirges wie z. B. Wärmekapazität, -leitfähigkeit und thermischer Ausdehnungskoeffizient
 - Szenario zur Temperaturänderung (Abkühlung)
- hydrologische Randbedingungen:
 - o Fließrichtung und Porendruck des Grundwassers geogen
 - Änderung der hydraulischen Verhältnisse unter Permafrostbedingungen und bei Gletscherauflast

- lithologische Randbedingungen
 - Zusammenwirken der einzelnen thermo-/hydromechanischen Gesteinseigenschaften; sie bestimmen in komplexer Interaktion das gesteinsinhärente Potenzial z. B. für Rissbildung
- exogene Rahmenbedingungen:
 - klimatische/thermische Einflussfaktoren als Auslöser für die verschiedenen Prozesse. Hier kommt hinzu, dass die thermomechanische Entwicklung des Gesamtsystems im Fall eines Endlagers für radioaktive wärmeproduzierende Abfälle zusätzlich zu den klimatischen Effekten noch durch den sich zeitlich ändernden Temperatureintrag aus dem Endlager überlagert wird. Diese wird allerdings im weiteren Verlauf nicht betrachtet.

Aufgabe der gebirgsmechanischen Modellierung ist es, über die rechentechnische Simulation die sich aus dem Auftreten einer Kaltzeit ergebenden thermo-/hydromechanischen Belastungen und die primären Einflussgrößen zu separieren und hinsichtlich ihrer Relevanz zu bewerten.

Allerdings wird deutlich, dass aufgrund der sehr unterschiedlichen möglichen Rahmenbedingungen (geogen/exogen) im Rahmen einer Langzeitsicherheitsanalyse immer eine standortspezifische Untersuchung erfolgen muss, da die Konsequenzen der Kaltzeit-Einwirkung wesentlich von den geogenen Rahmenbedingungen bestimmt werden, wie beispielsweise von der Teufenlage und Gesteinsmächtigkeiten. In der Konsequenz beschränkt sich die hier durchgeführte Modellstudie auf die Simulation eines hypothetischen Standortes.





Ein Verlust der geogenen Integrität von Salzgesteinen kann nur durch Schaffung von Konnektivität, d. h. Schaffung miteinander verbundener Rissöffnungen in den interkristallinen Strukturen bewirkt werden und zwar durch:

- deviatorische Beanspruchung mit induziertem Risswachstum und Vernetzung interkristalliner Risse
- Fluiddruck-induzierte Öffnung von Korngrenzen und Vernetzung interkristalliner Fließwege

Die beiden Mechanismen zur Schaffung von Konnektivität entlang der existenten Korngrenzen entsprechen den allgemein angewandten Kriterien zur Prüfung des Dichtheits- und Integritätsverhaltens von Salinarbarrieren, die auch bekannt sind als (Abbildung 77):

- Dilatanzkriterium
- Minimalspannungs- bzw. Fluiddruckkriterium entsprechend der Wirkung einer Flüssigkeitssäule: $p_{fl} < \sigma_{min}$

Als Synonym werden häufig die Begriffe Hydrofrac- oder Laugendruckkriterium verwendet.

Aus geotechnischer Sicht sind folgende sicherheitsrelevante Vorgänge zu betrachten:

- 1. Potenzial für Rissbildung im Top von Wirtsgesteinsformationen
 - a. thermomechanisch induzierte Prozesse aufgrund unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeiten/Wärmeausdehnungskoeffizienten zwischen Deck- und Nebengebirge zur Wirtsformation (Permafrost: kryogene Risse)
 - b. mechanisch/hydraulische Integrität der geologischen Barrieren bei vollständiger Inlandeisüberfahrung (Druckbelastung/Entlastung: Risse)
 - c. Wirkung von Porenwasserdrücken im Deckgebirge bzw. Wirtsgestein (Hydrofrac-Risse)
 - d. potenzielle Scherprozesse im Hangenden einer Endlagerformation unter Einwirkung von Porenwasserdrücken (hydromechanisch induzierte Zugspannungsrisse)
- 2. Bewertung hydrologischer Erosionsprozesse im Deckgebirge (Rinnenbildung mit Deckgebirgserosion)

Im Folgenden werden die modell- und rechentechnischen Randbedingungen, insbesondere bzgl. der zu betrachtenden Szenarien, erläutert und die Ergebnisse dargestellt.

5.2.2 Klimaszenarien / Rechenfälle

Da es sich bei den hier durchzuführenden Modellrechnungen um numerische Fallstudien handelt, bestand das Untersuchungsziel nicht darin, einen vollständigen Klimazyklus während einer Kaltzeit nachzurechnen. Die Analyse beschränkte sich auf die Bewertung der als relevant eingeschätzten Prozesse bzw. Vorgänge. Als Ausgangszustand des Endlagers gelten folgende Annahmen:

- Das Endlager liegt in einer Salzstruktur in einer Teufe von mindestens 800 m mit einem Deckgebirge von 300 m Mächtigkeit, d. h. die Salzbarriere zum Deckgebirge beträgt 500 m.
- 2. Wegsamkeiten im Wirtsgestein für einen Lösungszutritt von außen in das Endlager werden ausgeschlossen.
- 3. Das Endlager ist durch geotechnische Verschlussbauwerke (z. B. Schächte und Strecken) langzeitsicher abgedichtet. Der Versatz (beispielsweise Salzgrus) im Endlagerbergwerk wird mit der Zeit so kompaktiert, dass dessen Permeabilität so gering ist, dass ein Lösungszutritt verhindert wird, d. h. es liegt der "dichte Einschluss" vor.
- 4. Die natürliche Temperaturverteilung ist zum Zeitpunkt der Kaltzeiteinwirkung nicht mehr von der Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall überlagert.
- 5. Die Halokinese ist abgeschlossen oder so gering, dass Subrosion der Salzformation an der Salzstockoberkante mit einer so geringen Rate erfolgt, dass der einschlusswirksame Gebirgsbereich nicht beeinträchtigt wird.

Ergänzend wird vorausgesetzt, dass im Endlager keine exogenen (z. B. Vulkanismus, Erdbeben) oder endogenen (z. B. Gasbildung) Prozesse bzw. Vorgänge stattfinden, die bei normaler Entwicklung die Integrität der geologischen Barrieren beeinflussen.

Als klimatische Einwirkung wird für einen hypothetischen Standort folgendes Szenario unterstellt, wobei nur die genannten Vorgänge und Prozesse anhand der Simulationsrechnungen betrachtet werden.

Aufgrund des Klimaverlaufes der vergangenen 1 Mio. Jahre ist in den kommenden 4.000 bis 55.000 Jahren mit einer Kaltzeit zu rechnen. Für ein verschlossenes Endlager bedeutet dies:

Die Erosion verändert die Geomorphologie und die Grundwasserströmungen im Deckgebirge. Es treten Veränderungen der Geomorphologie mit bedeutender Umverteilung von Festund Lockergestein und abnehmendem Grundwasserhaushalt ein. Die eigentliche Eiszeit dauert bis 100.000 Jahre, ein glaziales Maximum bis zu 10.000 Jahre (vgl. Kapitel 2). Der Standort erfährt dauerhaften Permafrost und kann mit Eis von mehreren 100 m Mächtigkeit überdeckt werden (in der Modellierung wird eine maximale Eismächtigkeit von 1.000 m angenommen). Bei diesen Prozessen wird unterstellt, dass das Deckgebirge intakt bleibt, d. h. nicht mächtigkeitsreduziert ist.

Fallstudie 1: Der Temperaturgradient im Deckgebirge sowie im Übergang zum Salztop ist aufgrund der Permafrost-Einwirkung geändert. Die Auswirkungen sind bzgl. des Potenzials kryogener Rissbildung zu betrachten.

Fallstudie 2: Bewertung des Einflusses einer vollständigen Inlandsvereisung, die sich von Skandinavien ausgehend bis in die Norddeutsche Tiefebene vorschiebt.

Fallstudie 2a: Mit der Auflast ändern sich die mechanischen Spannungsbedingungen im Deckgebirge und Wirtsgestein.

Fallstudie 2b: Als Folge der veränderten hydraulischen Bedingungen wirken im Deckgebirge unterhalb des Gletschers erhöhte Porenwasserdrücke.

Fallstudie 3: Bewertung des Einflusses einer Inlandsvereisung in Randlage. Der Eisrand kommt in geringer Entfernung vom Standort zum Stillstand, wobei die Eisauflast benachbart auf das Nebengebirge des Salzstocks einwirkt. Gleichzeitig können Schmelzwässer im Nahbereich in den Untergrund einsickern.

Fallstudie 3a: Mit der Auflast ändern sich die mechanischen Spannungsbedingungen im Deckgebirge und Wirtsgestein. Als Folge können halokinetische Effekte mit Veränderung der Spannungsbedingungen im Salztop induziert werden.

Fallstudie 3b: Als Folge der veränderten hydraulischen Rahmenbedingungen wirken im Deckgebirge unterhalb des Gletschers erhöhte Porenwasserdrücke, die auch einen möglichen Einfluss auf die Salzbarriere haben.

2. Der Übergang von der Eiszeit zur nachfolgenden Zwischeneiszeit erfolgt in wenigen Jahrtausenden. Die Eisbedeckung und Gletscher schmelzen ab, womit große und nachhaltige Veränderungen der Geomorphologie, sich rasch ändernde Grundwasserverhältnisse und Änderungen im Deckgebirge verbunden sind.

Fallstudie 4: Aufgrund der sich ändernden hydrologischen Bedingungen im Deckgebirge, werden vorhandene Sedimente abgetragen und durch neu gebildete Ablagerungen ersetzt. Aufgrund der Erosionsleistung von Schmelzwässern ist die Bildung von Rinnensystemen möglich, wobei die Erosion die Mächtigkeit des Deckgebirges bis zur Salzbarriere reduzieren kann. Damit ergibt sich insbesondere für thermische Effekte eine veränderte Ausgangssituation, zumal die thermische und mechanische "Pufferwirkung" des Deckgebirges entfällt.

5.2.3 Geomechanisches Modell

5.2.3.1 Modellaufbau

Rahmenbedingungen: Die in Deutschland für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in Frage kommenden Salzstrukturen in steiler Lagerung befinden sich im norddeutschen Tiefland (Abbildung 78a). Die von der BGR erarbeitete Übersichtskarte "Salzstrukturen in Norddeutschland" enthält insgesamt 450 Salzstrukturen im norddeutschen Raum. Sie weisen als Folge der Halokinese eine große Vielfalt hinsichtlich ihrer Größe und Form auf, wobei sich mit der Salzbewegung Übergangsformen zwischen Salzkissen, Salzstöcken und Salzmauern ausbildeten. Zusätzlich gibt es so genannte Intrusionsstrukturen.

Zielstellung des hier gewählten Strukturmodells ist die Modellierung einer repräsentativen Standortsituation, wofür zunächst die Rahmenbedingungen der Salzstockbildung kurz gefasst und regionale Unterschiede dargestellt werden.



a) regionale Verteilung - Übersichtskarte (Quelle: BGR); b) geologischer Vertikalschnitt Asse (Quelle: <u>http://www.endlager-asse.de</u>, Zugriff: August 2010); c) geologischer Vertikalschnitt Gorleben (Quelle: BGR)

Abbildung 78: Salzstrukturen in Norddeutschland.

Die Mobilisierung von Salzgestein erfolgt aufgrund des viskoplastischen Materialverhaltens von Salz, das unter Belastung mit überlagernden Sedimenten Kriechen ermöglicht. Für Aufwärtsbewegungen ist dabei vor allem diese Kriechfähigkeit verantwortlich. Im Salz wirkende sedimentations- bzw tektonisch bedingte Belastungsunterschiede werden dabei durch langsam ablaufende Fließvorgänge in Richtung geogen reduzierter Vertikalspannungen abgebaut. Die im Vergleich zu anderen Gesteinen geringe Dichte von Steinsalz (2,16 g/cm³) unterstützt den Prozess der Halokinese. Die Bewegung der Zechsteinsalze begann bereits während der Zeit des Buntsandsteins unter einer Deckgebirgsauflast von einigen 100 m und setzte sich durch das ganze Mesozoikum fort. Zunächst bildeten sich mächtige Salzkissen, später dann Salinarakkumulationen in den Diapiren von bis zu 4.000 m Mächtigkeit, was zu entsprechend abgewanderten Salzvolumina im Untergrund der sekundären Randsenken führte. In dieser als Diapirstadium bezeichneten Phase erfolgte der Salzaufstieg relativ schnell (Vertikalbewegung mehrere Zehntelmillimeter pro Jahr) (z. B. KELLER 2009).

Die standortspezifisch individuelle Salzstruktur hängt wesentlich von der Situation im Deckgebirge (z. B. Deckgebirgsmächtigkeit, mechanische Eigenschaften) und den primären Salzmächtigkeiten ab. Im Einzelfall konnte das Salz unter Aufweitung der Aufstiegszone teilweise bis an die Erdoberfläche aufsteigen (z. B. Salzstöcke Lieth und Lüneburg). Die Deckgebirgsschichten im Salzstocktopbereich wurden durch die Salzbewegung verstellt und bruchhaft verformt (vgl. Situation Asse, Abbildung 78b).
Teilweise verloren die Salzstöcke im Zuge des Aufstiegs ihre ehemalige Sedimentdecke aus Oberkreidegesteinen (harte Sedimente in Pläner- oder relativ weiche in Mergel- und Schreibkreide-Fazies), so dass heute die Deckgebirge, wie über dem Salzstock Gorleben, im Wesentlichen nur aus unkonsolidierten Tertiär- und Quartärschichten aufgebaut sind (s. hierzu auch BGR-Übersichtskarte "Salzstrukturen in Norddeutschland"). Die Abbildung 78c zeigt beispielhaft einen vereinfachten schematischen Schnitt durch den Salzstock Gorleben.

Die maximalen Durchmesser von Salzstöcken liegen zwischen mehreren hundert Metern und mehr als 9 km. Salzmauern bzw. zusammenhängende Diapirstrukturen können über 100 km lang und 5 bis 10 km breit sein (besonders in Schleswig-Holstein). An Verwerfungszonen oder Lineamente gebundene Salzstrukturen sind dagegen oft sehr schmal. Durch Inversionstektonik überprägte Salzstrukturen zeigen oft schmale Stiele.

Die Kernzone eines Salzstocks besteht aus Steinsalz, das bei ausreichender Mächtigkeit und Überlagerung durch jüngere Gesteinsschichten (teilweise ausgelöst durch tektonische Bewegungen an Störungszonen im Subsalinar) aufgrund seiner Plastizität und geringen Dichte in die sich entwickelnden Strukturen geströmt ist. Im norddeutschen Tiefland war insbesondere das Steinsalz der Staßfurt-Serie halokinetisch mobil und bildet dort in der Regel den Kern der Salinarstruktur.

Insgesamt ist die regionale Verbreitung der Salzstöcke in Norddeutschland sehr unterschiedlich:

- Nordostdeutschland (Mecklenburg-Vorpommern) weist lediglich im Bereich des südwestmecklenburgischen Beckens einzelne, meist rundliche Salzstöcke mit tiefen Randsenken auf.
- Nordwestdeutschland (Schleswig-Holstein und Niedersachsen) weist eine große Menge und Formenvielfalt an Salzstrukturen auf. Neben den besonders für Schleswig-Holstein typischen lang gestreckten Salzdiapiren/Salzmauern (Doppelsalinare) treten in Niedersachsen oft auch rundliche und langgestreckte Zechsteinsalzstöcke auf, die sattel- oder diapirartig (mit Salzüberhängen zum Nebengebirge) ausgebildet sein können.

Aufgrund der sehr komplexen Salzstrukturen, die jeweils im Detail standortspezifisch betrachtet werden müssen, wird die numerische Fallstudie für einen hypothetischen Standort betrachtet, wobei eine grob vereinfachte geologische Situation mit einem Salzsattel zugrunde gelegt wird. Die Dimensionen entsprechen qualitativ den Bedingungen im Raum Hannover, wie sie z. B. im Bereich der Asse vorliegen.

Geometrie und Dimensionen: Der zu modellierende Salzstock beschreibt eine Sattelstruktur und ist in der Abbildung 79 dargestellt. Die Modellabmessungen betragen horizontal 6.000 m und vertikal 3.000 m. Damit wird sowohl die Salzstruktur als Salzstock sowie das anschließende Salz in flacher Lagerung mit der Salzbasis als auch das Nebengebirge erfasst. Es werden drei Homogenbereiche ausgehalten:

- Salzkörper
- Deckgebirge
- Nebengebirge / Grundgebirge

Die Salzmächtigkeit der ursprünglich flach lagernden Salzschicht (hier vereinfacht als Steinsalz beschrieben) beträgt 500 m. Darüber schließt sich der Salzsattel mit einer Höhe von 1.400 m an, mit einem horizontalen Wurzelbereich (Halbschnitt) von 1.600 m. Die laterale Salzmächtigkeit des Salzstocks in 800 m Teufe beträgt insgesamt 1.000 m, quer zum Streichen des Salzstocks.

Die Salzbasis ist mit wenigen Grad schwach geneigt und verläuft im unteren Profilbereich zwischen 2.200 und 2.450 m Teufe. Das Salz ist vom Neben- und Grundgebirge umgeben. Im Topbereich des Sattels schließt sich das 300 m mächtige Deckgebirge an.





5.2.3.2 Numerische Rechencodes / Stoffgesetze / Materialparameter

FLAC: Für die gebirgsmechanische Modellierung wurde der Rechencode FLAC2D eingesetzt. Der Rechencode FLAC (ITASCA 2006) wurde speziell für geotechnische Probleme entwickelt und ist ein zweidimensionales Finite-Differenzen-Programm, bei dem die zu untersuchende Struktur (eben bzw. rotationssymmetrisch) analog der FEM-Methode in Elemente mit zugehörigen Knotenpunkten unterteilt wird.

Jedes dieser Elemente reagiert entsprechend seines linearen oder nichtlinearen Stoffverhaltens und der angreifenden Kräfte bzw. wirkenden Randbedingungen. Bei Verletzung der Gleichgewichtsbedingungen gerät das System in Schwingungen und steuert, wenn dies physikalisch möglich ist, einem neuen Gleichgewichtszustand zu, der durch die Lösung der vollständigen dynamischen Bewegungsgleichungen mit Hilfe des expliziten LAGRANGE'schen Lösungsalgorithmus berechnet wird. So wird das dynamische Last-Verformungsverhalten numerisch simuliert. Salzgesteine reagieren unter Belastung mit elastischen und visko-plastischen Verformungen, wobei die visko-plastischen Deformationsanteile maßgeblich für die mechanischen Eigenschaften sind. Das Spannungs-Verformungsverhalten, das durch zeitabhängige duktile Deformationen ohne sichtbaren makroskopischen Bruch gekennzeichnet ist, wird dabei als Kriechen bezeichnet.

Im Programm FLAC sind rheologische Stoffgesetze implementiert, die das Kriechverhalten von Steinsalz beschreiben. Hier wurde für die Beschreibung des rheologischen Gesteinsverhaltens von Steinsalz anstatt des sonst üblichen NORTON-Ansatzes der GÜNTHER-SALZER-Ansatz (EDVA) angewandt. Er erlaubt über die Beschreibung des Prozesses von schädigungsfreiem Kriechen hinaus auch die Simulation von verformungsinduzierten Schädigungsprozessen (s. u.). Unabhängig davon, sind die Ergebnisse beider Ansätze zum Kriechverhalten von Steinsalz vergleichbar (Abbildung 80).

Die Finite-Element-Methode, kurz FEM oder auch "Methode der finiten Elemente" ist ein numerisches Verfahren zur Lösung von partiellen Differentialgleichungen. Sie ist ein weit verbreitetes modernes Berechnungsverfahren im Ingenieurwesen und das Standardwerkzeug bei der Festkörpersimulation. Das Verfahren liefert eine Funktion als Näherung an die exakte Lösung der Differentialgleichung, deren Genauigkeit durch die Erhöhung der Freiheitsgrade und damit des Rechenaufwandes verbessert werden kann.



Abbildung 80: Modellierung des Kriechverhaltens von Staßfurt-Steinsalz. BGRa im Vergleich zum erweiterten Dehnungsverfestigungsansatz (EDVA).

Die Berücksichtigung großer Verformungen (endliche Deformation), die insbesondere im Zusammenhang mit dem rheologischen Materialverhalten von Salzgesteinen eine entscheidende Rolle spielen, ist ebenfalls problemlos möglich. Im Programmcode ist eine eigene Programmiersprache (FISH) implementiert, mit deren Hilfe sowohl eine individuelle Auswertung berechneter Größen (z. B. Bewertung geomechanischer Zustände) als auch notwendige Modifikationen der Stoffgesetze und Programmabläufe realisiert werden können.

Die konkreten numerischen Berechnungen zur vorliegenden Aufgabenstellung erfolgten mit der Programmversion FLAC2D 5.0.

Modellgeometrie: Die Simulation erfolgt mit einem großräumigen ebenen 2D-Modell entsprechend des schematischen Vertikalprofils, wie es in der Abbildung 79 dargestellt ist. Aufgrund der vorliegenden Symmetrie ist es ausreichend, nur einen Halbschnitt zu betrachten, wobei der Salzstock senkrecht zur Bildachse unendlich ausgedehnt ist.

Verschiebungen an den Modellrändern werden nicht zugelassen. Die Verschiebung wirkt immer normal zum Modellrand. Ausgenommen davon ist die Modelloberkante; hier sind alle Verschiebungen in der Modellebene frei.

Die geomechanischen Eigenschaften der lithologisch unterschiedlichen Homogenbereiche werden durch individuelle Stoffansätze und Stoffparametersätze beschrieben (s. nachfolgende Kapitel). Für die Modellierung des Steinsalzes wird der erweiterte Dehnungs-Verfestigungsansatz (EDVA) eingesetzt. Das Deck- und Nebengebirge wird mit einem elasto-plastischen Stoffverhalten (MOHR-COULOMB) beschrieben. Der erweiterte Dehnungs-Verfestigungsansatz wurde als Stoffmodell erstmalig in der Arbeit von GÜNTHER & SALZER (2007) beschrieben. Er erfasst nicht nur die stationäre, transiente und beschleunigte Kriechphase auf realistische Weise, sondern auch die Entwicklung von Schädigung bzw. Dilatanz für Verformungsgeschwindigkeiten in einem weiten Schwankungsbereich. In der Dissertation von GÜNTHER (2009) wird eine umfassende Darstellung des aktuellen Entwicklungsstandes dieses Stoffmodells und seiner Validierung gegeben, eine kurze Wiedergabe der wesentlichen Zusammenhänge erfolgte im Teilbericht 4.

Gesteinsparameter Deck-/Nebengebirge: Das Deckgebirge sowie Grund- und Nebengebirge werden mit einem elasto-plastischen Stoffverhalten (Mohr-Coulomb) beschrieben. Dabei werden folgende Stoffkennwerte angesetzt:

Deckgebirge für Teufen von 0 von 300 m (qualitativ Lockergestein):

lineares Mohr-Coulomb-Kriterium (transversal-isotrop: "ubiquitous joint"-Modell - Einfallen 90°):

Klüfte:	Kohäsion	c = 0,01 MPa	
	Reibungswinkel	$\phi = 10^{\circ}$	
	Zugspannung	σ_z = 0 MPa	
Matrix:	Kohäsion	c = 0,1 MPa	
	Reibungswinkel	$\phi = 35^{\circ}$	
	Zugspannung	σ_z = 0 MPa	
	Querdehnungszahl	$\nu = 0,25$	



Abbildung 81: Mohr-Coulomb-Diagramm (σ_1 vs. σ_3) zur Charakterisierung der Gesteinsfestigkeit von Deck- und Nebengebirge.

Deck-/Nebengebirge für Teufen > 300 m: kompaktes Gesteinsmaterial, das aufgrund der Einwirkung durch den Salzaufstieg geklüftet ist, d. h. es wurde die Restfestigkeit von geklüftetem Material (z. B. Buntsandstein / Keuper / Oberkreide) angesetzt:

- Für die Beschreibung der Festigkeitseigenschaften des aus kompetenten Gesteinen bestehenden Deckgebirges wird am IfG üblicherweise ein nichtlineares Festigkeitskriterium nach MINKLEY (isotrop) verwendet. Die Festigkeit wird im Hauptspannungsraum abhängig von der kleinsten Hauptnormalspanung σ₃ beschrieben. Zusätzlich können auch Entfestigungsprozesse verformungsabhängig modelliert werden.
- $\sigma_{eff}^{D}(\sigma_{3}) = \sigma_{D} + \sigma_{3} \cdot \frac{\sigma_{Max} \sigma_{D}}{\sigma_{\phi} + \sigma_{3}}$ $mit: \sigma_{D} = 0 MPa \quad \sigma_{Max} = 73 MPa \quad \sigma_{\phi} = 40 MPa$ E-Modul E = 16 GPaQuerdehnungszahl v = 0,3

Die verschiedenen Kriterien sind in der Abbildung 81 als MOHR-COULOMB-Diagramm bzw. in der Abbildung 82 als nicht-lineares Festigkeitskriterium nach MINKLEY im Spannungsraum σ_1 vs. σ_3 graphisch dargestellt.



Abbildung 82: Festigkeitskriterium nach MINKLEY (2008) zur Charakterisierung der Gesteinsfestigkeit von Deck- und Nebengebirge.

Thermische Rahmenbedingungen/Abkühlungsraten: Bei Temperaturänderungen an der Oberfläche sind die Auswirkungen auf den Spannungszustand im Gebirge nicht zu vernachlässigen. Durch die Wärmeausdehnung oder -kontraktion des umgebenden Gesteins werden zusätzliche Spannungen induziert. Für eine gekoppelte thermo-mechanische Berechnung werden in FLAC die Parameter Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität und der thermische Ausdehnungskoeffizient benötigt.

Für die Simulationsrechnungen gelten der BGR in Anlehnung an vorliegende Modellstudien folgende thermischen Randbedingungen:

- Temperaturrandbedingungen:
 - Oberfläche: 8,5°C (mittlere Jahrestemperatur vor der Vereisung)
 - o Modellbasis (3.000 m): 98,5°C = 371,2 K
 - Thermische Tiefenstufe 0,03 [K/m]

Die thermomechanischen Kennwerte für Salzgesteine wurden auf Grundlage von Untersuchungen im Rahmen des BAMBUS-II-Projects (EC 2004) festgelegt. Obwohl die Wärmeleitfähigkeit sowohl von der Temperatur als auch der Porosität abhängig ist, wurden diese Abhängigkeiten in den Berechnungen nicht berücksichtigt.

Für die Parameter der Nichtsalinargesteine wird auf Angaben aus der Literatur bzw. dem Internet zurückgegriffen.

	Steinsalz	Nichtsalinargesteine
Linearer Wärmeausdehnungskoeffizient [1/K]	4·10 ⁻⁵	2·10 ⁻⁶
Wärmeleitfähigkeit λ [W/(m·K)]	5,8	2,0
Spezifische Wärmekapazität Q [J/(kg·K)]	860	1.000

Tabelle 8:	Thermomechanische	Kennwerte
l'abelle 8.	Thermomechanische	Kennwerte

5.2.4 Modellierungsergebnisse

5.2.4.1 Grundspannungszustand / Halokinese

Zu Beginn der Berechnung wird das Modell unter Eigengewicht belastet. Nach einer anfänglichen Initialsetzung beginnt das Salz im Salzstock infolge des Dichteunterschiedes zwischen Nebengebirge und Salinar aufzusteigen (in Pfeilrichtung, vgl. Abbildung 83). Das Deckgebirge wird oberhalb des Salzstocks angehoben, während sich das Nebengebirge insbesondere im Bereich der Randsenken absenkt (in Pfeilrichtung, vgl. Abbildung 83). Dies entspricht geologischen Beobachtungen, d. h. das vorliegende Modell ist geeignet, natürliche Prozesse abzubilden.

Nach einer Zeit von > 10⁶ Jahren stellt sich im Modell ein Gleichgewichtszustand ein. Dieser zeichnet sich durch über lange Zeiträume (simulierte Zeit mehrere Mio. Jahre) gleichbleibende Hebungs-/Senkungsraten sowie einen stabilen über die Zeit unveränderlichen Spannungszustand aus. Im Gleichgewichtszustand wird der Salzstock mit einer Geschwindigkeit von ca. 5 mm in 100 Jahren gehoben und das Nebengebirge mit einer etwas geringeren Rate abgesenkt.

Infolge des Salzstockaufstiegs kommt es gegenüber dem petrostatischen Druck zu einem Druckanstieg im flankennahen Nebengebirge. Dieser Druckanstieg ist mit ca. 2 MPa über den gesamten Teufenbereich (bis zur Oberkante Salinarbasis) nahezu konstant.

Im Salzstock werden Spannungsdifferenzen zwischen den Hauptnormalspannungen infolge des Kriechens abgebaut, was bedeutet, dass σ_3 gegen die größte Hauptspannung σ_1 strebt. Die Differenzen zwischen maximaler und minimaler Gebirgsdruckkomponente liegen im Bereich von $\sigma_{\text{Diff}} < 0,3$ MPa, d. h. im Salzstock wirkt ein isotroper Grundspannungszustand ($\lambda = 1$).



Dargestellt sind Isolinien von Koordinatenverschiebungsraten.

Abbildung 83: Einstellung des Grundspannungszustandes mit dem primären Temperaturfeld.

5.2.4.2 Fallstudie 1: Simulation Kaltzeit - Permafrost

Bei einer zukünftigen deutlichen Verringerung der Jahresmitteltemperaturen kann es zur Ausbildung einer neuen Kaltzeit kommen, in der Teile der Erdoberfläche durch eine mächtige Inlandsvereisung bedeckt sind. Dabei werden sich Temperaturen am Standort deutlich ändern.



Links: Lage der Temperaturreferenzpunkte im Profilschnitt über der Salzstockachse Rechts: Zeitliche Änderung der teufenabhängigen Isolinien

Abbildung 84: Einwirkung einer Kaltzeit (t_0 + 200 Jahre) - Einstellung des Temperaturfeldes bei Abkühlung der Oberflächentemperatur um -21,5°C.



Schnittebene Salzstock: x = 0 m; Nebengebirge: x = 3.250 m; vor Einsetzen der Kaltzeit: t_0 + 200 Jahre; nach Einsetzen der Kaltzeit: t_0 + 1.200 Jahre \approx neues Temperaturgleichgewicht

Abbildung 85: Temperaturvariation in der Schnittebene Salzstock und im Nebengebirge vor und nach dem Einsetzen der Kaltzeit.

Im Modell wird, ausgehend vom vorliegenden Grundspannungszustand sowie dem natürlichen Temperaturfeld, nach einer willkürlichen (als Initialisierung notwendigen) Rechenzeit von 200 Jahren nach einem hypothetischen Zeitpunkt 0, die Einwirkung einer Kaltzeit simuliert. Dabei wird an der Modelloberkante die Temperaturrandbedingung geändert:

- Abkühlung um 15,5°C von 8,5 auf -7,0°C als Randbedingung an der Modelloberfläche (Permafrostbedingungen)
- Abkühlungsphase über einen Zeitraum von 100 a

Der resultierende Abkühlungsprozess ist in der Abbildung 84 als teufenabhängige Temperaturverteilung über der Salzstockachse für vier verschiedene Referenzpunkte im Deckgebirge dargestellt. Es wird deutlich, dass sich zwar die Temperaturspannweite im Deckgebirge aufspreizt, aber aufgrund der relativ schlechten Wärmeleitung der Deckgebirgsgesteine die Abkühlung die Salzformation nahezu nicht erreicht.

Dies ist im Detail aus der Abbildung 85 ersichtlich, in der jeweils vertikale Temperaturprofile sowohl senkrecht über der Salzstockachse, als auch für das Nebengebirge dargestellt sind. Ausgehend von einer Geraden, die einen gleichmäßigen T-Gradienten zwischen Oberfläche und der teufenabhängigen Erstreckung widerspiegelt, kommt es nur im Topbereich des Salzstocks, d. h. bis zu einer Teufe von etwa 500 m zu einer Verzerrung (Abkühleffekt). Die maximale Differenz zwischen der Abkühlungsphase nach ca. 2.000 Jahren gegenüber dem Ausgangszustand beträgt unmittelbar an der Grenze Deckgebirge Salzstock/Deckgebirge nur wenige Grad Celsius. Somit wirkt das Deckgebirge als Isolator, d. h. die Abkühlung paust sich nur sehr langsam bis ins Salz durch, wobei keine kritischen Temperaturgradienten vorliegen, welche die Rissbildung auslösen können.

Die hier simulierte Situation unterscheidet sich grundsätzlich von den vorläufigen Modellrechnungen, die von der BGR Anfang der 1990er Jahre durchführt wurden. Dabei wurde eine sehr einfache dreidimensional quaderförmige Salzstruktur, die bis an die Oberfläche reichte, der direkten Einwirkung einer Inlandsvereisung mit entsprechender Abkühlung ausgesetzt. Die Modellergebnisse zeigten, dass thermisch induzierte Zugspannungen bis in Teufen von > 100 m reichen können, d. h. kryogene Risse möglich sind (Abbildung 42).

Zur grundsätzlichen Klärung dieser vorliegenden Diskrepanz wurden zusätzliche, rein thermische Modellrechnungen mit einem vereinfachten Säulenmodell mit Betrachtung der zwei Fallbeispiele "direkter Kontakt Salzstock/Kälteeinwirkung" (Modell 1) sowie "Vorliegen eines 300 m mächtigen Deckgebirges" (Modell 2) durchgeführt.

Die thermischen Randbedingungen sowie der Modellaufbau sind in der Abbildung 86 dargestellt. Der Berechnungsablauf war in beiden Modellen gleich:

- (1) Wartezeit von 10.000 Jahren zur Einstellung eines Temperaturgleichgewichtes
- (2) Abkühlung innerhalb von 100 Jahren von 8°C an der Oberfläche auf -7°C
- (3) Betrachtung der Temperaturentwicklung über 10.000 Jahre

Während sich im Modell 1 aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit im Salz nach Vorgabe der Temperaturrandbedingung sehr schnell ein Gleichgewicht mit einem homogenen Teufengradienten einstellt, dauert dieser Prozess für das Modell 2 ca. 25.000 Jahre, wobei sich im Deckgebirge ein sehr viel größerer Gradient (Kältestau) gegenüber dem Salzhorizont ergibt. Mit dem Einsetzen der Kaltzeit verhalten sich beide Modelle unterschiedlich:

- (1) Modell 1 → direkter Kontakt: tiefgreifende Temperatureinwirkung, die sich bis mindestens 700 m Tiefe durchpaust, wobei insbesondere während der Abkühlphase große Temperatur-Gradienten möglich sind.
- (2) Modell 2 → 300 m Deckgebirge: die relativ größten Abkühleffekte treten im Deckgebirge auf und pausen sich nur mit geringer Amplitude bis ins Salz durch, wobei die Reichweite analog zum "Großmodell" nur ca. 500 bis 600 m reicht.

Im Ergebnis dieser Parameterstudien lässt sich eindeutig zeigen, dass die thermische Beeinflussung einer Salzformation wesentlich vom Vorhandensein und den thermischen Eigenschaften im Deckgebirge abhängt. Bei der gegenüber Salz deutlich geringeren Wärmeleitfähigkeit der üblichen Deckgesteine sind kryogene Rissbildungen im Salzkörper mutmaßlich vernachlässigbar.



Modell 1: direkter Kontakt Modell 2: Vorliegen eines 300 m mächtigen Deckgebirges

Abbildung 86: Modellstudie zum Einfluss der Kaltzeiteinwirkung auf die Salzstruktur.

5.2.4.3 Fallstudie 2: Simulation Inlandsvereisung - Be-/Entlastung

Die Simulation einer Inlandsvereisung schließt unmittelbar an die im vorgehenden Kapitel beschriebene Permafrost-Phase an (Zeitpunkt t = +500 Jahre). Die Vereisung wird, wie während der vergangenen Kaltzeiten von Skandinavien ausgehend nach Süden vorrücken und den Referenzstandort vollständig überdecken. Die modelltechnische Ausgangssituation ist ein 1.000 m mächtiger Gletscher, der am rechten Modellrand steht und langsam nach links, über insgesamt 14 Modellschritte vorrückt (gleichzeitige Simulation einer Eisrandlage, s. nächstes Kapitel). Im Modell wird der Gletscher als 1.000 m mächtige Eisschicht (mit einer 45° abgeflachten Gletscherfront) abgebildet, die als lokale Auflast auf den Untergrund wirkt.

Ausgehend von einer Modellbreite von 6.000 m wird das Zentrum der Salzstruktur nach 600 Jahren erreicht.



Abbildung 87: Ergebnisse zum Einfluss der Eisauflast.

In der Abbildung 87 sind die Ergebnisse der Parameterstudie zum Einfluss der Eisauflast während einer Kaltzeit mit dem Vorrücken eines 1.000 m mächtigen Inlandeisgletschers zusammengefasst. Dargestellt ist die Variation der kleinsten Hauptspannung an zwei Referenzpunkten (unmittelbar über der Sattelachse mit 300 m Teufe bzw. am Salzrand zum Nebengebirge in 360 m Teufe) über einen Zeitraum von 1.600 Jahren (bei schrittweiser Verschiebung der Gletscherfront mit einer mittleren Fortschrittsrate von 10 m/a). Für die hier relevante Fragestellung - "Welchen Einfluss hat eine Eisauflast auf eine Salzformation?" - ist es ausreichend, Ausgangs- (t = +500 Jahre) und

Endzustand nach vollständiger Überfahrung der Salzstruktur durch eine Inlandsvereisung (t = +1.400 Jahre) zu vergleichen.

Die aus der Abbildung 87 ersichtlichen minimalen Spannungsausgangswerte (mutmaßlich isostatischer Zustand: alle Hauptspannungen sind gleich) der betrachteten Referenzpunkte betragen 4,9 bzw. 7,4 MPa. Nach Überfahrung durch den Gletscher betragen sie 17 bzw. 17,9 MPa, d. h. sind entsprechend angehoben. Als Konsequenz ist festzustellen, dass unter diesen erhöhten Einspannbedingungen das Potenzial für mechanische Rissbildung kleiner ist als zuvor. Somit ist eine mechanische Verletzung der Integrität durch die Gletscherauflast (Belastung) unwahrscheinlich. Allerdings verschieben sich bei Entlastung die geotechnischen Rahmenbedingungen wieder in den niedrigeren Spannungsbereich, d. h. das Potenzial für Rissbildung ist größer.

5.2.4.4 Fallstudie 3: Simulation Gletscherrandlage - Gekoppelte hydraulisch-mechanische Berechnungen

Im Rahmen einiger der zukünftig zu erwartenden Kaltzeiten kann sich von Skandinavien ausgehend eine Inlandsvereisung bis in die norddeutsche Tiefebene ausbilden, wobei aber das vorrückende Eis den Referenzstandort nicht überdeckt, sondern der Eisrand in einer geringen Entfernung zum Stehen kommt. Im Vorland und in den randlichen Bereichen unterhalb des Inlandeises herrscht überwiegend Permafrost, an der Basis des Gletschers ("warmer Gletscher") mutmaßlich nicht.

Die auf der Oberfläche des Inlandeises anfallenden Schmelzwässer bewirken Veränderungen im oberflächlichen Wasserhaushalt, der sowohl das Gletschervorland (mit Erosions- und Sedimentationsprozessen) beeinflusst, als auch unterhalb des Gletschers wirksam wird. Die auf dem Eis gebildeten Schmelzwässer sickern in Abhängigkeit von der Existenz von Permafrost durch Spalten und Risse in den Untergrund oder fließen an der Basis des Inlandeiskörpers ab. In der Konsequenz werden sich die hydraulischen Potenziale ändern, was auch eine Durchströmung des Hutgesteins mit gesteigerten Subrosionsraten durch Frischwasserzufuhr am Salzspiegel möglich macht (vgl. Simulationsrechnungen Kapitel 5.3). Gleichzeitig sind aber auch die Konsequenzen aus erhöhten Porenwasserdrücken im Deckgebirge am Salzspiegel, insbesondere mit Blick auf das Minimalspannungskriterium zu betrachten. Dabei wird unterstellt, dass im Gletscher aufgrund der dort vorliegenden Wegsamkeiten in einem kommunizierenden hydraulischen System ein zusätzlicher Wasserdruck wirkt.

Eine Bewertung dieser komplexen hydromechanischen Prozesse hat anhand der in Abbildung 87 dargestellten Ergebnisse der Parameterstudie zum Einfluss der Eisauflast während einer Kaltzeit mit Vorrücken eines 1.000 m mächtigen Inlandsgletschers zu erfolgen. Dabei werden zunächst explizit die Spannungsbedingungen betrachtet, die beim sukzessiven Vorrücken des Gletschers im Zeitfenster zwischen t = 500 und 1.000 Jahre im Bereich des Salztops eintreten. In einem 2. Schritt wird dann die Wirkung der Porenwasserdrücke bewertet.



Abbildung 88: Hebungs- und Senkungsprozesse im Scheitelbereich der Salzstruktur bzw. unterhalb der vorrückenden Gletscherfront.

Es zeigt sich, dass mit dem Vorrücken des Gletschers die im Top wirkenden Minimalspannungen zunächst abgesenkt werden, solange, bis die Salzstruktur vollständig überfahren wird. Dieser Effekt resultiert aus der zusätzlichen Auflast durch den Gletscher, der sich ins Deckgebirge einstanzt und damit über eine entsprechende Spannungsverlagerung eine Beschleunigung des Salzaufstieges initiiert. Dieser Effekt ist unmittelbar aus der Abbildung 88 ersichtlich.

Für die Bewertung der Konsequenzen aus der zu beobachtenden Absenkung der wirkenden Einspannung am Salzspiegel, bei gleichzeitig im Deckgebirge wirkenden Porendrücken, wird das Minimalspannungskriterium verwendet. Es ist in der Abbildung 89 als Zweifarben-Diagramm ausgewertet, wobei grüne Farben bedeuten, dass das Kriterium eingehalten wird bzw. rot, es wird verletzt. Die Wirkung des Porendruckes hängt von seiner Höhe ab, die sich unmittelbar aus der wirkenden Wassersäule ergibt, sowie zusätzlich vom hydraulischen Wirkkoeffizienten im Sinne des Spannungseffektivansatzes. Da diese Randbedingungen nicht eindeutig bekannt sind, wurde hier eine Parametervariation mit verschiedenen Porendrücken gewählt, die zwischen der normal wirkenden hydraulischen Wassersäule (Fall 1) sowie des zusätzlichen Beitrages aus dem Gletscher variiert: 5 MPa (halbe Wassersäule - Fall 2) sowie 9 MPa (nahezu vollständige Wassersäule - Fall 3).



b)

- a) Spannungskonstellation im Deckgebirge
- b) flächige Bewertung des Minimalspannungskriteriums

Abbildung 89: Änderung des Minimalspannungskriteriums durch Gletschereinflüsse.

Im Ergebnis werden für die drei Konstellationen unterschiedlich ausgedehnte Bereiche ausgewiesen, in denen das Minimalspannungskriterium verletzt wird. Hervorzuheben ist, dass insbesondere im Fall einer zusätzlich zur hydraulischen Wassersäule des Untergrundes wirkenden Belastung durch eine innerhalb des Gletschers vorliegende schmelzwasserinduzierte Wassersäule Porendrücke wirken können, die die hydraulische Aufreißfestigkeit des Salzgebirges signifikant übersteigen, d. h. es können sich lokal Hydrofracs ausbilden. Dieser Prozess wird deshalb hier als wahrscheinlicher Prozess zur Erklärung der in verschiedenen Salzstöcken beobachteten und bei BAUER (1991) mit "kryogener" Herkunft diskutierten Risse angesehen.

5.2.5 Kaltzeitliche Einwirkungen auf Salzformationen

Als Schlussfolgerungen der Modellstudien können folgende Aussagen abgeleitet werden:

- Thermisch induzierte Rissbildung aufgrund von Materialkontraktion ist beim Vorliegen eines hinreichend mächtigen Deckgebirges unwahrscheinlich, da es als Isolation wirkt, d. h. die Temperaturkontraste im Salz sind zu gering. Vorläufige Rechnungen, die den direkten Kontakt einer Permafrostzone bzw. eines Gletschers zum Salz simulieren, zeigen analog zu älteren Berechnungen der BGR, dass dann mechanische Kontraktionsrisse nicht auszuschließen sind.
- Statische Gletscherauflast (Inlandsvereisung) führt nicht zu Integritätsverlust, da die wirkenden Normalspannungen erhöht werden; dies führt zu einem verringerten Potenzial für mechanisch-hydraulische Rissbildung. Die Simulation von Entlastungsvorgängen deutet daraufhin, dass der Effekt vermutlich analog zur Belastung nicht zu einem Integritätsverlust führt.

 Die zeitliche Annäherung der Gletscherfront bzw. Gletscherrandlagen können eine erneute Salzstockhebung auslösen. Als Folge kommt es zu einer lokalen Reduzierung der Minimalspannung im Salzstocktop, aber auch im unmittelbaren Nebengebirge. Als Folge der Spannungsentlastung ist eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums wahrscheinlich. Abhängig vom effektiven hydraulischen Gradienten im Gletscher bzw. Deckgebirge können Hydrofracs auftreten.

Abschließend ist als herausragendes Ergebnis anzuführen, dass es sich bei den als möglicherweise "kryogen" interpretierten Rissen, die in verschiedenen Salzstöcken beobachtet wurden, entgegen den in der Literatur publizierten Annahmen vermutlich um Hydrofrac-Risse handelt, die durch die im Deckgebirge wirkenden Porenwasserdrücke induziert wurden. Dies würde ebenfalls die z. T. vorliegende Füllung mit Lockergesteinsmaterialien erklären, die bei der Druckentlastung eingetragen wurden.

5.3 Hydrogeologische Betrachtungen

5.3.1 Grundlagen

Im Rahmen der Aufgabenstellung zur Beschreibung einer glazigenen Beeinflussung von Wirtsgesteinen und deren Einflüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers wurden die Kaltzeitszenarien Permafrost und Gletscherüberlagerung für die Wirtsgesteinsformationen Salz und Ton in begleitenden Fallstudien simuliert.

Die Fallstudien berücksichtigen für die beiden Wirtsgesteinsformationen je einen generischen Standort in Nordwestdeutschland. Ziel der Modellierung ist es, die hydraulischen Einflüsse auf die Endlagerbereiche unter Annahme verschiedener Kaltzeitszenarien zu beschreiben. Die zugrunde gelegten geologischen Profile der ausgewählten Ton- und Salzformation sind in der Abbildung 90 und in der Abbildung 91 dargestellt. Alle geologischen und hydrogeologischen Annahmen sowie die betrachteten Kaltzeitszenarien wurden vereinfacht bzw. schematisiert in das Hydraulikmodell übernommen, Einzelheiten sind den jeweiligen Fallstudien zu entnehmen.



Abbildung 90: Geologischer Profilschnitt Ton (verändert nach Abbildung 7).





5.3.1.1 Modellkonzept und Szenarien

Für die hydraulische Modellierung im Ton wurden für Deutschland typische Lagerungsverhältnisse jurassischer Gesteine wie sie im Kapitel 2.4.2 (Abbildung 7) dokumentiert sind, stark vereinfacht (Abbildung 90). Hierbei handelt es sich um ein Profil mit grundwasserleitenden Gesteinen an der Oberfläche bis in 300 m Tiefe, für die ein kf-Wert von 10^{-4} m/s und eine Porosität von 15% festgelegt wurden. Diese werden von 100 m mächtigen, grundwassergeringleitenden jurassischen Gesteinen unterlagert, die einen kf-Wert von 10^{-5} m/s und eine Porosität von 10% aufweisen. Die Endlagerformation liegt in einer Tiefe zwischen 400 und 610 m und besteht aus undurchlässigen Tonsteinen des Doggers (kf-Wert 10^{-12} m/s, Porosität 1%). Für das Endlager selbst wird angenommen, dass es in einer Teufe von 500 bis 510 m liegt (Abmessung Endlager: $10 \times 1.000 \times 1.000$ m). Die Endlagerformation wird von hydraulisch geringleitenden Gesteinen (kf-Werte 10^{-6} und 10^{-10} m/s, Porosität 8 und 3%) des Unteren Juras (Lias) unterlagert.

Für die hydraulische Modellierung im Salz wurde die im Kapitel 2.4.1 (Abbildung 6) dargestellte schematische Salzstockstruktur des Zechsteins, wie sie in Nordwestdeutschland häufig zu finden ist, stark vereinfacht (Abbildung 91). Der Salzstock weist in seiner idealisierten Form an der Basis eine Länge von 7,3 km und eine Breite von 3,2 km auf. Die Werte stellen in etwa den Durchschnittswert der Salzstrukturen dar, die von KOCKEL & KRULL (1995) als untersuchungswürdig eingestuft wurden. Die Werte wurden aus der Karte "Salzstrukturen Norddeutschlands" ermittelt und zugrunde gelegt. Die Achse des Modell-Salzstocks ist parallel zur Grundwasserfließrichtung (NW-SE) orientiert und mit kf-Werten von 10⁻¹⁴ m/s (Porosität 0%) hydraulisch undurchlässig. An den Flanken des Salzstocks liegen mesozoische Gesteine mit unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften vor, wie sie in der Tabelle 7 zusammengefasst sind. Der Salzstock wird am Top in seinem zentralen Bereich von quartärem grundwasserleitenden Lockergesteinsmaterial (kf-Wert 10⁻⁴ m/s, Porosität 15%) überlagert Das Endlager befindet sich in einer Teufe von 800 bis 810 m.

Aufgrund der Ausführungen in BOULTON et al. (2001), SCHÖNWIESE (2003) und Modellierungen von BANKS et al. (2007) wurden von Golder Associates für Deutschland während Kaltzeitphasen stark vereinfacht Grundwasserneubildungsraten von etwa 50 mm/a außerhalb von Permafrostgebieten und Gletschern abgeleitet.

Basierend auf den Ausführungen von PIOTROWSKI (1997), MARTENS (2006) sowie HEDIN & NÄSLUND (2006) ist von einer Grundwasserneubildungsrate unterhalb von Gletschern mit warmer Basis von 5 bis 10 mm/a auszugehen. Für die vorliegende Betrachtung wurde eine Rate von 10 mm/a angesetzt.

Für die hydraulischen Fallstudien wurden folgende Rahmenbedingungen zugrunde gelegt:

- Geländehöhe 0 m NN, morphologisch ebene Geländeoberfläche
- Aquifermächtigkeit 300 m
- regionaler Grundwasserabstrom mit geringem Gefälle (1‰) nach Nordwesten, Flurabstand im Südosten des Betrachtungsgebietes 5 m, im Nordwesten 10 m
- Grundwasserneubildung 50 mm in permafrostfreien Bereichen, bei Gletscherüberdeckung durch Schmelzwassereintrag 10 mm Neubildung im Überlagerungsbereich
- Permafrostausbildung
 - o 200 m Mächtigkeit ohne Gletscherüberlagerung
 - 50 m Mächtigkeit bei Gletscherüberdeckung, hier zusätzlich 20% nicht gefrorene Bereiche infolge polythermaler Gletscherbasis
- Inhomogenitäten, tektonische Überprägungen oder Anisotropien innerhalb der Formationen werden nicht betrachtet

Die im Folgenden beschriebenen Szenarien wurden unter Bezug auf die o. a. Rahmenbedingungen mit einem berechneten Zeitraum von jeweils 1.000 Jahren betrachtet:

Tonformation: Für die Tonformation wurden die hydraulischen Auswirkungen auf den Endlagerbereich unter den als wahrscheinlich anzunehmenden Szenarien "Permafrost" und "teilweise Gletscherbedeckung" betrachtet. Die hierbei zugrunde gelegten Vorgänge sind im Folgenden skizziert.

- Ton-Fallstudienszenario 1 Tonformation unter Permafrostbedingungen: Im Nordwesten des Betrachtungsbereiches liegt Permafrost mit einer Mächtigkeit von 200 m vor; Grundwasserneubildung findet hier nicht statt, der gefrorene Bereich weist keine hydraulische Durchlässigkeit auf. Der Grundwasseranstrom erfolgt aus Südosten, wo kein Permafrost vorliegt; die Grundwasserneubildung erreicht die regional angenommene Größenordnung von 50 mm pro Jahr.
- Ton-Fallstudienszenario 2 Tonformation unter teilweiser Gletscherbedeckung: Das Betrachtungsgebiet wird im Nordwesten von einem Gletscher überlagert. Aufgrund der polythermalen Gletscherbasis beträgt die Mächtigkeit des unter dem Gletscher vorliegenden Permafrostes 50 m, zugleich ist die Gletscherfront durch kleinflächige permafrostfreie Bereiche gekennzeichnet, die 20% der gletscherbedeckten Fläche (250 ha im betrachteten Modellgebiet) umfassen. Der Grundwasseranstrom erfolgt aus dem nicht von Permafrost überprägten Südosten des Betrachtungsgebietes. Die Grundwasserneubildung beträgt im

permafrostfreien Bereich 50 mm pro Jahr, unterhalb der Gletscherbedeckung fallen zusätzlich 10 mm durch Eintrag von Gletscherschmelzwasser an.

Salzformation: Für die Salzformation wurde zunächst wie beim Ton das Szenario "Permafrost" betrachtet. Die zweite Fallstudie umfasst ebenfalls eine teilweise Gletscherüberlagerung. Im Unterschied zum Tonmodell wurde hier jedoch kein flächenhaft verteilter Eintrag von Schmelzwasser über die nicht gefrorenen Bereiche angenommen, sondern der punktuelle Eintrag von Schmelzwasser mit einem hohen hydraulischen Gefälle vorausgesetzt. Begründet wird dieses Szenario durch das postulierte Vorliegen eines 300 m mächtigen schmelzwassererfüllten Bereiches im hydraulisch kommunizierenden gesamten unteren Teil des geklüfteten, kavernösen Gletschers. Der Zustrom des Wassers in den Untergrund erfolgt zu einem bestimmten Zeitpunkt auf einer relativ kleinen Fläche an der Gletscherbasis (punktuell); der Vorgang verläuft über einen relativ kurzen Zeitraum.

- Salz-Fallstudienszenario 1 Salzformation unter Permafrostbedingungen: Analog zum Ton liegt im Nordwesten des Betrachtungsbereiches Permafrost mit einer Mächtigkeit von 200 m vor; Grundwasserneubildung findet hier nicht statt, der gefrorene Bereich weist keine hydraulische Durchlässigkeit auf. Der Grundwasseranstrom erfolgt aus Südosten, wo kein Permafrost vorliegt; die Grundwasserneubildung erreicht die regional angenommene Größenordnung von 50 mm pro Jahr.
- Salz-Fallstudienszenario 2 Salzformation unter teilweiser Gletscherbedeckung mit punktuellem Schmelzwassereintrag: Das Betrachtungsgebiet wird im Nordwesten von einem Gletscher überlagert. Aufgrund der polythermalen Gletscherbasis beträgt die Mächtigkeit des unter dem Gletscher vorliegenden Permafrostes 50 m. Im Bereich der Gletscherfront liegt punktuell ein permafrostfreier Bereich auf einer Fläche von 20 ha vor, über den die Entwässerung der 300 m mächtigen Schmelzwassersäule aus dem Gletscher stattfindet. Der Grundwasseranstrom erfolgt aus dem nicht von Permafrost überprägten Südosten des Betrachtungsgebietes. Eine Grundwasserneubildung wird im Szenario "punktueller Schmelzwassereintrag" nicht berücksichtigt. Der Schmelzwasserzufluss wird über einen Zeitraum von einem Jahr simuliert und gerechnet.

Modellkonzept

Bei der Modellerstellung wird zwischen einem hydrogeologischen und einem mathematischen Modell unterschieden. Das hydrogeologische Modell beinhaltet Informationen, die als Grundlage für die Modellrechnung erforderlich sind. Dabei handelt es sich um Geodaten, die unabhängig vom mathematischen Modell und dem verwendeten Programmcode sind. Dem gegenüber steht das mathematische Modell, das ausschließlich quantitative (rechenbare) Daten umfasst.

Das zur Erstellung eines numerischen Grundwassermodells notwendige hydrogeologische Modell dient der Darstellung der naturräumlichen Verhältnisse. Im Rahmen der Fallstudien erlaubt die Aufgabenstellung und Datengrundlage keine modellhafte Darstellung eines vorhandenen natürlichen Untersuchungsgebietes. Die vorliegende Strömungsmodellierung umfasst ein generisches Modell mit angenommenen hydrogeologischen Eingangsparametern und entsprechenden Randbedingungen für den nordwestdeutschen Raum.

Das mathematische Modell wird aus einem Finite-Elemente-Netz gebildet, das aus Knoten und Dreieckselementen besteht. Für die Knoten und Elemente werden hydrogeologische Parameter definiert. Mathematisch-numerische Strömungsmodelle berechnen die Wasserbewegung im Untergrund und ermöglichen die räumliche und zeitliche Auflösung von Grundwasserströmungen. Die Modellrechnung liefert die Verteilung der Grundwasserhöhen, anhand derer Fließrichtungen ermittelt und Grundwasserfließraten bilanziert werden.

Eine Kalibrierung und Validierung der numerischen Strömungsmodelle der Fallstudien ist aufgrund der beschriebenen Idealisierung und gewählten Modellparameter nicht möglich, die Ergebnisse der durchgeführten Szenarien dienen lediglich der Darstellung verschiedener Vorgänge und können ausschließlich qualitativ betrachtet werden.

5.3.1.2 Rechencode

Die numerische Modellierung erfolgt mit dem Programmcode FEFLOW (WASY GmbH, Berlin). Mit Hilfe des Softwarepaketes können dreidimensionale numerische Modelle von porösen, wassergesättigten Grundwassersystemen erstellt und isotrope/anisotrope, gespannte/ungespannte, stationäre/instationäre Eigenschaften und Bedingungen simuliert werden. Das Programm berechnet die dreidimensionale Grundwasserströmung und den dreidimensionalen Stofftransport auf Basis der Finite-Elemente-Methode. Die Diskretisierung erfolgt in Dreieckselementen oder Prismen. Lokale Netzverfeinerungen erlauben die detaillierte Auflösung von kleinräumigen Strukturen.

5.3.1.3 Modellannahmen und Eingangsparameter

Zur Erstellung des Grundwasserströmungsmodells und Bestimmung der Modellgeometrie, der Randbedingungen und Anfangsparameter wurden die in der Tabelle 9 und der Tabelle 10 zusammengestellten Daten verwendet. Mit Hilfe dieser hydraulischen und hydrogeologischen Informationen und unter Berücksichtigung der Aufgabenstellung wurden anschließend das Modellgebiet sowie der Modellaufbau festgelegt.

5.3.2 Strömungsmodell Tonformation

5.3.2.1 Modellaufbau

Das idealisierte 3-dimensionale Modellgebiet hat eine Größe von 5.000 x 5.000 m mit einer Gesamtmächtigkeit von 1.000 m (Abbildung 92). Die Geländehöhe im gesamten Modellgebiet wurde einheitlich auf 0 m NN gesetzt; somit wurden keine morphologischen Unterschiede bzw. Gefälle berücksichtigt. Das Strömungsmodell besteht aus 11 horizontalen Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit. Basierend auf der Datengrundlage wurden jeder Schicht die entsprechenden geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften zugewiesen. Im Folgenden werden die Tiefenlagen und entsprechenden Eingangsparameter der einzelnen Schichten aufgelistet:

Schicht	Tiefenlage [m]	Durchlässigkeitbeiwert x, y-Richtung [m/s]	Durchlässigkeitbeiwert z-Richtung [m/s]	Porosität [%]
1 (GW-Leiter)	0 - 50	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
2 (GW-Leiter)	50 - 200	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
3 (GW-Leiter)	200 - 250	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
4 (GW-Leiter)	250 - 300	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
5 (GW-Geringleiter 1)	300 - 400	1 x 10 ⁻⁰⁵	1 x 10 ⁻⁰⁶	10
6 (Endlagerformation)	400 - 450	1 x 10 ⁻¹²	1 x 10 ⁻¹²	1
7 (Endlagerformation)	450 - 500	1 x 10 ⁻¹²	1 x 10 ⁻¹²	1
8 (Endlagerformation)	500 - 510	1 x 10 ⁻¹²	1 x 10 ⁻¹²	1
9 (Endlagerformation)	510 - 610	1 x 10 ⁻¹²	1 x 10 ⁻¹²	1
10 (GW-Geringleiter 2)	610 - 760	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
11 (GW-Geringleiter 3)	760 - 1.000	1 x 10 ⁻¹⁰	1 x 10 ⁻¹¹	3

 Tabelle 9:
 Eingangsparameter der Modellschichten Tonformation



Abbildung 92: Modellaufbau Tonformation.

Grundwasserneubildung: Die angenommene Grundwasserneubildungsrate von 50 mm/a wurde entsprechend umgerechnet und als $1,37 \times 10^{-04}$ m/d der obersten Schicht des Modells flächig zugeteilt.

Grundwasserverhältnisse: Die Grundwasserverhältnisse in den Schichten oberhalb der Endlagerformation werden als ungespannt in das Strömungsmodell integriert.

Randbedingungen: Das Modellgebiet wird durch "no-flow"- bzw. Festpotenzial-Randbedingungen (Abbildung 93) begrenzt. Den nordöstlichen und südwestlichen Modellrand stellen undurchlässige "no-flow"-Randbedingungen dar. Die Randzu- und Randabflüsse werden durch die Grundwasserhöhen an den Modellrändern im Südosten und Nordwesten definiert. Diesen wird ein Festpotenzial von -5 m NN (südöstlicher Modellrand) bzw. -10 m NN (nordwestlicher Modellrand) zugeordnet. Der entsprechende hydraulische Gradient von 1‰ bewirkt einen kontinuierlichen Grundwasserfluss vom südöstlichen zum nordwestlichen Modellrand. Jeder Modellschicht wurden diese Randbedingungen zugewiesen.



Abbildung 93: Randbedingungen Tonformation.

Modellrechnung Ist-Zustand: Zur Berechnung eines Grundzustandes als Basismodell für die späteren Szenarien Permafrost und Gletscherüberlagerung wurde das Strömungsmodell stationär gerechnet. Die berechnete Grundwasserhöhenverteilung (Abbildung 94) wird als Startbedingung für die folgenden instationären Modellrechnungen der Szenarien verwendet.





5.3.2.2 Fallstudie 1: Tonformation unter Permafrostbedingungen

Im Rahmen des Szenarios Permafrost wird eine 200 m mächtige Permafrostschicht in die nordwestliche Hälfte des Strömungsmodells integriert. Es wird davon ausgegangen, dass die Permafrostschicht undurchlässig ist und aufgrund des gefrorenen Wassers in den Porenräumen keine nutzbare Porosität besitzt. Desweiteren findet im Bereich des Permafrostes keine Grundwasserneubildung statt. Zu diesem Zweck werden die Eigenschaften der Modellschicht 1 und 2 in der entsprechenden Modellhälfte verändert.

Schichten 1 + 2 (Permafrost):

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Porosität: 0%, Neubildung: 0 m/d.

Die nordwestlichen Festpotenzial-Randbedingungen in den Schichten 1 und 2 werden zu undurchlässigen "no-flow"-Randbedingungen verändert, da in diesen Schichten kein Grundwasserfluss in das bzw. aus dem Modell stattfinden kann.

Das Permafrost-Szenario wird instationär über einen Zeitraum von 1.000 Jahren gerechnet. Dabei wird zu festgelegten Zeitpunkten die Grundwasserhöhenverteilung berechnet und gespeichert. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, Grundwasserhöhen und Fließgeschwindigkeiten bestimmter Knotenpunkte gesondert zu speichern und diese über die Simulationszeit zu beobachten.

In den Schichten von besonderem Interesse - unterhalb der Permafrostschicht (Schicht 3), die Grenze Grundwasserleiter und Wirtsgestein (Schicht 5) sowie die potenzielle Endlagerschicht (Schicht 8) - werden so genannte Beobachtungsknotenpunkte (Sondenpunkt GW-Leiter 1, GW-Leiter 2 und Ton) festgelegt. Diese befinden sich jeweils im westlichen Modellgebiet im Bereich des potenziellen Endlagers und wurden auf Schicht 3 und 5 entsprechend gespiegelt (Abbildung 93).

Ergebnisse: Tonformation unter Permafrostbedingungen

Die im nordwestlichen Modellgebiet integrierte undurchlässige Permafrostschicht mit einer Mächtigkeit von 200 m bewirkt eine Verringerung der Mächtigkeit des durchlässigen Grundwasserleiters um zwei Drittel. Aufgrund dieser Verringerung des Grundwasserleiters kommt es vor der Permafrostschicht zu einer Aufstauung des Grundwassers und unterhalb der Permafrostschicht zu einer Erhöhung der Grundwasserhöhen und Fließgeschwindigkeiten. Der Anstieg der Grundwasserhöhe von -7,84 auf -7,08 m sowie die Zunahme der Fließgeschwindigkeit von 0,0089 auf 0,0126 m/d im Bereich der Sondenpunkte GW-Leiter 1 und GW-Leiter 2 vollzieht sich in den ersten 10 Jahren der Simulation und bleibt für die restliche Simulationszeit bis 1.000 Jahre auf dem entsprechend höheren Niveau konstant (Abbildung 95 und Abbildung 96).

Im Bereich des potenziellen Endlagers nimmt die Grundwasserhöhe am Sondenpunkt Ton von -7,92 auf -7,82 m zu (Abbildung 95) zu, wobei die sehr geringe Fließgeschwindigkeit von 8,8 x 10⁻¹¹ m/d konstant bleibt. Dies ist auf den Anstieg der Grundwasserhöhen in den überlagernden Schichten zurückzuführen. Das zunehmende hydraulische Gefälle zwischen Grundwasserleiter und Wirtsgestein Ton führt zu der geringen Zunahme der Grundwasserhöhen um 0,1 m. Mit Erreichen des maximalen hydraulischen Gefälles nach ca. 10 Jahren stabilisiert sich die Grundwasserhöhe im Bereich des potenziellen Endlagers und verbleibt auf annähernd gleichem Niveau für die restliche Simulationszeit.



Abbildung 95: Grundwasserhöhen an Beobachtungspunkten (Tonformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 96: Fließgeschwindigkeiten am Sondenpunkt in 200 bis 250 m Tiefe (Tonformation/ Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 97: Grundwasserhöhenverteilung (Tonformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 98: Grundwasserfließgeschwindigkeiten (Tonformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).

5.3.2.3 Fallstudie 2: Tonformation unter teilweiser Gletscherbedeckung

Im Szenario 2 wird eine Gletscherüberdeckung in der nordwestlichen Hälfte des Modellgebietes simuliert. In das hydraulische Modell wird diese durch eine undurchlässige Permafrostschicht von 50 m Mächtigkeit integriert. Eine weitere Annahme ist, dass etwa 20% der Fläche unterhalb des Gletschers ohne Permafrost ausgebildet ist. Diese Annahme wird durch unregelmäßig verteilte Zonen mit Aquifereigenschaften und Grundwasserneubildung aufgrund von Schmelzwasser in das Tonmodell eingebunden (Abbildung 99). Die Neubildung durch Schmelzwasser des Gletschers beträgt 10 mm/a und wird den Bereichen ohne Permafrost zugeteilt. In der südöstlichen Modellhälfte, ohne Permafrostausbildung, beträgt die Neubildung weiterhin 50 mm/a.



Abbildung 99: Verteilung der Permafrostlücken und Grundwasserneubildung (Tonformation/ Gletscher-Szenario).

Die Permafrostschicht unterhalb des Gletschers (Schicht 1) besitzt folgende Eigenschaften:

Schicht 1 (Permafrost):

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Porosität: 0%, Neubildung: 0 m/d.

Permafrostlücken:

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-04} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-05} m/s, Porosität: 15%, Neubildung: 2,74 x 10^{-05} m/d.

Die nordwestliche Festpotenzial-Randbedingung von Schicht 1 wird zu einer "no-flow"-Randbedingung verändert. Das Gletscher-Szenario wird ebenfalls instationär über einen Zeitraum von 1.000 Jahren gerechnet. Dabei wird zu festgelegten Zeitpunkten die Grundwasserhöhenverteilung berechnet und gespeichert.

In den Schichten von besonderem Interesse - unterhalb der 50 m mächtigen Permafrostschicht (Schicht 3) sowie der potenziellen Endlagerschicht (Schicht 7) - werden so genannte Beobachtungsknotenpunkte (Sondenpunkt GW-Leiter 1 und Ton) festgelegt. Diese befinden sich jeweils im nordwestlichen Modellgebiet im Bereich des potenziellen Endlagers; sie wurden auf die Schichten 3 und 5 entsprechend gespiegelt (Abbildung 93). Zusätzlich wird im Gletscher-Szenario ein Beobachtungsknotenpunkt (Sondenpunkt Permafrost) in Schicht 2 in einem Bereich mit Permafrostlücke festgelegt.

Ergebnisse: Tonformation unter teilweiser Gletscherbedeckung

Durch die Simulation einer weniger mächtigen Permafrostschicht unterhalb des Gletschers kommt es zu einem - im Vergleich zum Permafrost-Szenario - geringeren Anstieg der Grundwasserhöhen und Fließgeschwindigkeiten am Sondenpunkt GW-Leiter 1 in 200 bis 250 m Tiefe (Abbildung 100 und Abbildung 101). Die Grundwasserhöhe steigt von -7,84 auf -7,80 m an; die Fließgeschwindigkeiten stabildung 10,0094 m/d. Nach ca. 10 Jahren Simulationszeit haben sich quasistationäre Bedingungen eingestellt und sowohl die Grundwasserhöhen als auch die Fließgeschwindigkeiten stabilisieren sich am Sondenpunkt GW-Leiter 1 auf dem entsprechenden Niveau.

Die nur geringe Zunahme der Grundwasserhöhen von 0,04 m in den das Wirtsgestein überlagernden Schichten beeinflusst den Bereich des potenziellen Endlagers nicht signifikant. Die Veränderung der Grundwasserhöhe am Sondenpunkt Ton liegt im Bereich von 0,01 m und ist somit vernachlässigbar (Abbildung 100).

Die Permafrostlücken mit Schmelzwasserneubildung haben nur einen sehr geringen und lokalen Einfluss auf die Grundwasserhydraulik unterhalb der Permafrostschicht. In den Bereichen ohne Permafrost kommt es lokal in Schicht 2 zu einem geringen Anstieg der Grundwasserhöhen im Vergleich zu einer Simulation mit gleichen Randbedingungen und vollständiger Permafrostschicht. In der Abbildung 102 sind die Grundwassergleichen der Schicht 2 beider Simulationen vergleichend dargestellt.



Abbildung 100: Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Tonformation/Gletscher-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 101: Grundwasserfließgeschwindigkeiten am Sondenpunkt in 200 bis 250 m Tiefe (Tonformation/Gletscher-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 102: Grundwassergleichen mit und ohne Permafrostlücken (Tonformation/Gletscher-Szenario nach 1.000 Jahren).

5.3.3 Strömungsmodell Salzformation

Zur Simulation der Kaltzeitszenarien (Permafrost und Gletscherüberlagerung) im Wirtsgesteinstyp Salz wird ein weiteres, den entsprechenden Fallstudien angepasstes Strömungsmodell aufgebaut. Um eine Vergleichbarkeit der Szenarien zu gewährleisten, wurden die übertragbaren hydraulischen Modellparameter und Szenarienbedingungen des Tonmodells in das Salzmodell integriert. Das Szenario Gletscherüberlagerung wird, entgegen der Annahme im Tonmodell, nur mit einer Permafrostlücke simuliert. Es wird ein lokaler Schmelzwasserzufluss des Gletschers mit einem hohen hydraulischen Druckgradienten in den Grundwasserleiter simuliert.

5.3.3.1 Modellaufbau

Das idealisierte 3-dimensionale Modellgebiet Salzformation hat eine Größe von 10.000 x 10.000 m mit einer Gesamtmächtigkeit von 3.000 m (Abbildung 103). Die Geländehöhe wurde im gesamten Modellgebiet einheitlich auf 0 m NN gesetzt; es wurden somit keine morphologischen Unterschiede bzw. Gefälle berücksichtigt. Zur Simulation des lokalen Gletscherzuflusses im Gletscher-Szenario wurde das Modellgebiet um den Faktor 10 vergrößert, um einen Einfluss der Randbedingungen auf die Simulationsrechnung auszuschließen.

Das Strömungsmodell besteht aus 11 horizontalen Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit (Abbildung 103). Basierend auf der Datengrundlage wurden jeder Schicht die entsprechenden geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften zugeteilt. Der Salzstock wird zentral in das Modellgebiet integriert, wobei dieser unterhalb des Grundwasserleiters 1 in 300 m Tiefe beginnt und sich bis zur Salzformation in 2.000 m Tiefe stufenweise verbreitert (Abbildung 104). Der potenzielle Endlagerbereich liegt zentral im Salzstock in einer Tiefe von 800 bis 810 m (Schicht 7). Im Folgenden werden die Tiefenlagen und Eingangsparameter jeder Schicht aufgelistet.

Schicht	Tiefenlage [m]	Durchlässigkeitbeiwert x, y-Richtung [m/s]	Durchlässigkeitbeiwert z-Richtung [m/s]	Porosität [%]
1 (GW-Leiter)	0 - 50	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
2 (GW-Leiter)	50 - 200	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
3 (GW-Leiter)	200 - 250	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
4 (GW-Leiter)	250 - 300	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
5 (GW-Geringleiter 1)	300 - 500	1 x 10 ⁻⁰⁵	1 x 10 ⁻⁰⁶	10
6 (GW-Geringleiter 2)	500 - 800	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
7 (GW-Geringleiter 2)	800 - 810	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
8 (GW-Geringleiter 2)	810 - 1.000	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
9 (GW-Geringleiter 3)	1.000 - 1.400	1 x 10 ⁻¹⁰	1 x 10 ⁻¹¹	3
10 (GW-Geringleiter 3)	1.400 - 2.000	1 x 10 ⁻¹⁰	1 x 10 ⁻¹¹	3
11 (Salzformation)	2.000 - 3.000	1 x 10 ⁻¹⁴	1 x 10 ⁻¹⁴	0

Tabelle 10: Eingangsparameter der Modellschichten Salzformation



Abbildung 103: Modellaufbau Salzformation.

Tabelle 11:	Angenommene	Geometrie des	Modellsalzstocks
	0		

Tiefe [m]	Ausbildung (Länge / Breite) [m]
300 - 800	5.700 x 1.600
800 - 1.400	6.250 x 2.150
1.400 - 2.000	7.250 x 3.150
2.000 - 3.000	gesamte Schicht

Folgende Eingangsparameter wurden dem Salzstockbereich zugewiesen:

Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10⁻¹⁴ m/s

Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10⁻¹⁴ m/s

Porosität: 0%



Abbildung 104: Randbedingungen Salzformation und Ausdehnung des Salzstocks.

Grundwasserneubildung: Die angenommene Grundwasserneubildungsrate von 50 mm/a wurde entsprechend umgerechnet und als $1,37 \times 10^{-04}$ m/d der obersten Schicht des Modells flächig zugeteilt.

Grundwasserverhältnisse: Es wurden ungespannte Grundwasserverhältnisse angenommen.

Randbedingungen: Das Modellgebiet wird durch "no-flow"- bzw. Festpotenzial-Randbedingungen begrenzt (Abbildung 104). Den nordöstlichen und südwestlichen Modellrand stellen undurchlässige "no-flow"-Randbedingungen dar. Die Randzu- und Randabflüsse werden durch die Grundwasserhöhen an den Modellrändern im Südosten und Nordwesten definiert. Diesen wird ein Festpotenzial von -5 m NN (südöstlicher Modellrand) bzw. -15 m NN (nordwestlicher Modellrand) zugewiesen. Der entsprechende hydraulische Gradient von 1‰ bewirkt einen kontinuierlichen Grundwasserfluss vom südöstlichen zum nordwestlichen Modellrand. Jeder Modellschicht wurden diese Randbedingungen zugewiesen.

Modellrechnung Ist-Zustand

Zur Berechnung eines Grundzustandes als Basismodell für die späteren Szenarien Permafrost und Gletscherüberlagerung wurde das Strömungsmodell stationär gerechnet. Die berechnete Grundwasserhöhenverteilung (Abbildung 105) wird als Startbedingung für die folgenden instationären Modellrechnungen der Szenarien verwendet.



Abbildung 105: Grundwasserhöhenverteilung (Salzformation/Grundzustand, stationär).

5.3.3.2 Fallstudie 1: Salzformation unter Permafrostbedingungen

Entsprechend dem Szenario Permafrost im Tonmodell wird auch im Salzmodell eine 200 m mächtige Permafrostschicht in die nordwestliche Hälfte des Strömungsmodells integriert. Es wird davon ausgegangen, dass die Permafrostschicht undurchlässig ist und aufgrund des gefrorenen Wassers in den Porenräumen keine nutzbare Porosität besitzt. Desweiteren findet im Bereich des Permafrostes keine Grundwasserneubildung mehr statt. Zu diesem Zweck werden die Eigenschaften der Modellschicht 1 und 2 in der entsprechenden Modellhälfte verändert.

Schichten 1 + 2 (Permafrost):

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Porosität: 0%, Neubildung: 0 m/d.

Die nordwestlichen Festpotenzial-Randbedingungen in den Schichten 1 und 2 werden zu undurchlässigen "no-flow"-Randbedingungen verändert, da in diesen Schichten kein Grundwasserfluss in bzw. aus dem Modell stattfinden kann.

Das Permafrost-Szenario im Salzmodell wird, entsprechend dem Tonmodell, instationär über einen Zeitraum von 1.000 Jahren gerechnet.

Beobachtungsknotenpunkte (Sondenpunkt Salz und GW-Leiter 1) liegen im nordwestlichen Modellgebiet im potenziellen Endlagerbereich in Schicht 7 (800 bis 810 m Tiefe) und entsprechend gespiegelt unterhalb der Permafrostschicht in Schicht 3 in 200 bis 250 m Tiefe (Abbildung 104). In Schicht 3 liegt der gewählte Sondenpunkt GW-Leiter 1 somit oberhalb des Salzstocks. Die Veränderungen der Grundwasserhöhen und Fließgeschwindigkeiten an diesen Punkten werden in festgelegten Zeitschritten über die gesamte Simulationszeit gespeichert und können anschließend vergleichend dargestellt werden.

Ergebnisse: Salzformation unter Permafrostbedingungen

Die Permafrostschicht mit einer Mächtigkeit von 200 m führt am Sondenpunkt GW-Leiter 1 (200 bis 250 m Tiefe) zu einem Anstieg von Grundwasserhöhe und Fließgeschwindigkeit (Abbildung 106 und Abbildung 107). Nach einem geringen Abfall der Grundwasserhöhe aufgrund der fehlenden Neubildung im ersten Jahr der Simulation, steigt diese in den folgenden ca. 27 Jahren stetig an und verbleibt für den restlichen Simulationszeitraum bis 1.000 Jahre auf entsprechend höherem Niveau. Die Grundwasserhöhe am Sondenpunkt GW-Leiter 1 steigt von -11,63 auf -10,81 m NN an; die Fließgeschwindigkeit nimmt im Simulationszeitraum von 0,0097 auf 0,0133 m/d zu. Die beschriebenen hydraulischen Veränderungen sind, wie bereits im Tonmodell, auf die Permafrostschicht und die damit einhergehende Mächtigkeitsverringerung des oberen Grundwasserleiters zurückzuführen. Dies zeigt sich insbesondere oberhalb des Salzstocks in der Schicht 3. In diesem Bereich ist die gut durchlässige durchfließbare Mächtigkeit am geringsten und es kommt zu einer deutlichen Zunahme der Fließgeschwindigkeiten (Abbildung 108).

Die beschriebenen hydraulischen Veränderungen im Grundwasserleiter oberhalb des Salzstocks haben keinen Einfluss auf die potenzielle Endlagerschicht (Schicht 7). Es kommt zu keinem Anstieg der Grundwasserhöhe am Sondenpunkt Salz, diese bleibt über den gesamten Simulationszeitraum konstant (Abbildung 106).



Abbildung 106: Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Salzformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 107: Grundwasserfließgeschwindigkeiten an Sondenpunkten (Salzformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).



Abbildung 108: Grundwasserfließgeschwindigkeiten in Schicht 3 (Salzformation/Permafrost-Szenario nach 1.000 Jahren).

5.3.3.3 Fallstudie 2: Salzformation unter teilweiser Gletscherbedeckung mit punktuellem Schmelzwassereintrag

Zur Simulation des lokalen Gletscherzuflusses in den Grundwasserleiter wird das Modellgebiet um den Faktor 10 vergrößert und drei Schichten erweitert. Eine Vergrößerung des Modellgebietes ist notwendig, um den Einfluss der Randbedingungen auf die Szenariensimulation auszuschließen. Die zusätzliche Erweiterung um drei Schichten dient lediglich der besseren vertikalen Diskretisierung des Strömungsmodells im Bereich der simulierten Lücke im Permafrost; die Eigenschaften und Mächtigkeiten des geologischen Grundmodells wurden beibehalten. Die Größe des zentralen Salzstocks ist unverändert und der potenzielle Endlagerbereich liegt in einer Tiefe von 800 bis 810 m (Schicht 10). In der Tabelle 12 sind die Schichten und entsprechenden Eingangsparameter des angepassten Modellgebietes aufgelistet.

Schicht	Tiefenlage [m]	Durchlässigkeits beiwert x, y- Richtung [m/s]	Durchlässigkeits- beiwert z-Richtung [m/s]	Porosität [%]
1 (GW-Leiter)	0 - 25	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
2 (GW-Leiter)	25 - 50	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
3 (GW-Leiter)	50 - 100	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
4 (GW-Leiter)	100 - 200	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
5 (GW-Leiter)	200 - 250	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
6 (GW-Leiter)	250 - 295	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
7 (GW-Leiter)	295 - 300	1 x 10 ⁻⁰⁴	1 x 10 ⁻⁰⁵	15
8 (GW-Geringleiter 1)	300 - 500	1 x 10 ⁻⁰⁵	1 x 10 ⁻⁰⁶	10
9 (GW-Geringleiter 2)	500 - 800	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
10 (GW-Geringleiter 2)	800 – 810	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
11 (GW-Geringleiter 2)	810 - 1.000	1 x 10 ⁻⁰⁶	1 x 10 ⁻⁰⁷	8
12 (GW-Geringleiter 3)	1.000 - 1.400	1 x 10 ⁻¹⁰	1 x 10 ⁻¹¹	3
13 (GW-Geringleiter 3)	1.400 - 2.000	1 x 10 ⁻¹⁰	1 x 10 ⁻¹¹	3
14 (Salzformation)	2.000 - 3.000	1 x 10 ⁻¹⁴	1 x 10 ⁻¹⁴	0

 Tabelle 12:
 Eingangsparameter der Modellschichten Gletscherzufluss-Szenario

Dem vergrößerten Modell wurden entsprechende Randbedingungen zugeteilt, um einen hydraulischen Gradienten von 1‰ beizubehalten. Eine Grundwasserneubildung wird im Szenario Gletscherzufluss nicht berücksichtigt. Als Grundmodell bzw. Startbedingung dient der stationäre Grundzustand des Strömungsmodells.
Auf diesen Grundzustand aufbauend, wird in die nordwestliche Modellhälfte eine 50 m mächtige Permafrostschicht integriert. Diese ist, mit Ausnahme einer Permafrostlücke im Bereich des Gletscherzuflusses, durchgehend ausgebildet (Abbildung 109).

Die Permafrostschicht und Permafrostlücke unterhalb des Gletschers erhalten folgende Eigenschaften:

Schichten 1 + 2 (Permafrost):

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-14} m/s, Porosität: 0%.

Permafrostlücke (ca. 500 x 400 m):

Tiefenlage: 0 bis 50 m, Durchlässigkeitsbeiwert x, y-Richtung: 1 x 10^{-04} m/s, Durchlässigkeitsbeiwert z-Richtung: 1 x 10^{-05} m/s, Porosität: 15%.

Die nordwestliche Festpotenzial-Randbedingung von Schicht 1 + 2 wird zu einer "no-flow"-Randbedingung verändert.

Zur Simulation des Gletscherzuflusses wird den Knotenpunkten der Schichten 1 und 2 im Zuflussbereich bzw. der Permafrostlücke (Abbildung 109) eine Festpotenzialrandbedingung von 300 m NN zugeteilt. Dies entspricht einer über den Simulationszeitraum kontinuierlich wirkenden Wassersäule von 300 m auf die entsprechenden Knotenpunkte bzw. den darunterliegenden Grundwasserleiter.

Das Zufluss-Szenario im Salzmodell wird über einen Zeitraum von 1 Jahr simuliert und gerechnet.

Die Beobachtungsknotenpunkte (Sondenpunkt Salz, GW-Leiter 1 und oberhalb des Salzstocks) liegen im nordwestlichen Modellgebiet unterhalb der Zuflusszone im potenziellen Endlagerbereich (Schicht 10) und entsprechend gespiegelt unterhalb der Permafrostschicht (Schicht 4) bzw. unmittelbar oberhalb des Salzstocks (Schicht 7). Die Veränderung der Grundwasserhöhen und Fließgeschwindigkeiten an diesen Punkten werden in festgelegten Zeitschritten über die gesamte Simulationszeit gespeichert.



Abbildung 109: Ausschnitt des Modellgebietes im Salzstockbereich mit Zuflusszone und Durchlässigkeitsbeiwert-Verteilung (Salzformation/Zufluss-Szenario).

Ergebnisse: Salzformation unter teilweiser Gletscherbedeckung mit punktuellem Schmelzwassereintrag

Der simulierte Gletscherzufluss führt im Grundwasserleiter zu einer Erhöhung der Grundwasserhöhen und teilweise einer Zunahme der Fließgeschwindigkeiten. Um die Zuflusszone herum bildet sich ein Injektionstrichter aus, welcher bis zum Kontaktbereich Grundwasserleiter / Salzstock in der Schicht 7 in 295 bis 300 m Tiefe reicht (Abbildung 110). In der Abbildung 111 sind die Druckhöhen an den Sondenpunkten über die Simulationszeit vergleichend dargestellt. Am Sondenpunkt GW-Leiter 1 (Schicht 4) steigt die Grundwasserhöhe von -47,8 auf 118,3 m NN, während der Gletscherzufluss unmittelbar oberhalb des Salzstocks in 300 m Tiefe (Schicht 7) noch einen Anstieg der Grundwasserhöhe um 87,3 m von -47,8 auf 39,5 m NN bewirkt. Dies entspricht im Kontaktbereich des Grundwasserleiters mit dem Salzstock einer Druckzunahme infolge des Gletscherzuflusses von ca. 860 kPa. Im potenziellen Endlagerbereich (Schicht 10) kommt es zu keiner Erhöhung und die Grundwasserhöhe bleibt über den gesamten Simulationszeitraum konstant bei -48,1 m NN.



Abbildung 110: Modellausschnitt Schicht 7 (295 bis 300 m Tiefe) im Salzstockbereich mit Grundwasserhöhen (Salzformation/Zufluss-Szenario nach 1 Jahr).



Abbildung 111: Grundwasserhöhen an Sondenpunkten (Salzformation/Zufluss-Szenario nach 1 Jahr).

5.4 Kaltzeitliche Einwirkungen auf Ton- und Salzformationen

Zielstellung der Quantifizierung von Vorgängen war es, die aus langzeitig stattfindenden klimatischen Veränderungen einer Kaltzeit resultierenden Einwirkungen auf ein Endlager in einer Salzoder Tonformation mittels numerischer Fallstudien zu untersuchen.

Die Notwendigkeit zur Durchführung begleitender numerischer Modellrechnungen im Vorhaben resultiert aus der Komplexität der möglichen Szenarien. Sie wurden auf Basis von Naturbeobachtungen über eine Vielzahl von Merkmalen, Ereignissen und Prozessen analog zu FEP-Katalogen (z. B. ISIBEL 2008) für die beiden Endlagerkonstellationen flach gelagerte Tonsteinformation und Salzgesteine (steile Lagerung) bereits beschrieben (vgl. Kapitel 2, 3 und 4).

Danach werden die Szenarien in ihrer Ausprägung vor allem von den geologischen, geomechanischen, thermischen und hydraulischen Randbedingungen des spezifischen Wirtsgesteins und der Endlagerkonstellation sowie den hydraulischen Prozessen im Deckgebirge bestimmt. Die Konsequenzen der Kaltzeit-Einwirkungen hängen wesentlich von den geogenen Rahmenbedingungen, z. B. Teufenlage des Endlagers und Gesteinsmächtigkeiten der Wirtsformation, aber auch von der Dauer und zeitlichen Abfolge der verschiedenen Einzelvorgänge ab (Dauer der Kaltzeit, Abkühlungsrate etc.).

Aufgabe der durchgeführten Modellrechnungen war es, die Randbedingungen und Auswirkungen klimatischer Einwirkungen in einer generischen Endlagerkonstellation zu betrachten und entsprechend ihrer Relevanz voneinander zu separieren. Somit handelt es sich bei den in diesem Zusammenhang durchgeführten Simulationsrechnungen um Fallstudien diskreter Szenarien und nicht um Modellrechnungen, wie sie beispielsweise im Rahmen einer standortbezogenen Langzeitsicherheitsanalyse erforderlich sind.

Für die daraus abzuleitenden Schlussfolgerungen gelten folgende Einschränkungen:

- Die durchgeführten Fallstudien beziehen sich auf hypothetische Standorte. Bei der Literaturauswertung wurde deutlich, dass aufgrund der sehr unterschiedlichen Rahmenbedingungen (geogen / exogen) innerhalb einer Langzeitsicherheitsanalyse immer eine standortspezifische Untersuchung erfolgen muss. Insofern ist die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf reale Standorte eingeschränkt.
- Die Berechnungen wurden nicht für einen vollständigen Klimazyklus während einer Kaltzeit durchgeführt, die Analyse beschränkte sich auf die diskrete Betrachtung einzelner, als relevant eingeschätzter Prozesse bzw. Vorgänge, die teilweise in einer vorgegebenen zeitlichen Abfolge miteinander verknüpft wurden.

Die numerischen Fallstudien umfassen drei Teilbereiche, deren Bearbeitung entsprechend den unterschiedlichen Anforderungen der betrachteten Modellkonstellationen mit verschiedenen numerischen Werkzeugen erfolgte.

Simuliert wurden:

- die aus einer Kaltzeit resultierenden Temperatureinwirkungen sowie die Belastungen durch die Entwicklung einer Gletscherauflast ausgehend von einer Randeislage bis zu einer Inlandvergletscherung für die Endlagerkonstellationen:
 - flach gelagerte Tonsteinformation mit einem Endlager in 500 m Teufe mittels Programmsystem ELFEN, das - ausgehend von einem elasto-plastischen Stoffansatz -Matrixeigenschaften der Locker- und Tongesteine sowie Kontakt- und Trennflächeneigenschaften von Grenzschichten, z. B. am Kontakt Gletscher / Deckgebirge beschreiben kann
 - Salzformation in steiler Lagerung (Salzstock bzw. -sattel) mit einem Endlager in 800 m Teufe mittels FLAC, wobei sowohl das elasto-plastische Verhalten der Nebengesteine als auch das Kriechen der Salzgesteine mittels des erweiterten Dehnungs-Verfestigungsansatzes abgebildet wurde
- die hydraulischen Einflüsse unter Annahme verschiedener Kaltzeitszenarien für unterschiedliche hydraulische Randbedingungen im Deckgebirge eines potenziellen Endlagerstandortes mittels FEFlow, wobei ein großräumiges 3D-Modell entwickelt wurde. Bei der hydraulischen Modellierung wurde sowohl eine für Tongesteine Norddeutschlands typische geologische Situation als auch die für einen Salzstock typische Deckgebirgskonstellation betrachtet.

Die Simulationsrechnungen wurden anhand eines "Drehbuchs" für den zeitlichen Verlauf der Abkühlungsphase und die anschließende Ausbildung der Vergletscherung durchgeführt. Im Detail unterscheiden sich die Abläufe für die durchgeführten Modellstudien für die Salz- und Tonkonstellation. Unabhängig davon, wurden im Ergebnis für vergleichbare Szenarien qualitativ ähnliche Effekte beobachtet, wobei die wesentlichen Unterschiede sowohl materialspezifisch bedingt sind (z. B. unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten) als auch aus den unterschiedlichen Konstellationen flache / steile Lagerung resultieren. In den thermomechanischen Modellrechnungen wurden folgende Szenarien untersucht:

- Potenzial für Rissbildung im Top von Wirtsgesteinsformationen
- a. Permafrost/kryogene Risse: thermomechanisch induzierte Prozesse aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten/Wärmeausdehnungskoeffizienten zwischen Deck- und Nebengebirge zur Wirtsformation
- b. asymmetrische Belastung des Deckgebirges: mechanische Integrität der geologischen Barrieren bei randlicher Lage der Eisbedeckung
- c. Druckbelastung/-entlastung: mechanische Integrität der geologischen Barrieren bei vollständiger Inlandeisüberfahrung
- d. Hydrofrac-Risse: Wirkung von Porenwasserdrücken im Deckgebirge bzw. Wirtsgestein
- e. hydro-mechanisch induzierte Zugspannungsrisse: Scherprozesse im Hangenden einer Endlagerformation bei Überfahrung durch den Gletscher

- Einfluss hydrologischer Erosionsprozesse im Deckgebirge von Salzformationen
- f. Permafrost/kryogene Risse: thermomechanisch induzierte Prozesse aufgrund des direkten Kontaktes von Oberfläche/Salz
- g. Hydrofrac-Risse: Wirkung von Porenwasserdrücken im Wirtsgestein

Die hydraulischen Modellrechnungen umfassen die folgenden Fallstudien:

- Tonformation:
 - Permafrostbedingungen unter Annahme eines gerichteten Grundwasseranstroms
 - teilweise Gletscherbedeckung mit Annahme einer polythermalen Gletscherbasis (reduzierte Permafrostmächtigkeit) sowie an der Gletscherfront kleinflächige permafrostfreie Bereiche
- Salzformation:
 - Permafrostbedingungen unter Annahme eines gerichteten Grundwasseranstroms (s. Tonformation)
 - teilweise Gletscherbedeckung mit punktuellem Schmelzwassereintrag unter hohem hydraulischen Gefälle

Als Ausgangszustand wurde angenommen, dass das Endlager in der jeweiligen Formation durch geotechnische Verschlussbauwerke (z. B. in Schächten und Strecken) langzeitsicher abgedichtet ist und die natürliche Temperaturverteilung zum Zeitpunkt der Kaltzeiteinwirkung nicht mehr von der Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall überlagert wird.

Die Ergebnisse sind für die einzelnen Szenarien wie folgt zusammenzufassen:

- 1. Szenario Permafrost:
- Thermomechanik Tonstein: Thermisch induzierte Rissbildung (kryogene Risse aufgrund von Materialkontraktion) als Folge von Abkühlung an der Oberfläche bzw. den nachfolgenden Permafrost-Bedingungen ist für ein Endlager im Tonstein aufgrund der schlechten Wärmetransporteigenschaften unwahrscheinlich, da die größten Temperaturkontraste im oberflächennahen Deckgebirge (weniger als 100 m Tiefe) während der Abkühlphase auftreten. Erst über einen Beobachtungszeitraum von 15.000 Jahren stellt sich ein Temperaturgleichgewicht für die Tonkonstellation ein. Die aus der Kontraktion resultierende Senkung an der Erdoberfläche ist deutlich kleiner als 0,5 m.
- Thermomechanik Salzgestein: Für ein Endlager im Salz sind die Verhältnisse bei Vorliegen eines hinreichend mächtigen Deckgebirges vergleichbar mit denen der Endlagerkonstellation Tonstein: Das Deckgebirge wirkt als thermische Isolationsschicht; die Temperaturkontraste im Topbereich des Salzstocks sind zu gering, um kritische Thermospannungen bewirken zu können. Liegt dagegen ein enger bzw. direkter Kontakt zwischen Kaltzeitwirkung (z. B. Gletscher / Rinnenkonstellation) und Salz vor, dann weisen vorläufige Rechnungen die analog zu älteren Berechnungen der BGR den direkten Kontakt einer Permafrostzone bzw. eines Inlandgletschers simulieren - darauf hin, dass mechanische Kontraktionsrisse nicht auszuschließen sind.

- Hydraulik Deckgebirge / Tonstein: Das Permafrost-Szenario verändert die Strömungsprozesse im Deckgebirge einer Endlagerstruktur, indem Permafrost (hier 200 m mächtig) als hydraulisch undurchlässige Schicht regional zu einer deutlichen Verringerung der für ein Strömungsprozess nutzbaren Querschnitte des Grundwasserleiters führt. Hierdurch kommt es zu einer Aufstauung des Grundwassers unterhalb der Permafrostschicht und damit zu einer Erhöhung der Fließgeschwindigkeiten. Dies führt jedoch nicht zu einer Beeinträchtigung des einschlusswirksamen Bereiches.
- Hydraulik Deckgebirge / Salzgestein: Analog zur Tonsteinkonstellation werden Veränderungen der Strömungsprozesse mit einer Kanalisierung der Fließvorgänge auch im Deckgebirge der Salzstruktur beobachtet. In Verbindung mit verstärkten Lösungsprozessen (Subrosion) ist eine Verringerung der Wirtsgesteinsmächtigkeit nicht ausgeschlossen (dieser Prozess ist hier nicht betrachtet worden).

2. Szenario Gletscherrandlage:

- Thermomechanik Tonstein: Die aus einer Gletscherrandlage resultierenden Prozesse im Untergrund sind aufgrund des mechanischen Ungleichgewichtes deutlich komplexer als bei Gletscherauflast. Bei beiden Wirtsgesteinskonstellationen kommt es im Neben- und Deckgebirge zu erhöhten Horizontalspannungen und -verformungen, die allerdings für die Endlagerkonstellation im Tonstein zu keinen kritischen Belastungen führen. In jedem Fall stanzt sich der Gletscher mechanisch ins Deckgebirge ein, woraus beim seitlichen Vorschub eine mechanische Schädigung im Kontaktbereich des Gletschers zum Deckgebirge resultiert. Sie wird vor allem durch oberflächennahe Scherverformungen dokumentiert; diese sind zur Teufe hin jedoch nicht weitreichend (weniger als 100 m tief reichend).
- Thermo(hydro)mechanik Salzgestein: Im Fall der zugrunde gelegten Salzstocksituation kann die Annäherung der Gletscherfront bzw. Gletscherrandlage eine erneute Salzstockhebung auslösen. Dabei kommt es im Salzstocktop und im unmittelbaren Neben- oder Deckgebirge zur lokalen Reduzierung der Minimalspannung. Als Folge der Spannungsentlastung ist, abhängig vom effektiven hydraulischen Gradienten im Gletscher bzw. Deckgebirge, eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums wahrscheinlich. Bei signifikanter Überschreitung der Minimalspannung durch den Fluiddruck ist Hydrofracing möglich.
- Hydraulik Deckgebirge / Ton- und Salzgestein: Das Szenario Gletscherrandlage wurde hier für beide Wirtskonstellationen als "Wirtsformation unter teilweiser Gletscherbedeckung" betrachtet. Der wesentliche Unterschied zur Permafrostsituation besteht darin, dass unterhalb des polythermalen Gletschers die Mächtigkeit der Permafrostschicht auf 50 m reduziert angenommen wurde. Somit sind die effektiven Strömungsquerschnitte nur gering beeinflusst, woraus für beide Wirtsformationen nur geringe Veränderungen der hydrogeologischen Verhältnisse im Deckgebirge resultieren.

3. Szenario Inlandsvereisung:

- Thermomechanik Tonstein / Salzgestein: Belastung infolge statischer Gletscherauflast (Inlandsvereisung) führt für beide Wirtsgesteine nicht zu einem Integritätsverlust, da die wirkenden Normalspannungen im Einlagerungsniveau erhöht werden und damit ein verringertes Potenzial für mechanisch-hydraulische Rissbildung besteht. Entlastungsvorgänge, d. h. die Reduzierung einer statischen Auflast, führen mutmaßlich ebenfalls nicht zu einem Integritätsverlust, so lange sie nicht sehr kurzfristig - und damit in geologisch nicht relevanten Zeiträumen - erfolgt. Die dabei induzierten mechanischen Spannungen werden insbesondere im Salz durch Spannungsumlagerungen infolge von Kriechen abgebaut.
- Hydraulik Deckgebirge / Ton- und Salzgestein: Das Szenario "Inlandsvereisung" wurde hier für beide Wirtsgesteinskonstellationen modifiziert als "Wirtsformation unter teilweiser Gletscherbedeckung" betrachtet. Der wesentliche Unterschied zur Permafrostsituation besteht darin, dass unterhalb des polythermalen Gletschers die Mächtigkeit der Permafrostschicht auf 50 m reduziert angenommen wurde. Somit sind die effektiven Strömungsquerschnitte nur gering beeinflusst, woraus für beide Wirtsformationen nur geringe Veränderungen der hydrogeologischen Verhältnisse im Deckgebirge resultieren. Die zusätzlichen Effekte, die aus einer angenommenen Flüssigkeitssäule des im Gletscher wirkenden hydraulischen Systems resultieren, werden unter dem Aspekt erhöhter Porenwasserdrücke diskutiert.

4. Szenario erhöhter Porenwasserdrücke:

- Thermohydromechanik Tonstein: Die Wirkung einer Flüssigkeitssäule hinsichtlich der Verletzung des Minimalspannungs- bzw. Hydrofrac-Kriteriums hängt wesentlich von den hydrologischen Randbedingungen im Deckgebirge ab. Im Tonstein ist der bisherige Kenntnisstand zur Bewertung der Wirkung von Porendrücken im Sinne des Effektivspannungskonzeptes nicht ausreichend, vermutlich sind die effektiven Porendrücke abgemindert (Wirkfaktor < 1).
- Thermohydromechanik Salzgestein: Während Salzgestein primär hydraulisch dicht ist, kommt es bei Verletzung des hydraulischen Kriteriums zur Infiltration von Lösungen. Die daraus resultierenden Konsequenzen hängen wesentlich von der Ausdehnung der Infiltrationszone sowie vom Lösungsvermögen der zutretenden wässrigen Lösungen - hier nicht betrachtet - ab. Insofern sind an dieser Stelle keine Aussagen möglich.
- Hydraulik Deckgebirge / Salzgestein: Der simulierte Gletscherzufluss f
 ür die Salzstockkonstellation f
 ührt im Grundwasserleiter zu einer Erh
 öhung der Grundwasserh
 öhen und teilweise Zunahme der Flie
 ßgeschwindigkeiten. Um die Zuflusszone herum bildet sich ein

Injektionstrichter aus, welcher bis zum Kontaktbereich Grundwasserleiter / Salzstock reichen kann. Im Kontaktbereich des Grundwasserleiters mit dem Salzstock wurde eine Druckzunahme infolge des Gletscherzuflusses errechnet, aus der sich ein erhöhtes Potenzial für die Verletzung des Minimalspannungskriteriums ergibt. Zusätzlich können Subrosionsprozesse auftreten, die hier nicht betrachtet wurden.

6 BEWERTUNG SZENARIENBEZOGENER SICHERHEITSAUSWIR-KUNGEN

Im Rahmen der Bewertung der aus langzeitig stattfindenden klimatischen Veränderungen einer Kaltzeit resultierenden Einwirkungen auf ein Endlager in einer Salz- oder Tonformation sind die im Kapitel 4 des Vorhabens zusammengestellten und beschriebenen Vorgänge für die sicherheitstechnischen Konsequenzen eines HAW-Endlagers im Ton oder Salz in ihrer Gesamtheit zu berücksichtigen, da unter konservativen Annahmen nicht davon auszugehen ist, dass nur ein einzelner Vorgang stattfindet, sondern mehrere Vorgänge zeitgleich ablaufen oder unmittelbar aufeinander folgen.

Nicht alle der im Folgenden erläuterten Vorgänge wirken sich bis in die vom AKEND (2002) festgelegten sicherheitsrelevanten Teufen aus, wie z. B. Auflockerungen, Erosion und Verwitterung (siehe Kapitel 4.1.1). Dennoch können sie die Voraussetzung für die Schaffung von Wegsamkeiten bilden und somit dazu beitragen, dass weitere Vorgänge die Endlager-Formation beeinflussen.

In der Tabelle 13 sind kaltzeitinduzierte Vorgänge und ihre mögliche Relevanz in Bezug auf die potenziellen Auswirkungen auf ein HAW-Endlager im Ton und Salz zusammengestellt. Die einzelnen Vorgänge basieren auf den Ergebnissen der Kapitel 3, 4 und 5. Grundsätzlich wurden bei der Einschätzung in den nachfolgenden Kapiteln im Sinne einer konservativen Herangehensweise und ungeachtet auch geringer Eintrittswahrscheinlichkeiten die jeweils sicherheitstechnisch ungünstigsten Verhältnisse angenommen.

Tabelle 13:Einschätzung potenziell sicherheitsrelevanter Auswirkungen kaltzeitinduzierter Vor-
gänge für ein HAW-Endlager in Tonstein und Salz

Vorgang	Formation	nicht relevant	bedingt relevant	relevant
Auflockerung und glazial-mechanische Erosion	Tonstein			
	Salz			
Mechanische Entlastung durch Gletscher- rückzug	Tonstein			
	Salz	Gletscher- bedeckung		Gletscher- überfahrung
Thermische Rissbildung	Tonstein			
	Salz	Deckgebirge vorliegend		kein Deck- gebirge
Grundwasser im Permafrostbereich	Tonstein			
	Salz			
Grundwasser unter Gletscherbedeckung	Tonstein			
	Salz			
Einfluss mechanisch -hydraulische Integrität	Tonstein			
	Salz			Gletscher- zufluss
Halokinetische Prozesse	Tonstein			
	Salz			
Reaktivierung von Störungen	Tonstein			
	Salz			
Erosion und mechanisch-hydraulische Belastung in Rinnen	Tonstein			
	Salz			

6.1 Auflockerung und glazial-mechanische Erosion

Die Vorgänge der Auflockerung des Untergrundes durch Kälteeinwirkung infolge von Permafrostbedingungen - Gefrieren und damit verbundene Volumenerweiterung - wurden im Kapitel 4.1.1 erläutert. Glaziale Erosion infolge oberflächennah wirkender hydromechanischer Abtragungsprozesse ist in Skandinavien und Deutschland neben Erosion und Abtragung durch Wind, Regen und fließendes Wasser der wichtigste erosive Prozess während des Quartärs. Je nach Tiefenreichweite kann sie das Deckgebirge im Topbereich eines Endlagers beeinflussen. Mechanische Erosionsvorgänge und ihre Tiefenwirkung wurden im Kapitel 5 beschrieben.

Die Tiefenauswirkungen von Auflockerungen durch Permafrosteinwirkungen sind zunächst weder für die Tiefenbereiche der Endlagerformation noch für das Endlager selbst relevant. Eiskeilstrukturen sind weltweit maximal bis in 40 m Tiefe belegt (KATASONOV, 1975). Für den Fall, dass weder eine Gletscherbedeckung noch eine Eisrandlage relativ zum Endlager vorliegt, ist die Geländeoberfläche lediglich durch physikalische Verwitterungsprozesse (z. B. Temperatur-, Frostverwitterung) und anschließender Abtragung beeinflusst. Mit welchen Abtragungsraten in Deutschland während Permafrostbedingungen zu rechnen ist, ist unklar und von einer Vielzahl von Faktoren abhängig, wie z. B. Bodenart, Bodenbewuchs und klimatischen Faktoren. Anthropogen bedingt liegen seit den letzten beiden Jahrhunderten z. B. in Schleswig-Holstein Abtragungsraten durch Abspülung und Abpflügung von 3 cm/100a bzw. 0,3 mm/a vor (FRÄNZLE, 1982). Diese Daten beziehen sich auf Warmzeit-Bedingungen. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass während Kaltzeiten Abtragungsbeträge lokal oder regional durch fehlenden bzw. geringeren Bewuchs und häufiges Auftreten kalter, trockener Winde möglicherweise höher lagen. Kalte, trockene Fall- und Westwinde werden als Bildungsbedingung für die äolischen, in Mitteleuropa 3 bis 10 m mächtigen Lößvorkommen postuliert. Dieses periglaziale Sediment wurde während der Wechsel-Kaltzeit gebildet und auch wieder abgetragen. Somit standen Kaltzeiten nicht nur im Zusammenhang mit stattfindenden erosiven Prozessen, sondern auch im Zusammenhang mit Sedimentation aufgrund überregionaler Senkung infolge der Gletscherauflast. Hiervon zeugen die lokal sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten von Geschiebemergel, Geschiebelehm, Moränenablagerungen und glazialfluviatilen Sedimenten. Die Mächtigkeiten glazialer Sedimente in Norddeutschland variiert von wenigen Dezimetern im Bereich präquartärer Hochlagen bis zu mehreren hundert Metern im Bereich quartärer Rinnenstrukturen (LIPPSTREU et al. 2003).

Blieben - ungeachtet einer gleichzeitig stattfindenden regionalen Sedimentation lokal erodierten Materials innerhalb einer Kaltzeit sowie den völlig abweichenden und hier nicht betrachteten Bedingungen während zwischenliegender Warmzeiten - die glazigenen Abtragungsraten in der Größenordnung von 0,3 mm/a über die nächste 1 Mio. Jahre konstant, wäre generell von stark veränderten geomorphologischen Strukturen auszugehen. Hinsichtlich eines Endlagers im Ton in etwa 500 m Tiefe wären nach dem im Kapitel 5.1 angenommenen Modellaufbau jedoch weder die Endlagerformation, noch das Endlager selbst betroffen. Im angenommenen Salzmodell wäre das Deckgebirge reduziert und die Endlagerformation gegenüber erosiven Vorgängen weniger geschützt. Für die Szenarien Eisrandlage bzw. vollständige Gletscherbedeckung ist mit der Beeinflussung durch flächenhaft abrasive Prozesse und dem Herausbrechen von anstehendem Gestein an der Oberfläche (plucking) zu rechnen, die zunächst ausschließlich an der Geländeoberfläche wirksam sind. Eine aktuelle umfassende Darstellung zur Wirkung der flächenhaften glazigenen Erosion über kristallinem Untergrund findet sich bei PASSE (2004). Danach ist eine verstärkte Erosion durch Gletscherschurf (Exaration) und Schmelzwässer während Kaltzeiten anzunehmen, wobei es auch zu einer Umlagerung der transportierten oder der durch das Eis aufgenommenen Sedimente kommt.

Abtragsraten für Festgesteine sind im Kapitel 4.2.4 erläutert und können ähnlich wie Bodenabtragsraten von einer Vielzahl von Faktoren beeinflusst sein. Daher ist es kaum möglich, Quantifizierungen dieser Vorgänge bezogen auf zukünftig stattfindende Kaltzeiten zu machen. Die flächenhafte Erosion bzw. der Abtrag führt jedoch zur Reduktion der Deckgebirgsmächtigkeit und bewirkt eine Veränderung der Morphologie. Die morphologischen Veränderungen bedeuten in einem tektonisch ruhigen Gebiet eine Einebnung des vorhandenen Reliefs, was Auswirkungen auf die hydrogeologischen Verhältnisse durch die Verringerung des hydraulischen Potenzials hat.

Die Effizienz von Erosionsprozessen hängt wesentlich von der Reichweite des möglichen Transports der Abtragungsprodukte und damit von der vorliegenden Topographie ab. Da in Norddeutschland im Gegensatz zum alpinen Raum die topographischen Höhenunterschiede gering sind (weniger als 100 m), ist die flächenhafte Erosionsleistung durch Abrasion und "plucking" innerhalb des Nachweiszeitraumes von 1 Mio. Jahren für Norddeutschland vermutlich geringer als für Süddeutschland und dürfte nur wenige Meter betragen. Angaben über Abtragsraten vergletscherter Gebiete, mit denen während zukünftiger Kaltzeiten zu rechnen ist, sind spekulativ, könnten sich jedoch an den ermittelten Werten von DREWRY (1986) orientieren, die Größenordnungen zwischen 0,17 und 0,73 mm/a für vollständig vergletscherte Gebiete Norwegens ergaben. Für Süddeutschland könnten aufgrund der Topographie die Angaben von HAEBERLI (2004) als Größenordnung herangezogen werden, der mittlere Abtragsraten reiner Gletschergebiete mit unter 1 mm/a angibt. Die Rate läge somit deutlich niedriger als Abtragsraten in gemischt glazialen / periglazialen Gebieten.

Eine verstärkte Erosion durch Gletscherschurf (Exaration) und Schmelzwässer ist im Verlauf eines Kaltzeitzyklus mit wechselweise vorrückenden und rückschmelzenden Gletscherbereichen anzunehmen, wobei es zu einer Umlagerung der transportierten oder der durch das Eis aufgenommenen Sedimente kommt.

Regional kann davon ausgegangen werden, dass kaltzeitliche Vorgänge für die Mächtigkeitsbilanz der Deckgebirgsschichten im Ergebnis neutral sind, weil das lokal erodierte Material durch neue Sedimentation ersetzt wird (Auffüllung von Rinnen und Hohlformen, Bildung von Sanderflächen und Moränen; ISIBEL 2008).

6.2 Mechanische Entlastung durch Gletscherrückzug

Vorstöße von Gletschern oder ihr Rückzug verändern durch Be- und Entlastung die mechanischen Spannungsbedingungen im Deckgebirge und in der Wirtsformation eines Endlagers. Diese Veränderungen sind bzgl. ihres Potenzials für Rissbildung der geologischen Barrieren zu bewerten:

Infolge von Kaltzeiteinwirkung kann es über eine Reihe von Prozessen zu einer Veränderung der statischen Gesteinsauflast kommen (z. B. Ausbildung und Rückzug einer Inlandsvereisung, Subrosion- bzw. Sedimentationsprozesse im Deckgebirge). Als Folge der Änderung der als Auflast auf das Endlager einwirkenden Spannungssäule resultiert ein veränderter, kompressiver Spannungszustand mit $\sigma_2 \approx \sigma_3 \neq \sigma_1$, der als Deviator zu mechanischen Verformungen im Wirtsgestein führen kann. Die Wirkung dieser Prozesse, insbesondere in Hinsicht auf eine Rissbildung, hängt vor allem von der Be- und Entlastungsrate sowie dem aus der Änderung der Auflast resultierenden Spannungsdeviator ab.

Eine Bewertung von Be- und Entlastungsprozessen kann auf Basis der durchgeführten Modellrechnungen erfolgen. Bewertungskriterium für das Auftreten mechanischer Rissbildung ist das bereits in Kapitel 2.1.2 beschriebene Dilatanzkriterium.

Generell stellt eine mechanische Belastung infolge einer sich entwickelnden Eisauflast gegenüber einer Entlastung den weitaus weniger kritischen Zustand dar, weil mit Erhöhung der mittleren Grundspannung das Potenzial für eine Rissbildung geringer wird, vorausgesetzt die Einlagerungshohlräume eines Endlagers sind hinreichend standsicher dimensioniert bzw. verfüllt. Gleichzeitig können erhöhte Spannungsdeviatoren im Salz- und Tonstein durch Kriechen bzw. viskose Prozesse zumindest teilweise abgebaut werden. Aus den durchgeführten Rechenfällen sind folgende Schlussfolgerungen zu ziehen:

 Thermomechanik Tonstein / Salzgestein: Eine Belastung infolge statischer Gletscherauflast (Inlandsvereisung) führt für beide Wirtsgesteine nicht zu einem Integritätsverlust, da die wirkenden Normalspannungen im Einlagerungsniveau erhöht werden und damit ein verringertes Potenzial für mechanisch-hydraulische Rissbildung besteht. Entlastungsvorgänge, d. h. die Reduzierung einer statischen Auflast, führen mutmaßlich ebenfalls nicht zu einem Integritätsverlust, so lange sie nicht sehr kurzfristig - und damit in geologisch nicht relevanten Zeiträumen - erfolgt.

Die aus einer Gletscherrandlage resultierenden Prozesse im Untergrund sind aufgrund des mechanischen Ungleichgewichtes deutlich komplexer als bei Gletscherauflast. Bei beiden Wirtsgesteinskonstellationen kommt es im Neben- und Deckgebirge zu erhöhten Horizontalspannungen und Verformungen, die eine differenziertere Bewertung erfordern.

 Thermomechanik Tonstein: Im Deckgebirge kommt es zu erhöhten Horizontalspannungen und Verformungen, die allerdings für die Endlagerkonstellation im Tonstein zu keinen kritischen Belastungen führen. In jedem Fall stanzt sich der Gletscher mechanisch ins Deckgebirge ein, woraus bei seitlichem Vorschub eine mechanische Schädigung im Kontaktbereich des Gletschers zum Deckgebirge resultiert. Sie wird vor allem durch oberflächennahe Scherverformungen dokumentiert; diese sind zur Teufe hin jedoch nicht weitreichend (weniger als 100 m tief reichend).

 Thermo(hydro)mechanik Salzgestein: Im Falle der zugrunde gelegten Salzstocksituation kann die Annäherung der Gletscherfront bzw. Gletscherrandlage eine erneute Salzstockhebung auslösen. Dabei kommt es im Salzstocktop und im unmittelbaren Neben- oder Deckgebirge zur lokalen Reduzierung der Minimalspannung. Als Folge der Spannungsentlastung ist, abhängig vom effektiven hydraulischen Gradienten im Gletscher bzw. Deckgebirge, eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums wahrscheinlich. Bei signifikanter Überschreitung der Minimalspannung durch den Fluiddruck ist ein Hydrofrac möglich.

6.3 Thermische Rissbildung

Die mechanisch-hydraulische Integrität einer geologischen Barriere hängt wesentlich vom Auftreten von Rissen ab, wobei für Langzeitsicherheitsbetrachtungen auch thermische Rissbildung bis in Endlager-relevante Teufen infolge klimatisch ausgelöster Temperaturänderungen als potenzieller Schädigungsmechanismus diskutiert wird (z. B. BOULTON & PAYNE 1992).

In Analogie zu Beobachtungen beim Abteufen von Schächten im Gefrierverfahren auf Kontraktion und Frostsprengung infolge starker Abkühlung interpretierte erstmals BAUER (1991) nahezu vertikal stehende Klüfte, die in verschiedenen Salzstöcken Norddeutschlands beobachtet wurden, als vermutlich kryogener Herkunft, d. h. Entstehung infolge Kaltzeiteinwirkung. Diese können bis in Tiefen von 600 bis 700 m reichen, wobei auffällig ist, dass sie unabhängig von der Internstruktur der Salzstöcke sind und annähernd vertikal verlaufen. Hinzu kommt, dass in den verheilten Klüften klastische Sedimentfüllungen mit mesozoischen und alttertiären Mikrosporen und Mikroplankton vorliegen, was auf ein relativ junges Entstehungsalter der Klüfte hindeutet.

Ausgehend von geochemischen und Isotopenuntersuchungen lieferten Arbeiten von DELISLE und Co-Autoren weitere Belege für eine Beeinflussung von Salzformationen durch oberflächennahe, klimatische Veränderungen (z. B. DELISLE & DUMKE 1996). Als potenzielle vertikale Wegsamkeiten, die quasi als hydraulischer Kurzschluss die Integrität der geologischen Barrieren drastisch verringern kann, stellt dieses Phänomen eine Schlüsselfrage für eine Bewertung glazigener Einwirkungen dar. Eine abschließende Bewertung des Phänomens kryogene Rissbildung in Salzoder Tonformationen steht aufgrund der Komplexität der Einflussprozesse noch aus.

Analog zu den meisten anderen Materialien kommt es in Ton- und Salzgesteinen aufgrund von atomaren Wechselwirkungen im Kristallgitter bei Erwärmung zu einer Volumenzunahme bzw. bei Abkühlung zu einer Volumenabnahme. Wird eine solche thermisch bedingte Volumenänderung mechanisch behindert, entstehen in dem der Temperaturänderung unterworfenen Bereich sowie in den damit mechanisch wechselwirkenden Bereichen thermisch bedingte Spannungsänderungen.

Thermisch bedingte Spannungsänderungen im Wirtsgestein hängen von den thermomechanischen Eigenschaften der Gesteine ab, d. h. der komplexen Kopplung mechanischer Eigenschaften (z. B. thermische Dehnung, Festigkeit) mit Veränderungen des lokalen Temperaturfeldes, das sich in Verbindung mit der Wärmeleitung und -speicherung ändert. Die potenziellen Wirtsgesteine Ton und Salz unterscheiden sich erheblich. Während Steinsalz eine relativ hohe Wärmeleitfähigkeit mit der Folge besitzt, dass sich im Bereich von Salzformationen Temperaturänderungen relativ schnell bis in größere Teufen fortpflanzen können, weisen Tongesteine sowie potenzielle Deckgesteine (allgemein klastische Sedimentgesteine) eine sehr viel geringere Leitfähigkeit auf, die dazu führt, dass diese Gesteine wie ein "thermischer Isolator" wirken.

Die thermische Beanspruchung im Topbereich einer Wirtsgesteinsstruktur resultiert aus raschen und ungleichmäßigen Temperaturänderungen im Deckgebirge. Die Temperaturverteilung in den Schichten hängt neben den geometrischen Randbedingungen und Materialeigenschaften von der örtlichen Topographie und der Entfernung zur Eisrandlage bzw. der Temperaturverteilung im überlagernden Gletscher ab.

Rissbildung ist grundsätzlich dann möglich, wenn durch Temperatur-induzierte Dehnung (z. B. bei Abkühlung Kontraktion des Gesteins) Thermospannungen entstehen, die größer sind als die mechanische Zugfestigkeit. Es entstehen Dehnungsbrüche, die sich in Richtung der minimalen Hauptspannung (z. B. maximale Zugspannung), die orthogonal zur Bruchfläche steht, öffnen. Analog den Vorstellungen von BAUER (1991) würde während einer Kaltzeit mit Permafrostbildung das Aufreißen der Klüfte demnach am Salzspiegel beginnen und sich zur Tiefe hin fortsetzen. Danach können oberflächennah gebildete Wässer mit Detritus aus dem Deckgebirge in die Klüfte eindringen, wobei sich zusätzlich noch z. T. durch Umlösungsprozesse weitere Hohlräume ausbilden können. Bei Wiedererwärmung expandiert das Salz und drückt entweder die Fluide in Richtung Salzspiegel oder schließt sie im Kluftnetz ein. Nach DELISLE & DUMKE (1996) sind unter hohem Druck stehende Gas- und Fluidfüllungen noch heute entlang der verheilten Klüfte anzutreffen.

Eine Bewertung dieser komplexen Zusammenhänge kann nur über gekoppelte thermomechanische Modellberechnungen erfolgen, mittels derer die von den Spannungsverhältnissen abhängige Integrität des Wirtsgesteins für gegebene Temperatureinwirkungen betrachtet wird.

Die für Salz- und Tongesteine durchgeführten numerischen Fallstudien umfassen für die Szenarienbewertung klimatischer Einwirkungen unterschiedliche Prozesse, die entweder in Form von Einzelstudien oder als zeitliche Abfolge verschiedener Prozesse durchgeführt wurden. Als Ausgangszustand wurde angenommen, dass das Endlager in der jeweiligen Formation durch geotechnische Verschlussbauwerke (z. B. in Schächten und Strecken) langzeitsicher abgedichtet ist und die natürliche Temperaturverteilung zum Zeitpunkt der Kaltzeiteinwirkung nicht mehr von der Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall überlagert wird.

Für die Bewertung des Potenzials für Rissbildung im Top beider Wirtsgesteinsformationen wurden thermomechanisch induzierte Prozesse simuliert, wobei jeweils die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der verschiedenen lithologischen Einheiten sowie Wärmeausdehnungskoeffizienten zwischen Deck- und Nebengebirge zur Wirtsformation berücksichtigt wurden. Für Salz wurden zusätzliche Detailstudien der ablaufenden thermomechanisch induzierten Prozesse für den direkten Kontakt von Oberfläche / Salz bzw. bei Vorliegen eines Deckgebirges ausgeführt. Mittels thermomechanischer Modellrechnungen wurden über großräumige 2D-Modelle jeweils für eine hypothetische Ton- und Salzformation folgende Effekte für das Szenarium Permafrost untersucht:

- Berechnung des Temperaturfeldes nach Auftreten einer Kaltzeit über einen Zeitraum von mehreren tausend Jahren (bzw. 100.000 Jahren, nur für die Tonformation) im Sinne einer Grenzfallbetrachtung wurde eine kurzfristige Abkühlung mit einer extrem hohen Abkühlrate von ca. 15°C / 100 Jahre untersucht, d. h. von 8 auf -10°C für die Tonsteinformation bzw. von 8,5 auf -6°C / 100°Jahre für die Salzstruktur. Anzumerken ist, dass die hier unterstellten Abkühlbeträge die oberen Grenzwerte dessen darstellen, was in den letzten 500.000 Jahren beobachtet wurde und gleichzeitig insbesondere der unterstellte thermische Abkühlungsgradient um mindestens eine Größenordnung höher ist, als ansonsten während eines Abkühlvorganges allgemein nachgewiesen wurde. Deshalb stellen die hier durchgeführten Modellrechnungen Extembelastungen mit der Zielstellung dar, dass, wenn hier keine sicherheitsrelevanten Einwirkungen auftreten, thermische Rissbildung unter natürlichen Bedingungen vernachlässigbar ist.
- Ausgehend vom jeweiligen primären Grundspannungszustand und initialen Temperaturfeld wurden die während der Abkühlphase sowie die danach aus der Temperatureinwirkung resultierenden Veränderungen für das Spannungsfeld und die vertikalen und horizontalen Verformungen simuliert.

Im Ergebnis zeigen die Modellrechnungen für das Szenario Permafrost in Übereinstimmung mit früheren Modellrechnungen, dass nach einer kurzfristigen Abkühlperiode ein langer Zeitraum erforderlich ist, bis sich im Deckgebirge einer Endlagerformation wieder ein stabiles Temperaturfeld ausgebildet hat. Grund hierfür sind die schlechten Wärmetransporteigenschaften klastischer Sedimente, die den Abkühlungsprozess und somit ein Durchfrieren des Deckgebirges nicht nur zeitlich verzögern, sondern auch dessen Reichweite zur Tiefe hin deutlich begrenzen.

Insofern ist das Potenzial für thermische Rissbildung unabhängig vom Wirtsgestein. Entscheidend für die Konsequenzenbewertung ist die Teufenlage eines Standortes. Die Salzstockoberfläche des hypothetischen Referenzstandortes liegt mit 300 m ebenso wie das Endlager im Tonstein in 500 m Teufe wesentlich tiefer als die zu erwartende Reichweite des Permafrostes. Damit wird die Abkühlung des Salzstocks bzw. der Tonformation geringer sein und Kontraktionsrisse werden allenfalls in den oberen Teilen der Wirtsformationen zu unterstellen sein. Im Detail können folgende Aussagen getroffen werden:

 Thermomechanik Tonstein: Thermisch induzierte Rissbildung (kryogene Risse aufgrund von Materialkontraktion) als Folge von Abkühlung an der Oberfläche bzw. den nachfolgenden Permafrost-Bedingungen ist für ein Endlager im Tonstein aufgrund der schlechten Wärmetransporteigenschaften unwahrscheinlich, da die größten Temperaturkontraste im oberflächennahen Deckgebirge (weniger als 100 m Tiefe) während der Abkühlphase auftreten. Erst über einen Beobachtungszeitraum von 15.000 Jahren stellt sich ein Temperaturgleichgewicht für die Tonkonstellation ein. Die aus der Kontraktion resultierende Senkung an der Erdoberfläche ist deutlich kleiner als 0,5 m. Thermomechanik Salzgestein: Für ein Endlager im Salz sind die Verhältnisse bei Vorliegen eines hinreichend mächtigen Deckgebirges vergleichbar denen der Endlagerkonstellation Tonstein: Das Deckgebirge wirkt als thermische Isolationsschicht; die Temperaturkontraste im Topbereich des Salzstocks sind zu gering, um kritische Thermospannungen bewirken zu können.

Liegt dagegen ein enger bzw. direkter Kontakt zwischen Kaltzeitwirkung (z. B. Gletscher / Rinnenkonstellation) und Salz vor, dann weisen vorläufige Rechnungen - die analog zu älteren Berechnungen der BGR den direkten Kontakt einer Permafrostzone bzw. eines Inlandgletschers simulieren - darauf hin, dass mechanische Kontraktionsrisse nicht auszuschließen sind. In diesem Fall kann es zu tiefen Einwirkungen, analog den Modellvorstellungen von DELISLE & DUMKE (1996) kommen.

6.4 Grundwasser im Permafrostbereich

Aufgrund der stark eingeschränkten hydraulischen Durchlässigkeit in von Permafrost überprägten Bereichen kommt es zu großflächigen Beeinflussungen der Hydraulik. Zur näherungsweisen Beschreibung dieser Änderungen wurde auf Basis hydrogeologischer Modellvorstellungen mit für Norddeutschland regional angenommenen, idealisierten Rahmenbedingungen der naturräumlichen Verhältnisse eine numerische Strömungsmodellierung mit dem Ziel einer quantitativen Betrachtung von Fließvorgängen und deren räumlich-zeitlichen Auflösung durchgeführt. Betrachtet wurde der Anstrom eines Permafrostkörpers im Hangenden einer Ton- und Salzformation.

Permafrosttiefen in Norddeutschland werden von 140 m (DELISLE et al. 2003) bis etwa 300 m Tiefe (DI PRIMIO et al. 2008) angegeben. Modellierungen von GRASSMANN et al. (2010) gehen von maximalen Permafrosttiefen von 300 bis 350 m aus. Beide Werte stellen Maximalwerte aus Modellbetrachtungen dar. Im Strömungsmodell (Kapitel 5) wurde eine Permafrosttiefe von 200 m entsprechend einer Verringerung der Mächtigkeit des durchlässigen Grundwasserleiters um zwei Drittel - angenommen.

Das Modellierungsergebnis weist aufgrund der Reduzierung des durchflusswirksamen Bereiches des Grundwasserleiters regional im Ausstrom des Permafrostkörpers eine Aufstauung des Grundwassers und eine Erhöhung des hydraulischen Gradienten von etwa 10% auf. Die Fließgeschwindigkeit unterhalb der Permafrostschicht erhöht sich um etwa 40%. Diese Änderung vollzieht sich in den ersten Jahren des simulierten Zeitraumes und bleibt für die verbleibende Simulationszeit auf dem entsprechend höheren Niveau konstant.

Aus der Fallstudie "Permafrost" ist abzuleiten, dass die hydraulischen Auswirkungen in der Tonund Salzformation nicht signifikant sind, eine Beeinträchtigung des jeweils einschlusswirksamen Bereiches erfolgt nicht.

Ein für das Salzgestein betrachtetes Szenario "lokaler Gletscherzufluss" basiert auf der Annahme, dass im Hangenden des Endlagerbereiches ein polythermaler Gletscher auf lückenhaftem Permafrostbereich von im Mittel 50 m Mächtigkeit vorliegt. Aus dem Gletscher entwässert lokal eine 300 m mächtige Schmelzwassersäule durch eine Frostlücke in den Grundwasserleiter. Dieses Ereignis geht einher mit einer starken Erhöhung des hydraulischen Gradienten im Bereich des Grundwasserleiters, die sich abgeschwächt bis unmittelbar oberhalb des Salzstocks fortsetzt. In diesem Fall sind verstärkte Lösungsprozesse und eine Verringerung der Wirtsgesteinsmächtigkeit nicht auszuschließen.

6.5 Grundwasserbewegung unter Gletscherbedeckung

Einzelheiten zu hydraulischen Einflüssen unterhalb von Gletscherbedeckung wurden im Kapitel 4 betrachtet. Unter Annahme einer warmen Gletschereisbasis können pro Jahr einige 100 mm Schmelzwasser ins Grundwassersystem infiltrieren. Abschätzungen über Mengen, die während des Pleistozäns infiltrierten, liegen nicht vor. Die im Kapitel 5.3 betrachteten hydraulischen Vorgänge gehen von polythermalen Bedingungen an der Gletscherbasis aus, d. h. es liegen unterhalb des Gletschers sowohl Bereiche vor, in denen Permafrost auftritt, als auch Bereiche, die nicht gefroren sind.

Aus den Ergebnissen der Fallstudien ist abzuleiten, dass es regional unter Überdeckung des Grundwasserleiters durch einen polythermalen Gletscher nur zu geringer Beeinflussung der regionalen geohydraulischen Bedingungen kommt. Die Druckhöhenunterschiede durch Schmelzwassereinträge im Gletscherbereich liegen unterhalb von 1% gegenüber den gletscherfreien Gebieten, die Grundwasserfließgeschwindigkeit nimmt geringfügig um etwa 5% zu. Hieraus ergeben sich für beide Wirtsgesteinsformationen keine signifikanten Einflüsse auf die Endlagerformationen.

Effekte, die aus einem Flüssigkeitseintritt eines innerhalb des Gletschers vorliegenden wirkenden schmelzwasserbasierten hydraulischen Systems resultieren, wurden unter dem Aspekt erhöhter Porenwasserdrücke diskutiert.

6.6 Mechanisch-hydraulische Integrität der geologischen Barriere

Im Verlauf einer Kaltzeit kommt es zu erheblichen Veränderungen der hydromechanischen und hydraulischen Rahmenbedingungen im Deckgebirge der verschiedenen Wirtsgesteinsformationen. Die Bewertung der daraus resultierenden Thermo-Hydro-Mechanischen Prozesse (THM-Prozesse) auf die Integrität der geologischen Barrieren eines Endlagers ist vor dem Hintergrund der komplexen und sich im zeitlichen Verlauf ändernden Randbedingungen mit wechselseitigen Einflüssen sowie möglichen Skaleneffekten aus geotechnischer Sicht nicht einfach.

Hydro-mechanische Einwirkungen resultieren aus dem Vorhandensein eines Fluiddruckes, der dem Gewicht einer Flüssigkeitssäule entspricht, wobei vor allem beim Vorhandensein eines Gletschers über Fließprozesse von Schmelzwässern noch hydrodynamische Effekte hinzukommen können. Ein Fluiddruck wird über unterschiedliche Prozesse wirksam (vgl. umfassende Darstellung im Kapitel 3):

 Bei Anwesenheit eines Fluiddruckes wird im porendruckzugänglichen Porenraum im Sinne des "Effektivspannungskonzeptes" die Gesteinsfestigkeit reduziert. Im Fall eines durchlässigen Gesteins sowie im aufgelockerten Nahbereich wirkt der Fluiddruck in den Poren der Auflast des Gesteins entgegen und reduziert den vorhandenen Überlagerungsdruck um den effektiv wirksamen Porendruck im Sinne des Biot-Konzeptes.

- Mit Annäherung des Fluiddruckes an den lithostatischen Druck erhöht sich die Durchlässigkeit im fluidzugänglichen Porenraum um mehr als eine Größenordnung, d. h. Fluide können ins Material eindringen. Dieser Prozess, der nach Untersuchungen von POPP et al. (2007) reversibel ist, wird als fluiddruckinduzierte "Permeation" bezeichnet.

Aufgrund der Komplexität dieser gekoppelten THM-Prozesse erfordert ihre generelle Bewertung grundsätzlich die Durchführung von Modellrechnungen, wobei die Randbedingungen streng definiert und deshalb stark vereinfacht werden müssen.

In den hier durchgeführten THM-Modellrechnungen wurde für beide Wirtsgesteinskonstellationen folgendes Szenario untersucht:

- Simulation einer Inlandsvereisung bzw. einer Vereisung in Gletscherrandlage: Entscheidend ist die Annahme einer "warmen" Gletscherbasis mit Fenstern im Permafrost, d. h. Porenwasserdrücke können sich unterhalb eines Gletschers ausbilden und bis oberhalb des Salzspiegels wirken.
- Ein Potenzial für Rissbildung im Top von Wirtsgesteinsformationen unter Einwirkung von Porenwasserdrücken im Deckgebirge bzw. Wirtsgestein ist gegeben: Hydrofrac-Risse

Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass das Salinargebirge im unverritzten Zustand als geologisch dicht und Tone als sehr gering durchlässig zu charakterisieren sind, d. h. Fluiddruckinduzierte Prozesse können hinsichtlich ihrer Bedeutung für einen Schadstoffaustrag aus einem Endlager primär als gering eingeschätzt werden. Ein Verlust der Dichtheit der Salzgesteine kann nur durch Schaffung von Konnektivität, d. h. Entstehung miteinander verbundener Rissöffnungen in den interkristallinen Strukturen bewirkt werden und zwar durch:

- deviatorische Beanspruchung mit induziertem Risswachstum und Vernetzung interkristalliner Risse (Dilatanzkriterium)
- fluiddruck-induzierte Öffnung von Korngrenzen und Vernetzung interkristalliner Fließwege (Minimalspannungs- bzw. Fluiddruckkriterium entsprechend der Wirkung einer Flüssigkeitssäule: $p_{fl} < \sigma_{min}$, als Synonym werden häufig die Begriffe Hydrofrac- oder Laugendruckkriterium verwendet.)

Die beiden Mechanismen zur Schaffung von Konnektivität entlang der existenten Korngrenzen entsprechen den allgemein angewandten Kriterien zur Prüfung des Dichtheits- und Integritätsverhaltens von Salinarbarrieren. Sie werden für die im Kapitel 5 untersuchten Modellkonstellationen Wirtsgestein bzw. Deckgebirge diskutiert:

• THM Tonstein: Die Wirkung einer Flüssigkeitssäule hinsichtlich der Verletzung des Minimalspannungs- bzw. Hydrofrac-Kriteriums hängt wesentlich von den hydrologischen Randbedingungen im Deckgebirge ab. Im Tonstein ist der bisherige Kenntnisstand zur Bewertung der Wirkung von Porendrücken im Sinne des Effektivspannungskonzeptes nicht ausreichend, vermutlich sind die effektiven Porendrücke abgemindert (Wirkfaktor < 1).

- THM Salzgestein: Während Salzgestein primär hydraulisch dicht ist, kommt es bei Verletzung des hydraulischen Kriteriums zur Infiltration von Lösungen. Die daraus resultierenden Konsequenzen hängen wesentlich von der Ausdehnung der Infiltrationszone sowie vom Lösungsvermögen der zutretenden wässrigen Lösungen (hier nicht betrachtet) ab. Insofern sind an dieser Stelle keine Aussagen möglich. Allerdings zeigen die durchgeführten Modellrechnungen, dass
 - statische Gletscherauflast (Inlandsvereisung) nicht zu Integritätsverlust führt, da die wirkenden Normalspannungen erhöht werden und damit ein verringertes Potenzial für mechanisch-hydraulische Rissbildung vorliegt
 - die randliche Lage einer Vergletscherung hingegen die Spannungsbedingungen im Deckegebirge signifikant nachteilig verändern kann:

Die zeitliche Annäherung der Gletscherfront bzw. Gletscherrandlagen können eine erneute Salzstockhebung auslösen. Als Folge kommt es zu einer lokalen Reduzierung der Minimalspannung im Salzstocktop, aber auch im unmittelbaren Nebengebirge. Als Folge der Spannungsentlastung ist eine Verletzung des Minimalspannungskriteriums wahrscheinlich; abhängig vom effektiven hydraulischen Gradienten im Gletscher bzw. Deckgebirge sind Hydrofracs nicht auszuschließen.

- Hydraulik Deckgebirge / Salzgestein: Der simulierte Schmelzwasserzufluss für die Salzstockkonstellation führt im Grundwasserleiter zu einer Erhöhung der Grundwasserhöhen und teilweise einer Zunahme der Fließgeschwindigkeiten. Um die Zuflusszone herum bildet sich ein Injektionsbereich aus, der bis zum Kontaktbereich Grundwasserleiter/Salzstock reichen kann. Im Kontaktbereich des Grundwasserleiters mit dem Salzstock wurde eine Druckzunahme als Folge des Gletscherzuflusses errechnet, aus der sich ein erhöhtes Potenzial für die Verletzung des Minimalspannungskriteriums ergibt. Zusätzlich können Subrosionsprozesse auftreten, die hier nicht betrachtet wurden.

Der oben diskutierte Befund eines zusätzlichen hydromechanischen Effektes durch Schmelzwässer stimmt mit Folgerungen von DELISLE & DUMKE (1996) qualitativ überein. Sie beobachteten in den ihrer Ansicht nach kryogen entstandenen Klüften des Salzstocks Bokeloh basale Schmelzwässer, die von ihrer Herkunft her kaltzeitliche Isotopenwerte aufweisen. Diese stehen nach den Modellvorstellungen der Autoren unterhalb des Gletschers unter hohem Druck und sind daher auch in der Lage, in bestehende Klüfte einzudringen und diese durch hydraulisches Brechen zu erweitern und zu vertiefen. Eine ausschließlich "kryogen" basierte Rissentstehung, d. h. thermisch induziert, mit den im Rahmen der Fallstudie durchgeführten Modellrechnungen konnte nicht plausibel nachgebildet werden. Deshalb wird hier eingeschätzt, dass primär die Verletzung des hydraulischen Kriteriums ursächlich für "kryogene" Klüfte in Wirtsgesteinen ist: In spannungsentlasteten Bereichen kommt es zu einem deutlichen Überschreiten der Minimalspannung durch den wirkenden Fluiddruck, infolge dessen vertikale Risse entstehen. Mit der Fluidinjektion werden hydraulisch klastische Deckgebirgskomponenten eingespült.

6.7 Halokinetische Prozesse

Halokinese ist ein natürlicher Prozess, der das Aufsteigen von Salzgesteinen aus tieferen Bereichen der Erdkruste beschreibt. Er dauert solange an, bis sich ein statisches Dichtegleichgewicht mit dem umgebenden und überlagernden Neben- bzw. Deckgebirge einstellt. Durch Subrosion bzw. Gletscherauflast können sich die Spannungsbedingungen im Deckgebirge deutlich ändern, die zu einer erneuten Initiierung von Halokinese führen können. Obwohl halokinetische Prozesse generell sehr langsam ablaufen, folgt daraus eine Hebung des Einlagerungsbereiches, wofür die Konsequenzen zu bewerten sind:

Halokinese oder Salztektonik, d. h. die Salzbewegung in Salzstrukturen, wird häufig als reines Schwerkraftphänomen (Dichteinversion) von leichteren Salzformationen im spezifisch schwereren Deck- oder Nebengebirge beschrieben. Als Folge der dabei stattfindenden Massenumlagerungen kommt es in den Bereichen, wo sich das Salz akkumuliert, zu Hebungen, während in den Salzabwanderungsgebieten, wo Salz reduziert wird, die Deckschichten nachsinken und Senken entstehen (primäre bzw. sekundäre Randsenken), in denen verstärkt Sedimentation erfolgt. Beim Aufdringen des Salzes können sich im Deckgebirge Grabenstrukturen bilden. Ein kompressiv wirkendes regionales tektonisches Spannungsfeld und bereits vorhandene Störungssysteme in den Deckschichten unterstützen den Salzaufstieg.

Aufgrund unterschiedlicher Kriecheigenschaften kommt es während der Halokinese im Salzstock zu lokalen Unterschieden im Verformungsverhalten, wobei im Zentrum von Salzstöcken die Salze zumeist mobiler sind als die übrigen sie umgebenden Salzgesteine. Die Unterschiede im Salzaufstieg benachbarter Salzeinheiten können nach Einschätzungen für den Standort Gorleben mehrere 10er Meter betragen, woraus Scherzonen entstehen können (ISIBEL 2008).

Kommt es in der Nachbetriebsphase eines Endlagers zur erneuten Halokinese, würden durch den Aufstieg des Hauptsalzes die Abfälle ebenfalls mit angehoben werden, wobei entscheidend ist, ob die geologischen Barrieren in ihrer Mächtigkeit beeinflusst werden. Eine Bewertung der aus einer Halokinese resultierenden Einwirkungen kann nur auf Basis bekannter Vorgänge, die in der geologischen Vergangenheit abgelaufen sind, erfolgen. Gleichzeitig liegen Ergebnisse der in dieser Studie durchgeführten Modellrechnungen vor, die zumindest als Teilaspekt auch Halokinese als relevanten Prozess beschreiben.

Am Standort Gorleben traten im Bereich des Hauptsalzes beim Salzaufstieg in Höhe der geplanten Einlagerungssohle in 840 m Tiefe Salzfließgeschwindigkeiten von max. 0,34 mm/a während der Oberkreide und bis zu 0,07 mm/a im Zeitraum Miozän bis Quartär auf. Die eingewanderten Salzmengen hoben dabei die Salzstockoberfläche etwa 0,08 mm/a zur Oberkreidezeit und etwa 0,02 mm/a im Zeitraum Miozän bis Quartär. Die Berechnungen zur Randsenkenanalyse belegen, dass die Salzeinwanderung seit dem Kreidemaximum bis zur jüngsten geologischen Vergangenheit stetig abnahm (ZIRNGAST et al. 2004).

Die hier durchgeführten Modellrechnungen deuten darauf hin, dass es z. B. als Folge der Gletscherauflast zu einer erneuten Hebung des Deckgebirges kommen kann. Der Effekt ist abhängig von vielen Randbedingungen, z. B. die geometrische Situation (Gletscherrandlage), Vorschubraten sowie Eismächtigkeit. Hier wurden Aufstiegsraten von bis zu 0,4 mm/a berechnet, wobei sich eine hohe Rate aus der speziellen Situation des Gletschervorstoßes bis in eine Randlage ergab und danach schnell abklang. Insofern liegen die Größenordnungen der Aufstiegsraten und die möglichen Auswirkungen in dem für die Vergangenheit bekannten Spektrum.

Die möglichen Einwirkungen auf einen Endlagerstandort durch Halokinese betreffen zunächst primär das Deckgebirge, weil es hier infolge der über den Salzaufstieg initiierten Hebung zu einer verstärkten Erosion kommen kann. Die Effizienz dieses Prozesses hängt von den sich ändernden hydrogeologischen Verhältnissen und dem damit verbundenen Subrosionsgeschehen an der Oberfläche ab.

Da erwartet wird, dass im langfristigen Mittel die Subrosionsraten aber kleiner sind als die Aufstiegsraten für die zentralen Salzstockteile, dürfte sich eine geringe Beeinflussung des Deckgebirges durch den Aufstieg als wahrscheinlich erweisen. Diese Beeinflussung wird allerdings durch die im Nachweiszeitraum zu erwartenden extrem wirksamen kaltzeitlichen Prozesse (z. B. Rinnenbildung, Exaration, Eistektonik) bis zur Bedeutungslosigkeit überdeckt.

6.8 Reaktivierung von Störungen

Für die Barrierenintegrität eines Wirtsgesteins stellen vertikale, großräumige Wegsamkeiten aus sicherheitstechnischer Sicht das größte Problem dar. Dies gilt insbesondere für Festgesteine (Kristallin). Die Relevanz von neotektonisch-induzierten, postglazialen Prozessen im Kristallin, die zu einer Reaktivierung vorhandener Störungszonen führten, wurde durch SKB u. a. durch Felduntersuchungen in der Gegend von Lansjärv in Nordschweden qualitativ bestätigt (BÄCKBLOM et al. 1989, STANFORS et al. 1993). Dabei wurden maximale Verschiebungen an Störungszonen zwischen 5 und 10 m beobachtet, wobei keine Aussagen zur Veränderung hydraulischer Eigenschaften abgeleitet wurden.

Allerdings unterscheiden sich die hier zu bewertenden Endlagerkonstellationen im Ton und Salz grundsätzlich von den in Skandinavien vorliegenden Bedingungen, weil hier ein überwiegend aus klastischen Sedimenten aufgebautes Deckgebirge vorliegt, das von vornherein integrale Wegsamkeiten aufweist.

Lokale Bewegungen an Störungszonen im Deck- und Nebengebirge eines Endlagers werden durch Auf- oder Abwärtsbewegungen des Gebirges ausgelöst. Im Gegensatz zu den weitspannigen Bewegungen der Epirogenese bzw. Neotektonik dominieren in Norddeutschland salztektonische Prozesse, die aus dem Salzaufstieg der weit verbreiteten Salzstöcke resultieren. Diese beeinflussen nicht nur die lokale Entwicklung einer Salzstruktur sondern auch das angrenzende Deck- und Nebengebirge, das aus jüngeren Formationen aufgebaut wird, die als potenzielle Wirtsformationen für ein Endlager im Tonstein in Frage kommen (z. B. Tonsteine der Unterkreide bzw. des Jura, vgl. Kapitel 2.2.2).

Beispiele für aktive rezente Störungszonen im Umfeld von Salzstöcken sind:

- salztektonisch induzierte Bewegungsflächen an Scheitelgraben- und Randstörungen
- Störungszonen infolge diagenetischer oder subrosiver Vorgänge (Erdfälle, Subrosionssenken)

Neben den salztektonischen Vorgängen sind folgende Prozesse für eine Aktivierung oder Ausbildung von Störungszonen von Bedeutung:

- die Wärmeproduktion hochaktiver Abfälle kann lokal über den Einlagerungsbereichen für eine Zeit von max. 10.000 Jahren zur Hebung des Deckgebirges um einige Meter führen
- eistektonische Prozesse während einer Kaltzeit infolge Be- und Entlastung

Halokinetisch oder glazial-tektonische Prozesse, die zu einer Bildung oder Reaktivierung von Störungszonen im Deck- und Nebengebirge einer Endlagerformation führen können, sind über den gesamten Betrachtungszeitraum einer Langzeitsicherheitsbetrachtung relevant, allerdings sind diese Prozesse mutmaßlich auf das Deckgebirge beschränkt.

Reaktivierung inhärent angelegter Störungszonen oder Initiierung neuer Wegsamkeiten kann veränderte Transportpfade in der Geosphäre bedeuten, wenn durch hydraulisch aktive Störungen ursprünglich voneinander getrennte Aquifere eine Verbindung erhalten. In der Konsequenz können die Grundwasserströmungsverhältnisse im Deck- und Nebengebirge verändert werden, indem eistektonisch bedingte Aufschuppungen ältere kaltzeitliche gut grundwasserleitende Sedimente mit neuen kaltzeitlichen gut oder geringleitenden Ablagerungen verbinden. Solche kaltzeitlich bedingten Differenzialbewegungen haben nur bis zur nächsten Eisüberfahrung bzw. bis zur Bildung neuer kaltzeitlicher Rinnensysteme Bestand. Sie sind, verglichen mit den mächtigen Porengrundwasserleitern des Deckgebirges, für eine Radionuklidausbreitung nur von untergeordneter Bedeutung.

Im Gegensatz dazu sind die in den Wirtsformationen Salz- und Tongestein vorliegenden potenziellen Risse oder Störungen aufgrund des vorhandenen Selbstabdichtungs- oder Verheilungspotenzials vermutlich effektiv geschlossen bzw. wieder verheilt. Aufgrund der Teufenlage ist gleichzeitig nicht zu erwarten, dass es in einem Endlager zur Bildung von lokalen, hydraulisch relevanten Verschiebungen kommt.

Eine Sicherheitsrelevanz geht auch nicht von den nur langfristig wirksamen geologischen Prozessen aus, die zu lokalen Differenzialbewegungen führen können, da die damit verbundenen Auswirkungen außerhalb des Betrachtungszeitraumes liegen.

6.9 Erosion und mechanisch-hydraulische Belastungen in Rinnen

Ein wichtiges Strukturelement der glazialen Morphologie sind die übertieften Rinnenstrukturen, die in Norddeutschland weit verbreitet sind. Verschiedene Untersuchungen zeigen, dass während des Pleistozäns Rinnen mehrfach überfahren, erodiert und wieder mit quartären Sedimenten verfüllt wurden (z. B.Kapitel 4.2.5), jedoch gibt es keine generellen Gesetzmäßigkeiten. Somit gibt es Rinnen, die Salzstrukturen umfließen, sich unberücksichtigt von Salzstrukturen verhalten haben und Rinnen, die, wie im Fall Gorleben, u. a. Salzstrukturen queren bzw. zentral überfahren. Ihr Verlauf ist nicht prognostizierbar. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass während zukünftig eintretender Kaltzeiten dieses bereits vorhandene Netz an Erosionsstrukturen in Form der bekannten Tunneltäler Norddeutschlands bzw. übertiefter Täler Süddeutschlands teilweise erneut genutzt wird. Je nach Verfestigungsgrad der Talfüllungen, Erosionskraft der freigesetzten Wassermassen aus dem Gletscher und des Materials, das im Gletschereis eingebunden die Geländeoberfläche mechanisch beansprucht, ist es denkbar, dass die bereits existierenden bekannten Tunneltäler durch zukünftige Gletscher erneut ausgeräumt und möglicherweise weiter vertieft werden.

In Norddeutschland sind insbesondere elsterkaltzeitliche und in geringem Maße auch saale- und weichselkaltzeitliche Rinnensysteme vorhanden, wobei die tiefsten Strukturen der Elster-Kaltzeit zuzuordnen sind. Solche Einschnitte liegen in Norddeutschland in Tiefen zwischen 100 m und mehr als 500 m vor (tiefste Rinne: Hagenower Rinne 584 m; BUNESS & WORZYK 1998). Die Rinnen können mehrere Kilometer breit und bis über hundert Kilometer lang werden.

Voraussetzung für eine Beeinträchtigung der Wirtsgesteinformationen ist zunächst eine kaltzeitliche Überlagerung eines Standortes, wie sie z. B. während der Weichselvereisung nur für einen begrenzten Raum Norddeutschlands vorlag. Allerdings können für den Betrachtungszeitraum von 1 Mio. Jahre auch Kaltzeiten vom Typ Elster möglich werden, die nahezu den gesamten Norddeutschen Raum erfassen.

Für die Salzstrukturen Norddeutschlands, die bereits in der pleistozänen Vergangenheit in Rinnenkontakt standen und mit quartären, leicht erodierbaren Sedimenten bedeckt sind, ist nicht auszuschließen, dass diese auch bei zukünftigen Vergletscherungen beeinflusst werden. Eine Einwirkung gekoppelter mechanisch-hydraulischer Effekte resultiert vor allem aus der tiefen linienhaften Erosion, die durchaus mehrere 100er Meter betragen und damit den Top einer Salzstruktur erreichen kann. Das Ausmaß der Rinnenbildung kann nicht prognostiziert werden. Aus den Prozessen der Vergangenheit ist abzuleiten, dass bei einer starken Rinnenbildung das bestehende Deckgebirge stellenweise vollständig abgetragen und, analog zu den Rinnen in Festgesteinen, an solchen Stellen das darunter liegende Salzgestein erodiert werden kann.

Bei starken Rinnenbildungen ist damit die Erosion des Wirtsgesteins nicht auszuschließen. Die Erosionsleistung dürfte aber verglichen mit den Ausmaßen in einem Deckgebirge mit unverfestigten Gesteinen gering sein. Beim Prozess der Rinnenbildung werden sich aufgrund der Überdeckung des Standortes mit Inlandeis entsprechende hydrodynamische Verhältnisse einstellen, so dass auch hydraulische Einwirkungen, die aus einem erhöhten Porenwasserdruck im durchlässigen Deckgebirge resultieren, analog zu den im Kapitel 6.4 beschriebenen Prozessen, ebenfalls nicht ausgeschlossen sind.

Die Wirtsgesteinsformation Tonstein bietet - unter Voraussetzung der von KELLER (2009) zugrunde gelegten Annahmen - der erosiven, mechanischen Beanspruchung durch Gletschereis und dem mit ihm transportierten Material kaum ausreichend Widerstand, ohne dass es zur Abtragung kommt. Dies bedeutet, dass je nach Verlauf und Tiefe der Rinnen während zukünftiger Vergletscherungen auch die Wirtsgesteinformation Ton beeinträchtigt werden kann, vor allem dann, wenn harte, kalkige und gering durchlässige Deckgesteine fehlen (KELLER 2009).

7 DISKUSSION DER ERGEBNISSE

7.1 Vorbemerkung

Die zukünftig möglichen Entwicklungen eines HAW-Endlagersystems sind, unabhängig vom Wirtsgestein, von grundlegender Bedeutung bei der Erstellung eines Sicherheitsnachweises für einen möglichen Endlagerstandort. Mittels der im Rahmen des Vorhabens WS 2060 durchgeführten Arbeiten wurden Vorgänge und Entwicklungen identifiziert, die infolge des Auftretens von Kaltzeiten eine relevante Einwirkung auf den einschlusswirksamen Gebirgsbereich erwarten lassen. Dies schließt auch die Bewertung geologischer und klimatisch bedingter Prozesse mit ein, die als Verursacher für eine grundlegende Umgestaltung der Deckgebirgseigenschaften in Frage kommen und damit mutmaßlich indirekt Auswirkungen auf das Isolationsvermögen der Wirtsgesteine haben. Als Einschluss wird eine Sicherheitsfunktion des Endlagersystems bezeichnet, die dadurch charakterisiert ist, dass die radioaktiven Abfälle in einem definierten Gebirgsbereich so eingeschlossen sind, dass sie im Wesentlichen am Einlagerungsort verbleiben und allenfalls geringe definierte Stoffmengen diesen Gebirgsbereich verlassen. Für Deutschland wird ein Nachweiszeitraum der Langzeitsicherheit von 1 Mio. Jahre gefordert.

Für die vorliegende Studie wurde unterstellt, dass Deutschland im Verlauf der nächsten 1 Mio. Jahre von mehreren Kaltzeiten betroffen sein wird. Im ungünstigsten Fall ist von mindestens einer Periode, die bezüglich Intensität und Eisausbreitung der vergangenen Elster-Kaltzeit ähnelt, auszugehen. Im Rahmen der Betrachtung je eines generischen Standortes im Salz- und Tongestein wurden die Szenarien Permafrost im Bereich des Standortes, vollständige Eisbedeckung im Bereich des Standortes und Standortrandlage zur Eisbedeckung (Inlandsvereisung) berücksichtigt. Allerdings resultieren mögliche Einwirkungen aus einer zeitlichen Abfolge verschiedener Prozesse, deren Effektivität sich während einer Kaltzeit ändern kann. Aufgrund ihrer Komplexität kann eine fundierte Bewertung dieser Prozesse nur über hydrogeologische und geomechanische Modellrechnungen erfolgen. Sie wurden im Rahmen des Vorhabens nicht durchgeführt. Eine modellhafte Betrachtung erfolgte begleitend lediglich anhand von Fallstudien.

Da die durchgeführten Untersuchungen nicht standortspezifisch ausgelegt sind, müssen sie bzgl. Relevanz und Übertragbarkeit auf einen realen Standort kritisch hinterfragt werden. Allerdings ermöglichen sie die für die "Integrität der geologischen Barrieren" relevanten Vorgänge hinsichtlich ihrer Wirkung besser verstehen und bzgl. der daraus resultierenden Konsequenzen für den Nachweiszeitraum besser quantitativ bewerten zu können.

Hinsichtlich der Relevanz glazigener Einwirkungen auf ein Endlagersystem gelten folgende Grundaussagen:

 Das entscheidende Sicherungsglied eines Endlagersystems ist der so genannte einschlusswirksame Gebirgsbereich (vgl. AKEND 2002). Dieser soll den sicheren Einschluss der Abfälle (HAW) und ihre Isolierung von der Biosphäre aufgrund der besonderen Eigenschaften des jeweiligen Wirtsgesteins in Verbindung mit technischen Barrieren gewährleisten. In Deutschland kommen für die Einlagerung von hochradioaktiven, wärmeentwickelnden Abfällen (HAW) grundsätzlich die Wirtsgesteine Steinsalz und Tongestein in Betracht. Unabhängig vom Wirtsgestein ist die langfristige Einhaltung der Schutzziele über einen umfassenden Langzeitsicherheitsnachweis für das Endlager entsprechend dem vorgesehenen Endlagerkonzept zu erbringen.

 Das Deckgebirge des Wirtsgesteins ist in der Regel kein Bestandteil des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches, wodurch dem Deckgebirge keine maßgebliche Barriererelevanz zukommt. Dennoch hat es im Rahmen des angestrebten Isolationszeitraumes von 1 Mio. Jahre langfristig u. a. durch seine Schutzfunktion für das Wirtsgestein bzw. für den einschlusswirksamen Gebirgsbereich gegen exogene Einflüsse eine Bedeutung.

In den Untersuchungen wurden folgende aus Kaltzeiten resultierenden Prozesse und Phänomene identifiziert, die charakteristisch während Kaltzeiten die Morphologie und den Untergrund im Betrachtungsgebiet in der Vergangenheit verändert haben und die im Hinblick auf zukünftige Kaltzeiten möglicherweise Auswirkungen auf die Sicherheit der Endlagerformationen Ton und Salz haben können:

- durch glaziale Auflast induzierte glazial-mechanische Effekte im Deckgebirge bzw. in der Endlagerformation (Be- und Entlastung sowie mechanische Prozesse an der Oberfläche sowie im Kontaktbereich Gletscher/Untergrund)
- durch das Auftreten glazialer Schmelzwässer hervorgerufene Veränderungen im Grundwasserregime
- durch Abkühlung induzierte Zugspannungsrisse (kryogene Rissbildung) sowie durch Änderungen der Druckverhältnisse im Porenraum der anstehenden Gesteine beim Gletschervorschub hervorgerufene hydraulische Rissbildung
- mögliche subrosive Vorgänge im Salinargestein infolge der Verfügbarkeit von Schmelzwassermassen
- durch subglaziales Schmelzwasser hervorgerufene Rinnenerosion und durch Druckentlastung hervorgerufene Supercooling-Effekte
- durch Gletscherbewegungen ausgelöste halokinetische Effekte
- neotektonische Veränderungen

Im Folgenden werden die aus klimatischen Veränderungen für die nächsten 1 Mio. Jahre zu erwartenden Einwirkungen in Form von Einzelprozessen oder komplexen Szenarien auf Basis von Literaturauswertungen und ergänzt durch Modellrechnungen aufgezeigt und hinsichtlich ihrer Bedeutung für mögliche Endlagerstandorte in den Wirtsgesteinen Salz und Tongestein diskutiert.

7.2 Glazial-mechanische Effekte - flächige Erosion

Glazialmechanische Effekte können sowohl aus Be- und Entlastungsprozessen als auch aus mechanischen Einwirkungen an der Oberfläche sowie in Wechselwirkung Gletscherbasis und Untergrund resultieren.

Belastungs-/Entlastungsprozesse: Infolge von Kaltzeiteinwirkung kann es zu einer Veränderung der statischen Gesteinsauflast kommen, z. B. durch Ausbildung und Rückzug einer Inlandsvereisung oder Subrosions- bzw. Sedimentationsprozesse im Deckgebirge. Als Folge der Änderung der als Auflast auf das Endlager einwirkenden Spannungssäule resultiert ein veränderter, kom-

pressiver Spannungszustand mit $\sigma_2 \approx \sigma_3 \neq \sigma_1$, der als Deviator zu mechanischen Verformungen im Wirtsgestein führen kann. Dieser Prozess hängt vor allem von der Be- und Entlastungsrate sowie dem aus der Änderung der Auflast resultierenden Spannungsdeviator ab. Allerdings ist nicht zu erwarten, dass aus diesen Spannungsänderungen Einwirkungen auf den einschlusswirksamen Bereich resultieren können.

Generell stellt eine mechanische Belastung infolge einer sich entwickelnden Eisauflast gegenüber einer Entlastung den weitaus weniger kritischen Zustand dar, weil mit Erhöhung der mittleren Grundspannung das Potenzial für eine Rissbildung geringer wird, vorausgesetzt, die Einlagerungshohlräume eines Endlagers sind hinreichend standsicher dimensioniert bzw. verfüllt. Gleichzeitig können erhöhte Spannungsdeviatoren im Salz- und Tonstein durch Kriechen bzw. viskose Prozesse zumindest teilweise abgebaut werden.

Mechanische Einwirkungen: Mechanisch-erosive Prozesse an der Oberfläche eines Endlagerstandortes sind Wechselwirkungen eines Gletschers mit dem Untergrund. Sie rufen mechanische Abrasion und "Plucking" (das Herausbrechen von Felspartien aus dem anstehenden Gestein durch Gletschereis) hervor und führen vor allem zu großflächigen Abtragungen, wenn sie zeitlich andauern.

Die Auswirkungen glazial-mechanischer Effekte während zukünftiger Kaltzeiten können für einen generischen Endlagerstandort in Deutschland nur unzureichend prognostiziert und damit bzgl. ihrer Intensität nicht ausreichend bewertet werden, da sie unmittelbar von den oberflächlichen Gegebenheiten abhängen. Die Effizienz dieser Prozesse wird von den Materialeigenschaften des Untergrundes und auch des Gletschereises (z. B. Festigkeit), der Dynamik des Gletscherflusses selbst, der durch den Gletscher mitgeführten Gesteinsfracht, der Topographie des Geländes u. a. bestimmt.

Im morphologisch überwiegend flachen Norddeutschland, mit leicht erodierbarem Lockermaterial im Deckgebirge potenzieller Endlagerformationen, muss gegenüber "plucking" vor allem mit abrasiven Vorgängen gerechnet werden. Hierfür ist die Verfügbarkeit von Gesteinspartikeln als "Schleifmaterial" in der Gletschersohle erforderlich. Angaben zur Tiefenwirkung von solchen erosiven Vorgängen während zukünftiger Kaltzeiten sind aufgrund der Komplexität der lokalen Bedingungen, deren Kenntnis für eine Abschätzung erforderlich wäre, nicht möglich. Hinzu kommen Faktoren wie z. B. die Permafrostsituation des Untergrundes. Permafrostböden besitzen im Vergleich zu Lockersedimenten eine relativ hohe mechanische Festigkeit gegenüber Scherdeformationen. Wo im Betrachtungsgebiet während zukünftiger Kaltzeiten mit Permafrost zu rechnen ist, ist jedoch kaum verhersagbar.

In Süddeutschland muss bei morphologischem Gefälle auch "plucking" als glazial-mechanischer Prozess in die Betrachtungen zur Erosionswirkung einbezogen werden. Zur Beurteilung der Tiefenauswirkungen lassen sich jedoch aufgrund des fehlenden lokalen Bezuges "generischer Standort" kaum belastbare Aussagen treffen.

7.3 Änderungen im Grundwasserregime des Deckgebirges

Während zukünftiger Kaltzeiten ist in Abhängigkeit der vorliegenden möglichen Ereignisse (Kaltzeit mit Permafrost, Kaltzeit mit Permafrost und Eisrandlage sowie Kaltzeit mit vollständiger Inlandsvereisung) von deutlich veränderten Bedingungen im Grundwasserregime auszugehen, die sich je nach Deckgebirge und Endlagerformation unterschiedlich auswirken können. Hierzu zählen vor allem:

- Änderungen in der hydraulischen Leitfähigkeit im Deckgebirge
- die Menge des infiltrierten Grundwassers im Zusammenhang mit einer warmen Gletschereisbasis und Änderungen der Porenwasserdrücke
- Änderungen in den Grundwasserfließrichtungen und -fließgeschwindigkeiten

Die hydraulische Leitfähigkeit gefrorener Böden und Sedimente nimmt mit sinkenden Temperaturen unterhalb von 0°C deutlich ab; es kommt zu stark verringerten Grundwasserbewegungen bzw. zu einer Tiefenverlagerung des Grundwasserflusses. Beim Vorliegen von Rissen und Frakturen im gefrorenen Deckgebirge sind Grundwasserbewegungen auch im Permafrostkörper selbst möglich. Je nach Mächtigkeit des Permafrostes - die unterschiedlichen Modellierungsstudien zur Folge während der pleistozänen Kaltzeiten für Norddeutschland zwischen 120 und 350 m (DELISLE 1998; BOULTON et al. 2001, GRASSMANN et al. 2010) lagen - ist somit ein Einfluss von Grundwasser in Tiefenbereichen beider Endlagerformationen grundsätzlich nicht auszuschließen. Obwohl Tone hydraulisch dichte Formationen darstellen, können sie bei Abkühlung schrumpfen und Schrumpfrisse und Frostklüfte aufweisen (KALTERHERBERG & WOLTERS 1958), die ggf. Wegsamkeiten für Grundwasser schaffen würden.

Eine thermisch-induzierte Rissbildung in endlagerrelevanten Tongesteinen (d. h. im Wirtsgesteinshorizont selber bzw. in hangenden Tonsteinen), die zu signifikanten Änderungen der hydrologischen Zustandsbedingungen führen kann, ist jedoch nur bei größeren Permafrosttiefen bzw. bei direktem Kontakt (z. B. Rinnenkonstellation) nicht auszuschließen, da bei geringerer Tiefe das Deckgebirge als thermische Isolationsschicht wirkt.

Ähnliches gilt für die Formation Salz. Liegt ein hinreichend mächtiges Deckgebirge noch zwischen Endlagerformation und Permafrostzone vor, wirkt sich dies isolierend auf weitere Abkühlungsvorgänge aus. Nur bei direktem Kontakt (Rinnenkonstellation) muss mit Ablaugungsvorgängen und Rissbildung im Salzgestein gerechnet werden.

Für das Ereignis Permafrost und Eisrandlage ist zusätzlich zu den Bedingungen im Permafrost noch mit einer verstärkten Infiltration subglazialen Schmelzwassers zu rechnen, die sich je nach Durchlässigkeit des Deckgebirges und hydraulischem Gradienten auf die Endlagerformation auswirkt. Hierzu ist bei der Betrachtung einer Tonsteinformation davon auszugehen, dass durch die geringe hydraulische Durchlässigkeit eine Beeinflussung zu vernachlässigen ist. Erhöhungen der Grundwasserfließgeschwindigkeiten und eine Druckzunahme können bei der Betrachtung der Formation Salz zu einer Verletzung des Minimalspannungskriteriums führen. Thermisch oder hydraulisch induzierte Rissbildung stellt eine unmittelbare Einwirkung auf die Integrität einer Wirtsformation dar, die entweder aus thermisch induzierten Zugspannungen oder hydraulischer Rissbildung infolge einer Verletzung des Minimalspannungskriteriums resultieren kann. Die von BAUER (1991) festgestellten Risse im Salzgestein von Bokeloh in Tiefen von 600 bis 700 m wurden im Zusammenhang mit kaltzeitlicher Abkühlung diskutiert (BAUER 1991; DELISLE & DUMKE 1996). Die durchgeführten Fallstudien weisen jedoch darauf hin, dass es sich abweichend von früheren Einschätzungen bei den als "kryogen" interpretierten Rissen möglicherweise um Hydrofrac-Risse handelt, die durch die im Deckgebirge wirkenden Porenwasserdrücke induziert wurden. Allerdings ist das Phänomen dieser "kryogenen Risse" auf Basis der hier vorliegenden Ergebnisse nicht eindeutig erklärbar.

Thermisch induzierte Spannungen: Rissbildung im Top von Wirtsgesteinsformationen ist in der Vergangenheit vorrangig über die Wirkung unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeiten/Wärmeausdehnungskoeffizienten zwischen Deck- und Nebengestein sowie einen hohen Temperaturgradienten während einer Kaltzeit erklärt worden (z. B. kryogen im Fall von Permafrost). Letztere Ursache setzt Permafrost-Bedingungen voraus. GRASSMANN et al. (2010) modellierten maximale Eismächtigkeiten von 1.700 m und bis zu 20 Permafrost-Perioden in Norddeutschland für die letzten 1,25 Mio. Jahre. In den überwiegenden Zeiten wurden den Modellierungen zur Folge Permafrost-Mächtigkeiten von mehr als 100 m und zeitweise bis zu 350 m erreicht. Im Fall, dass kein mächtiges Deckgebirge vorliegt und klimatisch Permafrost-Bedingungen herrschen, ist Rissbildung in Salzstöcken nicht ausgeschlossen. Dies wird durch ältere Berechnungen der BGR, die in den 1990er Jahren durchgeführt wurden, dokumentiert (WALLNER & EIKEMEIER 1994). Allerdings zeigen die im Rahmen der vorliegenden Studie durchgeführten Berechnungen, dass die Wirkung einer Abkühlung bei Vorliegen eines Deckgebirges aufgrund der "schlechten" Wärmetransporteigenschaften mutmaßlich nur auf das Deckgebirge einwirkt und nicht den einschlusswirksamen Bereich erreicht.

Hydraulische Rissbildung: Die im Rahmen des Vorhabens durchgeführten Modellrechnungen weisen daraufhin, dass Rissbildung durch hydraulische Effekte induziert sein kann (Verletzung des Minimalspannungskriteriums infolge hoher Porendrücke im Deckgebirge).

Es ist zu vermuten, dass subglaziale Schmelzwassermengen an der Basis eines Gletschers auftreten, die abhängig von den hydraulischen Randbedingungen unterschiedlich tiefreichend im Deckgebirge wirken können. Zugleich ist zu erwarten, dass der hydraulische Gradient an der Gletscherbasis durch den Schmelzwassereintrag erhöht wird, wobei dessen Größenordnung und Tiefenwirkung bisher nicht eindeutig angegeben werden kann. Die durchgeführten Modellrechnungen zu den Fallstudien weisen nach, dass insbesondere für die Konstellation "Gletscherrandlage mit Bewegungen der Gletscherfront" das Deckgebirge oberhalb eines Endlagers lokal druckentlastet sein kann, d. h. Hydrofrac-Risse infolge einer Verletzung des Minimalspannungskriteriums möglich sind.

Die beschriebenen Prozesse sind extrem komplex und hängen u. a. von den lokalen Randbedingungen ab, z. B. Entfernung der Gletscherfront zum Standort, Eismächtigkeit sowie Bewegungsrate und Teufenlage eines Endlagers. Gleichzeitig können Porenwasserdrücke mutmaßlich zusätzlich in thermisch induzierten Schwächezonen wirksam werden und die dort bereits angelegten Rissstrukturen erweitern.

Unabhängig von der Ursache der Rissbildung weisen Sauerstoffisotopen-Untersuchungen von DELISLE & DUMKE (1996) an Fluideinschlüssen verheilter Klüfte im Salz einen kaltzeitlichen Ursprung dieser Fluide nach. Dies weist darauf hin, dass die thermisch durch Abkühlung und/oder durch "Hydrofracturing" verursachten Risse seinerzeit lokale Wegsamkeiten für kalte (glaziale?) Oberflächenwässer darstellten. Es gibt bisher keine Abschätzungen zu Wassermengen, die damals infolge der Integritätsverletzung der Salzbarriere in den Salzstock eingedrungen sind. Anzumerken ist, dass die heute zu beobachtenden Risse sekundär verheilt sind, d. h. die Lösungsprozesse waren nur sehr lokal und zeitlich begrenzt wirksam.

7.5 Subrosion

Subrosion umfasst die Ablaugung von Salinargestein durch ungesättigte Grundwässer. Das Auftreten zu erwartender subglazialer Schmelzwassermengen während zukünftigen Kaltzeiten kann zu subrosiven Vorgängen im Salinargestein führen. Diese Prozesse treten insbesondere im Zusammenwirken mit oberflächlicher Erosion und Tiefenverlagerung der Grundwasserbewegung auf. Beispielsweise wurde durch die elsterkaltzeitliche Tiefenerosion in der Gorlebener Rinne das Hutgestein des Salzstocks lokal konzentriert auf einer Fläche von ca. 7,5 km² freigelegt, womit die die Subrosion verstärkt einsetzen konnte (KÖTHE et al. 2007).

Die Angaben über Subrosionsraten zum Salzstock Gorleben variieren in der Literatur z. T. erheblich. Dies ist u. a. durch die Betrachtung unterschiedlicher Zeiträume begründet. So geht DUPHORN (1983) von 1,9 mm/Jahr für die drenthe-stadiale subrosive Absenkung über dem Salzstock Gorleben aus und DUPHORN (1986) beschreibt eine großflächige Salzablaugung von 200 bis 400 m bzw. 4 km³ Ablaugungsverlust über vier Subrosionsphasen während der letzten 900.000 Jahre. KELLER (1990) leitete aus der langfristigen Entwicklung des Salzstocks mittlere Subrosionsraten von ca. 0,01 mm/Jahr ab. BORNEMANN et al. (2008) gehen in einer Zusammenstellung sämtlicher Bohrungen, die im Gebiet des Salzstocks Gorleben abgeteuft wurden, von wenigen Metern bis hin zu 254 m abgelaugter Säule des Salinargesteins seit der Elster-Kaltzeit aus und kommt auf Ablaugungsraten von maximal 0,1 bis 0,2 mm/Jahr.

Problematisch für die Einschätzung der Mächtigkeitsreduzierung infolge der Abtragung des Deckgebirges oberhalb eines Standortes durch Subrosion ist, dass die Raten lokal stark variieren und auch nur punktuell dokumentiert sind. Hinzu kommt, dass lokal erhebliche Unterschiede vorliegen können, wenn Subrosionsprozesse von Salinargestein noch durch Rinnenbildung überlagert wird.

Aufgrund der verstärkten hydraulischen Wirkung durch den erhöhten Wasserdruck sowie die hohen Fließraten, ist im Bereich von Rinnen die lokale Subrosion stark erhöht und somit schwer einschätzbar. Im Gegensatz zu den klassischen, d. h. flächig ablaufenden subrosiven Vorgängen im Untergrund, die vor allem durch kontinuierliche Grundwasserströme und lang anhaltende Ablaugungsprozesse charakterisiert sind, ist eine Extrapolation für die erhöhte Subrosion infolge Rinnenbildung wenig zielführend. Mit der Annahme, dass relativ hohe Ablaugungsraten von 0,2 oder 0,4 mm/Jahr, wie sie allerdings für Rinnen wahrscheinlich sind, kontinuierlich die nächsten 1 Mio. Jahre vorliegen würden, wären mit Ablaugungsbeträgen von 200 oder 400 m des Wirtsgesteins zu rechnen. Dies ist unrealistisch, da diese Größenordnung eben nur auf relativ kurze Zeitphasen beschränkt erreicht wird. Unabhängig davon liegt die vorgesehene Einlagerungstiefe für HAW im Salzgestein in Tiefen zwischen 800 und 1.000 m, d. h. die Salzgesteinsmächtigkeit würde zwar stark reduziert, das Endlager selbst jedoch nicht erreicht werden.

7.6 Glaziale Rinnenbildung und Supercooling

Glaziale Rinnen sind ins Deckgebirge tief eingeschnittene Erosionsstrukturen, die in eiszeitlich überprägten Gebieten weit verbreitet auftreten und aufgrund ihrer überwiegend sandigen Füllung, wie oben diskutiert, ergiebige Grundwasserleiter darstellen.

Die eiszeitlichen Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland wurden durch KELLER (2009) zusammenfassend dargestellt. KELLER (2009) geht in seiner Zusammenfassung nicht davon aus, dass die Lage zukünftiger subglazialer Rinnenbildungen vorhersagbar ist. Neue Untersuchungen von LUTZ et al. (2009) weisen darauf hin, dass Rinnen im Gebiet der heutigen Nordsee in der Vergangenheit mehrfach teilweise erodiert und wieder benutzt wurden. Hierbei ist noch unklar, ob eine wiederholte Nutzung älterer Rinnensystem bevorzugt in der gleichen geographischen Ausrichtung erfolgt. Nach Beobachtungen von MÖRZ (MARUM, Universität Bremen, pers. Mitt., Juli 2010) lassen sich keine Trends der submarinen Tunneltäler in der südlichen Nordsee ausmachen. Eine Prognose der bevorzugten Richtung in Zusammenhang mit zukünftigen Vereisungen ist zwar nicht möglich, eine Wiederbenutzung der bereits vorliegenden Tunneltäler an Land während zukünftiger Vergletscherungen kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Es besteht demnach die Möglichkeit, dass zumindest Teile des bereits vorliegenden Netzes von Rinnenstrukturen in Norddeutschland auch bei zukünftig eintretenden Kaltzeiten mit Vergletscherungen als subglaziales Kanalsystem genutzt werden, um Schmelzwasser abzutransportieren. Im Fall sich kreuzender Rinnensysteme besteht die Möglichkeit einer stärkeren Vertiefung/Auskolkung.

Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass bei Wiederbenutzung einerseits Vertiefungen und/oder möglicherweise Verbreiterungen der Rinnen erfolgen können. Nach der Literaturauswertung besteht die Möglichkeit, dass Tunneltäler, die heute mit 300 m Sediment verfüllt vorliegen, im Zuge einer zukünftigen Eiszeit mit dem Potenzial einer Elster-Kaltzeit vollständig ausgeräumt werden könnten. Andererseits könnten Verbreiterungen von Rinnen auch dazu führen, dass es zum Zusammenlaufen benachbarter Rinnen kommt, deren Erosionspotenzial sich dann ggf. erhöht. Ob sich dies nur flächenhaft auswirkt oder auch zu einer weiteren Vertiefung der Rinne führen würde, wird sehr stark von den sediment-physikalischen/hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes abhängen und von dem Sedimentmaterial, das mit dem Schmelzwasser abtransportiert wird (fluvioglaziale Erosion).

KELLER (2009) schließt negative Auswirkungen durch zukünftige Rinnenbildungen für die Abfalleinlagerung im Steinsalz aus, da diese in Tiefen zwischen 800 und 1.000 m vorgesehen ist. Bezüglich der Rinnentiefen ist anzumerken, dass einige der norddeutschen Rinnenstrukturen bis zu 500 m tief angelegt sind (STACKEBRANDT 2009). Die Untersuchungen von BUNESS & WORZYK (1998), die geophysikalische Tiefenforschungen der Seismik und Geoelektrik im Bereich der Hagenower Rinne durchführten, zeigen eine maximale Rinnentiefe von 584 m, wobei sie von einer "Rinne in der Rinne" ausgehen und somit beweisen, dass die durch vorherige Kaltzeitvorgänge angelegte Rinne wieder benutzt wurde; dies gilt demnach nicht nur im Gebiet der heutigen Nordsee. Es ist nicht auszuschließen, dass Gebiete mit noch größeren Rinnentiefen vorliegen. Hierzu sind nach Überlegungen von EISSMANN & MÜLLER (1979) 700 m tiefe Ausräumzonen bei Eismächtigkeiten von 2.000 bis 3.000 m denkbar.

Für die Formation Tonstein gilt unter Annahme einer Einlagerungstiefe von 500 m und der o.g. glaziohydromechanischen Erosionsleistung bei Rinnenanlage, dass eine Beeinträchtigung der Barrierefunktion nicht auszuschliessen ist.

Wie von KRISTENSEN et al. (2008) beschrieben, lassen sich Sedimentstrukturen am äußeren Ende von Rinnen durch plötzliche Druckentlastung und nachfolgendes Gefrieren (supercooling) interpretieren. Inwiefern sich die in diesem Zusammenhang hervorgerufenen Spannungseinträge in den Untergrund auf das Wirtsgestein auswirken können, ist derzeit unklar.

7.7 Halokinese / Reaktivierung von Störungen

Halokinese beschreibt das autochthone und lang andauernde Aufsteigen von Salz aus dem tiefen Untergrund, wofür u. a. ein ausreichender Überlagerungsdruck durch dichtere jüngere Gesteine und das Vorhandensein von Schwächezonen im Gebirge sowie eine ausreichende Mächtigkeit von primär abgelagertem, mobilisierbarem Salz ursächlich sind (HUNSCHE 1977). Durch Veränderungen einer Auflast im Deckgebirge von Salzformationen, z. B. durch Gletscherbewegungen, können halokinetische Vorgänge initiiert werden. Die Vorgänge sind im Detail im Kapitel 4.2.2 beschrieben. Die durch die glazialen Einwirkungen geänderten Spannungsverhältnisse im Deckgebirge sowie halokinetische Vorgänge beeinflussen gleichzeitig die dort vorhandenen Störungen. Sie stellen potenzielle hydraulische Wegsamkeiten dar und müssen deshalb bzgl. ihrer Konsequenzen besonders betrachtet werden.

Während einer zukünftigen Kaltzeit mit Gletscherauflast können nach den Ergebnissen der Modellrechnungen im Kapitel 5.2.4 eine Neuinitiierung oder Verstärkung halokinetischer Prozesse grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden. Dabei kann es zu einer lokalen Hebung des Deckgebirges kommen. Allerdings würde eine signifikante Zunahme der Aufstiegsraten erhöhte kompressive seitliche Spannungen und eine sehr starke Subsidenz des Gebietes mit einer Neubildung von Sedimenten voraussetzen. Dabei wäre der zeitliche Verlauf der Halokinese auf die Dauer der Wirkung der auslösenden Prozesse begrenzt. Diese hängen von der Eismächtigkeit, der geometrischen Situation (z. B. Gletscherrandlage) und den Vorschubraten des Gletschers ab. Vor diesem Hintergrund ist eine Änderung der vorliegenden regionalgeologischen Situation nicht zu erwarten.

Die zusätzliche Eisauflast sowie halokinetische Prozesse wirken gleichzeitig auf vorhandene Störungszonen, die zusätzlich noch durch Halokinese überlagert sein können. Dabei handelt es sich um großräumige Störungszonen im Deck- und im salzstocknahen Nebengebirge. Diese sind genetisch mit tektonischen Prozessen vor oder im Verlauf des Salzaufstieges, mit Einsturz- bzw. Nachfallprozessen im Ergebnis einer erhöhten Subrosion des Salzstocks oder mit dem Vorrücken einer Inlandsvereisung (Eistektonik) verbunden. Störungen im Topbereich von Salzstrukturen entstehen i.d.R. durch den Aufstieg des Diapirs und gehören zum typischen Formeninventar norddeutscher Salzstöcke (Scheitelstörungen). Im Übergangsbereich des Salzstocks Gorleben zur Struktur Rambow ist z. B. ein typisches Scheitelgrabensystem erhalten, das durch quartärzeitliche Prozesse nicht erodiert wurde.

Eisauflast sorgt für Schließen und Demobilisierung vorhandener halokinetischer Störungszonen und Kompaktion des Salzes. Entlastung durch Gletscherrückzüge verursacht neue Aktivierung vorhandener Klüfte und den Salzaufstieg.

Obwohl halokinetische Prozesse sehr langsam ablaufen, muss für die Bewertung langzeitlicher Prozesse davon ausgegangen werden, dass durch den Prozess des Salzaufstieges (während Entlastungsphasen bzw. Gletscherrückzügen) die Einlagerungssohle mit angehoben wird. Bei Fließgeschwindigkeiten im Einlagerungsbereich von 0,07 mm/Jahr wie nach KÖTHE et al. (2007) für den Salzstock Gorleben berechnet, würde das in der nächsten 1 Mio. Jahre einer Anhebung von 70 m entsprechen. Blieben die Salzaufstiegsraten über diesen Zeitraum ebenfalls konstant, würde sich der Salzstock insgesamt um 10 bis 20 m heben. Da in dieser Studie ein generischer Standort betrachtet wird, ist im Fall, dass ein Deckgebirge vorliegt, kaum mit Auswirkungen im Einlagerungsbereich zu rechnen. Oberflächlich ist von erosiven Vorgängen des ebenfalls angehobenen Deckgebirges auszugehen. Sollte kein Deckgebirge vorliegen, ist zu erwarten, dass die oberen 20 m des Salzstocks den Prozessen Verwitterung, Subrosion und Erosion an der Geländeoberfläche ausgesetzt wären. Im Fall einer Eisauflast wird der Salzaufstieg unterbrochen und das Salz ist der Kompaktion ausgesetzt.

Im Fall eines Endlagers im Ton im Flankenbereich von Salzstrukturen muss durch die wiederholten Be- und Entlastungen mit weiterer Bruchtektonik in dem begrenzenden Deck- und Nebengebirge gerechnet werden. Da Störungszonen immer mit erhöhten Permeabilitäten verbunden sind, können diese Veränderungen Einfluss auf die hydraulischen Gebirgseigenschaften haben. Die Bildung von Störungen und Störungszonen ist im Zuge zukünftiger Kaltzeiten wahrscheinlich, aber aufgrund der viskosen Eigenschaften von Salz- und plastischen Tongesteinen nur im Deck- und Nebengebirge zu erwarten. Damit ist aufgrund der Tiefenlage des Endlagers nicht von Einwirkungen auf eine der einschlusswirksamen Barrieren auszugehen.

7.8 Neotektonik

Neotektonische Bewegungen werden in Norddeutschland durch glazial-isostatische Senkungen im Bereich der Norddeutschen Senke sowie salztektonische Prozesse hervorgerufen. Die isostatischen Bewegungen betragen max. -2,0 mm/Jahr im Elbe-Mündungsbereich (FRISCHBUTTER 2001). Durchschnittliche Salzaufstiegsraten z. B. für den Salzstock Gorleben betragen seit Beginn des Tertiärs 0,01 bis 0,02 mm/Jahr (KÖTHE et al. 2007). Durch den Salzaufstieg werden die Salzstrukturen und das an diese Salzstrukturen angrenzende Deck- und Nebengebirge durch Bruchstrukturen beeinflusst, so dass hier eine Überprägung von Gesteinen erfolgt, die die potenzielle Wirtsformation Tonstein beinhalten können.

Im Rahmen einer zukünftigen Kaltzeit mit einer Inlandsvereisung Norddeutschlands und einem Ursprungsgebiet in Skandinavien ist damit zu rechnen, dass sowohl die Senkungsvorgänge für Norddeutschland als auch der Salzaufstieg nach dem Modell von SIROCKO (2008) unterbrochen werden und eine gegenläufige Entwicklung stattfindet. Im Langzeitsicherheitszeitraum von 1 Mio. Jahre ist mit mehreren Kaltzeiten zu rechnen. Eisauflast sorgt für Schließen und Demobilisierung vorhandener halokinetischer Störungszonen und Kompaktion des Salzes. Entlastung durch Gletscherrückzüge verursacht neue Aktivierung vorhandener Klüft und den Salzaufstieg.

Bei der Betrachtung eines Endlagers im Salz ist davon auszugehen, dass durch den Prozess des Salzaufstiegs (während Entlastungsphasen bzw. Gletscherrückzügen) die Einlagerungssohle mit angehoben wird (vgl. Kap. 7.7).

Im Deck- und Nebengebirge von Salzstrukturen muss bei wiederholten Be- und Entlastungen durch Eisauflast mit weiterer Bruchtektonik gerechnet werden.
8 UNTERSUCHUNGSBEDARF

Die im Rahmen des Vorhabens WS 2060 untersuchten Phänomene im Zusammenhang mit dem Auftreten von Kaltzeiten stellen für die Bewertung der Langzeitsicherheit eines Endlagers unabhängig vom Wirtsgestein eine wesentliche Randbedingung dar. Es zeigt sich, dass die beschriebenen Vorgänge in ihrem Ablauf und den Randbedingungen sehr komplex sind. Deshalb wurden begleitend Modellrechnungen durchgeführt, die über geomechanische und hydrogeologische Modellstudien für Standorte in Salz- und Tonsteinformationen mögliche Einwirkungen z. B. infolge von Abkühlung durch Permafrost, der Standortlage unterhalb einer Inlandsvereisung oder Randlage eines Standortes zur Inlandsvereisung betrachten.

Dabei wurden folgende noch offene Themenkomplexe identifiziert:

- Kryogene Risse: In der Vergangenheit wurde angenommen, dass im Salzgestein bis in große Tiefen bestimmte Typen von Rissen vorrangig durch kaltzeitlich bedingte Gesteinskontraktion induziert werden. Die Modellrechnungen zeigen,
 - dass infolge der Isolationswirkung des Deckgebirges die Temperaturbelastung im Salz mutmaßlich nicht ausreicht, um hinreichende Thermospannungen zu induzieren. Diese würden darüber hinaus durch Kriechprozesse abgebaut werden. Stattdessen kann es bei bestimmten Modellkonstellationen, z. B. die Standortrandlage zur Vereisungsfront, zu einer Verletzung des Minimalspannungskriteriums mit Hydrofrac-Rissbildung kommen. Durch diesen Vorgang würden zugleich kaltzeitliche Wässer und Deckgebirgsmaterialien in die Hydrofracrisse eingespült werden. Am Salzstock Bokeloh wurden Rissbefunde mit Tonfüllungen und isotopenchemisch belegten Kaltzeiteinflüssen erhoben.
 - Bei den Modellrechnungen wurden jedoch extreme Konstellationen simuliert, z. B. Annahme einer Eisauflast von 1.000 m sowie Wegsamkeiten im Deckgebirge mit Wirkung erhöhter Porenwasserdrücke. Es wäre zu überprüfen, ob diese Annahmen aus geologischer Sicht realistisch sind.

Damit ergeben sich zwei Untersuchungsschwerpunkte:

 Das Auftreten "kryogener" Risse in Salzstöcken Norddeutschlands ist möglicherweise weit verbreitet, allerdings fehlen fundierte standortspezifische Detailuntersuchungen. Es ist weiterhin auch unklar, ob diese Risse u. U. auch präquartären, d. h. tektonischen Ursprungs sein könnten. Hierzu liegen bislang kaum konkrete Informationen vor. Mesozoische und tertiäre Bewegungen an Störungen können Auslöser bzw. Ursache der Strukturbildungen im post-salinaren Oberbau (Salzstrukturen, Gräben und Inversionsstrukturen) sein. Es wird deshalb empfohlen, mutmaßlich "kryogene" Risse hinsichtlich ihrer Verbreitung und räumlichen Anordnung zu kartieren sowie ihre Füllungen mikropaläontologisch und mit Hilfe von Isotopenanalysen zu untersuchen, um Hinweise über deren Genese zu erhalten und die Herkunft möglicher Wasserzutritte zu klären.

- Obwohl die numerischen Modellrechnungen erstmals eine plausible Erklärung für das Auftreten von "Hydrofrac-Rissen" liefert, sind die Modellstudien nicht ausreichend, um das Modell "kryogene" Risse als geklärt anzusehen. Hier sind insbesondere unter Konkretisierung tatsächlicher Randbedingungen standortspezifisch erweiterte gekoppelte geomechanisch/hydraulische Modellrechnungen durchzuführen.
- 2) Glaziale Rinnenstrukturen: Rinnen bilden als übertiefte Erosionslineamente tiefgreifende Wegsamkeiten an verschiedenen Lokalitäten Norddeutschlands. Aus der vorliegenden Studie wird nach Auffassung der Autoren deutlich, dass bei der Suche nach einem geeigneten Standort für ein HAW-Endlager die Rinnenproblematik von erheblicher Bedeutung ist und als Eignungskriterium bzw. -anforderung für das Auswahlverfahren von Endlagerstandorten berücksichtigt werden sollte. Offene Fragen bestehen zumindest zu folgenden Themenbereichen:
 - Maximale Teufe von Rinnen: Nachgewiesen wurden bisher Teufen von mehr als 500 m, d. h. Rinnenstrukturen können entscheidend die hydrologischen Verhältnisse im Top eines Endlagerstandortes verändern.
 - Es gibt Hinweise darauf, dass Rinnen mehrfach durch einen Eisvorstoß erodiert und damit zusätzlich vertieft wurden.
 - Es ist ungeklärt, inwieweit Rinnenstrukturen an präquartäre Strukturelemente gebunden sind.

Damit ergibt sich in der Umgebung potenzieller Standorte ein Untersuchungsbedarf zur Klärung der Internstruktur von Rinnen sowie zur Beantwortung der Frage nach mehrfacher Nutzung von Rinnenstrukturen im Verlaufe verschiedener Eisvorstöße.

Auftragsgemäß wurden bei der Bearbeitung des Vorhabens keine definierten Standorte betrachtet. Im Verlauf der Bearbeitung wurde jedoch deutlich, dass die Bewertung von Relevanz und Konsequenzen der untersuchten Vorgänge weitgehend von den standortspezifischen Gegebenheiten abhängen.

Damit ergibt sich die Notwendigkeit, die hier als relevant eingeschätzten Vorgänge im Rahmen einer Eignungsprognose standortspezifisch hinsichtlich der möglichen Auswirkungen der verschiedenen Szenarien auf die mechanisch/hydraulische Integrität potenzieller Wirtsgesteine (Tonoder Salinarformationen) zu bewerten. Hierzu müssen im Rahmen der geologischen Langzeitprognose konkrete Szenarien abgeleitet werden, die über numerische Fallstudien mittels gekoppelter geomechanisch/hydrologischer Modellrechnungen bzgl. der Konsequenzen auf die Barrierenintegrität überprüft werden. Diese können sowohl auf der Nachberechnung des für einen Standort bestimmten Klimazyklus als auch auf Detailstudien von Einzelvorgängen basieren.

Vorraussetzung hierfür ist die Kenntnis der geologischen, geomechanischen, thermischen und hydraulischen Randbedingungen der Wirtsgesteinstruktur, die in komplexer Weise im zeitlichen Verlauf miteinander agieren:

- geologische Randbedingungen:
 - Form, Größe und Basisteufe der Struktur
 - o lithologischer Aufbau des Deck- und Nebengebirges bei Salzstöcken
- geomechanische Randbedingungen:
 - Spannungsfeld (Grundspannungszustand)
 - o Änderung des Spannungsfeldes unter Gletscherauflast
 - o Verformungs- und Festigkeitseigenschaften des Gebirges bzw. der Gesteine
- thermische Randbedingungen:
 - o geogenes Temperaturfeld im Salzstock sowie Deck- und Nebengebirge
 - thermische Parameter des Gebirges wie z. B. Wärmekapazität, -leitfähigkeit und thermischer Ausdehnungskoeffizient
 - o Szenario zur Temperaturänderung (Abkühlung)
 - zusätzlicher Wärmeeintrag durch radiogene Wärmeproduktion aus den Abfallgebinden
- hydrologische Randbedingungen:
 - Fließrichtung und Porendruck des Grundwassers geogen
 - Änderung der hydraulischen Verhältnisse unter Permafrostbedingungen und bei Gletscherauflast
- lithologische Randbedingungen
 - o Gesteinseigenschaften des Deck- und Nebengebirges
 - Wirtsgesteinseigenschaften (z. B. Homogenität, Geologie)
 - Zusammenwirken der einzelnen thermo-/hydromechanischen Gesteinseigenschaften, sie bestimmen in komplexer Interaktion das gesteinsinhärente Potenzial z. B. für Rissbildung
- exogene Rahmenbedingungen:
 - klimatisch/thermische Einflussfaktoren als Auslöser für die verschiedenen Prozesse. Die thermomechanische Entwicklung des Gesamtsystems im Fall eines Endlagers für radioaktive wärmeproduzierende Abfälle wird zusätzlich zu den klimatischen Effekten noch durch den sich zeitlich ändernden Temperatureintrag aus dem Endlager überlagert. Diese wird allerdings im weiteren Verlauf nicht betrachtet.

Aktuell werden derartige Modellrechnungen im Rahmen der "Vorläufigen Sicherheitsanalyse Gorleben" durchgeführt.

9 ZUSAMMENFASSUNG

Das Bundesamt für Strahlenschutz beauftragte die Golder Associates GmbH mit der Bearbeitung des Vorhabens WS 2060 zum Thema "Glazigene Beeinflussung von Wirtsgesteinstypen Ton und Salz und deren Einflüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers". Die Bearbeitung erfolgte in Zusammenarbeit mit der Institut für Gebirgsmechanik GmbH im Zeitraum von März 2009 bis Februar 2011.

Ziel der Studie ist es, im Rahmen der Erarbeitung von Grundlagen für sicherheitstechnische Entscheidungen, mögliche Auswirkungen und Intensitäten von Kaltzeiten auf die Wirtsgesteinsformationen Ton und Salz zu betrachten sowie deren Einflüsse auf die Eignung der jeweiligen Formation zur Aufnahme eines HAW-Endlagers zu ermitteln und zu bewerten. Die Berücksichtigung bzw. ein Vergleich spezifischer Standorte ist nicht Gegenstand der Studie, der Betrachtungszeitraum umfasst 1 Mio. Jahre.

Das Vorhaben umfasst die Beschreibung zu erwartender Ereignisse und Prozesse, die Identifikation und Definition von Vorgängen, eine Quantifizierung möglicher sicherheitsrelevanter Vorgänge einschließlich begleitender Fallstudien-Modellrechnungen und die Bewertung szenarienbezogener Sicherheitsauswirkungen für generische Standorte. Dabei werden drei Klimaszenarien betrachtet: Permafrostbedingungen ohne Gletscherbedeckung, Auswirkungen in Randlage zur Vergletscherung sowie Lage unter Gletscherbedeckung. Abschließend wird der aus der Bearbeitung der Studie abgeleitete Untersuchungsbedarf zur Behebung von Kenntnisdefiziten skizziert.

Im Rahmen der Bearbeitung des Vorhabens wurden u. a. folgende kaltzeitinduzierten Vorgänge und Szenarien bzgl. ihrer potenziell sicherheitsrelevanten Auswirkungen betrachtet und bewertet: Auflockerung und glazial-mechanische Erosion, mechanische Entlastung durch Gletscherrückzug, thermische Rissbildung, Grundwasserbewegung im Permafrostbereich und unter Gletscherbedeckung, mechanisch-hydraulische Integrität der geologischen Barriere, halokinetische Prozesse, Reaktivierung von Störungen sowie Erosion und mechanisch-hydraulische Belastung in Rinnen.

Im Ergebnis der Untersuchungen wurden folgende sicherheitsrelevante, kaltzeitinduzierte Auswirkungen auf die Wirtsgesteinsformationen abgeleitet:

Für Salzformationen können relevante Vorgänge im Zusammenhang mit mechanischen Belastungen durch Gletscherüberfahrung, thermische Rissbildung bei fehlendem Deckgebirge, Beeinträchtigung der mechanisch-hydraulischen Integrität infolge Schmelzwasserzufluss aus Gletschern sowie durch Erosion und mechanisch-hydraulische Belastungen im Zusammenhang mit Rinnenbildung auftreten. Bedingt relevant können Grundwassereinflüsse bei Vorliegen von Permafrost und unter Gletscherbedeckung, halokinetische Prozesse und die Reaktivierung regionaltektonisch angelegter Störungen sein.

Für Tonformationen können sich sicherheitsrelevante Auswirkungen, abhängig von der Teufenlage des Endlagers, aus der Erosion und mechanisch-hydraulischen Belastung im Zusammenhang mit Rinnenbildung ergeben, wenn hieraus eine signifikante Reduktion der Hangendbarriere resultiert. Bedingt relevant kann die Reaktivierung regionaltektonisch angelegter Störungen sein, insbesondere dann, wenn das Wirtsgestein als verfestigter Tonstein vorliegt. Bei den beschriebenen Auswirkungen mit Deckgebirgsbeeinträchtigungen ist zu berücksichtigen, dass das entscheidende Sicherungsglied eines Endlagersystems gemäß AKEND der so genannte einschlusswirksame Gebirgsbereich ist. Dieser gewährleistet aufgrund der besonderen Eigenschaften des jeweiligen Wirtsgesteins in Verbindung mit technischen Barrieren den sicheren Einschluss der HAW-Abfälle und ihre Isolierung von der Biosphäre. Das durch die glazigenen Einwirkungen beeinflusste Deckgebirge oberhalb des Endlagers ist in der Regel kein Bestandteil des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches, wodurch dem Deckgebirge keine maßgebliche Barriererelevanz zukommt. Dennoch hat es im Rahmen des betrachteten Isolationszeitraumes von 1 Mio. Jahre langfristig u. a. durch seine Schutzfunktion für das Wirtsgestein bzw. für den einschlusswirksamen Gebirgsbereich gegen exogene Einflüsse eine Bedeutung.

Im Rahmen weiterführender Untersuchungen ist zu empfehlen, die in der vorliegenden Studie als sicherheitsrelevant eingeschätzten Vorgänge wirtsgesteinsbezogen und standortspezifisch zu bewerten. Standortunabhängig sollten folgende noch offene Themenkomplexe betrachtet werden: Erfassung von Verbreitung und räumlicher Anordnung mutmaßlich "kryogener" Risse in Salz sowie Untersuchung ihrer Füllungen zur Verifizierung der Genese dieser Strukturen und der Herkunft möglicher Wasserzutritte; Untersuchung der Möglichkeit der Entstehung von "Hydrofrac"-Rissen; Untersuchung glazialer Rinnen hinsichtlich ihrer Internstruktur und Mehrfachnutzung im Verlaufe verschiedener Eisvorstöße.

Dr. J. Bruns Projektleitung

Dipl.-Geol. L. Boetticher Projektbearbeitung

10 ZITATE

- AALBERSBERG, G. & LITT, T. (1998): Multi-proxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. J. Quat. Sciences, Vol. 13: 367-390.
- AESCHBACH-HERTIG, W., PEETERS, F., BEYERLE, U. & KIPFER, R. (2000): Paleotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. Nature, Vol. 405: 1040-1044.
- AKEND (2002): Auswahlverfahren für Endlagerstandorte. W & S Druck GmbH. 272 S.
- ALKAN, H. & MÜLLER, W. (2008): Numerical Modelling of Dilatancy Induced Percolative Permeation in Rock Salt, Institute für Sicherheitstechnologie (ISTec) GmbH, Köln, März 2008.
- ANDERSEN, B. G. & MANGERUD, J. (1989): The Last Interglacial-Glacial Cycle in Fennoscandia. Quaternary International, Vol. 3: 21-29.
- ANDRA (2005): Dossier 2005 Argile, Tome: Evaluation du Sûreté du Stockage Géologique, ANDRA, Châtenay-Malabry, France.
- BÄCKBLOM, G. & STANFORS, R. (1989): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden. Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 89-31.
- BALLANTYNE, C. K. & MATTHEWS, J. A. (1982): The Development of sorted circles on recent-ly deglaciated terrain, Jotunheimen, Norway. Arctic and Alpine Research, Vol. 14, No. 4: 341-354.
- BALLANTYNE, C. K. & MATTHEWS, J. A. (1983): Desiccation cracking and sorted polygon development, Jotunheimen, Norway. Arctic and Alpine Research, Vol. 15, No. 3: 339-349.
- BANKS, W. E., D'ERRICO, F., PETERSON, A. T., VANHAEREN, M., KAGEYAMA, M., SEPULCHRE, P., RAMSTEIN, G., JOST, A. & LUNT, D. (2007): Human ecological niches and ranges during the LGM in Europe derived from an application of eco-cultural niche modelling. J. of Arch. Sci., Vol. 35: 481-491.
- BARTON, D. C. (1993): Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf coast salt domes of Texas and Louisiana: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 17, 1025-1083.
- BAUER, G. (1991): Kryogene Klüfte in norddeutschen Salzdiapiren? Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 4: 1247-1261.
- BECHTHOLD, W., SMAILOS, E., HEUSERMANN, S., BOLLINGERFEHR, W., BAZARGAN SABET, B., ROTHFUCHS, T., KAMLOT, P., GRUPA, J., OLIVELLA, S. & HANSEN, F. D. (2004): Backfilling and sealing of underground repositories for radioactive waste in salt (BAMBUS II Project), Final Report, European Commission, EUR 20621 EN, Luxembourg, European Communities.
- BERGER, A. (1988): Milankovitch theory and climate. Reviews of Geophysics, Vol. 26, No. 4: 624-657.

- BERGER, A. & LOUTRE, M. F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat. Sci. Rev., Vol. 10: 297-317.
- BERNIER, F., BUYENS, M., DE BRUYN, D., BARNICHON, J. D., WEMAERE, I., DE CRAEN, M., VOLCKAERT, G., DE CANNIERE, P., BROSEMER, D., VAN COTTHEM A. & RAMAECKERS, C. (2000): "Natural and artificial dicontinuities in Boom Clay", FB/00-150, ESV EURIDICE GIE, Mol (Belgium).
- BGR (1990): Übertägige geowissenschaftliche Erkundung des Standortes Gorleben. Zusammenfassender Bericht. Stand 01.01.1990. - Archiv-Nr. 108 880.
- BGR (2007): Endlagerung radioaktiver Abfälle in Deutschland. Untersuchung und Bewertung von Regionen mit potenziell geeigneten Wirtsgesteinsformationen. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Hannover/Berlin, 2007.
- BIGG, G. (2003): The Oceans and Climate. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo, 2. Edition, 273.
- BLACK, R. F. (1976): Features indicative for permafrost. Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. (Donath, F. A. Ed.) Annual Reviews, Inc., Palo Alto, California, Vol. 4: 75-94.
- BMU (2009): Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. Entwurfsfassung März 2009, 23 S.
- BMU (2010): Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. Stand 30. September 2010, 22 Seiten.
- BOEHME, J., FIELITZ, K., v. HOYER, M., KLINGE, H., KOPIETZ, J., LUDWIG, R., OCHMANN, N., SCHELKES, K., SÖFNER, B. & WERNICKE, W. (1995): Projekt Gorleben. Standortbeschreibung Gorleben-Süd, Hydrogeologie des Deckgebirges, Kenntnisstand 1994. BGR unveröff., Ber. Archiv Nr. 112693: 202 S., 74 Abb., 18 Tab.
- BORNEMANN, O., BEHLAU, J., FISCHBECK, R., HAMMER, J., JARITZ, W., KELLER, S., MINGERZAHN, G. & SCHRAMM, M. (2008): Standortbeschreibung Gorleben, Teil III: Ergebnisse der über- und untertägigen Erkundung des Salinars. Geol. Jahrbuch, Reihe C, 73, ISBN: 978-3-510-95964-8206: 212 S.; Hannover.
- BOULTON, G. S. & PAYNE, A. (1992a): Reconstructing the past and predicting the future regional components of global change: The case of glaciations in Europe. Proc. Workshop WC-1 (Waste Disposal and Geology Scientific Perspectives), 29th Int. Geol. Congr.: 51-134, 37 Fig.; Tokyo/Japan.
- BOULTON, G. S. & PAYNE, A. (1992b): Simulation of the European ice sheet through the last glacial cycle and prediction of future glaciations. SKB Technical Report 93-14.
- BOULTON, G. S. & CABAN, P. (1995): Groundwater flow beneath ice sheets: Part II Its im-pact on glacier tectonic structures and morain formation. Quat. Sci. Rev., Vol.14: 563-587.
- BOULTON, G. S., CABAN, P. & HULTON, N. (1999): Simulations of the Scandinavian ice sheet and its subsurface conditions. SKB Rapport R-99-73, 84 pp.

- BOULTON, G. S., CASANOVA, J., KERVEVAN, C., DELISLE, G., KÖSTERS, E., SCHELKES, K., THIERY, D. & VIDSTRAND, P. (1999): Palaeohydrology and the impact of climatic change on deep groundwater systems. Euradwaste Radioactive waste management strategies and issues. 5th European Commission Conference on Radio-active Waste Management and disposal and Decommissioning, Luxembourg, 15 - 18 November 1999.
- BOULTON, G. S., GUSTAFSON, G., SCHELKES, K., CASANOVA, J. & MOREN, J. (2001): Paleohydrogeology and geoforecasting for performance assessment in geosphere respositories for radioactive waste diposal (Pagepa). Project report.
- BOULTON, G. S., KAUTSKY, U., MORÉN, L. & WALLROTH, T. (2001): Impact of long-term climate change on a deep geological repository for spent nuclear fuel. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, SKB Technical Report TR-99-05. SKB, Stockholm.
- BRAM, K. (1979): Heat Flow Measurements in the Federal Republic of Germany. In: V. Cermark, L. Rybach, Terrestrial Heat Flow in Europe. 328 S., Berlin (Springer Verlag).
- BRASSELL, S. C., EGLINTON, G., MARLOWE, I. T., PFLAUMANN, U. & SARNTHEIN, M. (1986): Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. Nature, Vol. 320: 129-133.
- BRASSELL, S. (1993): Application of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: Engel, M. H., Mack, S. A. (eds.) Organic geochemistry: 699-738. New York, Plenum Press.
- BRAUN, G. (1978): Permafrost-Bildung und Erhaltung. Zulassungsarbeit im Fach Geographie an der Universität Würzburg, Würzburg.
- BROWN, J., FERRIANS, jr., O. J., HEGINBOTTOM, J. A. & MELNIKOV, E. S. (1998): Circumarctic map of permafrost and ground ice conditions. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.
- BRUNS, J. (1986): Tektonik und Geotechnik des Glimmertons im Hamburger Raum. Dissertation, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 126 S.
- BRUNS, J. (1989): Stress indicators adjacent to buried channels of Elsterian age in North Germany. J. of Quat. Sci., Vol. 4(3): 267-272.
- BRUNS, J., DERSHOWITZ, W., EMSLEY, S. & MIRA, J. (2004): Sicherheitstechnische Einzelfragen Modellrechnungen. Golder Associates GmbH. Celle, Bundesamt für Strahlenschutz.
- BRÜCKNER-RÖHLING, S. et al. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung - Teil 1: Strukturgeologie. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (unveröff.).
- BUCHANAN, P. G., BISHOP, D. J. & HOOD, D. N. (1996): Development of salt-related structures in the central North Sea; results from section balancing: Geological Society Special Publications, 100, 111-128.

- BUNESS, H. & WORZYK, P. (1998): Geophysikalische Tiefenforschungen der Seismik und Geoelektrik im Bereich der Hagenower Rinne. Bericht Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover. NLfB - Archiv Nr. 0104717, 19 S.
- BURG, J.-P. (2005): Bruchbildung. Strukturgeologie-Skript.
- CLARK, J. B. (1949): A Hydraulic Process for Increasing the Productivity of Wells. Transaction of the American Institute of Mechanical Engineers, Vol. 186: 1-11.
- CLAUSER, C., DEETJEN, H., HÖHNE, F., RÜHAAK, W., HARTMANN, A., SCHELLSCHMIDT, R., RATH, V., & ZSCHOCKE, A. (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe, Endbericht zum Auftrag 9X0009-8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen, 159 pp.
- CLAUSER, C. (1999): Thermal Signatures of Heat Transfer Processes in the Earth's Crust. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 85, Springer Verlag.
- CLAUSER, C., GIESE, P., HUENGES, E., KOHL, T., LEHMANN, H., RYBACH, L., SAFANDA, J., WILHELM, H., WINDLOFF, K., & ZOTH, G. (1997): The thermal regime of the crystalline continental crust: Implications from the KTB, J. Geophys. Res, B 102, 18417-18441.
- CLIMAP, Project Members (1976): The surface of the ice-age earth. Science 191, 1131-1137.
- CLIMAP, Project Members (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Tech. Rep., MC-36, Geological Society of America.
- CRANWELL, P. A. (1985): Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 49: 1545-1551.
- CRANWELL, P. A. (1988): Lipid geochemistry of late Pleistocene lacustrine sediments from Burland, Cheshire, U.K. Chem. Geol., Vol. 68: 181-197.
- CUTLER, P. M., MACAYEAL, D. R., MICKELSON, D. M., PARIZEK, B. R. & COLGAN, P. M. (2000): A numerical investigation of ice-lobe permafrost interaction around the southern Laurentide ice sheet. Journal of Glaciology, Vol. 46: 311-325.
- CUTLER, P. M. (2006): Modelling impact of glacier-permafrost interaction on subglacial water flow. In: Knight, P. G. (ed.) Glacier Science and Environmental Change. Blackwell Publishing. 527 pp.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMERN, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSON, J. P., SVEINBJÖRNDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. & BOND, C. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, Vol. 364: 218-220.
- DBE (1998): Aktualisierung des Konzepts "Endlager Gorleben" Abschlussbericht, Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE), Peine, Abschlussbericht, unveröffentlicht.

- DBE (2007): Untersuchungen zur sicherheitstechnischen Auslegung eines generischen Endlagers im Tonstein in Deutschland - Anlagenband GENESIS - Geologie der Referenzregionen im Tonstein, DBE Technology GmbH, Peine.
- DELISLE, G. (1980): Berechnung der raumzeitlichen Entwicklung des Temperaturfeldes um ein Endlager für mittel- und hochaktive Abfälle in einer Salzformation. Z. dt. geol. Ges., Vol. 131: 461-482.
- DELISLE, G. (1991): Causes and consequences of the advance of a continental ice sheet from Scandinavia to Northern Germany. Geol. Jb., Vol. A127: 507-517.
- DELISLE, G. & DUMKE, I. (1996): Geochemische und geothermische Untersuchungen zur Frage der Existenz von kryogenen Klüften in norddeutschen Salzstöcken. Zt. Angew. Geol., Vol. 42: 149-154.
- DELISLE, G. (1998): Numerical simulation of permafrost growth and decay. J. Quat. Sci., Vol. 13 (4): 325-333.
- DELISLE, G., CASPERS, G. & FREUND, H. (2003): Permafrost in north-central Europe during the Weichselian: how deep? In: Philips, Springman & Arenson (Eds.) Permafrost, Swets & Zeitlinger, Lisse: 187-191.
- DIEGEL, F. A., KARLO, J. F., SCHUSTER, D. C., SHOUP, R. C. & TAUVERS, P. R. (1995): Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin: Salt tectonics; a global perspective. Hedberg international research conference, 109-151.
- Di PRIMIO, R., CRAMER, B., ZWACH, C., KROOSS, B. M. & LITTKE, R. (2008): Petroleum Systems. IN: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Eds.) Dynamics of Complex Intracontinental Basins – The Central European Basin System. Springer Verlag. 411-432.
- DREWRY, D. (1986): Glacial Geological Processes. London, Edward Arnold. 276 pp.
- DUPHORN, K. (1983): Abschlussbericht Quartärgeologische Gesamtinterpretation Gorleben. Bericht, Kiel (unveröff.).
- DUPHORN, K. (1986): Das subrosive Sicherheitsrisiko bei der geplanten Endlagerung von radioaktiven Abfällen im Salzstock Gorleben aus quartärgeologischer Sicht. Z. Dt. Geol. Ges., Vol. 137: 105-120.
- DUPHORN, K. (1993): Begutachtachtung der Eignungshöffigkeit des Salzstocks Gorleben als Endlager für radioaktive Abfälle (Barrierebewertung und Langzeitsicherheit): "Geologie im Bereich des Salzstocks Gorleben. Unveröff. Bericht im Auftrag des Nieders. Umweltministeriums.
- DÜSTERLOH, U. & LUX, K.-H. (2007): Geomechanical investigations on the integrity of geological barriers with special regard to laboratory tests. Proc. 6th Conference on the Mechanical Behavior of Salt. "Saltmech6" Hannover, 22 25 May 2007: 3-8.

- DYLIK, J. (1966): Problems of ice wedge structure and frost fissure polygons. Biulctyn Peryglacjalny, Vol. 15: 241-291.
- EC (2004): Backfilling and sealing of underground repositories for radioactive waste in salt (Bambus II project). Final report. European Commision, Directorate-General for Research, EIR 20621 EN.
- EHLERS, J. (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, Heft 19, 144 S.
- EHLERS, J., EISSMANN, L., LIPPSTREU, L., STEPHAN, H. J. & WANSA, S. (2004): Pleistocene glaciations of North Germany. In: Quaternary Glaciation - Extent and Chronology Ed. J. Ehlers & P. L. Gibbard. Elsevier, Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore Sydney, Tokyo.
- EHLERS, J., ASTAKHOV, V., GIBBARD, P. L., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. (2007): Late Pleistocene Glaciations in Europe. 1085-1095.
- EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im Norddeutschen Tiefland. Z. geol. Wiss., II, 7: 451-462; Berlin.
- ENGELS, S, BOHNKE, S. J. P., BOS, J. A. A., HEIRI, O., VANDENBERGHE, J. & WALLINGA, J. (2008): Environmental inferences and chironomid-based temperature reconstructions from fragmentary records of the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial periods in the Niederlausitz area (eastern Germany). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Vol. 260: 405-416.
- FEESER, V. (1986): Entwicklung eines Verfahrens zur Bestimmung der geologischen Vorbelastung von Tonen auf gefügekundlicher Grundlage. Geol. Jb., C46, 3-136.
- FIGGE, K. (1980): Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). Eiszeitalter und Gegenwart. Vol. 30: 203-211.
- FILBERT, W., ZIEGENHAGEN, J., BEHRENS, J. & SCHWARZ, T. (2005): Internationale und nationale technische Endlagerkonzepte in Ton im Vergleich zum deutschen Steinsalzkonzept. FZK und DBE-TEC Workshop: Gegenüberstellung von Endlagerkonzepten im Salz und Tongestein, Peine 19. - 20. Januar 2005. Vortrag.
- FLEMMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. Earth and Planet. Sci. Lett., Vol. 163: 327-342.
- FRÄNZLE, O. (1982): Untersuchungen zur Hangstabilität im schleswig-holsteinischen Jungmoränengebiet. Zeitschrift f. Geomorphologie, Supplement Bd., Vol. 43: 29-40.
- FRENCH, H. M. (1996): The periglacial environment. Longman Group, London, 308 pp.

- FRISCHBUTTER, A. (2001): Recent vertical movements. In: Garetsky, R., Ludwig, A., Schwab, G.
 & Stackebrandt, W. (Eds.): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas. Results of IGCP project 346. Brandenburgische geowiss. Beitr., 8, 1: 27-31. Kleinmachnow.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GANOPOLSKI, A., RAMSTORF, S., PETOUKHOV, V., CLAUSSEN, M. (1998): Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. Nature, Vol. 391: 351-356.
- GASCOYNE, M. (2000): A review of published literature on the effects of permafrost on the hydrogeochemistry of bedrock. SKB report R-01-56.
- GENS, A., VAUNANT, J., GARITTE, B., WILEVEAU, Y. (2006): Response of a saturated mudstone under excavation and thermal loading. In: Proceedings of Eurock 2006, Multiphysics coupling and long term behavior in rock mechanics, Liège, Belgium 2006, p. 35-44.
- GERARDI, J., WILDENBORG, A. F. B. (1999): Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose für das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) -Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben - Abschlussbericht. Hannover, Archivnr.: 117869.
- GEVANTMAN, L. H. (1981): Physical properties for rock salt. Washington, DC.
- GOLDER ASSOCIATES GMBH (2006): Entwicklung zuverlässiger Datengrundlagen und Auswertungsmethoden für die Endlagerstandortsuche. Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben SR 2487. Bundesamt für Strahlenschutz Projektnr. 043-4294.
- GOLDER ASSOCIATES (2010): Confidential report investigating the interaction of ice formations with soils in the Caspian Sea, Confidential Client, 2010. Golder Associates (UK) Ltd. 46 pp.
- GOUDIE, A. (1995): Physische Geographie. Berlin, 402 S.
- GRASSMANN, S., CRAMER, B., DELISLE, G., HANTSCHEL, T., MESSNER, J. & WINSEMANN, J. (2010): pT-effects of Pleistocene glacial periods on permafrost, gas hydrate stability zones and reservoir of the Mittelplate oil field, northern Germany. Marine and Petroleum Geology, Vol. 27: 298-306.
- GRIPP. K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. 411 S., 57 Taf.; Neumünster (Karl Wachholtz).
- GRS (2008): Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in Deutschland. Projektleitung: Müller-Lyda, I. (GRS mbH), Sailer, M. (Öko-Institut e.V.). GRS-247, ISBN 978-3-939355-22-9, September 2008.
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J. W. C., JOHNSON, S. & JOUZEL, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, Vol. 366: 552-554.

- GRUBE, A. (2006): Geotope in Schleswig-Holstein einmalige Zeugen der Landschafts- und Klimaentwicklung. Jahresbericht Landesamt f
 ür Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein 2006/2007: 183-190.
- GRUNDFELT, B. & SMELLIE, J. (2004): Prozessorientierte Auswertung von natürlichen und anthropogenen Analoga und ihre Bewertung als vertrauensbildenes Element bei Sicherheitsbewertungen für Anlagen zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Stockholm.
- GRUNDFELT, B., JONES, C., WIBORGH, M., ANDERSSON, J., KREUSCH, J. & APPEL, D. (2005): Sicherheitstechnische Einzelfragen - Bedeutung des Mehrbarrierenkonzepts für ein Endlager für radioaktive Abfälle beim Nachweis der Einhaltung von Schutzzielen - Abschlussbericht. Kemakta Konsult AB, Bericht (erstellt im Auftrag des BfS, Stand 07.10.2005), Kemakta AR 2005-28, 201 S., Stockholm.
- GUGLIELMO, Jr., G., VENDEVILLE, B. C. & JACKSON M. P. A. (1998): Animations of extensional diapirism overprinted by shortening: A BEG hypertext multimedia publication on the Internet at: <u>http://www.beg.utexas.edu/indassoc/agl/animations/AGL98-MM-006/index.html</u>
- GUIOT, J., DE BEAULIEU, J. L., CHEDDADI, R., DAVID, F., PONEL, P. & REILLE, M. (1993): The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. Palaeogeograpgy, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 103: 73-93.
- GURNELL, A. M. & CLARK, M. J. (1987): Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An alpine Perspective. Chichester, 1-524.
- GÜNTHER, R.-M., SALZER, K. (2007): A model for rock salt, describing transient, stationary, and accelerated creep and dilatancy. In: The mechanical behaviour of salt; Proc. of the sixth conf., 109-117, publ. by Taylor & Francis/Balkema, 2007, ISBN: 978-0-415-44398-2.
- GÜNTHER, R.-M. (2009): Erweiterter Dehnungs-Verfestigungs-Ansatz, Phänomenologisches Stoffmodell für duktile Salzgesteine zur Beschreibung primären, sekundären und tertiären Kriechens. Veröffentlichungen des Institutes für Geotechnik der TU Bergakademie Freiberg, Heft 2009-4.
- HAEBERLI, W. (2004): Eishaus +10⁶ a Zu Klima und Erdoberfläche im Züricher Weinland während der kommenden Millionen Jahre. Gruppe für Glaziologie und Geomorphodynamik, Geographisches Institut, Universität Zürich. 40 S.
- HALLET, B. (1981): Glacial abrasion and sliding: their dependence on the drbris concentration in basal ice. Annals of Glaciology, Vol. 2: 23-28.
- HALLET, B. (1996): Glacial Quarrying: A Simple Theoretical Model. Annals of Glaciology, 22:1-8.
- HARRIS, S. A., FRENCH, H. M., HEGINBOTTOM, J. A., JOHNSTON, G. H., LADANYI, B., SEGO, D. C. & VAN EVERDINGEN, R. O. (1988): Glossary of permafrost and related ground-ice terms. Ottawa, Canada: National research council of Canada Technical Memorandum 142.
- HEDIN, A. & NÄSLUND, J.-O. (2006): Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Can. SKB Technical Report TR-06-23, 186 pp.

- HEIDBACH, O. et al. (2008): The 2008 release of the World Stress Map (available online at www.world-stress-map.org).
- HILLEFORS, A. (1985): Deep-weathered rock in western Sweden. Fennia Vol. 163: 293-301.
- HOHL, R. (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Verlag Werner Dausien, Hanau.
- HÖNEMANN, G., KÜSTERMANN, W., MEYER, W., AHRENS, H., LOTSCH, D., RUTHSATZ, H, von BÜLOW, W. (1990): Reflexionsseismische Kartierung von Tieflagen der Pleistozänbasis im Nordteil der DDR. Kurzref.-Nachr. Dtsch. Geol. Ges., Vol. 43, Hannover.
- HÖNEMANN, G., KÜSTERMANN, W. & MEYER, W. (1995): Reflexionsseismische Kartierung von Tieflagen der Pleistozänbasis in Norddeutschland. Z. geol. Wiss., Vol. 23, 3 Berlin.
- HOOKE, R. (1977): Basal temperatures in polar ice sheets: a qualitative review. Quat. Res., Vol. 7: 1-13.
- HOOKE, R. (1989): Englacial and subglacial hydrology: a qualitative review. Arct. Alp. Res., Vol. 21(3): 221-233.
- HOOKE, R. (2004): Principles of glacier mechanics. Second edition. Cambridge: Cambridge University Press.
- HOTH, P., SCHULZ, P., FISCHER, M. & KRULL, P. (2002a): Geowissenschaftliche Mindestanforderungen im Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Überprüfung der Anwendbarkeit bei Tongesteinsvorkommen in Deutschland, BGR, Berlin.
- HOTH, P., WIRTH, H., SCHULZ, P. & KRULL, P. (2002b): Tonformationen in Deutschland als mögliche Barriere- oder Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle, BGR, Hannover.
- HOTH, P., WIRTH, H., REINHOLD, H., BRÄUER, V., KRULL, P., FELDRAPPE, H. (2007): Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands -Untersuchung und Berwertung von Tongesteinsformationen. - BGR, Berlin/Hannover.
- HSK (2005): Gutachten zum Entsorgungsnachweis der Nagra für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle (Projekt Opalinuston). HSK 35/99: 268 Seiten; Würenlingen, CH.
- HUBBERTEN, H.-W., BOIKE, J., LANTUIT, H., OVERDUIN, P., SCHIRRMEISTER, L., WAGNER,
 D. & HUCH, M. (2008): Das internationale Polarjahr 2007/08. Polarforschung, Vol. 78(2): 129-132.
- HUIJZER, B. & VANDENBERGHE, J. (1998): Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. J. Quat. Sci., Vol. 13(5): 391-417.
- HUNSCHE, U. (1994): Uniaxial and triaxial creep and failure tests on rock: Experimental technique and interpretation. - Visco-plastic behavior of Geomaterials, Eds. N.D. Cristescu & G. Gioda, Springer Verlag, 1-53.

- HUNSCHE, U. (1977): Modellrechnungen zur Entstehung von Salzstockfamilien. Diss. Techn. Univ. Braunschweig, 102 S.
- HUNTLEY, B., WATTS, W. A., ALLEN, J. R. M., ZOLITSCHKA, B. (1999): Palaeoclimate, chronology and vegetation history of the Weichselian Lateglacial: comparative analysis of data from three cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. Quatern. Sci. Rev., Vol. 18: 945-960.
- ICS International Commission on Stratigraphy, 2008 (www.stratigraphy.org).
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MAULEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of climate support from a revised chronology of the marine δ¹⁸ O record. In: Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, ed. A. Berger. Reidel (Dordrecht): 269-305.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K. P. (1986): Ice Ages: Solving the Mystery (Short Hills NJ: Enslow Publishers).
- ISIBEL (2008): Überprüfung und Bewertung des Instrumentariums für eine sicherheitliche Bewertung von Endlagern für HAW - ISIBEL FEP-Katalog für einen HAW-Standort im Wirtsgestein Salz. TEC-11-2008-AB, 584 S.
- ITASCA (2006): User's Guide for FLAC3D Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions. Version 3.1, ITASCA Consulting Group Inc. Minneapolis, Minnesota USA.
- IVERSON, N. R. (1991): Morphology of glacial striae: Implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces, GSA Bulletin; October 1991; v. 103; no. 10; 1308-1316; DOI.
- JACKSON, M. P. A. & VENDEVILLE, B. C. (1994): Regional extension as a geologic trigger for diapirism: Geological Society of America Bulletin, 106 (1), 57-73.
- JAEGER, J. C. & COOK, N. G. W. (1979): Fundamentals of Rock Mechanics. Chapman & Hall, London.
- JAHN, A. (1975): Problems of the periglacial zone (Zagadnienia strefy peryglacjalnej). Warsaw, Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, 223 pp.
- JARITZ, W. (1992): Fortschritte und offene Fragen zur Entstehung der Salzstrukturen NW-Deutschlands. In: Salz in Niedersachsen, Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl., 8, 16-24.
- JOBMANN, M., AMELUNG, P., POLSTER, M., SCHMIDT, H., SCHOENEBECK, M., UHLIG, L. (2006): GENESIS - Untersuchungen zur sicherheitstechnischen Auslegung eines generischen Endlagers im Tongestein. Peine, 2006. Abschlussbericht, FKZ02E9733, DBE Technology.
- JØRGENSEN, F. & SANDERSEN, P. B. E. (2006): Buried and open tunnel valleys in Denmark; erosion beneath multiple ice sheets. Quat. Sci. Rev., Vol. 25: 1339-1363.
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein. Geologisches Jahrbuch, Vol. 28: 451-468.

- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J. P. (1992): Iregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature, Vol. 359: 311-313.
- JOHNSTON, A. C. (1987): Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. Nature, Vol. 330: 467-469.
- JOHNSTON, A. C., WU, P., LAMBECK, K. (1998): Dependance of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models. Geophys. J. Int., Vol. 139: 41-60.
- JOUGHIN, I., ABDALATI, W. & FAHNESTOCK, M. (2004): Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbrae glacier. Nature, Vol. 432: 608-610.
- JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUSS, G., FALOURD, S., HOFF-MANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J. M., CHAPPELLAZ, J., FISCHER, H., GALLET, J. C., JOHNSEN, S., LEUENBERGER, M., LOULERGUE, L., LUETHI, D., OERTER, H., PARRENIN, F., RAISBERG, D., RAYNAUD, D., SCHILT, A., SCHWANDER, J., SELMO, E., SOUCHEZ, R., SPAAHNI, R., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J. P., STENNI, B., STOCKER, T., TISON, J. L., WERNER, M. & WOLFF, E. W. (2007): Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the past 800,000 years. Science, Vol. 317: 793-797.
- JUNGE, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Altenburger Naturwissenschaften, Vol. 9, 210 Seiten.
- KALTERHERBERG, J. & WOLTERS, R. (1958): Bodenphysikalische Untersuchungen im Niederrheinischen Tertiär und ihre Anwendung beim Schachtbau. Fortschr. Geol. Rheinl. U. Westf., Vol. 1: 73-83.
- KASSE, C. (1997): Cold-climate Aeolian sand-sheets formation in northwestern Europe (14-12.4 ka): a response to permafrost degradation and and aridity. Permafrost and Periglacial Processes, 8: 295-311.
- KATASONOV, E. M. (1975): Frozen-ground and facial analysis of Pleistocene deposits and paleogeography of Central Yakutia. Biuletyn Peryglacjalny 24: 33-40.
- KELLER, S. (2001): Zusammenstellung von Zuständen, Ereignissen und Prozessen (ZEP) als Basis für die Ermittlung von Szenarien (Standort Gorleben) BfS, 11082/01.
- KELLER, S. (2009): Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung f
 ür die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abf
 ällen in Norddeutschland. BGR-Bericht, Hannover, ISBN 978-3-9813373-3-4.
- KERN, H. & POPP, T. (1997): Gesteinspermeabilität unter kompressiver und dilatanter Verformung. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben BGR 2-420 213, 102 S.
- KLINGE, H., KÖTHE, A., LUDWIG, R. R. & ZWIRNER, R. (2002): Geologie und Hydrogeologie des Deckgebirges über dem Salzstock Gorleben. Z. Angew. Geol., Vol. 2: 7-15.

- KLINGE, H., BOEHME, J., GRISSMANN, C., HOUBEN, G., LUDWIG, R.-R., RÜBEL, A., SCHELKES, K., SCHILDKNECHT, F. & SUCKOW, A. (2007): Standortbeschreibung Gorleben, Teil 1: Die Hydrogeologie des Deckgebirges des Salzstocks Gorleben. Geol. Jahrb., Reihe C, Heft 71. Hannover 2007.
- KOCKEL, F. & KRULL, P. (1995): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands. BGR-Bericht, Archivnummer Hannover: 111089, 138 S.
- KOCKEL, F. & BALDSCHUHN, R. (2002): Osning-Tektonik einst und jetzt. Brandenburgische Geowiss. Beitr., Kleinmachnow, Vol. 9(1/2): 77-84.
- KÖTHE, A., HOFFMANN, N., KRULL, P., ZIRNGAST, M. & ZWIRNER, R. (2007). Standortbeschreibung Gorleben. Teil 2: Die Geologie des Deck- und Nebengebirges des Salzstocks Gorleben. Geol. Jb., C 72: 201 Seiten; Hannover.
- KRISTENSEN, T. B., PIOTROWSKI, J. A., HUUSE, M., CLAUSEN, O. R. & HAMBERG, L. (2008): Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea - the role of glaciohydraulic supercooling. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 33: 546-559.
- LEHNE, R. & SIROCKO, F. (2007): Rezente Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein (Deutschland) - Ursachen und ihr Einfluss auf die Entwicklung der Topographie. Z. dt. Ges. Geowiss., Vol. 158 (2): 329-347.
- LEMIEUX, J.-M., SUDICKY, E. A., PELTIER, W. R. & TARASOV, L. (2008): Dynamics of groundwater recharge and seepage over the Canadian landscape during the Wisconsinian glaciations. J. of Geophys. Res., Vol. 113, F01011, doi: 10.1029/2007/JF000838, 2008.
- LIEBNER, S. (2003): Verbreitung und Aktivität der methanotrophen Mikroflora in arktischen Böden des Lena-Deltas, Sibirien. Diplomarbeit Alfred Wegner Institut, Potsdam.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur Deutschen Landeskunde 204, Selbstverlag Zentralausschuss für Deutsche Landeskunde, Trier.
- LIPPSTREU, L., HAMMER, J. & MÜLLER, U. (2003): Genese und Verbreitung der quartären Sedimente - regionaler Überblick. In: Hammer, J. (Ed.) Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten Bd. 9: Quartäre Sedimente als Geologische Barriere. 17-23.
- LØTVEIT, I. F. (2009): Analytical and numerical studies of fluid reservoirs and fracture development in heterogeneous rocks. Diss. Univ. of Bergen, https://bora.uib.no/handle/1956/3580.
- LUNDQUIST, J. (1986): Late Weichselian glaciations and deglaciation in Scandinavia. In: SIBRAVA, V., BOWEN, D. Q. & RICHMOND, G. M. Quaternary glaciations in the northern hemisphere. Quaternary Science Reviews, Vol. 5: 269-293.
- LUTZ, R., KALKA, S., GAEDICKE, C., REINHARDT, L. & WINSEMANN, J. (2009): Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: spatial distribution and morphology. Z. dt. Ges. Geowiss., 160/3: 225-235.

- MANGERUD, J. (2004): Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. Quaternary Glaciation - Extent and Chronology. Ehlers & Gibbard (Eds.) Elsevier B.V.: 271-294.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C., & SHACKLETON, N. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. Quat. Res., 27: 1-29.
- MATTHES, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie Grundwasserhaushalt. 438 S., 214 Abb., 75 Tab., Stuttgart, Gebr. Borntraeger.
- MARTENS, S. (2006): Grundwassersysteme unter dem Einfluss extremer Klimabedingungen. -Wirkungsanalyse und paläohydrogeologische Strömungsberechnungen für den Großraum Lübeck. Dissertation TU Hamburg-Harburg.
- MINKLEY, W., MENZEL, W., KONIETZKY, H. & TE KAMP, L. (2001): A visco-elasto-plastic model and its application for solving static and dynamic stability problems in potash mining. Proc. 2nd Int. FLAC Symposium Lyon, 29 - 31 October, 21-27.
- MINKLEY, W. (2008): Integrationsverhalten von Salinarbarrieren. FZK-PTKA, WTE 8. Projektgespräch Mai 2008, Wissenschaftliche Berichte.
- MINKLEY, W. et al. (2010): Beweissicherungsprogramm zum geomechanischen Verhalten von Salinarbarrieren nach starker dynamischer Beanspruchung und Entwicklung einer Dimensionierungsrichtlinie zum dauerhaften Einschluss. BMBF-Projekt FKZ 02C1264.
- MIX, A. C., BARD, E. & SCHNEIDER, R. (2001): Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quat. Sci. Rev., Vol. 20, 4: 627-657.
- MÖBUS, G. (1996): Tektonische Erbanlagen im Quartär des südlichen Ostseeraumes eine Richtungsanalyse. -Z. geol. Wiss, 24 (3/4), 325-334, Berlin, Mai 1996.
- MÖRZ, T, HEBBELN, D., KEIL, H., BARTHOLOMAE, A., EHLERS, J., HANEBUTH, T., SCHWENK, T. & SPIESS, V. (2009): Formation and infill of buried Pleistocene tunnelvalleys in the North Sea. www.marum.de/SD1.html - Abruf am 25. Januar 2011.
- MÜLLER-LUPP, W. (2002): Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung. Dissertation. Berichte zur Polarforsch. Meeresforsch. 415. ISSN 1618-3193.
- NAGRA (2002): Projekt Opalinuston Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse. Wettingen: Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle), 2002 (Technischer Bericht NTB 02-03).
- NAGRA (2003): NTB: Projekt Opalinuston: Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse. NTB 02-03, Nagra, Wettingen, Schweiz, Dezember 2002.
- NÄSLUND, J. O. (1997): Subglacial preservation of valley morphology at Amundsenisen, western Dronning Maud Land, Antarctica. Earth Surface Processes and Landforms 22: 441-455 and 703.

- NÄSLUND, J. O., JANSSON, P., FASTOCK, J. L., JOHNSON, J., ANDERSSON, L. (2005): Detailed spatially distributed geothermal heat flow data for modeling of basal temperatures and melt water production beneath the Fennoscandian ice sheet. Annals of Glaciology, Vol. 40: 95-101.
- NOSECK, U., FAHRENHOLZ, C., FEIN, E., FLÜGGE, J., PRÖHL, G. & SCHNEIDER, A. (2009): Impact of climate change on far-field and biosphere processes for a HLW-respository in saltrock: GRS-241. 272 pp.
- NYE, J. F. (1973): Water at the bed of a glacier. In: Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge 1969, 189-194. IAHS Publication 95, International Association of Hydrologic Sciences, Wallingford.
- NYENHUIS, M. (2005): Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. 111 S.
- NYMANN, M., KORHOLA, A. & BROOKS, S. J. (2005): The distribution and diversity of Chironomidae (Insecta: Diptera) in Western Finnish Lapland, with special emphasis on shallow lakes. Global Ecology & Biogeography, Vol. 14: 137-153.
- OECD (2005): "Clay Club Catalogue of Characteristics of Argillaceous Rocks", compiled by J.-Y. Boisson (IRSN, France). NEA Radioactive Waste Management No. 4436, ISBN 92-64-01067-X.
- PÅSSE, T. (2004): The amount of glacial erosion of the bedrock. SKB-Technical Report TR-04-25.
- PEIFFER, F. (2009): Endlagerkonzept im Tonstein; Vorhaben SR 2538 Zwischenbericht (Entwurf). GRS mbH.
- PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVISK, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V. M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V. Y., LORIUS, C., PEPIN, L., RITZ, C., SALTZMANK, E. & STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, Vol. 399: 429-435.
- PIOTROWSKI, J. A. (1993): Salt diapirs, pore-water traps and permafrost as key controls for glaciotectonism in the Kiel area, northwestern Germany. - In: Aber, J. S. (ed), Glaciotectonics and mapping glacial deposits, p. 86-98; Winnipeg (Hingnell Printing Ltd.).
- PIOTROWSKI, J. A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany Geology, mechanisms of formation, and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel velley. Sediment. Geology, Vol. 89: 107-141.
- PIOTROWSKI, J. A. (1997): Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: Groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. - Quaternary Science Reviews 16: 169-185.
- PIOTROWSKI, J. A. & TULACZYK, S. (1999): Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? Quat. Sci. Rev., Vol. 18: 737-751.

- PIOTROWSKI, J. A. (2006): Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P. G. (Ed.) Glacier Sciences and Environmental Change. Blackwell Science Ltd, USA, UK, Australia: 50-60.
- PIOTROWSKI, J. A., HERMANOWSKI, P. & PIOTROWSKI, A. (2009): Interactions between groundwater flow, ice sheet dynamics and landforming processes beneath the Odra Ice Lobe, Central European Lowland. Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems, Abstract volume: 19-20.
- PIOTROWSKI, J. A., HERMANOWSKI, P. & PIECHOTA, A. M. (2009): Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. Earth Surface Processes and Landforms. Volume 34 Issue 4, 481-492.
- POBLOTZKI, B. (1969): Abriss der Stratigraphie des Quartärs und die quartären Bewegungen an Salzstrukturen in der nördlichen Altmark. Dissertation Universität Greifswald (unveröff.).
- POPP, T., KERN, H. & SCHULZE, O. (2002): Permeation and development of dilatancy in rock salt. Proc. 5th Con. on the Mechanical Behavior of Salt, August 1999, Balkema 2002, 95-124.
- POPP, T., WIEDEMANN, M., BÖHNEL, H., MINKLEY, W., MANTHEI, G. (2007): Untersuchungen zur Barriereintegrität in Hinblick auf das Ein-Endlager-Konzept. Institut für Gebirgsmechanik GmbH, Leipzig, Forschungsvorhaben SR 2470.
- PORTER, S. C. & SWANSON, T. W. (1998): Radiocarbon Age Constraints on Rates of Advance and Retreat of the Puget Lobe of the Cordilleran Ice Sheet during the Last Glaciation. Quat. Res., Vol. 50: 205-213.
- PRAHL, F. G. & WAKEHAM, S. G. (1987): Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. Nature, Vol. 330: 367-369.
- PRANGE, W. (1987): Gefügekundliche Untersuchungen der weichselzeitlichen Ablagerungen an den Steilufern des Dänischen Wohlds, Schleswig-Holstein. Meyniana, Vol. 39: 85-110.
- RASSER, M. W. et al. (2008): Paleogene and Neogene. In: McCann T. (Editor), The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society, London, 1031-1039.
- REHBINDER G. & YAKUBENKO, P. A., (1998): Displacements and flexural stresses of a loaded elastic plate on a viscous liquid. SKB PR U-98-04.
- REICHERTER, K., KAISER, A., STACKEBRANDT, W. (2005): The Post-Glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. Int. J. Earth Sci. DOI 10.1007/s00531-005-0007-0.
- ROCKFIELD SOFTWARE, ELFEN FE/DE code version 4.2.0, Rockfield Software, Swansea, UK, 2009.

- RÖTHLISBERGER, H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels. J. of Glaciology, Vol. 11: 177-203.
- RÖTHLISBERGER, H. & IKEN, A. (1982): Plucking as an effect of water pressure variations at the glacier bed. Annals of Glaciology, Vol. 2: 57-62.
- RSK/SSK (2008): Stellungnahme Gemeinsame Stellungnahme der RSK und der SSK zum GRS-Bericht "Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen".
- ŠAFANDA, J., SZEWCZYK, J. & MAJOROWICZ, J. (2004): Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L07211, doi:10.1029/2004GL019547.
- SCHIRRMEISTER, W. (1996): Aus der Literatur überlieferte Angaben über natürlichen Salzwasseraustritte an der Grundwasser/Geländeoberfläche in Brandenburg. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, Vol. 3: 94-96.
- SCHÖNWIESE, C. D. (2003): Klimatologie. 2. neubearb. und ausgelegte Aufl., Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C. D (2008): Klimatologie. Ulmer (UTB), Stuttgart (3. Auflage 2008).
- SCHREINER, W., JÄPEL, G. & POPP, T. (2004): Pneumatic fracture tests and numerical modeling for evaluation of the maximum gas pressure capacity and the effective stress conditions in the leaching horizon of storage caverns in salt diapirs. Solution Mining Research Institute, Fall 2005 Technical Meeting. Berlin / Germany; 3 - 6 October 2004.
- SCHROTT, L. (1999): The hydrological significance of permafrost in the semi-arid Andes. In: Price, M. (Ed.) Global change in the mountains.
- SCHULZE, O. (2007): Thermomechanisches und hydraulisches Verhalten von Salzgestein. F+E Endlagerung, 9Y32114080000. Tgb.-Nr. 11037/06.
- SCHWEIZER, J. & IKEN, A. (1992): The role of bed separation and friction in sliding over an undeformable bed. J. of Glaciology, Vol. 38 (128): 77-92.
- SHACKLETON, N., SACHEZ-GONI, M. F., PAILLAR, D. & LANCELOT, Y. (2003): Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. Global and Planet. Change, Vol. 36 : 151-155.
- SHOEMAKER, E. M. (1986): Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. J. Glaciol, Vol. 32 (110): 20-30.
- SIPPEL, J. (2009): The paleostress history of the Central European Basin System. Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Scientific Technical Report ; 09/06, Berlin, Freie Univ., Diss., 2009. 149 pp.
- SIROCKO, F., SZEDER, T., SEELOS, C., LEHNE, R., REIN, B., SCHNEIDER, W. M. & DIMKE, M. (2002): Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology. Netherlands J. of Geosci., Vol. 81 (3-4): 431-441.

- SIROCKO, F. (2005): Die nächste Eiszeit kommt bestimmt. Rhombos Online-Nachrichten (RON) – ISSN 1866-9735.
- SIROCKO, F., REICHERTER, K., LEHNE, R., HÜBSCHER, C., WINSEMANN, J. & STACKE-BRANDT, W. (2008): Glaciation, salt and the present landscape. In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (eds.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. Springer Verlag.
- SKB (2006): Geosphere process report for the safety assessment SR-Can. Svensk Kärnbränslehantering, AB SKBTR-06-19.
- SONNTAG, A. & LIPPSTREU, L. (1997): Tiefenlage der Quartärbasisfläche 1 : 1.000.000. Atlas zur Geologie von Brandenburg - Karte 6, LGR Brandenburg, Kleinmachnow, 1997.
- SONNTAG, C. & SUCKOW, A. (1992): Isotope and Noble Gas Investigation of Paleowaters in the Sediments above Salt Dome Gorleben. Paleohydrogeologic Methods and their Applications. NEA Workshop, November 1992.
- STACKEBRANDT, W., LUDWIG, A. O. & OSTAFICZUK, S. (2001): Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map2). Brandenburgische geowiss. Beitr., 8(1): 13-19, Kleinmachnow (Landesamt für Geowiss. & Rohstoffe Brandenburg).
- STACKEBRANDT, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland, Z. geol. Wiss., Berlin 32, 2-4: 85-95.
- STACKEBRANDT, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany a brief review. Z. dt. Ges. Geowiss., 160/3: 203-210.
- STANFORS, R. & ERICSSON, L. O. (1993): Post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden. Comments from the expert group on a field visit at the Molberget post-glacial fault area. Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 93-11.
- STEPHAN, H. J. (1997): Wieweit reichte die Vergletscherung der letzten Eiszeit in Schleswig-Holstein? Die Heimat, Vol.104 (3/4): 52-57.
- STEPHAN, H. J. (2003). Zur Entstehung der eiszeitlichen Landschaft Schleswig-Holsteins, Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., Bd. 68, 101-118.
- STIRLING, C. H., ESAT, T. M., LAMBECK, K. & MCCULLOCH, M. T. (1998): Timing and duration of the last Interglaciqal: evidence for a restricted interval of widespread corel reef growth. Earth and Planet. Sci. Lett., Vol. 160: 745-762.
- STUTE, M., FORSTER, M., FRISCHKORN, H., SEREJO, A., CLARK, J. F., SCHLOSSER, P., BROECKER, W. S. & BONANI, G. (1995): Cooling of Tropical Brazil (5°C) During the Last Glacial Maximum. Science, Vol. 269: 379-383.

- SVENDSEN, I. J., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V. I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J. A, FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H., IFSSON, O., JAKOBSSEN, M., KJAER, K., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J. P., LYS, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOVA, A., MURRAY, A., OLLER, P. M., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYKA, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M. J., SPIELHAGEN, R., STEIN, R. (2004): Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quat. Sci. Rev., Vol. 23: 1229-1271.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. Z. dt. geol. Ges., 109 (1): 111-151; Hannover.
- UMWELTMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG (2005): Stellungnahme des Landes Baden-Württemberg zum Entsorgungsnachweis für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle in der Schweiz, 18 Seiten.
- URAI, J. L. & SPIERS, 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., Jr. (eds.), Proceedings of the 6th Conference on the Mechanical Behavior of Salt - Understanding of THMC Processes in Salt, Taylor and Francis, 149-158.
- VAN DER WEERT, F. H. A., VAN GIJSSEL, K., LEIJNSE, A. & BOULTON, G. S. (1997): The effects of Pleistocene glaciations on the geohydrological system of Northwest Europe. J. of Hydrogeology, Vol. 195, 137-159.
- VAN EVERDINGEN, R. O. (1990): Groundwater hydrology. In: Northern Hydrology: Canadian Perspectives, Prowse, T. D: & Ommanney, C. S. L. (eds.), National Hydrological Research Institute NHRI Science Report No. 1, Environment Canada, Saskatoon, Canada, 77-101.
- VOLKMAN, J. K., EGLINTON, G., CORNER, E. D. S. & FORSBERG, T. E. V. (1980): Long-chain alkenes and alkenones in the marine Coccolithophorid Emiliania huxleyi. Phytochem. Vol. 19: 2619-2622.
- VOLKMAN, J. K., BARRETT, S. M., BLACKBURN, S., SIKES, E. L. (1995): Alkenones in Gephyrocapsa oceanic: Implications for studies of paleoclimate. Geochim Cosmochim Acta, Vol. 59: 513-520.
- WALLNER, M. & EICKEMEIER, R. (1994): Modeling of Future Geological Processes by Means of Probabilistic Methods. Proc. Of the SEDE Workshop on Characterisation of Long Term Changes Being Considered for Diposal Sites, Paris.
- WEISS, H. M. (1980): Möglichkeiten der Entstehung sowie Art, Umfang und tektonische Stellung von Rissen und Klüften im Salzgebirge. Literaturstudie GSF-Bericht T-200, angefertigt im Auftrag der Ges. f. Strahlen- und Umweltforsch., München, Inst. f Tieflagerung; Braunschweig.
- WEYHENMEYER, C. E., BURNS, S. J., WABER, H. N., AESCHBACH-HERTIG, W., KIPFER, R., LOOSLI, H. H. & MATTER, A. (2000): Cool glacial temperatures and changes in moisture source recorded in Oman groundwaters. Nature, Vol. 287: 842-845.

- WILLIAMS, P. J. & SMITH, M. W. (1991): The Frozen Earth. Cambridge University Press, Cambridge.
- WINKLER, S. (2009): Gletscher und ihre Landschaften Eine illustrierte Einführung. Primus Verlag; ISBN-10: 3896786490, 192 Seiten.
- WOLDSTEDT, P. (1952): Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten.-Eiszeitalter und Gegenwart 2: 146-153.
- WOLF, U. (1994): N\u00e4hr- und Schadstoffbelastung kleiner Seen in Baden-W\u00fcrttemberg unter Ber\u00fccksichtigung der Sedimentationsgeschichte. Die Rolle der kleinen Stehgew\u00e4sser im regionalen Verbund. Ph. D. thesis, Universit\u00e4t G\u00f6ttingen, 178 S.
- WOO, M. (1986): Permafrost Hydrology in North America. Atmosphere-Ocean, Vol. 24 (3): 201-234.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, Science 292, 686-693.
- ZIEGLER, P. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd ed., Shell internationale Petroleum Maatschappij B.V. 239 pp.
- ZINK, K.-G., LEYTHAEUSER, D., MELKONIAN, M. & SCHWARK, L. (2001): Temperature dependency of long-chain alkenone distributions in recent to fossil limnic sediments and in lake waters. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 65, No. 2: 253-265.
- ZIRNGAST, M. (1992): Die Entwicklungsgeschichte des Salzstocks Gorleben. Ergebnis einer strukturgeologischen Bearbeitung. 1992, Geologisches Jahrbuch A 132; 31 Seiten.
- ZIRNGAST, M., ZWIRNER, R., BORNEMANN, O., FLEIG, S., HOFFMANN, N., KÖTHE, A., KRULL, P. & WEISS, W. (2004): Projekt Gorleben. Schichtenfolge und Struktur des Deckund Nebengebirges. Abschlussbericht. BGR, unvöff. Ber.: 570 S.

Anhang

Periglacial Assessment: Surface Cooling and Glacial Advance

November 2010



PERIGLACIAL ASSESSMENT

BfS: Periglacial Assessment: Surface Cooling and Glacial Advance

Submitted to: Golder Associates GmbH Vorbruch 3 29227 Celle Germany



Report Number. Distribution:

08514370071.500/A.0

Golder Associates GmbH - 1 copy (pdf) Golder Associates (UK) Ltd - 1 copy



REPORT

A world of capabilities delivered locally



Table of Contents

1.0	.0 INTRODUCTION		
2.0		YSIS DESCRIPTION	1
	2.1	Analysis Workflow	1
	2.2	Repository Model Geometry	2
	2.3	Basic Material Definitions	
	2.3.1	Material Property Values	
	2.3.2	Material Property Assignments	5
	2.4	In Situ Stress Conditions	6
	2.5	The ELFEN Numerical Code	8
	2.6	Sign Convention & Interrogation Locations	
	2.7	Scaling of Time Units	9
3.0	APPLI	ED LOADING CONDITIONS	
	3.1	Applied Cooling Load	
	3.2	Applied Glacial Loading	11
4.0	NUME	RICAL ANALYSIS	12
	4.1	Analysis I: 10,000 Year Applied Surface Cooling	
	4.1.1	Predicted Temperature Profile	12
	4.1.2	Predicted Displacement Profile	13
	4.1.3	Predicted Stress Profile	14
	4.1.4	Predicted Material Damage Profile	
	4.2	Analysis II: 150,000 Year Applied Surface Cooling	
	4.2.1	Predicted Temperature Profile	
	4.2.2	Predicted Displacement Profile	
	4.2.3	Predicted Stress Profile	
	4.2.4	Predicted Material Damage Profile	
	4.3	Analysis III: 10,000 Year Applied Surface Cooling and Glacial Advance	
	4.3.1	Predicted Temperature Profile	21
	4.3.2	Predicted Displacement Profile	
	4.3.3	Predicted Stress Profile	25
	4.3.4	Predicted Material Damage Profile	
	4.3.5	Detailed Ice Advancement Predictions	



7.0	REFERENCES			
6.0	SUMM	ARY AND CONCLUSIONS	. 42	
	5.2.3	Applied Surface Cooling & Glacial Advance	. 41	
	5.2.2	Applied Surface Cooling	. 41	
	5.2.1	Analytical Initial Steady State Conditions	. 40	
	5.2	Pressures Necessary for Hydrofracture	. 40	
	5.1	Baseline Theory	. 39	
5.0	HYDRA	ULIC FRACTURE RISK	. 39	
	4.4	Analysis IV: 150,000 Year Applied Surface Cooling and Glacial Advance	. 37	
	4.3.5.4	Material Damage during Ice Advance Period	. 37	
	4.3.5.3	Shear Stresses during Ice Advance Period	. 35	
	4.3.5.2	Directional Stresses during Ice Advance Period	. 33	
	4.3.5.1	Displacements during Ice Advance Period	. 31	

TABLES

Table 1:	Material Properties Employed for the Developed Model	. 4
Table 2:	Interface Properties between Ice Glacier and Quarternary Layer 1	. 4
Table 3:	Time Scaled Properties Employed for the Developed Analyses	. 9
Table 4:	Summary of the Implemented Analyses and an Assessment of their Impact on the Repository Location	43

FIGURES

Figure 1:	Schematics of the analysis model, showing (a) the basic geometric model and material regions, and (b) the meshed regions used for the analysis. The model layout is based on the information from Golder 2010a	2
Figure 2:	Geometric model showing material regions, 1) the Quarternary top layer in gold, 2) the thin mudstone layer in grey, 3) the thick mudstone layer in brown, and 4) the waste repostory in black. (Note vertical scale at 50 metre increments).	3
Figure 3:	Close up schematic of the analysis model in the vicinity of the high level waste repository, showing the meshed regions used for the analysis. Note the high mesh density surrounding the repository and at the ground top surface.	3
Figure 4:	Plots showing the assignment of the two elastic material properties, (a) the Elastic Modulus, and (b) the Poisson Ratio constant.	5
Figure 5:	Plots showing the assignment of the Mohr-Coulomb strength material data, (a) the cohesion value, (b) the friction angle, and (c) a limited tensile strength. (Note ice block does not have Mohr- Coulomb properties assigned since it is an elastic material type only)	6
Figure 6:	Initial conditions with respect to depth employed in the analysis, showing (a) initial stress on left vertical axis, and (b) initial temperature on right vertical axis	7
Figure 7:	Prescribed initial conditions applied to the model, showing the initial directional stress conditions and the initial temperature distribution.	7





Figure 8:	Predefined locations for history point monitoring employed for all simulations.	9
Figure 9:	Prescribed cooling applied to the entire ground surface. The cooling rate has been user defined based on data identified from Golder, 2010a	0
Figure 10:	Development of glacial overburden load showing pressure transferred to the ground top surface through a loading period of 500 year	1
Figure 11:	Absolute temperature profile of repository region developed over the 10,000 year time period	2
Figure 12:	Point traces showing (a) the absolute temperature, and (b) the reduction in temperature, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.	3
Figure 13:	Vertical Displacement Y profile of the repository region developed over the 10,000 year time period 1	3
Figure 14:	Point traces showing the vertical displacements which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository. (Note: horizontal displacements are significantly small due to symmetrical model conditions)	4
Figure 15:	Point traces showing (a) the Horizontal Stress XX, and (b) the Vertical Stress YY, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository	4
Figure 16:	Horizontal Stress XX profile of the region developed over the 10,000 year time period	5
Figure 17:	Vertical Stress YY profile of the repository region developed over the 10,000 year time period	5
Figure 18:	Shear Stress XY profile of the region developed over the 10,000 year time period	6
Figure 19:	Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period	6
Figure 20:	Point traces showing (a) the reduction in temperature, and (b) the absolute temperature, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository. 1	7
Figure 21:	Absolute temperature profile of repository region developed over the 150,000 year time period 1	7
Figure 22:	Vertical displacement profile of the repository region developed over the 150,000 year time period 1	8
Figure 23:	Point traces showing the vertical displacements which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository. (Note horizontal displacements are significantly small due to symmetrical model conditions).	8
Figure 24:	Point traces showing (a) the Horizontal Stress XX, and (b) the Vertical Stress YY, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository	9
Figure 25:	Horizontal stress profile of the repository region developed over the 150,000 year time period	9
Figure 26:	Vertical Stress YY profile of the repository region developed over the 150,000 year time period	9
Figure 27:	Shear Stress XY profile of the region developed over the 150,000 year time period	0
Figure 28:	Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 150,000 year time period	0
Figure 29:	Point traces showing (a) the Absolute Temperature, and (b) the reduction in temperature, which arise from the prescribed surface cooling load. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository	.1
Figure 30:	Absolute temperature profile of extended repository region developed over the 10,000 year time period	2
Figure 31:	Horizontal Displacement X profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period	3



Figure 32:	Vertical Displacement Y profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period
Figure 33:	Point traces showing (a) the Horizontal Displacements (X), and (b) the Vertical Displacements (Y), which arise from the combined cooling and glacial advancement loadings. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository
Figure 34:	Horizontal Stress XX profile of the extended repository region developed over the 11,000 year time period
Figure 35:	Vertical Stress YY profile of the extended repository region developed over the 11,000 year time period
Figure 36:	Shear Stress XY profile of the extended repository region developed over the 11,000 year time period
Figure 37:	Point traces showing (a) the Horizontal Stress (XX), and (b) the Vertical Stress (YY), which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository
Figure 38:	Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period
Figure 39:	Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed during the glacier advancement period
Figure 40:	Vertical Displacement X profile of the repository region over the 40 year glacier advance period
Figure 41:	Vertical Displacement Y profile of the repository region over the 40 year glacier advance period
Figure 42:	Horizontal Stress XX profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period
Figure 43:	Vertical Stress YY profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period 35
Figure 44:	Shear Stress XY profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period 36
Figure 45:	Effective Plastic Strain profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period
Figure 46:	Numerical results of the system response predicted after an extended time period of 150,000 year with the ice glacier being in place over the repository, but prior to melting of the glacier
Figure 47:	Plots showing (a) the calculation of the in situ stress condition and pore pressure versus depth, and (b) the hydraulic fracture risk ratio based on the ratio of the summated minimum principal stress & tensile strength and the assumed pore pressure state. 40
Figure 48:	Plots showing (a) the predicted stress conditions and assumed pore pressure versus depth once the glacier is fully positioned above the repository inclusion, and (b) the hydraulic fracture risk ratio based on the ratio of the summated minimum principal stress & tensile strength and the assumed pore pressure state



1.0 INTRODUCTION

Golder Associates GmbH has been requested by the Federal Office for Radiation Protection Germany (BfS) to undertake works relating to the use of numerical modelling for exploring the possible generic processes associated with the long term changes surrounding a High Level Waste (HLW) repository under periglacial type loadings. This report details the numerical assessments undertaken by Golder Associates (UK) in support of Golder Associates GmbH.

In the presented investigations the fully coupled thermo-mechanical ELFEN analysis tool has been used to predict the types of phenomena experienced by a clay encapsulated waste repository under the effect of surface cooling and from the development of an ice glacier pressure loading at surface level.

2.0 ANALYSIS DESCRIPTION

In this section, the approach employed for the presented analyses is given. A number of key components are combined to make up the adopted approach; these are given in the bulleted points below:

- An analysis workflow;
- The ELFEN numerical code;
- The repository model geometry;
- The selected material definitions;
- The *in situ* stress conditions;
- Analysis sign and units convention; and
- Time scaling of analysis units.

2.1 Analysis Workflow

The simulation workflow describes a stepped idealised approximation to a series of events that are considered likely to occur. For the current investigations, this workflow has been established from previous discussion (see Golder, 2010a), and through making some rational but simplifying assumptions. The adopted simulation workflow is given in the following bulleted points:

- Establish in situ stress conditions assuming K₀ stress conditions (1,000 year);
- Simultaneously establish in situ temperature profile assuming 8 °C increasing by 3°C per 100 metre depth;
- Starting at time t=0, cooling of the ground surface (from +8 °C to -10 °C at rate -15 °C per year);
- Build glacial load up with 1000 metre ice (10MPa) over 500 year;
- Advance glacier to above the repository at a rate of 100 m/year;
- Allow glacial load to sit in place for either 10,000 or 150,000 year; and
- Reduce (melt) glacial load down to zero over 500 year and analysis completed.

From the above workflow, it is evident that the initial *in situ* conditions of stress and temperature are established using generalised criteria. The *in situ* stress conditions have been established using simple gravity stress conditions that are allowed to equilibrate over an initial 1,000 year period. Immediately after this equilibrium period the analysis time condition has been reset such to start from zero (t=0) once more.





2.2 Repository Model Geometry

The current analysis is based on a generic geological setting. A large domain size of 12 kilometres wide has been adopted to minimise the influence of far field boundaries. A total model depth of 1 kilometre has been adopted; and it has been assumed that beneath the model the underlying material types are significantly stiff and strong such that there is no associated deformation mechanism possible below this depth. It is also assumed that any surface cooling does not affect the material existing below this boundary.

In the geologic model a small number of different materials layers are included; these are 1) a 300 metre thick top layer of Quarternary, 2) a 100 metre thick layer of mudstone, 3) a 200 metre thick layer of clay, and 4) a final 400 metre thick layer of mudstone. In addition to these, a high level waste repository inclusion has been built into the model. The repository is based on idealised dimensions of 1,000 metres in width and 10 metres in height; the repository is positioned at a depth of 500 metres, and is located centrally within the Clay material layer (layer 3).

The presence of a realistically sized ice glacier has been included into the developed model. The modelled glacier is based on an idealised total vertical thickness of 1,000 metres, and its width has been set at 4 kilometres such that it will provide full coverage when positioned directly over the repository. It should be recognised that the glacier shape is considered as a regular rectangle with planar edges.

The developed model is given in Figure 1, and this provides both (a) the geometric description including identification of the material regions, and (b) the employed (unstructured) finite element discretisation used to analyze the required behaviour.



(a) Geometric model showing material regions, 1) the Quarternary in gold, 2) the thin mudstone layer in grey,3) the thick mudstone layer in brown, 4) the waste repostory in black, and 5) the ice glacier in blue.



(b) Meshed geometric model

Figure 1: Schematics of the analysis model, showing (a) the basic geometric model and material regions, and (b) the meshed regions used for the analysis. The model layout is based on the information from Golder 2010a

The employed model geometry is given in Figure 1, and provides clarification of the material layers included in the analysis. It includes relevant positioning and sizing of the generalised repository and the initial (unloaded) position of the ice glacier is also given. In order to provide improved levels of simulated response for the areas surrounding the waste repository and the ground surface, significantly higher mesh densities have been adopted for these regions.

A close-up view of the material region and denser mesh localised around the waste repository region is given in Figure 2 and Figure 3.





Figure 2: Geometric model showing material regions, 1) the Quarternary top layer in gold, 2) the thin mudstone layer in grey, 3) the thick mudstone layer in brown, and 4) the waste repostory in black. (Note vertical scale at 50 metre increments).





2.3 Basic Material Definitions

The material properties adopted within these analyses have been founded upon generalised data (Golder, 2010a). These investigations have made use of typical material property data to describe both the mechanical elastic and plastic (failure) mechanisms for each of the soil components. In addition, typical material properties have been used to describe the thermal transfer characteristics also. In the following sections, specification of these property values is given.

2.3.1 Material Property Values

The material properties adopted for each of the included layers, identified previously in Figure 1, are given in Table 1.



Property Name	Units	Quarternary Layer 1	Mudstone Layers 2 & 4	Clay Layer 3	Ice Glacier	Waste Repository
Elastic Modulus (E)	(MPa)	7,700	15,600	15,600	7,000	30,000
Poisson Ratio (v)	(-)	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30
Bulk Density (rho)	(kg/m ³)	1,925	2,700	2,700	1,000	2,700
Mohr Coulomb Cohesion (coh)	(MPa)	0.10	0.10	0.10	-	-
Mohr Coulomb Friction (fric)	(degrees)	35	29	29	-	-
Mohr Coulomb Dilation (dil)	(degrees)	0	0	0	-	-
Tensile Strength	(MPa)	0.01	-	-	-	-
Coefficient of Thermal Expansion	(-)	2e-6	2e-6	2e-6	-	2e-6
Thermal Conductivity (k)	(W/(K.m)	2.00	2.00	2.00	-	2.00
Specific Heat Capacity (S)	(J/kg/K)	1,000	1,000	1,000	-	1,000

The data provided in Table 1 describes the constitutive behaviour of each of the materials included in the model analysis. For the three soil/rock components a standard elasticity approach coupled with a pressure dependent Mohr-Coulomb failure criterion has been adopted. For these non site-specific investigations, it has been assumed the thermal behaviour does not vary between different material types. In addition, for the Quarternary material layer alone a tensile strength limit (cut off) has been included into the strength description.

The basic material properties adopted for the ice material have been based on previous investigations performed (Golder, 2010b) on the interaction of ice with soils. For the current investigations, the ice glacier has been considered as an elastic medium only, where only small deformations are permitted. In reality it would be expected that the advancement of a glacier over undulating terrain would be accompanied by some failure of the ice material itself.

The waste repository has been idealised as a stiff sub surface inclusion, such that the possibility for failure of the repository is not permitted. The self weight of the repository has been assumed to be equivalent to the surrounding mudstone material.

In addition to the basic constitutive properties in Table 1, the interaction between the ice glacier and the surface (Quarternary) material is important for the glacier advance period of the investigations. For the current analyses, the ice-soil interface is assumed to have frictional shear strength afforded by a Coulomb friction coefficient; the surface properties adopted are given in Table 2.

Table 2. Internace i roperties between ice Olacier and Quarternary Layer i
--

Property Name	Units	Property Value
Contact cohesion	(MPa)	0.00
Contact friction coefficient	(-)	0.10





The adopted simulation approach permits the inclusion of temperature dependent material properties, including elastic properties, constitutive strength data, and contact friction data. However, since this investigation is a generic repository assessment, it has been assumed all material parameters are temperature independent and remain constant in value.

2.3.2 Material Property Assignments

The previous sections have provided overview of the generalised model and the definition of generic constitutive data used in these investigations. The following Figure 4 and Figure 5 provide verification of the material properties used and their assignments.



(b) Poisson Ratio of the included material types

Figure 4: Plots showing the assignment of the two elastic material properties, (a) the Elastic Modulus, and (b) the Poisson Ratio constant.

In Figure 4 the assignment of the core elastic material properties is provided. The upper figure provides a schematic of the elastic stiffness of the material layers adopted in the analysis. It is evident that the uppermost Quarternary layer together with the ice glacier are of relatively low elastic stiffness (6,000 - 9,000 MPa), and these two components are underlain by the stiffer Mudstone and Clay material layers. In terms of Poisson ratio, the adopted values are generally consistent with each other with values of approximately 0.30 being employed throughout.

In Figure 5 the assignments used for the Mohr-Coulomb constitutive descriptions are given. The Mohr-Coulomb cohesion property used in these analyses has been kept constant across each of the four primary material layers, with a value of 0.10 MPa. As previously identified, the waste repository and the ice glacier have been treated as isotropic elastic materials, and have been coloured grey in the plots. For the Mohr-Coulomb friction angle parameter, the top surface Quarternary material has the highest friction angle with a value of 35 degrees, and all of the underlying material layers have slightly reduced values of 30 degrees.

As identified previously for the tensile strength, only the top surface (Quarternary) material has a reduced tensile strength (cut off) value limited to less than the Mohr-Coulomb apex value. For this layer the strength is limited to 0.01 MPa. The remaining material layers have a tensile strength equal to the apex value of the Mohr-Coulomb strength envelope.







(c) Tensile strength limit (Pa)

Figure 5: Plots showing the assignment of the Mohr-Coulomb strength material data, (a) the cohesion value, (b) the friction angle, and (c) a limited tensile strength. (Note ice block does not have Mohr-Coulomb properties assigned since it is an elastic material type only).

2.4 In Situ Stress Conditions

The vertical *in situ* stress of the system (σ_v) has been directly calculated, using the geostatic stress approach, as a linear function of the vertical thickness and density of each of the materials in the system.

The necessary horizontal-vertical stress ratios K_{H1} and K_{H2} , which define the lateral *in situ* stresses in terms of the vertical stress, have been assumed directly proportional to the Poisson ratio constant (K=v/(1-v)). Based on these assumptions the following equations have been used to evaluate the initial *in situ* stress conditions:

Since these investigations are for a non-specific repository location, the potential role of tectonic induced loading has been omitted. Therefore, the initial *in situ* stress conditions employed in these investigations can be simply defined by the expressions:

- In situ vertical stress, $\sigma_v = \rho gh$;
- In situ horizontal stress, $\sigma_{H1} = K_{H1} \times \rho gh = v/(1-v) \times \sigma_v$; and
- In situ in-plane horizontal stress, $\sigma_{H2} = K_{H2} \times \rho gh = v/(1-v) \times \sigma_v$.

Where for each material layer, " ρ " is the bulk density of the material (from Table 1), "g" is standard gravitational acceleration (=9.81m/s²), "h" is the vertical thickness of the layer (in metre units), and "v" is the Poisson ratio constant (also from Table 1). Figure 6 provides the distribution of the initial stress (vertical and horizontal) through the depth of the model using the assumed material density and Poisson ratio values.






Figure 6: Initial conditions with respect to depth employed in the analysis, showing (a) initial stress on left vertical axis, and (b) initial temperature on right vertical axis.



(c) Initial *in situ* temperature distribution (T₀) (degrees C)

Figure 7: Prescribed initial conditions applied to the model, showing the initial directional stress conditions and the initial temperature distribution.

In Figure 7, the initial stresses and temperature profile plots taken from the implemented model at the end of the initialisation period are given. The conditions presented in these figures concur with the data given in Figure 6.





In addition to the initial *in situ* stress, the initial temperature distribution through the depth of the model is provided. This temperature distribution assumes an initial 8 °C on the top surface model and a temperature increase gradient of 3 °C per 100 metre depth. The initial temperature level at the repository (500 metres) depth is approximately 23 °C, and the initial temperature linearly increases at this rate to a maximum value of 38 °C encountered at the 1000 metre level, which is the base of the developed model.

2.5 The ELFEN Numerical Code

The current investigations have made use of the commercially available hybrid finite element and discrete element code ELFEN from Rockfield Software Ltd (2009). This is a general multipurpose code which is ideally suited to the modelling of both continuous and discretely jointed geomechanical formations in both 2D and 3D spaces.

The ELFEN code also provides a multi-field analysis capability, in which multiple field types (mechanical, fluid and thermal) can be concurrently analysed. For this current project, a multi field analysis approach has been adopted using a combined mechanical and thermal simulation strategy. A summary the principal components of the current adopted approach are given below:

- A 2D continuum finite element (FE) scheme using a numerically stable explicit time integration scheme;
- A coupled thermo-mechanical solution scheme where both the temperature and displacement distributions are solved and are communicated between field types;
- A geomechanically appropriate pressure dependent Mohr-Coulomb constitutive model to simulate the rock and soil constitutive behaviour;
- A geostatic stress facility which permits the steady state *in situ* stress conditions to be rapidly established;
- A contour output facility providing visual interrogation of the key measures of displacement, stress and temperature; and
- A high resolution history facility for providing fine grained interrogation of selected key points within the model.

2.6 Sign Convention and Interrogation Locations

The analysis procedures in ELFEN are based on standard computational mechanics, in accordance with standard rock and soil mechanics convention, such that:

- Stress measures are positive in compression and negative in tension;
- Displacements are positive to the right and upwards, and negative downwards and to the left; and
- Temperatures are positive for above absolute zero and negative for below zero.

In addition, all figures presented within this report are given in specific units, these are:

- Stress measurements are presented in terms of Pascal (Pa) units;
- Displacement measurements are presented in terms of metre (m) units;
- Temperature measurements are presented in terms of degrees Celsius (°C); and
- Time measurements are presented in terms of year (year).





A number of pre defined locations have been selected to provide high resolution history of the key temperature, stress and displacement measures during the analyses. These locations have been specified at 100 metre intervals below the top surface and have been positioned centrally on the repository inclusion. These locations are visually defined in Figure 8.



Figure 8: Predefined locations for history point monitoring employed for all simulations.

2.7 Scaling of Time Units

To run efficient repository type simulations over extended time periods, it is necessary to employ some form of time scaling to the analysis. The base time units employed for most numerical approaches are 'second' order units; this corresponds to the order of time equal to a single step during the solution process.

Since repository analyses are required to cover tens of thousands of year it is inappropriate to perform such simulations in second based units, because the required analysis time would be excessively long to simulate.

It is convenient to perform such simulations using scaled units of time, such that one single step of analysis time corresponds to a reasonable period of time. In the current analyses one unit of analysis time has been chosen to equal to 100 year of real time. In order for the entire solution process to remain valid, it is necessary to modify a number of properties relating to both material and loading definitions. A summary of the scaled properties is given in Table 3.

Table 3:	Time Scaled Properties Employed for the Developed Analyses
----------	--

Property Name	Units	Quarternary Layer 1	Mudstone Layers 2 & 4 & Clay Layer 3	Ice Glacier	Waste Repository
Elastic Modulus (E ₀)	(MPa)	7,700	15,600	7,000	30,000
Bulk Density (rho ₀)	(kg/m ³)	1,925	2,700	1,000	2,700
Wave Speed (c _{L0})	(m/s)	2,000	2,403	2,645	3,333
Scaled Wave Speed (c _{LS})	(m/100 year)	6.31E+012	7,58E+012	8.34E+012	10.50E+012
Scaled Bulk Density (rho _s)	(kg/m ³)	1.935E-016	2.714E-016	1.005E-016	2.714E-016
Gravity Constant (g ₀)	(kg.m/s²)	- 9.810			
Scaled Gravity Constant (g _S)	(kg.m/100 year ²)	- 9.76E+019			





The properties required for time based scaling are those that are directly linked to the elastic (longitudinal) wave speed, this includes the elastic modulus and bulk density and the gravity constant used for the applied loading. The process requires transformation of the baseline elastic wave speed to account for the selection of different time units, which is achieved by manipulation of the bulk density constant by the expression $(rho_s=E_0/c_{Ls}^2)$.

3.0 APPLIED LOADING CONDITIONS

For the completed investigations a total of two different loading criteria have been investigated. These loading types are applied systematically to replicate the basic conditions associated with formation of a glacial (ice age) period of time. The applied loadings considered are:

- Prescribed cooling of the ground surface; and
- Prescribed development and advance of a glacier overburden load.

Application of the two loading conditions is completed in line with the Simulation Workflow defined previously in Section 2.1. Further explanation of these loading types is given in the following sections.

3.1 Applied Cooling Load

A process of surface cooling is included within the implemented models as a means simulating the transition from the average current day environment to conditions representative of a glacial period. The cooling process is directly achieved through prescribing the surface temperature with time.

The cooling process is based on a reduction in surface temperature of -15 °C per 100 year, and therefore to reduce the surface temperature condition from the initial value of 8 °C down to the expected -10 °C level will take 120 year in total, see Figure 9.

After the 120 year period, it is assumed that the ground surface temperature remains constant. Whilst the ground surface will remain at the -10 °C level after the 120 year period the cooling effect on soil beneath the ground surface will still be present. It has been assumed that the sub surface cooling effect will continue to take place for all materials beneath the top surface after the surface has reached its -10 °C residual temperature.

It has been assumed that material layers existing beneath the 1,000 metre model geometry have thermal attributes such that they remain unaffected by the cooling process, implying the temperature condition at the base of the model is held constant at the initial temperature level.

The profile used to prescribe the temperature of the top surface of Quarternary material is given in Figure 9.









3.2 Applied Glacial Loading

In addition to the surface cooling, the investigations have considered the development, advancement and melting of an ice glacier above the repository. In simulating this process, the numerical procedure adopted is given in the bulleted points:

- Development of an overburden pressure from a 1,000 metre thick ice glacier;
- Rapid advancement of the glacial load to a position directly overhead of the repository;
- The glacier sits directly above the repository for either 10,000 or 150,000 year; and
- Removal of the glacial load to simulate melting of the glacier.

In this approach, the required process of developing glacial overburden load, advancing it to a position directly over the waste repository, followed by the melting of the glacier is provided.

It has been estimated from Golder 2010a that a fully formed glacial ice sheet is 1,000 metres in thickness. Using this with the estimated material properties from Table 1 implies that at the glacier-ground interface, the glacier sheet imparts an overburden loading (pressure) of 10 MPa.

It has been assumed that the full glacial loading (10 MPa) develops over a relatively short time period of 500 year. The full loading applied through the development of the glacial load is given in Figure 10.



Figure 10: Development of glacial overburden load showing pressure transferred to the ground top surface through a loading period of 500 year.

The glacier advance process, simulated in the modelling, considers a glacier of 4 kilometre width that advances a distance of 4 kilometre so that the glacier sits fully above the waste repository and imparts the full ice overburden load.

It has been assumed (Golder, 2010a) that the glacier advances at a rate of 100 metres per year, such that after a short 40 year time period the glacier is centrally positioned, and the then experiences the self weight loading from the glacier through the overlying soil.

After the glacier has advanced by 4 kilometres, the glacier remains centrally over the repository for either 10,000 or 150,000 year. Immediately after this period the glacier is subsequently melted corresponding to the surface overburden being reduced to zero. For consistency, the period over which the melting process takes place is assumed also to be 500 year.





4.0 NUMERICAL ANALYSIS

The numerical assessments have considered the evolution of material behaviour surrounding a generic waste repository facility buried 500 metres beneath the ground surface.

The performed analyses have considered a simulation workflow defined previously in Section 2.1, and have resulted in the analysis of multiple configurations considering time scales of 10,000 and 150,000 year. The simulations presented provide analysis of the:

- Effects on the repository surrounding geology from the applied surface cooling over 10,000 year;
- Effects on the repository surrounding geology from the applied surface cooling over 150,000 year;
- Effects on the repository surrounding geology from the applied surface cooling and ice advance over 10,000 year; and
- Effects on the repository surrounding geology from applied surface cooling and ice advance over 150,000 year.

Based on these configurations, the following sections present the numerical predictions from each. The predictions provide examination of the key measures of temperature, displacements, and stress.

4.1 Analysis I: 10,000 Year Applied Surface Cooling

The first analysis considers the waste repository model and surrounding geology subjected to the surface prescribed cooling followed by a stationary period of 10,000 year. The initial steady state temperature conditions employed as starting conditions for the model have been defined previously, see Figure 7. The temperatures predicted from the analysis are directly determined from the initial *in situ* temperature field and the prescribed surface cooling.

4.1.1 Predicted Temperature Profile

The plots given in Figure 11 provide contoured assessment of the absolute temperature seen through the geological domain as a result of prescribed cooling. It is evident from Figure 11 after the 120 year period, the prescribed surface temperature has reached the residual values of -8 degrees, and there has been a gradual reduction in temperature through the remainder of the model geometry.

After approximately 5,000 year the prescribed surface cooling has resulted in a reduction of 5 degrees at the repository level, and after 10,000 year the temperature field experience by the repository has reduced to approximately 15 degrees, (a reduction of 8 degrees).



Figure 11: Absolute temperature profile of repository region developed over the 10,000 year time period.





In addition to Figure 11, the responses of the predefined (100 metre interval) point traces of the absolute temperature and temperature change are given in Figure 12.





(a) Absolute temperatures for subsurface depths



Figure 12: Point traces showing (a) the absolute temperature, and (b) the reduction in temperature, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

In Figure 12 the thermal response of key points from the surface cooling is given. It is apparent that the cooling process shows significant effect by the time the end of the 120 year cooling period has finished. At the end of the cooling period, the cooling front has not quite reached the repository level, however it is predicted that the upper region of the clay layer has been affected by the reduction in temperature.

After 500 year, the repository location experiences a reduction in temperature, with approximately 2 degrees decrease being predicted. Over the following thousands of year the temperature change at the repository level gradually increases, such that a temperature reduction of -9 degrees is predicted at the location after 10,000 year.

4.1.2 Predicted Displacement Profile

In addition to the temperature predictions, the following figures provide evolution of both the displacement and stress response of the system; see Figure 13 to Figure 17. In Figure 13 the contoured vertical displacements of the region as a result of the prescribed surface cooling are given. From these figures, it is evident that during the initial 120 year cooling period small surface displacements of less than 4 mm are predicted. At 500 year, surface settlements ranging between 4 and 8 mm are predicted. Over the following 4,500 year, the surface displacements gradually increase, such that after 5,000 year the displacement of soil has started to interact with the repository location.



Figure 13: Vertical Displacement Y profile of the repository region developed over the 10,000 year time period.





Over the entire 10,000 year period the displacement levels gradually increase as the temperature cooling effect more prominent in the subsurface. Over this period, a total of 32 mm surface settlement is predicted to develop from the prescribed top surface cooling. At the repository level this equates to approximately 7 mm of vertical settlement, see Figure 13. The high resolution history displacement traces of the predefined history tracking points are given in Figure 14.



Figure 14: Point traces showing the vertical displacements which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository. (Note: horizontal displacements are significantly small due to symmetrical model conditions).

The point displacement traces are given in Figure 14, these curves show the material settlement arising from the prescribed surface cooling over the entire 10,000 year period. Reiterating the response shown in Figure 13, it is evident that the top surface displaces a maximum of 32 mm downwards, and the repository levels records a displacement of approximately 7 mm.

4.1.3 Predicted Stress Profile

In Figure 15 to Figure 17 the directional stress measures predicted in the system during the prescribed cooling period and subsequent thermal propagation period are given. It is evident from these figures that the horizontal stress component is more affected by the temperature reduction than the vertical component; however these induced changes to the *in situ* stress state are relatively small.





(a) Horizontal stresses for subsurface depths

(b) Vertical stresses for subsurface depths

Figure 15: Point traces showing (a) the Horizontal Stress XX, and (b) the Vertical Stress YY, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.





It is predicted that there is little impact is observed on the vertical stress components during the 10,000 year period. However for the smaller magnitude horizontal stress direction (the minor principal stress) the stress levels experience a reduction arising from the cooling induced contraction of the soil. The cooling process gives rise to a slight reduction in the compressive horizontal stresses at all depths.



Figure 16: Horizontal Stress XX profile of the region developed over the 10,000 year time period.

The change in stress in the soil surrounding the repository location is similarly small, however for the repository inclusion itself which is modelled as being significantly stiffer the change in stress is more significant because small increments of thermally induced strain result in a larger change in stress.



Figure 17: Vertical Stress YY profile of the repository region developed over the 10,000 year time period.

In addition to the directional stresses, the shear stress distributions developed in model during the cooling process are given in Figure 18. The initial *in situ* stress field is such that the principal stress components are aligned with the directional XX and YY stress components meaning there is a zero state of XY shear initially. It is seen in Figure 18, that the prescribed surface cooling gives rise to no obvious change in the zero shear state in this regional scale model.







(a) Time = 0 year (initial configuration)





(c) Time = 5,000 year (constant temp)

Figure 18: Shear Stress XY profile of the region developed over the 10,000 year time period.

4.1.4 Predicted Material Damage Profile

In addition to the temperature, displacement and stress measures predicted in the previous sections, the effective plastic strain measure has been used as a means of quantifying the level of material damage developed in the system during the surface cooling process. The evolution of effective plastic strain is given in Figure 19, and indicates that the prescribed cooling realises no material failure from thermally induced volumetric change.



(c) Time = 5,000 year (constant temp)

(d) Time = 10,000 year (constant temp)

Figure 19: Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period.

4.2 Analysis II: 150,000 Year Applied Surface Cooling

The second analysis has considered the behaviour of the repository and surrounding geology when subjected to the surface prescribed cooling load followed by an extended 150,000 year time period. It is expected that these predictions will not differ significantly from the previous 10,000 year predictions since there is no time dependency included in to the employed constitutive descriptions (e.g. creep) that would provide a difference over extended time once the steady state conditions have been met. In the following sections the predictions for the temperature, displacement, and stress measures are given.

4.2.1 Predicted Temperature Profile

In Figure 20 the point traces for temperature reduction from the prescribed surface cooling profile are given. It is evident that the surface cooling begins to show a significant effect by the time the end of the 120 year cooling period has finished. At the end of the cooling period, the cooling front has not quite reached the repository level, however the clay encapsulation layer is impacted by the reduction in temperature.









(a) Absolute temperatures for subsurface depths

(b) Reduction in temperature for subsurface depths

Figure 20: Point traces showing (a) the reduction in temperature, and (b) the absolute temperature, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

Since beneath our 1000 metre model region it is assumed that that the initial *in situ* temperature conditions remain valid, this implies material located below the current model is temperature insensitive and therefore the effect of the cooling process is inhibited. The temperatures contour realised from the prescribed cooling process and 150,000 year rest period are given in Figure 21.

The total absolute temperatures realised from the prescribed cooling are given in Figure 20(b) and Figure 21. The plots in Figure 21 demonstrate that the prescribed cooling of the top surface affects the repository region for approximately the first 25,000 year after cooling after which time the impact of cooling lessens because the residual surface temperature has equilibrated with the constant temperature condition for material existing beneath the base of the model.



Figure 21: Absolute temperature profile of repository region developed over the 150,000 year time period.

4.2.2 Predicted Displacement Profile

In Figure 22 the contoured vertical displacements of the region as a result of the prescribed surface cooling are given allowing 150,000 year of the constant surface temperature.





Figure 22: Vertical displacement profile of the repository region developed over the 150,000 year time period.

It is evident from these figures that during the initial 120 year cooling period small surface displacements of less than 4 mm are predicted. After 10,000 year displacements at the repository level are predicted to be in the order of 4 to 8 mm, with the top surface settlements being in the order of 32 to 40 mm. After 25,000 year the displacements predicted at the surface are in the order 35 mm. During the remaining period of rest, the temperatures are not predicted to reduce further since repository region has equilibrated between the cooled top surface and the maintained initial conditions at the base of the model.

The point displacement traces are given in Figure 23, and these curves show the evolution of material settlement arising from the prescribed surface cooling. It is seen that the top surface displaces a maximum of 35 mm downwards, and the repository levels records a displacement of approximately 8 mm.



Figure 23: Point traces showing the vertical displacements which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository. (Note horizontal displacements are significantly small due to symmetrical model conditions).

4.2.3 Predicted Stress Profile

The predicted stress profile arising from the prescribed top surface cooling followed by the 150,000 year wait is given in Figure 24.







(a) Horizontal stresses for subsurface depths

(b) Vertical stresses for subsurface depths

Figure 24: Point traces showing (a) the Horizontal Stress XX, and (b) the Vertical Stress YY, which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

In addition to the temperature and displacement responses given, the simulations have also provided evolution of both the horizontal and vertical stress components; these are given in Figure 25 to Figure 26.



Figure 25: Horizontal stress profile of the repository region developed over the 150,000 year time period.



(c) Time = 75,000 year (constant temp) (d) Time = 150,000 year (constant temp)

Figure 26: Vertical Stress YY profile of the repository region developed over the 150,000 year time period.

Similarly to as predicted for the 10,000 year configuration, it is evident that the thermal cooling of the top surface results in minor reduction to the compressive horizontal stress state. The major vertical stress state





appears to be virtually unaffected by the cooling process. It should again be recognised that if more complicated *in situ* stress conditions were assumed then the impact of the thermal cooling process could be more significant, and provide different phenomena.

The distribution of shear stress developed in the region during the extended 150,000 year period is given in Figure 27. As observed previously, the shear stress (XY) profile remains small in magnitude under the prescribed surface cooling.



Figure 27: Shear Stress XY profile of the region developed over the 150,000 year time period.

4.2.4 Predicted Material Damage Profile

Similarly for the longer 150,000 year configuration, the effective plastic strain measure has been used as a means of quantifying the level of material damage developed in the system during the surface cooling process. The evolution of effective plastic strain is given in Figure 28, and indicates that the prescribed cooling realises no material failure from thermally induced volumetric change at the repository location.



(a) Time = 0 year (initial configuration)





(c) Time = 5,000 year (constant temp)



Figure 28: Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 150,000 year time period.

4.3 Analysis III: 10,000 Year Applied Surface Cooling and Glacial Advance

The initial analyses have considered the sole effect of a prescribed surface cooling process on the *in situ* conditions surrounding a 500 metre deep idealised waste repository. For the prescribed cooling, the implemented analyses indicated that over an approximate 25,000 year period, the surface cooling





equilibrates with the assumed lower boundary condition for the material existing beneath the modelled region. The current analysis forms an extension to the previous surface cooled configuration, in which the additional effects arising from the development of a glacial load has also been evaluated.

The workflow by which the glacial loading has been defined previously, see section 2.1. The applied glacial load is representative of a 1,000 metre thick sheet of ice material that has been assumed to be 4 kilometres in length. The development and transfer of the glacial load to the Quarternary material is followed by the advancement of the ice sheet at a rate of 100 metres per year until the glacier is centrally positioned over the repository. After positioning of the glacier has been achieved it remains in place for 10,000 year. Following this extended 10,000 year period the glacier is melted such that the glacial overburden loading is reduced down to zero.

The following sections consider the evolution of the core measures of temperature, displacement and stress developed during this combined cooling and glacier loading period. In addition, the glacial advance period of time is examined in detail in section 4.3.5, where the system response at 10 year (1 kilometre) increments of time (advance) is examined.

4.3.1 Predicted Temperature Profile

The system response arising from cooling of the top surface approach is as previously investigated in section 4.1, where the cooled ground surface is transferred through the ground toward the lower boundary of the developed model. The temperature response of the system over the 10,000 year period is given in Figure 29 and Figure 30.



(a) Absolute temperatures for subsurface depths



(b) Reduction in temperature for subsurface depths

Figure 29: Point traces showing (a) the Absolute Temperature, and (b) the reduction in temperature, which arise from the prescribed surface cooling load. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

The plots given in Figure 29 and Figure 30 provide the temperature response predicted through the geological domain as a result of prescribed uniform cooling of the ground (top) surface and the advancement of the glacier over the top surface, followed by the glacier remaining stationary above the repository for 10,000 year. The behaviour seen here is identical to as previously predicted for the surface cooling only configuration.





(a) Time = 0 year (starting configuration)	Absolute Temperature (degrees) 38 32 28 24 20 16 12 8 4 0 -4 -8
(b) Time=120 year (and surface cooling)	
(c) Time = 500 year (glacier overburden developed)	
(d) Time = 550 year (glacier fully advanced)	
(e) Time = 10,000 year (glacier rests)	
(f) Time = 11,000 year (glacier melts)	

Figure 30: Absolute temperature profile of extended repository region developed over the 10,000 year time period.

4.3.2 Predicted Displacement Profile

It has been predicted that the magnitudes of deformation arising from the prescribed top surface cooling of the geological region are relatively small. In the following, it is shown that the magnitude of displacements arising from the development and advancement of a glacial based load is significantly more.

The development of a glacial overburden load together with the advancement process of the glacier leads to significant displacements being predicted in the system, this is demonstrated in Figure 31 and Figure 32. It has been assumed in the modelling approach that the glacial overburden is fully developed after 500 year and is positioned at a standoff distance of 2 kilometres from the repository centreline. It is evident that the formation of the glacial load leads to significant displacement developing in both the horizontal and vertical directions of the model; this is considered in the following.





The development of the overburden load leads to an approximate averaged horizontal displacement of -0.50 metres (in direction of glacial advance) directly beneath the glacier block; see Figure 31(c). To the left of the glacier, at its leading edge, it is evident that there is significant lateral movement of the repository region coinciding with the overlying glacier squeezing material horizontally towards the repository. At the repository location itself, it is evident that lateral displacements in the order of -0.80 metres are predicted. It is further seen that the horizontal displacements in the model are largely constant through the depth of the model. It should however be noted that the extent of the horizontal movement could be slightly constrained by the presence of the left far field boundary (at -6 kilometres) and the bottom (-1 kilometre) boundary, the influence of these boundaries should be investigated in future studies.



Figure 31: Horizontal Displacement X profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period.



After the glacier has advanced to directly above the repository it remains in position for the 10,000 year period. At this time, it is evident that significant horizontal displacement of material is predicted along the top surface from the advancement of the glacier.

The interface existing between the glacier and the Quarternary material is not frictionless; therefore advancement of the glacier develops some shearing against the top material layer. However since the high displacement concentration exists only in the middle third of the model it is such that the largest horizontal displacements must arise from the glacier leading edge interacting against the Quarternary layer.

In Figure 32 the predicted vertical displacements generated from the development of the glacier overburden followed by the glacial advance is given. The compression of the region developed from the formation of the glacial load is significant, with values ranging -0.60 to -0.90 metres (average -0.75 m) being predicted on average beneath the glacier, see Figure 32(c).







In its initial position, the vertical displacements existing beneath the leading edge of the glacier is shown to be again non uniform. It is shown that the vertical displacement profile generated using the glacial overburden experiences some interference with the infinitely stiff lower boundary. This interference is shown by the formation of inverted triangular displacement patterns.

Prior to advancing the ice glacier, it is calculated that the vertical displacements reach an averaged maximum value of ~0.75 metres. It is shown that when the ice advance has finish, and the glacier remains positioned for 10,000 year, that the sub surface deformations realised do not fully recover. Whilst the glacier is in place above the repository, approximately ~0.30 metres of vertical settlement is realised at the 500 metre repository depth from the loading.

The predicted displacement traces at the depth locations directly above the repository are given in Figure 33, these displacements correspond to the full 11,000 year time period considered. As identified through the previous plots it is evident that there is significant displacement developed during the during the glacial advance period. Whilst the glacier remains positioned over the repository the levels of displacement remain largely constant.





(a) Horizontal displacements for subsurface depths

(b) Vertical displacements for subsurface depths

Figure 33: Point traces showing (a) the Horizontal Displacements (X), and (b) the Vertical Displacements (Y), which arise from the combined cooling and glacial advancement loadings. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

4.3.3 **Predicted Stress Profile**

It is seen that there are significant displacements generated from the development and advance of the 1 kilometre thick ice glacier. It the current section the effects on the initially prescribed *in situ* stress conditions are examined. The evolution of both the horizontal and vertical stress components during the glacier development and advancement are considered at various key points in time. In Figure 34 and Figure 35 the horizontal and vertical stress components are presented.

In Figure 34 the horizontal stress measure evolving during the entire 11,000 year period is given. It is evident from this figure that the development of the glacial loading does alter the prescribed initial *in situ* stress state slightly. It is also shown that the advancement of the glacier introduces some irregularity of the stress field; however overall the stress magnitudes are not significantly altered and no significant concentrations of stress are predicted.

In Figure 35 the corresponding vertical stress component for the period is given. It is shown that the vertical stress component is much more significantly affected from glacier. It has been assumed that the glacial overburden loading is fully applied after 500 year. It is seen in Figure 35(c) that the vertical stress component increases significantly in the region directly beneath the glacier. In addition, it is evident that at this time that the glacier is positioned far enough away from the repository that there is negligible stress change at the repository location.















(f) Time = 11,000 year (glacier melted)

Figure 35: Vertical Stress YY profile of the extended repository region developed over the 11,000 year time period.

It can be seen in Figure 35(d) that once the glacier is fully advanced there is the expected increase in vertical stress experienced at the repository location. The presence of the overburden loading gives rise to the vertical stress at the repository location rising to approximately 18 MPa. This stress state remains in place and remains constant for the entire 10,000 year period that follows. After 11,000 year the glacier is deemed to have melted, this process gives rise to the original *in situ* vertical stress state being largely recovered.







(f) Time = 11,000 year (glacier melted)

Figure 36: Shear Stress XY profile of the extended repository region developed over the 11,000 year time period.

It is shown in Figure 36 that the shear stress profile existing

In addition to the coloured contour predictions given in Figure 34 and Figure 35, the monitoring of stress at the monitoring locations defined in Figure 8 are provided in Figure 37.







(a) Horizontal stresses for subsurface depths



Figure 37: Point traces showing (a) the Horizontal Stress (XX), and (b) the Vertical Stress (YY), which arise from the prescribed surface cooling. The point locations are given in metres below ground surface centrally above the repository.

As has been outlined in the previous contoured plots, the stress history traces given in Figure 37 indicate that the glacial loading increases the horizontal stress levels moderately. At the 500 metre level the horizontal stress component is shown to increase from an initial value of approximately 5 MPa to 8 MPa. For the vertical stress component, a more significant stress increase has been predicted; at the 500 metre depth position the predicted stress increase is in the order 10 MPa – corresponding to the self weight of the 1 kilometre thick glacial block.

4.3.4 Predicted Material Damage Profile

The effective plastic strain measure has again been used as a means of quantifying the level of material damage developed in the system during the combined surface cooling and glacial advance loading configuration. The predicted effective plastic measures are given in Figure 38.







Figure 38: Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed over the 10,000 year time period.

It is evident from Figure 38 that the bulk of the effective plastic strain failure originates from the application of the glacial overburden loading together with the advancement of the glacier. It is seen that the extent of effective plastic strain is greatest in the region existing beneath the advanced repository. This failed region of material originates from the scouring process from the leading edge of the glacier against the top surface of the Quarternary material. A close up shot of the material damage existing at the ground surface developed from the advancement of the glacier is given in Figure 36; it is evident from this snapshot that the failure of the top Quarternary material layer remains localised near to the ground top surface.







Figure 39: Effective Plastic Strain profile of the extended repository region developed during the glacier advancement period.

In the following section the modelling observations seen during the short 40 year ice advance period (500 – 540 year) are considered in greater detail. This section provides examination of the key displacement and stress measures at 10 year intervals. The 10 year intervals correspond to the glacial block advancing 1 kilometre towards the central repository position.

4.3.5 Detailed Ice Advancement Predictions

The current section presents a detailed examination of the key variables of displacement and stress during the glacier advance period. These results form a snap shot from within the 10,000 year prediction reported in the previous sections. For the current investigations, the ice advance period starts at time = 500 year and ends after time = 540 year. The figures presented in the following will only consider this period.

4.3.5.1 Displacements during Ice Advance Period

During the 40 year ice advance period the glacier advances at a rate of 100 metres per year, therefore after this period the glacier has advanced a total of 4 kilometres and is positioned centrally above the repository. The evolution of the horizontal displacements predicted during this 40 year period is given in Figure 40.







(e) Time = 540 year (glacier advanced 4 kilometres)

Figure 40: Vertical Displacement X profile of the repository region over the 40 year glacier advance period.

In Figure 40 the horizontal displacements predicted in the geological region are given during the short 40 year ice advance period. As identified previously, it is evident that the advancement of the glacier leads to significant horizontal movement of material throughout the geological region. It is evident that this horizontal motion is not contained to the near surface location, with significant lateral displacement being experienced through the entire depth of the model. This displacement response is due to the significant weight of the glacier frictionally shearing the geological region.

In addition to the horizontal displacements given in Figure 40, the vertical displacements predicted during the short ice advance period are given in Figure 41.







(d) Time = 540 year (glacier advanced 4 kilometres)

Figure 41: Vertical Displacement Y profile of the repository region over the 40 year glacier advance period.

It is evident from these figures that the vertical displacement profile largely translates with the movement of the glacier. The displacement profile developed at the leading (left) edge of the glacier is shown to remain partly in existence even after the glacier advances; there is no evidence for elastic recovery of stress in the ground region.

A maximum vertical settlement in the order of -1.20 metres is predicted at the ground surface; although this maximum value location is not directly positioned above the repository. Above the repository a peak vertical settlement at the 500 metre depth of -0.30 metre is predicted.

4.3.5.2 Directional Stresses during Ice Advance Period

In addition to the displacement profiles given in Figure 40 and Figure 41 during the glacier advance period, the plots given in Figure 42 profile evolution of the horizontal direct stress XX during this same 40 year period.







(e) Time = 540 year (glacier advanced 4 kilometres)

Figure 42: Horizontal Stress XX profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period.

It is seen in Figure 42 that the horizontal stresses experienced in the system are only slightly influenced during the ice advance process. The horizontal stress condition existing in the ground region near to the leading edge of the glacier are most affected by the advancing process. The plots given in Figure 43 provide the detailed evolution of the vertical stress YY during this same 40 year glacial advance period.

It is seen again in Figure 43 that the glacial loading significantly affects the vertical stress state present in the chosen geologic system. It is seen that the statically positioned overburden load increases the vertical stress experienced at the repository level by approximately 10 MPa. As the ice block is advanced to a position directly over the repository, the increase in vertical stress translates with the loading as would be expected.

Based on the adopted initial relative positioning, it takes approximately 20 year for the stress change phenomena generated from the glacier leading edge to start interacting with the repository position, see Figure 43(c). At the same time, it is seen that the material that is released by the trailing edge of the glacier recovers to largely its initial stress state. After 540 year, the glacier is centrally positioned over the repository, at this time a vertical stress of approximately 18 MPa is experienced at the repository location, and at the base of the geologic model a vertical stress in the order of 30 MPa is present.







(e) Time = 540 year (glacier advanced 4 kilometres)

Figure 43: Vertical Stress YY profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period.

4.3.5.3 Shear Stresses during Ice Advance Period

In addition to the directional stress components, the development of regional shear stress is considered significant during the glacial development and ice advance period. The predicted distributions of the global XY shear stress are given in Figure 44.









The development of the shear stress XY component during the glacial development and advancement periods are given in Figure 44. It is evident that significant shear stress is initially developed in the region during the development of the glacial load. It is seen that the developed shear stress extends from the leading edge of the glacier down into the model. It is seen that shear stresses generated in excess of 2.50 MPa extend to the clay (repository encapsulating) layer. It is also evident that the shear stress measure is influenced by the presence of bottom far field boundary, where some stress reflection is seen.

As the glacier begins to advance, it is seen that the high shear concentration moves with the leading edge of the glacial block. In addition, it is also seen that the trailing edge of the glacier also generates an extensive shear stress field deep into the modelled region (~600 metres). It is evident the interaction of the advancing shear stress field with the repository inclusion is significant. The results indicate the shear stresses arising from the leading/trailing faces of the glacier are significant, and these shear stresses are large by comparison to the levels of shear developed by frictional interface occurring at the centre of the glacier-Quarternary interaction. The observations seen here demonstrate the size of any developed glacier is fundamental in determining the alteration of the shear stress state in a HLW repository region.

It is recognised that the employed (idealised) shape of the rectangular glacier results in an over simplification of the shear stress field developed from the glacier advance process. In reality the glacier would have significant naturally formed undulations present on their underside, and through advancing the interaction of the undulated surface with a representative ground surface would result in increased shear stress activity.





4.3.5.4 Material Damage during Ice Advance Period

In addition to the displacement and stress profiles given previously, the plots given in Figure 45 correspond to the evolution of the effective plastic strain accrued during the 40 year glacier advance period.



Figure 45: Effective Plastic Strain profile of the extended repository region over the 40 year glacier advance period.

It is evident in Figure 45 that whilst the loading of the glacier does develop some small degree of material failure at the surface, it is the advancement of the glacier that gives rise to the largest increase in material failure. It is evident that the advancement gives rise to significant plasticity as the leading edge of the glacier scours over the top surface of the geological model. Whilst there is significant material damage in this top material layer the failure state is confined to the top surface and does not extend down near to the repository location.

4.4 Analysis IV: 150,000 Year Applied Surface Cooling and Glacial Advance

It is evident that the predictions from Analysis I and Analysis II, that the difference in results over the 10,000/150,000 year time periods are minimal. Furthermore, it is recognised that since the employed constitutive descriptions are strain rate (or time) independent, then processes such as creep do not influence the predicted behaviour between 10,000 and 150,000 year of the glacier resting above the repository. The predicted system response after an extended 150,000 year period is given in Figure 46.





Figure 46: Numerical results of the system response predicted after an extended time period of 150,000 year with the ice glacier being in place over the repository, but prior to melting of the glacier.





In Figure 46 the response of the geologic region after 150,000 year has been presented. The figure shows that the in the absence of time dependent phenomena, such as salt based creep, the predicted response is similar to that predicted for the 10,000 year case.

5.0 HYDRAULIC FRACTURE RISK

The presented investigations have considered assessment on the alterations of the conditions surrounding an HLW repository inclusion under multiple loading conditions including surface cooling and glacial development and advance. These assessments have been considered over an initial 10,000 year time period and the extended 150,000 year period.

In addition to the surface cooling and glacial advancement processes considered, the risk of hydraulic fracture poses a serious threat to the integrity of any subterranean repository. In the following sections an analytical assessment of the conditions necessary to invoke hydraulic fracture will be defined and then will be systematically applied to the obtained simulation results.

5.1 Baseline Theory

Hydraulic fracturing (hydrofracture) is a process in which injection of fluid; in either a liquid or gaseous form increases the effective stress in a rock formation causing the rock to fracture. Hydraulic fractures can be created either intentionally or unintentionally depending on the field of application, in the current area hydraulic fracture is a significant risk to repository integrity. The conditions under which hydraulic fracturing of rock takes place can be defined by the following sets of expressions:

P $\geq \sigma_3 + T$.

Where P is the pore fluid pressure, σ_1 and σ_3 are maximum and minimum principal stresses, and T is the tensile strength of the rock mass. The rock fluid pressures necessary to initiate hydraulic fracture (exceed the tensile strength) within the rock can be approximated using the first of the above two equations. This equation can then be simply rewritten as:

Minimum Hydrofrac Fluid Pressure (P_{min}) = Minimum Stress (σ_3) + Tensile Strength (T).

The above criterion provides a simple definition for pore fluid pressure necessary to instigate hydraulic fracture. In addition to the time of hydraulic fracture the direction of fracture can be easily estimated by the orientation of the in situ stress field. In general, the direction of hydraulic fracture can be defined as the plane that is orientated perpendicular to the minimum principal stress (σ_3) direction.

Through rearrangement of the analytical hydraulic fracture equation, a ratio of the summated minor stress and tensile strength against the pore pressure; can be used as an indicator of the hydraulic fracture risk. The indicator is measured such that above unity the hydraulic fracture is unsatisfactory, and below unity the risk is reduced.

Hydraulic Fracture Risk Factor = $P / (\sigma_3 + T)$.

The pore fluid pressure (P) to be calculated hydrostatically from the equation, where the density of water (ρ_w) is assumed to be 1,000 kg/m³,

Pore fluid pressure, $P = \rho_w gh$.

Where, as previously defined, "g" is standard gravitational acceleration (=9.81m/s²), "h" is the head of water above the point under consideration.





5.2 **Pressures Necessary for Hydrofracture**

In the following subsections the simplified hydraulic fracture criterion is applied to the scenarios considered within the implemented numerical assessments.

5.2.1 Analytical Initial Steady State Conditions

If conditions are assumed in which the entire repository region is flooded from the ground surface level down to a level below the proposed repository location the pore fluid pressure existing increases linearly with depth. From this basis the risk of hydraulic fracture can be estimated analytically based on the in situ stress conditions (defined in section 2.4).

The in situ stress and pore pressure conditions calculated against depth are given in Figure 47(a), it is seen the evolution of the in situ stress state is bi-linear, whilst the pore fluid pressure is linear with depth. For the non-tectonic configuration investigated the horizontal stress is approximately 40% of the vertical stress component (a function of Poisson ratio), under this assumption the vertical stress is the major principal stress and the horizontal stress (and in-plane stress) is the minor principal stress.





(a) Idealised in situ stress conditions. Pore pressure based on hydrostatic stress from top surface.

(b) Analytical assessment of the risk of hydrofracture

Figure 47: Plots showing (a) the calculation of the in situ stress condition and pore pressure versus depth, and (b) the hydraulic fracture risk ratio based on the ratio of the summated minimum principal stress & tensile strength and the assumed pore pressure state.

It can be seen in Figure 47(a) that the horizontal stress (the minor stress) falls below the computed hydrostatic pore pressure line. The horizontal stress falls below the pore pressure value until a depth of approximately 500 metres is reached. Beyond 500 metres depth, the minor stress begins to exceed the pore pressure state.

In Figure 47(b) the hydraulic fracture risk ratio is given. It can be seen that above 500 metres depth there is very significant risk of hydraulic fracture if the entire region were to become flooded. Below 300 metres, the material units simulated have a higher bulk density, and the risk factor is shown to reduce. It is seen that below 500 metres, the increase in the minor stress state exceeds the hydrostatic fluid pressure state.

Under these base conditions it is suggested that if the region were to become fully flooded from the ground surface down, the minimum depth for any repository installation is 500 metres. This assessment is founded on the assumptions taken in terms of material stratigraphic layering and no tectonic induced stress loading.

It is recognized that if denser material layers were active near the ground surface then the minor stress level would be increased, therefore reducing the hydraulic fracture risk. Similarly, if the repository region were tectonically compressed this would also reduce the level of hydraulic fracture risk; however the continued evolution of the paleo stress state would have to be considered carefully.





For the current in situ stress conditions employed in these investigations, the stress orientation is such that for any hydraulic fracture process taking place the resulting hydraulic fractures will be orientated perpendicular to the minimum principal stress, i.e. fractures will be vertical.

5.2.2 Applied Surface Cooling

It has been seen in the previous section 5.2.1 that the risk of hydraulic fracture under the assumed in situ stress conditions is significant if the pore pressure level is computed from a full hydrostatic head of water to the ground top surface.

It has been seen that the applied thermal surface cooling does not significantly alter the initial in situ stress conditions surrounding the repository inclusion. This is primarily due to low coefficient of thermal expansion values used in these simulations. The change in thermal conductivity and thermal expansion properties for fully saturated rock and soil is however significant and would potentially result in significant pore pressure changes being developed at the repository 500 metre level: assessment of the impact to these would require further investigation.

5.2.3 Applied Surface Cooling & Glacial Advance

The risk of hydraulic fracture when the glacier is developed, advanced, and remains in situ can be analytically estimated from the alteration of the in situ stress and pore pressure conditions surrounding the repository inclusion. Assuming the water level remains at the ground top surface, the change in the stress conditions at the repository level depend on the distribution of the glacial load between the soil structure and pore water fluid. The glacial advance simulations presented in Section 4.3 have demonstrated an increase in the in situ stress levels during the glacial advance and glacial in situ periods.

The increased in situ stress would alleviate the risk of hydraulic fracture if the pore pressure remains based on a constant water head from the ground surface down. The pore pressure would remain almost constant if the glacial load were developed significantly slow such that the loading does not alter the pore pressure at the repository level. Based on the assumption, the additional loading applied by the glacial body increases the compressive stress components in both the horizontal and vertical stress directions. Based on the presented simulation the increased stress after the glacier has fully advanced is given in Figure 48.



(a) Steady state stress conditions with after glacier has advanced. Pore pressure remains based on hydrostatic pressure from top surface.



(b) Analytical assessment of the risk of hydrofracture

Figure 48: Plots showing (a) the predicted stress conditions and assumed pore pressure versus depth once the glacier is fully positioned above the repository inclusion, and (b) the hydraulic fracture risk ratio based on the ratio of the summated minimum principal stress & tensile strength and the assumed pore pressure state.



In Figure 48(a) the increase in stress along the centre line directly above the repository is given. It is evident that the fully advanced glacier has significantly increased the stresses in both the horizontal and vertical directions. Also in Figure 48(a) the pore pressure with depth based on the assumption that it is hydrostatic is given. It is evident from this figure that the minimum principal stress (the horizontal stress) significantly exceeds the hydrostatic pore pressure value at the 500 metre repository depth. In terms of hydraulic fracture risk, the minimum stress at the ground surface is large from the glacial load, and therefore the risk to hydraulic fracture from the low pore fluid pressure is small. With depth the pore fluid pressure increases, although at the repository level the ratio of the minimum stress and the pore pressure is such that the hydraulic fracture risk is relatively low. Below this depth the pore pressure state increases at a greater rate than the minimum stress state, at around a 1,000 metre depth the risk of hydraulic fracture is significant.

6.0 SUMMARY AND CONCLUSIONS

A series of investigations have been conducted in which the behaviour of a generic geological region that contains an idealised waste repository inclusion. The investigations have considered the effects on the repository region when subjected to cooling of the top ground surface and from the development of a glacial loading followed by glacial advance. The following sub sections provide an overview of the predicted responses from each of the two loading types under both the 10,000 and 150,000 year model durations.

Thermal Cooling Analysis

The cooling analyses have considered the prescribed cooling of the ground surface over a short 120 year period. This cooling period is then followed by either 10,000 or 150,000 year long periods of time in which the surface cooling is maintained. It has been seen that the prescribed surface cooling does affect the temperature state at the repository depth, however after a period of time the temperatures at depth become largely steady state. The mechanical response generated by the cooling process is in the form of thermal change induced volume change. For the current prescribed temperature change the levels of deformation predicted by the analyses are relatively small in the order of 40 mm being realised.

Since the deformations realised from the temperature change are relatively small, the changes to the assumed *in situ* stress conditions are similarly small. An initial *in situ* stress K-ratio equal to unity has been adopted, for cases where this ratio is not equal to unity the effect of the thermal cooling could be more significant. In addition, the analyses have not considered the presence of ground water. Such an inclusion would potentially lead to larger alterations to the *in situ* conditions since the thermal behaviour of water is significant, especially for the volume change associated with water turning to ice.

Thermal Cooling and Glacial Advance Analysis

The thermal cooling process has then been coupled with the inclusion of a glacial body such that additional loading from the self weight of the ice block is considered in the system. This is then followed by the rapid advancement of the glacier at a rate of 100 metres per year until the glacier is centrally positioned over the repository. It has been shown that whilst the thermal cooling realises only minor deformations, the build up of the 1,000 metre thick glacier leads to significant compression of the geological region. The compression of the region results in both significant horizontal and vertical displacement. The build up of the glacial load squeezes the material layers such that there is significantly horizontal displacement in the repository region. It is evident that within the 1 kilometre thick geological model this horizontal compression appears to be largely uniform through the model depth. The assumption of the 1 kilometre deep model employed is valid for the condition that material types below 1,000 metres are significantly stiff and realise minimal deformation.

The ice advance process produces a significantly change to the conditions existing around the repository location. As the glacier is advanced the leading edge of the glacier scours the ground surface giving rise to irreversible damage located along the top surface of the Quarternary material. In addition, to the surface based damage, there is a significant increase in the vertical stress state experienced at the repository location. The increase in the vertical stress level is predicted to be equal to the imposed self weight of the glacier, increasing the vertical stress from 8 MPa up to 18 MPa.


Tabulated Response Summary

Based on the observations realised from the completed investigations, a summary of the key phenomena for each of the loading conditions is given in the traffic lighted system in terms of potential impact in Table 4. The impacts have been assessed using a colour coded system; green impacts are minimal based on the current model implementation, yellow impacts are potential, and red impacts are considered significant even with this preliminary investigation.

Table 4:Summary of the Implemented Analyses and an Assessment of their Impact on the
Repository Location

Analysis Configuration	Result Measure	Summary of Impact
Analysis I/II: Prescribed Surface Cooling, 10,000/150,000 year	Temperature	Temperatures are seen to reduce at the repository location; however the realised temperature reduction is not extreme.
	Displacements	The displacements experienced at the ground surface are relatively small. Displacements also appear small at the repository location – however this is based on assumed thermal loading and properties.
	Stresses	The stress changes experienced in the geological region are small. However, the repository itself has been idealised as an inclusion – the changes to the repository structure itself from cooling could be significant.
	Damage	No material failure is predicted in the region based on the selected material properties and applied thermal loading.
	Hydraulic Fracture	The risk of hydraulic fracture occurring is significant in the upper 500 metres of the model. Below 500 metres the risk reduces but only marginally. Estimation of the correct in situ stress level is influential to the hydrofrac risk.
Analysis III/IV: Cooling and Glacial Advance, 10,000/150,000 year	Temperature	Temperatures are seen to reduce at the repository location; however the realised temperature reduction is not extreme.
	Displacements	The development and advancement of an ice glacier is shown to yield significant deformation. Compression of the region surround the repository is significant. Also transport of surface material from the scouring action of the glacier leading edge is significant.
	Stresses	The presence of the glacier leads to a significant increase in the <i>in situ</i> vertical stress component. Whilst there is an increase in the horizontal stress component this is secondary. The original <i>in situ</i> stresses appear to be largely recovered once the glacier is melted and removed from the system.
	Damage	Significant material damage is predicted from the glacial development and glacial advance, however the material damaged zone is largely localised to the ground surface.
	Hydraulic Fracture	This risk of hydraulic fracture at the surface is reduced because of the increase in the minimum stress applied from the glacial load. With increasing depth the hydraulic fracture risk increases slightly. The risk becomes significant at depths at 1000 metres and below.





Recommendations

A series of investigations have been completed that have considered the impact of prescribed surface cooling and the formation of a glacial load on a geological region surrounding an idealised high level waste repository. From these preliminary investigations there are a number of recommendations that can be made in terms of providing a further improved understanding on the response experienced by a waste repository inclusion from the application of ice age related cooling and glacier based loadings these are:

- The geological model geometry should be deepened such that material layers existing beneath 1,000 metres depth can be included. This is particularly important for both the prescribed surface cooling and the glacial loadings are shown to be influenced by the adopted geometry. The impact of the earth's core heating characteristics has been omitted;
- Whilst an extended 12 kilometre region has been adopted, there is some evidence that these boundaries are still too close to the repository region. These should be moved further away;
- The geometry of the geological has been idealised as being perfectly smooth with horizontal stratigraphy. Future investigations should consider a more realistic description of the potential repository location;
- The geometry of the ice glacier has been idealised as a rectangular block. In reality, the ice block would include some degree of undulation as the ice moulds around the ground surface. The presence of undulation would be expected to create more material damage during the ice advance process due to greater shearing effects; and
- The material properties have been idealised for the current model. The surface stratigraphy has been assumed horizontal and the initial *in situ* stress conditions have been assumed hydrostatic. These should be revisited in future investigations to render the analyses more appropriate to northern Europe.

7.0 **REFERENCES**

Rockfield Software, ELFEN FE/ DE code version 4.2.0, Rockfield Software, Swansea, UK, 2009.

Golder Associates GmbH, personal communication, 2010a.

Golder Associates (UK) Ltd, Confidential report investigating the interaction of ice formations with soils in the Caspian Sea, Confidential client, 2010b.





REPOSITORY PERIGLACIAL ASSESSMENT

Report Signature Page

) ×/_

Dr Mark G Cottrell Senior Engineer

Rundo

Brendan Monaghan Principal Geotechnical Engineer

MGC/BZ/BM/kmck

Date: 23 November 2010

Company Registered in England No.1125149 At Attenborough House, Browns Lane Business Park, Stanton-on-the-Wolds, Nottinghamshire NG12 5BL VAT No. 209 0084 92 Golder, Golder Associates and the GA globe design are trademarks of Golder Associates Corporation.



At Golder Associates we strive to be the most respected global group of companies specialising in ground engineering and environmental services. Employee owned since our formation in 1960, we have created a unique culture with pride in ownership, resulting in long-term organisational stability. Golder professionals take the time to build an understanding of client needs and of the specific environments in which they operate. We continue to expand our technical capabilities and have experienced steady growth with employees now operating from offices located throughout Africa, Asia, Australasia, Europe, North America and South America.

rica	+ 27 11 254 4
ia	+ 852 2562 36
Istralasia	+ 61 3 8862 3
irope	+ 356 21 42 3
orth America	+ 1 800 275 3
outh America	+ 55 21 3095

0 20

solutions@golder.com www.golder.com

Af As Au Eu

Golder Associates (UK) Ltd 1st Floor Carnmoney House Edgewater Office Park Edgewater Road Belfast BT3 9JQ Northern Ireland T: [+44] 028 9078 7777

