
Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung

BASE – FORSCHUNGSBERICHTE ZUR SICHERHEIT DER NUKLEAREN ENTSORGUNG

Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma (MeMoDeck)

Vorhaben 4721F10401

AUFTRAGNEHMER:INNEN IfG Institut für Gebirgsmechanik GmbH G.E.O.S Ingenieurgesellschaft mbH ERCOSPLAN Erfurter Consulting- und Planungsbüro GmbH

Matthias Brandt, Andreas Jockel, René Kahnt, Alexander Kutzke

Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma (MeMoDeck)

Dieser Band enthält einen Ergebnisbericht eines vom Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung in Auftrag gegebenen Untersuchungsvorhabens. Verantwortlich für den Inhalt sind allein die Autor:innen. Das BASE übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie die Beachtung privater Rechte Dritter. Der Auftraggeber behält sich alle Rechte vor. Insbesondere darf dieser Bericht nur mit seiner Zustimmung ganz oder teilweise vervielfältigt werden.

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung der Auftragnehmer:in wieder und muss nicht mit der des BASE übereinstimmen.

BASE-001/25

Bitte beziehen Sie sich beim Zitieren dieses Dokumentes immer auf folgende URN: urn:urn:nbn:de:0221-2025011449458

Berlin, September 2024

Impressum

Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung (BASE)

BASE – FORSCHUNGSBERICHTE ZUR SICHERHEIT DER NUKLEAREN ENTSORGUNG

Auftragnehmer:in

IfG Institut für Gebirgsmechanik GmbH G.E.O.S Ingenieurgesellschaft mbH ERCOSPLAN Erfurter Consulting- und Planungsbüro GmbH

Matthias Brandt, Andreas Jockel, René Kahnt, Alexander Kutzke

030 184321-0 www.base.bund.de

Stand: September 2024

GZ: F 4 - BASE - BASE62120/18 4721F10401 MeMoDeck

Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma (MeMoDeck) FKZ 4721F10401







Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma (MeMoDeck) FKZ 4721F10401

Auftraggeber:	Bundesamt für die Sicherheit der nuklearen Entsorgung (BASE) Wegelystraße 8 10623 Berlin
Verbundpartner:	lfG Institut für Gebirgsmechanik GmbH G.E.O.S Ingenieurgesellschaft mbH ERCOSPLAN Erfurter Consulting- und Planungsbüro GmbH
Projektleiter:	Dr. Matthias Brandt
Bearbeiter:	Dr. Matthias Brandt
Ort, Erstelldatum:	Leipzig, 13.09.2024

Dr. Christoph Lüdeling	DrMatthias Brandt
— Prokurist —	– Projektleiter –

Inhaltsverzeichnis

I	Kurzdars	stellun	J		
1	Abstract				22
1	Zielse	tzung	nd Einordnung		25
2	Review	<i>w</i> zum	Deckgebirge in Deutschland und Au	uswertung siche	erheitsrelevanter
	Erosio	ns-Pro	zesse		
:	2.1 Be G	eschat ebirgs	enheit des Deckgebirges c vereiches (ewG)	oberhalb des	einschlusswirksamen
	2.1.1	Dat	ngrundlage		
	2.1.2	Reg	onalgeologische Rahmenbedingun	gen	
	2.1.3	Bes	chaffenheit des mesozoischen Deck	gebirges (Trias	, Jura, Kreide)35
	2.1.4	Bes	chaffenheit des känozoischen Deck	gebirges	41
	2.2 Sy	ynopsi	der Grundlagen glazialer Erosion .		45
	2.2.1	Gle	scherbildung		45
	2.2.2	Ме	hanismen des Eisfließens		48
	2.2.3	Gla	ialhydrologie		54
	2.2.4	Sub	glaziale Erosion		
	2.2.	4.1	Grundlagen		
	2.2.	4.2	Glaziale Flächenerosion		64
	2.2.	4.3	Glazigene Rinnen		65
	2.3 La	angzei	– Klimaprognosen für Mitteleuropa		67
	2.3.1	Мо	elle für Langzeit-Klimaprognosen		73
	2.3.	1.1	Klimamodelle Deutschlands		73
	2.3.	1.2	Grundlagen des im FoV MeMoDec	k verwendeten	Klimamodelles78
	2.3.	1.3	Permafrost		81
	2.3.	1.4	Inland- oder Vorlandvereisung		83
3	Syster	natisc	er Review zu online bereitgestellter	n digitalen Geof	achdaten88
	3.1 W	/MS-S	rver		
	3.2 W	′FS-S€	rver/Shapefiles		

	3.3		3D-	-Modelle	90
	3.4		Zus	sammenfassung Recherche digitaler Geodaten zum Deckgebirge	92
	3.5		Erst Maí	stellung einer 2D-Übersichtsdarstellung des Deckgebirges in Deutschla	and im 92
	3.	.5.	1	3D-Modelle	93
	3.	.5.	2	Zusammenfassung zur Erstellung der Übersicht Deckgebirge	97
4	Eı m	rar it l	beite Unge	tung der generischen Grundlagen für die numerische Modellierung und Um gewissheiten	ngang 98
	4.1		Able geo	leitung und Erstellung eines wirtsgesteinsunabhängigen gene blogischen 3D-Modells	rischen 98
	4.2		Gla	aziale Erosionsprozesse	105
	4.	.2.	1	Glaziale Flächenerosion	106
	4.3		Zus	sammenfassung des Kenntnisstandes glazigener Rinnenstrukturen	107
		4.	3.1.	.1 Verbreitung	108
		4.	3.1.	.2 Geometrie	109
		4.	3.1.	.3 Genese	112
		4.	3.1.	.4 Einfluss des Untergrundes	116
		4.	3.1.	.5 Rinnenfüllung	120
		4.	3.1.	.6 Erosion durch zeitlich konstanten Schmelzwasserabfluss	121
		4.	3.1.	.7 Erosion durch periodisch auftretenden Schmelzwasserabfluss	121
	4.4		Aus Moc	swahl der zwei zu modellierenden Prozesse im Rahmen der nume dellierung	rischen 122
	4.5		Bes	schreibung der physikalischen Grundlagen der Modellierung	123
	4.6		Aus	swahl der Modellparameter	124
	4.	.6.	1	Erodierbarkeit und kritische Scherspannung	124
	4.	.6.	2	Verfügbares Wasservolumen und Frequenz der Ausflussereignisse	126
5	N	um	neris	sche Modellierung sicherheitsrelevanter erosiver Prozesse für 1 Ma im	
	D	ec	kgel	birge	130
	5.1		Ver	rwendende Modelliermethodik und deren Umsetzung	130
	5.2		Dete	terministische Modelle mit FLAC3D	132

	5.2	2.1	Grundlegender Modellaufbau1	32
	5.2	2.2	Umsetzung im deterministischen Simulationsprogramm1	36
	5.2	2.3	Angesetzte Modellparameter1	37
	5.2	2.4	Ergebnisse des Demonstrationsmodells1	39
	5.2	2.5	Ergebnisse und Einfluss der Modellparameter auf die Rinnentiefe1	42
	5.2	2.6	Ergebnisse der Modellierung einer generischen geologischen Situation Norddeutschen Tiefland1	im 47
	5.3	Pro	obabilistisches Modell mit GoldSim auf der Grundlage von Look-Up-Tables1	48
	5.3	3.1	Grundlegendes Modellkonzept1	48
	5.3	3.2	Implementierung und angesetzte Modellparameter1	48
	5.3	3.3	Ergebnisse der Beispielsimulationen und Sensitivitätsanalyse1	51
	5.4	Pro	obabilistisches Modell mit GoldSim auf Basis eines vereinfachten Modellkonzep	tes
		15	6	
	5.4	4.1	Grundlegendes Modellkonzept1	56
	5.4	4.2	Implementierung und angesetzte Modellparameter1	60
	5.4	4.3	Festlegung der Materialparameter und Szenarien1	60
	5.4	1.4	Ergebnisse der Simulationen der vier Szenarien1	66
	5.4	4.5	Konvergenzuntersuchungen1	83
6	Zu	samı	menfassung und Ausblick1	84
	6.1	Erg	gebnisse der deterministischen Simulationen1	84
	6.2	Erg	gebnisse der probabilistischen Simulationen1	85
	6.3	Zu	sammenfassende Schlussfolgerungen aus der Kombination der Methoden1	86
	6.4	Em Bei	npfehlungen für Endlagertiefen in Abhängigkeit des den EWG überlagernd reiches1	len 86
	6.5	We	eiterer Forschungsbedarf1	87
7	Lite	eratu	ırverzeichnis1	88

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1:	Übersicht der vorhandenen geologischen Kompendien zu geologischen Rahmenbedingungen der Bundesrepublik Deutschland	29
Tabelle 2-2:	Standardprofil Norddeutschland, mögliche Wirtsgesteine sind farbig hervorgehoben	36
Tabelle 2-3:	Standardprofil Süddeutschland, mögliche Wirtsgesteine sind farbig hervorgehoben	37
Tabelle 2-4:	Projektdaten Beispielmodelle AnSichT	74
Tabelle 2-5:	Zusammenstellung von orientierenden Kenndaten für die drei im Endlagerstandortmodell Nord zu betrachtenden Kaltzeittypen aus (Lommerzheim et al., 2015)	75
Tabelle 2-6:	Auswirkungen der Änderung der Zyklusdauer von Warm- und Kaltzeiten	79
Tabelle 2-7:	Typische Dauer der einzelnen Episoden eines Wechsels zwischen Warm- u Kaltzeiten	nd 81
Tabelle 3-1:	Übersicht vorhandener WMS-Server geologischer und hydrogeologischer Karten	88
Tabelle 3-2:	Übersicht verfügbarer geologischer 3D-Modelle in Deutschland (siehe Anlage 1)	91
Tabelle 4-1:	Zusammenfassung der Modellhorizonte des vereinfachten litho- stratigraphischen Modellprofils	99
Tabelle 5-1:	Kritische Scherspannung und Erodierbarkeit für die verschiedenen Schichter des Demonstrationsmodells (siehe Abbildung 5-2)1	n 37
Tabelle 5-2:	Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für die Modelle zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables1	38
Tabelle 5-3:	Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für das Modell "Tiefland"1	38
Tabelle 5-4:	Eingangsparameter und ermittelte maximale Rinnentiefe1	42
Tabelle 5-5:	Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für die Modelle zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables1	49
Tabelle 5-6:	Angesetzte Werte der Wasservolumina für die Modelle zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables1	49
Tabelle 5-7:	Parameterkombinationen der Eingangsparameter und ermittelte maximale Rinnentiefe1	49

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1: 2020b)	Übersichtskarte zur Lage der Teilgebiete gemäß §13 StandAG (BGE,	28
Abbildung 2-2: 2022).	Übersichtsdarstellung zur geologischen Karte von Deutschland (BGR,	32
Abbildung 2-3: Großräume (nach	Übersicht zur Gliederung der Bundesrepublik Deutschland in geologische Wolfgramm and Seibt, 2008)) 35
Abbildung 2-4: Darstellung der La Massenflussrichtu	Schema eines Eisschildes (oben) sowie eines Talgletschers (unten) mit age des Nähr- und Zehrgebietes, der Gleichgewichtslinie und der ung (nachbearbeitet aus: Bennet and Glasser, 2009)	46

Abbildung 2-5: Nettomassenbilar	Darstellung der Beziehung zwischen Klima und nzgradient	.47
Abbildung 2-6: kompressivem Fli gegeneinander ve Bennet and Glass	Geometrie von Gletscherspalten infolge von extensionalem und ießen in einem Gletscher mit schematischer Darstellung sich erschiebender Eisblöcke infolge des Eisfließens (nachbearbeitet nach: ser 2009)	49
Abbildung 2-7:	Geschwindigkeitsverteilung des Massenflusses innerhalb dreier Gletsch	er
mit unterschiedlic	hem basalem Temperaturregime auf unterschiedlichem Untergrund	.50
Abbildung 2-8:	Idealisierte Temperaturprofile durch drei Eismassen	.51
Abbildung 2-9:	Profile durch verschiedene Eisschilde	.52
Abbildung 2-10: Eismasse währen Glasser, 2009)	Schema der räumlich-zeitlichen Entwicklung der Basaltemperatur in eine nd ihres Wachstums und Rückgangs (nachbearbeitet nach: Bennet and	ər .53
Abbildung 2-11: typischen alpinen	Schmelzwasserquellen und grundlegende Transportwege in einem Gletscher, bestehend aus "warmem Eis"	.54
Abbildung 2-12: an der Basis eine des Eises sowie d	Schematische Darstellung der Beziehung zwischen der Konzentration vor r Eismasse eingelagerten Gesteinsfragmenten, der Gleitgeschwindigkeit der Abrasionsrate (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009)	on .60
Abbildung 2-13: (oben) und das E Gesteinsfragmen	Schematische Darstellung der bei der Detraktion involvierten Prozesse rgebnis in Form von vom Untergrund abgelöster und vom Eis weggeführt te (unten) (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009)	er .61
Abbildung 2-14: Temperaturregim 2009)	Schematischer Schnitt durch ein Eisschild mit Einfluss des basalen es auf die subglaziale Erosion (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser	r, .63
Abbildung 2-15: Vergangenheit ur	Überblick der Milankovic-Zyklen, Sonneneinstrahlung und Temperatur and Zukunft (MPI Max Planck Institut für marine Mikrobiologie, 2018)	us .69
Abbildung 2-16:	Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen	.82
Abbildung 2-17: Nord-Deutschland	Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in d (Eisrandlagen nach: Stackebrandt et al., 2001)	.84
Abbildung 2-18:	Ausgewählte Eisrandlagen der Vorlandgletscher	.85
Abbildung 2-19:	Saaleeiszeitliche Eisausbreitung und Gletschermächtigkeit	.86
Abbildung 3-1: Norddeutschen B	Übersichtsdarstellung: Punktdaten (.ts) des Modells der BGR vom ecken für die Basis der Unterkreide	.94
Abbildung 3-2: (.shp) des Modell	Übersichtsdarstellung: Aus den Punktdaten konvertiertes Polygon-Shape s der BGR vom Norddeutschen Becken für die Basis der Unterkreide	е .94
Abbildung 3-3: 2020, vom Nordd Basis der z-Werte	Übersichtsdarstellung: aus den Punktdaten des Modells der BGR, Stand eutschen Becken erstelltes Raster der Basisfläche der Unterkreide auf	.95
Abbildung 3-4:	Schema Berechnung der Schichtmächtigkeiten	.96
Abbildung 3-5: Unterkreide (ku)	Beispiel eines aus den Unterkanten erzeugten Mächtigkeitsrasters für die	e .96
Abbildung 4-1:	Generisches 3D Modell für Tonstein Standort Nord (Kahnt et al., 2021) 1	00
Abbildung 4-2:	Generisches 3D Modell für Tonstein Standort Süd (Kahnt et al., 2021)1	01
Abbildung 4-3: 2021)	Generisches 3D Modell für Salzgestein in flacher Lagerung (Kahnt et al., 1	, 01

Abbildung 4-4: 2021)	Generisches 3D Modell für Salzgestein in Kissenstruktur (Kahnt et al.,
Abbildung 4-5:	Generisches Strukturmodell für das Kristallingestein (Kahnt et al., 2021)
Abbildung 4-6: PROFILSCHNITT	Generisches 3D-Modell, links oben 3D-Blockbild, rechts unten
Abbildung 4-7: ausgewählte subg ergeben	Aus dem Modellgebiet (unten rechts) in der zentralen Nordsee glaziale Rinnenstrukturen, wie sie sich aus den 3D-seismischen Messdaten 110
Abbildung 5-1: initiale Rinnenstru	Im Demonstrationsmodell berücksichtigte Schichten, oben mittig ist die Iktur zu erkennen
Abbildung 5-2:	Demonstrationsmodell in der Software FLAC3D134
Abbildung 5-3:	Modell zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables
Abbildung 5-4:	Modell "Tiefland" mit Sedimentfolgen des Tertiärs und Quartärs
Abbildung 5-5:	Rinnenbildung im Demonstrationsmodell140
Abbildung 5-6: Rinneneinlauf für	Tiefe der subglazialen Rinne als Funktion des Abstands vom verschiedene periodische Schmelzwasserabflussszenarien
Abbildung 5-7: die auf das Unters Scherspannung u	Maximale Tiefe der glazialen Rinne als Funktion der Anzahl der Eiszeiten, suchungsgebiet einwirkten, für alle Kombinationen aus kritische nd Wassermenge
Abbildung 5-8: Eiszeiten, die auf Scherspannung u	Von der glazialen Rinne erodiertes Volumen als Funktion der Anzahl der das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombinationen aus kritische nd Wassermenge
Abbildung 5-9: der Anzahl der Eis aus kritische Sche	Anzahl der von der glazialen Rinne betroffenen Modellzonen als Funktion szeiten, die auf das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombination erspannung und Wassermenge
Abbildung 5-10: T Anzahl der Eiszei	Tiefe einer Rinne in realistischer geologischer Simulation als Funktion der ten
Abbildung 5-11:	Maximale Tiefe der glazialen Rinne als Funktion der Anzahl der Eiszeiten,
Abbildung 5-12: Scherspannung (f	Grafische Darstellung der Dreiecksverteilung für die kritische tau_c)150
Abbildung 5-13: pro Ereignis	Grafische Darstellung der Dreiecksverteilung für die Wassermenge (V_W)
Abbildung 5-14: (depths) im Ergeb	Wahrscheinlichkeitsdichte (probability) für die maximale Rinnentiefe onis der probabilistischen Simulation152
Abbildung 5-15: die maximale Rin	Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeit (probability of exceeding) für nentiefe (depths) im Ergebnis der probabilistischen Simulation
Abbildung 5-16:	Ergebnisse der Simulation und Korrelationsmatrix der Rinnentiefe153
Abbildung 5-17: Rinnenvolumen (v	Wahrscheinlichkeitsdichte (probability density) für das maximale vol) im Ergebnis der probabilistischen Simulation154
Abbildung 5-18: das maximale Rir	Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeit (probability of exceeding) für menvolumen (vol) im Ergebnis der probabilistischen Simulation155
Abbildung 5-19: Korrelationsmatrix	Ergebnisse der Simulation für das maximale Rinnenvolumen und des Rinnenvolumens155

Abbildung 5-20: Screenshot des probabilistischen GoldSim-Modells auf Basis eines vereinfachten Modellkonzeptes
Abbildung 5-21: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden
Abbildung 5-22: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 2 mit Kiesen und Sanden bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein
Abbildung 5-23: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 3 mit Übergang der Eigenschaften von Kiesen und Sanden oben zu Tonen und Tonstein ab 500 m
Abbildung 5-24: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 4 mit Wechsellagerung Sand- und Kies-Lagen mit Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein
Abbildung 5-25: Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung (probability of exceeding) für die maximal erreichte Eindringtiefe (max_z_period) von Rinnen für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren
Abbildung 5-26: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt
Abbildung 5-27: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren
Abbildung 5-28: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren
Abbildung 5-29: Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung (probability of exceeding) für die maximal erreichte Eindringtiefe (max_z_period) von Rinnen für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren
Abbildung 5-30: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt
Abbildung 5-31: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren
Abbildung 5-32: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Anlagenverzeichnis

Anlage 1	Tabellarische Übersicht Geodaten
Anlage 2	Auszug GIS-Projekt: Verbreitungen und Ausstriche der einzelnen stratigraphischen Horizonte
Anlage 3	Karten der Unterkanten und Mächtigkeiten relevanter geologischer Formatio- nen in Deutschland
Anlage 4	Profil quartäre Sedimentationsräume
Anlage 5	Profile neogener und paläogener Sedimentationsräume

Kurzdarstellung

Das Forschungsvorhaben (FoV) "Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma" (MeMoDeck) erfasst den gegenwärtigen Wissensstand zum Thema glazialer Erosion. Dabei wird ein Augenmerk besonders auf die eiszeitlich beeinflussten Bereiche in der Bundesrepublik Deutschland gelegt. Diese Zusammenfassung findet sich in Kapitel 2. Die wissenschaftliche Literatur zu dieser Thematik beschreibt zahlreiche Prozesse in großer Detailtiefe, für die Schutzfunktion des Deckgebirges aber sticht ein Prozess vor allen anderen heraus: die eiszeitliche subglaziale Rinnenerosion.

Weiterhin werden im Rahmen des FoV MeMoDeck detaillierte Karten der geologischen Situation im Deckgebirge in den von eiszeitlicher Erosion betroffen Gebieten in der Bundesrepublik Deutschland erstellt. Diese Karten basieren auf existierenden 3D geologischen Modellen, und fassen die Ausbreitungen der geologischen Horizonte über Bundesländergrenzen hinweg zusammen. Die Karten werden als GIS-Projekt zur Verfügung gestellt. Die Beschreibung des zur Verfügung gestellten Kartenmaterials und die Vorgehensweise sind in Kapitel 3 dargestellt.

Die Auswertung der Verbreitungen der individuellen geologischen Horizonte ermöglichte die Erstellung generischer geologischer 3D Modelle welche im weiteren Verlauf des Projektes die Basis für die geomechanische Situation bildeten.

Außerdem befasst sich das FoV MeMoDeck mit der numerischen Modellierung der Entstehung eiszeitlicher Rinnen. Diese berücksichtigen die geologische und hydrologische Situation über

einen Zeitraum von 1 Million Jahren. Dabei treten erhebliche Ungewissheiten bezüglich der anzusetzenden Eingangsparameter auf. Um dennoch belastbare Aussagen erhalten zu können, werden in einem neuartigen Verfahren zwei komplementäre Methoden, die deterministische und die probabilistische Simulation kombiniert. Im Ergebnis können Aussagen über die Wahrscheinlichkeitsverteilung der auftretenden Rinnentiefen getroffen werden.

Um diese Aufgabe im FoV MeMoDeck bearbeiten zu können wurde eine mathematisch – physikalische Modellvorstellung von den Abläufen beim als dominierend festgestellten Prozess der Eiszeitlichen Rinnenerosion entwickelt. Diese ist in Kapitel 4 ausführlich dargelegt. Im Zuge dieser grundlegenden Beschreibung der Abläufe bei der Rinnenerosion wurden auch die vermutlich entscheidendsten Eingangsparameter identifiziert, sowohl anhand der verfügbaren Literatur plausible Wertebereiche für diese Parameter festgelegt.

Die sich anschließenden numerischen Simulationen sind im Detail in Kapitel 5 beschrieben. Anhand vorgegebener geologischer Modelle wurden deterministische 3D geomechanische Simulationsmodelle im Softwarepaket FLAC3D implementiert. Ein initialer Fließweg wurde jeweils an der Oberkante des Modells angelegt. Daraufhin wurden gekoppelte hydromechanische Rechnungen auf Basis der mathematisch physikalischen Modellvorstellung durchgeführt. Dabei ergeben sich folgende Beobachtungen:

- Die Eingangs identifizierten Parameter, nämlich das zur Erosion zur Verfügung stehende Wasservolumen als auch die kritische Scherspannung des erodierbaren Gesteins haben erheblichen Einfluss auf die Tiefe subglazialer Rinnen.
- Die initiale Rinne wird durch das modellierte Ausbruchsflutereignis um 30 m bis zu 350 m weiter vertieft.
- Damit wird nahezu der gesamte in der Literatur berichtete Wertebereich für beobachtete Rinnentiefen abgedeckt und bestätigt.
- Mit steigendem Wasservolumen steigt die maximale Rinnentiefe deutlich an.
- Hingegen sinkt die maximale Rinnentiefe mit steigender kritischer Scherspannung τ_c .
- Die Tiefe der Rinne ist vor allem durch die Erosion in der ersten Eiszeit bestimmt. Weitere Vertiefung tritt noch bis zu Eiszeit 4 oder 5 auf, danach bleibt die Tiefe der Rinnen nahezu konstant.

Die physikalischen Grundannahmen, wie in Kapitel 4.5 beschrieben, erweisen sich als geeignet im deterministischen numerischen Simulationsmodell die Entstehung subglazialer Rinnen in verschiedensten Gesteinen zu beschreiben. Gleichzeitig konnten Abhängigkeiten der Rinnentiefe von der fließenden Wassermenge und den gebirgsmechanischen Eigenschaften abgebildet werden. Dies bestärkt die Autoren in ihrer Ansicht, dass die wesentlichsten Einflussparameter korrekt identifiziert wurden. Die Ergebnisse der deterministischen Simulation bilden die Basis für die probabilistischen Untersuchungen. Auf Basis der Ergebnisse der deterministischen numerischen Simulation wurden probabilistische numerische Simulationen mit dem Softwarepaket GoldSim durchgeführt. Weiterhin wurde auf Basis der in Kapitel 4.5 beschriebenen physikalischen Grundlagen, und gewisser, in Kapitel 5.4.2 ausgeführter zusätzlicher Annahmen ein vereinfachtes probabilistisches Modell entwickelt, was auch ohne Werteübergabe aus der deterministischen numerischen Simulation eine Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Rinnentiefe ermitteln kann. Damit konnten verschiede geologische Szenarien untersucht werden, die so im deterministischen Modell wegen des hohen Zeitaufwandes nicht explizit untersucht wurden. Es ergeben sich aus den Resultaten der Modellierung folgende Feststellungen.

- Die Eindringtiefe von Rinnen hängt entscheidend von der kritischen Scherspannung des Gesteins ab.
- Bei wenig scherfesten Gestein bspw. Sande und Kiese können Eindringtiefen nach mehreren Eiszeiten von sogar bis ca. 500 m rechnerisch bestätigt werden, wenn die freigesetzten Wassermengen pro Ereignis entsprechend kalibriert werden.
- Gestein mit deutlich kritischer Scherspannung wie Ton- und Tonstein-Lagen stellen eine effektive Barriere gegen das Eindringen von Rinnen dar. Die mögliche Eindringtiefe ist abhängig von der konkreten Art, Mächtigkeit und Tiefenlage der Barriereschicht.
- Die Änderung der Parameter von Eiszeit zu Eiszeit (zufällige Variation der Gletscherhöhe und des Einzugsgebietes) überprägt die aus früheren Eiszeiten geschaffene aufgelockerte Struktur der wiederverfüllten Rinne. Deshalb tritt es häufig auf, dass es trotz einer vorherigen Auflockerung des Untergrundes in der folgenden Eiszeit zu einer geringeren Rinnentiefe kommt. Hingegen nimmt im statistischen Mittel der Erwartungswert der Rinnentiefe anfangs zu.

Weit über die sonstigen in der Literatur vorzufindenden Studien hinausgehend, wurden im FoV MeMoDeck in innovativer Weise komplementäre Methoden kombiniert, mit dem Ziel eine Prognose für mögliche Rinnentiefen bis weit in die Zukunft abzugeben.

Zuerst ist hier die umfangreiche Kartierung der Deckgebirgshorizonte zu nennen. In Kombination mit den Ergebnissen aus Breuer et al. (2023) ergibt sich die Möglichkeit bewerten, in welchen Regionen die Bildung tiefer glazialer Rinnen zu erwarten ist und welche geologischen Verhältnisse dort vorherrschen.

Auf Basis deterministischer numerischer Simulationen für verschiedene plausible geologische und hydrologische Situationen konnten systematisiert Werte für die Rinnentiefe ermittelt werden.

Diese dienten als Basis für probabilistische numerische Simulationen, welche für einen Zeitraum bis 1 Mio. Jahre und einen weiten Bereich möglicher geologischer und hydrologischer Situationen die entsprechende Rinnentiefe berechnen konnten. Aus der hohen Zahl möglicher Realisierungen (10.000) konnten Prognosen zur Wahrscheinlichkeit des Auftretens konkreter Rinnentiefen gemacht werden.

Anhand dieser Erkenntnisse können folgende Empfehlungen für die Tiefe eines zukünftigen Endlagers und die notwendige geologische Situation am Standort gegeben werden, wenn die Bildung subgalzialer Rinnen am Standort nicht sicher ausgeschlossen werden kann.

- Im Bereich von vollständiger Lockergesteinsüberdeckung sollte die Oberkante des EWG in Tiefen größer 500 m – besser größer 600 m liegen, um die Integrität des EWG sicherzustellen.
- Eine Barriere aus Tonstein oder Sandstein oberhalb des EWG mit einer Mächtigkeit von mindestens 100 m sicherer 200 m sollte das Eindringen von Rinnen in den EWG verhindern.

Mit den hier vorgestellten Methoden kann standortabhängig das Risiko von durch glaziale Erosion verursachter Rinnenerosion beurteilt werden. Treten dabei lateral inhomogene geologische Verhältnisse auf, ist dringend zu empfehlen die hier vorgestellte Kombination aus deterministischer und probabilistischer Simulation anzuwenden. Hierbei erlaubt die deterministische Simulation exakt auf die geologischen Inhomogenitäten einzugehen. Die probabilistische Simulation ist dabei stets notwendig, um den Ungewissheiten in den zu erwartenden Schmelzwassermengen Rechnung zu tragen.

Abstract

The research project (RP) "Evaluation of methods and models for the prognosis of the protective function of the overburden in Germany over the next 1 million years" (MeMoDeck), compiles the current state of knowledge on the topic of glacial induced erosion. A special focus therein is given to the glacially influences areas in the federal republic of Germany. These processes are summarized in chapter 2. The scientific literature on this matter describes a number of different processes in great detail. Among these, one clearly stands out, which is erosion of tunnel valleys.

Further, within the RP MeMoDeck a collection of maps of the geological situation in the areas affected by glacial erosion in the Federal Republic of Germany are generated. These maps are based on existing 3D geologic models and summarize the extend of the different horizons. The maps are available as GIS-projects. A description of the available map material and the steps taken to process it are outlined in chapter 3.

The evaluation of the extend of the individual geologic layers allows for the compilation of generic geologic 3D models, which forms the basis of the geomechanical simulation down-stream.

In addition, the PR MeMoDeck makes use of numerical modelling techniques to forecast the genesis of tunnel valleys. Therefore, the geologic and hydrologic situation of the coming 1 million years is used as a basis. Necessarily, such long-term prognosis comes with substantial uncertainty regarding the input parameters. To overcome these uncertainties, we developed a novel procedure, combining two complementary numerical methods, namely deterministic and probabilistic simulations. As a result of this approach, we are able to give a prognosis of the probability distribution of the depths of tunnel valleys.

To address the simulation tasks in the RP MeMoDeck first and foremost a physics based mathematic understanding of the fluid- sediment interaction taking place during glacial tunnel valley erosion had to be developed. The model description is given in chapter 4. Along with the identification of the mechanisms, a tentative assignment is made towards the leading influence parameters involved in the process. Plausible margins for these input parameters are derived from the available literature.

The subsequent numerical simulations are described in chapter 5. Supported by the existing geological models, 3D geomechanical models where constructed and implemented in the FLAC3D software package. An initial flow path was created at the top of the model at the beginning of simulation. In the following steps coupled hydro-mechanical simulations were carried out according to the mathematical description devised in the project.

The following key observations were made:

- The initially identified parameters, which are the available volume of melt water and the critical shear strength of the erodible rock mass have indeed a significant influence on the final depth of the tunnel valley attained in the simulations.
- The initial flow path growth in depth by 30 m to 350 m as a consequence of the outbreak flood, depending on the parameter set.
- This covers almost the entire range of values of tunnel valley depth that is documented in literature.
- An increase in the available water volume leads to an increase in tunnel valley depth.
- In contrast, an increase in critical shear strength results in a decrease in tunnel valley depth.
- The depth of the tunnel valley is mainly controlled by the erosion within the first ice age. Additional deepening occurs until the fourth or fifth ice age, after which the tunnel valley depth remains virtually unchanged.

It is therefore concluded that the basis assumption in the physical model description, as outlined in chapter 4.5, are suitable to perform deterministic numerical model simulations of the generation of tunnel valley in a variety of rocks. It is further possible with the set of equations to describe a dependence of the tunnel valley depth on the available melt water volume and the rock mechanical properties of the underlying layers. This bolsters the belief of the authors, that the leading influence factor for the tunnel valley erosion were indeed correctly identified. The results of the deterministic numerical simulations lay the foundation for the probabilistic numerical modelling.

In the following probabilistic numerical simulations were carried out, based on these data. Moreover, a simplified probabilistic simulation routine was developed, that is based on the set of equations provided in chapter 4.5. and a few additional assumptions described in chapter 5.4.2. This routine can perform the simulations without the requirement of a previous deterministic numerical simulation, provided it is calibrated to the output values. This in consequence allowed for the investigation of different geologic situations which had not been simulated in the deterministic model due to the high time requirement of each individual model run. The outcome of these investigations can be summarized as:

- The critical shear strength is decisive for the tunnel valley depth.
- For rocks having low critical shear strength such as sands and loose gravel, tunnel valley depth of more than 500 m can be obtained from the simulations if the available water volume is high enough.
- Rocks with sufficiently high critical shear strength such as clay or mudstone form an effective barrier against tunnel valley erosion. The final depth of the tunnel valley depends on the location, thickness and the geomechanical properties of the barrier layer.
- A change in parameters between different ice ages as a random fluctuation of the glacier thickness and melt water feeding area modifies the structure of the tunnel valley existing from the previous ice age. It is therefore often observed, that in spite of the existence of a previous deeper tunnel valley, this depth is not reached in the subsequent ice age. The expected value as the average over all realizations however increases monotonically.

A set of complementary methods was combined in the RP MeMoDeck in an unprecedented innovative approach, with the aim to provide a prognosis functionality for the most likely depth of tunnel valleys over a far-reaching prognosis period of 1 million years.

First, the extensive mapping of the subsurface shall be named, which in combination with the knowledge on regional distribution of tunnel valleys in norther Germany, as described in Breuer et al. (2023), allows to predict where the formation of tunnel valleys shows an increased likelihood in its geological setting.

For different generic geological settings and hydrological situations, a systematic derivation of the tunnel valley depth was performed with the help of deterministic numeric simulations.

These provided the basis for probabilistic numeric simulations, that allowed the description of a wide range of geologic and hydrologic situations over a prognosis period of 1 million years. From the large number of random realizations, it was possible to predict the most likely tunnel valley depth from these calculations.

Based on these results, the following recommendations can be made regarding the location of a future high level waste repository:

- If a continuous layer of loose sediments is present at the site of the repository, a depth of a least 500 m, better of more than 600 m should be chosen, to provide long term integrity.
- A barrier layer comprised of mudstone or sandstone with a thickness of 100 m, better 200 m should safely limit the erosion of tunnel valleys.

The methods described in these can be employed to assess the site-specific risk of glacial tunnel valley erosion. Should lateral inhomogeneities be present at a site, it is highly recommended to make use of the outlined combination of deterministic and probabilistic methods. In this combination, the deterministic simulations allow to represent the consequences of the laterally changing geology correctly. The probabilistic simulation is then required to address the uncertainty of the melt water volumes to be expected.

1 Zielsetzung und Einordnung

Das vorliegende Forschungsvorhaben (FoV) "Evaluierung von Methoden und Modellen zur Prognose der Schutzfunktion des Deckgebirges in Deutschland über den Zeitraum von 1 Ma" (MeMoDeck), hat zum Ziel die Barriere- und Schutzfunktion des Deckgebirges oberhalb eines Endlagers für hochradioaktive Abfälle sowie die Erosionsprozesse, die diese Funktionen beeinträchtigen könnten, zu untersuchen. Zunächst soll der Stand von Wissenschaft und Technik im Hinblick auf das Deckgebirge in Deutschland, die vorliegenden Geofachdaten und die sicherheitsrelevanten erosiven Prozesse sowie Langzeit-Klimaprognosen dargestellt werden. Darauf aufbauend sollen exemplarisch zwei glazial induzierte Erosionsprozesse definiert und in numerischen Berechnungen untersucht werden. Ein Schwerpunkt ist dabei die Prognostizierbarkeit der Auswirkungen und der Umgang mit Ungewissheiten.

In diesem Zusammenhang wird eine neuartige Kombination erprobter Simulationsverfahren angewandt (siehe Kapitel 5), die es erlaubt mit den erheblichen Ungewissheiten bezüglich der Eingangsparameter geeignet umzugehen.

Nachdem durch Auswertung der vorhandenen Fachliteratur der gegenwärtige Stand der Wissenschaft zum Thema glazialer Erosion erschlossen ist, wurden für die beiden relevantesten Erosionsprozesse die einflussreichsten Eingangsparameter ermittelt. Für diese können dann anhand der Literaturdaten entsprechende Wertebereiche abgeleitet und festgelegt werden.

Im Folgenden werden für diese Eingangsparameter mögliche Kombinationen ausgewählt, die den gesamten Bereich möglicher Werte überspannen sollen. Diese Kombinationen werden als Basis für die Berechnung im deterministischen Simulationsprogramm FLAC3D verwendet, welches unter Verwendung einer generischen Stratigraphie in einer numerischen Berechnung jeweils eindeutig eine Tiefe der Erosionsstrukturen bestimmt. Anhand dieser Zuordnung der gewählten Kombination von Eingangsparametern und der erhaltenen glazial bedingten Erosionstiefe kann anschließend eine probabilistische Simulation mittels der Software GoldSim initiiert werden.

In dieser Weise ist es möglich eine Aussage zu treffen, die auch in Unkenntnis der genauen klimatischen Verhältnisse im Prognosezeitraum erlaubt, die Tiefe von glazial bedingter Erosion zu evaluieren. Die Abhängigkeit dieser Modellaussage von der generischen Stratigraphie wird dabei im Detail untersucht.

2 Review zum Deckgebirge in Deutschland und Auswertung sicherheitsrelevanter Erosions-Prozesse

Basierend auf einem umfassenden Review der öffentlich zugänglichen Literatur sowie Geodaten sind folgende Themenbereiche betrachtet worden:

- Beschaffenheit des Deckgebirges oberhalb des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches (ewG) (Kapitel 2.1),
- Langzeit-Klimaprognosen für Mitteleuropa (Kapitel 2.3).

Den folgenden Kapiteln mit der Zusammenfassung der Ergebnisse ist jeweils ein einleitender Abschnitt vorangestellt, in welchem der jeweilige Untersuchungsumfang abgegrenzt und präzisiert wird.

2.1 Beschaffenheit des Deckgebirges oberhalb des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches (ewG)

Einleitung/ Ausgangssituation

Das Verfahren zur Auswahl eines Standortes für ein Endlager hochradioaktiver Abfälle gemäß StandAG (StandAG, 2023) sieht vor, in einem mehrstufigen, wissenschaftsbasierten, partizipativen, transparenten, selbsthinterfragenden und lernenden Prozess, einen Vorschlag für einen Standort mit der bestmöglichen Sicherheit für ein Endlager für hochradioaktiven Abfall auszuweisen. Im Rahmen des Verfahrens wurden in den vergangenen Jahren bereits Untersuchungen durchgeführt und durch die BGE Teilgebiete im Sinne §13 StandAG zur weiteren Untersuchung unter Anwendung der Ausschlusskriterien (§22 StandAG), der Mindestanforderungen (§23 StandAG) sowie geowissenschaftlicher Abwägungskriterien (§24 StandAG) ausgewiesen (BGE, 2020a). Diese Ausweisung ist vorbehaltlich der Prüfung des BASE am Ende der Phase 1 und der Entscheidung des Bundestages zu sehen.

Im Rahmen des genannten Zwischenberichts der BGE wurden für die in Frage kommenden Wirtsgesteine Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein Teilgebiete ausgewiesen, die für das weitere Standortauswahlverfahren für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle zu berücksichtigen sind (Abbildung 2-1). Die insgesamt 90 Teilgebiete, für welche günstige geologische

Verhältnisse erwartet werden, umfassen mehr als 50 % der Landesfläche der Bundesrepublik Deutschland und damit eine Vielzahl unterschiedlicher geologischer Großräume (Abbildung 2-3). Einige bedeutende überregionale Großräume und regionale Struktureinheiten wie z.B. die Alpen- und Voralpenraum und große Teile des nördlich anschließendes Molassebeckens, das Rheinische Massiv, der Oberrheingraben bzw. das Thüringisch-Vogtländische Schiefergebirge und Teile des Harzes sind jedoch bereits ausgeschlossen.

Vor diesem Hintergrund werden im Folgenden vor allem die regionalgeologischen Rahmenbedingungen für die verbliebenen Bereiche betrachtet. Hervorzuheben sind hierbei die flächenmäßig bedeutendsten Großstrukturen des Norddeutschen Beckens und der angrenzenden Strukturen des Thüringer Beckens und der Halle-Wittenberg Scholle, der Fränkischen Plattform sowie den im Rahmen der varizischen Orogenese entstandenen Struktureinheiten der Mitteldeutschen Kristalinzone (MKZ), Saxothuringikum und Moldanubikum (siehe hierzu auch Abbildung 2-3).



Abbildung 2-1: Übersichtskarte zur Lage der Teilgebiete gemäß §13 StandAG (BGE, 2020b)

Im Hinblick auf die zu bewertenden langzeitlichen Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf das Deckgebirge bzw. die geologischen Barrieren des möglichen Endlagerstandortes, ist vor allem die mit einer Erosion verbundenen Reduzierung der Mächtigkeiten des Deckgebirges oberhalb des Wirtsgestein-Horizontes bzw. des einschlusswirksamen Gebirges (ewG) zu betrachten. Das Ausmaß der Erosion (Abtragung) wird dabei durch Erosionsresistenz der anstehenden Schichtenfolge bestimmt, welche wiederum durch grundsätzliche lithologische Ausbildung der mesozoischen und känozoischen Schichtenfolge, die petrologische Ausbildung des Kristallins, das Gefüge der Gesteine und deren tektonische Überprägung sowie weitere physikalische und gesteins-/ bodenmechanische Parameter beeinflusst wird. Folglich wurde auch bei der Charakterisierung der ausgebildeten Schichtenfolge auf diese Aspekte fokussiert.

2.1.1 Datengrundlage

Im Rahmen der Bearbeitung wurde eine online-Literaturrecherche zur Thematik der geologischen Ausbildung des Deckgebirges für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland vorgenommen. Im Ergebnis dieser Recherche wurden eine Vielzahl verschiedenster Dokumente erfasst, die die geologische Abfolge und Ausbildung der Deckgebirgsschichten in den unterschiedlichen Regionen Deutschlands zum Teil beschreiben. Die Quellen umfassen sowohl historische als auch sehr spezifische, lokal begrenzt gültige geologische Daten, Erkundungsergebnisse und Bewertungen in unterschiedlichster Form und Qualität.

Die Auswertung dieser zahlreichen Quellen erfolgte zielgerichtet auf die Kernaufgabe des Forschungsprojektes, die erforderlichen Informationen zur geologischen Ausbildung des Deckgebirges zu erfassen und zu vereinheitlichen. Hier sind hauptsächlich die Veröffentlichungen der geologischen Anstalten bzw. Landesämter (SGD) der einzelnen Bundesländer sowie die Schriftenreihe zur "Stratigraphie von Deutschland" der Deutschen Stratigraphischen Kommission zu nennen. Die folgende Tabelle 2-1 beinhaltet eine Aufstellung der für die Bearbeitungen herangezogenen Literaturquellen. Gleichwohl wurden, soweit erforderlich, auch weitere Quellen in die Bearbeitung einbezogen.

Tabelle 2-1:	Übersicht der vorhandenen geologischen Kompendien zu geologischen Rahmenbedin-
	gungen der Bundesrepublik Deutschland

Bereich / Stratigraphische Einheit	Bezeichnung
Baden-Württemberg	Geologie von Baden-Württemberg. (Geyer et al., 2023, 2011)
Bayern	Geologie von Bayern (Wurm, 1961)
Brandenburg	Geologie von Brandenburg (Stackebrandt and Franke, 2015)

Bereich / Stratigraphische	Bezeichnung		
Einheit			
Hessen	Geologie von Hessen (Becker and Reischmann, 2021)		
Mecklenburg-Vorpommern	Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (Katzung and Müller, 2004)		
Nordrhein-Westfalen	Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen (Grabert, 1998)		
Rheinland-Pfalz	Geologie von Rheinland-Pfalz (Steingötter, 2005)		
Saarland	Saarland. Sammlung geologischer Führer, 84 (Schneider and Jung, 1991)		
Sachsen	Geologie von Sachsen (Wolf and Alexowsky, 2008)		
	Geologie von Sachsen II – Georessourcen, Geopotenziale, Geo- risiken (Standke and Suhr, 2008)		
Sachsen-Anhalt	Geologie von Sachsen-Anhalt (Bachmann et al., 2008)		
Thüringen	Geologie von Thüringen (Seidel, 2003)		
Neue Bundesländer	Geologie von Ostdeutschland (Sachsen, Thüringen, Sachsen- Anhalt, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern) – Ein Kom- pendium, Stratigraphische, regionalgeologische und Lagerstät- tenkundliche Begriffe (Franke, 2020)		
Tertiär	Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil1: Oberrheingra- ben und benachbarte Tertiärgebiete (Grimm, 2011)		
Kreide	Stratigraphie von Deutschland III – Die Kreide der Bundesrepub- lik Deutschland (Hiss and Mutterlose, 2000)		
Trias	Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper (Beutler et al., 2005)		
	Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk (Hagdorn and Simon, 2020)		
	Stratigraphie von Deutschland XI Buntsandstein (Lepper and Röhling, 2013)		
Perm	Stratigraphie von Deutschland XII – Zechstein (Paul and H., 2020)		
	Stratigraphie von Deutschland I – Norddeutsches Rotliegendbe- cken (Plein, 1995)		
	Stratigraphie von Deutschland X. – Rotliegend der varizischen Innenbecken (Lützner and Kowalczyk, 2012)		

Es ist ersichtlich, dass für einige Regionen, so die Bundesländer Niedersachsen, Schleswig-Holstein sowie das Saarland keine entsprechenden geologischen Kompendien der staatlichen geologischen Dienste (SGD) vorliegen. In diesen Fällen wurde, abweichend von der oben beschriebenen Vorgehensweise, auf andere, für die hier vorliegende Bearbeitung geeignete Literaturquellen zurückgegriffen. Diese sind in der obigen Tabelle ebenfalls aufgeführt. Durch die Verwendung von hierarchischen Strukturen wurden bei der Bearbeitung eine adäquate Reduktion der Komplexität und Erhöhung der Übersichtlichkeit der Inhalte dieser Quellen erreicht.

2.1.2 Regionalgeologische Rahmenbedingungen

Die geologische Untersuchung der Oberfläche und tiefer gelegenen Gebirgsschichten wird seit mehr als 170 Jahren mehrheitlich in Verantwortung der Landesverwaltungen betrieben. Im Ergebnis dieser lange anhaltenden Untersuchungstätigkeit liegen für Deutschland u.a. eine nahezu flächendeckende geologische Detailkartierung sowie die Ergebnisse mehrerer Tausend tiefreichender geologischer Erkundungsbohrungen vor. Diese Ergebnisse werden durch die BGR in Form einer geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:2.000.000 dargestellt (Abbildung 2-2).



Abbildung 2-2: Übersichtsdarstellung zur geologischen Karte von Deutschland (BGR, 2022).

Anhand der geologischen Übersichtskarte lässt sich die Bundesrepublik Deutschland oberflächengeologisch unterteilen

 in ein großflächiges Gebiet im Norden von den Küsten der Nord- und Ostsee bis in etwa zu einer Linie, welche von Osnabrück über Hannover, Wolfsburg, Magdeburg, Halle (Saale), Leipzig, Riesa nach Görlitz verläuft, wobei das Gebiet bei Leipzig bis nach Altenburg reicht. In diesem Gebiet (Norddeutsches Becken) sind nahe der Oberfläche großflächig känozoische Gesteine, vor allem Ablagerungen der quartären Vereisungen und Flusssedimente (u. a. der Elbe) zu finden, welche die älteren Gesteine bedecken. Isoliert und räumlich stark begrenzt sind mesozoische (z. B. Buntsandstein auf Helgoland, Kreide auf Rügen) sowie paläozoische Gesteine (z. B. Rotliegend bei Elmshorn und Stade) an der Tagesoberfläche aufgeschlossen. Zahlreiche permische (im nördlichen, zentralen, östlichen und südöstlichen Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg) sowie oberjurassische und keuperzeitliche (südwestliches Niedersachsen) Salzstrukturen im Untergrund sind belegt. Die känozoischen Ablagerungen erreichen die in Tabelle 2-2 aufgeführten Mächtigkeiten. Aufgrund glazial-erosiver Prozesse (z. B. Bildung glazialer Rinnen) sind lokal quartäre Sedimentmächtigkeiten von mehreren Hundert Metern (u. a. in der Hagenower Rinne, bis 584 m) nachgewiesen.

- in ein sich im Süden anschließendes Gebiet zwischen Hannover, Hildesheim, Salzgitter nördlich des Harzes, indem vorwiegend Kreide ansteht. Weitere Gebiete mit großflächig an der Tagesoberfläche anstehenden Ablagerungen der Kreide befinden sich östlich des Rheins und nordöstlich des Ruhrgebietes zwischen Enschede, Osnabrück und Paderborn (Münsterländer Kreidebecken) sowie im Dresdner Elbtal (Elbsandsteingebirge in der Nordsudetischen Senke).
- in ein Gebiet, in dem großflächige Gesteine des Mesozoikums an der Tagesoberfläche anstehen (Trias des Thüringer Beckens, Trias und Jura des Süddeutschen Schichtstufenlandes). Dieses erstreckt sich von den oben genannten Gebieten (mit Ausnahme des Dresdner Elbtals) bis weit nach Süden an eine Linie von der deutsch-schweizerischen Grenze westlich des Bodensees entlang der Donau bis nach Regensburg. Die östliche Begrenzung verläuft in etwa entlang einer Linie zwischen Regensburg, Windischeschenbach und Kulmbach sowie entlang der thüringisch-sächsischen Landesgrenze. Die Gesteine werden durch Grundgebirgsaufbrüche (Thüringer Wald, Thüringisches Schiefergebirge) sowie känozoische Vulkanitvorkommen (Rhön) regional unterbrochen.
- in ein Gebiet südlich der großflächig vorkommenden mesozoischen Gesteine, welches sich zwischen der Donau und der deutsch-österreichischen Grenze erstreckt. In diesem sind überwiegend känozoische Ablagerungen (Molassebecken) oberflächlich aufgeschlossen. Entlang besagter Grenze verlaufen die mesozoischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen.
- in zwei Gebiete, in denen großflächig känozoische Gesteine oberflächlich anstehen und die sich entlang des Oberrheingrabens sowie nördlich entlang einer Linie zwischen Aachen und Bonn westlich des Rheins bis zur deutsch-niederländischen Grenze und erstrecken.
- in Gebiete mit großflächig an der Tagesoberfläche aufgeschlossenen proterozoischen sowie paläozoischen Gesteinen. Diese finden sich im Bayrischen Wald, dem östlichen Oberfranken, über weite Teile des Freistaates Sachsen, im Länderdreieck Thüringen,

Sachsen-Anhalt und Niedersachsen (Devon und Karbon des Harzes, Proterozoikum bis Karbon des Thüringer Schiefergebirges, Karbon und Perm des Flechtinger Höhenzuges, Proterozoikum bis Karbon des Schwarzwaldes) sowie in einem Gebiet zwischen Aachen, Bonn, Saarbrücken, Kaiserslautern, Alzey, Bingen am Rhein, Bad Homburg, Gießen, Frankenberg (Eder), Treysa, Bad Wildungen, Bad Arolsen und Paderborn bis nach Westen an den Rhein (Devon und Karbon des Rheinisches Schiefergebirges). Die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges werden von känozoischen Vulkaniten des Vogelsberg unterbrochen.

Die Gebiete werden häufig durch überregionale Störungen gegeneinander abgegrenzt (z. B. Oberrheingraben gegen Schwarzwald, Bayrischer Wald gegen das Molassebecken). Vor diesem Hintergrund kann eine Gliederung in überregionale Strukturbereiche vorgenommen werden (Abbildung 2-3).

Die Gesteine der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten weisen spezifische lithologische bzw. petrographische, gesteinsphysikalisch-gesteinsmechanische und strukturelle Unterschiede auf.



Abbildung 2-3: Übersicht zur Gliederung der Bundesrepublik Deutschland in geologische Großräume (nach Wolfgramm and Seibt, 2008)

2.1.3 Beschaffenheit des mesozoischen Deckgebirges (Trias, Jura, Kreide)

Die Gesteinsfolgen des Mesozoikums werden stratigraphisch in die übergeordneten Einheiten Trias, Jura und Kreide gegliedert. Die mehrheitlich sedimentäre, abschnittsweise auch evaporitische, Schichtenfolge der dreigeteilten Trias wird stratigraphisch in die Abschnitte Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper gegliedert. Unter Berücksichtigung des geologischen Kenntnisstandes zur Ausbildung der Schichtenfolgen können regionale Unterschiede festgestellt werden, die stark vereinfacht durch zwei Standardprofile zusammengefasst werden können (Tabelle 2-2 und Tabelle 2-3).

Stratigraphische		Symbol	Mächtigkeit		Lithologie
Einheit			min. [m]	max. [m]	
Känozoikum (siehe Kapitel 2.1.4)		q	90	110	Sand, Kiese, Geschiebe- lehm, Tone, Schluff
	Albium	krl	100	300	Ton- und Mergelstein
	Hilssandstein	S3	10	50	Sandstein
e	Aptium	krp	20	150	Tonstein, Tonmergel- und Mergelstein
erkre	Barremium	krb	200	350	Ton- und Tonmergelstein
Cut	Hauterivium	krh	180	300	Ton- und Tonmergelstein
	Valanginium	krv	30	40	Ton- und Tonmergelstein
	Wealden	Wd	100	200	Ton- und Sandstein Wechsellagerung
Oberjura		јо	75	200	Kalkstein, lagenweise An- hydrit und Evaporite, Steinsalz
Mitteljura		jm	300	900	Ton- und Mergelstein
	Aalensandstein	S2	15	25	Sandstein
Unterjura		ju	200	550	Ton- und Mergelstein, z.T. mit bituminösen Tonstein- lagen
	Rhätsandstein	S1	20	40	Sandstein
Keuper		k	250	550	Ton- und Siltstein, auch sandige und evaporiti- sche-tonige-dolomitische Lagen
Muschelkalk / Oberer Buntsandstein		m + so	400	700	Kalk- und Mergelstein, Steinsalz, Tonstein
Mittlerer Buntsandstein / Unterer Buntsandstein		sm + su	600	1000	Sand- und Tonstein

 Tabelle 2-2:
 Standardprofil Norddeutschland, mögliche Wirtsgesteine sind farbig hervorgehoben

Stratigraphische Einheit		Symbol	Mächtigkeit		Lithologie
			min. [m]	max. [m]	
Oberperm	Zechstein	Z	100	400	Steinsalz, Anhydrit, Tonstein, Kali- salz

Stratigraphische Einheit		Symbol	Mächtigkeit		Lithologie
			min. [m]	max. [m]	
Känozoikum		q	0	30	Sande, Kiese
(siehe Kapite	el 2.1.4)	tms	30	300	Mergelstein, Kalkstein
Oberjura		jo3	140	250	Kalkstein, Mergelstein
		jo2	40	60	Kalkstein, Dolomitstein
		jo1	150		Kalkstein, Kalkmergel- stein, Mergelstein
Mitteljura		jm3	10	55	Tonmergelstein
		jm2	20	60	Sandstein, Tonstein, Ton- mergelstein
	Opalinuston	jm1	100	130	Tonstein
Unterjura		ju2	30	70	Ton- und Mergelstein
		ju1	10	25	Sandsteine, Ton- und Mergelstein
Mittlerer Keuper		k3	35	80	Tonstein, Mergelstein
		k2	20	60	Sandstein
Unterer / Mittlerer Keuper		k1	50	100	Tonstein
Oberer Muschelkalk		m3	30	50	Dolomitstein
Mittlerer Muschelkalk		m2	10	50	Anhydrit
Unterer Muschelkalk		m1	25		Sandstein

	Tabelle 2-3:	Standardprofil Süddeutschland,	mögliche Wirtsgesteine	sind farbig hervorgehoben
--	--------------	--------------------------------	------------------------	---------------------------

Die Gesteinsabfolgen des *Buntsandstein* umfassen vorwiegend in Wechsellagerungen vorkommende terrestrische Sedimente (Sandstein, Schluffstein und Tonstein) sowie eine hypersalinare (Steinsalz, Anhydrit) Abfolge am Top des Bundsandstein. Das aride Klima zur Zeit des Buntsandsteines wird u. a. durch Sulfat-Konkretionen in den o. g. Wechsellagerungen angezeigt, wie sie in Bohrungen im Norddeutschen Raum immer wieder angetroffen wurden sowie durch die hypersalinaren Bildungen des Oberen Buntsandstein. Vor allem in den Schichten des Unteren Buntsandstein vorkommende Ooide und Stromatolithbildungen weisen auf die Bildung von Wasserflächen hin. Äolische Bildungen sind ebenso belegt (Paul and Puff, 2013).

Die Mächtigkeiten der Ablagerungen des Buntsandstein im Norden Deutschlands weisen lokal erhebliche Mächtigkeitsunterschiede auf, was zum einen durch mächtige Ablagerungen innerhalb von Grabenstrukturen (wenige Tausend Meter im Glückstadt-Graben und Horn-Graben) und zum anderen durch erosive Kappung in Schwellenbereichen (z. B. Altmark-Eichsfeld-Schwelle) im ehemaligem Ablagerungsraum bewirkt wird, wodurch sich im letzten Fall die bekannten *Schichtlücken* ergeben (z.B. H-Diskordanz; (Lepper and Röhling, 2013)). Zudem sind reduzierte Mächtigkeiten durch Subrosion der salinaren Folgen des Oberen Buntsandsteins belegt (z. B. im nördlichen Thüringen), sodass letztendlich Residuatgesteine verbleiben, die im Wesentlichen aus Ton und z.T. auch noch aus vergipstem Anhydrit bestehen.

Die Gesteinsabfolgen des *Muschelkalk* bestehen vorwiegend aus marinen Karbonaten und einem hypersalinaren (Steinsalz, Anhydrit) mittleren Abschnitt. Die im Germanischen Becken relativ einheitlich ausgebildeten karbonatischen Ablagerungen des Muschelkalk entstanden vor allem zu Zeiten mit Meeresspiegelhochständen, während sich die salinaren Ablagerungen (i.W. Heilbronn-Formation des Mittleren Muschelkalk) bei Meeresspiegeltiefständen und zunehmender Eindampfung der vormals gebildeten Wasserflächen bildeten. Im Oberen Abschnitt zeigen sich vermehrt tonige Einschaltungen in den Karbonaten (Meschede, 2018).

Größere Mächtigkeiten der Sedimente des Muschelkalk sind im Wesentlichen auf deren Ablagerung in Grabenstrukturen zurückzuführen, wie dies auch für Ablagerungen des Buntsandstein belegt ist (z. B. Horn-Graben) (Meschede, 2018). Reduzierte Profile ergeben sich vor allem durch die Subrosion der salinaren Folgen des Mittleren Muschelkalk sowie durch Verkarstung der Karbonatgesteine im Allgemeinen (z.B. Muschelkalk bei Kulmbach in Oberfranken).

Ablagerungen des **Keuper** wurden über einen im Vergleich zu Buntsandstein und Muschelkalk deutlich längeren Zeitraum sedimentiert. Sie bestehen im Süden Deutschlands vor allem aus lagunären Ablagerungen sowie Deltasedimenten, z. T. auch Playa-Sedimenten. Im Norden Deutschlands sind fluviatile und lakustrine Ablagerungen einer weiten Alluvialebene (Ton-, Schluff- und Sandablagerungen) sowie Knochen-führende Schichten (sog. "Grenzbonebeds" u. a. an der Grenze Muschelkalk/Keuper) nachgewiesen. Durch marine Ingression kam es zur Ablagerung geringmächtiger Karbonate und einem hypersalinaren Abschnitt (Steinsalz, Anhydrit) (z. B. Grenzdolomit an der Basis des Mittleren Keuper) (Meschede, 2018). Lokal sind zudem Kohlebildungen belegt (z. B. Steinbruch Krautheim in Unterfranken; (Hag-dorn and Nitsch, 2015)).

Mächtigkeiten der Keuper-Ablagerungen im Germanischen Becken liegen häufig zwischen 500 und 600 m. Im Glückstadt-Graben im Norden Deutschlands sind jedoch Mächtigkeiten von über 5.000 m belegt (s. u. (Meschede, 2018)). Die evaporitischen Ablagerungen des Mittleren Keuper (Grabfeld-Formation) sind mit besonders hohen Mächtigkeiten im norddeutschen Raum abgelagert worden mit den mächtigsten Steinsalzvorkommen im Ems- und Glückstadt-Graben. Verbreitet sind die Salzablagerungen zudem unter der Kieler Bucht, im östlichen Niedersachsen, Brandenburg und Sachsen-Anhalt sowie in Thüringen. Das südlichste Vorkommen von Keuper-Salzen ist im Kraichgau-Trog beschrieben worden (Beutler et al., 2005). Wie die evaporitischen Ablagerungen des Oberen Buntsandstein und Mittleren Muschelkalk so sind auch subrosive Überprägungen für die Salzgesteine des Keuper belegt (z. B. nördlich von Erfurt), die entsprechend zu einer Reduzierung der Schichtmächtigkeit sowie zum Nachbrechen überlagernder Gesteine geführt haben.

Die Gesteinsabfolgen des *Jura* reflektieren die vorwiegend flachmarinen Ablagerungsbedingungen zu dieser Zeit (Mönnig et al., 2018) und setzen sich in den älteren Abschnitten hauptsächlich aus Tonstein, Sandstein und Mergelstein zusammen. Im untersten Abschnitt lagert bituminöser Tonstein. Im oberen Teil treten vorwiegend marine bzw. lagunäre Karbonate in Süddeutschland (v. a. auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb (Mönnig et al., 2018)) und vorwiegend Ton-führende, teilweise bituminöse Karbonate in Norddeutschland auf. Im süddeutschen Raum (Schwäbische und Fränkische Alb) sind die Karbonate häufig verkarstet, ein Vorgang der bereits gegen Ende des Jura einsetzte (Meschede, 2018).

Gegen Ende des Oberjura kam es zur Ablagerung von Brackwassersedimenten sowie mergeligen, ooidischen Sedimenten im Norddeutschen Becken mit teilweise bituminösen Karbonaten (z. B. Eimbeckhausen-Karbonat) sowie zur lokalen Ablagerung von Delta- und Flusssedimenten (z. B. Wiehengebirge-Quarzit) (Meschede, 2018). Zudem lagerten sich infolge des weiteren Meeresspiegelrückgang im norddeutschen Raum weiträumig hypersalinare (Steinsalz des Malm) Folgen ab, die im Zuge der Änderung des tektonischen Regimes während der Kreide zunehmend mobilisiert wurden (z. B. Salzstruktur von Georgsdorf-Wietmar-schen zwischen Meppen und Nordhorn; (BGR, 2014)). Im süddeutschen Raum sind derartige Bildungen unterhalb der Molassesedimente südlich der Fränkischen Alb nachgewiesen worden (Mönnig et al., 2018). Etwa ab dem Oberjura kam es zum Aufstieg der zechsteinzeitlichen Salze im Norddeutschen Becken, wodurch es zur verstärkten Erosion der überlagernden Schichten kam (Meschede, 2018). Jurassische Eisenablagerungen in Form von Ooiden sind entlang der Küstenstreifen des ehemaligen London-Brabanter, Rheinischen und Böhmischen Massivs belegt. Bekannt sind einzelne jurassische Abfolgen aufgrund ihres außergewöhnlich gut erhaltenen Fossilieninhaltes (z. B. Kalke von Solnhofen) (Meschede, 2018).

Die jurassischen Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen sind infolge der alpidischen Orogenese stark tektonisch überprägt worden (Deckenbildung). Diese karbonatischen Sedimente wurden, anders als die weiter im Norden von Deutschland vorkommenden Sedimente, auf einem küstenfernen Tiefenschelf abgelagert (Mönnig et al., 2018).

Die Mächtigkeiten der jurassischen Sedimente werden von (Mönnig et al., 2018) für den norddeutschen Raum mit bis zu 1.300 m (Holstein-Tröge) für den Unterjura, mit zwischen bis zu 1.000 m (Gifthorner Trog) für den Mitteljura und mit bis zu 2.000 m (Niedersächsisches Becken) für den Oberjura angegeben. Im süddeutschen Raum belaufen sich die Mächtigkeiten laut der Autoren auf bis zu 200 m (Fränkische Senke) für den Unterjura, auf bis zu 400 m (Oberrheingraben) für den Mitteljura und auf bis zu 600 m (Neuburg) für den Oberjura.

Gesteine der **Unterkreide** sind vorwiegend terrestrischen Ursprungs. Es handelt sich hierbei um Tonsteine und Sandsteine sowie Tonmergelsteine, wobei die gröberen Fraktionen in den Randbereichen der ehemaligen Abtragungsgebiete (Rheinisch-Böhmisches Massiv) zur Ablagerung kamen, die feineren Fraktionen mehr in Richtung Zentrum des Norddeutschen Beckens. Glaukonitsandablagerungen weisen auf eine Meerestransgression vom Albium bis Cenomanium hin. In der **Oberkreide** traten infolge des Meeresspiegelhochstandes zunehmend lagunäre Sedimente im Norddeutschen Becken hinzu, vor allem Tonmergel mit z. T. hohem organischen Anteil, sowie marine Sedimente (Mergel und Karbonate in Form der Plänerkalke im Münsterländer Kreidebecken) (Hiss et al., 2018; Meschede, 2018). Bekannt sind zudem kreidezeitliche Kohlebildungen (z. B. Deister bei Hannover, Ibbenbühren) und Bildungen von Eisenerzen sowohl in Norddeutschland (z. B. bei Salzgitter) als auch in Süddeutschland (z. B. bei Amberg in der Oberpfalz) (Meschede, 2018).

Die sächsischen Kreide-Ablagerungen bestehen mit Ausnahme der mittelcenomanen Niederschöna-Formation aus flach- bis tiefmarinen Ablagerungen. Dominierend sind Sandstein (Quadersandsteine der hinteren Sächsischen Schweiz zwischen Königsstein und Bad Schandau), kalkige Siltsteine und Mergel (Raum Dresden-Meißen). Im Raum zwischen Pirna und Wehlen ist eine Übergangsfazies entwickelt (Hiss et al., 2018).

Die kreidezeitlichen Ablagerungen in Norddeutschland sind von mächtigen paläogenen, neogenen und quartären Ablagerungen bedeckt. In Süddeutschland weisen die Gesteine eine geringe Verbreitung an der Tagesoberfläche auf mit Vorkommen zwischen Pegnitz in der Oberpfalz und Regensburg sowie entlang der deutsch-österreichischen Grenze. Großflächigere Ablagerungen der Kreide finden sich in Süddeutschland dagegen im Untergrund, unterhalb mächtiger Molasseablagerungen, sowie entlang der deutsch-österreichischen Grenze. Sie bestehen hauptsächlich aus Kalk- und Mergelsteinen mit terrestrischen Einschaltungen (z. B. Sandsteine der Garschella-Formation) (Hiss et al., 2018).

Es zeigt sich z. T. eine Zweiteilung der mesozoischen Ablagerungen in Deutschland in Richtung Nord-Süd, siehe hierzu auch Kapitel 2.1.2. Hieraus ergeben sich die in Tabelle 2-2 bzw. Tabelle 2-3 dargestellten Standardprofile für Norddeutschland und Süddeutschland.

Die einzelnen Lithologien, welche die mesozoischen Schichten Deutschlands aufbauen, weisen unterschiedliche gesteinsmechanische Eigenschaften auf. Zudem sind die Gesteine in unterschiedlichem Umfang von Trennflächen durchzogen, die hauptsächlich durch bereits erfolgte oder gerade stattfindende tektonische Prozesse, Vulkanismus, Subrosion und/oder die Mobilisierung von Salzen im Untergrund entstanden sind. Der Durchtrennungsgrad ist dabei ein Abbild der Intensität dieser Prozesse. Sowohl die gesteinsmechanischen Eigenschaften als auch der Durchtrennungsgrad der Gesteine bestimmt wesentlich, wie sehr diese der Erosion widerstehen können. Vor allem im Hinblick auf subrosionsanfällige und verkarstungsfähige Gesteine spielen Trennflächen eine bedeutende Rolle, da entlang dieser Trennflächen Fluide migrieren können, welche die entsprechenden Gesteine aufzulösen vermögen.

2.1.4 Beschaffenheit des känozoischen Deckgebirges

Nachfolgend werden die für die im gebirgsmechanischen Rechenmodell zu berücksichtigenden, die mesozoische Schichtenfolge überdeckenden und die generischen Schichtenfolgen der känozoischen Lockergesteinsdecke beschrieben. Die Herleitung der generischen Schichtenfolgen erfolgte auf Grundlage von Angaben zur regionalen Gliederung und lithologischen Ausbildung quartärer, paläogener und neogener Lockersedimente in Deutschland (Anhang 1).

Die Gliederung der quartären Lockergesteine orientiert sich an der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland die im Quartär überwiegend klimastratigraphisch unterteilt wird (DSK Deutsche Stratigraphische Kommission, 2016). Davon abweichend musste für einige Regionen die spezifische Formationsgliederung, i.d.R. mit gegenseitiger Verzahnung und unregelmäßiger Verbreitung, aufgelöst werden. Die verbliebenen lithologischen Homogenbereiche wurden anschließend den altersgleichen Warm- bzw. Kaltzeiten zugordnet. Für die paläogenen und neogenen Schichtenfolgen wurde die lithostratigraphische Gliederung der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland verwendet (DSK Deutsche Stratigraphische Kommission, 2016).

Die Unterscheidung von regionalen Ablagerungsräumen orientiert sich an der gegebenen (Paläo-) Geographie Deutschlands, die während des Känozoikums Quartär und Tertiär mit geringfügigen Ausnahmen übereinstimmt (Meschede, 2018):

- Das Tiefland berücksichtigt die Ergebnisse für die Regionen Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg sowie Teilen Nordrhein-Westfalens, Sachsen-Anhalts und Sachsens,
- **Der Mittelgebirgsbereich** mit teils zusammenhängenden, teils isolierten Senken berücksichtigt die Ergebnisse der mitteldeutschen Bundesländer Rheinland-Pfalz, Hessen und Thüringen,
- Intrakontinentale Grabenzonen berücksichtigt die Ergebnisse für die Region des Oberrheingrabens,
- **Das Molassebecken** im Hochgebirgsvorland berücksichtigt Angaben aus entsprechenden Regionen in Baden-Württemberg und Bayern.

In den Übersichtsdarstellungen der generischen Profile (Anlage 4 und Anlage 5) wurden lithologische Homogenbereiche/Horizonte berücksichtigt, die großräumig verbreitet in den jeweiligen Sedimentationsräumen auftreten. Lithologische Homogenbereich/Horizonte mit lokaler Verbreitung wurden ebenfalls berücksichtigt und entsprechend gekennzeichnet. Lithologische Homogenbereiche mit geringer räumlicher Verbreitung wurden nicht berücksichtigt. Die Darstellungen orientieren sich am Format SEP 3¹, wobei das gröbste Korn zuvorderst steht.

Die jüngsten, i.d.R. an der Oberfläche gelegenen, lithologischen Abfolgen weisen eine geringe diagenetische Überprägung auf. Der Aufbau und die Beschaffenheit dieser Lockergesteinsdecken wurde anhand der Beschreibungen der quartären Sedimentfolgen abgeleitet.

Die Lockergesteinsdecken der Sedimentationsräume des Tieflands, den Senken des Mittelgebirgsbereichs und im Molassebecken zeigen große Ähnlichkeiten, die durch die klimatischen Wechsel charakterisiert sind. Als Liefergebiete für die Sedimentfracht werden präkambrische Krustensegmente (z.B. Baltischer Schild), Grundgebirgsaufbrüche mit paläozoischem Gestein (z.B. Harz) oder ozeanische und kontinentale Krustensegmente des Kollisionsgebirges (z.B. Alpen) identifiziert. Die Mechanismen des Sedimenttransports werden durch die jeweils vorherrschenden klimatischen Bedingungen sowie die Morphologie beeinflusst, was sich entsprechend in Mächtigkeit und lithologischer Ausbildung niederschlägt. Das generische Modell der Lockergesteinsdecke umfasst vom Liegenden zum Hangenden generell folgende Abschnitte:

 geringmächtige, fluviatil-gebildete Kiesabfolgen, die mit Sand und untergeordnet mit feineren Körnungen vermengt sind. Diese Kiese treten häufig unbedeckt in höheren Terrassenlagen auf. Die Abfolge entspricht den ältesten Sedimenten im Unterpleistozän und unteren Mittelpleistozän,

¹ Der Aufschlusstyp SEP3 bezeichnet ein gängiges Format zur Erfassung und zum digitalen Austausch von Bohrungsdaten wie Lage und Tiefe, Schichtenverzeichnissen, Angaben zum Ausbau oder Grundwasser in Bohrdatenbanken.
- Wechselfolgen der Glazial- und Interglazial-Zeiten. Die Glaziale sind durch großflächige Vereisungen im Tiefland und Teilen der Mittel- und Hochgebirge geprägt. Dabei kamen im Bereich der Vereisungen Geschiebe als Moränenmaterial zur Ablagerung. Assoziierte Vorschüttungen und Beckensedimente bestehen aus vorwiegend Kiesen, Sanden, respektive Beckentonen in Eisstauseen. Die Ausdehnung des Geschiebematerials ist während des Elster-Glazial am größten, nimmt mit den folgenden Glazialen ab und erfasst spätestens im Weichsel-Glazial nur noch Teile des Tieflandes und des Molassebeckens,
- Zwei Interglaziale treten deutlich in Tiefland, Mittelgebirgssenken und im Molassebecken hervor. Sie sind geringmächtiger und durch feinere Körnungen wie Sand, Silt und Ton charakterisiert. In vielen Räumen kam es zu Boden-, Torf- und Travertinbildung. In Seen dominierten Mudden, Meeresablagerungen waren auf zentrale Bereiche des Tieflandes beschränkt,
- Die obersten, holozänen Sedimente sind sehr divers, wobei Auenlehme neben fluviatilen Kiesen und Sanden dominieren. Im sonst durch Schuttfächer geprägtem Molassebecken treten in den wenigen vergletscherten Bereichen Geschiebe auf. Im Tiefland bildeten sich Dünen.

Die lithologischen Abfolgen aus dem Tiefland und den Mittelgebirgssenken zeigen eine ähnliche Entwicklung, da sie teilweise paläogeographisch verbunden waren. Charakteristisch sind beginnend feinkörnig-marine Sedimente wie Ton und Kalk im Paläozän, die in eine terrestrische, größtenteils sandige Fazies übergehen. In diesen Ablagerungen finden sich Einschaltungen von gröberem Material wie Kies sowie teils höhermächtige Tonlagen im Oligozän. Während des Paläogens und Neogens kam es zu Braunkohlebildungen, die typischerweise an den Randbereichen des Tieflandes sowie in Buchten auftraten und im Miozän bedeutend waren. Darüber hinaus sind insbesondere die Mittelgebirgssenken durch Pyroklastika wie Tuff charakterisiert.

Das Molassebecken ist durch mehrere Trans- und Regressionen geprägt. Vom Hochgebirge her wurde es vor allem durch Schuttfächer mit Kies und Sand gefüllt. Daneben sind marine Ablagerungen wie Mergel und Kalk belegt. Ab dem mittleren Miozän stellte sich eine ausschließlich terrestrische Sedimentation ein, die vorwiegend von Sand dominiert war. Kies konzentrierte sich auf den Rand des Hochgebirges.

Die Lockergesteinsdecken im Mittelgebirgsbereich erreichen max. 50 m Mächtigkeit. In den übrigen Sedimentationsräumen werden wesentlich höhere Mächtigkeiten erreicht (max. 600 m im Bereich der Rinnenstrukturen).

Von dieser Abfolge abweichend wird im Bereich der intrakontinentalen Grabenzone die Lockergesteinsdecke durch strukturparallelen, mehrheitlichen fluviatilen Sedimenttransport und die Ablagerung von Sand- und Kiesabfolgen bestimmt, wobei ein leichter Trend zu gröberem Korn in jüngeren Sedimenten erkennbar ist. Zeitlich und räumlich begrenzt wurde Torf abgelagert.

Aufgrund der tektonischen Entwicklung begann die Ablagerung im intrakontinentalen Graben und im Molassebecken erst im Eozän. Im Graben zeigt sich ein Trend von feinkörniger Sedimentation von Sand, Silt, aber auch Mergel hin zu mächtigen Kies- und Sandlagen im Neogen. Ein Großteil des Sediments wurde von den Grabenschultern kommend eingetragen, daneben erfolgte Sedimenttransport durch den Graben.

Die tertiären Gesteine zeigen in allen Sedimentationsräumen eine unterschiedlich stark ausgeprägte Diagenese, die im Trend jedoch zu älteren Schichten zunimmt. Durch fortwährende tektonische Senkung sind die mächtigsten tertiären Sedimentpakete im intrakontinentalen Graben und im Molassebecken zu finden.

Es bleibt zu beachten, dass diese generischen Profile Einzelbeobachtungen mit hoher räumlicher Variabilität zusammenfassen und verallgemeinern. Innerhalb der definierten Sedimentationsräume treten diese Lithologien mit unterschiedlichen Mächtigkeiten auf, sind eng miteinander verzahnt und fehlen an anderen Stellen ganz. Sie sind häufig an bestimmte, nebeneinander auftretende Ablagerungsräume gebunden (z.B. Flussterrassen, Moränen) und bilden nicht immer eine kontinuierliche Stratigraphie. Darüber hinaus ist aufgrund dessen eine Hauptlithologie für eine Einheit nicht festlegbar. Es ist möglich, dass die Gewichtung einzelner Lagen unter- oder überschätzt werden kann.

Für eine generalisierte Darstellung im FoV MeMoDeck wurden anschließend die Rechercheergebnisse vier identifizierten Sedimentationsräumen zugeordnet und jeweils eine generalisierte lithologische Abfolge abgeleitet. Diese Sedimentationsräume sind: das norddeutsche Tiefland, die Mittelgebirge, der intrakontinentale Graben und das süddeutsche Molassebecken (siehe Anlage 4 und 5). Anhand dieser lithologischen Abfolgen können grundsätzliche Tendenzen hinsichtlich der lithologischen Abfolgen für die verschiedenen Sedimentationsräume berücksichtig werden. Für eine generische Lithologie des norddeutschen Tieflandes wurde exemplarisch eine detaillierte gekoppelte deterministische Modellrechnung erstellt (vgl. Kapitel 5.2.6).

2.2 Synopsis der Grundlagen glazialer Erosion

Bestandteil des Forschungsvorhabens MeMoDeck ist die Erfassung des Standes von Wissenschaft und Technik in Bezug auf glaziale Erosionsprozesse. Dieser wird nun im Folgenden umfassend dargestellt. Weiterhin werden die am Standort Deutschland wesentlichsten Erosionsprozesse identifiziert, welche im Anschluss Basis der numerischen Simulation sein werden.

2.2.1 Gletscherbildung

Gletscher oder Eisschilde entstehen überall dort, wo entsprechendes Material akkumuliert, kompaktiert und schließlich zu Eis wird unter der Voraussetzung, dass die Rate der Akkumulation² die Rate der Ablation³ überschreitet. Akkumulation findet über die gesamte Fläche eines Gletschers bzw. Eisschildes statt, überwiegt aber in den topographisch höheren Bereichen eines Gletschers bzw. Eisschildes (Nährgebiet), wo niedrige Temperaturen und entsprechende Niederschläge herrschen, während Ablation ebenfalls über die gesamte Fläche eines Gletschers bzw. Eisschildes stattfindet, jedoch in dessen topographisch niedrigeren Bereichen dominiert (Zehrgebiete), in denen die Temperaturen vergleichsweise höher sind (Abbildung 2-4). Entsprechend wird dem Gletscher bzw. Eisschild im Nährgebiet Masse hinzugefügt (positive Nettomassenbilanz⁴ b_n), im Zehrgebiet dagegen Masse entzogen (negative Nettomassenbilanz b_n). Die Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet wird als Gleichgewichtslinie bezeichnet (Nettomassenbilanz b_n gleich Null) und befindet sich, entsprechend der klimatischen Bedingungen vor Ort, auf einer bestimmten topographischen Höhe⁵ (Abbildung 2-5) (Bennet and Glasser, 2009)

² Dies wird auch als Materialzugang bezeichnet und umfasst Schnee, Hagel, gefrierenden Regen, Frost und lawinenabgängigen Schnee.

³ Dies wird auch als Materialabgang bezeichnet und kann durch Aufschmelzen von Eis (oder Schnee), das Kalben von Eisbergen und/oder Sublimation geschehen.

⁴ Unter (Netto)Massenbilanz wird die Differenz aus Akkumulation und Ablation verstanden. Im Allgemeinen wird diese j\u00e4hrlich ermittelt. F\u00fcr gew\u00f6hnlich ist die Massenbilanz im Winter positiv, im Sommer negativ.

⁵ Im englischen Sprachraum wird hierbei von der sogenannten "equilibrium line altitude" (ELA) gesprochen, was mit topographischer Gleichgewichtslinienhöhe übersetzt werden kann.



Abbildung 2-4: Schema eines Eisschildes (oben) sowie eines Talgletschers (unten) mit Darstellung der Lage des Nähr- und Zehrgebietes, der Gleichgewichtslinie und der Massenflussrichtung (nachbearbeitet aus: Bennet and Glasser, 2009)

Mit zunehmender Akkumulation versteilt sich die Oberfläche eines Gletschers bzw. Eisschildes solange, bis die dadurch im Eis erzeugte Scherspannung einen Grenzwert überschreitet und das Eis, unter dem Einfluss der Schwerkraft, zu fließen beginnt, d. h. Material bzw. Masse vom Nähr- zum Zehrgebiet transportiert wird. Dieser Transport bedingt, dass die Oberfläche eines Gletschers bzw. Eisschildes, unter gegebenen klimatischen Bedingungen, schließlich einen konstanten Winkel, den Gleichgewichtswinkel, annimmt (Bennet and Glasser, 2009).

Basierend auf Akkumulation und Ablation ergibt sich über die Fläche eines Gletschers bzw. Eisschildes der sogenannte Nettomassenbilanzgradient⁶, welcher von der topographischen Höhe unter den gegebenen klimatischen Bedingungen abhängt (Abbildung 2-5). Je größer dieser Gradient ist, desto größer muss der Massenfluss sein, um den Gleichgewichtswinkel konstant zu halten und desto größer ist auch die glaziale Erosion. Entsprechend ist der Nettomassenbilanzgradient für Gletscher bzw. Eisschilde größer, die eine hohe

⁶ Im englischen Sprachraum wird vom "net mass balance gradient" gesprochen.

Akkumulationsrate bzw. Ablationsrate⁷ aufweisen, also in warmfeuchtem, maritimem Klima lokalisiert sind. Diese fließen daher schneller. Bei Gletschern bzw. Eisschilden in trockenkaltem, kontinentalem Klima ist der Nettomassenbilanzgradient dagegen kleiner aufgrund entsprechend geringerer Akkumulations- und Ablationsraten. Diese fließen daher langsamer. Die Fließraten von Gletschern bzw. Eisschilden variieren und werden im Wesentlichen durch die unterschiedlichen Nettomassenbilanzgradienten bestimmt (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-5: Darstellung der Beziehung zwischen Klima und Nettomassenbilanzgradient

Zwei Gletscher mit Nettoakkumulations- und Nettoablationskeilen sind rechts dargestellt: (A) im Bereich kontinentalen Klimas und (B) im Bereich maritimen Klimas. Wenngleich die topographische Gleichgewichtslinien bei beiden auf derselben topographischen Höhe liegen, weist der maritim beeinflusste Gletscher einen im Vergleich deutlich größeren (steileren) Nettomassenbilanzgradienten auf (links). (Schwarze Pfeile: Massenflussrichtung; Abbildung nachbearbeitet aus: Bennet and Glasser, 2009 mit Ergänzungen aus: Williams and Ferrigno, 2012).

Die Größe der Scherspannung an einem beliebigen Punkt innerhalb der Eismasse hängt von der Mächtigkeit des Eises und der Oberflächenneigung ab. An der Basis eines Gletschers bzw. Eisschildes spricht man von basaler Scherspannung⁸. Der Wert für diese Scherspannung kann deutlich erniedrigt sein, wenn sich das Eis über leicht deformierbares Sediment bewegt (siehe

⁷ Akkumulations- und Ablationsraten sind in Abbildung 2-5 (rechts) in Form von "Akkumulationskeilen" bzw. "Ablationskeilen" schematisch dargestellt.

⁸ Nach empirischen Beobachtungen rezenter Gletscher ergeben sich für ein Fließen über steifen Untergrund Werte für die basale Scherspannung zwischen 50 kPa und 150 kPa (Bennet and Glasser, 2009).

Kapitel 2.2.2). In einem solchen Fall wird die Spannung im Eis bevorzugt in Richtung Basis der Eismasse transferiert und die Fließbewegung erfolgt bevorzugt im Sediment anstatt über steiferem Material. Daraus folgt, dass die Fließbewegung dann nicht primär durch die Eigenschaften des Eises bestimmt wird, sondern durch die hydrologischen⁹ und mechanischen Eigenschaften des unterlagernden Sedimentes (Bennet and Glasser, 2009).

2.2.2 Mechanismen des Eisfließens

Eis fließt als Reaktion auf die darauf einwirkende Scherspannung nach (Bennet and Glasser, 2009) mittels drei verschiedener Mechanismen: (I) durch interne Deformation¹⁰, (II) durch basales Gleiten über den Untergrund¹¹ und (III) durch subglaziale Untergrunddeformation. Das Fließen des Eises selbst unterteilt man in beschleunigtes (extensionales) und entschleunigtes (kompressives) Fließen. Ersteres tritt in Bereichen mit sich erhöhender Eismächtigkeit, also hauptsächlich im Nährgebiet, zweiteres in Bereich mit sich verringernder Eismächtigkeit, also hauptsächlich im Zehrgebiet, auf. Ausdruck hiervon sind die typischen Rissmuster (Gletscherspalten) auf der Oberfläche einer Eismasse, die als Wegsamkeiten für Schmelzwässer von der Oberfläche einer Eismasse zu ihrer Basis dienen (siehe Kapitel 2.2.3). In kleinerem Maßstab bedingt ebenso die Topographie des subglazialen Untergrundes bzw. dessen Temperatur das Fließverhalten – beschleunigt bei sich versteilendem Untergrund bzw. beim Übergang von einem kalten zu einem warmen Bereich des Untergrundes, entschleunigt bei sich verflachendem Untergrund bzw. beim Übergang von einem warmen zu einem kalten Bereich des Untergrundes (Abbildung 2-6; (Bennet and Glasser, 2009)).

⁹ Eine wesentliche Einflussgröße ist der Porenwasserdruck, der sich durch die Eisauflast erhöht und die Reibung zwischen einzelnen Körnern des Sedimentes schließlich so weit reduziert, dass sie sich gegeneinander verschieben können. Einige isländische Gletscher realisieren hierdurch vermutlich bis zu 90% ihrer Bewegung in Form von subglazialer Untergrunddeformation (Bennet and Glasser, 2009).

¹⁰ Bennet and Glasser (2009) unterscheiden hier in (I) Kriechen und (II) das Bilden von Falten und Störungen.

¹¹ Bennet and Glasser (2009) unterscheiden hier in (I) erhöhtes basales Kriechen und (II) Regelationsgleiten. Der erste Prozess ist von Bedeutung für das Umfließen von größeren Hindernissen, der zweite Prozess für das Umfließen von kleineren Hindernissen. Vereinfacht gesagt, kommt es in Folge von Regelation zum Aufschmelzen des Eises bei Druckerhöhung (vor dem Hindernis) und zum Gefrieren bei Druckminderung (hinter dem Hindernis).



Abbildung 2-6: Geometrie von Gletscherspalten infolge von extensionalem und kompressivem Fließen in einem Gletscher mit schematischer Darstellung sich gegeneinander verschiebender Eisblöcke infolge des Eisfließens (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Die Basaltemperatur eines Gletschers bzw. Eisschildes kontrolliert grundlegend die Fließprozesse der Eismasse und wird bestimmt durch (I) das Verhältnis zwischen an der Basis einer Eismasse generierter Wärme¹² und (II) dem Temperaturgradienten im auflagernden Eis¹³. Bestimmte Gletscher bzw. Eisschilde sind bis zu ihrer Basis gefroren, bestehen also aus sogenanntem "kaltem Eis" (dann auch als "kalte Gletscher" bzw. "kalte Eisschilde" bezeichnet), und weisen kein Schmelzwasser an der Grenzfläche Eis-Untergrund auf (Bennet and Glasser, 2009). Derartige Gletscher bzw. Eisschilde tragen daher nicht zu Grundwasseranreicherung bei, da es hier nicht zum Druckschmelzen¹⁴ des Eises kommt (vgl. Fußnote 15 und 17). "Kalte Gletscher" bzw. "kalte Eisschilde" ermöglichen die Bildung von Permafrost (Bruns et al., 2011).

¹² Wärme wird generiert durch (I) in das Eis übertragene Erdwärme, (II) Reibungswärme infolge des basalen Gleitens und (III) Reibungswärme, erzeugt durch interne Deformation des Eises (Bennet and Glasser, 2009).

¹³ Der Temperaturgradient bestimmt die Rate, mit welcher die Wärme an der Basis abgeleitet wird. Der Gradient hängt von (I) der Temperatur an der Basis der Eismasse, (II) der Temperatur an der Oberfläche der Eismasse, (III) der Mächtigkeit der Eismasse und (IV) der Wärmeleitfähigkeit des Eises ab. Eine weitere Einflussgröße für den Wärmefluss in einer Eismasse ist die Advektion (Wärmefluss durch Massenfluss), sodass sich z. B. durch Eintrag von kaltem Schnee in den Gletscher dessen Temperatur absenkt.

¹⁴ Shoemaker (1986) gibt an, dass es unter Eismassen zur Bildung von Stauwasser und schließlich subglazialen Seen kommen kann, wenn der Wasserdruck den des Deckgebirges (ca. 90% der Eismächtigkeit) erreicht, wodurch es laut Piotrowski and Tulaczyk (1999) zu Instabilitäten der Eismassen und schließlich deren Kollaps kommen kann.

Andere Gletscher bzw. Eisschilde bestehen aus sogenanntem "warmen Eis"¹⁵ (dann auch als "warme Gletscher" bzw. "warme Eisschilde" bezeichnet) und weisen an der Grenzfläche Eis-Untergrund Schmelzwasser auf, das wie ein Schmierfilm wirkt und so, anders als bei "kaltem Eis", basales Gleiten zu einer wichtigen Komponente der Fließbewegung werden lässt. Aus diesem Grund weisen Gletscher bzw. Eisschilde aus "warmem Eis" ein erheblich größeres Potential für schnelles Fließen auf und damit für eine Modifikation des Untergrundes (Abbildung 2-7) (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-7: Geschwindigkeitsverteilung des Massenflusses innerhalb dreier Gletscher mit unterschiedlichem basalem Temperaturregime auf unterschiedlichem Untergrund

Dabei sind die einzelnen Mechanismen dargestellt sowie die Auswirkungen der Gletscherbewegung auf den jeweiligen Untergrund (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Sind Eismassen bis zur Basis gefroren, erfolgt ihre Bewegung nur durch internes Eisfließen, wobei sich die Bewegung oberhalb des Untergrundes konzentriert (vgl. Abbildung 2-7, Mitte), unabhängig von der Lithologie des Untergrundes. Im Gegensatz dazu erfolgt die Bewegung in Bereichen mit partieller basaler Aufschmelzung des Eises durch basales Gleiten und subglaziale Untergrunddeformation, sofern die Lithologie des Untergrundes entsprechend ist (Abbildung 2-7, links und rechts) (Bennet and Glasser, 2009).

"Kalte Gletscher" bzw. "kalte Eisschilde" weisen zumeist eine geringe Mächtigkeit auf, fließen langsam und tauen an ihrer Oberfläche im Sommer nur wenig oder gar nicht auf, während diese im Winter durchfriert. Die Temperatur innerhalb der Eismasse nimmt in Richtung Basis zu (Abbildung 2-8, links) aufgrund des isolierenden Effektes des Eises und der Druckzunahme in dieser Richtung, d. h. die an der Basis in das Eis eingetragene Wärme wird durch die Eismasse in Richtung Oberfläche abgeführt. Im Gegensatz dazu weisen "warme Gletscher" bzw. "warme Eisschilde" vergleichsweise hohe Mächtigkeiten auf, fließen schnell und tauen im

¹⁵ Innerhalb derartiger Gletscher bzw. Eisschilde befindet sich die Temperatur des Eises, mit Ausnahme der oberflächennahen Bereiche, überall am Druckschmelzpunkt, sodass sie einen ganzjährigen Schmelzwasserabfluss aufweisen (Geowissenschaften, 2023). Flüssiges Wasser kann am Druckschmelzpunkt befindliches Eis ("warmes Eis"), anders als "kaltes Eis", leicht durchdringen und so zur Basis eines Gletschers bzw. Eisschildes gelangen (Fountain, 2011).

Sommer an der Oberfläche intensiver auf. Innerhalb der Eismasse sinkt die Temperatur in Richtung Basis ab (Abbildung 2-8, Mitte), d. h. die an der Basis in das Eis eingetragene Wärme wird nicht durch die Eismasse in Richtung Oberfläche abgeführt. Infolge der Perkolation von Schmelzwasser durch die Eismasse erwärmt sich diese, da beim Gefrieren des Schmelzwassers Wärme¹⁶ freigesetzt wird und die Temperatur der Eismasse aufgrund dessen nah an ihrem (Druck)Schmelzpunkt liegen kann¹⁷. Letzterer ist druckabhängig. Es handelt sich hierbei um zwei Sonderfälle, da eine Eismasse nur selten gänzlich aus "warmem" oder "kaltem Eis" besteht. Vielmehr variieren diese Verhältnisse räumlich vertikal und lateral sowie zeitlich innerhalb einer Eismasse (Abbildung 2-8, rechts, sowie Abbildung 2-9 und Abbildung 2-10) (Bennet and Glasser, 2009). Laut Piotrowski (2007) waren die kontinentalen, pleistozänen Eisschilde polythermal, d. h. es gab warme und kalte basale Bereiche, sodass auch für zukünftige Eisschilde von solchen basalen Temperaturbedingungen ausgegangen wird (Bruns et al., 2011).



Abbildung 2-8: Idealisierte Temperaturprofile durch drei Eismassen

Eismasse, bestehend aus "kaltem Eis", (B) Eismasse, bestehend aus "warmem Eis" und (C) Überlagerung zweier Eismassen, bestehend aus "warmem Eis" (unten) und "kaltem Eis" (oben) (nachbearbeitet aus: Bennet and Glasser, 2009)

Die räumlich unterschiedliche Verteilung des basalen Temperaturregimes innerhalb einer Eismasse wird durch die klimatische Variation und/oder die Topographie des Untergrundes über die räumliche Ausdehnung der Eismasse bedingt (Abbildung 2-9, oben und unten), woraus sich ihr räumlich unterschiedliches Fließverhalten ableitet¹⁸. In basal wärmeren Bereichen kann es zur Schmelzwasserbildung und damit basalem Gleiten kommen, wobei das Schmelzwasser unter hydrostatischem Druck aus diesen Bereichen verdrängt wird, in den basal kälteren Bereichen wieder gefriert und sich dort neues Eis bildet. Aufgrund der Gleitbewegung in den basal wärmeren Bereich kommt es zur Kompression des Eises in den angrenzenden basal kälteren Bereichen, da in diesen kein basaler Schmelzwasserfilm existiert und daher kein Gleiten stattfindet, sondern lediglich internes Eisfließen, sodass sie langsamer fließen (vgl.

¹⁶ Man spricht hierbei von latenter Wärme bzw. aufgrund des isotherm-isobaren Phasenübergangs (flüssig zu fest) von Wärmeenthalpie.

¹⁷ Bennet and Glasser (2009) geben an, dass unterhalb von 2.000 m Mächtigkeit innerhalb einer Eismasse der Schmelzpunkt von Wasser bei -1,6°C anstatt bei 0°C (bei Normbedingungen) liegt.

¹⁸ Dies wird u. a. auch für die großen känozoischen Eisschilde der mittleren Breiten angenommen.

Abbildung 2-7). Solche Situationen können sich an den Rändern von Eismassen einstellen, wo große Kompressionszonen entstehen und das Eis vom Grund der Eismasse in Richtung deren Oberfläche geschoben wird¹⁹. Weiterhin kann es nur in wärmeren Bereichen zur subglazialer Untergrunddeformation kommen, während dies in kälteren Bereichen nicht geschieht (Abbildung 2-9, Mitte) (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-9: Profile durch verschiedene Eisschilde

Verteilung des basalen Temperaturregimes, (2) Bedeutung der Lithologie des Untergrundes, welche diese Verteilung modifiziert, (3) Bedeutung der Topographie des Untergrundes, welche diese Verteilung modifiziert (A – warm; B – im thermischen Gleichgewicht²⁰; C – kalt). Wesentliche Faktoren sind hierbei die Eismächtigkeit und die klimatischen Bedingungen. Die Advektion wird dagegen außenvor gelassen (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Hinsichtlich des Einflusses der Untergrundtopographie auf die Basaltemperatur ist festzuhalten, dass es in topographische Senken eher zu basalen Schmelzvorgängen kommt als in topographisch höher gelegenen Gebieten (vgl. Abbildung 2-9, unten). Dies ist dadurch bedingt,

¹⁹ Dabei kann es auch zur Bildung eisinterner Überschiebungsstrukturen kommen.

²⁰ Gemeint ist hier, dass es weder zum Gefrieren noch zum Schmelzen kommt.

dass der Druckschmelzpunkt in den Senken aufgrund der größeren Eismächtigkeit niedriger ist (Bruns et al., 2011).

Wird der Einfluss der Advektion auf die Basaltemperatur berücksichtigt, wie es etwa für die känozoischen Eisschilde der mittleren Breiten angenommen wird, so ergibt sich im Zentrum einer Eismasse durch Akkumulation von kaltem Schnee eine Abkühlung der Masse (Advektionskühlung), während sich diese in Richtung der Eisränder aufgrund der im Eis entstehenden Reibungswärme (siehe Fußnote 12) sowie dem aufwärts gerichteten Transport von "warmem Eis" in das Zehrgebiet infolge der beschriebenen Kompression (Advektionserwärmung) erwärmt (Abbildung 2-10) (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-10: Schema der räumlich-zeitlichen Entwicklung der Basaltemperatur in einer Eismasse während ihres Wachstums und Rückgangs (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009)

Die Basaltemperatur ist entscheidend für eisbedingte Erosions- und Ablagerungsprozesse und damit die Morphologie der beeinflussten Landschaft, wobei diese Prozesse wiederum die Basaltemperatur beeinflussen können (vgl. Abbildung 2-9, unten). Die Basaltemperatur ist dabei nicht nur zwischen unterschiedlichen Eismassen verschieden, sondern variiert auch innerhalb derselben Eismasse. Über die Zeit entwickeln sich komplexe Muster des basalen Temperaturregimes innerhalb einer Eismasse aufgrund der beschriebenen Vorgänge (Bennet and Glasser, 2009).

2.2.3 Glazialhydrologie

Glaziales Schmelzwasser entsteht entweder supraglazial (auf der Oberfläche einer Eismasse), subglazial (an der Basis der Eismasse) und/oder englazial (innerhalb der Eismasse). Schmelzwasser bildet sich bei entsprechendem Wärmeeintrag in die Eismasse durch (I) solare Einstrahlung, (II) Reibungswärme und (III) Erdwärme (vgl. Fußnote 12). Supraglaziale Schmelzwasserbildung dominiert häufig, wobei die Schmelzwassermenge saisonal variiert. Signifikante Quellen für externe Wasservolumina im Schmelzwassersystem einer Eismasse sind Regen, Schneeschmelze auf der Oberfläche der Eismasse und Zuströme von den Rändern einer Eismasse (besonders bei Gletschern) (Bennet and Glasser, 2009). Nach Stackebrandt (2009) erfolgen Schmelzwasserzuflüsse von der Oberfläche über (Gletscher)Spalten zur Basis einer Eismasse (0), wodurch sich das Schmelzwasseraufkommen hier erhöht. Gleichzeitig kommt es durch das zufließende Schmelzwasser zur Basis zu einem Wärmeeintrag, welcher Schmelzprozesse an der Basis begünstigt.



Abbildung 2-11: Schmelzwasserquellen und grundlegende Transportwege in einem typischen alpinen Gletscher, bestehend aus "warmem Eis"

Im Nährgebiet durchsickert das Wasser den Schnee und Firn²¹ und bildet "schwebendes" Schmelzwasser auf dem unterlagernden, nahezu hydraulisch dichten Eis. Von hier fließt es in Gletscherspalten. Im Zehrgebiet fließt das Schmelzwasser, nachdem der gesamte saisonal gefallene Schnee abgeschmolzen ist, direkt über die Gletscheroberfläche hinein in Gletscherspalten und Moulins (Gletschermühlen²²) (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Wasser kann eine Eismasse nicht nur durchfließen, sondern innerhalb dieser und in ihrem Umfeld in Form von Eis, Schnee oder Wasser gespeichert werden, wobei dies, ebenso wie der Transport, räumlichen und zeitlichen Veränderungen unterliegt. Ereignisse wie die

²¹ Als Firn wird Schnee bezeichnet, welcher die Schmelze im vorangegangenen Sommer überstanden und seine Transformation zu Eis begonnen hat (Bennet and Glasser, 2009).

²² Als Gletschermühlen bezeichnet man spiralförmige Hohlräume in einer Eismasse. Diese entstehen durch die kreisförmige Bewegung von Gesteinstrümmern im Schmelzwasser, welches in die Hohlräume fließt.

Erhöhung der Fließgeschwindigkeit von "galoppierenden" Gletschern haben ebenso Einfluss auf das gespeicherte Wasser. Auch die räumlich-zeitliche Veränderung des Entwässerungssystems (s. u.) spielt eine Rolle, da seine Dimensionen und damit seine Abflusscharakteristik über den Jahresverlauf Veränderungen unterliegen. Gleichfalls wird auch das Fließverhalten von Eismassen durch jahreszeitliche Veränderungen (z. B. Zunahme der Fließgeschwindigkeit infolge der Schneeschmelzen und damit Erhöhung des basalen Schmelzwasserdrucks (s. u.) im Frühjahr) bestimmt. Variationen in der Entwässerung sind jedoch nicht nur jahreszeitlich bedingt, sondern werden auch durch die täglichen Änderungen der Lufttemperatur hervorgerufen – morgens für gewöhnlich geringer Abfluss, in Richtung Nachmittag/Abend zunehmend. Diese täglichen und jahreszeitlichen Abflussmuster können bei manchen Eismassen (z. B. auf Island) durch singuläre Ereignisse z. B. in Form sogenannter Gletscherläufe (isländisch: jökulhlaup) unterbrochen werden. Es handelt sich dabei um katastrophale Flutereignisse (vgl. Kapitel 4.3.1.3), hervorgerufen entweder durch subglaziale vulkanische Aktivität oder durch Ausbrüche von Eisstauseen (Bennet and Glasser, 2009).

Für die subglaziale Erosion (vgl. Kapitel 2.2.4) spielt der subglaziale Schmelzwasserfluss eine wichtige Rolle und damit auch das subglaziale Entwässerungssystem. Bennet and Glasser (2009) unterscheiden hinsichtlich subglazialer Entwässerungssysteme vier Konfigurationen:

Konfiguration 1Das Schmelzwasser zwischen der Basis einer Eismasse und ihr tergrund fließt als millimetermächtiger Film, den man oft als We Film bezeichnet und der als ein wesentlicher Faktor für basales gilt. Solche Filme bilden sich vermutlich dort, wo Schmelzwasse basale Schmelzprozesse entsteht und im Fall von begrenztem su zialem Schmelzwasserzufluss. Derartige Filme sind laut mat scher Modelle instabil und neigen dazu, sich schnell zu einem Ne	em Un- e <i>rtman-</i> Gleiten er durch upragla- hemati- etzwerk
kleiner Kanale zu reorganisieren.	
Konfiguration 2 Kanal- oder Tunnelnetzwerke leiten Schmelzwasser effizient üb	er eine
geringe Anzahl großvolumiger Kanäle ab, die ein oftmals in der	Aufsicht
dendritisches Netzwerk bilden und über eine begrenzte Fläche ei	ner Eis-
masse entweder englazial (innerhalb des Gletscherkörpers) u	nd/oder
subglazial verteilt sind. Schneiden sich die Kanäle in das aufla	agernde
Eis, werden sie als Röthlisberger-Kanäle (R-Kanäle) bezeichr	net. Die
Größe der Kanäle hängt vom Verhältnis der sie öffnenden (u. a. S	Schmel-
zen der Kanalwände durch Schmelzwasserdurchfluss) und sie	schlie-
ßenden Vorgänge (Bewegung der Eismasse) ab.	

Konfiguration 3	Verbundene Hohlraum-Systeme bilden sich dort, wo sich Wasser in den				
	Hohlräumen ansammelt, die sich im Druckschattenbereich von Hinder-				
	nissen bilden, die vom Eis umflossen werden (vgl. Abbildung 2-13). Sol-				
	che Hohlräume bedecken weite Teile der Basis einer Eismasse und sind				
	durch ein System verschlungener Kanäle miteinander verbunden. Diese				
	Kanäle können sich entweder in das unterlagernde Gestein (Nye-Kanäle				
	(N-Kanäle)) oder in das überlagernde Eis schneiden (R-Kanäle). Auf				
	grund dieser Konfiguration ist der Schmelzwasserabfluss ineffizient,				
	d. h. die Verweildauer des Schmelzwassers ist vergleichsweise lang.				
	Nach (Bruns et al., 2011)				
Konfiguration 4	Steht unterhalb der Basis der Eismasse ausreichend weiches, potenziell				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf-				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver-				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht.				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver-				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma-				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma- tion transportiert wird, sowie das Darcy-Fließen, also die Bewegung des				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma- tion transportiert wird, sowie das Darcy-Fließen, also die Bewegung des Wassers im Porenraum des Sedimentes aufgrund eines bestehenden				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma- tion transportiert wird, sowie das Darcy-Fließen, also die Bewegung des Wassers im Porenraum des Sedimentes aufgrund eines bestehenden Druckgefälles. Weiterhin besteht die Möglichkeit des Fließens in kleinen				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma- tion transportiert wird, sowie das Darcy-Fließen, also die Bewegung des Wassers im Porenraum des Sedimentes aufgrund eines bestehenden Druckgefälles. Weiterhin besteht die Möglichkeit des Fließens in kleinen Kanälen im Sediment oder als dünner Wasserfilm an der Oberfläche des				
	verformbares Sediment an, kann das Schmelzwasser darin fließen. Auf- grund der gewöhnlich guten Permeabilität subglazialer Sedimente ver- formen sich diese durch das Fließen des überlagernden Eises leicht. Hinsichtlich des Fließens des Schmelzwassers im Sediment werden ver- schiedene Mechanismen diskutiert. Dies umfasst die Advektion, bei der das Wasser innerhalb des Sedimentes im Zuge der Sedimentdeforma- tion transportiert wird, sowie das Darcy-Fließen, also die Bewegung des Wassers im Porenraum des Sedimentes aufgrund eines bestehenden Druckgefälles. Weiterhin besteht die Möglichkeit des Fließens in kleinen Kanälen im Sediment oder als dünner Wasserfilm an der Oberfläche des Sedimentes.				

Weiterhin wird hinsichtlich der subglazialen Hydrologie in verteilte (Konfiguration 1) und diskrete Entwässerungssysteme (Konfiguration 2 und 3) unterschieden. Bei Konfiguration 4 ist dies abhängig vom Fließmechanismus – Darcy-Fluss oder Fließen in Form eines Wasserfilms (verteilt) bzw. Fließen in Kanälen (diskret). Zu berücksichtigen ist ferner, dass subglaziale Entwässerungssysteme räumlich und zeitlich veränderlich sind, d. h., dass es während der Schmelzperiode im Sommer zu einer Vergrößerung der Wasserwegsamkeiten im Eis kommen kann, während es durch den verringerten Schmelzwasserfluss in den Wintermonaten und die Deformation des Eises wieder zur Verkleinerung der Wasserwegsamkeiten kommt. Wichtig ist dabei festzuhalten, dass nur Eismassen, die aus "warmem Eis" bestehen, also subglaziale Schmelzwasserbildung aufweisen, über derartige Entwässerungssysteme verfügen. Nur in diesen kommt es neben der supraglazialen auch zur englazialen (innerhalb des Gletscherkörpers) Entwässerung. Eismassen, bestehend aus "kaltem Eis" weisen lediglich supraglaziale Entwässerung auf (Bennet and Glasser, 2009).

Der Druck, welcher von subglazialem Schmelzwasser ausgeübt wird, wirkt sich auf zahlreiche subglaziale Prozesse aus aufgrund seines Einflusses auf den effektiven Normaldruck. Letzterer ist der Druck, den eine Eismasse senkrecht auf ihren Untergrund ausübt. Bei Eismassen, welche aus "kaltem Eis" bestehen, korreliert dieser mit der Masse des Eises. Ist subglaziales Schmelzwasser zwischen der Eismasse und dem Untergrund vorhanden (bei "warmem Eis"), reduziert sich der Normaldruck um den subglazialen Schmelzwasserdruck, da, vereinfacht gesagt, das Schmelzwasser die Eismasse "abstützt". Dieser vereinfachte Ansatz gilt jedoch nur für einen absolut ebenen Untergrund. Umfließt das Eis Hindernisse, erhöht sich der effektive Normaldruck proportional zur Fließrate des Eises auf der Seite des Hindernisses, die gegen die Fließrichtung des Eises steht. Auf der abgewandten Seite des Hindernisses verringert sich dagegen der effektive Normaldruck, was mitunter zur Bildung von Hohlräumen führen kann, wenn der effektive Normaldruck überschritten wird. Diese Hohlräume können zur Konfiguration 3 der subglazialen Entwässerungssysteme werden (s. o.). Hohlraumbildung wird begünstigt durch eine geringe Eismächtigkeit, hohen basalen Schmelzwasserdruck, welcher den effektiven Normaldruck reduziert, und hohe basale Gleitraten, die zu großen Druckschwankungen über Hindernissen führen (Bennet and Glasser, 2009).

Der basale Schmelzwasserdruck wird bestimmt durch (I) die Mächtigkeit der Eismasse (eine größere Mächtigkeit bewirkt größeren Normaldruck), (II) die Zufuhrrate an Schmelzwasser (eine hohe Rate bewirkt einen hohen basalen Schmelzwasserdruck), (III) die basale Entwässerungsrate (eine effektive Entwässerung bewirkt einen geringen basalen Schmelzwasserdruck) und (IV) den Untergrund selbst (permeables Gestein bewirkt eine Verringerung des basalen Schmelzwasserdrucks). Daher kommt es saisonal zu Schwankungen des basalen Schmelzwasserdrucks aufgrund des variierenden basalen Schmelzwasserzustroms und – abstroms. Die Schwankungen des basalen Schmelzwasserdrucks mit ihrem Einfluss auf den effektiven Normaldruck und die Bildung von Hohlräumen sind wesentliche Faktoren für die glazialen Erosionsprozesse und das basale Gleiten, da eine Erhöhung des Wasserdrucks die Reibungskräfte zwischen Eis und Untergrund verringert (Bennet and Glasser, 2009).

Der Wasserdruckgradient innerhalb einer Eismasse bestimmt die Orientierung des Entwässerungsnetzwerk in dieser. Wasser fließt dabei entlang des Druckgradienten von Bereichen hohen Drucks in Bereiche niedrigeren Drucks. Entsprechend der überlagernden Eismächtigkeit ergibt sich an jedem Punkt innerhalb einer Eismasse bzw. an ihrer Basis ein bestimmter Druck. Punkte gleichen Drucks lassen sich zu sogenannten Äquipotentialflächen verbinden. An der Gletscherbasis spricht man von der Fläche des subglazialen hydraulischen Potentials. Wasser fließt senkrecht zu diesen Flächen, sodass auch die entsprechenden Wegsamkeiten entsprechend orientiert sind²³. Die Geometrie der Äquipotentialflächen wird im Wesentlichen durch

²³ Gletschermühlen (moulins) können davon abweichen, da sie oft aus Gletscherspalten entstehen (Bennet and Glasser, 2009).

das Oberflächengefälle einer Eismasse bestimmt und untergeordnet durch die Untergrundmorphologie. Da das Oberflächengefälle nicht immer der Untergrundmorphologie folgt, fließt subglaziales Wasser innerhalb einer Eismasse nicht immer entlang des größten Gefälles und kann in manchen Fällen auch aufwärts fließen. Insgesamt folgt der subglaziale Wasserfluss dem Oberflächengefälle der Eismasse und der Richtung des Eisflusses, wobei Hindernisse umflossen werden und sich Wasser in Vertiefungen sammelt. Im Fall von nicht gänzlich wassererfüllten subglazialen Kanälen, etwa in den Randbereichen einer Eismasse, wird der subglaziale Wasserfluss nicht durch die Fläche des subglazialen hydraulischen Potentials bestimmt, sondern durch das Gefälle des Untergrundes (Bennet and Glasser, 2009).

2.2.4 Subglaziale Erosion

2.2.4.1 Grundlagen

Der Umfang subglazialer Erosion²⁴ bestimmt sich aus der Effizienz der nachfolgend dargestellten Prozesse in Kombination mit der Zeitdauer, über die sie wirken. Subglaziale Erosion geschieht durch drei verschiedene Prozesse – (I) glaziale Abrasion (bzw. Detersion), (II) Detraktion²⁵ und (III) glaziale Schmelzwassererosion. Dabei kommt es zur Umgestaltung der Landoberfläche durch Abtragung und Ablagerung von Fest- und Lockergestein (Bennet and Glasser, 2009). Nach Alley et al. (2019) gibt es Indikationen, dass Detraktion für die subglaziale Erosion eine bedeutendere Rolle spielt als Abrasion. Bruns et al. (2011) merken hierzu an, dass Detraktion auch unter geringmächtigem Eis effektive Erosion bewirkt. Nach Auffassung der Autoren können ausgedehnt vorkommende, subglaziale Hohlräume die Effektivität von Abrasion verringern.

Glaziale Abrasion wird durch den Transport von Gesteinsfragmenten über den Untergrund verursacht, welche an der Unterseite einer Eismasse eingelagert sind. In Abhängigkeit von der Größe der Fragmente kommt es dabei zu glazialer Striemung oder Furchenbildung (Fragmente ≥0,01 m) oder zum Polieren des Untergrundes (Fragmente ≤0,01 m). Das Ausmaß der glazialen Abrasion wird bestimmt durch (I) den basalen Druck zwischen Eismasse und Untergrund, (II) die basale Gleitrate und (III) die Konzentration und den Nachschub eingelagerter Gesteinsfragmente in Kontakt mit dem Untergrund, da Eis selbst keine signifikante Abrasion verursacht (Bruns et al., 2011).

²⁴ Eismassen bewirken beim Überfahren des Untergrundes nicht nur Erosion, sondern durch ihre Auflast und die in den Untergrund infolge der Bewegung des Eises eingebrachte Schubspannung auch Stauchung, Schuppung und Faltung des Untergrundes (glazitektonische Überprägung des Untergrundes). In Deutschland betrifft dies vor allem leicht verformbare Lithologien wie tertiäre und quartäre Tone und Schluffe, die in Form von Stauchmoränen morphologisch in Erscheinung treten(Bruns et al., 2011).

²⁵ Im englischen Sprachraum wird dies als *glacial plucking* oder *glacial quarrying* bezeichnet.

Der basale Druck ist die wichtigste Größe der Abrasion. Hinsichtlich der Einflussfaktoren auf diesen basalen Druck sowie die Bewegung der Fragmente an der Basis einer Eismasse, liefern das Boulton-Modell (Abhängigkeit vom effektiven Normaldruck und der Fließgeschwindigkeit des Eises) und das Hallet-Modell (Abhängigkeit von der basalen Schmelzrate und der Fließgeschwindigkeit des Eises, nicht aber vom effektiven Normaldruck) Erklärungsansätze. Beide Modelle scheinen zunächst einander zu widersprechen, doch können beide für unterschiedliche subglaziale Bedingungen angesetzt werden – das Boulton-Modell für fragmentreiches Eis, das sich eher wie eine starre Platte verhält und die Gesteinsfragmente nicht umfließt, anders als es für das Hallet-Modell angenommen wird, das für Eis mit wenigen basalen Fragmenten und daher weniger starrem Verhalten Anwendung findet. Laut dem Hallet-Modell ist die Abrasion dort am größten, wo basales Schmelzen am größten ist (Bennet and Glasser, 2009).

Die basale Gleitrate als weiterer Faktor wirkt sich dergestalt aus, dass ein schnelleres Gleiten eine höhere Abrasion bedingt. Zu berücksichtigen ist dabei das basale Temperaturregime, da Eismassen, bestehend aus basal "kaltem Eis", kaum basales Gleiten aufweisen (vgl. Abbildung 2-7). Entsprechend Bruns et al. (2011) bewirken basal kalte Eismassen daher kaum mechanische Erosion. Die Konzentration von an der Basis eingelagerten Gesteinsfragmenten korreliert dagegen nicht mit der Abrasionsrate (siehe Abbildung 2-12), da sich mit steigender Konzentration der Reibungswiderstand der Eismasse erhöht, wodurch die Gleitgeschwindigkeit verringert wird. Von Bedeutung sind außerdem die Festigkeit und Form der eingelagerten Gesteinsfragmente, sodass kantige Fragmente hoher Festigkeit besonders auf weichem Untergrund zu größerer Abrasion führen. Zudem können eingelagerte Fragmente im Eis rotieren, wodurch sich ihre Lebensspanne als "Werkzeug" der Abrasion verlängert. Aus diesem Grund ist auch der Nachschub an Fragmenten bedeutsam. Die geschieht zum einen durch Nachsacken von auf einer Eismasse lagernden oder in diesen eingeschlossenen Fragmenten infolge der Deformation des Eises beim Fließen. Zum anderen erfolgt es infolge des basalen Schmelzens oder durch Aufnahme von Fragmenten aus dem Untergrund, da eingelagerte Gesteinsfragmente mit der Zeit auch selbst abradiert werden (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-12: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen der Konzentration von an der Basis einer Eismasse eingelagerten Gesteinsfragmenten, der Gleitgeschwindigkeit des Eises sowie der Abrasionsrate (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Detraktion beschreibt das Lösen größerer Gesteinsfragmente aus dem Untergrund und bezieht zwei Prozesse ein, (I) das Brechen und Zerkleinern von Gestein unterhalb der Eismasse und (II) die Mitnahme der entstandenen Gesteinsfragmente. Wichtig für die Detraktion ist die Existenz und fortschreitende Ausbreitung von Schwächeflächen im Gestein, z. B. durch Frost-Tau-Zyklen, zuvor existierende Störungen oder die Bewegung des Eises über den Untergrund, da derartige Schwächezonen die Zerlegung begünstigen. Schwächeflächen entstehen unter anderem durch die inhomogene Verteilung des Spannungsfeldes im Gestein verursacht durch eine überfahrende Eismasse und die durch sie auf den Untergrund aufgebrachte inhomogene Verteilung des effektiven Normaldrucks. Je schneller die Bewegung des Eises ist, desto stärker ausgeprägt sind diese Inhomogenitäten. Theoretische Berechnungen haben jedoch gezeigt, dass Gesteine nur brechen, die bereits Störungen aufweisen (diskontinuierliche Gesteinsmassen) (Bennet and Glasser, 2009).

Ein wichtiger Faktor für die Detraktion ist ebenso der sich verändernde basale Wasserdruck innerhalb der Hohlräume zwischen den einzelnen Trennflächen im Gestein. Dieser wirkt sich auf die Zerlegung des Gesteins aus durch (I) Beeinflussung der Verteilung und Größe des durch die Eismasse im Gestein erzeugten Spannungsfeldes und (II) die Anwesenheit von Wasser in den Hohlräumen zwischen Trennflächen. Das wiederholte Schließen und Öffnen der Hohlräume infolge des sich verändernden basalen Wasserdrucks führt zur Ausbreitung von Trennflächen im Gestein, sodass sich Gesteinsfragmente letztlich vom Untergrund lösen und vom Eis weggeführt werden. Das Wegführen kann durch Festfrieren von Gesteinsfragmenten am Eis oder das Umschließen der Fragmente durch Eis, gefolgt vom Fließen des Eises, geschehen (Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-13: Schematische Darstellung der bei der Detraktion involvierten Prozesse (oben) und das Ergebnis in Form von vom Untergrund abgelöster und vom Eis weggeführter Gesteinsfragmente (unten) (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009).

Subglaziale Erosion durch Schmelzwasser kann durch mechanische und/oder chemische Prozesse erfolgen. Dabei spielen die Anfälligkeit des Untergrundes für chemische Alteration oder darin ausgebildete Trennflächen, die Fließgeschwindigkeit des Wassers und sich darin einstellende turbulente Strömungsverhältnisse und die Menge an mitgeführten Gesteinsfragmenten eine wichtige Rolle (Bennet and Glasser, 2009).

Mechanisch erfolgt die Erosion durch fluviatile Abrasion und fluviatile Kavitation. Abrasion geschieht im Wesentlichen durch im Wasser mitgeführte Gesteinsfragmente und wird kontrolliert durch die Eigenschaften der transportierten Fragmente (v. a. dessen Festigkeit) und deren Konzentration im Wasser, die Fließgeschwindigkeit des Wassers, dabei v. a. der Anteil turbulenten Fließens, und die Eigenschaften des durchflossenen Hohlraums, dabei v. a. die Orientierung von Flächen²⁶. Abrasion kann jedoch auch indirekt erfolgen, ohne dass das fließende Wasser mit Fragmenten beladen ist. Durch das Fließen können größere Gesteinsfragmente,

²⁶ Senkrecht zur Fließrichtung orientierte Flächen werden besonders stark erodiert, da im Wasser mitgeführte Gesteinsfragmente senkrecht auf diesen einschlagen können (Bennet and Glasser, 2009).

die durch die Strömung nicht weggeführt werden können, in Vibration versetzt werden und so aneinander oder an der Hohlraumwandung reiben (Bennet and Glasser, 2009).

Fluviale Kavitation erfolgt überall dort, wo die Fließgeschwindigkeit des Wassers 12 m·s⁻¹ übersteigt. Hierdurch kommt es bei turbulentem Fließen bereichsweise zu einem Unterdruck im Wasserkörper, z. B. an Hindernissen im durchflossenen Hohlraum, sodass das Wasser hier gasförmig wird, also Blasen bildet, die implodieren, sobald diese wieder in Bereiche mit entsprechend hohem Druck gelangen²⁷. Durch die Implosionen werden Druckstöße erzeugt, die zwar räumlich sehr begrenzt sind, aber große Kräfte erzeugen ("Schockwellen"). Implodieren die Gasblasen an oder nahe der Hohlraumwandung oder darin befindlichen Hindernissen, werden diese Kräfte darauf übertragen. Mit der Zeit kommt es zur oberflächlichen Zerstörung. Besonders entlang mikroskopischer Trennflächen und in Vertiefungen konzentrieren sich solche Druckstöße, wodurch sich die Abrasion hier verstärkt (Bennet and Glasser, 2009).

Chemisch erfolgt die Erosion durch Auflösung von Bestandteilen des Untergrundes und Wegführen dieser durch das fließende Wasser (besonders bei kalkhaltigem Gestein). Trotz der niedrigen Wassertemperatur ist dieser Prozess aus drei Gründen effektiv. Die gewöhnlich hohe Fließgeschwindigkeit erlaubt nicht die Einstellung eines chemischen Gleichgewichtes zwischen Wasser und anstehendem Gestein. In turbulent fließendem Wasser können zudem große Mengen von Gesteinsmehl ("Gletschermilch") transportiert werden, dass eine sehr große Oberfläche für Lösungsprozesse aufweist. Und letztendlich führt die zunehmende Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser mit abnehmender Wassertemperatur zur verstärkten Bildung von Kohlensäure, wodurch das Wasser chemisch aggressiver wird. Chemische Verwitterung ist begrenzt auf basal warmes Eis und kommt wahrscheinlich auch in Eismassen in maritimen Gebieten vor, in denen externe Wasserzuflüsse (Kapitel 2.2.3) das Volumen an Wasser erhöhen, das eine Eismasse durchströmt (Bennet and Glasser, 2009).

Alley et al. (2019) weisen darauf hin, dass subglaziale Sedimente (Till) subglaziale Erosionsprozesse behindern oder gänzlich unterbinden können, sofern diese eine ausreichende Mächtigkeit erreichen und sich nicht wie eine feste Masse verhalten. Diese Sedimente wirken dann eher wie ein Schmierfilm, über den eine Eismasse gleitet, ohne den Untergrund wesentlich zu erodieren. Für eine effiziente subglaziale Erosion muss der Till entfernt werden, was primär durch subglazialen Schmelzwassertransport, dabei v. a. mittels fluviatiler Abrasion, erfolgt.

Bruns et al. (2011) ergänzen, dass Eismassen an ihrer Stirnseite neben vergleichsweise kleinkörnigem Lockermaterial auch ganze Gesteinsschollen aus dem Untergrund herauslösen, transportieren und an anderer Stelle ablagern können, wo sie z. T. in den Untergrund

²⁷ Dies geschieht aufgrund der schlagartigen Kondensation des zuvor gasförmigen Wassers in den Blasen. Das gasförmige Wasser weist ein deutlich größeres Volumen auf als seine kondensierte (flüssige) Form, sodass der entstehende Hohlraum (die vorherige Blase) schlagartig mit nachströmendem Wasser gefüllt wird, wodurch der Druckstoß erzeugt wird.

gestaucht werden. Als Beispiele hierfür geben die Autoren die glazitektonisch dislozierten Kreide-Schollen auf Rügen (Deutschland) und Møn (Dänemark) an.

Primäre bzw. regionale subglaziale Erosionsmuster werden im Wesentlichen durch das basale Temperaturregime einer Eismasse bestimmt, wobei subglaziale Erosion, insbesondere Abrasion, in basal warmen Bereichen mit weit verbreiteter Schmelzwasserbildung am effektivsten ist. Dagegen ist glaziale Erosion begrenzt in basal kalten Bereichen mit geringer oder nicht vorhandener Schmelzwasserbildung. Besonders Detraktion ist im Übergang zwischen basal warmen zu basal kalten Bereichen entlang einer gedachten Fließlinie des Eises effektiv, da Schmelzwasser, das aus den basal warmen Bereichen in basal kalte Bereiche fließt, in letzteren gefriert²⁸ und dadurch auch Gesteinsfragmente an der Basis der Eismasse anfrieren können. Entwickelt sich das basale Temperaturregime in Form eines basal kalten Kerns mit einem basal warmen Rand (vgl. Abbildung 2-10), bildet sich ein entsprechender Erosionsgürtel so aus, wie sich die Eismasse ausdehnt und wieder zurückzieht. Anhand des basalen Temperaturregimes lässt sich abschätzen, wo subglaziale Erosion stattfindet (Abbildung 2-14, sowie Bennet and Glasser, 2009).



Abbildung 2-14: Schematischer Schnitt durch ein Eisschild mit Einfluss des basalen Temperaturregimes auf die subglaziale Erosion (nachbearbeitet nach: Bennet and Glasser, 2009)

Sekundäre bzw. lokale Erosionsmuster werden durch mehrere Parameter bestimmt. Die Art der unterlagernden Gesteine beeinflusst die Erosion dergestalt, dass permeable Lithologien mit hohen effektiven Normalspannungen einhergehen, also geringe glaziale Abrasion aufweisen, während impermeable oder mit Trennflächen durchzogene Lithologien einfacher detraktiert werden. Eismassen, die von widerstandsfähigeren in weniger widerstandsfähige

²⁸ Somit kommt es zur Volumenzunahme des gefrierenden Wassers in Hohlräumen zwischen Trennflächen, sodass diese erweitert werden und die Trennflächen sich weiter im Gestein ausbreiten.

Lithologien fließen, verursachen größere Erosion. Ebenso bewirkt schnell fließendes Eis eine höhere Abrasion und damit Erosion, sodass Eisschilde, die in maritim beeinflussten Gebieten enden, effektiver Erosion bewirken als solche, die in eher kontinental beeinflussten Gebieten enden. Auch Bereiche in Eismassen, welche höhere basale Schmelzraten aufweisen, verursachen mehr Abrasion. Bezogen auf den Wasserdruck bewirken dessen größere Fluktuationen größere Detraktion (Bennet and Glasser, 2009).

Laut Bennet and Glasser (2009) wird geschätzt, dass durch Eisschilde, welche im vormals vereisten Gebieten entstehen und ihre Eisscheide am selben Ort aufweisen, weniger Erosion verursachen. Begründet wird dies dadurch, dass der glazialen Erosion bei erneuter Vereisung weniger Widerstand entgegengebracht wird, da bereits ein effizientes Netzwerk glazialer Rinnen und Entwässerungssysteme während der vorangegangenen Vereisung angelegt wurde. Daraus wird geschlussfolgert, dass der größte Anteil der Erosion in mehrmals vereisten Gebieten bereits durch die erste Vereisung bewirkt wurde.

2.2.4.2 Glaziale Flächenerosion

Während sich Gletscher über darunter liegende Gesteinsschichten bewegen, wird Material von der Oberfläche abgetragen. Abgetragene Gesteinsbrocken können über große Entfernungen transportiert werden, und werden beim Abschmelzen der Gletscher dann sedimentiert. Dabei können Gletscher erhebliche Volumina transportieren. Der Anteil an im Eis enthaltenen Feststoffen steigt vom Nährgebiet zum Gletscherrand kontinuierlich, zum einem, weil Material aufgenommen wird, zum anderen, weil der Anteil fester Bestandteile durch Schmelzprozesse am Rand zunimmt. Da dabei auch Teile der mitgeführten Geschiebefracht aus dem schmelzenden Gletscher frei werden können, findet auch eine kontinuierliche Ablagerung von Sedimenten statt.

Um die Bewegung eines Gletschers zu klassifizieren, wird zwischen Gletschern mit einem warmen und einem kalten Gletscherbett unterschieden. Im Fall des warmen Gletscherbett befindet sich ein Schmelzwasserfilm unterhalb des Gletschers, welcher die Reibung zwischen dem Gletscher und den darunterliegenden Gesteinsschichten deutlich herabsetzt. Im Fall des kalten Gletscherbettes ist der Gletscher angefroren, und das unter dem Gletscher befindlich Porenwasser ist ebenfalls erstarrt. In dieser Situation finden Bewegungen verstärkt ruckartig statt: übersteigen die Scherkräfte die Festigkeit des Eises oder des Gesteins bei der entsprechenden Auflast des Gletschers, kommt es zu plastischem Versagen. Der versagende Bereich gibt nach. Sollte das Versagen im Boden unter dem Gletscher stattfinden, wird ein Teil des Bodens vom Gletscher transportiert. Dieser Prozess wird erheblich durch bereits existierende Störungen begünstigt. Dabei trägt der Gletscher zum einen durch seine Auflast, als auch durch den Wechsel zwischen Schmelzen und Gefrieren zur Bildung und Weitung von Störungen bei. Bestehen hohe Geländegradienten und liegt ein kaltes Gletscherbett vor kann der Abtrag durchaus erheblich sein. Zum einen wird der Abtransport durch die Geländegradienten begünstigt, zum anderen wird auch die Bewegung des kalten Gletschers durch die entsprechend hohen Differenzspannungen ermöglicht. Hierbei sind Scherprozesse sowohl im Eis als auch im darunterliegenden Boden möglich. Gleichzeitig bewegt sich das Eis auch durch Kriechprozesse. Dies ist oft der Fall im Zentrum von Eisschilden, in Gebirgen sind die Niederschläge höher und die Temperaturen niedriger, hier findet die größte Bildung neuen Gletschereises statt, und die Mächtigkeiten des Eisschildes sind am größten. Tiefgehende glaziale Erosion tritt hier insbesondere dort auf, wo die Bewegung des Gletschers lateral eingeschränkt ist, wie z.B. in Tallagen.

Der Abtrag von Gesteinen infolge der flächenhaften Erosion während des Überfahrens durch eine Eismasse ist im Vergleich zum Gesteinsabtrag infolge glazialer Schmelzwassererosion (Rinnenbildung, siehe Kapitel 4.3) im Allgemeinen geringer. Entsprechend der Angaben in Aber and Ber (2007) werden für eine flächenhafte Erosion Erosionstiefen von bis zu 100 m im Lockergestein erreicht. Bennet and Glasser (2009) geben bezüglich der Festgesteinserosion für die Fjorde im Westen Norwegens und in Schottland mittlere quartäre glaziale Erosionsraten zwischen 1 und 2 mm pro Jahr an.

Präglazial existierende Talungen sind prädestiniert für den Durchgang von Gletschern während einer Vereisungsphase und damit für eine verstärkte Erosion. So konnten Goehring et al. (2011) im Hinblick auf die Erosion des umgebenden Festgesteins durch den Rhône-Gletscher Erosionsraten während des Holozäns von 0,33 mm/a im Zentrum des Tals auf 0,02 mm/a an den Talflanken ermitteln. Bennet and Glasser (2009) bemerken in diesem Zusammenhang, dass die Erosionsraten unter bestimmten Bedingungen zurückgehen.

Aus Sicht der Autoren lässt sich ableiten, dass in Gebieten mit entsprechend ausgebildeter Morphologie (z. B. Gebirge mit ihren Talungen), die glazial nicht oder nur wenig vorgeprägt sind, die glaziale Erosion verstärkt auftreten wird, sofern die einzelnen Bereiche von den sich erneut bildenden Eismassen erreicht werden. In bereits glazial überprägten Gebieten, z. B. in Norddeutschland, wird sich die Erosion im Falle einer erneuten Vereisung geringer auswirken.

2.2.4.3 Glazigene Rinnen

Eine glazigene Rinne ist eine Sonderform glazigener Erosion, unterhalb eines Gletschers und kann eine große Tiefenwirkung erreichen. Ausführliche Betrachtungen zur Entstehung können (Mrugalla, 2011, 2020, 2014; Reinhardt et al., 2017; Stark, 2014) entnommen werden. Die <u>Tiefe von saale- und weichseleiszeitlichen Rinnen in norddeutschen Lockersedimenten liegt bei ca. 100-200 m, elsterzeitliche Rinnen haben Tiefen von ca. 200-300 m, vereinzelnd aber auch 500-600 m (Keller, 2009). Derzeit ist noch ungeklärt, warum in den unterschiedlichen Kaltzeiten verschiedene Rinnen-Tiefen entstehen, da es sich um ähnliche Verbreitungen</u>

konzentriert auf den Bereich im Norddeutschen Becken handelt (Mrugalla, 2020). Rinnen im Festgestein besitzen einen höheren Widerstand gegenüber Erosion und Rinnenbildung und werden daher bei gleicher Prozesseinwirkung weniger tief ausgeräumt als im Lockergestein. Es konnte nicht nachgewiesen werden, dass ehemalige Rinnen im Lockergestein Norddeutschlands bevorzugt zur Neuanlage genutzt werden. Allerdings erfolgt die Verfüllung vieler Rinnen bereits am Ende der Kaltzeit mit Sedimenten, sodass diese im Geländerelief nicht als Hohlform zurückbleiben (Mrugalla, 2020).

Im Gegensatz dazu ist im Festgestein Süddeutschlands eine erneute Ausräumung wahrscheinlich, da davon auszugehen ist, dass sich zukünftige, von den Alpen ausgehende Gletscher zuerst in Alpentälern vertiefen werden. Aus der Bevorzugung des Eisstroms von bereits bestehenden Tälern in Süddeutschland resultiert die Bildung von Seen (wie z.B. dem Bodensee, Chiemsee, Ammersee (siehe Jerz, 1993; Mrugalla, 2020)). Ellwanger et al. (2011) gehen davon aus, dass der Rheingletscher in Zukunft bei gleichbleibender Ausbreitungsrichtung das bereits angelegte Becken erneut nutzen wird.

Es ist davon auszugehen, dass eine erneute Rinnenbildung in Gebieten mit Gletscherüberdeckung bei zukünftigen Kaltzeiten möglich ist. Zudem ist die Wahrscheinlichkeit einer Rinnenbildung in Nordostdeutschland (dichter am Vereisungszentrum) auch in Kaltzeiten geringerer Gletscherausdehnung größer als am Außenrand der früheren Eiszeiten. Weiterhin geht man davon aus, dass Rinnen im Lockergestein unter gleichen Prozessbedingungen tiefer sind als im Festgestein. Allerdings sind die Prozesse, die zur Rinnengenese führen, der Ablauf und das Ineinandergreifen noch nicht vollständig bekannt, sodass keine genaue Angabe möglich ist, an welcher Stelle, mit welcher Ausrichtung Rinnen in Zukunft gebildet werden (Mrugalla, 2020).

Es wird vermutet, dass die Rinnengenese in der Endphase einer Kaltzeit durch oberflächiges Schmelzwasser erfolgt (Mrugalla, 2020). Allerdings gibt es auch Rinnen, die unterhalb (subglazial) des Gletschers gebildet werden (z.T. mit großen Tiefen) (Stark, 2014).

Auch die Lage und Tiefe bereits vorhandener Rinnen sind nicht exakt bekannt und lassen sich in Erkundungsmethoden wie der Seismik nur unzureichend abbilden. Allerdings sind durch Bohrungsbefunde Daten zur Quartärbasis/Sedimentaltern möglich (Mrugalla, 2020).

Bei der Standortauswahl ist daher eine lokale Begutachtung notwendig.

Aus Sicht der Autoren im Hinblick auf die Sicherheit eines zukünftigen Endlagerstandort für hochradioaktive Abfälle in Deutschland, stellt demzufolge vor allem die Bildung von Rinnenstrukturen, wie sie während des känozoischen Eiszeitalters entstanden, einen wesentlichen Faktor für die Einlagerungstiefe der Abfälle dar. In Deutschland wurden bohrtechnisch Teufen der Basis von Rinnen bis 584 m unter Geländeoberkante nachgewiesen (siehe Weitkamp und Bebiolka (2017) sowie Schulz (2002)). Die Bildungsorte zukünftiger Rinnenstrukturen sind aufgrund unzureichend präziser Klimaprognosen für die nächsten 1 Million Jahre nicht sicher, sodass lediglich Schlussfolgerungen aus der Klimageschichte des Quartärs gezogen werden können. Anhand dieser wird im FoV Me-MoDeck abgeleitet, dass es bei entsprechenden klimatischen Verhältnissen auch in Zukunft zur Entstehung von Eiszeiten mit vergleichbaren Ausmaßen in Deutschland kommen kann (siehe Kapitel 2.3), verbunden mit der Möglichkeit der Bildung von Rinnenstrukturen. Aus Sicht der Autoren wird ihre Verbreitung, besonders von glazial geprägten Rinnen mit stark übertieften Abschnitten, für Bereiche nördlich der Linie Magdeburg–Hannover–Osnabrück für denkbar gehalten (vgl. auch Weitkamp und Bebiolka. 2017).

Von allen glazialen Erosionsformen stellen Rinnenstrukturen diejenigen dar, die aufgrund ihrer Tiefe für die Schutzfunktion des Deckgebirges die gravierendsten Auswirkungen haben können. Dabei können diese sowohl durch kontinuierliche Erosion als auch einmalige katastrophale Ausbruchsflutereignisse gebildet werden. Auch sind periodisch wiederkehrende Erosionsereignisse denkbar. Subglaziale Rinnenstrukturen werden ausführlich in Kapitel 4.3 besprochen, und ihre Genese sowie ihre wahrscheinliche räumliche Ausdehnung im Kapitel 5 ausführlich numerisch untersucht.

2.3 Langzeit – Klimaprognosen für Mitteleuropa

Die Eiszeiten begannen mit dem Quartär vor ca. 2,6 Mio. Jahren (Paeger, 2019).

Seit ca. 800.000 Jahren dominiert ein 100.000 Jahres-Zyklus (Kjellström et al., 2009; Sabine Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2020; Stark, 2014; ZAMG, 2022), in welchem sich Warm- und Kaltzeiten abwechseln. Historisch gesehen ist das Erdklima daher nicht konstant, sondern es schwankt. Diese Temperaturschwankungen sind ortsabhängig, so liegen die globalen Schwankungen zwischen Warm- und Kaltzeit bei einer mittleren Temperatur von ca. 5°C, wohingegen Eisbohrkerne der Antarktis und Grönlands Schwankungen von 15-25°C zeigen (ZAMG, 2022).

Direkte Wettermessungen gibt es seit ca. 300 Jahren und erst seit Ende des 18. Jahrhunderts existieren genügend Wetterstationen, um die globale Temperatur sinnvoll zu berechnen. Aus diesem Grund müssen historische Wetteraufzeichnungen im Rahmen der Paläoklimatologie durch indirekte Quellen, wie geologische Daten oder sogenannten "Proxies" ermittelt werden. Hierbei handelt es sich um Analysen von Materialproben, mit deren Hilfe qualitative/relative Aussagen zum Klima (kalt/warm, feucht/trocken) möglich sind. So können beispielsweise anhand von Jahresringen bei Korallen oder Bäumen, Daten aus Eiskernbohrungen oder Bohrungen im Tiefseesediment aber auch Pollen und pflanzliche Makrofossilien Rückschlüsse auf das vergangene Klima gezogen werden. Allerdings ist dessen Genauigkeit nicht mit modernen physikalischen Messmethoden vergleichbar. Sowohl die Genauigkeit als auch die

Verfügbarkeit von Klimadaten nehmen ab, desto weiter die entsprechenden Zeiträume zurückliegen (Kjellström et al., 2009; Paeger, 2019).

Warm- und Kaltzeiten entstehen v.a. durch quasi-periodische Variationen der Erdbahnparameter, welche zur Folge haben, dass die Kontinente im Rhythmus von ca. 100.000 Jahren mal stärker und mal schwächer von der Sonne beschienen werden (Spektrum, 2022). Diese Variationen werden auch als Milankovic-Zyklen bezeichnet. Die Milankovic-Zyklen wurden in den 1920er Jahren entdeckt und werden nach ihrem Entdecker, dem serbischen Geophysiker und Astronom Milutin Milankovic, benannt (Pantle, 2022; Stark, 2014). Bei den Milankovic-Zyklen (Berger, 1988; Milankovic, 1998) handelt es sich um drei Kreisläufe, welche (neben der Drehung der Erde um sich selbst: Tag und Nacht und der Rotation um die Sonne: Jahreszeiten) die Temperatur beeinflussen und dadurch das Klima verändern. Die Milankovic-Zyklen werden auch als Präzession, Erdschiefe/Obliquität und Exzentrizität bezeichnet (Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2020). Die relative Position der Erdrotationsachse um die Sonne wird als Präzession bezeichnet und hat eine Zyklusdauer von ca. 22.000 Jahren. Durch die Kollision von Mond und Erde vor ca. 4,5 Milliarden Jahren pendelt die Achse der Erde zwischen einer Schiefe von 22,1° und 24,5°. Die sogenannte Erdschiefe hat vor allem Auswirkungen auf hohe Breitengrade (z.B. Polarregionen) und hat eine Zyklusdauer von rund 41.000 Jahren. Die Exzentrizität stellt die Form der Umlaufbahn um die Sonne dar. Bei einer fast kreisförmigen Umlaufbahn der Erde ist die Exzentrizität niedrig und die Sonneneinstrahlung gering, d.h. klimatisch eine Eiszeit. Bei einer elliptischen Umlaufbahn, hoher Exzentrizität und viel Sonneneinstrahlung liegt eine Warmzeit vor. Die Zyklusdauer der Exzentrizität beträgt ca. 100.000 Jahre. Schwankungen der Milankovic-Zyklen, sowie der Sonneneinstrahlung und der Temperatur können Abbildung 2-15 entnommen werden (MPI, n.d.; Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2014, 2020; Stark, 2014).



Abbildung 2-15: Überblick der Milankovic-Zyklen, Sonneneinstrahlung und Temperatur aus Vergangenheit und Zukunft (MPI Max Planck Institut für marine Mikrobiologie, 2018)

Die Überlagerung der unterschiedlichen Zyklen (Exzentrizität, Obliquität und Präzession) ergibt eine Zykluslänge von ca. 100.000 Jahren, dies entspricht dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten der letzten 800.000 Jahre (Mrugalla, 2020). Die Milankovic-Zyklen stellen somit den Hauptmechanismus für unser Klima dar.

Allerdings spielen auch zusätzliche Faktoren eine Rolle. Hier wäre beispielsweise die Verschiebung von Kontinenten zu nennen (Konsortium, 2021; McEvoy et al., 2016; Mrugalla, 2020). Resultierend aus der Plattentektonik kommt es zu einer globalen Veränderung der Kontinente und Ozeane, woraus eine Änderung der Meeresströme resultiert. Die Meeresströmungen werden von Temperatur und Salzgehalt angetrieben, sodass sich der Transport von warmen und kalten Wassermassen verlagert und sich somit das Klima verändert. Weiter hinzu kommt auch das, durch den Kontinentaldrift verursachte, unterschiedliche Reflexionsvermögen von Land, Eis, Schnee und Wasser (Mrugalla, 2020).

Auch die Veränderung des Albedos, also der Reflektion der Sonnenstrahlung, der Erde durch das vermehrte Vorkommen von Schnee und Eis kann das Klima beeinflussen. Das Eis hat einen Einfluss auf den Wasserdampfgehalt der Luft, denn desto mehr Wasser im Eis gebunden ist, desto weiter sinkt der Meeresspiegel und die Ausdehnung der Meere. Sowohl bei Wasserdampf als auch bei Kohlenstoffdioxid handelt es sich um Treibhausgase. Bei einer sinkenden Konzentration an Treibhausgasen in der Atmosphäre kommt es auch zu sinkenden Temperaturen (Paeger, 2019).

Weiterhin kann die Änderung der primären Sonneneinstrahlung, wie z.B. Sonnenfleckenzyklen drastische globale Klimawechsel erzeugen (dies war beispielsweise im Maunder-Minimum im 17.-18. Jahrhundert der Fall) (Mrugalla, 2020).

Außerdem können Naturkatastrophen wie beispielsweise Vulkanausbrüche das Klima beeinflussen, da es durch die freigesetzten Gase und Aschen zu einer Verminderung der Energieeinstrahlung der Sonne sowie einer Kohlendioxidfreisetzung in die Atmosphäre kommt, woraus eine Erwärmung resultiert (Konsortium, 2021; Mrugalla, 2020).

Neben dem Vulkanismus ist eine Änderung der Atmosphärenzusammensetzung und damit des Klimas auch durch Gebirgsbildungen möglich. So kommt es bei der Gebirgsbildung (z.B. vom Himalaya) zu einer Umlenkung von Luftströmen in der Atmosphäre, woraus eine Veränderung der Verteilung von kalten und warmen Luftmassen sowie der Art und Menge von Niederschlägen resultiert (Mrugalla, 2020).

Des Weiteren können atmosphärische Parameter das Klima beeinflussen. Hierzu zählen neben dem Ozon, welches einen Teil des Sonnenlichtes reflektiert, auch natürlich oder anthropogen entstandene Treibhausgase und Aerosole in der Atmosphäre (Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2020). Die Auswirkungen des vorher nicht vorhandenen anthropogenen Einflusses sind derzeit nicht abschätzbar (Mrugalla, 2011).

Auch die Größe und Verteilung der Land-, Wasser- und Eisoberfläche, sowie die Gesteinszusammensetzung und Verwitterung oder die Änderung der Vegetation können als Auslöser für Klimaänderungen fungieren (Stark, 2014).

Insgesamt gesehen fließen somit verschiedene Faktoren (Milankovic-Zyklen, Primäre Sonnenstrahlung, Plattentektonik, Gebirgsbildung/Orogenese, Vulkanismus, Gesteinszusammensetzung und Verwitterung, Änderung der Zusammensetzung der Atmosphäre, Vegetation, Größe und Verteilung der Land-, Wasser- und Eisoberfläche) in das Klima der Erde ein (Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2014, 2020; Stark, 2014). Da bisher noch nicht alle Einflüsse auf klimatische Veränderungen der Vergangenheit erklärbar sind, werden derzeit weitere mögliche Einflüsse erforscht wie z.B. die Kippung der Erdbahnebene, der Einfluss von Gezeitenwirkung auf Meeresströmungen sowie anthropogene Einflüsse auf das Klima (Mrugalla, 2014). Neben den Einflüssen wird auch an bisher nicht erkannten Kopplungen geforscht. Es ist demnach möglich, dass weitere bzw. anders gewichtete Einflüsse auf das Klima berücksichtigt werden müssen (Mrugalla, 2020), denn es ist bisher noch nicht geklärt, inwieweit sich einzelne Teilprozesse überlagern und dabei verstärken bzw. abschwächen (Mrugalla, 2011).

Das Klimasystem Erde ist somit ein komplexes Zusammenspiel verschiedener Elemente, von Atmosphäre, Biosphäre, Landmassen, Ozeanen und Eismassen (Konsortium, 2021).

Der derzeitige Temperaturanstieg kann nach Meinung einer Vielzahl von Wissenschaftlern (ANDRA, 2001; Archer and Ganopolski, 2005; Paeger, 2019; Texier et al., 2003) nicht nur durch natürliche Gründe wie beispielsweise Milankovic-Zyklen, Sonnenaktivität oder auch

Naturkatastrophen erklärt werden (Paeger, 2019). Denn durch den verhältnismäßig starken Temperaturanstieg von ca. 1,2°C seit Beginn der Industrialisierung Ende des 18. Jahrhunderts (Konsortium, 2021; TerraX, 2019), ist davon auszugehen, dass der derzeitige Klimawandel von den Menschen beeinflusst wird. Der starke Temperaturanstieg in der verhältnismäßig kurzen Zeit resultiert aus der zunehmenden Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre, z.B. durch das Verbrennen fossiler Energieträger oder der Landwirtschaft (Konsortium, 2021). Die Langzeitfolgen der anthropogenen Beeinflussung des Klimas sind allerdings nur schwer abschätzbar und werden auch in der Wissenschaft kontrovers diskutiert.

Auf der einen Seite gibt es Wissenschaftler, die der Meinung sind, dass der Einfluss der Menschen zu einer globalen Erwärmung durch Treibhausgase führt und es infolgedessen zur Abschmelzung der Gletscher und Eiskappen an den Polen und damit zur Erhöhung des Meeresspiegels kommt. Daraus resultiert ein verschobener Beginn einer neuen Kaltzeit. Dieser verschobene Beginn der neuen Kaltzeit wird teilweise grundsätzlich festgestellt, wie beispielsweise bei (Lommerzheim et al., 2015). Teilweise erfolgte aber auch eine Abschätzung des zeitlichen Verschubs. So nehmen (ANDRA, 2001; Texier et al., 2003) einen Verschub aufgrund der erhöhten Kohlenstoffdioxidemission von ca. 300.000 Jahren an. (Archer and Ganopolski, 2005) gehen sogar davon aus, dass die nächste Kaltzeit erst in rund 500.000 Jahren beginnt.

Auf der anderen Seite gibt es Wissenschaftler (Mrugalla, 2011; Stark, 2014), die davon ausgehen, dass die vom Menschen verursachten Einflüsse endlich sind und sich auf lange Sicht die natürlichen Zyklen wiedereinstellen. Aus diesem Grund werden die anthropogenen Auswirkungen bei Ihnen entsprechend nicht berücksichtigt. Stark (2014) geht davon aus, dass die Voraussetzungen für eine Veränderung der lithologischen Zusammensetzung im Wirtsgestein innerhalb der nächsten 1 Mio. Jahre nicht gegeben sind und somit das heutige Erscheinungsbild und die Eigenschaften der Tongesteine im (in der Studie) betrachteten süddeutschen Raum erhalten bleiben.

Bedingt durch die konträren Annahmen ist nicht abschätzbar, wie langfristig und intensiv anthropogene Einflüsse das Klima der nächsten 1 Mio. Jahre beeinflussen werden.

Im Laufe der Klimageschichte konnte gezeigt werden, dass höhere Temperaturen Folgen haben wie bspw. den Anstieg des Meeresspiegels. So stieg der Meeresspiegel seit dem Ende der letzten Eiszeit in den vergangenen 20.000 Jahren um ca. 120m an. Dieser Anstieg betrug teilweise 50 cm in 10 Jahren, heute liegt der Anstieg des Meeresspiegels im Bereich von 3-4 cm pro 10 Jahren (Pantle, 2022). Auch gibt es Belege z.B. für abrupte Klimawechsel in Grönland während der letzten Eiszeit (Paeger, 2019).

Diese möglichen Ereignisse abrupter Klimaänderungen, könnten nach (UBA, 2014) und (Hörz and Zajonz, n.d.) folgende Vorkommnisse sein:

- Veränderung/Abbruch des Golfstroms,
- Zerfall des West-Antarktischen Eisschildes, mit einem Meeresspiegelanstieg um einige Meter,
- Abschmelzen des Grönländischen Eisschildes,
- Auftauen von Permafrostböden in den nördlichen Breiten und damit Freisetzung großer Methanmengen,
- großflächiges Absterben/Abholzen des Regenwaldes z.B. im Amazonasgebiet, dadurch Freisetzung von Kohlendioxid/Verstärkung des Klimawandels,
- Sättigung der Ozeane mit Kohlenstoffdioxid.

Die Auswirkungen, die ein oder mehrere dieser Kipppunkte auf das Klima haben, können nicht rückgängig gemacht werden und den Klimawandel damit deutlich vorantreiben. Auch wenn bei der Betrachtung der Abbildung 2-15 die bisherigen, relativ regelmäßigen Wechsel von Warmund Kaltzeiten in der Vergangenheit sehr gut anhand der Erdtemperatur erkennbar sind, schwankten die Ausschläge der einzelnen Zyklen in der Vergangenheit, sodass wissenschaftliche Modelle für die Zukunft mit hohen Ungewissheiten behaftet sind. Diese Modelle werden als Klimaprojektionen bezeichnet. Dabei werden durch Eingangsannahmen in Modellen Spannbreiten erzeugt (Konsortium, 2021).

Die Prognose und Modellierung der zukünftigen Klimaentwicklung unterliegt somit hohen Ungewissheiten und basiert auf der wechselseitigen Beeinflussung modellwirksamer Parameter. Für die Modellrechnungen werden aufeinanderfolgende standardisierte Episoden des Verlaufes der Klimaentwicklung berücksichtigt. Bei diesen standardisierten Episoden handelt es sich, wie auch in der Vergangenheit, um Wechsel von Warm- und Kaltzeiten, beginnend mit der gegenwärtigen Warmzeit, dem Holozän, welches vor ca. 11.700 Jahren begann und bislang relativ milde ausgeprägt ist (Pantle, 2022). Die Temperaturen werden dabei durch die aktuellen Jahresmitteltemperaturen bestimmt. Als Eingangsparameter für die Modellierung dienen Informationen aus der Vergangenheit. Weiterhin müssen für die Modellierung einige Annahmen getroffen werden, so basieren die Modellierungen darauf, dass geophysikalische und chemische Prinzipien weiterhin fortbestehen.

Für zahlreiche Klimaprojektionen (Beuth et al., 2012; Jobmann et al., 2017; Lommerzheim et al., 2015; Mrugalla, 2011; Mrugalla, 2020; Stark, 2014)(Carl et al., 2021) wurde aufgrund des Aktualitätsprinzips der in den letzten ca. 800.000 Jahren herrschende 100.000 Jahreszyklus des Paläozykluses als Grundlage angenommen, d.h. dass für die nächsten 1 Million Jahre 10 Warmzeiten mit dazugehörigen Kaltzeiten erwartet werden.

Kaltzeitliche Einwirkungen haben dabei stärkere Auswirkungen und können in Permafrost, Inland- oder Vorlandvereisung, glaziale Rinnenbildung unterteilt werden (Mrugalla, 2020).

2.3.1 Modelle für Langzeit-Klimaprognosen

Die Modellierungen des zukünftigen Klimas basieren auf verschiedene Simulationen bzw. Kombinationen von Simulationen. So wurde bei (Kjellström et al., 2010, 2009) zunächst das sehr grobe "fully coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model (AOGCM)" zur Simulation des globalen Klimas durchgeführt. Vorteil des AOGCM ist, dass ein globales, physikalisch konsistentes Klima erzeugt wird (auch für Gegenden, in denen keine Messungen durchgeführt werden bzw. keine Proxydaten existieren). Die Modelle wurden ausgiebig für das vergangene Klima getestet, sodass die Modelle, welche adäquate Simulationen für viele Hauptprozesse liefern, auch für die Modellierungen des künftigen Klimas genutzt werden können.

Darauf basierend wurde eine detailliertere Betrachtung europäischer Klimabedingungen von (Kjellström et al., 2010, 2009) mit Hilfe eines "Regionalen atmosphärischen Klimamodells (RCM)" durchgeführt. So wurde in (Kjellström et al., 2010) eine Simulation der klimatischen Bedingungen in Europa während des Grönland-Stadials vor 12.000 bis 44.000 Jahren durchgeführt, dessen Ergebnisse eine ca. 5°C kältere mittlere Oberflächentemperatur als heute zeigt. Auch weitere RCA-Modelle von (Jones et al., 2004; J Räisänen et al., 2003; J. Räisänen et al., 2003; Rummukainen et al., 2001, 1998) zeigen, dass eine realistische Einschätzung des europäischen Klimas möglich ist. Auch im Projekt BIOCLIM (ANDRA, 2003), in welchem mögliche Langzeitfolgen innerhalb der nächsten 200.000 Jahre bzgl. der Sicherheit von Endlagerstandorten vor Klima und Umweltveränderungen untersucht wurden, wurde zwischen sehr einfachen 2D-Modellen und detaillierten allgemeinen Zirkulationsmodellen (GCM) sowie Vegetationsmodellen unterschieden. Für die genauere Betrachtung von 5 ausgewählten Lokationen in Zentral- und Süd-Europa wurden neben dem GCM auch RCM-Modelle durchgeführt.

In (Kjellström et al., 2009) wurden nach der groben Modellierung mittels AOGCM und der Verwendung dessen Outputs als Eingangsdaten für ein RCM die Modelle zu Klima und Vegetation detaillierter. Um die Daten weiter zu präzisieren, wurden die Output-Daten des RCM als Input für ein "Dynamic Vegetation Model (DVM)" genutzt, was zu einer Verbesserung der Daten der Vegetation führte. Anhand dieser, aus dem DVM gewonnenen, Daten wurde dann eine erneute Modellierung mittels RCM durchgeführt (Kjellström et al., 2009).

2.3.1.1 Klimamodelle Deutschlands

Die Langzeitentwicklung in den nächsten 1 Million Jahren für Deutschland ohne Endlagereinfluss, d.h. die natürliche Entwicklung der Geosphäre wurde in dem Projekt RHESUS näher untersucht (Mrugalla, 2020). Der geowissenschaftlichen Langzeitprognose liegen in erster Linie die Betrachtung des Klimas sowie geologischen Prozesse zugrunde. Es wurden die verschiedenen Wirtsgesteine Steinsalz, Ton- und Kristallingestein betrachtet (Mrugalla, 2020). Numerische Modellierungen potenzieller geologischer Standortmodelle mit Betrachtung eines Endlagers (bestehend aus zwei Schächten, einer Einlagerungsebene mit Infrastrukturfläche sowie Flächen von Stollen für Bergbau, Abfalltransport, Bewetterung und Einlagerung) mittels der Software OpenGeoSys können (Jobmann et al., 2017) entnommen werden. Dabei wurden zwei 3D-Modelle für das Wirtsgestein betrachtet, eines für einen Teil des Norddeutschen Beckens im Norden und eines für einen kleineren Teil des Molassebeckens im Süden.

Vor allem mit der anthropogenen Beeinflussung des Klimas wird in den Veröffentlichungen sehr unterschiedlich umgegangen, so gehen beispielsweise (Lommerzheim et al., 2015) davon aus, dass es durch den Einfluss der Menschen zu einer globalen Erwärmung durch Treibhausgase kommt, was ein Abschmelzen der Gletscher und Eiskappen an den Polen und somit die Erhöhung des Meeresspiegels zur Folge hat. Aus diesem Grund prognostizieren (Lommerzheim et al., 2015) einen verschobenen Beginn einer neuen Kaltzeit. Auch weitere Studien wie BIOCLIM (ANDRA, 2001; Texier et al., 2003) vermuten die nächste Kaltzeit aufgrund der erhöhten Kohlenstoffdioxidemission erst in ca. 300.000 Jahren bzw. (Archer and Ganopolski, 2005) sogar erst in rund 500.000 Jahren.

Im Gegensatz dazu werden anthropogene Einflüsse in der Publikation von Mrugalla (2011) nicht berücksichtigt. Für die Klimaprojektion wird nur die natürliche Entwicklung berücksichtigt. Durch diese, teilweise konträren Annahmen (aber auch die kurze Zeit seit Beginn der Industrialisierung) wird deutlich, dass derzeit nicht abschätzbar ist, wie langfristig und intensiv anthropogene Einflüsse in den nächsten 1 Mio. Jahren das Klima der Erde beeinflussen (Mrugalla, 2020).

Auch (Stark, 2014) geht davon aus, dass die Voraussetzungen für eine Veränderung der lithologischen Zusammensetzung im Wirtsgestein innerhalb der nächsten 1 Mio. Jahre nicht gegeben ist und somit im (in der Studie) betrachteten süddeutschen Raum das heutige Erscheinungsbild und die Eigenschaften der Tongesteine erhalten bleiben.

In dem Projekt AnSichT werden verschiedene Beispielmodelle von Modellierungen über 1Ma bzw. 0,1Ma vorgestellt (Jobmann et al, 2017). Tabelle 2-4 zeigt die entsprechenden Raumlagen, Lithologien und hydrogeologischen Eigenschaften (inklusive Kluftvorkommen) der (nicht erkundungsbasierten) Modelleinheiten:

3D Gesamtmodell NORD	2D Vertiaklschnitt im ELB SÜD	3D Detailmodell ELB NORD
10x7x3,5km	8x1,5km	3x3x0,78km
Alle geologischen Einheiten (Zechstein bis Quartär)	Alle geologischen Einheiten	Wirtsgestein, Nebenge- birge, nächstliegende Aqui- fere
1Ma	1Ma	0,1Ma
THM gesättigt	THM teilgesättigt	THM teilgesättigt

Tabelle 2-4: Projektdaten Beispielmodelle AnSichT

Systemverständnis, Integri-	Systemverständnis, Integri-	Systemverständnis Nahfeld,
tätsabschätzung, RB	tätsnachweis geol. B	Einfluss von Vereinfachun-
		gen

Es handelt sich um eine Prognose der geologischen Entwicklung für die zukünftigen 0,1 bis 1 Million Jahre ohne Endlagereinfluss.

Schlussfolgerungen zu Klimamodellen

Zur Validierung von Klimamodellen wurden zunächst Modellierungen vergangener Klimaentwicklungen durchgeführt und auf Plausibilität geprüft. Waren die Ergebnisse ausreichend dicht an gemessenen Werten, erfolgte die Annahme, dass die entsprechenden Randbedingungen/Eingangsparameter auch für die Zukunft realistisch sind (Mrugalla, 2011).

Laut Mrugalla (2011, 2020) ist davon auszugehen, dass auch für die Zukunft ähnliche Temperaturmaxima und -minima wie in der Vergangenheit anzunehmen sind. Somit wäre bei künftigen Kaltzeiten mit ähnlichen Vereisungen und Meeresspiegelschwankungen zu rechnen, sodass die Bandbreite der natürlichen Klimaschwankungen abgedeckt sein müsste (Mrugalla, 2020). Um einen Überblick zu erhalten, welche Bedingungen in der Vergangenheit und somit auch in der Zukunft möglich sind, haben (Lommerzheim et al., 2015) die verschiedenen Kaltzeitmerkmale aus den Eiszeiten Weichsel, Saale und Elster aufgelistet (vgl. Tabelle 2-5).

Kaltzeitmerkmal	Weichsel	Saale	Elster
Inlandvereisung	eisfrei (Standort- modell nicht über- fahren)	vollständig (Standortmo- dell vom Inlandeis über- fahren)	vollständig (Standortmo- dell vom Inlandeis über- fahren)
Eismächtigkeit	0 m	bis 500 m*	bis 500 m**
maximale Temperaturab- weichung zu heute	bis -10 °C	bis -10 °C	bis -10 °C
Permafrost	Tiefenwirkung: 150 m – 200 m	Tiefenwirkung: 150 m – 200 m	Tiefenwirkung: 150 m – 200 m
	möglich	Rückgang des Perma- frostes (Abhängig von Dauer der Inlandverei- sung und Eismächtigkeit)	Rückgang des Perma- frostes (Abhängig von Dauer der Inlandverei- sung und Eismächtigkeit)
Rinnenbildung	nein (aufgrund der Entfernung des Inlandeises zum Referenzprofil)	möglich (verglichen mit Elster- Kaltzeit weniger ausge- prägt)	möglich (liegt im Referenzprofil vor) 100 m im Lockergestein und 50 m im Festgestein
Eisvorschubrate	-	mehrere Hundert m/a im Randbereich	(mehrere Hundert m/a im Randbereich)**

Tabelle 2-5:Zusammenstellung von orientierenden Kenndaten für die drei im Endlagerstandortmo-
dell Nord zu betrachtenden Kaltzeittypen aus Lommerzheim et al., 2015

Die Angabe ist aus Aseev (1968) entnommen.

** Für die Elsterkaltzeit gibt es keine Angaben in der Literatur. Aufgrund ähnlicher Eisrandlagen und ähnlicher Klimabedingungen werden Werte aus der Saale-Kaltzeit übernommen

Da die klimatischen Randbedingungen wie Temperatur und Niederschlag nicht genau genug bestimmbar sind, ist nicht vorhersehbar in welcher Kaltzeit sich welche Randlage und Mächtigkeit ausbilden. Auch im Verlauf einer Kaltzeit kommt es zu Intensitätsschwankungen, sodass die Randlage und Mächtigkeit nicht als konstant angesehen werden können (Mrugalla, 2011). Bei unserer Eingangsannahme von ca. 10 zu erwartenden Kaltzeiten innerhalb der nächsten 1 Mio. Jahre ist allerdings davon auszugehen, dass mehrere das Potenzial haben Permafrostverhältnisse sowie große Gletscher-/Inlandeisüberdeckungen zu bilden und somit die oberflächennahen Gesteinsschichten sowie die Geomorphologie zu beeinflussen (Jobmann et al., 2017; Stark, 2014). Daher müssen die Auswirkungen von Vergletscherungen in betroffenen Gebieten in ganzer Bandbreite betrachtet werden (Mrugalla, 2020). Aufgrund der Teufe des Endlagers geht (Mrugalla, 2014) insgesamt von weniger/schwächeren Veränderungen aus, sodass die Bereiche eines Endlagers im Betrachtungszeitraum fast unverändert fortbestehen bleiben werden. Der von der Oberfläche ausgehende Prozess mit erheblicher Tiefenwirkung ist die Rinnenbildung, da dadurch in der Vergangenheit vereinzelnd ein Tiefenniveau von 500 m u. NN unterschritten wurde. Liegt das Wirtsgestein allerdings darunter, so gibt es vermutlich keine Veränderungen des heutigen Zustandes (Mrugalla, 2014). Rinnen im Festgestein haben durch den höheren Widerstand gegenüber Erosion und Rinnenbildung eine geringere Tiefe als Rinnen im Lockergestein (Mrugalla, 2020). Für das Nebengebirge Norddeutschlands ist nach (Mrugalla, 2014) in den nächsten 1 Mio. Jahren (wobei 10 Kaltund Warmzeitphasen als wahrscheinlich gelten) im meist aus quartären Lockersedimenten bestehendem oberflächennahen Bereich selbst eine vollständige Umgestaltung wahrscheinlich. Stark (2014) geht davon aus, dass glazigene Deformationen in Süddeutschland im Verlauf der nächsten 1 Mio. Jahre mehrfach ablaufen werden.

Weiterhin ist unklar, wann (zu welchem Zeitpunkt) die künftigen Kaltzeiten stattfinden werden. Der Zeitpunkt einer zukünftigen Vergletscherung ist stark abhängig von den getroffenen Annahmen hinsichtlich der anthropogenen CO2-Emissionen (Fischer et al., 2015).

Auch wenn die künftigen Kaltzeiten eine intensive Umgestaltung der Geosphäre zur Folge haben werden, sollten die Warmzeiten ebenfalls mit betrachtet werden, da diese beispielsweise weit nach Süden reichende Meeresüberdeckung (ähnlich wie Holstein-Warmzeit) zur Folge haben könnten (Mrugalla, 2014). Bei den bisherigen Verläufen ist auffällig, dass Warmzeiten kürzer andauern als Kaltzeiten. Warmzeiten beginnen meist plötzlich, mit einem schnellen Temperaturanstieg. Es kommt zu einem Gletscherrückzug und dem Abbau des Permafrost und damit zu einer veränderten Geomorphologie (d.h. ggf. Änderung der Lage von Oberflächengewässer, Abflusssystemen an der Oberfläche und Hydrogeologie (Mrugalla, 2011)). Im Alpenvorland kommt es auch zu einer Änderung der Topographie und damit zu geänderten Wasserscheiden und Grundwasserneubildungsgebieten, sowie der Änderung des chemischen Gleichgewichtszustandes zwischen Wasserinhaltsstoffen und nachkaltzeitlich gebildeten Sedimenten (Stark, 2014). Weiterhin ist in den Warmzeiten die Erhöhung der Deckgebirgsmächtigkeit durch Überflutung bestehender Landmassen und damit verbundener Sedimentation möglich (Mrugalla, 2014). Der Übergang zur Kaltzeit verläuft hingegen oft schrittweise mit Schwankungen. Die tiefsten Temperaturen sind zumeist gegen Ende der Phase vorhanden (Mrugalla, 2020).

Laut Forsstrom (1999) befinden wir uns derzeit in der mittleren Phase einer Warmzeit, welche sehr wahrscheinlich in ca. 10.000 Jahren mit dem Beginn einer neuen Kaltzeit beendet wird (Mrugalla, 2011). Die nachfolgende Kaltzeit wird in rund 50.000 Jahren ihr Maximum erreichen (Forsstrom, 1999; Mrugalla, 2011). Stark (2014) prognostiziert basierend auf Klimamodellen weiterhin, dass die Intensität der nächsten Kaltzeit wahrscheinlich ähnlich der Würm-Kaltzeit sein wird.

Unklar ist weiterhin die Veränderung der Zyklusdauer vor ca. 800.000 Jahren von 40.000 Jahren auf 100.000 Jahren und ob sich solche Änderungen der Zyklusdauer wiederholen können. Längere Eiszeiten hätten eine längere Vergletscherung des möglichen Endlagerstandortes zur Folge, wohingegen kürzere Eiszeiten möglicherweise dazu führen würden, dass im Standortbereich keine Vergletscherung stattfindet (Mrugalla, 2011).

Durch neue Erkenntnisse der Forschung werden die berücksichtigten Komponenten in Klimamodellen im Laufe der Zeit immer detaillierter. Seit 2002 werden Einflüsse der Atmosphäre, Geländeoberfläche, Ozeane und Meereis, Sulphat-Aerosole/diverse Aerosole, Kohlenstoff-Kreislauf und Vegetationswechsel/Chemismus (Atmosphäre) berücksichtigt (Mrugalla, 2011). Allerdings haben verschiedene (mineralogische, geochemische, petrographische, mechanische, thermale und hydraulische) Eingangsparameter bzw. Werte der Eingangsparameter (inkl. Mittelwerte und Spannbreiten) auch immer verschiedene Klimaverläufe/-modelle zur Folge (Fischer et al., 2015; Jobmann et al., 2017; Mrugalla, 2011). Neben den unterschiedlichen Eingangsparametern führen auch verschiedene numerische Verfahren, unterschiedliche räumliche Auflösungen und verschiedene Komplexitäten zu verschiedenen Modellergebnissen. Denn je komplexer ein Modell, desto mehr Möglichkeiten bestehen, einzelne Parameter zu variieren/miteinander zu koppeln (Mrugalla, 2011).

Obwohl es einige Modelle für Klimaprojektionen gibt, wird in den veröffentlichten Publikationen deutlich, dass Vorhersagen über die zukünftige Klimaentwicklung nicht möglich sind (Kjellström et al., 2009; Lommerzheim et al., 2015; Mrugalla, 2011). Das liegt daran, dass es zahlreiche Ungewissheiten bei der Ableitung des zukünftigen Klimas gibt.

Klimaschwankungen sind räumlich und faziell sehr unterschiedlich, da beispielsweise verschiedene Schichtenfolgen für N/S-Deutschland bzw. NW/NO-Alpenvorland vorliegen (Stark, 2014). Aus diesem Grund ist empfehlenswert im Rahmen der Endlagersuche die lokalen Gegebenheiten von Standorten detaillierter zu betrachten.

2.3.1.2 Grundlagen des im FoV MeMoDeck verwendeten Klimamodelles

Basierend auf der Literatur-Recherche und Einschätzungen der Autoren wurde für das im Rahmen des FoV MeMoDeck entwickelte Klimamodell folgende Annahmen getroffen:

- Annahme eines 100.000 Jahres-Zyklus, d.h. innerhalb der nächsten 1 Mio. Jahre werden 10 Kalt- und Warmzeitphasen modelliert. Mehrere dieser Kaltzeiten werden das Potenzial haben Permafrostverhältnisse, Gletscher und Inlandeisüberdeckungen zu bilden und somit die oberflächennahen Gesteinsschichten und Geomorphologie zu beeinflussen (Beuth et al., 2012; Jobmann et al., 2017; Lommerzheim et al., 2015; Mrugalla, 2011, 2020; Stark, 2014),
- Derzeit befinden wir uns in der mittleren Phase einer Warmzeit, welche sehr wahrscheinlich in ca. 10.000 Jahren mit dem Beginn einer neuen Kaltzeit beendet wird (Mrugalla, 2011).
- Das Maximum der nachfolgenden Kaltzeit mit einer Intensität ähnlich der Würm-Kaltzeit wird vermutlich in rund 50.000 Jahren erreicht (Forsstrom, 1999; Mrugalla, 2011, Stark, 2014).
- Es werden ähnliche Temperaturminima und -maxima, Vereisungen (Permafrost, Inland-/Vorlandvergletscherung), glazigene Rinnen, Meeresspiegelschwankungen sowie weiterer Kaltzeitmerkmale wie in der Vergangenheit angenommen, da davon auszugehen ist, dass damit die Bandbreite natürlicher Klimaschwankungen abgedeckt ist (Mrugalla, 2011, 2020;Lommerzheim et al., 2015).
- Zeitpunkt, Intensität (auch Intensitätsschwankungen, Temperaturen, Niederschläge, Eismächtigkeiten) und Raumlage (abhängig von den dann herrschenden, derzeit unbekannten Untergrundstrukturen, vorliegender Topographie, Bewegungsrichtungen der Gletscher und der Intensität der Prozesse (Stark, 2014) künftiger Eiszeiten sind unbekannt.
 - Annahme, dass sich v.a. in Norddeutschland und der Alpenregion mehrfach Permafrostböden und Gletscherüberdeckungen ausbilden. Daraus resultiert, dass zukünftige Kaltzeiten zu einer intensiven Umgestaltung der Geosphäre führen.
 - Glazigene Rinnen:
 - es konnte nicht nachgewiesen werden, dass ehemalige Rinnen im Lockergestein Norddeutschlands bevorzugt zur Neuanlage genutzt werden. Allerdings erfolgt die Verfüllung vieler Rinnen bereits am Ende der Kaltzeit mit Sedimenten, sodass diese im Geländerelief nicht als Hohlform zurückbleiben (Mrugalla, 2020).
 - Im Festgestein Süddeutschlands ist eine erneute Ausräumung wahrscheinlich, da davon auszugehen ist, dass sich zukünftige, von den von Alpen ausgehende Gletscher zuerst in Alpentälern vertiefen werden (Mrugalla, 2020).
- Anthropogene Einflüsse werden nicht berücksichtigt. Für die Klimaprojektion wird somit nur die natürliche Entwicklung berücksichtigt. Somit sind anthropogene
Einflüsse für die Betrachtungen von glazialen Erosionen im Rahmen von MeMoDeck nicht relevant.

Es handelt sich hierbei um Eingangsannahmen, die für die Erstellung einer Klimaprojektion notwendig sind. Die Modellierungsergebnisse basieren auf diesen entsprechenden Annahmen. Eine Änderung der Zyklusdauer kann beispielsweise folgende Auswirkungen mit sich bringen (Quellen: Lommerzheim et al., 2015; Mrugalla, 2011, 2014; Stark, 2014) (siehe Tabelle 2-6):

Effekt	Verkürzung	Verlängerung
Inlandvereisung (Vergletsche- rung/Gletscherrandlage)	Ggf. keine/geringmächti- gere Vergletscherung im Standortbereich	Längere/großflächige Vergletscherung des Standortes → auflast- bedingte Veränderun- gen im Untergrund, gla- zialtektonisch bedingte Störungen, erhöhte Ero- sionsleistungen (Glet- scherschurf, Rückbil- dung Permafrost unter Eisbedeckung)
Eismächtigkeit	Nimmt ab	Nimmt zu
Eisvorschubrate	-	Mehrere Hundert m/a im Randbereich
Max. Temperaturabweichung zu heute	Konstant (in Vergangenheit bis -10°C)	Konstant (in Vergan- genheit bis -10°C)
Permafrost	Möglich	Rückgang des Perma- frostes (Abhängig von Dauer der Inlandverei- sung und Eismächtig- keit)
Rinnenbildung	Nein (aufgrund von Entfer- nung des Inlandeises)	Möglich
Anzahl Eiszeiten	Nimmt zu	Nimmt ab
Deckgebirgsmächtigkeit		Erhöhung der Deckge- birgsmächtigkeit durch Überflutung bestehen- der Landmasse → Sedi- mentation
Gewässer Warmzeit		Erhöhung des Meeres- spiegels → verschobe- ner Beginn einer neuen Kaltzeit
Anzahl Warmzeit	Nimmt zu	Nimmt ab

Tabelle 2-6:	Auswirkungen der Änderung der Zyklusdauer von Warm- und Kaltzeiten
--------------	--

Ähnlich wie bei der Zyklusdauer handelt es sich bei den weiteren Eingangsdaten der Modellierung ebenfalls um Annahmen. Eine rein deterministische Behandlung würde ein neues Modell für jede mögliche Annahme mit den angepassten Parametern erfordern. Den vielfältigen Ungewissheiten wird Rechnung getragen, indem die Klimaprojektion auf die aus Sicht der Autoren wesentlichen Unsicherheitsfaktoren fokussiert.

Zur Abschätzung möglicher Klimaszenarien im Betrachtungszeitraum von einer Million Jahren wurde die klimatische Entwicklung der letzten 1 Mio. Jahre betrachtet. Diese ist durch Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen des pleistozänen Eiszeitalters bestimmt. Die Temperaturen lagen während der Warmzeiten der letzten 400.000 Jahre über dem heutigen Temperaturniveau. Die maximale Temperaturabweichung zur heutigen Jahresmitteltemperatur liegt bei +4,5 °C. Die Dauer einer Warmzeit ist kürzer als die einer Kaltzeit, im Schnitt halten die Warmzeiten nur 10.000 bis 20.000 Jahre an. Auf die Warmzeiten folgten ca. 80.000 bis 90.000 Jahre anhaltende Kaltzeiten. Die Temperaturabnahme erfolgte schwankend und schrittweise. Die maximale Abweichung zur heutigen Jahresmitteltemperatur liegt bei -10 °C (Mrugalla, 2014). Während der Kaltzeiten breiteten sich zunächst im mitteleuropäischen Gebiet Permafrostböden aus. Im weiteren Verlauf der Kaltzeit nahmen Gletschermassen in niedrigen nördlichen Breiten und Gebirgen (Alpen) zu und es folgten Inlandvereisung Norddeutschlands sowie Vorlandvereisung nördlich der Alpen in Süddeutschland. Aufgrund der Akkumulation von Wasser in Permafrostböden und Gletschern sank der Meeresspiegel. Der starke Temperaturanstieg der folgenden Warmzeit hatte das Abschmelzen der Gletscher sowie das Auftauen der weit verbreiteten Permafrostböden zu Folge, was wiederum zu einem Anstieg der Meere führte. Diese zyklusbedingten Meeresspiegelschwankungen können bis zu 100 m betragen (Murawski, 2010). Während der Warmzeit lag der Meeresspiegel zeitweise 20 m über dem heutigen Niveau.

Da die Prognose bzw. Modellierung der zukünftigen Klimaentwicklung hohen Ungewissheiten unterliegt, wird vorgeschlagen für die Modellrechnungen aufeinanderfolgende "standardisierte" Episoden des Verlaufs der Klimaentwicklung zu betrachten.

<u>Eine Episode</u> ist ein zeitliches Intervall einer, im glazialen Zyklus auftretenden, klimatischen Veränderung bzw. des vorherrschenden klimatischen Prozesses. Jeder Episode können bestimmte Parameter zugeordnet werden. Im Gegensatz dazu wird unter <u>einem Szenario</u> die Aneinanderreihung verschiedener klimatischer Episoden zur Abbildung eines gesamten glazialen Zyklus verstanden. Im Rahmen der Szenarienentwicklung können die Parameter der einzelnen Episoden variiert werden (z. B. maximale Gletscherausdehnung, minimale Permafrosttemperatur oder es können zusätzliche Prozesse im Zusammenhang mit glazialen Zyklen integriert werden (z. B. "Sea-Level Change").

Ein glazialer Zyklus besteht aus den folgenden Episoden:

- Aktuelle Situation (Warmzeit)
- Permafrost (Beginn Kaltzeit)
- Eisrandlage (Kaltzeit)
- Gletscherbedeckung (Kaltzeit)
- Gletscherrückgang (Übergang zur Warmzeit)

• Meeresbedeckung (Warmzeit)

Ein Zyklus nimmt einen Zeitraum von ca. 100.000 Jahren in Anspruch. Die Dauer der einzelnen Phasen ist in nachfolgender Tabelle 2-7 dargestellt. Dieser glaziale Zyklus definiert für die deterministischen Simulationen die durch den Wechsel der Episoden hervorgerufenen Randbedingungen.

Nr.	Episode	t _{Start}	t _{Ende}
	Initialzustand – aktuelle Warmzeit	0	5.000
	Übergang in Kaltzeit – Temperaturabnahme	5.000	15.000
	Beginn Kaltzeit – Permafrostausbildung	15.000	35.000
IV	Kaltzeit – Gletschervorschub	35.000	55.000
V	Kaltzeit – Gletscherstagnation	55.000	85.000
VI	Übergang Warmzeit – Gletscherrückzug –	85.000	95.000
	Temperaturzunahme		
(I)	Warmzeit – Zyklus beginnt von vorn	95.000	105.000

Tabelle 2-7:Typische Dauer der einzelnen Episoden eines Wechsels zwischen Warm- und Kaltzei-
ten

2.3.1.3 Permafrost

Nach (Elias, 2007) müssen für Permafrost im Boden/Gestein mindestens 2 Jahre lang Temperaturen unter 0°C herrschen. Nach neueren Definitionen ist allerdings nicht nötig, dass der Untergrund und das darin enthaltene Wasser gefroren sind (Woo, 2012). Die Mächtigkeit von Permafrost hängt von verschiedenen Faktoren, wie den klimatischen Bedingungen, terrestrischem Wärmestrom, Salzgehalt des Grundwassers, Vorhandensein von Oberflächengewässern, Art der Vegetation und Gesteine ab (Mrugalla, 2020). In Deutschland kann rezenter Permafrostboden nur in wenigen Höhenlagen der Alpen nachgewiesen werden (Boeckli et al, 2012), denn am Ende einer Kaltzeit, wenn sich wieder höhere Jahresmitteltemperaturen einstellen, bildet sich der Permafrost wieder zurück. Je nach Ausprägung kann Permafrost in kontinuierlichen (-6 bis -8°C), diskontinuierlichen (-3 bis -4°C) und sporadischen (-1 bis -2°C) Permafrost unterteilt werden (Mrugalla, 2020). Die ungefrorenen Bereiche innerhalb der Permafrostzone werden als Talik bezeichnet. Hierbei kann zwischen geschlossenem, isoliertem, offenen, hydrothermalen und hydrochemischen Talik unterschieden werden (Abbildung 2-16).



Abbildung 2-16: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach: Gascoyne, 2000 und Karte (1979) aus Mrugalla, 2011)

Modellierungen zu Eindringtiefen des Permafrosts im Zusammenhang mit Standortuntersuchungen in Deutschland für Gorleben und Umgebung (z.B. Klinge et al., 2007; Kösters et al., 2000) sowie dem Bereich der deutschen Nordsee (Delisle et al., 2007; Grassmann et al., 2009) ergaben maximale Eindringtiefen von ca. 150-200 m (bei Variationen der Eingangsparameter auch geringfügig größere Tiefen). Allerdings ist die Eindringtiefe schwer zu prognostizieren. Dennoch ist davon auszugehen, dass flächendeckender kontinuierlicher Permafrost in Deutschland auch in künftigen Kaltzeiten möglich ist (Mrugalla, 2020). Da die Oberfläche des ewG mindestens 300 m unterhalb der Geländeoberkante liegen muss, wäre bei einer Permafrosttiefe von ca. 200 m unterhalb der Geländeoberkante eine direkte Beeinflussung nicht gegeben, ob lokal tiefere Eindringtiefen des Permafrostes von 300 m möglich wären, müsste geprüft werden (Mrugalla, 2020). Der durch Permafrosteinfluss geänderte Chemismus für Tongestein und Kristallingestein spielt nur eine untergeordnete Rolle. Die hydrogeologischen Verhältnisse im Salzgestein werden allerdings stärker durch Permafrost beeinflusst, da es durch die gefrorene Schicht nicht zur Grundwasserneubildung kommt, was eine Verringerung der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers/Stillstand und somit stagnierende Verhältnisse zur Folge hat. Dadurch steigt der Gesamtlösungsgehalt der Wässer und es stellt sich ein Lösungsgleichgewicht mit Mineralen der Gesteine ein. Bei Salz hat dies Auswirkungen auf Subrosion (Verlangsamung/Stillstand) (Mrugalla, 2020).

Da die zukünftige Verteilung und Größe von Oberflächengewässern (Seen, aber auch der Verlauf von Flüssen) (v.a. im norddeutschen Flachland) unbekannt sind, kann die Lage von zukünftigem Permafrost nicht zuverlässig vorhergesagt werden. Ungewiss ist auch ob beim Permafrost v.a. für das Deckgebirge, Einflüsse auf das Barrieregestein über Prozesskopplungen zu erwarten sind. Ob diese sicherheitsrelevant sind kann nur lokal beurteilt werden (Mrugalla, 2020).

Auch wenn keine genauen Angaben zu Quantität und Qualität von Permafrostböden möglich sind, kann nach Sicht der Autoren prognostiziert werden, dass Permafrost, auch flächendeckender kontinuierlicher Permafrost in Deutschland, im Zusammenhang mit künftigen Kaltzeiten ausgebildet wird, was zu Änderungen des geologischen Systems führt (Mrugalla, 2011, 2020).

2.3.1.4 Inland- oder Vorlandvereisung

In Deutschland wird je nach Region zwischen Inlandvereisung und Vorlandvereisung unterschieden. Die Inlandvereisung geht von Skandinavien aus und betrifft daher in erster Linie Norddeutschland. Im Gegensatz dazu geht die Vorlandvereisung von den Alpen aus, somit ist mit der Vorlandvereisung im süddeutschen Raum zu rechnen (Mrugalla, 2020). Die maximalen Ausbreitungen der Gletscher in den vergangenen Eiszeiten in Deutschland werden in Abbildung *2-17* und Abbildung 2-18 dargestellt.



Abbildung 2-17: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in Nord-Deutschland (Eisrandlagen nach: Stackebrandt et al., 2001)



Abbildung 2-18: Ausgewählte Eisrandlagen der Vorlandgletscher (Mrugalla, 2020 geändert nach: Reinhardt et al., 2017)

Im Verlauf einer Eiszeit erfolgt keine gleichmäßige Ausbreitung der wachsenden Inlandgletscher. Wie in Abbildung 2-19 erkennbar, können auch die Mächtigkeiten innerhalb desselben Gletschers stark variieren. Abbildung 2-19 kann die Mächtigkeit der Saalegletscher entnommen werden. In Nordost Deutschland hat die Gletschermächtigkeit 1500-2000 m betragen. Bei einer vollständigen Inlandvergletscherung sind auflastbedingte Veränderungen im Untergrund, glazialtektonisch bedingte Störungen sowie erhöhte Erosionsleistungen (Gletscherschurf, Rückbildung des Permafrosts unter der Eisbedeckung) möglich (Mrugalla, 2011). Allerdings kann die Mächtigkeit auch im Randbereich des Gletschers mehrere hundert Meter betragen, so betrugen die Eismächtigkeiten in der randnahen Lage beispielsweise bei Halle/Leipzig 200 m, Hamburg 350 m, Bremerhaven 450 m, Hannover/Braunschweig 200 m und Wolfsburg/Celle 330-240 m. Auch in Gletscherrandlagen kommt es zu Verlagerungen von Grundwasserneubildungsgebieten und Wasserscheiden (Mrugalla, 2011). Für den Bereich um Gorleben, in welchem während der Saaleeiszeit Eismächtigkeiten von ca. 700 m herrschten, geht man davon aus, dass Mächtigkeitsüberschreitungen von 700-1500 m wenig wahrscheinlich sind, da dazu Inlandgletscher vorhanden sein müssten und diese in der Vergangenheit nicht entstanden sind.



Abbildung 2-19: Saaleeiszeitliche Eisausbreitung und Gletschermächtigkeit (Feldmann, 2002, 2020)

Für die alpine Vergletscherung im letzten Kaltzeitmaximum gibt Stark (2014) eine <u>Eisdicke von</u> <u>1.500-1.800 m</u> an.

Wichtige Steuerungsmechanismen für die Mächtigkeit und die Ausdehnung der Gletscher sind klimatische Verhältnisse und Geomorphologie. In welcher Kaltzeit sich welche Randlage und Mächtigkeit ausbilden werden ist nicht vorhersehbar (da die klimatischen Randbedingungen wie Temperatur und Niederschlag nicht genau genug bestimmbar sind), aber bei Zugrundelegung von ca. 10 zu erwartenden Kaltzeiten werden mehrere das Potenzial haben große Gletscher zu bilden. Daher müssen die Auswirkungen von Vergletscherungen in betroffenen Gebieten in ganzer Bandbreite betrachtet werden (Mrugalla, 2020).

Durch die Gletscherüberdeckung kommt es zu einer direkten Beeinflussung bedingt durch die veränderte Auflast. Dies hat Auswirkungen auf den Spannungszustand des Gebirges. Ob es sich hierbei um sicherheitsrelevante Beeinflussungen im Hinblick auf ein künftiges Endlager handelt, ist abhängig von der Tiefe des ewG sowie dem zuvor herrschendem Spannungszustand. Somit ist eine Bewertung nur lokal möglich. Weiterhin ist ggf. ein Einfluss ins Vorfeld des Gletschers sowie/durch die Aktivierung vorhandener Störungen im Untergrund möglich (Mrugalla, 2020). Durch Gletscher verursachte glazialtektonische Veränderungen, z. B. Störungen, Falten, Überschiebungen, Schuppen, Aufpressungs-/Zerrungsstrukturen, in Tiefen bis

200-300 m sind möglich (Mrugalla, 2020; Stark, 2014). Weiterhin kann es durch Gletscher zu erhöhten Erosionsleistungen, sowie im Randbereich der Vorlandvereisung auch zu Endmoränenwällen und dem Ausgleich eines vorhandenen Reliefs kommen (Stark, 2014). Bei Lockergesteinen sind tiefreichende Umgestaltungen des Gebirges durch Gletscher möglich (Mrugalla, 2020).

Veränderte hydrogeologische Verhältnisse können das Tiefenniveau des Barrieregesteins erreichen. So kann der Gletscher zu einer Änderung der Grundwasserfließwege im Untergrund führen, was ein Aufsalzen der Grundwässer zur Folge haben kann. In der Abschmelzphase gelangt das gering mineralisierte Schmelzwasser durch hohe Druckpotenziale über Aquifere tief in die Geosphäre. Dies führt v.a. beim Wirtsgestein Steinsalz zur Subrosion (Mrugalla, 2020). Mrugalla (2020) kommt zu dem Schluss, dass grundsätzlich trotz einer Vielzahl von Einwirkungen die Ausweisung eines ewG in von Vergletscherung betroffenen Gebieten möglich ist.

3 Systematischer Review zu online bereitgestellten digitalen Geofachdaten

Im Rahmen diese Reviews wurde eine umfangreiche Recherche zu digital verfügbaren geologischen Daten, insbesondere zu geologischen Karten und 3D-Modellen, durchgeführt. Die folgenden Kapitel zeigen die Ergebnisse dieser Recherche und zeigen an Hand des beispielhaft verwendeten 3D-Modells des Norddeutschen Beckens eine Verarbeitung der verfügbaren Daten zu Verbreitungs-, Teufen- und Mächtigkeitsverteilungen von geologischen Einheiten des Deckgebirges im Norddeutschen Becken.

3.1 WMS-Server

Zahlreiche Geodaten (geologische/hydrogeologische Karten, 3D-Modelle und weiterführende Karten, z.B. Digitales Geländemodell, Topographische Karten, Bundeswasserstraßen, Digitales Landschaftsmodell) werden als digitale Kartenprodukte über einen Sever als Darstellungsdienste WMS Web-Map-Services zur Verfügung gestellt.

Geodaten aus einem WMS-Server können zwar in einem ArcGIS-Projekt angezeigt werden, allerdings ist eine Weiterbearbeitung dieser digitalen Karten (d.h. einzelne Schichten zu selektieren, extrahieren, zusammenzufügen etc.) nicht möglich. Für die weitere digitale Bearbeitung im Rahmen des Forschungsvorhaben MeMoDeck waren WMS-Daten somit nicht hilfreich. Die recherchierten WMS-Server für kostenlos verfügbare digitale Geodaten (hier zu geologischen und hydrogeologischen Karten) sind in Tabelle 3-1 aufgelistet.

Betrachtungsbereich	Karte	Maßstab	
Welt	Geologische Karte (GK)	1:50.000.000	
Europa	GK	1:12.500.000	
Europa	GK	1:1.500.000	
Europa	GK	1:1.000.000	
Deutschland	GK, GK Inspire	1:1.000.000	
Deutschland	Hydrogeologische Karte (HK)	1:1.000.000	
Deutschland	Geologische Übersichts- karte (GÜK)	1:250.000	
Deutschland	Hydrogeologische Über- sichtskarte (HÜK)	1:250.000	
Baden-Württemberg	GÜK	1:1.000.000	
Baden-Württemberg	HÜK	1:350.000	
Baden-Württemberg	GÜK	1:300.000	
Baden-Württemberg	GK	1:50.000	
Baden-Württemberg	НК	1:50.000	
Bayern	GK	1:500.000	
Bayern	НК	1:500.000	
Berlin	GK (historisch)	1:25.000	
Berlin	GK	1:10.000	
Brandenburg, Berlin	GK	1:300.000	
Brandenburg, Berlin	GK	1:100.000	
Brandenburg, Berlin	НК	1:50.000	

 Tabelle 3-1:
 Übersicht vorhandener WMS-Server geologischer und hydrogeologischer Karten

Brandenburg, Berlin	GK	1:25.000
Brandenburg, Berlin	Quartärbasis	
Bremen	GK	1:25.000
Hamburg	GK	1:50.000
Hamburg	Quartärbasis	1:50.000
Hessen	GÜK	1:300.000
Mecklenburg-Vorpommern	GK	1:500.000
Mecklenburg-Vorpommern	HÜK	1:200.000
Mecklenburg-Vorpommern	GK	1:50.000
Niedersachsen	GÜK	1:500.000
Niedersachsen	HÜK	1:500.000
Niedersachsen	Frühgeschichtliche Hoch-	1:500.000
	wasserereignisse (GFH)	
Niedersachsen	Quartärbasis	1:500.000
Niedersachsen	HÜK	1:200.000
Niedersachsen	GK	1:50.000
Niedersachsen	НК	1:50.000
Niedersachsen	GK	1:25.000
Nordrhein-Westfalen	GÜK	1:500.000
Rheinland-Pfalz	GÜK	1:300.000
Rheinland-Pfalz	HÜK	1:200.000
Saarland	GK	1:100.000
Saarland	НК	1:100.000
Saarland	GK	1:25.000
Sachsen	GK	1:400.000
Sachsen	GK LJK	1:100.000
Sachsen	GK	1:50.000
Sachsen	GK	1:25.000
Schleswig-Holstein	GK	1:250.000
Thüringen	GÜK	1:800.000
Thüringen	GÜK	1:200.000

Bei den thematischen Darstellungen in diesen Karten handelt es sich allerdings zumeist um Ausstriche der einzelnen Stratigraphien, d. h. es werden lediglich die an der Erdoberfläche anstehenden geologischen Schichten angezeigt. Somit sind gerade aus tieferliegenden stratigraphischen Horizonten nur wenige Daten in den Ausstrichkarten enthalten (nur dann, wenn kein jüngerer stratigraphischer Horizont darüber liegt). Für die im Rahmen des FoV MeMoDeck erstellte Modellierung verschiedener Schichtabfolgen sind Ausstrichkarten somit nicht hilfreich, da Annahmen über Schichtabfolgen und deren Mächtigkeiten getroffen werden müssen. Neben den in Tabelle 3-1 aufgezeigten digitalen Karten konnten auch noch zahlreiche weitere WMS-Server und ihre Kartendienste mit verschiedenen thematischen Inhalten (z.B. Erosionsgefährdung, Georisiken, Historische Hochwasserereignisse, Salzstrukturen, Klimaprojektionen, etc.) recherchiert werden. Eine vollständige Übersicht aller recherchierten WMS-Server kann Anlage 1 entnommen werden.

3.2 WFS-Server/Shapefiles

Einige Bundesländer stellen die geologischen (Übersichts-) Karten in verschiedenen Maßstäben auch über einen WFS-Server als Downloaddienste (Web-Feature-Services) zur Verfügung und erlauben damit direkte Abfragen von Geodaten in Geographischen Informationssystemen, über den Browser oder sonstige Clients und das Download als Shapedatei. Eine Shapedatei bezeichnet dabei ein spezifisches Datenformat für Geoinformationssysteme, welche Punkt-, Linien- oder Polygondaten enthalten können mit der entsprechenden Attribut-Datenbank. Die hydrogeologischen bzw. geologischen Übersichtskarten für die Bundesländer, hier die HÜK250 bzw. GÜK250 (Maßstab 1:250.000) sowie die geologische Karte, hier GK1.000 (Maßstab 1:1.000.000) werden auch über einen WFS-Server zum Download als Shapedatei von der BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) zur Verfügung gestellt. Durch die Shapedateien ist eine weitere Bearbeitung im Rahmen des FoV MeMoDeck dann möglich. Darüber hinaus liegen deutschlandweit zudem Verbreitungen der Salzstrukturen und verschiedenskalige HYRAUM-Karten (Hydrogeologische Raumgliederung) als Shapedateien vor. Im größeren Maßstab für Europa ist bspw. die IGME5000 als Shapedatei vorhanden. Bei den geologischen Karten handelt es sich meist um Ausstriche der stratigraphischen Horizonte und nicht um komplette Verbreitungen, sodass für die geomechanische Modellierung in Teilen Deutschlands ohne ein 3D-Modell Näherungen bzw. Schätzungen erforderlich sind. Hier ist der stratigraphische Aufbau bei der bisherigen Datenlage nur näherungsweise bekannt

und die genaue Verbreitung der geologischen Einheiten kann dadurch nur sehr grob abgeschätzt werden.

Für die Darstellung und Auswertung der Mächtigkeiten der einzelnen Stratigraphien des Deckgebirges in Deutschland, z.B. zu Teufe und Mächtigkeit einzelner Schichten, gibt es in den bereitgestellten WFS-Servern kaum verwertbare Informationen. Sind Daten zu Teufen und Mächtigkeiten vorhanden, so handelt es sich zumeist um oberflächennahe Schichten (z.B. der Quartärbasisfläche) einzelner Regionen. Die Datenlage der WFS-Server für die Bewertung des Deckgebirges in Deutschland ist damit insgesamt begrenzt, siehe Anlage 1.

3.3 3D-Modelle

Sowohl eine Vielzahl der SGD (Staatlichen Geologischen Dienste) der einzelnen Bundesländer als auch die BGE (Bundesgesellschaft für Endlagerung) und die BGR Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) verfügen über digitale geologische 3D-Modelle, deren Detailierungsgrad jedoch stark variieren kann. Der Umfang der verfügbaren 3D-Modelle wird kurz vorgestellt.

Die BGR stellt online ein digitales geologisches 3D-Modell des Norddeutschen Beckens als interaktive Webanwendung sowie zum Download als Punktdatensatz (.ts-Datei) zur

Verfügung. Da es sich um die Abbildung des geologischen Untergrundes des Norddeutschen Beckens handelt, ist dieses Modell nicht an die Grenzen einzelner Bundesländer gekoppelt. Das bedeutet, dass dieses Modell einige Bundesländer im Bereich des Norddeutschen Beckens komplett bzw. sehr großflächig betrachtet, aber andere Bundesländer lediglich nur zu einem gewissen Anteil (z.B. den Bereich, der innerhalb des Norddeutschen Beckens liegt). Dieses Gesamtmodell des Norddeutschen Beckens lässt sich gut mit einem Geographischen Informationssystem (GIS, hier ArcGIS) bearbeiten sowie analysieren und umfasst ähnliche stratigraphischen Horizonte, u.a. mit Angaben zu Teufenlage der Schichtunterkanten der geologischen Einheiten, siehe Kapitel 3.5.1. Die BGE stellt auch eine Vielzahl digitaler geologischer 3D-Modelle als interaktive Webanwendung (https://www.bge.de/de/endlagersuche/zwischenbericht-teilgebiete/3d-viewer/) bereit. Ein Download ist jedoch nicht möglich, sodass diese 3D-Modelle im Rahmen des FoV MeMoDeck nicht genutzt werden können. Die Anzahl der von der BGE bereitgestellten interaktiven 3D-Modelle variiert auch je nach Bundesland, darüber hinaus gibt es auch Bundesländer, für die kein geologisches 3D-Modell vorliegt bzw. keines der Öffentlichkeit zugänglich ist.

Bei den einzelnen Bundesländern liegen auch diverse landesweite digitale geologische 3D-Modelle vor, so z.B. für die Bundesländer Baden-Württemberg, Bayern, Berlin, Brandenburg, Hessen, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Schleswig-Holstein und Thüringen. In Baden-Württemberg kann das Landesmodell Baden-Württemberg auch über den WMS-Server in GIS-Projekten dargestellt werden. Weiterhin werden die Flächen der Modelle von Niedersachsen und dem Thüringer Becken ebenfalls über einen WMS-Server bereitgestellt. Für einen Großteil des Landes Sachsens liegen detaillierte, hochauflösende digitale 3D-Modelle in einemrasterbasierten Datenformat vor.

Die Detailgrade der einzelnen Modelle und deren konzeptionelle Grundlage sind dabei aber sehr verschieden, was die Integration zu einem flächendeckenden Gesamtmodell schwierig macht.

Eine Übersicht der digitalen geologischen 3D-Modelle der einzelnen Bundesländer kann Tabelle 3-2 entnommen werden.

Betrachtungsbereich	3D-Modell als interaktive Webanwendung		
Bundesland	BGR-Modell	Anzahl	Landes-Modell
		BGE-Mo-	
		delle	
Baden-Württemberg		3	x (+WMS)
Bayern		4	х
Berlin	Х		Х
Brandenburg	х	1	Х
Bremen	х		
Hamburg	х	1	
Hessen		1	Х

 Tabelle 3-2:
 Übersicht verfügbarer geologischer 3D-Modelle in Deutschland (siehe Anlage 1)

Mecklenburg-Vorpom-	х		
mern			
Niedersachsen	х	1	Х
Nordrhein-Westfalen		1	Х
Sachsen		6	
Sachsen-Anhalt	х		
Schleswig-Holstein	х	2	Х
Thüringen		1	X

3.4 Zusammenfassung Recherche digitaler Geodaten zum Deckgebirge

Anlage 1 zeigt eine detaillierte Auflistung der Pfade zu den einzelnen WMS-Servern, WFS-Servern bzw. Shapefiles/GIS-Daten sowie 2D/3D-Modellen. Die Datengrundlagen aus den einzelnen Regionen und Bundesländern von Deutschland, Europa und weltweit werden überwiegend durch die BGR, BGE und den SGD der Bundesländer bereitgestellt. Insgesamt werden deutlich mehr reine Darstellungsmöglichkeiten über einen WMS-Server bereitgestellt, als Downloaddienste über einen WFS-Server für Daten als Shapefiles. Bei den für die Bearbeitung des Deckgebirges nutzbaren WFS-Datendiensten handelt es sich in der Regel um geologische Ausstriche von stratigraphischen Schichten, teilweise aber auch um Verbreitungen sowie Schichtgrenzen einzelner Horizonte, welche dann die Bestimmung der Mächtigkeiten der einzelnen Schichten ermöglichen.

Auf Grundlage der umfangreichen vorliegenden Informationen zur Verbreitung der Mächtigkeiten bzw. Teufenlagen der Deckgebirgsschichten wird exemplarisch in diesem Forschungsvorhaben für die Bewertung der Mächtigkeit des Deckgebirgen das digitale 3D-Modell vom Norddeutschen Becken der BGR genutzt. Eine Übersicht verfügbarer geologischer 3D-Modelle in Deutschland ist Tabelle 3.2 und Anlage 1 zu entnehmen.

3.5 Erstellung einer 2D-Übersichtsdarstellung des Deckgebirges in Deutschland im Maßstab 1:1.000.000

Die 2D-Übersichtsdarstellung der Mächtigkeit des Deckgebirges in Deutschland erfolgte auf Grundlage der öffentlich zugänglichen Geodaten für die einzelnen Stratigraphien aus dem digitalen 3D-Modell des Norddeutschen Beckens (BGR https://gst.bgr.de/?viewHash=tunb_grenzen [Download: März 2022]). Das 3D-Modell des Norddeutschen Beckens wurden im Rahmen eines Verbundprojektes, welches von der BGR koordiniert wurde, zwischen 2014 und 2020 erstellt. Diese 3D-Modell diente als Grundlage für die beispielhafte Erzeugung der Übersicht der Deckgebirgsschichten in Norddeutschland. Für die Darstellung des Deckgebirges in Deutschland wurde die Geoinformationssystems-Software ArcGIS Pro des Unternehmens ESRI genutzt. Als georeferenziertes Lagebezugssystem kam das europaweit eingeführte ETRS89/UTM, Zone 32 Nord (EPSG-Code: 25832) zur Anwendung. Zur besseren Orientierung sind in den ArcGIS-Projekten auch die Verwaltungsebenen, hier die Staatsgrenze und die Grenzen der Bundesländer, mit dargestellt.

3.5.1 3D-Modelle

Das 3D-Modell der BGR vom Norddeutschen Becken wurde als Basis ausgewählt, da es umfassende flächenhafte Verbreitungen (in Form von Polygon-Shapes) und Angaben von Teufen (Raster) zu einer Vielzahl der stratigraphischen Horizonte der Bundesländer Berlin, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen, Bremen, Sachsen-Anhalt, Schleswig-Holstein, Hamburg und Bereichen der Nordsee beinhaltet. In den genannten Bundesländern findet man die Verbreitungen für das Rupelium, Tertiär, Oberkreide, Unterkreide, Malm, Dogger, Lias, Oberkeuper, Keuper, Oberer Buntsandstein, Mittlerer Buntsandstein, Buntsandstein und Zechstein.

Im Vergleich zu der im FoV MeMoDeck vorgenommenen Einteilung der stratigraphischen Horizonte werden Muschelkalk und das Paläozoikum (abgesehen von Zechstein) sowie das Quartär allerdings nicht explizit ausgehalten, sodass die entsprechenden Verbreitungen nicht erstellt werden konnten. Aus Sicht der Autoren ist dies allerdings vertretbar, da die Verbreitung des Quartärs in den Geodaten der GK1000, GÜK250 bzw. HÜK250 enthalten ist und somit für ganz Deutschland vorliegt.

Für die Erstellung der 2D-Übersichten der Mächtigkeiten der einzelnen stratigraphischen Schichten des Deckgebirges wurde folgendermaßen vorgegangen. Das vollständige digitale 3D-Modell wurde im Rasterformat (als .ts-Punktdateien) in ArcGIS Pro überführt. Aus diesem Raster-Punktdatensatz ist anschließend die Konvertierung in flächenhafte Polygon-Shapes erfolgt, sodass im Bereich des 3D-Modells vom Norddeutschen Becken nun verarbeitbare, flächenhafte Verbreitungen der einzelnen stratigraphischen Horizonte vorliegen, inklusive der notwendigen Attribute zur Teufe der jeweiligen Horizonte.

Für die Konvertierung der Punktdaten in die Verbreitungsflächen wurde eine Distanz von 1500 m gewählt, da die Punktdaten eine unregelmäßige Punktverteilung aufweisen und diese Entfernung zur besten Übereinstimmung zwischen den Punkt- und Flächendaten führt. Bei einer geringeren Aggregationsentfernung würde die Verbreitungen der stratigraphischen Horizonte unterschätzt und bei einer größeren Entfernung deutlich überschätzt werden.

Am Beispiel des 3D-Modells Norddeutsches Becken wird nun die Vorgehensweise bei der Konvertierung der Punktdaten der ts-Dateien, welche in Abbildung 3-1 am Beispiel der Unterkreide dargestellt sind, in flächenhafte Vektordaten (Polygon-Shapes) für die Basis der Unterkreide im Norddeutschen Becken beschrieben.



Abbildung 3-1: Übersichtsdarstellung: Punktdaten (.ts) des Modells der BGR vom Norddeutschen Becken für die Basis der Unterkreide



Abbildung 3-2: Übersichtsdarstellung: Aus den Punktdaten konvertiertes Polygon-Shape (.shp) des Modells der BGR vom Norddeutschen Becken für die Basis der Unterkreide

Abbildung 3-1 zeigt die Verteilung der Punktdaten aus dem 3D-Modell (.ts-Datei), hier sind auch die z-Werte (Höhen/Tiefenangaben) der einzelnen Schichtunterkanten der modellierten geologischen Einheiten enthalten. Aufgrund der heterogenen Punktabstände, welche aus der

Zusammenführung aus verschiedenen 3D-Modellen resultieren, wurden die Schichtunterkanten mithilfe des Programmes Surfer interpoliert und ein 100 m x 100 m Raster erstellt. Die in Abbildung 3-1 dargestellten Punkte wurden mittels ArcGIS Pro und der Funktion "Punkte aggregieren" und einer Aggregationsentfernung von 1500 m zu den in Abbildung 3-2 dargestellten Polygonen zusammengefasst. Das erstellte Raster wurde auf die entsprechenden Verbreitungen zugeschnitten (siehe Abbildung 3-3) und in das ArcGIS Pro-Projekt integriert.



Abbildung 3-3: Übersichtsdarstellung: aus den Punktdaten des Modells der BGR, Stand 2020, vom Norddeutschen Becken erstelltes Raster der Basisfläche der Unterkreide auf Basis der z-Werte

Mithilfe der aus den Punktdaten des Modells der BGR erstellen Raster der Teufenlagen/Basisflächen, welche in Abbildung 3-3 am Beispiel der Unterkreide dargestellt sind, wurden für die jeweiligen stratigraphischen Horizonte die entsprechenden Mächtigkeiten der einzelnen Schichten ermittelt, siehe Abbildung 3-4. Dafür wurde in einem ersten Schritt der Raster-Datensatz der Geländeoberkante der Stratigraphie Unterkreide in einen Punkt-Datensatz überführt. Anschließend wurden für alle stratigraphischen Horizonte die Z-Werte aus den Rasterdaten für jeden Punkt extrahiert und an die Punktdaten der Geländeoberkante (GOK) angehängt. Die Mächtigkeit des jeweiligen Horizontes berechnet sich dann aus dem Minimum-Wert der Unterkanten aller, an dem jeweiligen Punkt befindlichen darüber liegenden Horizonte und der Unterkante des entsprechenden Horizontes. Diese Berechnung wurde für alle stratigrafischen Horizonte durchgeführt und die sich ergebenden Mächtigkeiten wieder in ein Rasterformat exportiert. Schließlich wurde aus den Rastern der Unterkante und der Mächtigkeit mittels Rasteraddition die Oberkante der jeweiligen geologischen Einheit berechnet. Die digitalen 2D-Mächtigkeitskarten werden dem Auftraggeber mit dem Abschlussbericht digital übergeben.



Abbildung 3-4: Schema Berechnung der Schichtmächtigkeiten



Abbildung 3-5: Beispiel eines aus den Unterkanten erzeugten Mächtigkeitsrasters für die Unterkreide (ku)

Eine flächenhafte Verbreitung des Deckgebirges für ganz Deutschland ist nicht möglich, da keine nutzbaren digitalen Daten aus dem 3D-Modell der BGR für den Bereich südlich des Norddeutschen Beckens vorliegen und auch die BGE-Modelle in den Bundesländern Sachsen, Bayern und Thüringen sich nicht über das gesamte Bundesland erstrecken und auch momentan keine 3D-Daten für Rheinland-Pfalz und das Saarland vorliegen. Auch die Anzahl der digital vorhandenen stratigraphischen Horizonte ist je nach Modell sehr unterschiedlich und damit nicht zu vereinheitlichen.

3.5.2 Zusammenfassung zur Erstellung der Übersicht Deckgebirge

Im Rahmen des FoV MeMoDeck hat sich gezeigt, dass grundsätzlich digitale Daten aus 3D-Modellen am besten für die Übersichtsdarstellung des Deckgebirges in Deutschland geeignet sind. In den digitalen 3D-Modellen sind die Geodaten der vollständigen Verbreitungen und die Teufenlagen einzelner stratigraphischer Horizonte enthalten. Diese liegen jedoch nicht flächendeckend für Deutschland in einem freiverfügbaren Format vor. Insbesondere für den mittleren und südlichen Teil Deutschlands sind lediglich die Ausstriche der für das Deckgebirge notwendigen stratigraphischen Horizonte in der GK1000, GÜK250 und HÜK250 vorhanden. Die Verbreitungen und Ausstriche der einzelnen stratigraphischen Horizonte werden in Anlage 2 veranschaulicht.

Die erstellten Raster der Tiefenlagen der einzelnen stratigraphischen Horizonte, basierend auf den Daten des 3D-Modells des Norddeutschen Beckens der BGR, können der Anlage 3 entnommen werden. Es werden nur die Teufen über -1.500 m dargestellt. Die Teufen unterhalb von -1.500 m werden auf Grund der Teufenangaben für ein Endlager im "Zwischenbericht Teilgebiete", BGE (2020) nicht näher betrachtet. Die Mächtigkeitsverteilungen werden ebenfalls in Anlage 3 dargestellt. Die Mächtigkeiten werden bis 1250 m dargestellt. Zusätzlich zu den Mächtigkeiten werden die Unterkanten der jeweiligen geologischen Einheit als Konturen bzw. Schraffuren zur Orientierung mit abgebildet.

4 Erarbeitung der generischen Grundlagen für die numerische Modellierung und Umgang mit Ungewissheiten

4.1 Ableitung und Erstellung eines wirtsgesteinsunabhängigen generischen geologischen 3D-Modells

Die Grundlage bilden lithologische Daten und geologische Verhältnisse in Deutschland. Hierzu wurden Literaturdaten in Form von stratigraphischen Tabellen, geologischen Kompendien sowie Veröffentlichungen der geologischen Landesämter recherchiert. In das generische 3D-Modell wurden häufig vorkommende lithologische Abfolgen eingearbeitet. Für <u>das Quartär</u> ergaben sich dadurch generealisiert bis zu drei grobkörnige Lockergesteinshorizonte aus sandigen bis kiesigen Material. Darin eingeschaltet wurden zwei feinkörnigere Abschnitte angenommen. Diese bestehen aus Tonen, Schluffen bis hin zu Feinsanden. Diese generische Abfolge wurde auf die vier Sedimentationsräume des Tieflandes, des Mittelgebirgsbereichs als auch des Molassebeckens abgeleitet. <u>Das Tertiär</u> wurde in drei Abschnitten modelliert. Im Liegenden wurde eine sandige Fazies, welche das Paläozän und Eozän umfasst, angesetzt. Darüber folgen Tone und Schluffe des Unteroligozän. Im Hangenden wird das Tertiär wiederum von sandigem Material, welches dem Miozän und Oberoligozän zu zuordnen ist, abgeschlossen. Diese generische Abfolge ist vor allem für den Sedimentationsraum des Tieflandes und zum Teil der mitteldeutschen Senken repräsentativ, da diese teilweise paläogeographisch verbunden waren.

Horizont	Stratigraphie	Teufe Ba- sis von [m]	Teufe Basis bis [m]	Mächtigkeit [m]	Gesteinsart
1a	Quartär	10	60	10 bis 60	Kies, Sand
1b		20	75	10 bis 15	Ton, Schluff, Feinsand
1c		30	165	10 bis 90	Sand Kies
1d		45	180	10 bis 15	Ton, Schluff, Feinsand
1e		60	240	15 bis 60	Sand Kies
2a	Neogen/ Palä-	90	380	10 bis 150	Sand
2b	ogen (Tertiär)	100	410	10 bis 30	Ton
2c		120	560	15 bis 150	Sand
3	Deckgebirge	560	900	80 bis 350	Sandstein, Tonstein, Mergelstein, Kalkstein
4	Wirtsgestein	610	1500	400 bis 630	Steinsalz, Tonstein
5	Grundgebirge	2040	2040	510 bis 1460	Sandstein, Metamor- phite, Vulkanite, Plu- tonite

Tabelle 4-1:Zusammenfassung der Modellhorizonte des vereinfachten litho-stratigraphischen Mo-
dellprofils

Basierend auf detaillierten Untersuchungen der geologischen Rahmenbedingungen innerhalb des Gebietes der Bundesrepublik Deutschland hinsichtlich der Verbreitung und Ausbildung standortrelevanter Ton- und Salzgesteine, wurden Lithologien im Rahmen der Projekte An-SichT Nord, AnSichT Süd und KOSINA, und der BGR-Referenzprofile erarbeitet. Diese generischen Modelle wurden für das Projekt ARHES weiterentwickelt und durch ein generisches Modell für kristalline Gesteine ergänzt (Kahnt et al., 2021):

– Generischer Standort Ton Nord

Das geologische Modell Ton Nord (Abbildung 4-1) wurde in Anlehnung an das "Referenzprofil Nord" der BGR erstellt (Reinhold und Sönnke, 2013) Es bildet 17 lithostratigraphische Horizonte vom Quartär (q) bis Zechstein (z)) ab und subsummiert dabei die standortrelevanten geologischen Rahmenbedingungen im Bereich des Norddeutschen Beckens und des Münsterländer Kreidebeckens. Als Wirtsgesteinshorizonte werden Ton-Mergelstein-Folgen der Unterkreide (Hauterivium bis Barremium), mit einer



Mächtigkeit von 150 m bis 300 m bzw. 200 m bis 350 m, in einer Teufe von ca. 650 m bis ca. 1.150 m angenommen.

Abbildung 4-1: Generisches 3D Modell für Tonstein Standort Nord (Kahnt et al., 2021)

- Generischer Standort Ton Süd

Das geologische Modell Ton Süd (Abbildung 4-2) wurde in Anlehnung an das "Referenzprofil Süd" der BGR erstellt (Reinhold und Sönnke, 2013). Es bildet 16 lithostratigraphische Horizonte vom Quartär (q) bis Unteren Muschelkalk (mu) ab und subsummiert dabei die standortrelevanten geologischen Rahmenbedingungen im Bereich des süddeutschen Molassebeckens. Als Wirtsgesteinshorizont werden die Tonsteine der Opalinuston-Formation (Aalenium, Mittlerer Jura) angesprochen, welche im Hangenden und Liegenden durch mächtige Tonmergelstein-Formationen begleitet werden. Die Mächtigkeiten des Wirtsgesteinshorizontes betragen zwischen 100 m und 130 m. Für das überlagernde Deckgebirge werden Mächtigkeiten von ca. 550 m bis ca. 750 m angenommen. Dabei variiert die Mächtigkeit der känozoischen Überdeckung 50 m und 300 m.





- Generischer Standort Salz in flacher Lagerung

Das geologische Modell Salz in flacher Lagerung (Abbildung 4-3) wurde in Anlehnung an das "Referenzprofil flache Lagerung" der BGR erstellt (Völkner et al., 2017) und bildet lithostratigraphische Horizonte vom Quartär (q) bis Rotliegend (ro) ab. Es subsummiert dabei die standortrelevanten geologischen Rahmenbedingungen in Teilen des Norddeutschen Beckens, insbesondere am südlichen Rand der Verbreitung des Zechsteinsalinars (z.B. Thüringer Becken). Als Wirtsgesteinshorizont werden die Salzgesteine der Staßfurt-Fm (Oberperm) angesprochen, welche im Hangenden und Liegenden durch weitere Gesteine der salinaren Zyklen begleitet werden. Die Mächtigkeiten des Wirtsgesteinshorizontes betragen zwischen 100 m und 280 m. Für das überlagernde Deckgebirge werden Mächtigkeiten von ca. 400 m bis ca. 1.400 m angenommen. Es umfasst neben mesozoischen, diagenetisch überprägten Sedimenteinheiten (hier Unterer und Mittlerer Buntsandstein) auch mächtige känozoische Lockergesteine.



Abbildung 4-3: Generisches 3D Modell für Salzgestein in flacher Lagerung (Kahnt et al., 2021)

Generischer Standort Salz in Kissenstruktur

Das geologische Modell Salz in Kissenstruktur (Abbildung 4-4) wurde in Anlehnung an das "Referenzprofil Salzkissen" der BGR erstellt (Völkner et al., 2017). Es bildet 18 lithostratigraphische Horizonte vom Quartär (q) bis Rotliegend (ro) ab und subsummiert dabei die standortrelevanten geologischen Rahmenbedingungen in Teilen des Norddeutschen Beckens mit Anstauungsstrukturen. Als Wirtsgesteinshorizont werden die Salzgesteine der Staßfurt-Fm (Oberperm) angesprochen, welche im Hangenden und Liegenden durch weitere Gesteine der salinaren Zyklen begleitet werden. Das Modell bildet eine salinare Aufwölbungsstruktur einschließlich der durch die polyphasen Aufwärtsbewegungen des Salzkörpers entstandenen Schichtlücken des mesozoischen und känozoischen Deckgebirges ab. Die Mächtigkeiten des Wirtsgesteinshorizontes betragen entsprechend zwischen 100 m und 550 m. Für das überlagernde Deckgebirge werden Mächtigkeiten von ca. 400 m bis ca. 1.200 m angenommen. Es umfasst neben mesozoischen, diagenetisch überprägten Sedimenteinheiten (hier Unterer und Mittlerer Buntsandstein) auch mächtige känozoische Lockergesteine.



Abbildung 4-4: Generisches 3D Modell für Salzgestein in Kissenstruktur (Kahnt et al., 2021)

- Generisches Standort Kristallin-Gestein

Für das Kristallin wurde im Rahmen des Forschungsprojektes AHRES ein generisches Modell erstellt. Grundlage hierfür bildeten die Ergebnisse der früheren Forschungsprojekte zum Thema Kristallin, anhand derer Aussagen hinsichtlich der Anforderungen und Parametern eines solchen generischen Modells abgeleitet worden sind (z.B. W Projekt WIBASTA (2005 – 2008), Projekt URSEL (2009 – 2016), Projekt SUSE (2016 – 2020)). Das geologische Modell "Kristallin" hat eine laterale Erstreckung von 10 x 10 km und eine Tiefe 3 km. Im Modell wurden Kluftsysteme integriert, da diese maßgeblich für die im Rahmen der Nachweisführung zu betrachtenden Prozessabläufe sind:

- Netzwerk großräumiger, deterministischer Störungen, abgeleitet aus typischen großräumigen Störungsinventar im kristallinen Gebirge:
 - die Störungen besitzen einen Abstand von 1 km,
 - NW-SE streichende Störungen mit 70° Einfallen Richtung NE,
 - SW-NE streichende Störungen mit 90° Einfallen,
 - eine NNW-SSE streichende saigere Störung,
- o zusätzlich ein feineres Kluftnetzwerk (stochastische DFN).

Weiterhin wurde der Fall "überlagernder ewG" mit einem Tonstein als Barrieregestein sowie einer geringmächtigen sedimentären Überdeckung abgebildet (0).



Abbildung 4-5: Generisches Strukturmodell für das Kristallingestein (Kahnt et al., 2021)

Für das Forschungsvorhaben MeMoDeck wurde als Grundlage für die Modellrechnungen ein generisches 3D-Modell erstellt (Abbildung 4-6). Das Modell hat eine Erstreckung von 10 km x 7 km x 1,5 km. Dabei fanden die Erkenntnisse zu den geologischen Rahmenbedingungen (Kapitel 2.1.2) und die offenkundig erheblich durch den geologischen Untergrund geprägten, jedoch mehrheitlich den Bereich unmittelbar an der Oberfläche betreffenden möglichen Auswirkungen glazial-erosiver Prozesse, Berücksichtigung. Ebenfalls berücksichtigt wurden bereits vorhandene, durch verschiedene forschende Institutionen genutzte generische Strukturmodelle.

Anlehnend an diese Ergebnisse wurde ein Wirtsgesteinshorizont mit unterlagerndem Grundgebirge und überlagerndem Deckgebirge modelliert. Im Modell sind insgesamt 11 Horizonte implementiert worden, die sich hinsichtlich ihrer räumlichen Lage in Bezug auf das Wirtsgestein unterscheiden. Entsprechend der Wirkung der glazialen Erosionsprozesse auf die oberflächennahen Bereiche wurden für das Deckgebirge neun Horizonte unterschieden, wodurch die Unterscheidung mesozoischer und känozoischer Deckschichten möglich ist. Dies ermöglicht, dass je nach Parametrisierung des Wirtsgesteinshorizontes und des Deckgebirges dieses Modell verschiedene potenzielle Wirtsgesteinsbereiche Deutschlands generisch abbilden kann.

Für die Erstellung des geologischen 3D-Modells wurde die geologische Interpretationssoftware GoCAD/SKUA® 2022 von Paradigm® genutzt. Hierzu wurden generische Bohrungen mit Horizontmarkern für die Horizonte Quartärbasis, Tertiärbasis, Deckgebirgsbasis, Wirtsgesteinsbasis und Grundgebirgsbasis erstellt.

Als Grundlage für die Modellierung der Horizonte wurde eine rechteckige, triangulierte Grundfläche generiert. Diese umfasst ca. 70 km² (7x10 km) und besteht aus 1089 Knotenpunkten und 2048 Dreiecken. Für die Konstruktion einer Horizontfläche wurde die Grundfläche dupliziert und anschließend in ihrer Teufenlage entsprechend angepasst. Hierzu wurden sowohl die lokal angenommene Teufenlage eines Horizontes (Kontrollpunkte aus den Bohrmarkern) als auch angenommene Mächtigkeiten der Modelleinheiten genutzt. Die Mächtigkeiten wurden in Form von minimalen und maximalen Abstandsbedingungen zwischen den Flächen definiert. Die Modellierung erfolgte vom Hangenden zum Liegenden. Die Interpolation der Flächen wurde mit dem in SKUA-GoCAD integrierten Interpolationsalgorithmus "Discrete Smooth Interpolation" (Mallet, 1992) durchgeführt. Der DSI-Algorithmus erlaubt es, aus zusammengehörigen 3D Punktinformationen Flächen zu interpolieren. Das Prinzip basiert auf einer Triangulation von Flächen unter Berücksichtigung von vorgegebenen geologischen "Randbedingungen". Harte Randbedingungen schränken die Freiheitsgrade der Oberflächenknoten während der Interpolation ein, und weiche Randbedingungen werden von DSI im Sinne der kleinsten Quadrate beachtet. Im Falle des hier modellierten generischen 3D-Modells wurden Bohrmarker an den generischen Bohrungen als harte Randbedingungen und die minimale und maximale Mächtigkeit als weiche Randbedingungen zwischen den Bohrlokationen gesetzt.

Nach dem Erstellen der Haupthorizonte wurden in die Modelleinheiten Quartär und Tertiär weitere Flächen eingezogen, welche die komplexere lithologische Unterteilung dieser darstellen. Hierzu wurde die jeweilige Basisfläche kopiert und entsprechend dem prozentualen Anteil der lithologischen Einheit an der Gesamtmächtigkeit verschoben. Dies erfolgte durch direkte Neuberechnung der Z-Werte. In einem letzten Schritt wurde sichergestellt, dass keiner der Horizonte eine Mächtigkeit von 10 m unterschreitet, da eine geringere Mächtigkeit der einzelnen Schichten im geomechanischen 3D Modell für die gewählten Modelldimensionen nicht mehr mit sinnvollem Aufwand abgebildet werden kann.



Abbildung 4-6: Generisches 3D-Modell, links oben 3D-Blockbild, rechts unten PROFILSCHNITT

4.2 Glaziale Erosionsprozesse

In einer Million Jahren können weitreichende Änderungen des Klimas, der den Boden stabilisierenden Vegetation, der Lage und Bedeutung der Gewässer, und infolgedessen auch der Oberflächenmorphologie auftreten. Während Gebirgshebung und Grabenbruchbildung durch tektonische Prozesse mit Sicherheit fortschreiten werden, sind diese Prozesse in ihrer Ausdehnung und Lokation mit guter Sicherheit zu bewerten, und entsprechend als kritisch geltende Regionen aus einer Endlagerbetrachtung auszuklammern.

Anders verhält sich dies jedoch bei erosiven Prozessen, welche grundsätzlich in allen Regionen auftreten, und aus diesem Grund kein Ausschlusskriterium sein können.

Während auch rezente Erosion stattfindet, insbesondere auf Basis von fluvialer Erosion, und dies besonders in Regionen mit hohen Geländegradienten, sind im Pleistozän ausgedehnte Erosionsereignisse aufgrund der periodischen kontinentalen Vereisung der nördlichen Kontinente in breiter Fläche belegt, welche auch in verhältnismäßig ebenen Regionen beobachtet wurden.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen des FoV MeMoDeck wurde aus diesem Grund der Schwerpunkt auf diese glazial induzierten Erosionsprozesse gelegt. Dabei wird die Annahme getroffen, dass es in Zukunft weiterhin eine Abfolge von Warm- und Kaltzeiten geben wird, die mit denen aus der Vergangenheit zumindest prinzipiell übereinstimmt. Insbesondere angesichts der anthropogenen Veränderungen des Klimas ist dies jedoch nicht garantiert. Es existieren in diesem Zusammenhang wissenschaftliche Untersuchungen, die nahelegen, dass die globale Durchschnittstemperatur Werte erreichen wird, wie sie zuletzt im Pliozän vorherrschten (Haywood, 2011)

Da die Konsequenzen dieser Entwicklungen, insbesondere in ihren langfristigen Auswirkungen noch nicht abzusehen sind, wird angenommen, dass sich die zyklische Vereisung der Nordhalbkugel wie in den letzten 1 Million Jahren fortsetzen wird. Da über die Ausdehnung der verschiedenen Eiszeiten, die Vordring- und Abschmelzraten umfangreiches Datenmaterial vorhanden ist, können sinnvolle Schätzungen für die entsprechenden Modellparameter getroffen werden. Diese werden im Rahmen ihrer Schwankungsbreite betrachtet, und sollen dabei auch abdeckend bezüglich zukünftiger Entwicklungen sein. Im Folgenden werden die relevantesten glazialen Erosionsprozesse vorgestellt und gewichtet.

4.2.1 Glaziale Flächenerosion

Während sich Gletscher über darunter liegende Gesteinsschichten bewegen, wird Material von der Oberfläche abgetragen. Abgetragene Gesteinsbrocken können über große Entfernungen transportiert werden, und werden beim Abschmelzen der Gletscher dann sedimentiert. Dabei können Gletscher erhebliche Volumina transportieren. Der Anteil an im Eis enthaltenen Feststoffen steigt vom Nährgebiet zum Gletscherrand kontinuierlich, zum einem, weil Material aufgenommen wird, zum anderen, weil der Anteil fester Bestandteile durch Schmelzprozesse am Rand zunimmt. Da dabei auch Teile der mitgeführten Geschiebefracht aus dem Schmelzenden Gletscher frei werden können, findet auch eine kontinuierliche Ablagerung von Sedimenten statt.

Um die Bewegung eines Gletschers zu klassifizieren, wird zwischen Gletschern mit einem warmen und einem kalten Gletscherbett unterschieden. Im Fall des warmen Gletscherbett befindet sich ein Schmelzwasserfilm unterhalb des Gletschers, welcher die Reibung zwischen dem Gletscher und den darunterliegenden Gesteinsschichten deutlich herabsetzt. Im Fall des kalten Gletscherbettes ist der Gletscher angefroren, und das unter dem Gletscher befindliche Porenwasser ist ebenfalls erstarrt. In dieser Situation finden Bewegungen verstärkt ruckartig statt: übersteigen die Scherkräfte die Festigkeit des Eises oder des Gesteins bei der entsprechenden Auflast des Gletschers, kommt es zu plastischem Versagen. Der versagende Bereich gibt nach. Sollte das Versagen im Boden unter dem Gletscher stattfinden, wird ein Teil des Bodens vom Gletscher transportiert. Dieser Prozess wird erheblich durch bereits existierende Störungen begünstigt. Dabei trägt der Gletscher zum einen durch seine Auflast, als auch durch den Wechsel zwischen Schmelzen und Gefrieren zur Bildung und Weitung von Störungen bei.

Bestehen hohe Geländegradienten und liegt ein kaltes Gletscherbett vor kann der Abtrag durchaus erheblich sein. Zum einen wird der Abtransport durch die Geländegradienten begünstigt, zum anderen wird auch die Bewegung des kalten Gletschers durch die entsprechend hohen Differenzspannungen ermöglicht. Hierbei sind Scherprozesse sowohl im Eis als auch im darunterliegenden Boden möglich. Gleichzeitig bewegt sich das Eis auch durch Kriechprozesse. Dies ist oft der Fall im Zentrum von Eisschilden, in Gebirgen sind die Niederschläge höher und die Temperaturen niedriger, hier findet die größte Bildung neuen Gletschereises statt, und die Mächtigkeiten der Eisschilde sind am größten. Tiefgehende glaziale Erosion tritt hier insbesondere dort auf, wo die Bewegung des Gletschers lateral eingeschränkt ist, wie z. B. in Tallagen.

4.3 Zusammenfassung des Kenntnisstandes glazigener Rinnenstrukturen

Hinsichtlich der Langzeitsicherheit eines Endlagerstandortes in Deutschland wurden in der Vergangenheit bereits mehrere Publikationen veröffentlicht, welche die Entstehung subglazialer Rinnenstrukturen und ihre Auswirkungen auf den Untergrund thematisieren.

Nach Stackebrandt (2009) entstanden subglaziale Rinnen (engl. Subglacial channels bzw. tunnel valleys) in Deutschland während aller pleistozänen Vergletscherungen.

Keller (2009) leitet aus dem Klimaverlauf der letzten 1 Million Jahre ab, dass auch in Zukunft vom Zustandekommen von Kaltzeiten, damit von Inlandsvereisungen und einhergehender Entstehung subglazialer Rinnensysteme in Norddeutschland auszugehen ist. Weitkamp und Bebiolka (2017) weisen darauf hin, dass dabei anthropogene Einflüsse natürliche Gesetzmäßigkeiten nicht grundlegend ändern dürften. Boulton and Payne (1992a, 1992b) gehen davon aus, dass in den nächsten 100.000 Jahren mit einer Kaltzeit in der Art der Weichselkaltzeit in Nordeuropa mit Auswirkungen bis nach Deutschland zu rechnen ist. Andere Autoren sehen den Beginn der nächsten Kaltzeit bereits früher (Bruns et al., 2011).

Ein bislang nicht zufriedenstellend gelöstes Problem ist die Feststellung des absoluten Alters subglazialer Rinnen, das sich nach Janszen et al. (2012) an datierbarem Material (Pollen etc.) nur schwer bestimmen lässt, da dieses Material selbst oft aus älterem Gestein in die Rinnen umgelagert worden ist. Zudem können mit den verfügbaren Datierungsmethoden einzelne Vereisungsphasen nicht hinreichend genau gegeneinander abgegrenzt werden, sodass derzeit nur eine relative Datierung beim Vergleich der Rinnenfüllungen möglich ist.

Subglaziale Rinnen stellen nach (Bennet and Glasser, 2009) makroskalige²⁹ Erosionsstrukturen dar. Sie entstehen für gewöhnlich auf vergleichsweise gering einfallenden Oberflächen

²⁹ (Bennet and Glasser, 2009) geben hierfür Dimensionen von mehr als 1 km an.

nahe ehemaligen Eisrändern und können sich sowohl in unverfestigtem Sediment als auch in Festgestein einschneiden (Kehew et al., 2022). Entsprechend Clayton et al. (1999), Rumpel et al. (2009) und Weitkamp und Bebiolka (2017) zeichnen sich derartige Strukturen durch im Längsprofil vertikal geschwungene Rinnenböden, glazigene Sedimentfüllungen (Rutschmassen, glaziofluviatiler Sande (Bennet and Glasser, 2009)) sowie Sedimentfächer und Endmoränen an ihrem Ende aus. Weitere Merkmale, vor allem an den Flanken und Böden, sind glazi-tektonische Deformationen (u. a. Stauchungen) sowie Riefenbildung auf Festgesteinen.

Entlang ihrer Längsachse weisen derartige Rinnenstrukturen z. T. Hohlräume- oder isolierte, oft ausgelängte Beckenstrukturen auf (Bennet and Glasser, 2009). Dabei sind nicht alle diese Strukturen gänzlich sedimenterfüllt, sodass entlang ihres Verlaufes Seen, Moore oder Sumpfgebiete entstanden sind (Weitkamp und Bebiolka. 2017).

4.3.1.1 Verbreitung

Glaziale Rinnen sind weitverbreitet in den kontinentalen Schelfbereichen Nordeuropas und Nordamerikas, wobei derartige Strukturen, sedimentverfüllt und an Land bekannt sind (Bennet and Glasser, 2009). Die Verbreitung subglazialer Rinnen in Deutschland ist auf Gebiete begrenzt, die zu den jeweiligen Zeiten unter Eisbedeckung lagen. Dabei gilt die Einschränkung, dass entlang einer Linie von Magdeburg über Hannover nach Osnabrück die tiefen elsterkaltzeitlichen Rinnen abrupt enden, trotz des Eisvorstoßes bis an den Rand der Mittelgebirge (u. a. Harz)³⁰ (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

Eine hervorragende Zusammenfassung der im norddeutschen Becken beobachteten glazialen Rinnen wird in Breuer et al. (2023) gegeben. Hierzu werden die 3D Daten der Quartärbasis verschiedener Bundesländer zusammengefasst, und für die bestimmten glazialen Rinnen die Talwege berechnet. Dies ist insbesondere anspruchsvoll, weil die Talwege subglazialer Rinnen nicht monoton zum niedrigsten Punkt hin entwässern, sondern eine Übertiefung möglich ist. Anhand der Tiefe der ermittelten Talwege werden Regionen klassifiziert in der die Tiefe glazialer Rinnen Schwellwerte von 100 m, 200 m, 300 m und 400 m überschreiten.

4.3.1.2 Geometrie

Bei subglazialen Rinnen handelt es sich um langgestreckte Mulden mit übertieften Bereichen, welche sich in unterlagerndes Festgestein oder unkonsolidiertes Sediment geschnitten haben. Unter anderem Janszen (2012) vermerkt, dass Rinnen in Festgestein aufgrund der größeren Erosionsbeständigkeit im Vergleich zu Lockergestein allgemein deutlich schmaler und untiefer sind bei oft steileren Flanken und größeren Böschungswinkeln. Rinnen in wenig kompaktiertem Material zeigen dagegen häufig einen breiten

³⁰ Entweder waren die notwendigen hydraulischen Verhältnisse in den jeweiligen Regionen, vermutlich aufgrund des zu schnellen Rückzuges des Eises, für eine solche Rinnengenese nicht gegeben oder die Eismächtigkeit war zu gering (Keller, 2009).

Querschnitt mit flacher einfallenden Flanken³¹, da hier die Auswirkungen des gravitativen Massentransportes³² größer sind (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

Basierend auf der Auswertung hochauflösender dreidimensionaler seismischer Messungen, welche in der zentralen Nordsee durchgeführt wurden, im Bereich des ehemaligen Britisch-Irischen sowie Fennoskandischen Eisschildes, führten Kirkham et al. (2021) Modellierungen zum Erosionsgeschehen durch, mittels derer subglaziale Rinnenstrukturen entstehen können. Bezüglich der Morphologie der Strukturen ergab sich, dass (I) der basale Abschnitt oftmals deutlich schmaler ist und einen V-förmigen Querschnitt aufweist, während der darüber lokalisierte Abschnitt breiter ist und einen eher U-förmigen Querschnitt zeigt, dass (II) steilstehende Rutschmassen oft innerhalb der Rinnenstruktur lagern und dabei ca. 10% bis 40% der Rinnenfüllung ausmachen können, dass (III) subglaziale Landformen, entstanden durch auflagerndes Eis, oft im Zentrum der Rinnenfüllung eingebettet sind und dass (IV) Netzwerke kleiner Kanäle an der Basis der Rinnen lokalisiert sind, die typischerweise fünf- bis zehnmal schmaler und drei- bis fünfzehnmal flacher als die Rinnen sind, in welchen sie verlaufen (Abbildung 4-7).





(Profile, links, und 2,5D-Darstellung, rechts) (nachbearbeitet aus: Kirkham et al., 2021).

³¹ Stewart et al. (2013) weisen auf ein Seitenwandgefälle zwischen 5° und 40° und ein Gefälle des gewellten Rinnenbodens zwischen 1° und 10°, in Extremfällen auch 30°, für Rinnen in der Nordsee hin.

³² Weitkamp und Bebiolka (2017) führen als wesentliche Prozesse, welche den Rinnenquerschnitt bestimmen, gravitative Massenbewegung sowie Massentransport auf. Bei ersterer erfolgt die Umlagerung von Material einzig durch die Schwerkraft, während bei zweiterem dafür Medien verantwortlich sind (Wasser, Wind, Eis).

Die im Querschnitt zusammengesetzte U-/V-Form glazialer Rinnenstrukturen bzw. subglazialer Schmelzwasserkanäle wird häufig in unkonsolidierten Sedimenten bzw. im Festgestein beobachtet. Es wird angenommen, dass der U-förmige obere Abschnitt vermutlich durch die erosive Tätigkeit der auflagernden Eismasse erzeugt wurde. Die Bewegung des sich deformierenden Eises bzw. sein Rückzug aus einer Rinnenstruktur bewirkte vermutlich eine Destabilisierung der Rinnenflanken und das Abgleiten von Rutschmassen, sodass sich der betroffene Abschnitt lateral erweiterte. Für das wahrscheinliche Vorhandensein von Eis innerhalb einer Rinne während ihrer Entstehung wird das Vorhandensein subglazialer Landformen (z. B. Esker³³) als Beleg gesehen. Die meisten dieser Strukturen sind mehr als 100 m unterhalb der Oberfläche von Strukturen lokalisiert (Kirkham et al., 2021). Laut der Autoren spielt die Erosion durch Eiskontakt eine wichtige Rolle beim Aushub und der Erweiterung von Rinnenstrukturen in unkonsolidierten Sedimenten.

In der Draufsicht sind Rinnenstrukturen häufig sinusförmig und können in Form anastomosierender Netzwerke vorkommen, obwohl auch einzelne, gerade Muldenstrukturen bekannt sind. Derartige Rinnenstrukturen können bis zu 2 km breit, über 100 m tief und zwischen 6 km und 30 km lang werden. Häufig sind sie jedoch nur wenige hundert Meter breit und weniger als 60 m tief (Bennet and Glasser, 2009).

In Deutschland weisen die saalekaltzeitlichen Rinnen eine deutlich geringere Tiefenerosion als die elsterkaltzeitlichen Rinnen auf trotz der weiter südlichen Eisrandlage in einigen Abschnitten während der Saale-Kaltzeit (Weitkamp und Bebiolka, 2017). Die BGR nennt als Gründe für die großen Tiefen der elsterkaltzeitlichen Rinnenstrukturen die größeren Mächtigkeiten der unkompaktierten, känozoischen Sedimente (vgl. Kapitel 4.3.1.3) zu Beginn der Kaltzeit sowie eine größere Mächtigkeit des elsterkaltzeitlichen Eisschildes. (Stackebrandt, 2009) gibt zudem an, dass die weichselkaltzeitlichen Rinnen in Ostdeutschland eine geringere Tiefe als die elsterkaltzeitlichen Rinnen zeigen. Zudem sind die Abstände der weichselkaltzeitlichen Rinnen zueinander deutlich geringer. Weiterhin wird angenommen, dass die geringere Mächtigkeit des weichselkaltzeitlichen Eisschildes in diesem Gebiet einen geringeren Einfluss auf die unterlagernden Gesteine hatte. Nach Weitkamp und Bebiolka (2017) betragen die Abstände zwischen den einzelnen Rinnen im norddeutschen Raum zwischen 10 km und mehr als 50 km.

Elsterkaltzeitliche Rinnenstrukturen bilden an Land ein unregelmäßiges Netzwerk sich verzweigender Rinnen aus, wobei Rinnenabschnitte mit Tiefen von mehr als 200 m keine Verzweigungen aufweisen (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

³³ Bei einem Esker (auch Os oder Wallberg) handelt es sich um eine langgestreckte, wallartige, oftmals geschwungene Erhebung, bestehend aus vorrangig Kies und Sand. Sie sind durch subglaziale Schmelzwasserströme entstanden.

(U. H. Fischer et al., 2015) geben an, dass sich saale- und weichselkaltzeitliche Rinnenstrukturen im Bereich des norddeutschen Tieflandes bis zu 200 m in den Untergrund eingeschnitten haben. Dagegen weisen elsterkaltzeitliche Rinnen z. T. Tiefen³⁴ bis 600 m³⁵ auf, bei einer Längserstreckung von bis zu 100 km und Breiten von mehreren Kilometern. Die Autoren konnten Rinnenstrukturen anhand ihrer Breiten unterscheiden, wobei schmalere Rinnen mit bis zu 3 km Breite im Nordwesten Deutschlands überwiegen, während weiter östlich Rinnen mit Breiten von mehr als 5 km ermittelt wurden. Lutz et al. (2009) geben für Rinnenstrukturen unterhalb der deutschen Nordsee Tiefen von bis zu 400 m an, bei Breiten von bis zu 8 km und Längen von bis zu 66 km. U. H. Fischer et al. (2015) bemerken zudem, dass einige Rinnenstrukturen aufgrund ihres wellenförmigen Verlaufs im Längsprofil mehrere Tiefenmaxima aufweisen.

Hinsichtlich der Tiefe und Breite von Rinnenstrukturen wird angenommen, dass diese durch mehrere aufeinanderfolgende, räumlich begrenzte Erosionsereignisse bestimmt werden, wobei es während des Rückzugs einer Eismasse an der Basis eher zu Sedimentverflüssigung und -abtransport als zu Exaration und Detersion kommt (Weitkamp und Bebiolka, 2017). Für Festgestein wird dies jedoch als nicht zutreffend angesehen (Mrugalla, 2011).

Die generelle Orientierung von Rinnenstrukturen in Norddeutschland ist bekannt und ist im Osten von Norddeutschland hauptsächlich NO-SW gerichtet, im Westen hauptsächlich N-S bzw. NNO-SSW. Dadurch ergeben sich Hinweise auf Strömungsrichtung des Eises (Weitkamp und Bebiolka, 2017; Stackebrandt, 2009). Aus der räumlichen Verteilung der Rinnen in Norddeutschland lassen sich nach (Weitkamp und Bebiolka, 2017) keine bevorzugten Orte der Anlage von Rinnenstrukturen ableiten. Lutz et al. (2009) geben NNW-SSO bzw. NNO-SSW als bevorzugte Verlaufsrichtungen der Rinnenstrukturen unterhalb der deutschen Nordsee an.

4.3.1.3 Genese

Bezüglich der Bildung subglazialer Rinnenstrukturen existieren nach (Bennet and Glasser, 2009) drei Theorien:

 Die Rinnen bilden sich durch Einschneiden in unkonsolidiertes Sediment, wobei verformbares, subglaziales Sediment seitlich oder von der Basis her in die geschaffenen Strukturen eindringt. Dem schließt sich die Erosion des Materials durchfließendes Schmelzwasser an. Daraus kann geschlussfolgert werden, dass sich

³⁴ Weitkamp und Bebiolka (2017) weisen darauf hin, dass die Bestimmung der Rinnentiefen anhand der Basis der quartären Ablagerungen als Referenzhorizont durch die beschränkte Genauigkeit der verfügbaren Daten beeinflusst ist, sich jedoch die Verbreitung der Rinnen daraus ableiten lässt.

³⁵ Weitkamp und Bebiolka (2017) sowie Schulz (2002) geben für eine Forschungsbohrung in die Hagenower Rinne in Mecklenburg-Vorpommern eine Teufe der Rinnenbasis von 584 m u. GOK (ca. -554 m NN) an, was der bislang in Deutschland durch eine Bohrung am tiefsten gelegenen Quartärbasis entspricht.

glaziale Rinnen durch Absenkung der Sedimentoberfläche auf beiden Seiten einer solchen Struktur bilden.

- 2. Die Rinnen bilden sich während des Eisrückzugs am oder in der Nähe des Eisrandes durch subglaziale Schmelzwassererosion.
- Die Rinnen bilden sich durch subglaziale Schmelzwassererosion während katastrophischer kanalisierter Flutereignisse mit hohen Abflussraten³⁶.

Die Rinnenbildung allein durch Gletscherschurf wird als unwahrscheinlich angesehen (Weitkamp und Bebiolka, 2017)), da nach (Aber and Ber, 2007) dadurch bewirkte Exaration (an der Front einer Eismasse) oder Detersion (unter der Eismasse) an der Oberfläche eine eher flächige Erosion verursacht, die in Lockergesteinen bis zu 100 m reichen kann.

Keller (2009) hebt hinsichtlich der Genese subglazialer Rinnenstrukturen die Bedeutung subglazialer Schmelzwässer hervor. Für rinnenbildende Abflussereignisse sind erhebliche Wasservolumina nötig, welche subglaziale, unter hohem Druck stehende Schmelzwasserströme bilden. Die Abflüsse geschehen nach Meinung der Autoren als Abfolge wiederkehrender plötzlicher Ereignisse, bei denen sich subglazial aufgestaute Wasseransammlungen, vornehmlich während des Rückzuges einer Eismasse, schlagartig entleeren (Theorie 2 und 3, s. o.). Nach Bruns et al. (2011) ist außerdem die Erosionswirkung der im Schmelzwasser mitgeführten Sedimentfracht nicht zu unterschätzen. Einem konstanten Grundwasser- und Schmelzabwasserabfluss über ein ausgedehntes Rinnensystem wird dagegen kein solches Potential zugeschrieben (Keller, 2009). Weitkamp und Bebiolka (2017) heben ebenfalls die Rolle von Schmelzwasser hervor, welches in ausreichender Menge gegen Ende von Kaltzeiten und kurz vor bzw. während des Rückzugs einer Eismasse vermutlich vorliegt. Mrugalla (2014) nimmt für eine solche Übergangsphase aufgrund verfügbarer Daten Zeiträume von mehreren Jahrhunderten bis wenigen Jahrtausenden an.

Kirkham et al. (2021) leiten aus der im Querschnitt häufig vorkommenden kombinierten U- /V-Form vieler subglazialer Rinnenstrukturen und dem Vorkommen von Rutschmassen und subglazialen Landformen innerhalb der Strukturen (Kapitel 4.3.1.2) umfangreiche Deformationsprozesse durch die auflagernde Eismasse ab, die einen durchgängig hohen Wasserdruck während des Einschneidens der Strukturen in den Untergrund bewirkte, selbst nachdem die Strukturen bereits vergleichsweise große Dimensionen erreicht hatten. Das Aufrechterhalten des Wasserdruckes an der Basis von Rinnenstrukturen durch das auflagernde Eis in Kombination mit dem Vorhandensein unkonsolidierter Sedimente, in welche sich die Strukturen

³⁶ Man spricht hierbei von "Gletscherausbrüchen", während der in subglazialen Seen gespeichertes Schmelzwasser innerhalb kurzer Zeit drainiert abfließt. Derartige Ausbrüche werden als ursächlich für die Entstehung des sogenannten "Labyrinth" am Rande des Upper Wright Glacier in den McMurdo Dry Valleys in der Antarktis gesehen, bei dem es sich um subglaziale Rinnenstrukturen im unterlagernden Dolerit handelt (Fagherazzi et al., 2021).

schneiden, könnte laut der Autoren ihre charakteristisch großen Tiefen erklären. Die These hoher basaler Wasserdrücke in Rinnenstrukturen wird durch das Vorhandensein kleinerer verzweigter Kanäle an der Basis der Strukturen gestützt, wobei zurzeit ungeklärt ist, ob diese pulsartigen Anstiege im Abflussgeschehen innerhalb der Rinnenstrukturen oder einfach den erwartbaren Mechanismus des subglazialen Schmelzwasserabflusses über mächtigen, unkonsolidierten Sedimenten anzeigen. Derartige verzweigte Kanäle konnten in Laborexperimenten nachgebildet werden (Lelandais et al., 2018, 2016), bei denen der Abfluss unter Druck stehenden Wassers über erodierbaren, nicht-kohäsiven Schichten simuliert wurde. Wie in der Realität³⁷ so konnte auch im Labormaßstab die Aufgabe einzelner Kanäle zugunsten anderer hinsichtlich des Abflussgeschehens, also das laterale Umschalten des Abflusses zwischen Kanälen, nachvollzogen werden. Diese Beobachtungen stimmen überein mit dem graduellen Einschneiden deutlich größerer Rinnenstrukturen durch fokussierte, jedoch relativ geringe Abflüsse, was weniger für ihre Entstehung durch katastrophische Flutereignisse spricht (Kirkham et al., 2024). Die Autoren halten es jedoch für möglich, dass beide Mechanismen während des Rückzuges von Eismassen wirken, sodass der dominante Mechanismus für die Entstehung von Rinnenstrukturen der Abfluss von supraglazialem Schmelzwasser zur Basis der Eismasse, bei vergleichsweise geringen Abflussraten, ist. Kirkham et al. (2024) weichen somit von den Theorien zur Entstehung der Strukturen ab, wie sie u. a. durch (Keller, 2009) vertreten werden (s. o.). Begründet wird dies von Kirkham et al. (2024) durch (I) die für Flutereignisse benötigten hohen Wasservolumina³⁸ aus einzelnen, isolierten Vorkommen, die (II) beobachteten regelmäßigen Abstände vieler Rinnennetzwerke, die auf ein gleichzeitiges Abflussgeschehen in mehreren Rinnen über eine breite Fläche während ihres Einschneidens in den Untergrund schließen lassen, sowie (III) durch die Ergebnisse der systematischen Kartierung von Rinnenstrukturen entlang des südlichen Abschnittes des ehemaligen laurentidischen Eisschildes, die zeigen, dass nur etwa 10% der Rinnenstrukturen tatsächlich in Schuttfächern enden, die als Beweis für Flutereignisse angesehen werden. Dagegen zeigen die Modellierungsergebnisse von Kirkham et al. (2024), dass, wenn sich das Abflussgeschehen auf relativ schmale Kanäle innerhalb größerer Täler fokussiert, der Zutritt supraglazialen Schmelzwassers in das subglaziale hydrologische System während des Eisrückzugs die Bildung großer Rinnenstrukturen innerhalb von hunderten bis tausenden Jahren zulässt. Zudem weisen die Autoren darauf hin, dass sich die schmelzwasserbedingten Erosionsraten erhöhen können durch den

³⁷ Als Analogon für ein laterales Umschalten des Abflusses zwischen Kanälen werden sogenannte "cutand-fill"-Strukturen gesehen, die in einigen Rinnenstrukturen an Land beobachtet worden sind (Jørgensen and Sandersen, 2006).

³⁸ (Sandersen et al., 2009) grenzt die Entstehung von Rinnenstrukturen im nördlichen Dänemark während des Rückzuges des Eurasischen Eisschildes während der Weichselkaltzeit auf den Zeitraum zwischen 19.000 und 18.000 Jahren vor heute ein, sodass nur wenige hundert Jahre nach der Repositionierung des Eisrandes verblieben, damit sich diese Strukturen während der Stillstandsphasen des Eises bilden konnten. Für die Bildung einer Rinnenstruktur innerhalb der Zeitspanne leiten die Autoren ein benötigtes Wasservolumen von mehr als 4 km³ ab.

plötzlichen Abfluss aus supraglazialen Seen, das Abschmelzen von Eismassen oder durch Kriechen des Eises in Rinnenstrukturen mit daraus folgender Deformation seiner Oberfläche, wodurch supraglaziales Schmelzwasser in die gebildeten Senken geleitet wird, es dadurch zur Rissbildung im Eis und zu zusätzlichen subglazialen Schmelzwasservolumina beitragen kann, sodass sich innerhalb der beschriebenen kurzen Zeitspanne derartig tiefe Rinnenstrukturen bilden können.

Momentan liegt jedoch noch kein abschließendes Konzept vor, welches die Genese von Rinnenstrukturen in Gänze beschreibt. Vielmehr wird angenommen, dass nur eine Kombination verschiedener Erklärungsansätze die verschiedenen Rinnengeometrien beschreiben kann, wobei dem Schmelzwasser stets eine zentrale Bedeutung beigemessen wird (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

Anhand eines vereinfachten Modells, das auf geomorphologischen Studien der ehemals subglazialen Rinnen des "Labyrinth" in der Antarktis basiert (siehe Fußnote 36), prüften Fagherazzi et al. (2021) das Erosionsgeschehen im Bereich des Zusammenflusses zweier Rinnen. Dazu modellierten sie zum einen das Geschehen, wenn nur Wasser aus der einen Rinne der anderen zufließt (Fall A), und zum anderen, wenn das zufließende Wasser sedimentbeladen ist (Fall B). Für Fall A stellten sie fest, dass, wenn nur der Abfluss erhöht wird, die Erosionsrate nahe des Gletscherrandes aufgrund der erhöhten Abrasion höher ist, während sich die Rate in Richtung Nährgebiet verringert. Die Erosionsrate hängt dann zudem von der Position des Zusammenflusses ab - befindet sich diese weit entfernt vom Gletscherrand, verringert sich die Erosionsrate nach dem Zusammenfluss, während sich die Rate umgekehrt erhöht. Für Fall B erhöht sich mit dem Anstieg der Sedimentfracht die maximale Erosionsrate, wobei das Gebiet der aktiven Abrasion in Richtung Nährgebiet verlagert wird. Weiterhin konnte abgeleitet werden, dass sich die Erosionsrate erhöht, wenn der Zufluss nahe des Gletscherrandes erfolgt, und dass sich die Rate verringert, wenn der Zufluss weiter Richtung Nährgebiet erfolgt. Hieraus ergeben sich Rückschlüsse auf die Rinnentiefe in Abhängigkeit von der Position eines Zusammenflusses.

Für die Genese von Rinnenstrukturen in Deutschland nennt (Mrugalla, 2011) folgende Prozesse:

- fluviatile Prozesse (Ausräumen von Gesteinen),
- tektonische Prozesse (epirogenetische Hebung Norddeutschlands und einhergehendes Einschneiden von Flüssen in den Untergrund),
- halokinetische Prozesse (bevorzugte Rinnenbildung in Randsenken aktiv aufsteigender Salzstöcke),
- Subrosion (Vertiefung existierender Subrosionssenken),
- Gletscherschurf (Exaraktion, Detersion, Detraktion),
- Sedimentverflüssigung³⁹ (z. B. "liquefaction", "piping"),
- Unterkühlung⁴⁰ (engl. "supercooling"),
- sowie subglaziale Schmelzwassererosion (in Form vereinzelt vorkommender, aber wiederkehrender Ereignisse, bei denen subglazial gestautes Wasser freigesetzt wird, auch im Zusammenhang mit dem Rückzug einer Eismasse ("Schmelzwasserausbrüche")).

Überregional gültige Randbedingungen für die Rinnengenese sind laut (Weitkamp und Bebiolka, 2017) u. a. die Jahresmitteltemperatur, Niederschlagsverhältnisse, Permafrostverbreitung, Eismächtigkeit und –verbreitung sowie die Untergrundbeschaffenheit. Keller (2009) führt als weitere Faktoren stabile Eisrandlagen während eines generellen Rückzugtrends sowie möglicherweise die großräumige Morphologie des Geländes für eine stark variierende Rinnenausbildung während unterschiedlicher Kaltzeiten an, wobei die Rinnentiefe im Wesentlichen von den Schmelzwasservolumina und den Eigenschaften des Untergrundes abhängt (Kapitel 4.3.1.4). Der Einfluss tektonischer Vorgänge bzw. Vorprägungen und fluviatiler Prozesse wird als demgegenüber geringfügig eingeschätzt (Weitkamp und Bebiolka, 2017), wobei Stackebrandt (2015) einen Zusammenhang zwischen der neotektonisch reaktivierten Mitteleuropäischen Senkungszone (bzw. zentraleuropäische Subsidenzzone⁴¹) und der Bildung übertiefer Rinnen während der Elsterkaltzeit im norddeutschen Raum sieht. Für ihre Bildung werden, neben der Existenz besagter Senkungszone, folgende Faktoren angegeben:

- Vorkommen von gering kompaktierten und wassergesättigten känozoischen Lockersedimenten⁴² als Füllung der o. g. neotektonisch abgesenkten Zone⁴³,
- vorhandene große Schmelzwasservolumina in den Randgebieten des elsterkaltzeitlichen Eisschildes und die Möglichkeit für das Schmelzwasser, die subglaziale Basis zu

³⁹ Durch Überschreitung des Drucks der Schmelzwässer an der Basis einer Eismasse über den Überlagerungsdruck der Eismasse kommt es zu einer Verflüssigung und zum Abtransport der Lockersedimente an der Basis der Eismasse (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

⁴⁰ Sedimentbeladene subglaziale Schmelzwässer steigen in Richtung des Zehrgebietes auf, gefrieren an der Basis einer Eismasse infolge von Druckentlastung, sodass die Sedimentfracht hier fixiert wird und die Rinne durch Vorschub der Eismasse weiter vertieft wird (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

⁴¹ Blockartige Struktur, die sich von der südlichen Nordsee bis nach Südwestpolen erstreckt.

⁴² Nach Müller and Obst (2008) müssen abrupte Schwankungen in der Mächtigkeit quartärer Sedimente nicht zwingend mit Rinnenstrukturen einhergehen. Beispiele hierfür sind die quartären Ablagerungen über den Salzkissen Schlieven und Marnitz in Mecklenburg-Vorpommern, die vergleichbare Mächtigkeiten wie in der Hagenower Rinne erreichen, aber nicht als Füllung subglazialer Rinnen gesehen werden, sondern durch Scheiteleinbrüche über den Salzkissen entstanden sind.

⁴³ Die Mächtigkeit der abgelagerten känozoischen Sedimente wurde durch die fortschreitende Subsidenz kontrolliert.

erreichen und sich dort mit dem bereits vorhandenen Schmelzwasser zu vereinigen (vgl. Abbildung 2-11),

- fehlende Möglichkeit, das Grundwasser innerhalb der unterlagernden Lockersedimente während des Eisvorstoßes zu drainieren,
- der sich entwickelnde hydrostatische Überdruck innerhalb der Lockersedimente, der diese instabil machte und letztlich zu deren Kollaps führte und verstärkende Effekte auf diese Instabilität durch gravitative Effekte infolge von Eisauflast und -entlastung.

In Kombination führten diese Bedingungen zur Schaffung neuer hydrostatisch kontrollierter Abflusssysteme.

4.3.1.4 Einfluss des Untergrundes

Laut Keller (2009) ist im Allgemeinen davon auszugehen, dass eine Rinnenbildung umso deutlicher erfolgen kann, desto weicher und permeabler der subglaziale Untergrund ist. Die Permeabilität des Untergrundes kann jedoch auch die Rinnenbildung nachteilig beeinflussen (s. u.).

Das eine Eismasse unterlagernde Gestein kann die Geometrie von Rinnenstrukturen beeinflussen (Weitkamp und Bebiolka, 2017). So weist Keller (2009) mit Bezug auf Salzstrukturen auf die eher Festgesteinen zugeschriebenen Eigenschaften von Salzgesteinen und ihren Hutgesteinen hin, die einen Einfluss auf den Verlauf von Rinnenstrukturen haben, wenngleich die Salzstrukturen selbst keine Auslöser der Rinnenbildung sind. Feldmann (2002) weist auf Basis von Beobachtungen in Niedersachsen auf einen bevorzugten Verlauf von Rinnen entlang von Randsenken bei halokinetisch aktiven Salzstöcken sowie auf die Einbeziehung von Subrosionssenken in die Rinnenverläufe bei hoch gelegenen Salzstöcken hin. Zum Teil haben sich einzelne Rinnenstrukturen bis in den Gipshut eingeschnitten und enden dort abrupt. Weitkamp und Bebiolka, (2017) geben zu bedenken, dass bei Salinargesteinen neben der hydromechanischen Erosion auch die hydrochemische Erosion in Form von Subrosion durch Schmelzwässer bedeutsam ist, besonders dann, wenn die Gesteine nicht durch impermeable erosionsresistente Gesteine überdeckt werden.

In Norddeutschland und der Nordsee sind Rinnenstrukturen bekannt, die zum einen in ihrem Verlauf durch Salzsstrukturen abgelenkt werden (Kristensen et al., 2008) und zum anderen diese Strukturen auch kreuzen (Huuse and Lykke-Andersen, 2000a), wobei in letzterem Fall eine halokinetisch bedingte Auflockerung des Deckgebirges oberhalb der Salzstrukturen und eine damit einhergehende höhere Erosionsanfälligkeit angenommen wird. Nicht ausgeschlossen wird außerdem eine Überlagerung von Rinnenbildung und halokinetischer Bewegung, wie sie Poblotzki (2002) für die Altmark beschreibt.

Momentan liegt jedoch keine flächendeckende Auswertung zur exakten Teufenlage von Salzstrukturen einschließlich ihrer Randsenken sowie der im Umfeld befindlichen Rinnen vor (Weitkamp und Bebiolka, 2017).

Keller (2009) konnte den Zusammenhang zwischen dem Vorkommen tiefer elsterkaltzeitlicher Rinnenstrukturen und der Art des Untergrundes nicht zweifelsfrei belegen. Jedoch werden für das Ausmaß und die Tiefe der Rinnen die Existenz mächtiger, leicht erodierbarer Lockergesteine als bedeutsam angesehen. Tongesteine des Quartärs, Tertiärs und der Unterkreide werden als erosionsanfälliger im Vergleich mit Salzgesteinen und deren Residuaten angesehen⁴⁴. Ebenso weist Keller (2009) auf die geringen Rinnentiefen (ca. 30 bis 50 m) an zwei Standorten in Norddeutschland hin, an denen Gesteine des Muschelkalkes bzw. Kreidekalke und –mergel oberflächlich anstehen.

Beobachtungen legen nahe, dass ein Zusammenhang zwischen der Permeabilität basaler Sedimentschichten und der Dichte eines Rinnensystems besteht (Weitkamp und Bebiolka, 2017). Sandersen and Jørgensen (2012) bemerken hierzu, dass subglaziale Sedimente mit zunehmend geringerer Wasserpermeabilität eine zunehmende Dichte des Abflussnetzwerkes zu bewirken scheinen. Janszen (2012) ergänzt, dass mit wachsenden Abständen zwischen einzelnen Rinnen in permeableren subglazialen Sedimenten auch die Einzugsgebiete und somit die Abflussmenge je Rinne zunehmen, sodass sich hierdurch die Abflussquerschnitte vergrößern können. Bitinas (1999) weist darauf hin, dass bei ausreichender Permeabilität der subglazialen Sedimente gebildetes Schmelzwasser dem Grundwasser zufließen und so eine Rinnenbildung unterbleiben kann⁴⁵. Janszen (2012) fügt hinzu, dass bei hoher Sedimentpermeabilität durch Infiltration basalen Schmelzwassers in das Grundwasser der für die Rinnenbildung notwendige hydrostatische Druckgradient eventuell nicht erreicht werden kann, und dass sich dadurch auch die Abstände der Rinnen zueinander vergrößern können. Bruns et al. (2011) weisen dagegen darauf hin, dass unter Gletschern⁴⁶ und in Permafrostgebieten⁴⁷ Grundwasser meist in Form von Eis gebunden ist und die hydraulische Durchlässigkeit von subglazialen Sedimenten reduziert ist. Eine Grundwasserneubildung würde sich demnach auf eis- bzw. permafrostbodenfreie Gebiete beschränken, während Niederschlagswasser in den gefrorenen Gebieten über die Oberfläche ablaufen würde. Weiterhin führt laut den Autoren das Gefrieren von Sedimenten (z. B. Ton) zu deren Schrumpfung in vertikaler und horizontaler Richtung mit

⁴⁴ Stackebrandt (2009) weist darauf hin, dass Rinnenstrukturen in Deutschland bekannt sind, die sich bis in den prä-quartären Untergrund eingeschnitten haben.

⁴⁵ Laut Piotrowski (1997) infiltriert im Allgemeinen nur etwa 25% des subglazialen Schmelzwassers in das unterlagernde Gestein, während der übrige Anteil über Rinnenstrukturen drainiert wird, z. T. in Form von "Gletscherausbrüchen".

⁴⁶ Hierbei muss eingeschränkt werden, dass dies nur für "kalte" Gletscher gilt (vgl. Kapitel 2.2.2).

⁴⁷ Hubberten (2009) geben für heutige Permafrostböden weltweit Tiefen zwischen 1 m und über 1.500 m (in Zentralsibirien) an.

einhergehender Rissbildung, die zum einen Schwächezonen und zum anderen Wasserwegsamkeiten darstellen.

Im Grundsatz gilt laut Bruns et al. (2011), dass basales Schmelzwasser in den Untergrund infiltriert, wenn der Druck an der Grenzfläche Eismasse-Untergrund größer ist als der Druck innerhalb des Untergrundes. Bei vergleichsweise geringer Entwässerungskapazität im Untergrund bzw. an besagter Grenzfläche kann der Porendruck im Untergrund steigen und dem hydraulischen Druck innerhalb des auflagernden Eis entsprechen, sodass es durch die ausgeglichenen Druckverhältnisse zu einer verminderten Grundwasserneubildung kommt. Bruns et al. (2011) weisen außerdem auf das Potential der Rissbildung im Gestein durch Grundwasser infolge des Überlagerungsdrucks durch eine Eismasse hin. Dies gilt im Besonderen für die Randbereiche von Eismassen. Mit Hilfe eines subglazialen Grundwassermodells sowie Eislastmodells konnten Boulton et al. (1995) zeigen, dass hydraulisch induzierte Risse bis in Tiefen von 400 m im Untergrund entstehen können und dass die laterale, durch hydraulische Rissbildung ins Vorland einer Eismasse reichende Zone mehrere Zehnerkilometer aufweisen kann. Eingeschränkt wird dabei, dass die Wirkung des Porendrucks von der Permeabilität des Untergrundes abhängt und der Porendruck größer als der Gebirgsdruck und die hydraulische Zugfestigkeit des Materials werden muss, um Risse zu initiieren.

Zu beachten ist hinsichtlich der Grundwasserbewegungen im Bereich von Eismassen und Permafrostböden, dass sich die Grundwasserströmung bei entsprechenden Bedingungen in die Tiefe verlagern kann, sodass gefrorene Bereiche unterströmt werden, das Grundwasser so auch in Kontakt mit leicht löslichen Gesteinen gelangen und diese ablaugen kann. Hierbei ist auch die hydraulisch induzierte Rissbildung im Untergrund zu berücksichtigen, wodurch weitere Wegsamkeiten geschaffen werden (Bruns et al., 2011).

Der Einfluss auf Störungen durch wechselnde Eisauflast wird seit geraumer Zeit diskutiert. Als ein konkretes Beispiel werden die Entstehung und der Verlauf einer subglazialen Rinne in der südlichen Ostsee von (Al Hseinat and Hübscher, 2014) an eine darunter befindlichen Störungszone gekoppelt. Nach Meinung der Autoren kam es infolge der Eisauflast zur Reaktivierung einer bis in prä-zechsteinzeitliche Schichten reichenden Störung mit der Folge des Aufstiegs des Zechsteinsalinars und der Bildung einer kleinen Antiklinale. Die Rinnenentstehung soll darüber hinaus durch die Reduzierung der Festigkeit der Deckgebirgsschichten infolge der Reaktivierung begünstigt worden sein. Bruns et al. (2011) ergänzen zu dieser Thematik, dass durch Entlastung des Untergrundes infolge des Abschmelzens von Eismassen bzw. Erosion neue Risse im Untergrund entstehen bzw. vorhandene Störungen und Risse reaktiviert werden können.

Halokinetische Bewegungen infolge von Eisauflast würden sich nach (Lang et al., 2014) im Wesentlichen auf Erosions-, Deformations- und Ablagerungsprozesse im unmittelbaren

Umfeld eines Diapirs einschließlich der Randsenken auswirken. Hebungen im Vorland einer Eismasse infolge von Halokinese durch unterschiedliche Auflast würden demnach die Bildung von Endmoränenwällen, Senkungen unter dem Eis dagegen die subglaziale Erosion und damit die Entstehung subglazialer Rinnen fördern. Sirocko et al. (2008) fügen hinzu, dass durch die Auflast der Inlandseismassen die Kruste komprimiert wird bzw. dass Kruste (und damit auch vorhandene Salzstrukturen) und Lithosphäre in die Asthenosphäre gepresst werden, wobei es nach dem Abschmelzen bzw. Rückzug der auflagernden Eismasse zu einer visko-elastischen Reaktion der in die Asthenosphäre eingepressten Bestandteile kommt, die einen isostatischen Ausgleich anstrebt. Als Folge der zunehmenden Eisauflast und dem damit verbundenen Einpressens der Kruste kommt es auch zur Schließung halokinetisch bedingter Störungen im Deckgebirge und zur relativen Kompaktion des Salzes. Während des Abschmelzens bzw. Rückzugs der auflagernden Eismasse verden diese Störungen reaktiviert und/oder ein Salzaufstieg findet statt.

Die Erosion des Untergrundes im Vorland einer Eismasse, im Permafrostbereich, wird u. a. durch die Bildung sogenannter Eiskeile beeinflusst, die sich zu Eiskeil-Polygonen wie in Sibirien mit Durchmessern zwischen 10 m und 1.000 m strukturieren können. Eiskeile entstehen durch Eindringen von Schmelz-, Boden- oder Niederschlagswasser in Bodenspalten (z. B. durch Schrumpfung von Ton während des Gefrierens), das in den Spalten gefriert, sich beim Gefrieren ausdehnt und so die Spalte weitet. Durch wiederholte Eisanreicherung vertiefen sich die Spalten schließlich bis mehrere Meter. Sogenannte Pingos entstehen ebenfalls durch Volumenvergrößerung des Wassers beim Gefrieren. Dadurch hebt sich gefrorener Boden innerhalb von mehreren Tausend Jahren um bis zu 100 m, wodurch die Frostverwitterung begünstigt wird. Kryoturbation bezeichnet eine in situ-Materialbewegung durch im Boden entstehende Drücke in vertikaler und horizontaler Richtung infolge des Gefrierens und Auftauens. Hieraus resultiert eine mechanische Durchmischung und Auflockerung des Bodens, durch die ebenfalls Erosionsprozesse begünstigt werden (Bruns et al., 2011).

4.3.1.5 Rinnenfüllung

Die Verfüllung von Rinnen mit Sedimenten hängt vor allem von der Nähe zum Eisrand ab. So werden in Eisrandnähe bzw. subglazial oft vor allem grobkörnige und sehr heterogene Sedimente abgelagert, deren Mächtigkeit durch die Dynamik einer Eismasse bestimmt wird (Bruns et al., 2011). Ein hoher Anteil an lokal aufgearbeitetem Gestein wird als charakteristisch für sämtliche Formen subglazialer Rinnen angesehen (Janszen et al., 2013). Längere Stagnationsphasen bedingen für gewöhnlich mächtigere Ablagerung. In eisrandferneren Lagen sind die Sedimente feinkörniger. Über breiteren Rinnen sich zudem Fächer mit Flussdeltas entwickeln (Weitkamp und Bebiolka, 2017). Glazitektonische Deformationen der Rinnenbasis und Sedimentfüllung werden von Huuse and Lykke-Andersen (2000b) als Indiz für eine eisnahe Sedimentation gesehen. Lippstreu et al. (2015) beschreiben für elsterkaltzeitliche Rinnen in Brandenburg das Abscheren paläogener und neogener Sedimente von den Rinnenflanken, die als glazigene Schollen z. T. kilometerweit transportiert und dabei gestaucht wurden. Deformationen sind zudem bis in den prä-tertiären Untergrund nachweisbar. Die Sedimentation in den Rinnen soll dabei noch während der Phase des Zerfalls des ersten Eisvorstoßes erfolgt sein und bis zum zweiten Eisvorstoß angehalten haben, wobei während des zweiten Vorstoßes die Sedimente des ersten wieder ausgeräumt wurden und die Rinnen schließlich vollständig zu sedimentierten. Für die Hagenower Rinne im Südwesten Mecklenburg-Vorpommerns sind nach Schulz (2002) Sedimente aus der Saale- und Elsterkaltzeit als Füllung belegt, wobei die saalekaltzeitlichen Sedimente als Füllung einer weiteren flacheren Rinne angesehen werden, für die aufgrund der unzureichenden Datenlage bislang unklar ist, ob und wie weit die jüngere Rinne der älteren folgt und ob ein genetischer Zusammenhang zwischen beiden besteht.

Am oben aufgeführten Beispiel der Füllung der Hagenower Rinne lassen sich die von Lutz et al. (2009) und Jørgensen and Sandersen (2006) getätigten Aussagen zeigen, wonach während des Pleistozäns Rinnen mehrfach überfahren, erodiert und wieder verfüllt wurden. Darauf basierend lässt sich laut Bruns et al. (2011) erwarten, dass auch während künftiger Kaltzeiten das bereits vorhandene Netz an Erosionsstrukturen in Form bekannter Rinnen erneut genutzt wird.

Wie in Kapitel 4.3 ausgeführt, wird die zeitliche Einordnung von Sedimenten in Rinnen relativ vorgenommen, so etwa von Joon et al. (1990) und Passchier et al. (2010) die für Rinnen unter der Nordsee annehmen, dass saalekaltzeitliche Rinnen erosiv in Ablagerungen der Elsterbzw. Holsteinkaltzeit eingebettet sind, ältere Rinnen schneiden und mit eemwarmzeitlichen bzw. weichselkaltzeitlichen Sedimenten verfüllt sind. In diesem Zusammenhang führen Weitkamp und Bebiolka (2017) aus, dass eine Standardisierung lithologischer Abfolgen von Rinnenfüllungen in einzelne Sequenzen aufgrund der lithologischen Variabilität häufig schwierig ist.

Hinsichtlich der Sedimentationsraten geben u. a. Krohn et al. (2009) für spätpleistozäne Rinnen durchschnittliche Raten von etwa 1 m pro Jahr an. Boulton (1990) schränkt allerdings ein, dass die Raten stark variieren und vom Abstand zum Eisrand abhängen.

4.3.1.6 Erosion durch zeitlich konstanten Schmelzwasserabfluss

Detaillierte gekoppelte deterministische Simulationen des Schmelzwasserabflusses unter völlig konstanten Fliessbedingungen mit mittleren Volumenstromraten von 15,9 m³/s, also entsprechend einem Volumen von 1750 Mrd m³, welches über 3500 Jahre gleichmäßig abfließt ergeben keine Erosion. Hierbei wurden ebenfalls mittlere kritische Scherspannungen von 5 Pa angesetzt. Ursächlich verantwortlich hierfür ist, dass initial bereits eine Rinne endlichen Querschnittes angelegt ist, und in der Folge die auftretende Scherspannung unter der kritischen Scherspannung bleibt. Unter gleichen Bedingungen, und jährlich wiederkehrenden Ausflussereignissen ergibt sich eine Rinnentiefe von ca. 80 m (siehe Kapitel 5.2.5).

Anhand dieses Beispiels schlussfolgern die Autoren, dass bei konstantem Abfluss ohne den Druck der Eismassen sich immer eine kleinere Flussrate aufbauen wird, als wenn diese sich in einem Ausbruchsflutereignis aufbaut. Demzufolge wird die Scherspannung immer wesentlich niedriger ausfallen. Weiterhin sind mindestens jahreszeitliche Schmelzwasserschwankungen in jedem Fall anzunehmen. Auf eine detaillierte Untersuchung des hypothetisch langfristig konstanten Ausflusses wird folglich im FoV MeMoDeck verzichtet.

4.3.1.7 Erosion durch periodisch auftretenden Schmelzwasserabfluss

Geologische Untersuchungen in Deutschland (Piotrowski, 1997, 1994), Nordamerika (Atkinson et al., 2013; Cutler et al., 2002), Europa (Janszen et al., 2012; Jørgensen et al., 2010; Jørgensen and Sandersen, 2006; Kirkham et al., 2021), Afrika (Ravier et al., 2015) und der Antarktis (Kehew et al., 2022) legen nahe, dass in den verschiedensten Vereisungsperioden, die die Erde erfahren hat, es wiederholt zu Ausbruchsflutereignissen in den Randgebieten von bestehender großflächiger Vergletscherung gekommen ist. Diese Ausbruchsfluten haben durch Erosionsprozesse glaziale Rinnen gebildet. Dabei treten auch vernetzt wirkende Rinnen auf. Detaillierte geologische Untersuchungen konnten aber zeigen, dass diese Netzwerke nicht während einer Vereisungsperiode entstanden sind, sondern das Ergebnis verschiedener Erosionsprozesse in verschiedenen Vereisungsperioden sind (Jørgensen et al., 2010; Jørgensen and Sandersen, 2006; Kirkham et al., 2021). Diese Prozesse können in geringerem Umfang auch rezent beobachtet werden.

Die dabei entstehenden Schuttfächer lassen sich in ihrer Zusammensetzung untersuchen und lassen anhand der enthaltenen klastischen Sedimente Rückschlüsse auf die vorherrschenden Strömungsbedingungen zu. In Cutler et al. (2002) werden Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 3,5 m/s und Flussraten von 700 bis 2000 m³/s vermutet. Als mögliche Quelle werden dabei Wasservolumina von 600.000 m³ genannt.

Periodische Flussbedingungen wurden ebenfalls in Laborversuchen untersucht. Dabei wurden Sandproben mit einer Silikonmasse beschichtet, die wasserundurchlässig ist (Lelandais et al., 2018). In der Mitte bestand eine Öffnung, durch die Wasser in die Sandschicht injiziert werden konnte. Dabei kam es zu einer Ablösung der Silikonschicht von der darunterliegenden Sandlage. In regelmäßigen Abständen wurden dabei unter den Rändern der Silikonmasse Kanäle in die Sandlage erodiert, die mit der Zeit anwuchsen. Auffallend dabei ist, dass, auch wenn sich die räumlichen Dimensionen um ca. 6 Größenordnungen unterscheiden, es sowohl im

Experiment als auch in der geologischen Feldbeobachtung zu einem Verhältnis der Rinnenbreiten zur Rinnentiefe von ca. 10:1 kommt (Lelandais et al., 2016).

4.4 Auswahl der zwei zu modellierenden Prozesse im Rahmen der numerischen Modellierung

Die für die numerischen Untersuchungen ausgewählten Prozesse sind jene, für die aus den in der Literatur anzutreffenden Untersuchungen die größte Eindringtiefe in das Deckgebirge zu erwarten ist, siehe Kapitel 2. Demzufolge wurde die glaziale Flächenerosion vernachlässigt, bei der es zwar kontinuierlich, und auch in Summe zu geologisch nachweisbaren Erosionsmengen kommt, durch ihr gleichzeitiges, flächenhaftes Auftreten aber mit einer geringen Eindringtiefe verbunden ist. Dem steht die Rinnenerosion mit räumlich stark lokalisiertem Auftreten und gehäuft größeren Eindringtiefen gegenüber.

Es werden im Folgenden die Prozesse der **glazialen Rinnenerosion** betrachtet, wobei zwischen einem kontinuierlichen Fluss von auftretendem Schmelzwasser, und periodischen Ausbruchsereignissen von angestautem Schmelzwasser unterschieden wird. Während des Abschmelzens eines Gletschers ist davon auszugehen, dass es zu beiden Prozessen kommen kann. Zum einen kann parallel zu einem kontinuierlichen Transport ein saisonales Anwachsen erfolgen. Möglich ist auch, dass phasenweise die Rinne im Winter mit Eis verschlossen ist, und im Spätsommer unter dem Druck des Schmelzwassers ein Ausbruchsereignis stattfindet. Derartiges Verhalten lässt sich auch noch rezent beobachten (Ng and Liu, 2009; Nye, 1976). Dieselbe Rinne kann bei höheren Temperaturen ganzjährig frei sein. Aufgrund von Klimaschwankungen können diese Phasen abwechselnd auftreten. Im Rahmen der deterministischen Beschreibung werden diese beiden Prozesse scharf voneinander getrennt behandelt. In der anschließenden probabilistischen Untersuchung werden zufällig Ereignisse mit unterschiedlichem Schmelzwasseraufkommen miteinander kombiniert.

4.5 Beschreibung der physikalischen Grundlagen der Modellierung

Der Transport von Schmelzwasser erfolgt parallel in der Rinne, und in benachbarten Grundwasserleitern. Dabei kann die Rinne partiell oder ganz mit Schmelzwasser gefüllt sein. Für Ausbruchsflutereignisse ist stets davon auszugehen, dass die Rinne vollständig mit Wasser gefüllt ist, also mit ihrem gesamten Querschnitt zum Flüssigkeitstransport beiträgt. In dieser Situation ist der Anteil des Flüssigkeitstransportes durch Grundwasserleiter vernachlässigbar, und wird deswegen in der Entwicklung der physikalischen Modellvorstellung nicht berücksichtigt.

In einer vollständig gefüllten Rinne, werden durch die hohen Fließgeschwindigkeiten ständig Sedimente erodiert. Die Fließgeschwindigkeit in der Rinne an der Stelle s v beträgt dabei

$$v(s) = \frac{Q}{A(s)}$$

wobei Q die Flussrate durch die Rinne, und A(s) der Rinnenquerschnitt an der Stelle s ist. Die Rinne wird dabei als unverzweigt, mit einem Eintritts- und einem Austrittspunkt angenommen. Die Scherspannung an der Rinnenkontur wird mittels

$$\tau_c(s) = \lambda * \rho_w * \frac{\nu(s)^2}{8}$$

ermittelt. Dabei bezeichnet λ den Reibungsfaktor und ρ_w die Dichte des Wassers. Da dieses sedimentbeladen ist, wird ein linearer Dichtegradient in der Rinne angesetzt, bei dem die Dichte an der Oberkante der von Wasser entspricht, am Boden der Rinne aber um 20% erhöht ist. Dies entspricht einer Sedimentbeladung vom ca. 10% vol.

Die Reibung an der Rinnenwand verursacht einen Druckverlust. Dieser entspricht

$$\Delta p(s) = -\tau_c(s) * \frac{\Delta s(s)}{r_D(s)} - \rho_w * g * \Delta h(s)$$

mit $\Delta p(s)$ dem Druckverlust an der Stelle *s*, Δs der Länge des betrachteten Rinnensegmentes, dem durchschnittlichen hydraulischer Radius r_D im Rinnensegment, der Erdbeschleunigung *g* und dem Höhenunterschied zum vorrangegangen Rinnensegment $\Delta h(s)$.

Zu beachten hierbei ist, dass angenommen wird, dass im Unterschied zum Sediment, das sich über der Rinne befindliche Eis nicht erodiert wird, weil das Wasser an diesem reibungsfrei gleiten kann.

Dies stellt eine Vereinfachung dar. In Wahrheit treten kleine Reibungsverlust auch am Kontakt zwischen Wasser und Eis auf, die Reibung erodiert nicht nur das Eis, sondern führt auch zu dessen Erwärmung und Abschmelzen. Im Gegenzug wird das Eis die Rinne durch Kriechverformung unter seiner eigenen Last verschließen. Es wird angenommen, dass das Wechselspiel dieser beiden Prozesse verantwortlich ist, dass sich im Eis senkrechte Fließwege zum Transport des Schmelzwassers ausbilden. Es gibt in der Literatur einige sehr gute Untersuchungen zu diesen Prozessen (Ng, 2000; Nye, 1976)

Im Rahmen des FoV MeMoDeck wird angenommen, dass dieser Prozess stark untergeordnet ist. Diese Annahme ist konservativ in dem Sinne, dass unter Annahme einer unveränderlichen Eisdecke nur der im Sediment erodierte Bereich zum Transport bereitsteht, also die Rinnenquerschnitte niedriger, und die Strömungsgeschwindigkeiten höher sind. Dies erhöht die Erosionsrate im Sediment und damit die finale Eindringtiefe der Rinne.

Zusätzlich muss sichergestellt werden, dass am Ende der Rinne das Wasser diese auch verlassen kann, also hydraulische vom Boden der Rinne auf dem Boden des umliegenden Geländes gehoben werden kann.

$$\Delta p_{aus} = -\rho_w * g * \Delta h_{aus}$$

Es wird nun die Flussrate iterativ so bestimmt, dass die Summe aller Druckverluste in der Rinne und am Rinnenende genau dem am Rinneneingang vorhandenen Wasserdruck p_0 entsprechen. Dieser ergibt sich aus der modellierten Mächtigkeit des Gletschers, und der Annahme, dass das Ende der Rinne mit der Gletscherkante übereinstimmt.

Mithilfe der ortsabhängig bestimmten Scherspannung im Rinnenbett kann lokal die Erosionsrate berechnet werden. Dies erfolgt anhand der Gleichung (Hanson and Simon, 2001),

$$\varepsilon(s) = k_D(\tau(s) - \tau_c)$$

wobei k die Erodierbarkeit und τ_c die kritische Scherspannung bezeichnet.

4.6 Auswahl der Modellparameter

Sämtliche ins Modell eingehende Parameter müssen im Rahmen einer generischen Modellierung eingangs abgeschätzt werden. Was die Abtragsraten verschiedener Sedimente angeht, ist dies anhand von Untersuchungen rezenter Böden gut möglich. Für die Bestimmung der zur Erosion bereitstehenden Wassermasse sind nur indirekt Rückschlüsse möglich. Allerdings sind auch hierzu umfangreiche Arbeiten in der Literatur verfügbar. Diese werden in den folgenden Abschnitten im Detail im Zusammenhang mit dem jeweiligen Parameter dargestellt.

4.6.1 Erodierbarkeit und kritische Scherspannung

Um die Erosion des Rinnenbettes zu beschreiben, wird der in Kapitel 4.5 eingeführte lineare Zusammenhang $\varepsilon(s) = k_D(\tau(s) - \tau_c)$ angesetzt. Wichtig ist an dieser Stelle zu bemerken, dass es durchaus andere Herangehensweisen zur Beschreibung fluvialer Erosion gibt.

Eine gute Übersicht der verschiedenen Methoden mit dem Schwerpunkt Erosion in Überläufen von Talsperren kann man unter anderem in Jalili Kashtiban et al. (2021) finden. Die Autoren unterscheiden dabei zwischen theoretischen, halbtheoretischen und empirischen Methoden. Dabei finden Betrachtungen statt zum Wasseraufkommen, der Menge des in diesem Wasser transportieren Sediments, der vom Sediment dissipierte Energie. Auch gibt es Methoden, die Gestein nach einem Index sortieren, und eine entsprechende Erodierbarkeit zuweisen. Diese gehen auf die Gesteinsfestigkeit, die Dichte und die Scherfestigkeit von Versetzungen zurück. In hochfesten Gesteinen können auch Untersuchungen zum Störungsnetzwerk nötig sein, da diese in der Regel die Schwachstellen darstellen, und nicht die stark verfestigte Gesteinsmatrix.

Im Rahmen der generischen Modellierung ist davon auszugehen, dass die Bildung eiszeitlicher Rinnenstrukturen an Stellen stattfinden, die bereits zuvor von einer eiszeitlichen Überfahrung geprägt sind. Diese sind in der Regel entweder bereits durch das Schmelzen des Eises, oder durch äolische oder fluviale Umlagerungsprozesse mit lockeren Sedimenten bedeckt. Es ist demzufolge von einer leichten Erodierbarkeit durch fluviale Prozesse auszugehen. Es hat sich in diesem Zusammenhang der vorgenannte Zusammenhang zur Erosionsrate als das gängige Mittel zur Bewertung etabliert.

Mehr noch, systematische Untersuchungen an einer Vielzahl von Proben lassen erkennen, dass es keine völlig losgelösten Parameter k_D und τ_c gibt. Stattdessen gibt es eine erhebliche Korrelation zwischen beiden Parametern, in der Art, dass Sedimente mit einer hohen kritischen Scherspannung eine geringe Erodierbarkeit zeigen, und umgekehrt.

Es ergibt sich also die Frage, ob es sich dabei tatsächlich um zwei voneinander getrennte Parameter handelt, oder ob es möglich ist, den einen als Funktion des anderen auszudrücken. Es gibt in der Literatur verschiedene Korrelationsfunktionen, die zwischen der kritischen Scherspannung gefunden wurden (Mahalder et al., 2018; R. Daly et al., 2013).

Häufig werden Korrelationsfunktionen berichtet, die die Form

$$k_D = k_0 * \tau_c^{-\alpha}$$

annehmen. Die in der Literatur zu findenden Werte schwanken dabei für \propto zwischen 0,5 und 0,85, wobei 0,5 einen geringeren Einfluss der kritischen Scherspannung impliziert als 0,85. Dabei ist zu beachten, dass ein großer Teil der verfügbaren Daten bei geringen τ_c gewonnen wurde. Es führt nun eine Extrapolation mit großem α zu einem geringeren k_D bei hohem τ_c als bei einem kleinen α . Demzufolge ist für die Bewertung der Erodierbarkeit fester Gesteine, der Ansatz eines kleinen α konservativ, da sich die Werte im Bereich kleiner τ_c angesichts der dort guten Datenlage nur unwesentlich unterscheiden. Für das FoV MeMoDeck wurde aus diesem Grund $\alpha = 0,5$ angesetzt, und die Korrelationsfunktion erhält die in Hanson and Simon (2001) angegebene Form

$$k_D = 0.2 * \tau_c^{-0.5}$$

Es ist weiterhin zu erwähnen, dass es auf theoretischer Basis sinnvolle Versuche gibt, die kritische Scherspannung von leichter zu beobachteten Sedimenteigenschaften herzuleiten, wie die Viskosität von Sedimentschlämmen oder die Korngrößenverteilung (Taki, 2000). Für eine standortspezifische experimentelle Bestimmung der Erodierbarkeit wäre ein solches Vorgehen von großem Vorteil, weil eine Untersuchung nicht aufgeschlossener Schichten anhand von Bohrkernen möglich wäre.

Grob lässt sich die kritische Scherspannung vor allem anhand der Größe von Körnern in losen Sedimenten oder zusammenhängenden ungestörten Bereichen in Festgesteinen beschreiben. Dieser Zusammenhang ist jedoch immer mit einer erheblichen Unsicherheit in Bezug auf diesen Eingangsparameter verbunden, insbesondere im Falle der vorliegenden generischen Betrachtungen. Die Bestimmung der kritischen Scherspannungen erfolgt im Experiment in aller Regel im offenen Gerinne, entweder in Labornachbauten oder mittels geeigneter Vorrichtungen im Gelände. Entsprechende Untersuchungen sind also auch für eine gegebenen Lokation nicht trivial durchzuführen, da Kernmaterial die großflächig intakten Gesteine nur bedingt wird ersetzen kann. Mit hoher Wahrscheinlichkeit müssten Untersuchungen an anderen Lokationen erfolgen, an denen die jeweiligen Horizonte aufgeschlossen sind.

Für die vorliegende generische Modellierung werden ohne Kenntnis lokationsspezifischer Eigenschaften generische Parameter angenommen, die für die in realistischen Modellen auftretenden Materialien plausibel sind.

4.6.2 Verfügbares Wasservolumen und Frequenz der Ausflussereignisse

In Boulton et al. (1995) wird geschlussfolgert, dass es in der Abschmelzphase unter dem Gletscher einen in großen Teilen verbundenes Netz aus Grundwasserleitern gibt, in dem der Druck Werte erreicht, die der Last des darauf liegenden Eises entsprechen. Da die Gletscherdicke zum Rand hin abnimmt, entstehen Druckgradienten, die den Transport des Schmelzwassers durch die Grundwasserleiter antreiben. Dabei kann der Grundwasserfluss mehrere hundert Meter unterhalb der Geländeoberfläche stattfinden. Auch können Bodenverflüssigungsereignisse auftreten, die an einer freien Geländeoberfläche zu einer Auswaschung aus dem Grundwasserleiter führen können. Dieser Mechanismus wird als eine mögliche Ursache für eine weitere Verlängerung eiszeitlicher Rinnen unter den Gletscher diskutiert (Janszen et al., 2012).

Das Zusammenspiel zwischen Flüssigkeitstransport in Grundwasserleitern unter den Gletschern, und den Transport in offenen Rinnen an den Gletscherrändern wurde untersucht (Boulton et al., 2007a). Die Autoren der vorgenannten Studie modellierten dabei den Transport im Grundwasserleiter, und schlussfolgern, dass es im Winter nahezu zu einem Stillstand des Wassertransportes im offenen Gerinne kommt, der sich im Sommer aber wieder einstellt.

Theoretische Arbeiten dazu zeigen, dass der Transport durch Grundwasserleiter generell nicht ausreicht, um die bei der Gletscherschmelze auftretenden Volumina zu bewältigen, und ermitteln einen Anteil des Flüssigkeitstransportes in Tunneltälern, der über die Dauer des Abschmelzprozesses zunimmt (Boulton et al., 2007b). Bei der Modellierung wird allerdings auf eine Untersuchung der Prozesse, die zur Entstehung und Erweiterung der subglazialen Rinnen führen verzichtet. Ähnliche Untersuchungen wurden in Jaquet and Siegel (2006) durchgeführt, allerdings für ein vorgegebenes Störungsnetzwerk im kristallinen Gebirge.

Generell ist davon auszugehen, dass wegen sinkenden Wasserdrucks und Temperatur, es zu einer Vereisung der Gerinne kommen kann, hinter der sich im darauffolgenden Sommer Wasser ansammelt. Aus diesem ist dann ein Ausfluss in einem Ausbruchsereignis möglich. Dabei weitet der Abfluss den Fließweg, was zu einer Vergrößerung des Abflusses führt. Dies setzt sich fort, bis das angestaute Wasservolumen erschöpft ist. Der genannte Mechanismus ist aus rezenten Beobachtungen belegt (Ng, 1998, 2000; Ng and Liu, 2009).

In der Konsequenz würde es zu jährlich wiederkehrenden Abflussereignissen kommen, die dabei nahezu das gesamte im Einzugsgebiet des Gerinnes aufkommende Schmelzwasser, und wahrscheinlich auch große Teile des Niederschlages abtransportieren.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass aufgrund langfristiger Klimaschwankungen (vergleichbar mit El Niño-Aktivität der Gegenwart) es zu langperiodischen Schwankungen der Eistemperatur um den Schmelzpunkt gekommen ist, und sich aufgrund dessen wesentlich mächtigere Eisdämme gebildet haben, die in den Warmphasen dieser Zyklen durch das aufgestaute Schmelzwasser überwunden werden konnten. Periodisch veränderliche Sedimentation, die auf sich periodisch verändernde Durchschnittstemperaturen zurückgeführt werden, lassen sich bis ins Miozän zurückverfolgen ("El Niño–Southern Oscillation," 2024).

Weiterhin sind Stagnationsphasen im Abschmelzen der europäischen Eisschilde belegt (Hughes et al., 2016; Patton et al., 2017). Eine Akkumulation von Schmelzwasser über eine entsprechend längere Zeit kann also nicht ausgeschlossen werden. Rezent lassen sich sowohl jährlich wiederkehrende (Ng and Liu, 2009) als auch unregelmäßige Ausbruchsflutereignisse beobachten (Nye, 1976).

Über die Erosion durch periodische Ereignisse hinausgehend gibt es ernstzunehmende Überlegungen zu einmaligen Ausflussereignissen von erheblicher Größenordnung, die in ihrer Dimension die Morphologie ganzer Landstriche geformt haben. Maßgeblich zu nennen sind hier die channeled scablands v.a. im Bundesstaat Washington der USA, die von J. Harlen Bretz in den 20er Jahren das 20. Jahrhunderts ausgiebig untersucht worden. Aufgrund der Morphologie lag es nahe, die Landschaftsformen mehreren katastrophalen Überflutungsereignissen zuzuschreiben, deren Ursache zu damaliger Zeit nicht erklärt werden konnte. Erst in den 1950er Jahren wurde vermutet, dass der Abfluss eines gewaltigen Gletschersees die benötigte Wassermenge bereitgestellt haben könnte. Drei Jahrzehnte detaillierte methodischer Untersuchungen erhärteten diesen Verdacht. Als Quelle des Wassers wurde der in Montana liegende Lake Missoula identifiziert, der ca. 2000 km³ an eiszeitlichem Schmelzwasser enthalten haben muss. Eine gute Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes in Verbindung mit einer numerischen Modellierung von Teilen der Fließprozesse findet sich z.B. in Lehnigk and Larsen (2022). Die hydraulische Modellierung erlaubt Rückschlüsse auf die Flussraten, welche in dem betrachteten Abschnitt bei ca. 2,6 Millionen m³/s gelegen haben müssen. Für die gesamte Flussrate des Ausbruchsflutereignisses werden 7,6 Millionen m³/s vermutet. Die größte Abflussrate rezenter Fließgewässer hat der Amazonas, mit ca. 300.000 m³/s.

Seither haben verschiedene Autoren Untersuchungen angestellt, inwiefern auch andere ausgedehnte Landschaftsformen auf den Ausbruch eiszeitlicher Schmelzwasserseen zurückzuführen sind. Gut belegt ist diese Hypothese für den englischen Kanal. Hier haben die Untersuchungen submariner Sedimente und des unterseeischen Reliefs ergeben, das vermutlich mindestens zwei Ausbruchsflutereignisse stattgefunden haben, und dabei Flussraten von 200.000 m³/s bis zu 1 Mio. m³/s ein ausgedehntes Netzwerk erodierter Fließwege geschaffen haben (Gupta et al., 2007). In beiden Fällen handelt es sich um eiszeitlich bedingte Erosion, jedoch im offenen Gerinnen. Weitere vermutete Ausbruchsfluten existieren, jedoch sind hier die Belege für die tatsächliche Existenz der vermuteten Ereignisse weniger eindeutig. Dies ist zum einen durch die nachträgliche Sedimentation in den entsprechenden vertieften Kanälen, als auch durch die ggf. wiederholten Ereignisse erschwert.

Eine vielversprechende Indikation möglicher Fließwege geben dabei die höchsten Pegelstände verschiedenster Seen, anhand derer Kandidaten für Fließwege gesucht, und die maximalen Volumina bestimmt werden können (Mangerud et al., 2004).

Derartige Untersuchungen legen nahe, dass sich gegen Ende des letzten glazialen Maximums verschiedene Gletscherseen in Eurasien gebildet haben. Der Abfluss nach Norden war durch die weiter nördlich befindlichen Gletscher behindert, weswegen ein Abfluss von östlich des Ural befindlichen Seen über den Aralsee, das Kaspische Meer in das Schwarze Meer für möglich gehalten wird. Gleichzeitig müssen sich auch westlich des Urals Schmelzwasserseen gebildet haben, deren Abfluss bis zum Abschmelzen des Eises auf dem weißen Meer bisher ungeklärt ist. Denkbar ist hier ein Abfluss unter dem Fennoskandischen Eisschild durch das Ostseebecken. Die vermuteten Schmelzwasserseen hatten Volumina von mehreren Tausend km³ (Mangerud et al., 2004, 2001).

Auch in Deutschland sind ausgedehnte Gletscherseen an den Südrändern des schmelzenden Eisschildes beschrieben. Obwohl die Seen mit bis zu 200 km³ im internationalen Vergleich eher kleine Volumina aufwiesen, kam es trotzdem zu erosiven Ausflussereignissen, bei denen Flussraten von bis zu 673.000 m³/s erreicht wurden. Eine Zusammenfassung des Kenntnisstandes ist z.B. in Winsemann and Lang (2020) zu finden. Die vermutlich größte Ausbruchsflut auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland, die gegenwärtig als nachgewiesen zu betrachten ist, stellt das Auslaufen des Halle-Leipzig-Sees von geschätzt 224 km³ dar. Dabei wurden nach Berechnungen an rezenten und vermuteten prähistorischen Geländemodellen Fließgeschwindigkeiten von bis zu 7 m/s erreicht, bei Flussraten zwischen 465.000 m³/s und 673.000 m³/s.

Für die Bildung von subglazialen Rinnen ist besonders die Arbeit von Patton et al. (2017) interessant. Dabei wird in einem großskaligen Modell das Abtauen des eurasischen Eisschildes modelliert, und dabei auch subglaziale Gletscherseen und subglaziale Transportpfade vorhergesagt. Dieser stimmen qualitativ hervorragend mit der Lage von subglazialen Rinnen in norddeutschen Becken überein. Dabei ist zu erkennen, dass das hydrographische Einzugsgebiet der zu erwartenden Fließwege mindestens bis nach Mittelschweden reicht.

Betrachtet man auf der anderen Seite die beobachteten Ausdehnungen subglazialer Rinnen, lassen sich ebenfalls Abschätzungen zu den Wasservolumina machen, die benötigt werden, um eine Rinne mit diesen Ausdehnungen auszuspülen. Eine größenordnungsmäßige Abschätzung ist z.B. in Hooke and Jennings (2006) zu finden. Dabei wird grundlegend angenommen, dass bis zu 10 vol% Sediment im ausfließenden Wasser enthalten sein können. Demzufolge ist ein Wasservolumen von ca. 1 km³ notwendig, um ein für Nordamerika typisches Tunneltal auszuspülen. Dies entspräche auf einer Fläche von 100 km mal 100 km einer durchschnittlichen Höhe von 10 cm flüssigen Wassers unter dem Gletscher. Dies ist für den Schmelzprozess eines Gletschers als durchaus plausibel anzunehmen. Die Autoren halten aber auch eine Vielzahl von Ausflussereignissen für möglich, wofür dann Bruchteile der genannten Wassermenge ausreichend wären (Hooke and Jennings, 2006).

Speziell für die Situation in Deutschland haben Simulationen zum Fluidtransport in Aquiferen ergeben (Piotrowski, 1997), dass ein alleiniger Transport des Schmelzwassers durch die Grundwasserleiter nicht ausreichend sein wird, um das mit Sicherheit zu erwartende Schmelzwasser abzuführen. Dies deckt sich mit den Ergebnissen aus Boulton et al. (2007b). Auch wird in der Arbeit von einer Ausdehnung des Einzugsgebietes von über 500 km senkrecht zum Gletscherrand angenommen. Überschlägt man die Menge des jährlich anfallenden Schmelzwassers anhand dieser Überlegungen, und der darin enthalten Referenzen, ergeben sich Volumina von 880 Mio. m³ pro Jahr im Einzugsgebiet einer Rinne. Hiervon steht jedoch nur ein Bruchteil für den Transport in der Rinne bereit, der Rest wird in Aquiferen abtransportiert. Dabei unterscheiden sich die Schätzungen in der Literatur dahingehend, wie hoch der entsprechende Anteil ist. Werte zwischen 0% und 80% werden dabei genannt. Da auch der Basiswerte von 880 Mio. m³ nicht auf gesicherten Daten beruht, wird an dieser Stelle durch die Autoren angenommen, dass 500 Mio. m³ als Gesamtvolumen für ein jährlich wiederkehrendes Ereignis zu erwarten sind. Abweichend davon kann mit selteneren Ausflussereignissen im Mittel alle zehn Jahre gerechnet werden, die dann das über diesen Zeitraum akkumulierte Volumen von 5 Mrd. m³ freisetzen. Hypothetisch könnte vereinzelt das Abschmelzen des Eispanzers über längere Zeiten stagnieren, dies ist durch geologische Felduntersuchungen belegt (Mangerud et al., 2004). Da es in anderen Bereichen des Einzugsgebietes zu einem weiteren Schmelzen des Eises kommen kann, ist es hypothetisch möglich, dass alle hundert Jahre Volumina von 50 Mrd m³ freigesetzt werden.

Für die Gesamtdauer des Abschmelzens des Eisschildes werden 10.000 Jahre veranschlagt. Dabei wird jedoch vom Abschmelzen des gesamten Eisschildes ausgegangen. Der Teil, der dabei Deutschland betrifft, ist jedoch kleiner, und hängt von der individuellen Ausdehnung der Vereisung in der jeweiligen Vereisungsperiode zusammen. Hier sind auch bestenfalls aus dem letzten glazialen Zyklus genaue Werte ableitbar.

5 Numerische Modellierung sicherheitsrelevanter erosiver Prozesse für 1 Ma im Deckgebirge

5.1 Verwendende Modelliermethodik und deren Umsetzung

In Kapitel 4.6 wurde ausführlich beschrieben, von welchen natürlichen Größen die Erosionstiefe subglazialer Rinnen vermutlich abhängt. Auch wurde aufgezeigt, in welchen Größenordnungen sich diese natürlichen Größen bewegen können, und wie groß die zu erwartenden Ungewissheiten bezüglich dieser Größen sind.

Dabei muss zwischen den für einen Endlagerstandort prinzipiell zu ermittelnden Gesteinsmechanischen Größen auf der einen Seite, und den aus den zukünftigen Vereisungs- und Abschmelzprozessen resultierenden Schmelzwassermenge auf der anderen Seite unterschieden werden. Für letztere sind Aussagen generell nur auf der Basis vergangener Vereisung zu machen, da beim gegenwärtigen Stand der Forschung aus präzisen Klimamodellen nur Vorhersagen für wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte möglich sind, und Ungewissheiten dabei mit der Länge des Prognosezeitraums anwachsen. Selbst auf der Basis paläohydrologischer Daten existieren immense Ungewissheiten (siehe Kapitel 4.6.2).

Im Gegensatz dazu sind die geomechanischen Eigenschaften der Gesteine eines möglichen Endlagerstandortes theoretisch mit beliebiger Genauigkeit zu bestimmen, allerdings mit dem erheblichen Nachteil, dass die präzisesten Verfahren in der Regel invasiv sind. Bohrungen müssen abgeteuft, und Kernmaterial untersucht werden, was die Integrität des Standortes bereits beeinträchtigen kann. Zugleich ergeben sich auch aus solchen Messungen nur stichprobenartige Datenpunkte, der Messaufwand ist erheblich, und Ungewissheiten bleiben.

Nicht zuletzt resultiert eine beträchtliche Breite für die geomechanischen Eingangsparameter aus der Vielzahl der im Rahmen der generischen, standortunabhängigen Bewertung zu berücksichtigenden Lithologien.

Aus den vorgenannten Gründen wurde im FoV MeMoDeck ein <u>Modellierkonzept zur Beurtei-</u> lung der erosiven Prozesse im Deckgebirge über einen Zeitraum von 1 Million Jahren entwickelt, welches deterministische und probabilistische Komponenten enthält.

Mit Hilfe der **deterministischen numerischen Modelle** ist es möglich, für einen wohldefinierten Satz von Eingangsparametern eine eindeutige Antwort bezüglich der zu erwartenden Rinnentiefe und deren räumliche und zeitliche Entwicklung zu bekommen. Dabei allerding ist der Aufwand an Rechenzeit hoch, was zur indirekten Begrenzung der Anwendbarkeit dieser Methode führt, wenn eine breite Variabilität der Eingangsgrößen berücksichtigt werden soll. Darüber hinaus ist die Berechnung an eine genau vorgegebene Modellgeometrie gebunden, und die im Modell enthaltenen Schichten müssen eindeutig mit geomechanischen Materialparametern beschrieben sein. Hinzu kommt, dass die Vorhersage der Erosion über 1 Million Jahre mit einem erheblichen Rechenaufwand verbunden ist, gegenwärtige Computersysteme brauchen Tage oder Wochen, um eine einzige deterministische Kalkulation auszuführen. Eine Betrachtung aller möglichen Konfigurationen von Eingangsparametern ist mit dieser Methode nicht möglich.

Im Gegensatz dazu kann die **probabilistische numerische Prognose** eine große Zahl möglicher Parameterkonfigurationen abbilden, und dies ist zwingend notwendig, um ein belastbares numerisches Ergebnis zu erhalten. Dafür benötigt diese Methode zum einen Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktionen der entsprechenden Eingabeparameter, zum anderen eine punktweise Zuordnung zwischen den Eingangsparametern und den jeweiligen Zielgrößen, im vorliegenden Fall: der Rinnentiefe. Diese Zuordnung wird durch das deterministische numerische Modell erzeugt, und sollte dabei einen möglichst breiten Bereich der Eingangsparameter abdecken. Als Ergebnis lieferte das probabilistische numerische Modell anschließend eine Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Rinnentiefe. Dabei ist zu berücksichtigen, dass das probabilistische Modell nicht in der Lage ist eine räumliche oder zeitliche Vorhersage für die Rinnentiefe zu treffen, dafür ist es aber in der Lage eine sehr große Zahl von möglichen Realisierungen von Eingangsparametern in kurzer Zeit auszuwerten. Damit können belastbare Aussagen bezüglich der wahrscheinlisten Rinnentiefen abgeleitet werden.

Erst durch diese Kombination komplementärer numerischer Methoden ist es möglich, trotz der erheblichen Ungewissheiten, die der Festlegung der Eingangsparameter für die Modellierung der subglazialen Rinnenerosion über 1 Million Jahre innewohnen, quantitative Aussagen in Bezug auf die zu erwartende Rinnentiefe zu treffen. Auch können dadurch die Eingangsparameter bezüglich ihres Einflusses auf die Rinnentiefe bewertet werden.

5.2 Deterministische Modelle mit FLAC3D

Das für die gebirgsmechanische Modellierung verwendete Rechenprogramm FLAC3D Version 7 (Fast Lagrangian Analysis of Continua) von ITASCA (2018) wurde speziell für geotechnische Probleme entwickelt. Diese Software wird international schon über mehrere Jahrzehnte in praktischen Anwendungen bei der Modellierung diverser gebirgsmechanischer Problemstellungen genutzt.

Die Software verfügt von Haus aus über die Fähigkeit Fluidtransport in poröseren Medien abzubilden. Darüber hinaus, können sowohl eigene Stoffmodelle implementiert werden, um das mechanische Verhalten realitätsnah abbilden zu können, als auch grundlegend eigene Modellabläufe mittels einer integrierten Scriptsprache mit dem Namen FISH zu realisieren. Damit ist es zum Beispiel möglich, die Wassermenge iterativ zu bestimmen, die dem vorgegebenen Wasserdruck entspricht.

Die Berechnung des Modells benötigt ein 3D Netz, was mittels des Plugins GRIDDLE für den NURBs-Modellierer Rhino3D 7 erstellt wird. In diesem Programm können nahezu alle gängigen CAD-Formate bearbeitet werden. Hiermit wurde ein generisches Modell des Deckgebirges mit einer Ausdehnung von 7.000 m x 10.000 m und einer Mächtigkeit von 2.000 m erstellt.

5.2.1 Grundlegender Modellaufbau

Im Modell werden verschiedene Horizonte berücksichtigt. Mindestens enthalten sind in jedem Modell folgende Schichten:

- Grundgebirge,
- Wirtsgestein, hier befindet sich der einschlusswirksame Gebirgsbereich,
- Deckgebirge, und dieses ist unterteilt in
 - o Festgestein
 - o Lockergestein.

Dabei wird im Modell für das Festgestein stets nur die Bezeichnung "Deckgebirge" verwendet, das Lockergestein kann je aus einer einzigen Schicht bestehen, kann aber auch komplex gegliedert sein.

Insgesamt wurden 11 Modelle untersucht. Diese sind

- <u>Ein Demonstrationsmodell</u>. Dieses hat eine vereinfachte Schichtabfolge, siehe Abbildung 5-2, gibt aber prinzipiell eine generische Geologie wieder und wurde verwendet, um eingangs nachzuweisen, dass eine glaziale Rinnenerosion mit den vorgeschlagenen Methoden im Modell rechnerisch abgebildet werden kann.
- <u>Neun Modelle zur Bestimmung des Inhalts sogenannter Look-Up-Tables</u>. Für das probabilistische Modell muss ein Zusammenhang zwischen den Modellparametern und der Rinnentiefe hergestellt werden. Zu diesem Zweck werden für die beiden Eingangsparameter Wassermenge und kritische Scherspannung 3 mal 3 Modelle erzeugt. Diese sind in ihrer Geologie an das Demonstrationsmodell angelehnt. Es werden jedoch für diese Modelle alle Lockergesteinshorizonte mit derselben kritischen Scherspannung belegt (siehe Abbildung 5-3), um für den entsprechenden Parameterwert einen Datenpunkt in der Look-Up-Table zu erzeugen. Diese Tabellen dienen als Eingabewert für die probabilistischen Modelle.
- <u>Ein detailliertes Modell Tiefland</u>. Da das Tiefland im Norddeutschen Becken den flächenmäßig größten Teil der von glazialer Rinnenerosion betroffenen Areale in Deutschland beinhaltet, wurde ein generisches Modell erstellt, was die Abfolge tertiärer und quartärer Sedimente generisch beschreibt. Diesen werden individuelle kritische Scherspannungen zugewiesen. Dieses Modell besitzt sowohl in der Unterscheidung

der geologischen Horizonte als auch in der lateralen Vernetzung die größte Auflösung, hat deswegen allerdings auch die größte Rechenzeit.

Für alle vorgenannten Modelle wird eine initiale Rinnenstruktur generiert. Diese soll der Tatsache Rechnung tragen, dass ein Ausbruchsflutereignis nicht im ebenen, ungestörten Gebirge entsteht, sondern mit hoher Wahrscheinlichkeit einen zuvor existierenden Fließweg vorfindet. Dieser stellt dann einen bevorzugten Pfad für den Transport der Wassermassen dar, da kontinuierlicher und periodischer Fluss sich je nach klimatischen Bedingungen abwechseln können.



Abbildung 5-1: Im Demonstrationsmodell berücksichtigte Schichten, oben mittig ist die initiale Rinnenstruktur zu erkennen.

Im ersten Zwischenschritt der Modellerstellung wird das Demonstrationsmodell erstellt, hier in Abbildung 5-1 zu sehen. Hierbei sind die in der Ebene vernetzten geologischen Horizonten in Rhino3D 7 abgebildet, zusammen mit der unteren Modelkante, der Tagesoberfläche und der Rinnenstruktur, die sich an der Modelloberkante befindet. Das Ergebnis der Volumenvernetzung des Demonstrationsmodells wurde in FLAC3D importiert, und ist in Abbildung 5-2 zu sehen, wo auch die geologischen Einheiten direkt benannt worden sind. Das Volumen wurde anhand der vorrangegangenen Flächenvernetzung mit Tetraedern gefüllt. Dabei ist die Vernetzungsdichte im Umfeld der initialen Rinnenstruktur am höchsten.

Zur Erstellung der Modelle, die zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables verwendet werden, wurden die in Abbildung 5-1 gezeigten Lockergesteinshorizonte zu einem einzelnen Horizont zusammengefasst. Die erstellten Tetraeder wurden für eine weitere Verfeinerung der Netzstruktur in der Folge in je 4 Elemente zerlegt, um eine noch feinere Ortsauflösung zu ermöglichen. Das Ergebnis für die Modellgeometrie im FLAC3D ist in Abbildung 5-3 dargestellt.



Abbildung 5-2: Demonstrationsmodell in der Software FLAC3D Die initiale Rinnenstruktur ist in blau abgebildet.



Abbildung 5-3: Modell zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables

Für das Modell "Tiefland" wurden in generischer Weise Sedimentabfolgen implementiert, wie sie im norddeutschen Becken vorzufinden sein könnten. Die Modellgeometrie ist in Abbildung 5-4 dargestellt. Die kritische Scherspannung in den entsprechenden Schichten wurde nach deren erwarteten Zusammensetzung festgelegt, und ist in Kapitel 5.2.3 zusammengefasst. Die Vernetzung ist hier im Bereich der initialen Rinne feiner gewählt als in den zuvor gezeigten Modellen, dafür ist eine etwas gröbere Vernetzung für jene Abschnitte gewählt worden, in die die Erosion in den anderen Modellläufen nicht vorgedrungen war. Im Ergebnis erhöht sich die Rechenzeit für das Modell trotz 20 % geringerer Gesamtzonenzahl im Vergleich zu den Modellen 1-10. Dies ist damit zu begründen, dass mehr Zonen aktiv vom Erosionsvorgang betroffen sind, weswegen dort mehr Rechenoperationen ausgeführt werden.



Abbildung 5-4: Modell "Tiefland" mit Sedimentfolgen des Tertiärs und Quartärs Die initiale Rinnenstruktur ist in blau abgebildet.

5.2.2 Umsetzung im deterministischen Simulationsprogramm

Die Bewertung des Erosionsverhaltens basiert auf einem Skript in der im FLAC3D integrierten Skriptsprache FISH, welches folgende Berechnungen in den verschiedenen Zeitschritten durchführt: Zunächst wird für eine geschätzte Flussrate der Druckabfall bei der Strömung durch die Rinne ermittelt, wie in Kapitel 4.5 beschrieben. Diese wird mit dem modellierten Druck durch die am Rinneneintritt vorhandene Gletschermächtigkeit (siehe Kapitel 4.5) verglichen, und die Flussrate wird iterativ so lange angepasst, bis sich ein Gleichgewicht einstellt. Dazu wird der aktuelle Rinnenquerschnitt in äquidistanten Profilschnitten ermittelt.

Die so bestimmte Flussrate wird als Basis zur Bestimmung der Scherspannung im entsprechenden Profilschnitt genutzt für den aktuellen Zeitschritt. Die Erosionsrate wird entsprechend der kritischen Scherspannung der aufgeschlossenen Oberflächenelemente ermittelt, und die an die aktuelle Rinne grenzenden Zonen werden in Folge mit der entsprechenden Rate erodiert. Dabei wird entsprechend der berechneten Erosionsrate und der Zonenoberfläche ein Teil des Zonenvolumens als erodiert markiert. Übersteigt das erodierte Volumen das ursprüngliche Zonenvolumen wird die gesamte Zone der Rinne zugeschlagen. Der Querschnitt der Rinne erhöht sich in der Folge.

Dieser Prozess wird für den nächsten Zeitschritt wiederholt. In jeder Iteration wird eine neue Flussrate ermittelt. Diese ist in der Regel grösser als im vorrangegangenen Zeitschritt, da durch die vorherige Erosion sich der Rinnenquerschnitt erweitert hat. Dieses Verhalten stimmt sehr gut mit rezenten Beobachtungen von Ausbruchsflutereignissen überein (Ng and Liu, 2009; Nye, 1976).

Das aus der Rinne ausgeströmte Volumen in jedem Zeitschritt wird aufsummiert, und mit der zur Verfügung stehenden Wassermenge verglichen. Ist diese überschritten, endet der aktuelle Simulationslauf, und das Wasservolumen wird zurückgesetzt. Ein einzelnes Ausbruchsflutereignis ist beendet. Dieses kann nun, nachdem sich erneut Schmelzwasser angesammelt hat, wiederholt werden. Ist die entsprechende Anzahl Ausflussereignissen pro Eiszeit erreicht, finden während der darauffolgenden Warmzeit keine Ausflussereignisse statt. Stattdessen wird die Rinne mit lockerem Sediment neu befüllt. Dieses hat eine sehr geringe kritische Scherspannung. In der darauffolgenden Eiszeit beginnt die Erosion der Rinne erneut.

Für die Modelle 2-10 ist anzumerken, dass zur Befüllung der Look-Up-Tables ein einziges Ausbruchsflutereignis pro Eiszeit simuliert wird, um einen direkten Zusammenhang zwischen Volumen und Rinnentiefe herzustellen.

5.2.3 Angesetzte Modellparameter

Für das Demonstrationsmodell wurden Werte für die kritische Scherspannung angesetzt, die einen möglichst weiten Wertebereich überspannen sollten, und gleichzeitig von ihrer Größenordnung her sinnvoll sind. Dazu wurde eine Schichtabfolge gewählt, die einen Materialkontrast zeigt, und damit mit zunehmender Teufe sowohl einen Schichtwechsel zu leichterer Erodierbarkeit als auch einen zu schlechterer Erodierbarkeit enthält, um den Einfluss derartiger Schichtgrenzen bewerten zu können. Die tatsächlich gewählten Parameter sind in Tabelle 5-1 zusammengefasst.

Schichtbezeichnung	Gesteine	τ_c [Pa]	k _D [1/Pa]
01_Lockergestein 1	Kiese, Sande	5	1,10
02_Lockergestein 2	Sande, Schluffe	0,1	7,75
03_Lockergestein 3	Ton, Tonstein	50	0,35
04_Deckgebirge	Sandstein, Tonstein, Siltstein	5000	0,03

Tabelle 5-1:Kritische Scherspannung und Erodierbarkeit für die verschiedenen Schichten des De-
monstrationsmodells (siehe Abbildung 5-2).

Für die Modelle zur Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables wurde die kritische Scherspannung des Lockergesteins über drei Größenordnungen variiert. Die kritische

Scherspannung des Festgesteins wurde auf dem konstanten zuvor genannten Wert belassen. Die gewählten Parameterwerte sind in Tabelle 5-2 zusammengefasst.

Tabelle 5-2:Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für die Modelle zur
Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables

Wert für	Gesteine	τ _c [Pa]	k _D [1/Pa]
Basiswert Lockergestein 0,1 * τ_{c0}	Sande, Schluffe	0,5	1,10
Basiswert Lockergestein τ_{c0}	Kiese, Sande	5	3,46
Basiswert Lockergestein $10 * \tau_{c0}$	Ton, Tonstein	50	0,35
Wert Festgestein	Sandstein, Tonstein, Siltstein	5000	0,03

Um die verfeinerte generische Geologie des Modells für das Tiefland mit den entsprechenden Parameterwerten zu belegen, wurden die in Tabelle 5-3 angegebenen Werte für die individuellen Schichten angesetzt. Da nur generische Parameter angesetzt werden konnten, wurden dabei genau diejenigen Zahlenwerte angewandt, die schon in der vorrangegangenen Untersuchung zu Ermittlung der Rinneneindringtiefen für die Look-Up-Tables verwendet wurden.

Tabelle 5-3:Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für das Modell
"Tiefland"

1-Quartär Sand 1	Kiese, Sande	5	1,10
2-Quartär Feinsand 1	Sande, Schluffe	0,5	3,46
3-Quartär Sand 2	Kiese, Sande	5	1,10
4-Quartär Feinsand 2	Sande, Schluffe	0,5	3,46
5-Quartär Sand 3	Kiese, Sande	5	1,10
6-Tertiär Sand 1	Kiese, Sande	5	1,10
7-Tertiär Ton	Ton	50	0,35
8-Tertiär Sand 2	Kiese, Sande	5	1,10
9_Deckgebirge	Sandstein, Tonstein, Siltstein	5000	0,03

Bezüglich der Wassermenge für das Demonstrationsmodell wurden die folgenden Annahmen getroffen:

- Zu erwartendes Einjähriges Ereignis: V ≈ 500 Mio. m³ mit 3.500 Ereignissen
- Abweichendes Zehnjähriges Ereignis: V ≈ 5 Mrd. m³mit 350 Ereignissen
- Hypothetisches Hundertjähriges Ereignis: V ≈ 50 Mrd. m³ mit 35 Ereignissen

Diesen Annahmen liegt eine über 3500 Jahre konstante jährliche Menge an Schmelz- und Niederschlagswasser zugrunde.

Zur Bestimmung der Werte für die Look-Up-Tables wurde pro Eiszeit ein einziges großes Ausbruchsflutereignis modelliert, dafür aber die Gesamtwassermenge, die über den Abschmelzzeitraum auftritt, variiert.

- $V_1 = 175$ Mrd. m3 = 0,1 * V_0
- $V_2 = 1.750$ Mrd. m³ = 1 * V₀
- $V_3 = 17.500$ Mrd. $m^3 = 10 * V_0$

Dabei entspricht V_0 der im Demonstrationsmodell in Summe abgeflossenen Wassermenge. Im Modell "Tiefland" wurde in der Folge die Wassermenge V_3 angesetzt.

5.2.4 Ergebnisse des Demonstrationsmodells

Zu Beginn der deterministischen numerischen Simulation mit FLAC3D wurde geprüft, inwiefern das Modell tatsächlich in der Lage ist die subglaziale Erosion abzubilden. Hierzu wurde das in Abbildung 5-2 abgebildete Demonstrationsmodell aufgebaut. Wie im vorangegangenen Kapitel ausgeführt, ist die stratigraphische Abfolge für diese Modell vereinfacht worden, es verfügt aber, wie in Tabelle 5-1 zusammengefasst über verschiedene Lockergesteinshorizonte, die sich in ihrer kritischen Scherspannung unterscheiden. Es konnte mit diesem Modell qualitativ demonstriert werden, dass eine Rinnenbildung stattfindet, und dass eine Abhängigkeit der Erosionsrate von der kritischen Scherspannung sich nicht nur in den zugrundeliegenden Gleichungen ausdrückt, sondern dass diese auch im qualitativen Erscheinungsbild der Rinne abgebildet wird. Dieses ist in Abbildung 5-5 dargestellt. Deutlich ist zu erkennen, dass die Breite der Rinne im Lockergestein 2 die in Lockergestein 1 übersteigt. Dies ist auf die geringere kritische Scherspannung und die höhere Erodierbarkeit als in der darüberliegenden Schicht zurückzuführen. Eine derartige Struktur wäre in der Realität vermutlich nicht zu beobachten, da Bruchprozesse zu einem Abgleiten der Böschungen führen würden. Dies kann gegebenenfalls verzögert auftreten, weil Permafrost die mechanischen Eigenschaften der Lockergesteinslagen verändert. Nachträglich abgerutschte Flanken wurden mittels seismischer Untersuchungen nachgewiesen (Kirkham et al., 2021). Im vorliegenden Modell wird auf eine Bewertung dieser Bruch- und Rutschungsvorgänge verzichtet, da diese zu einer zusätzlichen Verfüllung der Rinne führen können, und die Erosion reduzieren. Gleichzeitig wären weiter Annahmen bezüglich der plastischen Eigenschaften, ihrer Abhängigkeit von der Temperatur, der Temperaturverteilung und idealerweise auch dem Zusammenhang zur kritischen Scherspannung nötig. Angesichts der ohnehin hohen Modellungewissheiten wird auf diese weitere Verfeinerung verzichtet. Die Modellierung zeigt jedoch, dass an der Grenzfläche zu Lockergestein 3, mit einer im Verhältnis zu Lockergestein 2 hohen kritischen Scherspannung die Erosion zum Stehen kommt.



Abbildung 5-5: Rinnenbildung im Demonstrationsmodell (nach einer Eiszeit bestehend aus 3.500 Erosionsjahren mit je 0,5 km³ Ausbruchsflutvolumen)

Als entscheidend für die Ausbildung der Rinnentiefe sehen die Autoren jedoch die in der Rinne transportierte Wassermenge an. Diese Größe ist, wie in Kapitel 4.6.2 und im vorangegangenen Kapitel dargestellt nur mit erheblichen Ungewissheiten zu bestimmen. Auch herrscht Unkenntnis darüber, ob das Abschmelzen des Gletschers zu konstantem oder periodischem Schmelzwasseraufkommen führt, oder ob eine Kombination von beidem zu erwarten ist.

Inwieweit diese Unsicherheit die Ergebnisse der numerischen Modellierung beeinflusst, wurde am Beispiel des Demonstrationsmodells untersucht. Die deterministische numerische Modellierung beschränkte sich hierbei auf den Abschmelzvorgang einer einzigen Eiszeit, was zum einen mit weniger Rechenaufwand verbunden ist, zum anderen auf die zusätzliche Unsicherheit bezüglich des in der Warmzeit die Rinne füllenden Material verzichtet.

Die Ergebnisse der Modellierung sind in Abbildung 5-6 zusammengefasst. Dabei wird die gegenüber der eingangs definierten Rinne zusätzlich erodierte Rinnentiefe an äquidistanten Referenzpunkten entlang ihres Talwegs bestimmt. Sechs verschiedene Szenarien wurden im Modell verglichen, wovon fünf in der Abbildung berücksichtig wurden. Ausgehend von einer jährlichen Erosion mit einem Schmelzwasservolumen von 0,5 km³ wurde die Frequenz der Schmelzwasserausbruchsereignisse stufenweise reduziert, aber das Gesamtvolumen beibehalten. Diese Abstufung geht so weit, dass auch modelliert wurde, was bei einem gleichzeitigen Abfluss des gesamten Schmelzwassers des Gletschers als Rinnentiefe zu erwarten wäre. Auch wurde modelliert was passieren würde, wenn es einen konstanten Abfluss von 15,8 m³/s gäbe. Dieser Wert entspricht dem Mittelwert des Abflusses über 3.500 Jahre.



Abbildung 5-6: Tiefe der subglazialen Rinne als Funktion des Abstands vom Rinneneinlauf für verschiedene periodische Schmelzwasserabflussszenarien

Für diesen Fall ergibt sich keine Erosion, da die Scherspannung am Boden und den Rändern der initialen Rinne unterhalb der angesetzten kritischen Scherspannung liegt. Zu erkennen ist für alle untersuchten Fälle periodischen Abflusses, dass die Rinnentiefe über die Länge der Rinne schwankt, und dass Szenarien mit selteneren, aber intensiveren Ausbruchsflutereignissen im Mittel zu tieferen Rinnenprofilen führen. Zu beachten dabei ist, dass seltenere, intensivere Ereignisse an keinem Messpunkt zu geringerer Erosion führen. Auch fällt auf, dass die größten Unterschiede zwischen ein- und zehnjährigen Ereignissen beobachtet werden können, zu noch selteneren aber noch intensiveren Ereignissen kaum noch ein Unterschied besteht. Auch ist zu erkennen, dass die Variation der mittleren Rinnentiefe zwischen den verschiedenen Szenarien unter 25 % liegt, und geringer ausfällt als die räumliche Variation der Rinnentiefe.

Als Konsequenz dieser Untersuchungen wird geschlussfolgert, dass weniger die genaue zeitliche Verteilung des Schmelzwasseraufkommens für die Rinnentiefe entscheidend ist, als sein gesamtes Volumen. Diese Schlussfolgerung setzt voraus, dass das Eis nicht mit dem in der Rinne fließenden Wasser interagiert, und eine flache Oberkante existiert. Dies wird voraussichtlich in der Realität nicht vollständig der Fall sein, da Bewegungen im Eis, und ein Gefrieren des nicht mehr stark unter Druck stehenden Schmelzwassers im Winterhalbjahr dazu führen, dass die Rinne zwischen einzelnen Ereignissen an Querschnitt verliert. Auch ist eine Ausweitung des Rinnenquerschnitts im Sommerhalbjahr durch Abschmelzen des darüberliegenden Eises denkbar. Auch ist der Transport des Schmelzwassers an der Grenzfläche zum Eis nicht vollständig reibungsfrei, Erosion findet in sehr beschränktem Masse auch dort statt. Gleichzeitig wandelt Reibung zwischen Schmelzwasser und Eis kinetische Energie in Wärme um, was die Temperatur im Eis anhebt, und durch Schmelzprozesse ebenfalls zur Erweiterung des Rinnenquerschnitts beitragen kann. Diese zusätzlichen Einflüsse wurden im Rahmen des FoV MeMoDeck nicht berücksichtigt, da umfangreiche Annahmen getroffen werden müssten, in welchem Umfang die beschriebenen Prozesse tatsächlich stattfinden.

5.2.5 Ergebnisse und Einfluss der Modellparameter auf die Rinnentiefe

Ein zentraler Bestandteil der Untersuchungen mit dem deterministischen FLAC3D 7.0 Rinnenmodell war es, Werte zur Erstellung der Look-Up-Tables bereitzustellen, welche Grundlage für die probabilistische Modellierung mit GoldSim 14 sind. Hierzu wurden 9 Modelle mit drei Kombinationen der kritischen Scherspannung und drei Wassermengen berechnet. Die Ergebnisse werden im Folgenden tabellarisch und graphisch dargestellt. Um einen Überblick über die durchgeführten Modellierungen zu erhalten, siehe Tabelle 5-4. Dort sind die Eingangsparameter und die ermittelte maximale Rinnentiefe nach 10 Eiszeiten zusammengefasst. Die Look-Up-Tables sind in ähnlicher Weise aufgebaut, und gehen als Basis in die probabilistische Simulation ein. Zu beachten hierbei ist, dass die angegebene Rinnentiefe die zusätzliche Tiefe in Bezug auf die initiale Rinne ist.

Wassermenge	Kritische Scherspannung Lockergestein	Maximale Rinnentiefe [m]
0,1 * V ₀	$0,1 * \tau_{c0}$	32,7
0,1 * V ₀	τ _{c0}	29,9
0,1 * V ₀	10 * τ _{c0}	27,5
V ₀	0,1 * τ _{c0}	115,8
V ₀	τ _{c0}	79,0
V ₀	10 * τ _{c0}	34,5
10 * V ₀	0,1 * τ _{c0}	344,8
10 * V ₀	τ _{c0}	250,7
10 * V ₀	10 * τ _{c0}	27,5

Tabelle 5-4:	Eingangsparameter und ermittelte maximale Rinnentiefe

Zur besseren Veranschaulichung sind die Ergebnisse graphisch in Abbildung 5-7 dargestellt. Hier sind auch alle Rinnentiefen enthalten, wie sie nach den verschiedenen Eiszeiten auftreten. Folgende Schlussfolgerungen können gezogen werden:

- Die initiale Rinne wird durch das modellierte Ausbruchsflutereignis <u>um 30 m bis zu</u> <u>350 m weiter vertieft</u>.
- Damit wird nahezu der gesamte in der Literatur berichtete Wertebereich für beobachtete Rinnentiefen abgedeckt.
- Eine Abhängigkeit von den Eingangsparametern ist klar zu erkennen, <u>mit steigendem</u> <u>Wasservolumen steigt die maximale Rinnentiefe deutlich an</u>. Die entspricht der intuitiven Erwartung, und den grundlegenden Modellannahmen.
- <u>Hingegen sinkt die maximale Rinnentiefe mit steigender kritischer Scherspannung τ_c</u>. Auch dieses Verhalten deckt sich mit den intuitiven Erwartungen an das Modell, je grösser die kritische Scherspannung, umso schwerer wird es die Sedimentschicht zu erodieren.
- Aufgrund der Mächtigkeit der Lockergesteinsschicht ist der Wert, der für die kritische Scherspannung im darunterliegenden Festgestein angesetzt wird für die maximale Rinnentiefe nicht relevant. Die Rinne ist vollständig im Lockergestein ausgebildet.
- Nachdem die Rinnentiefe in der ersten Eiszeit stark angestiegen ist, und je nach Eingangsparametern auch noch während der folgenden Eiszeiten ansteigt, <u>stellt sich in</u> <u>etwa ab der 5ten Eiszeit ein Wert ein, der sich nur noch wenig vom Endergebnis nach</u> <u>10 Eiszeiten unterscheidet.</u> Als Grund hierfür ist anzuführen, dass mit der Vertiefung der Rinne diese auch in die Breite wächst. Der Querschnitt der Rinne steigt also ungefähr quadratisch mit der Rinnentiefe. Es erscheint sinnvoll, dass es einen Gleichgewichtswert gibt, dem sich die Rinnentiefe über lange Zeiten asymptotisch annähert.



Abbildung 5-7: Maximale Tiefe der glazialen Rinne als Funktion der Anzahl der Eiszeiten, die auf das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombinationen aus kritische Scherspannung und Wassermenge.

In Abbildung 5-7 ist zu erkennen, dass sich ab der 5ten Eiszeit ein Gleichgewichtswert einstellt, der über die folgenden Eiszeiten für die Rinnentiefe gleichbleibend ist. Das dieser Prozess stattfindet, lässt sich auch sehr gut aus dem erodierten Volumen ablesen, siehe nachfolgende Abbildung 5-8. Die Rinnentiefen etwa ist durch die diskrete Zerlegung des Modells in Zonen beeinflusst, bei der eine Zone erst dann zur Ermittlung der maximalen Rinnentiefe hinzugezogen wird, wenn diese vollständig erodiert ist. Deswegen ergeben sich in Teilen stufenartige Verläufe der Rinnentiefe als Funktion der Anzahl der Eiszeiten. Das erodierte Volumen als Funktion der Anzahl der Eiszeiten hingegen zeigt einen wesentlich gleichmäßigeren Kurvenverlauf, der ebenfalls asymptotisch ansteigt.



Abbildung 5-8: Von der glazialen Rinne erodiertes Volumen als Funktion der Anzahl der Eiszeiten, die auf das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombinationen aus kritische Scherspannung und Wassermenge.

Betrachtet man, dass erodierte Volumen im Verhältnis zur Wassermenge, so zeigt sich das dies stets unter 0,1 % liegt. Lehnigk (2021) vermutet, das zur Abschätzung der notwendigen Wasservolumina dieser Wert bei bis zu 10 % liegen könnte. Ein Grund sind sicher die sehr großen Wasservolumina, die hier untersucht wurden, die weite und tiefe Rinnen erzeugen, in denen immer weniger Wechselwirkung mit dem Gebirge stattfindet. Es fällt insbesondere auf, dass das Verhältnis zwischen erodiertem Volumen und der Wassermenge mit steigender Rinnentiefe sinkt.

Weiterhin zeigt sich, dass dieser Wert weiter sinkt mit steigender kritischer Scherspannung, je grösser diese ist, umso weniger Sediment wird von der gleichen Wassermenge erodiert.



Abbildung 5-9: Anzahl der von der glazialen Rinne betroffenen Modellzonen als Funktion der Anzahl der Eiszeiten, die auf das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombination aus kritische Scherspannung und Wassermenge.

Betrachtet man die Anzahl der erodierten Zonen (siehe Abbildung 5-9), so kann man einen weniger glatten Verlauf als für das erodierte Volumen beobachten, dies lässt sich dadurch erklären, dass die Vernetzung in der Umgebung der initialen Rinne feiner ist, als weiter davon entfernt. Zu Beginn des Erosionsvorgangs werden also viele Zonen erodiert, die im Verhältnis kleine Volumina haben.

Auch zeigt sich, dass in allen untersuchten Parameterkonfigurationen zehntausende Zonen erodiert werden. Dem stehen ca. 1 Million Zonen aus denen das Modell insgesamt besteht gegenüber. Es werden also bezogen auf die Zonenzahl kleine einstellige Prozentzahlen des Modells erodiert. Von den Autoren wird davon ausgegangen, dass das Modell in der deterministischen Simulation fein genug vernetzt ist, um die untersuchten Prozesse abzubilden. Je nach Modell hatte die Berechnung bei Einsatz zeitgemäßer Hardware einige Tage bis mehrere Wochen in Anspruch genommen. Generell lässt sich sagen, dass die Berechnungen umso länger dauerten, je mehr Zonen erodiert wurden. Ursächlich hierfür ist der gewählte explizite Lösungsalgorithmus.

Eine weitere Verfeinerung der Modelle ist möglich, wie auch eine weitere Ausdehnung des Simulationsgebietes. Die Anzahl der erodierten Zonen und ihr Verhältnis zur Anzahl der Zonen insgesamt legen nahe, dass hier eine gute Optimierung bezüglich modelliertem Detailgrad auf der einen und Rechenzeit auf der anderen Seite erzielt werden konnte.

5.2.6 Ergebnisse der Modellierung einer generischen geologischen Situation im Norddeutschen Tiefland

Wie in Kapitel 5.2.1 ausgeführt, wurde ein Modell mit einer detaillierten Stratigraphie generiert, welches ein generisches Abbild der geologischen Situation im Norddeutschen Tiefland darstellt. Die Lockergesteinshorizonte des Deckgebirges sind geprägt von tertiären und quartären Sedimentabfolgen. Die relevanten Gesteinsparameter sind in Tabelle 5-3 ausgeführt.



Abbildung 5-10: Tiefe einer Rinne in realistischer geologischer Simulation als Funktion der Anzahl der Eiszeiten

Die Entwicklung der Rinnentiefe über die 10 modellierten Eiszeiten lässt sich in Abbildung 5-10 gut nachvollziehen. Dabei ist zu erkennen, dass die größte Erosion während der ersten Eiszeit auftritt. Dem schließt sich eine langsame kontinuierliche Eintiefung in den folgenden 5 Eiszeiten an. In Eiszeit 6 steigt die Rate der Eintiefung etwas an, und in Eiszeit 7 ist ein erheblicher Zuwachs zu beobachten. Danach bleibt die Tiefe der entstandenen Rinne konstant. Ursächlich für das beobachtete Verhalten ist, das in den ersten 5 Eiszeiten die Erosion ausschließlich in der obersten Lage quartärer Sande stattfindet, und das in Eiszeit 6 der darunterliegende quartäre Feinsand erreicht wird. Dieser zeigt eine höhere Erosionsrate. Demzufolge wird in der folgenden Eiszeit diese Schicht bis zu ihrer Basis erodiert. Die sich daran anschließende Schicht aus quartären Sanden hat wieder die gleiche Erosionsrate wie die zuoberst liegende. Dennoch findet in den folgenden Eiszeiten so gut wie keine Tiefenerosion mehr statt, hingehen verbreitert sich die Rinne in den darüber liegenden Schichten, und sorgt so dafür, dass der Rinnenquerschnitt erweitert wird.

5.3 Probabilistisches Modell mit GoldSim auf der Grundlage von Look-Up-Tables

5.3.1 Grundlegendes Modellkonzept

Das Grundkonzept dieses Modellansatzes beruht auf mehreren Schritten:

- Identifikation der f
 ür die Rinnentiefe und des Rinnenvolumens besonders sensiblen (kritischen) Parameter (siehe Kapitel 5.2.3) kritische Scherspannung und Wasservolumen pro Ereignis,
- 2. Festlegung von repräsentativen Stützstellen für jeden der Parameter,
- Deterministische Simulation der Rinnentiefe und des Rinnenvolumens f
 ür jede Kombination der kritischen Parameter und Speicherung der Ergebnisse in Abh
 ängigkeit von der Anzahl der Eiszeiten in einer dreidimensionalen Look-Up-Table,
- Festlegung von Verteilungsfunktionen f
 ür die kritischen Parameter → Annahme von Dreiecksverteilungen,
- 5. Durchführung der eigentlichen probabilistischen Simulation. Bei jeder Realisierung werden konkrete Werte aus den Verteilungsfunktionen der kritischen Parameter gesampelt und für die entsprechende Parameterkombination wird der Wert der maximalen Rinnentiefe und des maximalen Rinnenvolumens aus den Look-Up-Tables abgegriffen, wobei automatisch im mehrdimensionalen Raum interpoliert wird.

Der Vorteil dieses Ansatzes besteht darin, dass die Rinnentiefe und das Rinnenvolumen in Abhängigkeit der kritischen Parameter mit dem komplexen gekoppelten deterministischen Modell ermittelt werden. D. h. für eine konkrete Kombination der Parameter entspricht das in den Look-Up-Tables gespeicherte Ergebnis dem des deterministischen Modells. Der Nachteil dieser Herangehensweise ist, dass es im Rahmen des FoV MeMoDeck nur möglich ist, maximal zwei bis drei kritische Parameter zu verwenden, da mit jedem Parameter die Dimension des Look-Up-Tables steigt und mit dem deterministischen Modell immer mehr Kombinationen vorab simuliert werden müssen. So sind bei jeweils drei Datenpunkten pro Parameter für zwei kritische Parameter neun, für drei kritische Parameter 27 und für vier kritische Parameter 81 Simulationen notwendig.

5.3.2 Implementierung und angesetzte Modellparameter

Bei der exemplarischen Umsetzung dieses Modellansatzes werden direkt die in Kapitel 5.2.5 berechneten Rinnentiefen als Funktion der Parameter kritische Scherspannung und Wasservolumen pro Ereignis verwendet. In Kapitel 5.2.5 wurde für die Kombination aus jeweils drei kritischen Scherspannungen und drei unterschiedlichen Wasservolumina die Rinnentiefe in Abhängigkeit von der Anzahl der Eiszeiten berechnet. Nachfolgend sind nochmals die verwendeten kritischen Scherspannungen in Tabelle 5-5 (analog zu Tabelle 5-2) sowie die verwendeten Wasservolumina entsprechend Kapitel 5.2.5 zur besseren Nachvollziehbarkeit aufgelistet.

Tabelle 5-5:	Angesetzte Werte der kritischen Scherspannung und Erodierbarkeit für die Modelle zur
	Bestimmung der Rinnentiefe für die Look-Up-Tables

Wert für	Gesteine	τ _c [Pa]	k _D [1/Pa]
Basiswert Lockergestein 0,1 * τ_{c0}	Sande, Schluffe	0,5	1,10
Basiswert Lockergestein τ_{c0}	Kiese, Sande	5	3,46
Basiswert Lockergestein $10 * \tau_{c0}$	Ton, Tonstein	50	0,35

Zur Bestimmung der Werte für die Look-Up-Tables wurde pro Eiszeit ein einziges großes Ausbruchsflutereignis modelliert, dafür aber die Gesamtwassermenge, die über den Abschmelzzeitraum auftritt, variiert.

Tabelle 5-6:Angesetzte Werte der Wasservolumina für die Modelle zur Bestimmung der Rinnentiefe
für die Look-Up-Tables

Wert für	Wert
0,1-faches des Basiswertes Demonstrationsmodell ($V_1 = 0,1 * V_0$)	175 Mrd. m3
Basiswert Demonstrationsmodell ($V_2 = V_0$)	1.750 Mrd. m ³
10-faches des Basiswertes Demonstrationsmodell ($V_3 = 10 * V_0$)	17.500 Mrd. m ³

Es ergeben sich somit die Parameterkombinationen entsprechend Tabelle 5-7 (analog Tabelle 5-4).

Wassermenge	Kritische Scherspannung Lockergestein	Maximale Rinnentiefe [m]
0,1 * V ₀	0,1 * τ _{c0}	32,7
0,1 * V ₀	τ _{c0}	29,9
0,1 * V ₀	10 * τ _{c0}	27,5
V ₀	0,1 * τ _{c0}	115,8
V ₀	τ _{c0}	79,0
V ₀	10 * τ _{c0}	34,5
10 * V ₀	0,1 * τ _{c0}	344,8
10 * V ₀	τ _{c0}	250,7
10 * V ₀	10 * τ _{c0}	27,5

 Tabelle 5-7:
 Parameterkombinationen der Eingangsparameter und ermittelte maximale Rinnentiefe

Die Ergebnisse stellen ein dreidimensionales Look-Up-Table dar, da die Rinnentiefe in Abhängigkeit der kritischen Scherspannung, des Wasservolumens und der Nummer der Eiszeit dargestellt ist. Für die Rinnentiefe werden die Ergebnisse für jede Kombination nachfolgend nochmals in Abbildung 5-11 (entspricht Tabelle 5-7) dargestellt.



Abbildung 5-11: Maximale Tiefe der glazialen Rinne als Funktion der Anzahl der Eiszeiten, die auf das Untersuchungsgebiet einwirkten, für alle Kombinationen aus kritische Scherspannung und Wassermenge.

Die in Tabelle 5-5 dargestellten Werte für die kritische Scherspannung werden als Minimum, wahrscheinlichster Wert und Maximum für eine Dreiecksverteilung angesetzt. Diese wird als TR [0,5 Pa; 5 Pa; 50 Pa] abgekürzt. Die Verteilung ist grafisch in Abbildung 5-12 dargestellt.



Abbildung 5-12: Grafische Darstellung der Dreiecksverteilung für die kritische Scherspannung (tau_c)
Analog dazu wird auch die Wassermenge pro Ereignis als Dreiecksverteilung TR [175 Mrd. m³; 1.750 Mrd. m³; 17.500 Mrd. m³] für die Simulation verwendet. Diese Verteilung ist grafisch in Abbildung 5-13 dargestellt.



Abbildung 5-13: Grafische Darstellung der Dreiecksverteilung für die Wassermenge (V_W) pro Ereignis

Hierbei ist zu beachten, dass die Verteilungsfunktionen nur innerhalb der Stützstellen der mehrdimensionalen Look-Up-Tables gewählt wurden, um die Werte in den mehrdimensionalen Look-Up-Tables interpolieren zu können und Extrapolationen zu vermeiden. Bei einer weiteren Erhöhung der Bandbreite der kritischen Eingangsparameter, müssten mit dem deterministischen Modell weitere Stützstellen berechnet und in den mehrdimensionalen Look-Up-Tables abgelegt werden. Dies erhöht den Aufwand der deterministischen Simulation erheblich, und könnte in zukünftigen Studien bearbeitet werden.

5.3.3 Ergebnisse der Beispielsimulationen und Sensitivitätsanalyse

Im Ergebnis der probabilistischen Simulation werden die Wahrscheinlichkeitsverteilungen für die maximale Rinnentiefe und für das maximale Rinnenvolumen ermittelt.

Die Ergebnisse für die maximale Rinnentiefe sind in Abbildung 5-14 und Abbildung 5-15 dargestellt. Bei Abbildung 5-14 handelt es sich um die Darstellung der Wahrscheinlichkeitsdichte und bei Abbildung 5-15 um die Darstellung der konjugierten kumulativen Wahrscheinlichkeit. res_depths



Abbildung 5-14: Wahrscheinlichkeitsdichte (probability) für die maximale Rinnentiefe (depths) im Ergebnis der probabilistischen Simulation



Abbildung 5-15:Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeit (probability of exceeding) für die maximale Rinnentiefe (depths) im Ergebnis der probabilistischen Simulation

Besonders bewährt hat sich die Verwendung der konjugierten kumulativen Wahrscheinlichkeit, siehe Abbildung 5-15. Daraus kann direkt abgelesen werden, wie hoch die Wahrscheinlichkeit ist, dass eine bestimmte Rinnentiefe überschritten wird. Beispielsweise kann bei der exemplarisch gewählten Parameterbandbreite abgelesen werden, dass für den simulierten Fall die Wahrscheinlichkeit der Überschreitung einer maximalen Rinnentiefe von 200 m ca. 8 %

beträgt. Wie Kapitel 4.3 entnommen werden kann, wurden in der Realität Rinnentiefen von 500 m oder sogar 600 m beobachtet. Um derartige Rinnentiefen zu erreichen sind noch größere Wassermengen pro Ereignis notwendig, wobei dies einen sehr unsicheren Faktor darstellt. Zwar sind in der Literatur (J. Mangerud V. A., 2001) hinreichend große Wasservolumina belegt, welcher Anteil davon tatsächlich unter dem Eisschild abtransportiert wurde, bleibt aber ungeklärt. Antworten könnten in diesem Zusammenhang durch detaillierte geologische Untersuchungen, konkret an diesen sehr tiefen Rinnen, in Kombination mit numerischen Simulationen gegeben werden. Es wäre dann auf Basis von im Feld gewonnenen Daten zu prüfen, inwieweit diese mit dem FoV MeMoDeck vorgeschlagenen Modellvorstellungen übereinstimmen, oder ob noch weitere, bisher nicht berücksichtigte Prozesse eine Rolle spielen.

Um die Sensitivität der beiden identifizierten Parameter: Wasservolumen und kritische Scherspannung auf die Rinnentiefe zu bestimmen, wurde eine multivariante Analyse durchgeführt, bei der die Korrelationsmatrix bestimmt wurde. Abbildung 5-16 zeigt die Ergebnisse der Simulation für die Rinnentiefe aller Kombinationen der Eingangsparameter Wasservolumen pro Ereignis und kritische Scherspannung. Diese sind in der Abbildung über die Eingabegröße Wasservolumen dargestellt, da diese den größeren Einfluss auf die Rinnentiefe hat.



	depths	unc_vol	unc_tau_c
depths	1	0.796	-0.510
unc_vo	0.796	1	-0.001
unc_ta	-0.510	-0.001	1

Abbildung 5-16: Ergebnisse der Simulation und Korrelationsmatrix der Rinnentiefe

Links: Ergebnisse der Simulation für die Rinnentiefe (depths) aller Kombinationen der Eingangsparameter Wasservolumen pro Ereignis (unc_vol) und kritische Scherspannung; **Rechts**: Korrelationsmatrix der Rinnentiefe in Abhängigkeit des Volumens pro Ereignis und der kritischen Scherspannung.

Anhand der Korrelationsmatrix entsprechend Abbildung 5-16 wird deutlich, dass das Wasservolumen bei der gewählten Parameterkombination einen größeren Einfluss auf die maximale Rinnentiefe hat als die kritische Scherspannung. Die Ergebnisse für das maximale Rinnenvolumen sind in Abbildung 5-17 und Abbildung 5-18 dargestellt. Bei Abbildung 5-17 handelt es sich um die Darstellung der Wahrscheinlichkeitsdichte und bei Abbildung 5-18 um die Darstellung der konjugierten kumulativen Wahrscheinlichkeit. Das wahrscheinlichste erodierte Volumen der gesamten Rinne beträgt ca. 0,25 km³, die Wahrscheinlichkeit, dass mehr als 1 km³ erodiert werden beträgt nur noch ca. 7%.



Abbildung 5-17: Wahrscheinlichkeitsdichte (probability density) für das maximale Rinnenvolumen (vol) im Ergebnis der probabilistischen Simulation



Abbildung 5-18:Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeit (probability of exceeding) für das maximale Rinnenvolumen (vol) im Ergebnis der probabilistischen Simulation

Um auch die Sensitivität der beiden identifizierten Parameter auf das Rinnenvolumen zu bestimmen, wurde analog zur Rinnentiefe eine multivariante Analyse durchgeführt, bei der die Korrelationsmatrix bestimmt wurde. Abbildung 5-19 zeigt die Ergebnisse der Simulation für das Rinnenvolumen aller Kombinationen der Eingangsparameter Wasservolumen pro Ereignis und kritische Scherspannung.



Abbildung 5-19: Ergebnisse der Simulation für das maximale Rinnenvolumen und Korrelationsmatrix des Rinnenvolumens

Links: Ergebnisse der Simulation für das maximale Rinnenvolumen (vol) aller Kombinationen der Eingangsparameter Wasservolumen (unc_vol) pro Ereignis und kritische Scherspannung; **Rechts**: Korrelationsmatrix des Rinnenvolumens in Abhängigkeit des Volumens pro Ereignis und der kritischen Scherspannung.

Anhand der Korrelationsmatrix entsprechend Abbildung 5-19 wird deutlich, dass das Wasservolumen bei der gewählten Parameterkombination wie auch für die Eindringtiefe einen größeren Einfluss auf das Rinnenvolumen hat als die kritische Scherspannung. Dieser Unterschied ist noch deutlicher als bei der Eindringtiefe.

5.4 Probabilistisches Modell mit GoldSim auf Basis eines vereinfachten Modellkonzeptes

5.4.1 Grundlegendes Modellkonzept

Zusätzlich zum probabilistischen Ansatz entsprechend Kapitel 5.3, der auf der Verwendung von Look-Up-Tables beruht, die mit einem detaillierten gekoppelten deterministischen Modell gefüllt worden sind, wurde ein konzeptionell vereinfachter Modellansatz entwickelt. Dieser Modellansatz beruht auf den gleichen physikalischen Grundlagen wie in Kapitel 4.5 erläutert. Das Ziel des vereinfachten Ansatzes ist es, die wesentlichen, für die Erosion tiefer Rinnen relevanten Prozesse analog zum detaillierten deterministischen Modell zu erfassen. Dabei ist sicherzustellen, dass für gleiche Parameter in etwa vergleichbare Ergebnisse berechnet werden. Als zentrales Ergebnis wird dabei die Rinnentiefe gesehen.

Das Modell wurde in der, schon in Kapitel 5.3 erwähnten, Software GoldSim implementiert. Diese erlaubt es, auf einfache Art und Weise gekoppelte Prozesse zeitabhängig zu simulieren. Dabei muss jedoch auf eine räumliche Auflösung vergleichbar mit dem deterministischen Modell verzichtet werden.

Folgende konzeptionelle Vereinfachungen wurden getroffen. Die Länge und die Breite der Rinne werden vorab, d.h. von aus der Literatur bekannten Werten, auf der Grundlage statistischer Verteilungen festgelegt.

Zunächst die Vereinfachungen für die Rinnengeometrie:

- Die Breite der Rinne wird aus einer Verteilungsfunktion gesampelt, die typische aus der Literatur bekannte Rinnenbreiten repräsentiert. Für das generische Modell wurde für die Breite W_{channel} eine Gleichverteilung im Bereich 3000 m bis 5000 m angesetzt. Diese wird als W_{channel} = U[3000 m; 5000 m] abgekürzt.
- Gleiches gilt f
 ür die L
 änge der Rinne L_{channel} f
 ür die eine Bandbreite zwischen 20 km und 30 km angesetzt wurde. Dies entspricht einer Gleichverteilung L_{channel} = U[20 km; 30 km].
- Als Rauheit wurde ebenfalls eine Gleichverteilung zwischen 0,05 m und 0,20 m angesetzt, entsprechend U[0,05 m; 0,20 m]
- Für die vertikale Öffnung zwischen Eisboden und Rinnenunterkante wird ein initialer Wert von dz_{ini} = 0,1 m angesetzt. Diese Tiefe wird durch die Erosion bei jedem Abflussereignis sukzessive erhöht. Vor dem ersten Abflussereignis entspricht dz_{ini} der initialen Rinnentiefe.
- Eine Erosion findet nur an der Rinnenbasis der U-förmigen Rinne statt, weshalb die Breite unverändert bleibt und die Tiefe mit fortschreitender Erosion anwächst.

Entgegen dem deterministischen Modell werden die Wasservolumina für jedes Abflussereignis aus der Gesamtdauer des Abschmelzens von T_{total} =10000 Jahren und aus der Dauer zwischen zwei Abflussereignissen $T_{interval}$ vorgegeben. $T_{interval}$ ist eine Verteilungsfunktion zwischen 10 Jahren und 100 Jahren, d.h. $T_{interval}$ = U[10 a; 100 a]. Die Gletscherhöhe H_{total} wird für jede Kaltzeit aus einer Gleichverteilung zwischen 500 m und 1000 m gesampelt, d.h. H_{total}=U[500 m; 1000 m].

Das gesamte im Zeitraum T_{interval} abgeschmolzene Wasser mit dem Volumen Vol_{Ereignis} wird beim nächsten Abflussereignis freigesetzt. D.h. für jedes Abflussereignis ergibt sich das Wasservolumen aus:

Vol_{Ereignis} = T_{interval} / T_{total} * L_{area} * W_{area} * ρ_{ice} / ρ_w * H_{total}

Mit Ausnahme der Dichten von Eis ρ_{ice} und Wasser ρ_w sind die restlichen Werte dieser Formel als Verteilungsfunktionen (siehe oben) vorgegeben. Hierbei sind W_{area} die Breite des rechteckig vereinfachten Gebietes auf dem Gletscher, aus welchem sich das Schmelzwasser sammelt, und L_{area} ist die entsprechende Länge. Die Bandbreiten sind folgendermaßen festgelegt: W_{area} =U[10 km; 30 km] und L_{area} = U[10 km; 30 km]. Dadurch schwankt die Zeitdauer zwischen den Abflussereignissen und damit auch das abfließende Gesamtvolumen bei jedem Ereignis. Mit diesen Annahmen ergibt sich die initial durchströmte Fläche als dz_{ini} * W_{channel}. Mit fortschreitender Erosion erhöht sich die durchströmte Fläche durch das Abtragen von Sediment am Boden der Rinne. Vor dem nächsten Abflussereignis wird jedoch davon ausgegangen, dass sich der Gletscher wieder so weit in die Rinne gesenkt hat, dass die vertikale Öffnung zwischen Eisboden und Rinnenunterkante wieder den initialen Wert von dz_{ini} angenommen hat. Dies entspricht auch den in Kapitel 4.5 getroffenen Annahmen.

Die Bandbreiten aller Parameter wurden dabei iterativ so festgelegt, dass sich mit den resultierenden Wasservolumina maximale Rinnentiefen von 500 m ergeben, wie sie auch aus der Literatur (siehe Kapitel 4.3) bekannt sind. Allerdings ist diese Kalibrierung der Parameter durch die gegenseitigen Abhängigkeiten nicht eindeutig (siehe hohe Kreuzkorrelationswerte z.B. in Abbildung 5-16 und Abbildung 5-19).

Die oben beschriebenen vereinfachten Annahmen zur Rinnengeometrie und zur Wassermenge stellen gewissermaßen die Randbedingungen für die Berechnung der Rinnenerosion dar. Diese Erosion beruht auf den in Kapitel 4.5 beschriebenen physikalischen Gleichungen, die in GoldSim implementiert wurden. Zur besseren Nachvollziehbarkeit werden diese nachfolgend an dieser Stelle nochmals kurz zusammengefasst.

In einer vollständig gefüllten Rinne, werden durch die hohen Fließgeschwindigkeiten ständig Sedimente erodiert. Die Fließgeschwindigkeit v in der Rinne an der Stelle beträgt dabei

$$v(s) = \frac{Q}{A}$$

wobei *Q* die Flussrate durch die Rinne, und *A* der Rinnenquerschnitt sind. Entgegen dem detaillierten Modell wird über die gesamte Rinnenlänge ein konstanter Querschnitt mit den oben beschriebenen Parametern zur Rinnenlänge und Rinnenbreite angenommen. Die Rinne wird dabei als unverzweigt angenommen. Die Scherspannung am Rinnenboden wird mittels

$$\tau_c(s) = \lambda * \rho_w * \frac{v^2}{8}$$

ermittelt. Dabei bezeichnet λ den Reibungsfaktor und ρ_w die Dichte des Wassers. Da dieses sedimentbeladen ist, wird ein linearer Dichtegradient in der Rinne angesetzt, bei dem die Dichte an der Oberkante der von Wasser entspricht, am Boden der Rinne aber um 20% erhöht ist. Dies entspricht einer Sedimentbeladung vom ca. 10% vol.

Die Reibung an der Rinnenwand verursacht einen Druckverlust. Dieser entspricht

$$\Delta p(s) = -\tau_c * \frac{\Delta s}{r_D} - \rho_w * g * \Delta h,$$

mit Δp dem Druckverlust über die gesamte Rinnenlänge, $\Delta s = L_{channel}$ der Länge der Rinne (siehe oben), dem durchschnittlichen hydraulischer Radius r_D in der Rinne, der Erdbeschleunigung g und dem Höhenunterschied von der Oberkannte des Gletschers bis zum Boden der Rinne Δh .

Zu beachten hierbei ist, dass angenommen wird, das im Unterschied zum Sediment, das über der Rinne befindliche Eis nicht erodiert wird, weil das Wasser an diesem reibungsfrei gleiten kann. Wie in Kapitel 4.5 beschrieben wird angenommen, dass das Eis die Rinne durch Kriechverformung unter seiner eigenen Last vor dem nächsten Abflussereignis verschließt und wieder eine vertikale Öffnung zwischen Eisboden und Rinnenunterkante von dz_{ini} vorliegt (siehe oben). Es wird angenommen, dass das Wechselspiel dieser beiden Prozesse verantwortlich ist, dass sich im Eis senkrechte Fließwege zum Transport des Schmelzwassers durch den Gletscher ausbilden. Diese Prozesse sind durch Ng (2000) und Nye (1976) eingehende untersucht worden. Es wird somit angenommen, dass unter dem Gletscher nur der im Sediment erodierte Bereich zum Transport bereitsteht, also die Rinnenquerschnitte niedriger, und die Strömungsgeschwindigkeiten höher sind. Dies erhöht die Erosionsrate im Sediment, und damit die finale Eindringtiefe der Rinne.

Zusätzlich muss sichergestellt werden, das am Ende der Rinne das Wasser diese auch verlassen kann, also hydraulische vom Boden der Rinne auf dem Boden des umliegenden Geländes gehoben werden kann.

$$\Delta p_{aus} = -\rho_w * g * \Delta h_{aus}$$

Hierfür wird nun die Flussrate iterativ so bestimmt, dass die Summe aller Druckverluste in der Rinne und am Rinnenende genau dem am Rinneneingang vorhandenen Wasserdruck p_0 entsprechen. Dieser ergibt sich aus der modellierten Mächtigkeit des Gletschers, und der Annahme, dass das Ende der Rinne mit der Gletscherkante übereinstimmt. D.h. bei jedem Abflussereignis gilt $p_0 = H * g * \rho_w$ mit H als der Höhe des Gletschers beim Abflussereignis. Zu Beginn entspricht H der initialen Gletscherhöhe H_{total}.

Mithilfe der Scherspannung im Rinnenbett kann lokal die Erosionsrate berechnet werden. Dies erfolgt anhand der Gleichung (Hanson and Simon, 2001):

$$\varepsilon(s) = k_D(\tau(s) - \tau_c)$$

Wobei *k* die Erodierbarkeit und τ_c die kritische Scherspannung bezeichnen. Entsprechend Kapitel 4.5 wird zwischen der Erodierbarkeit und der kritischen Scherspannung folgende Korrelationsfunktion aus der Literatur (Hanson and Simon, 2001) angesetzt:

$$k_D = k_0 * \tau_c^{-\alpha}$$

Für das FoV MeMoDeck wurde $\alpha = 0.5$ angesetzt, und die Korrelationsfunktion erhält die in (Hanson and Simon, 2001) angegebene Form

$$k_D = 0.2 * \tau_c^{-0.5}$$

Für die vorliegende generische Modellierung werden ohne Kenntnis lokationsspezifischer Eigenschaften generische Parameter für die kritische Scherspannung τ_c angenommen, die für die in realistischen Modellen auftretenden Materialen plausibel sind.

Durch Vorgabe eine Tiefenabhängigkeit der kritischen Scherspannung $\tau_c = \tau_c(z)$ und der für das jeweilige Material angenommenen Gesteinsdichte $\rho(z)$ können mit dem Modell unterschiedliche geologische Schichtfolgen hinsichtlich der Erodierbarkeit untersucht werden. Diese unterschiedlichen Schichtfolgen werden in Form von Szenarien betrachtet.

Zu Beginn jeder Eiszeit wird angenommen, dass die Rinne wieder vollständig mit Material mit einer geringen kritischen Scherspannung verfüllt ist. Dies entspricht auch der in der Literatur dargestellten Beobachtung, dass bereits angelegte Rinnen eher wieder erodiert werden als ungestörte Sedimentfolgen.

5.4.2 Implementierung und angesetzte Modellparameter

Die in Kapitel 5.4.1 beschriebenen Gleichungen wurden in einem GoldSim-Modell implementiert. Die grundsätzliche Funktionsweise von GoldSim ist auf www.goldsim.com erläutert. Da es sich bei GoldSim um eine grafische Benutzeroberfläche handelt, werden jeder Parameter und jede Gleichung durch ein grafisches Element in GoldSim repräsentiert. Dabei werden Teile des Modells in separaten Containern implementiert. Dies entspricht Subroutinen bei einer klassischen Programmierung. Ein Screenshot des entstandenen Modells ist zur Illustration in Abbildung 5-20 dargestellt.



Abbildung 5-20: Screenshot des probabilistischen GoldSim-Modells auf Basis eines vereinfachten Modellkonzeptes

5.4.3 Festlegung der Materialparameter und Szenarien

Für die geologische Situation wurden die folgenden geologischen Szenarien im Sinne von zu Beginn der Simulation ungestörten Schichtfolgen betrachtet. Für jedes der im Folgenden erläuterten vier geologischen Szenarien werden die kritische Scherspannung und die Dichte als Funktion der Tiefe grafisch dargestellt. In den Szenarien wird 1) ein homogenes System, 2) ein geschichtetes System, 3) ein System mit einem kontinuierlichen Übergang unterschiedlicher Gesteinsschichten und 4) ein System mit einer Wechsellagerung von Sand- und Kieslagen mit Ton-/Tonstein-Lagen angenommen.

Für die Scherspannung des Materials mit welchem die entstandenen Rinnen zwischen den Eiszeiten wieder aufgefüllt werden, wird eine Bandbreite zwischen 3 Pa und 5 Pa als Gleichverteilung U[3 Pa; 5 Pa] angenommen. Dies entspricht auch Sanden und Kiesen mit einer etwas geringeren Scherfestigkeit als im ungestörten Ursprungszustand mit 5 Pa.

Diese vier Szenarien werden im Folgenden untersucht und beschrieben:

1. Homogenes System

Das gesamte untersuchte Sedimentpaket bis zu einer Teufe von 1000 m besteht aus einem homogenen Material mit konstanter Dichte und kritischer Scherspannung, siehe hierzu Abbildung 5-21. Die Parameter wurden so gewählt, dass sie das Verhalten von im norddeutschen Becken oft anzufindenden Sanden und Kiesen wiedergeben.



Szenario 1: homogenes System, Kiese, Sande bis 1000 m Teufe

Abbildung 5-21:Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden

2. <u>Geschichtetes System</u>

Um den Einfluss von Material Übergängen zu untersuchen, wird das einfachste denkbare heterogene System simuliert, eine Doppelschicht aus oben aufliegendem leicht erodierbaren Material (Sande, Kiese) auf einer ab 200 m Teufe beginnenden Basis von schwer erodierbarem Material (Ton oder Tonstein). Kritische Scherspannung und Dichte sind als Funktion der Teufe in Abbildung 5-22 dargestellt.

Szenario 2: geschichtetes System: Kiese, Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein



Abbildung 5-22:Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 2 mit Kiesen und Sanden bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein

3. Kontinuierlicher Übergang

Da in der Realität mit einer zunehmenden Verfestigung auch initial lockerer Sedimente mit der Tiefe auszugehen ist, wird in Szenarien 3 eine kontinuierliche Veränderung der Materialeigenschaften mit der Tiefe simuliert. An der Tagesoberfläche entsprechen die Eigenschaften denen von unkonsolidierten Sanden und Kiesen wie in den beiden vorrangegangenen Szenarien, mit steigender Teufe führt die zunehmende Konsolidierung des Materials zu steigenden Dichten und kritischen Scherspannungen, bis in einer Teufe von 500 m diejenigen Werte erreicht werden, wie sie im Szenario 2 für schwer erodierbare Materialien angenommen wurden. Kritische Scherspannung und Dichte sind als Funktion der Teufe in Abbildung 5-23 dargestellt.

Szenario 3: kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m



Abbildung 5-23: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 3 mit Übergang der Eigenschaften von Kiesen und Sanden oben zu Tonen und Tonstein ab 500 m

4. Wechsellagerung

In situ finden sich oft Wechsellagerungen leicht und schwer erodierbarer Sedimente. Dies kann unter anderem durch die glaziale Serie, und sich wiederholende Vorgänge von Ablagerungen in Warm und Kaltzeit bedingt sein. Beispielhaft wurde dieser Wechsel verschiedener erodierbarer Materialen auch im deterministischen Modell "Tiefland", was generisch die geologische Situation im norddeutschen Tiefland nachzubilden versucht, implementiert (vgl. Abbildung 5-4 und Tabelle 5-3). In diesem Szenario folgen fünf Doppelschichten mit einer jeweiligen Schichtmächtigkeit von 50 m, die jeweils aus einer Schicht leicht erodierbarem und einer Schicht schwer erodierbarem Material bestehen. Kritische Scherspannung und Dichte sind als Funktion der Teufe in Abbildung 5-24 dargestellt.

Szenario 4: Wechsellagerung: Sand- und Kies-Lagen mit Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein



Abbildung 5-24: Kritische Scherspannung (tau_c, links) und Dichte (rho, rechts) als Funktion der Teufe für das geologische Szenario 4 mit Wechsellagerung Sand- und Kies-Lagen mit Tonund Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein

Die Simulationen in GoldSim werden für zehn aufeinander folgende Eiszeiten, d.h. für eine Million Jahre durchgeführt. Dabei erfolgt die Zeitschrittweitensteuerung dynamisch: Während eines Abflussereignisses wird eine Schrittweite von 0,01 d verwendet, die sich aus den Konvergenzbetrachtungen ergeben hat. Die Zeitschrittweite zwischen den Abflussereignissen beträgt ein Jahr und die Zeit zwischen den Eiszeiten wird übersprungen. Zwischen den Eiszeiten werden keine Prozesse simuliert. D.h. auch das Wiederverfüllen der entstandenen Rinne wird nicht explizit simuliert, sondern die Materialparameter werden so gewählt, dass die Rinne zu Beginn der nächsten Eiszeit mit einem Material mit geringerer Scherfestigkeit gefüllt ist. Zusätzlich zu den probabilistischen Simulationen für zehn Eiszeiten, d.h. für die Simulation über eine Million Jahre, wurde auch jeweils eine deterministische Simulation über den gleichen Betrachtungszeitraum mit GoldSim durchgeführt.

5.4.4 Ergebnisse der Simulationen der vier Szenarien

Sämtliche probabilistischen Szenarien (4) wurden mit 10.000 Realisierungen berechnet, die deterministischen aufgrund des Rechenaufwandes lediglich mit einer Realisierung. Für jedes der geologischen Szenarien 1 bis 4 werden die folgenden Ergebnisse dargestellt:

- I. Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung für die maximal erreichte Rinnentiefe für die probabilistische Simulation: An dieser Verteilung kann abgelesen werden, mit welcher Wahrscheinlichkeit eine bestimmt Rinnentiefe im jeweiligen Szenario erreicht wird,
- II. Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe nach jeder Eiszeit für die probabilistische Simulation: An dieser Darstellung kann abgelesen werden, wie die Bandbreite der Rinnentiefe nach jeder Eiszeit unter Berücksichtigung aller Realisierungen ist. Dabei ist auch der jeweilige Erwartungswert dargestellt (schwarze durchgängige Linie),
- III. Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe für jeweils eine beispielhafte Realisierung aus der probabilistischen Simulation,
- IV. Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe nach jeder Eiszeit für die deterministische Simulation.

Die spezifischen Ergebnisse für die oben beschriebenen vier Darstellungsformen werden nachfolgend für jedes Szenario im Detail erläutert.

Szenario 1: probabilistische Simulation über 1 Million Jahre für ein homogenes System, Kiese, Sande bis 1000 m Teufe



Abbildung 5-25: Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung (probability of exceeding) für die maximal erreichte Eindringtiefe (max_z_period) von Rinnen für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

In Abbildung 5-25 ist die konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung für die erreichte Rinnentiefe für das geologische Szenario 1 gezeigt. Diese verdeutlicht die Wahrscheinlichkeit, dass eine Rinne nach 1 Million Jahren die auf der x-Achse aufgetragene finale Tiefe übersteigt. So ist die Wahrscheinlichkeit, dass in Szenario 1 nach 1 Million Jahren eine Rinne mit einer Tiefe von mehr als 200 m vorzufinden ist, z.B. ca. 75%, eine Rinne mit einer Tiefe von mehr als 300 m vorzufinden hingegen nur noch ca. 15%. Aufgrund des homogenen geologischen Geländeprofils kommt es auch zu einem kontinuierlichen Abfall der Eindringwahrscheinlichkeit.





Abbildung 5-26: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt

In Abbildung 5-26 ist die Bandbreite der erreichten Rinnentiefen für das geologische Szenario 1 als Funktion der Zeit dargestellt. Der Erwartungswert ist als schwarze Linie gekennzeichnet, die Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt. Diese Darstellung ist über die einzelnen Eiszeiten bis zu einer Gesamtzeit von 1 Million Jahren zusammengefasst. Gut zu erkennen ist, dass der Erwartungswert der Rinnentiefe bereits nach 2 Eiszeiten nicht mehr deutlich ansteigt. Wie schon in Abbildung 5-25 zu erkennen ist, können Rinnen bis zu einer Tiefe von 500 m auftreten. Die Wahrscheinlichkeit das 350 m überschritten werden, liegt aber bei unter einem Prozent.



Abbildung 5-27: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-27 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für eine zufällig gewählte Realisierung als Funktion der Zeit. Deutlich zu erkennen ist wie sich die Eindringtiefen zwischen den einzelnen Eiszeiten unterscheiden, weil jeder Eiszeit andere Parameter bezüglich ihres Schmelzwasseraufkommens zugewiesen werden konnten. In Summe über alle 10.000 Realisierungen ergibt sich das in Abbildung 5-26 gezeigte Bild.



Abbildung 5-28: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 1 mit homogenen Eigenschaften bis 1.000 m Tiefe entsprechend Kiesen und Sanden über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Das homogene Szenario 1 mit Sanden und Kiesen besitzt das Material mit der geringsten kritischen Scherfestigkeit. <u>Bei diesem Szenario können die Rinnen bis in Tiefen von 500 m</u>

<u>eindringen.</u> Dabei zeigt sich, dass bereits nach der ersten Eiszeit große Rinnentiefen erreicht werden können (siehe Abbildung 5-26). <u>Die maximalen Rinnentiefen werden statistisch gesehen nach ca. 4 bis 5 Eiszeiten erreicht</u>, da im Modell die Rinnen zwischen den Eiszeiten mit Material geringerer Scherfestigkeit gefüllt werden, welches folglich leichter erodierbar ist. Dieses Ergebnis ist identisch mit denen der deterministischen Simulationen (siehe Kapitel 5.2.4) und vergleiche Abbildung 5-28.

Szenario 2: geschichtetes System: Kiese, Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein

Wenn ab einer Tiefe von 200 m eine Schicht mit deutlich höherer kritischer Scherfestigkeit von 50 Pa vorliegt, so stellt dies eine Barriere für die Erosion dar. Dies ist deutlich an der konjugierten kumulativen Wahrscheinlichkeitsverteilung ablesbar (siehe Abbildung 5-29). Für die Beispielszenarien werden maximale Eindringtiefen von 260 m erreicht. Die Ton- bzw. Tonsteinschicht stellt somit eine effektive Barriere gegen die Erosion dar. Kumulative Effekte sind gering, da überhaupt nur die obersten Meter der Barriereschicht erodiert werden.





In Abbildung 5-29 ist die konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung für die erreichte Rinnentiefe für das geologische Szenario 2 gezeigt. Diese verdeutlicht die Wahrscheinlichkeit, dass eine Rinne nach 1 Million Jahren die auf der x-Achse aufgetragene finale Tiefe übersteigt. Aufgrund des abgestuften geologischen Geländeprofils kommt es zu einem deutlichen Abfall der Wahrscheinlichkeit noch Rinnen tiefer als 200 m vorzufinden. Hier verhindert das darunterliegende Festgestein das Eindringen der Rinne effektiv.





Abbildung 5-30: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt

In Abbildung 5-30 ist die Bandbreite der erreichten Rinnentiefen für das geologische Szenario 2 als Funktion der Zeit dargestellt. Der Erwartungswert ist als schwarze Linie gekennzeichnet, die Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt. Diese Darstellung ist über die einzelnen Eiszeiten bis zu einer Gesamtzeit von 1 Million Jahren zusammengefasst. Gut zu erkennen ist, dass der Erwartungswert der Rinnentiefe bereits nach 4-5 Eiszeiten nicht mehr deutlich ansteigt, und im Gegensatz zum vorherigen Szenario niedriger bleibt. Wie schon in Abbildung 5-29 zu erkennen liegt die Wahrscheinlichkeit Rinnen mit einer Tiefe von mehr als 210 m vorzufinden bei unter einem Prozent. Dies verdeutlicht erneut die Wirksamkeit einer Festgesteinsbarriere.



Abbildung 5-31: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-31 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für eine zufällig gewählte Realisierung als Funktion der Zeit. Deutlich zu erkennen ist wie sich die Eindringtiefen zwischen den einzelnen Eiszeiten unterscheiden, weil jeder Eiszeit andere Parameter bezüglich ihres Schmelzwasseraufkommens zugewiesen werden konnte. In Summe über alle 10.000 Realisierungen ergibt sich das in Abbildung 5-30 gezeigte Bild.



Abbildung 5-32:Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 2, geschichtetes System mit Kiesen und Sande bis 200 m Tiefe und ab 200 m Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-32 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen als Funktion der Zeit. Die Eindringtiefen steigen hier monoton an, nach 4-5 Eiszeiten ist der finale Wert nahezu erreicht.

Szenario 3: kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m



Abbildung 5-33: Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung (probability of exceeding) für die maximal erreichte Eindringtiefe (max_z_period) von Rinnen für das geologische Szenario 3, kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

In Abbildung 5-33 ist die konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung für die erreichte Rinnentiefe für das geologische Szenario 3 gezeigt. Diese verdeutlicht die Wahrscheinlichkeit, dass eine Rinne nach 1 Million Jahren die auf der x-Achse aufgetragene finale Tiefe übersteigt. So liegt die Wahrscheinlichkeit in diesem Szenario 3 nach 1 Million Jahren eine Rinne mit einer Tiefe von mehr als 200 m vorzufinden, z.B. ca. 75%. Eine Rinne mit einer Tiefe von mehr als 300 m vorzufinden hingegen liegt nur noch bei ca. 2%. Damit ist die Wahrscheinlichkeit tiefe Rinnen vorzufinden gegenüber Szenario 1 deutlich herabgesetzt. Dies ist durch die erhöhte kritische Scherspannung bedingt, welche erst in größerer Tiefe anzutreffen ist.



Abbildung 5-34: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 3, kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt

In Abbildung 5-34 ist die Bandbreite der erreichten Rinnentiefen für das geologische Szenario 3 als Funktion der Zeit dargestellt. Der Erwartungswert ist als schwarze Linie gekennzeichnet, die Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt. Diese Darstellung ist über die einzelnen Eiszeiten bis zu einer Gesamtzeit von 1 Million Jahren zusammengefasst. Gut zu erkennen ist, dass der Erwartungswert der Rinnentiefe bereits nach 4-5 Eiszeiten nicht mehr deutlich ansteigt. Wie schon in Abbildung 5-33 zu erkennen, können Rinnen bis zu einer Tiefe von 350 m auftreten. Die Wahrscheinlichkeit das 300 m überschritten werden liegt aber bei unter einem Prozent. Auch hier zeigt sich eine geringere Eindringtiefe als in Szenario 1 mit homogenen Schichten von Kiesen und Sanden.



Abbildung 5-35: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 3, kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-35 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für eine zufällig gewählte Realisierung als Funktion der Zeit. Deutlich zu erkennen ist wie sich die Eindringtiefen zwischen den einzelnen Eiszeiten unterscheiden, weil jeder Eiszeit andere Parameter bezüglich ihres Schmelzwasseraufkommens zugewiesen werden konnten. In Summe über alle 10.000 Realisierungen ergibt sich das in Abbildung 5-34 gezeigte Bild.



Abbildung 5-36:Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 3, kontinuierlicher Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe

ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-36 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische als Funktion der Zeit. Die Eindringtiefen steigen hier monoton an, nach 4-5 Eiszeiten ist der finale Wert nahezu erreicht.

Bei einem kontinuierlichen Übergang der Eigenschaften mit der Tiefe, ausgehend von Kiesen und Sanden an der Oberfläche zu Tonen und Tonstein ab 500 m entsprechend Szenario 3, werden Eindringtiefen von bis zu 370 m erreicht. Bei dieser Simulation werden kumulative Effekte sehr deutlich, da das wiederaufgefüllte Material mit geringerer Scherfestigkeit leichter erodiert werden kann.

Szenario 4: Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein



Abbildung 5-37:Konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung (probability of exceeding) für die maximal erreichte Eindringtiefe (max_z_period) von Rinnen für das geologische Szenario 4, Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

In Abbildung 5-37 ist die konjugierte kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung für die erreichte Rinnentiefe für das geologische Szenario 4 gezeigt. Diese verdeutlicht die Wahrscheinlichkeit, dass eine Rinne nach 1 Million Jahren die auf der x-Achse aufgetragene finale Tiefe übersteigt. Zu Beachten ist bei dieser Abbildung im Szenario 4, das die Achse für die Eindringtiefe bei 50 m beginnt. Der Grund liegt darin, dass diese ersten 50 m mit Sicherheit erodiert werden. Aufgrund der geologischen Wechsellagerung befindet sich unterhalb dieses Niveaus eine Schicht aus Gestein mit einer höheren kritischen Scherspannung, dadurch fällt die Wahrscheinlichkeit einer Rinnentiefe bis zu einer Tiefe von 100 m stark ab. Da im Anschluss eine Schicht niedriger kritischer Scherspannung folgt, wird diese, wenn 100 m überschritten werden sehr wahrscheinlich miterodiert. Bei Antreffen der nächsten Schicht mit hoher kritischer Scherspannung, nach etwa 150 m kommt es erneut zu einem schnellen Abfall der Wahrscheinlich-keitsverteilung.



Abbildung 5-38: Zeitliche Entwicklung der Bandbreite der erreichten Rinnentiefe (dz_total) nach jeder Eiszeit für das geologische Szenario 4, Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein als Funktion der Zeit (Time) über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren, Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt

In Abbildung 5-38 ist die Bandbreite der erreichten Rinnentiefen für das geologische Szenario 4 als Funktion der Zeit dargestellt. Der Erwartungswert ist als schwarze Linie gekennzeichnet, die Intervalle der konjugierten kumulierten Wahrscheinlichkeit der erreichten Rinnentiefe sind farbig abgestuft dargestellt. Diese Darstellung ist über die einzelnen Eiszeiten bis zu einer Gesamtzeit von 1 Million Jahren zusammengefasst. Der Erwartungswert der Eindringtiefe liegt auch nach 10 Eiszeiten noch bei ca. 50 m. Auffällig ist auch das steile Abfallen der Bandbreite zu beiden Seiten, das heißt die obersten 50 m werden sehr wahrscheinlich erodiert, die darrunter liegenden sehr unwahrscheinlich. Die Wahrscheinlichkeit eine Rinnentiefen bis unter 160 m vorzufinden beträgt weniger als 1%. Dieses Verhalten illustriert noch einmal den hohen Einfluss der kritischen Scherspannung.



Abbildung 5-39: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für eine Realisierung der probabilistischen Simulation für das geologische Szenario 4 Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren

Abbildung 5-39 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für eine zufällig gewählte Realisierung als Funktion der Zeit. Deutlich zu erkennen ist wie sich die Eindringtiefen zwischen den einzelnen Eiszeiten unterscheiden, weil jeder Eiszeit andere Parameter bezüglich ihres Schmelzwasseraufkommens zugewiesen werden können. In Summe über alle 10.000 Realisierungen ergibt sich das in Abbildung 5-38 gezeigte Bild.



Abbildung 5-40: Zeitliche Entwicklung der erreichten Rinnentiefe (dz_total) als Funktion der Zeit (Time) nach jeder Eiszeit für die Simulation mit dem Erwartungswert der Eingabegrößen für das geologische Szenario 4, Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m bis zu einer Tiefe von 500 m, darunter Ton und Tonstein über eine Simulationszeit von 1 Million Jahren Abbildung 5-40 zeigt beispielhaft die ermittelte Rinnentiefe für die Simulation mit dem Erwartungswert als Funktion der Zeit. Die Eindringtiefen steigen hier monoton an, nach 3 Eiszeiten ist der finale Wert nahezu erreicht.

Bei der Wechsellagerung zwischen Sand- und Kies-Lagen bzw. Ton- und Tonstein-Lagen von je 50 m stellt bereits die erste Ton- / Tonstein-Lage (zwischen 50 m und 100 m) eine effektive Barriere dar. Diese wird nur in wenigen Szenarien völlig erodiert. Die zweite Ton- / Tonstein-Lage (zwischen 150 m und 200 m) wird bei keiner Realisierung komplett erodiert. In nahezu allen Realisierungen in denen die erste Ton- / Tonstein – Lage erodiert wird, wird auch die zweite Ton- / Tonstein – Lage erreicht, die dann jedoch nicht mehr durchdrungen wird. Dies verdeutlicht nochmal eindrücklich die Barrierefähigkeit der Ton-/ Tonsteinschichten.

5.4.5 Konvergenzuntersuchungen

Bei den Simulationen der Szenarien 1 – 4 hat sich gezeigt, dass eine Abhängigkeit der Rinnentiefe von der Zeitschrittweite während des Abflussereignisses besteht. Deshalb war es notwendig, Konvergenzuntersuchungen bzgl. dieser Zeitschrittweite durchzuführen. Dabei werden die Zeitschrittweiten systematisch verkleinert (im vorliegenden Fall jeweilig um einen Faktor 2 oder 2,5), bis sich das Ergebnis der Simulation nicht mehr signifikant ändert. Hierbei wurde eine Schwelle von 10% Änderung des Absolutwertes angelegt. Dazu wurden deterministische Simulationen (Verwendung der Erwartungswerte aller Verteilungsfunktionen) durchgeführt. Die Simulationen wurden für vier geologische Szenarien durchgeführt. Dabei handelt es sich um die gleichen Szenarien, die auch bei den Simulationen im Kapitel 5.4.4. beschrieben werden. Das Ergebnis in Form der Rinnentiefe als Funktion der Zeitschrittweite während eines Abflussereignisses ist in Abbildung 5-41 dargestellt.



Abbildung 5-41: Abhängigkeit der Rinnentiefe von der Zeitschrittweite während eines Abflussereignisses für alle vier geologischen Szenarien

Anhand von Abbildung 5-41 wird deutlich, dass bei einer Zeitschrittweite von <u>0,01 d die Kon-</u> vergenz erreicht wird. Größere Zeitschritte führen zu weniger exakten Ergebnissen, d. h. die Ergebnisse weichen zunehmend von denen bei kleinen Zeitschrittweiten ab, kleinere Zeitschritte führen zu unnötigem höherem Rechenaufwand. Dieser ist umgekehrt proportional zur Zeitschrittweite. Deshalb wurden alle oben dargestellten Simulationen mit einer Zeitschrittweite von 0,01 d (ca. 15 min) durchgeführt.

6 Zusammenfassung und Ausblick

6.1 Ergebnisse der deterministischen Simulationen

Anhand vorgegebener geologischer Modelle wurden 3D geomechanische Simulationsmodelle im Softwarepaket FLAC3D implementiert. Ein initialer Fließweg wurde jeweils an der Oberkante des Modells angelegt. Daraufhin wurden gekoppelte hydromechanische Rechnungen anhand der in Kapitel 4.5 beschriebenen physikalischen Modelliergrundlagen durchgeführt.

Dabei ergeben sich folgende Beobachtungen:

- Sowohl das zur Erosion zur Verfügung stehende Wasservolumen als auch die kritische Scherspannung des erodierbaren Gesteins haben erheblichen Einfluss auf die Tiefe subglazialer Rinnen.
- Die initiale Rinne wird durch das modellierte Ausbruchsflutereignis um 30 m bis zu 350 m weiter vertieft.
- Damit wird nahezu der gesamte in der Literatur berichtete Wertebereich für beobachtete Rinnentiefen abgedeckt und bestätigt.
- Mit steigendem Wasservolumen steigt die maximale Rinnentiefe deutlich an.
- Hingegen sinkt die maximale Rinnentiefe mit steigender kritischer Scherspannung τ_c .
- Aufgrund der M\u00e4chtigkeit der Lockergesteinsschicht ist der Wert, der f\u00fcr die kritische Scherspannung im darunterliegenden Festgestein angesetzt wird f\u00fcr die maximale Rinnentiefe nicht relevant. Die Rinne ist vollst\u00e4ndig im Lockergestein ausgebildet.
- Die Tiefe der Rinne ist vor allem durch die Erosion in der ersten Eiszeit bestimmt. Weitere Vertiefung tritt noch bis zu Eiszeit 4 oder 5 auf, danach bleibt die Tiefe der Rinnen nahezu konstant.

Die physikalischen Grundannahmen, wie in Kapitel 4.5 erweisen sich also als geeignet im deterministischen numerischen Simulationsmodell die Entstehung subglazialer Rinnen in verschiedensten Gesteinen zu beschreiben. Obwohl viele denkbare, komplexere Wechselwirkungen (Erosion auch im Eis, Schmelzprozesse, thermische Wechselwirkungen, hydrothermal Einflüsse, chemische Einflüsse, Gefrieren des Wassers in der Rinne) nicht berücksichtigt werden ist eine sehr gute qualitative und quantitative Übereinstimmung mit in-situ Beobachtungen (siehe Kapitel 4.3) erzielt worden. Gleichzeitig konnten Abhängigkeiten der Rinnentiefe von der fließenden Wassermenge und den gebirgsmechanischen Eigenschaften abgebildet werden. Dies bestärkt die Autoren in ihrer Ansicht, dass die wesentlichsten Einflussparameter korrekt identifiziert wurden. Die Ergebnisse der deterministischen Simulation bilden die Basis für die nachfolgenden probabilistischen Untersuchungen.

6.2 Ergebnisse der probabilistischen Simulationen

Auf Basis der Ergebnisse der deterministischen numerischen Simulation mit Flac3D 7.0, und statistischer Verteilungsfunktionen für die hydraulischen und gebirgsmechanischen Eingangsparameter (siehe Kapitel 5.3.1) wurden probabilistische numerische Simulationen mit dem Softwarepaket GoldSim durchgeführt. Weiterhin wurde auf Basis der in Kapitel 4.5 beschriebenen physikalischen Grundlagen, und gewisser, in Kapitel 5.4.2 ausgeführter zusätzlicher Annahmen ein vereinfachtes probabilistisches Modell entwickelt, was auch ohne Werteübergabe aus der deterministischen numerischen Simulation eine Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Rinnentiefe ermitteln kann. Damit konnten verschiede geologische Szenarien untersucht werden, die so im deterministischen Modell wegen des hohen Zeitaufwandes nicht explizit untersucht wurden. Es ergeben sich aus den Resultaten der Modellierung folgende Feststellungen.

- Die Eindringtiefe von Rinnen hängt entscheidend von der kritischen Scherspannung des Gesteins ab.
- Bei wenig scherfesten Gestein bspw. Sande und Kiese können Eindringtiefen nach mehreren Eiszeiten von sogar bis ca. 500 m rechnerisch bestätigt werden, wenn die freigesetzten Wassermengen pro Ereignis entsprechend kalibriert werden.
- Gestein mit deutlich kritischer Scherspannung wie Ton- und Tonstein-Lagen stellen eine effektive Barriere gegen das Eindringen von Rinnen dar. Die mögliche Eindringtiefe ist abhängig von der konkreten Art, Mächtigkeit und Tiefenlage der Barriereschicht.
- Die Änderung der Parameter von Eiszeit zu Eiszeit (zufällige Variation der Gletscherhöhe und des Einzugsgebietes) überprägt die aus früheren Eiszeiten geschaffene aufgelockerte Struktur der wiederverfüllten Rinne. Deshalb tritt es häufig auf, dass es trotz einer vorherigen Auflockerung des Untergrundes in der folgenden Eiszeit zu einer geringeren Rinnentiefe kommt. Hingegen nimmt im statistischen Mittel der Erwartungswert der Rinnentiefe anfangs zu. Bei allen Szenarien wird für den Erwartungswert nach ca. 4 5 Eiszeiten eine maximale Rinnentiefe erreicht, die sich je nach den geologischen Gegebenheiten in den verschiedenen Szenarien unterscheiden. Auch bei den deterministischen Simulationen steigt die Rinnentiefe kontinuierlich, zeigt aber eine asymptotische Annäherung an das jeweilige Maximum, da hier auch in späteren Eiszeiten noch geringfügige Erosion stattfindet. Auch hier ist dieses Maximum nach 4-5 Eiszeiten nahezu erreicht.

 Die minimale Zeitschrittweite w\u00e4hrend der Abflussereignisse hat sich als sehr sensibler Parameter herausgestellt. Deshalb wurden Konvergenzuntersuchungen durchgef\u00fchrt, um die notwendige Zeitschrittweite festzulegen.

6.3 Zusammenfassende Schlussfolgerungen aus der Kombination der Methoden

Im FoV MeMoDeck wurden in innovativer Weise komplementäre Methoden kombiniert. Zuerst ist hier die umfangreiche Kartierung der Deckgebirgshorizonte zu nennen. In Kombination mit den Ergebnissen aus Breuer et al. (2023) lässt sich bewerten, in welchen Regionen die Bildung tiefer glazialer Rinnen besonders wahrscheinlich ist, und welche geologischen Verhältnisse dort vorherrschen. Dies ermöglicht gegebenenfalls auch einen Zugang zur weiterhin offenen Frage nach den Ursachen für die Unterschiede in den beobachten Rinnentiefen, sind diese endogen, durch die geologischen Verhältnisse verursacht, oder exogen, durch die hydrologischen Verhältnisse am Standort bedingt.

Zugleich stellt die Zusammenfassung der geologischen Karten eine Basis für die deterministische numerische Modellierung an einem bestimmten Standort dar. Allerding ist hier zu prüfen, ob die vorhandene laterale Auflösung ausreichend ist.

Weit über die sonstigen in der Literatur vorzufindenden Studien hinausgehend, werden im FoV MeMoDeck komplementäre Verfahren kombiniert, mit dem Ziel eine Prognose für wahrscheinliche Rinnentiefen bis weit in die Zukunft abzugeben.

Auf Basis deterministischer numerischer Simulationen für verschiedene plausible geologische und hydrologische Situationen konnten systematisiert Werte für die Rinnentiefe ermittelt werden.

Diese dienten dann als Basis für probabilistische numerische Simulationen, welche für einen Zeitraum bis 1 Mio. Jahre und einen weiten Bereich möglicher geologischer und hydrologischer Situationen die entsprechende Rinnentiefe berechnen konnten. Aus der hohen Zahl möglicher Realisierungen (10.000) konnten Prognosen zur Wahrscheinlichkeit des Auftretens konkreter Rinnentiefen gemacht werden.

6.4 Empfehlungen für Endlagertiefen in Abhängigkeit des den EWG überlagernden Bereiches

Aus den Ergebnissen der Kombination deterministischer und probabilistischer Simulationsmethoden konnten die wahrscheinlichsten Eindringtiefen für subglaziale Rinnen in verschiedenen geologischen Szenarien ermittelt werden. Anhand dieser Erkenntnisse können folgende Empfehlungen für die Tiefe eines zukünftigen Endlagers, und die geologische Situation am Standort gegeben werden.

 Im Bereich von vollständiger Lockergesteinsüberdeckung sollte der EWG Tiefen größer 500 m – besser größer 600 m aufweisen, um seine Integrität sicherzustellen.

- Dies gilt besonders dann, wenn sich über dem EWG oder im direkten Umfeld aufgefüllte glaziale Rinnen befinden.
- Eine Barriere aus Tonstein oder Sandstein oberhalb des EWG mit einer Mächtigkeit von mindestens 100 m sicherer 200 m sollte das Eindringen von Rinnen verhindern.

Mit den hier vorgestellten Methoden kann standortabhängig das Risiko von durch glaziale Erosion verursachte Rinnenerosion beurteilt werden. Eine Beurteilung anhand des vereinfachten probabilistischen Modells ermöglicht eine Abschätzung der wahrscheinlichsten Rinnentiefe bei bekannter Geologie am Standort mit reduziertem Aufwand. Treten dabei lateral inhomogene geologische Verhältnisse auf, ist dringend zu empfehlen die hier vorgestellte Kombination aus deterministischer und probabilistischer Simulation anzuwenden. Hierbei erlaubt die deterministische Simulation exakt auf die geologischen Inhomogenitäten einzugehen. Die probabilistische Simulation ist dabei stets notwendig, um den Ungewissheiten in den zu erwartenden Schmelzwassermengen Rechnung zu tragen.

6.5 Weiterer Forschungsbedarf

Im Ergebnis der durchgeführten Arbeiten lassen sich verschiedene offene Fragestellungen erkennen, die im FoV MeMoDeck nicht bearbeitet werden konnten, den Stand der Wissenschaft und Forschung zum Thema glazialer Erosion aber weiterentwickeln würden. Im Einzelnen zu nennen sind:

- Deterministische Modellierung an rezenten Beispielen, um das Prozessverständnis weiter zu schärfen, und Aussagen bezüglich des Einflusses nachrangiger Einflussgrößen treffen zu können. Eichung des Modells an in-situ messbaren Größen.
- Vergleich der Daten in-situ beobachteter Rinnentiefe und der lokalen geologischen Situation über einen breiten Satz von Rinnen, Einschätzung, ob die Geologie zur Erklärung hoher Rinnentiefen als wichtigstes Kriterium anzusehen ist.
- Vertiefung des Kenntnisstandes zum Abschmelzen der kontinentalen Eisschilde, und der tatsächlich auftretenden Schmelzwassermengen und -transportpfade.
- Berücksichtigung des Schmelzwassertransportes in Aquiferen, und gekoppelte Rechnungen, die Transport in Aquiferen und Rinnen zulassen.
- Bewertung des Beitrages innerer Erosion auf die Rinnenentstehung in Kopplung mit Aquifertransport.
- Berücksichtigung thermischer und chemischer Anomalien im Untergrund, und Modellierung deren Einfluss auf die Rinnenentstehung.
7 Literaturverzeichnis

Aber, J.S., Ber, A., 2007. Glaciotectonism. Elsevier, Amsterdam, p. 256.

- Al Hseinat, M., Hübscher, C., 2014. Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution instances from the southwestern Baltic Sea. Quat. Sci. Rev. 97, 121–135. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.011
- Alley, R.B., Cuffey, K.M., Zoet, L.K., 2019. Glacial erosion: status and outlook. Ann. Glaciol. 1-13.
- ANDRA, 2003. BIOCLIM [WWW Document]. URL https://www.andra.fr/mini-sites/bioclim/documentation.htm
- ANDRA, 2001. Deliverable D3: Global climatic features over the next million years and recommendation for specific situations to be considered. Agence Nationale pour la Gestion des Dechets Radioactifs (Andra).
- Archer, D., Ganopolski, A., 2005. A movable trigger: Fossil fuel CO2 and the onset of the next glaciation. Chicago/ USA; Potsdam/Deutschland.
- Atkinson, N., Andriashek, L.D., Slattery, S.R., 2013. Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada. Quat. Sci. Rev. 65, 53–72. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.031
- Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R., Schwab, M., 2008. Geologie von Sachsen-Anhalt. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Becker, R., Reischmann, Th., 2021. Geologie von Hessen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Bennet, M.R., Glasser, N.F., 2009. Glacial geology: Ice sheets and Landforms, 2nd ed. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. Review of Geophysics. https://agupubs.onlineli brary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RG026i004p00624
- Beuth, T., Bracke, G., Buhmann, D., Dresbach, C., Keller, S., Krone, J., Lommerzheim, A., Mönig, J., Mrugalla, S., Rübel, A., Wolf, J., 2012. Szenarienentwicklung: Methodik und Anwendung. Bericht zum Arbeitspaket 8, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben. GRS-284, 239 S., ISBN 978-3-939355-60-1, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH: Köln, 2012
- Beutler, G., Hauschke, N., Nitsch, E., Vath, U., 2005. Stratigraphie von Deutschland IV: Keuper. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 296.
- BGE, 2020a. Mindestanforderungen gemäß § 23 StandAG und geowissenschaftlichen Abwägungskriterien gemäß § 24 StandAG, Datenbericht Teil 4 von 4 - Anhang.
- BGE, 2020b. Zwischenbericht Teilgebiete gemäß § 13 StandAG. Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH, Peine.
- BGR, 2014. Verbreitung, Zusammensetzung und geologische Lagerungsverhältnisse flach lagernder Steinsalzfolgen in Deutschland (Zwischenbericht). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- BGR, 2022. Geowissenschaftliche Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:2.000.000.- Bundesanstaltfür Geowissenschaften und Rohstoffe.- WMS-Dienst (https://services.bgr.de/wms/geologie/gk2000/?REQUEST=GetCapabilities&VERSION=1.3.0&SERVICE=WMS),
- Bitinas, A., 1999. Some remarks on distribution and genesis of palaeoincisions in the East Baltic Sea. Pol. Geol. Inst. - Natl. Res. Inst. Geol. Q. 43, 183–188.
- Boulton, G.S., 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glaciomarine facies architecture. Dowdeswell, J. A.; Scourse, J. D., London, pp. 15–52.
- Boulton, G.S., Caban, P.E., Van Gijssel, K., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part I Large scale patterns. Quat. Sci. Rev. 14, 545–562. https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00039-R
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007a. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part 1—glaciological observations. Quat. Sci. Rev. 26, 1067–1090. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.007
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007b. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: part II—theory and simulation of a modern system. Quat. Sci. Rev. 26, 1091–1105. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.006
- Boulton, G.S., Payne, A., 1992a. Reconstructing past and predicting future regional components of global change: the case of glaciation in Europe. Koide, H., Tokyo, pp. 51–134.

- Boulton, G.S., Payne, A., 1992b. Simulation of the European ice sheet through the last glacial cycle and prediction of future glaciations (TR 93-14). Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Breuer S., Bebiolka, A., Noack V., Lang J. 2023, Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eine Endlagers Abschlussbericht, Hannover und Berlin.
- Bruns, J., Boetticher, L., Doose, H., Cottrell, M., Wolff, P., Günter, R.-M., Popp, T., Salzer, K., 2011. Glazigene Beeinflussung von Wirtsgesteinstypen Ton und Salz und deren Ein-flüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers (Abschlussbericht). Celle.
- Carl, A., Faustmann, H., Jockel, A., Neubert, J., Pfeifer, S., Abraham, T., Baumann, A., Gabriel, A., Kahnt, R., Schlegel, M., Wenderholm, S., Friedel, M., Herbst, M., Keese, H., Konietzky, H., Morgenstern, A., Morgenstern, R., Nagel, T., Silbermann, C.B., Tiedtke, F., Bilke, L., Görke, U.-J., Kolditz, O., Rink, K., Trabitzsch, R., Wang, W., Weiß, H., 2021. Auswirkungen sich ändernder Randbedingungen auf die Entwicklung hydrogeologischer Systeme: Numerische Langzeitmodellierung unter Berücksichtigung thermisch-hydraulisch-mechanisch(-chemisch) gekoppelter Effekte (AREHS).
- Clayton, L., Attig, J.W., Mickelson, D.M., 1999. Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. Mickelson, D. M. Attig, J. W., pp. 69–82. https://doi.org/10.1130/0-8137-2337-X.69
- Cutler, P.M., Colgan, P.M., Mickelson, D.M., 2002. Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. Quat. Int., The role of outburst floods and glcial meltwater in subglacial and proglacial landform genesis 90, 23–40. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00090-8
- Delisle, G., Grassmann, S., Cramer, B., Messner, J., Winsemann, J., 2007. Estimating episodic permafrost development in northern Germany during the Pleistocene. Oxford (Blackwell). https://doi.org/10.1002/9781444304435.ch8
- El Niño-Southern Oscillation, 2024. https://www.climate.gov/enso.
- Elias, S.A., 2007. Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Amsterdam.
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M., Simon, T., 2011. The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). E G Quat. Sci. J. 60, 306–328. https://doi.org/10.3285/eg.60.2-3.07
- Evans, D.J.A., Newton, M., Roberts, D.H., Stokes, C.R., 2023. Characteristics and formation of bedrock mega-grooves (BMGs) in glaciated terrain: 2 – conceptual models of BMG initiation. Geomorphology 427, 108620. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108620
- Fagherazzi, S., Baticci, L., Brandon, C.M., Rulli, M.C., 2021. Bedrock erosion in subglacial channels. PLOS ONE 16, 24. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0253768
- Feldmann, L., 2002. Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. Inst. für Geologie und Paläontologie, Clausthal-Zellerfeld.
- Fischer, U. H., Bebiolka, A., Brandefelt, J., Follin, S., Hirschorn, S., Jensen, M., Keller, S., Kennell, L., Naslund, J.-O., Normani, S., 2015. Radioactive Waste Under Conditions of Future Ice Ages. in Haeberli, W. & Whiteman, C., Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Amsterdam, pp. 345–393. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394849-6.00011-1
- Forsstrom, L., 1999. Future glaciation in Fennoscandia. Oulu/Helsinki.
- Fountain, A., 2011. Temperate Glaciers. Singh, V.P., Singh, P. & Haritashya, U.K., Dordrecht, p. 1145.
- Franke, D., 2020. Geologie von Ostdeutschland (Sachsen, Thüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern) - Ein Kompendium. [WWW Document]. URL http://www.regionalgeologie-ost.de
- Geowissenschaften, L. der, 2023. Temperierte Gletscher [WWW Document]. URL https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/temperierte-gletscher/16411 (accessed 11.3.23).
- Geyer, M., Nitsch, E., Simon, T., 2023. Geologie von Baden-Württemberg, 6. neu bearbeitete Aufl. ed. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Geyer, O.F., Gwinner, M.P., Geyer, M., Nitsch, E., Simon, T., 2011. Geologie von Baden-Württemberg [WWW Document]. URL https://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510652679/Geologie von Baden Wurttemberg (accessed 1.29.24).
- Goehring, B.M., Schaefer, J.M., Schlüchter, C., Lifton, N.A., Finkel, R.C., Jull, A.J.T., Akçar, N., Alley, R.B., 2011. The Rhone Glacier was smaller than today for most of the Holocene. Bennett, M. R. & Glasser, N. F., p. 400.

- Grabert, H., 1998. Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Grassmann, S., Cramera, B., Delislea, G., Hantschel, T., Messner, J., Winsemann, J., 2009. pT-effects of Pleistocene glacial periods on permafrost, gas hydrate stability zones and reservoir of the Mittelplate oil field, northern Germany. Hannover.
- Grimm, K.I., 2011. Stratigraphie von Deutschland IX Tertiär, Teil1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. Deutsche Stratigraphische Kommission, Hannover, p. 461.
- Gupta, S., Collier, J.S., Palmer-Felgate, A., Potter, G., 2007. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. Nature 448, 342–345. https://doi.org/10.1038/nature06018
- Hagdorn, H., Nitsch, E., 2015. Lettenkohle, Lettenkeuper, Unterkeuper -- Vom Gesteinsnamen zum stratigraphischen Begriff. Hagdorn H., Schoch R. & Schweigert G., Stuttgart, pp. 17–23.
- Hagdorn, H., Simon, T., 2020. Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. Deutsche Stratigraphische Kommission, Hannover, p. 1256.
- Hanson, G.J., Simon, A., 2001. Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of the midwestern USA. Hydrol. Process. 15, 23–38. https://doi.org/10.1002/hyp.149
- Harbor, J.M., Hallet, B., Raymond, C.F., 1988. A numerical model of landform development by glacial erosion. Nature 333, 347–349. https://doi.org/10.1038/333347a0
- Haywood, A. M., Ridgwell, A., Lunt, D. J., Hill, D. J., Pound, M. J., Dowsett, H. J., Dolan, A. M.,
 Francis, J. E., Williams, M., 2011 Are there pre-Quaternary geological analogues for a future greenhouse warming? Phil. Trans. R. Soc. A.369,933–956, http://doi.org/10.1098/rsta.2010.0317
- Hiss, M., Mutterlose, J., 2000. Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Deutsche Stratigraphische Kommission; Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a. M., p. 207.
- Hiss, M., Niebuhr, B., Teipel, U., 2018. Die Kreide in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016 / The Cretaceous System in the Stratigraphic Table of Germany 2016. Z. Dtsch. Ges. Für Geowiss. 169, 247–266. https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0149
- Hooke, R.LeB., Jennings, C.E., 2006. On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. Quat. Sci. Rev. 25, 1364–1372. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.018
- Hörz, M., Zajonz, M., n.d. Daten zum Klimawandel im Überblick [WWW Document]. ZDFheute-KlimaRadar. URL https://www.zdf.de/nachrichten/politik/klimawandel-deutschland-welt-folgen-daten-100.html
- Hubberten, H.-W., 2009. Das Internationale Polarjahr 2007/2008 Permafrost und der globale Klimawandel. Polarforschung 78, 129–132.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas 45, 1–45. https://doi.org/10.1111/bor.12142
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000a. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. Quat. Sci. Rev. 19, 1233–1253. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00103-1
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000b. Large-scale glaciotectonic thrust structures in the eastern Danish North Sea. Maltman, A. J., Hubbard, B. & Hambrey, M. J., London, pp. 293–305.
- Jalili Kashtiban, Y., Saeidi, A., Farinas, M.-I., Quirion, M., 2021. A Review on Existing Methods to Assess Hydraulic Erodibility Downstream of Dam Spillways. Water 13, 3205. https://doi.org/10.3390/w13223205
- Janszen, A., 2012. Tunnel valleys: genetic models, sedimentary infill and 3D architecture (PhD thesis). Delft Univ. Technol. 220.
- Janszen, A., Moreau, J., Moscariello, A., Ehlers, J., Kröger, J., 2013. Time-transgressive tunnel-valley infill revealed by a three-dimensional sedimentary model, Hamburg, north-west Germany. Sedimentology 60, 693–719. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01357.x
- Janszen, A., Spaak, M., Moscariello, A., 2012. Effects of the substratum on the formation of glacial tunnel valleys: an example from the Middle Pleistocene of the southern North Sea Basin. Boreas 41, 629–643.
- Jaquet, O., Siegel, P., 2006. Regional groundwater flow model for a glaciation scenario Simpevarp subarea - version 12 (No. 1402–3091). Sweden.
- Jerz, H., 1993. Das Eiszeitalter in Bayern, Band 2. ed. Geologie von Bayern, Stuttgart (Schweizerbart).

- Jobmann, M., Bebiolka, A., Burlaka, V., Herold, P., Jahn, S., Lommerzheim, A., Maßmann, J., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A., Stark, L., Ziefle, G., 2017. Safety assessment methodology for a German high-level waste repository in clay formations. J. Rock Mech. Geotech. Eng. 9, 856–876. https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2017.05.007
- Jones, C.G., Willén, U., Ullerstig, A., Hansson, U., 2004. The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model Part 1: Model Climatology and Performance for the Present Climate over Europe [WWW Document]. AMBIO J. Hum. Environ. 334 199-210. https://doi.org/10.1579/0044-7447-33.4.199
- Joon, B., Laban, C., van der Meer, J.J.M., 1990. The Saalian glaciation in the Dutch part of the Netherlands. Geol. En Mijnb. 69, 151–158.
- Jørgensen, F., Møller, R.R., Sandersen, P.B.E., Nebel, L., 2010. 3-D geological modelling of the Egebjerg area, Denmark, based on hydrogeophysical data. GEUS Bull. 20, 27–30. https://doi.org/10.34194/geusb.v20.4892
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. Quat. Sci. Rev. 25, 1339–1363. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.006
- Kahnt, R., Konietzky, H., Nagel, T., Kolditz, O., Jockel, A., Silbermann, C.B., Tiedke, F., Meisel, T., Rink, K., Wang, W., Zill, F., Carl, A., Gabriel, A.D., Schlegel, M., Abraham, T., 2021. AREHS: effects of changing boundary conditions on the development of hydrogeological systems: numerical long-term modelling considering thermal–hydraulic–mechanical(–chemical) coupled effects. Saf Nucl Waste Dispos. 1, 175–177. https://doi.org/10.5194/sand-1-175-2021
- Katzung, G., Müller, U., 2004. Quartär. Katzung, G., Stuttgart, pp. 221–362.
- Kehew, A.E., Piotrowski, J.A., Jørgensen, F., 2022. Tunnel valleys: concepts and controversies a review. Kirkham, J. D., Hogan, K. A., Larter, R. D., Arnold, N. S., Ely, J. C., Clark, C. D., Self, E., Games, K., Huuse, M., Stewart, M. A., Ottesen & D., Dowdeswell, J. A. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107680
- Keller, S., 2009. Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland, Technical report. Hannover.
- Kirkham, J.D., Hogan, K.A., Larter, R.D., Arnold, N.S., Ely, J.C., Clark, C.D., Self, E., Games, K., Huuse, M., Stewart, M.A., Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., 2024. Tunnel valley formation beneath deglaciating mid-latitude ice sheets: Observations and modelling. Quat. Sci. Rev. 323, 107680. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107680
- Kirkham, J.D., Hogan, K.A., Larter, R.D., Self, E., Games, K., Huuse, M., Stewart, M.A., Ottesen, D., Arnold, N.S., Dowdeswell, J.A., 2021. Tunnel valley infill and genesis revealed by high-resolution 3-D seismic data. Geology 49, 1516–1520. https://doi.org/10.1130/G49048.1
- Kjellström, E., Brandefelt, J., Näslund, J.O., Smith, B., Strandberg, G., Voelker, A.H.L., Wohlfarth, B., 2010. Simulated climate conditions in Europe during the Marine Isotope Stage 3 stadial. Boreas 39, 436–456. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00143.x
- Kjellström, E., Strandberg, G., Brandefelt, J., Näslund, J.-O., Smith, B., Wohlfarth, B., 2009. Technical Report TR-09-04 - Climate conditions in Sweden in a 100, 000-year time perspective, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm.
- Klinge, H., Boehme, J., Grissemann, C., Houben, G., Ludwig, R.-R., Rübel, A., Schelkes, K., Schildknecht, F., Suckow, A.-, 2007. Projekt Gorleben, Standortbeschreibung Gorleben. Teil 1: Die Hydrogeologie des Deckgebirges des Salzstocks Gorleben. Geologisches Jahrbuch C71, Hannover.
- Konsortium, D.K., 2021. Was wir heute übers Klima wissen Basisfakten zum Klimawandel, die in der Wissenschaft unumstritten sind.
- Kösters, E., Vogel, P., Schelkes, K., 2000. 2D-Modellierung der paläohydrogeologischen Entwicklung des Grundwassersystems im Elberaum zwischen Burg und Boitzenburg. 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 Surf. Process. Landf. 38, 546–559. https://doi.org/10.1002/esp.1668

- Krohn, C.F., Larsen, N.K., Kronborg, C., Nielsen, O.L.E.B., Knudsen, K., 2009. Litho- and chronostratigraphy of the Late Weichselian in Vendsyssel, northern Denmark, with special emphasis on tunnel-valley infill in relation to a receding ice margin. Boreas 38, 811–833. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00104.x
- Lang, J., Hampel, A., Brandes, C., Winsemann, J., 2014. Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes. Quat. Sci. Rev. 101, 217–233. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.07.022
- Lehnigk, K.E., Larsen, I.J., 2022. Pleistocene Megaflood Discharge in Grand Coulee, Channeled Scabland, USA. J. Geophys. Res. Earth Surf. 127, e2021JF006135. https://doi.org/10.1029/2021JF006135
- Lelandais, T., Mourgues, R., Ravier, É., Pochat, S., Strzerzynski, P., Bourgeois, O., 2016. Experimental modeling of pressurized subglacial water flow: Implications for tunnel valley formation. J. Geophys. Res. Earth Surf. 121, 2022–2041. https://doi.org/10.1002/2016JF003957
- Lelandais, T., Ravier, É., Pochat, S., Bourgeois, O., Clark, C., Mourgues, R., Strzerzynski, P., 2018. Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the life cycle of transitory ice streams. The Cryosphere 12, 2759–2772. https://doi.org/10.5194/tc-12-2759-2018
- Lepper, J., Röhling, H.J., 2013. Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Deutsche Stratigraphische Kommission, Hannover, p. 657.
- Lippstreu, L., Hermsdorf, N., Sonntag, A., Strahl, J., 2015. Pleistozän. Stackebrandt, W. & Franke, D., Stuttgart, pp. 333–418.
- Lommerzheim, A., Bebiolka, A., Jahn, S., Jobmann, M., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A., Stark, L., 2015. Projekt ANSICHT - Szenarienentwicklung für das Endlagerstandortmodell NORD - Methodik und Anwendung-.
- 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, 225–235.
- Lützner, H., Kowalczyk, G., 2012. Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend der variscischen Innenbecken. Deutsche Stratigraphische Kommission, Hannover, p. 882.
- Mahalder, B., Schwartz, J.S., Palomino, A.M., Zirkle, J., 2018. Estimating Erodibility Parameters for Streambanks with Cohesive Soils Using the Mini Jet Test Device: A Comparison of Field and Computational Methods. Water 10, 304. https://doi.org/10.3390/w10030304
- Mallet, J.L., 1992. GOCAD a computer aided design program for geological applications. Turner, A. K., pp. 123–141.
- Mangerud, J., Astakhov, V., Jakobsson, M., Svendsen, J.I., 2001. Huge Ice-age lakes in Russia. J. Quat. Sci. 16, 773–777. https://doi.org/10.1002/jqs.661
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.-P., Möller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.I., 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. Quat. Sci. Rev., Quaternary Environments of the Eurasian North (QUEEN) 23, 1313–1332. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009
- McEvoy, F.M., Schofield, D.I., Shaw, R.P., Norris, S., 2016. Tectonic and climatic considerations for deep geological disposal of radioactive waste: A UK perspective. Sci. Total Environ. 571, 507– 521. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.018
- Meschede, M., 2018. Geologie Deutschlands. Ein prozessorientierter Ansatz, 2. Aufl. ed. Springer Spektrum Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-45298-1
- Milankovic, M., 1998. Canon of Insolation and the Ice-Age Problem, 1st reprin. ed. Zavod za udžbenike i nastavna sredstva, Belgrad.
- Mönnig, E., Franz, M., Schweigert, G., 2018. Der Jura in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2016) / The Stratigraphic Chart of Germany (STD 2016): Jurassic. Z Dt Ges Geowiss 169, 225–246.
- MPI, 2018. Klimawandel #kurzerklärt 2. Bewegung der Erde um die Sonne oder Milankovic Zyklen. Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie und Universität Bremen
- Mrugalla, S., 2020. Geologische und klimatische Langzeitentwicklung mit Relevanz für die Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle in Deutschland. Hannover.

- Mrugalla, S., 2014. Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland ohne Endlagereinfluss. Projekt AnSichT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (Ergebnisbericht). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Mrugalla, S., 2011. Geowissenschaftliche Langzeitprognose Bericht zum Arbeitspaket 2, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben (GRS275). Gesellschaft für Anlagen und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Köln.
- Müller, U., Obst, K., 2008. Junge halokinetische Bewegungen im Bereich der Salzkissen Schlieven und Marnitz in Südwest-Mecklenburg. Brand. Geowiss Betr 15 (2008), 147–154.
- Ng, F., 1998. Mathematical modelling of subglacial drainage and erosion. [PhD thesis]. University of Oxford.
- Ng, F., Liu, S., 2009. Temporal dynamics of a jökulhlaup system. J. Glaciol. 55, 651–665. https://doi.org/10.3189/002214309789470897
- Ng, F.S.L., 2000. Canals under sediment-based ice sheets. Ann. Glaciol. 30, 146–152. https://doi.org/10.3189/172756400781820633
- Nye, J.F., 1976. Water Flow in Glaciers: Jökulhlaups, Tunnels and Veins. J. Glaciol. 17, 181–207. https://doi.org/10.3189/S002214300001354X
- Paeger, J., 2019. Die Klimageschichte der Erde [WWW Document]. Ökosyst. Erde. URL https://www.oekosystem-erde.de/html/klimageschichte.html
- Pantle, C., 2022. In der Klima-Achterbahn [WWW Document]. G-Gesch. URL https://www.g-ge schichte.de/fruehgeschichte/klima-achterbahn/
- Passchier, S., Laban, C., Mesdag, C., Rijskijk, K.F., 2010. Subglacial bed conditions during Late Pleistocene glaciations and their impact on ice dynamics in the southern North Sea. Boreas 39, 633– 647.
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L., Stroeven, A.P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., Hall, A.M., 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. Quat. Sci. Rev. 169, 148–172. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019
- Paul, J., H., H., 2020. Stratigraphie von Deutschland XII Zechstein. Deutsche Stratigraphische Kommission, Stuttgart, p. 2020.
- Paul, J., Puff, P., 2013. Das Klima des Buntsandstein. Deutsche Stratigraphische Kommission, Stuttgart, pp. 213–222.
- Piotrowski, J.A., 2007. Groundwater under ice sheets and glaciers. Knight, P. G.
- Piotrowski, J.A., 1997. Subglacial hydrology in north-western germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. Quat. Sci. Rev. 16, 169–185. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00046-7
- Piotrowski, J.A., 1994. Tunnel-valley formation in northwest Germany—geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. Sediment. Geol. 89, 107– 141. https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90086-8
- 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 18, 737–751.
- Plein, E., 1995. Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend-Monographie Teil II. Deutsche Stratigraphische Kommission, Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a. M., p. 193.
- Poblotzki, B. v., 2002. Stratigraphie des Quartärs und quartäre Bewegungen an Salzstrukturen in der nördlichen Altmark. Hallesches Jahrb. Geowiss. B24, 57–83.
- R. Daly, E., A. Fox, G., B. Miller, R., T. Al-Madhhachi, A.-S., 2013. A Scour Depth Approach for Deriving Erodibility Parameters from Jet Erosion Tests. Trans. ASABE 56, 1343–1351. https://doi.org/10.13031/trans.56.10350
- Räisänen, J, Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L., Jones, C., Meier, H., Samuelsson, P., Willén, U., 2003. GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere-Baltic Sea regional climate model RCAO. Norrköping, Schweden.
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, H.E.M., Samuelsson, P., Willén, U., 2003. European climate in the late twenty-first century: regional simulations

with two driving global models and two forcing scenarios [WWW Document]. Clim. Dyn. 22. https://doi.org/10.1007/s00382-003-0365-x

- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S., Portier, E., 2015. Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 418, 359–376. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.003
- Reinhardt, S., Bebiolka, A.C., Weitkamp, A., 2017. Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland. BGR Abschlussbericht 152.
- Rummukainen, M., Räisänen, J., Bringfelt, B., Ullerstig, A., Omstedt, A., Willén, U., Hansson, U., Jones, C., 2001. A regional climate model for northern Europe: model description and results from the downscaling of two GCM control simulations [WWW Document]. Clim. Dyn. 17. https://doi.org/10.1007/s003820000109
- Rummukainen, M., Räisänen, J., Ullerstig, A., Bringfelt, B., Hansson, U., Graham, P., Willén, U., 1998. RCA - Rossby Centre regional Atmospheric climate model: model description and results from the first multi-year simulation, Smhi. Norrköping, Schweden.
- Rumpel, H.-M., Binot, F., Gabriel, G., Siemon, B., Steuer, A., Wiederhold, H., 2009. The benefit of geophysical data for hydrogeological 3D modelling; an example us-ing the Cuxhaven buried valley. Z Dt Ges Geowiss 160, 259–269.
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., 2012. Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. Huuse, M., Refern, J., Le Heron, D. P., Dixon, R. J., Moscariello, A. & Craig, A., London, pp. 145–157.
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H., Auken, E., 2009. Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. Boreas 38, 834–851.
- Schneider, H., Jung, D., 1991. Saarland. Sammlung geologischer Führer, Bd. 84. Geb. Bornträger, Stuttgart.
- Schulz, R., 2002. Forschungsbohrungen des GGA-Instituts. Zeitschr F Angew Geol 48, 3-8.
- Seidel, G. (Hrsg.), 2003. Geologie von Thüringen. E. Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Shoemaker, E.M., 1986. Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. J. Glaciol. 32, 20–30.
- Sirocko, F., Reicherter, K., Lehne, R., Hübscher, C., Winsemann, J., Stackebrandt, W., 2008. Glaciation, salt and the present landscape. Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S., pp. 233–245.
- Spektrum, 2022. Milankovic-Zyklen [WWW Document]. Spektrum Lex. Phys. URL https://www.spektrum.de/lexikon/physik/milankovic-zyklen/9776
- Stackebrandt, W., 2009. Subglacial channels of Northern Germany a brief review. Z Dt Ges Geowiss 160, 203–210.
- Stackebrandt, W., Franke, D., 2015. Geologie von Brandenburg. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Stackebrandt, W., Ludwig, A.O., Ostaficzuk, S., 2001. Die Basis quartärer Ablagerungen der Ostseesenke und benachbarter Gebiete (Karte 2).
- StandAG (2023): Standortauswahlgesetz vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 8 des Gesetzes vom 22. März 2023 (BGBl. 2023 I Nr. 88) geändert worden ist.
- Standke, G., Suhr, P., 2008. Tertiär. Pälchen, W. & Walter, H., Stuttgart, pp. 358–418.
- Stark, L., 2014. Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland ohne Endlagereinfluss (AnSicht). Hannover.
- Steingötter, K., 2005. Geologie von Rheinland-Pfalz. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Stewart, M.A., Lonergan, L., Hampson, G., 2013. 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. Quat. Sci. Rev. 72, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.03.016
- Taki, K., 2000. Critical shear stress for cohesive sediment transport, in: McAnally, W.H., Mehta, A.J. (Eds.), Proceedings in Marine Science, Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes. Elsevier, pp. 53–61. https://doi.org/10.1016/S1568-2692(00)80112-6
- TerraX, 2019. Die Temperaturkurve der Erde. ZDF, Terra X, Deutschland.

- Texier, D., Degnan, P., Loutre, M.F., Paillard, D., Thorne, M., 2003. Modelling BIOsphere systems under CLIMate change for radioactive waste disposal, in: Proceedings of the International High-Level Waste Management Conference March30–April 2, 2003, Las Vegas, USA. Las Vegas, USA.
- UBA, 2014. Zu erwartende Klimaänderungen bis 2100 [WWW Document]. Umweltbundesamt. URL https://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/klimawandel/zu-erwartende-klimaa-enderungen-bis-2100
- USAP, 2023. United States Antarctic Program [WWW Document]. URL usap.gov
- Weitkamp, A. & Bebiolka, A. C. 2017: Subglaziale Rinnen Darstellung und Bewertung des Kenntnisstandes - Abschlussbericht. Bundesanstalt f
 ür Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
- Williams, S.W.Jr., Ferrigno, J.G., 2012. Glaciers. United States Geological Survey, Washington D. C., pp. A69–A312.
- Winsemann, J., Lang, J., 2020. Flooding Northern Germany: Impacts and Magnitudes of Middle Pleistocene Glacial Lake-Outburst Floods, in: Herget, J., Fontana, A. (Eds.), Palaeohydrology: Traces, Tracks and Trails of Extreme Events, Geography of the Physical Environment. Springer International Publishing, Cham, pp. 29–47. https://doi.org/10.1007/978-3-030-23315-0_2
- Wolf, L., Alexowsky, W., 2008. Quartär. Pälchen, W. & Walter, H., Stuttgart, pp. 419-471.
- Wolfgramm, M., Seibt, A., 2008. Zusammensetzung von Tiefenwässern in Deutschland und ihre Relevanz für geothermische Anlagen. Karlsruhe, pp. 503–516.
- Woo, M.-K., 2012. Permafrost Hydrology. Springer, Berlin. http://doi.org/10.1007/978-3-642-23462-0
- Wurm, A., 1961. Geologie von Bayern, I., 2., völlig neu bearb. Aufl. ed. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- ZAMG, 2022. 1 Mio. Jahre [WWW Document]. Zentralanstalt Für Meteorol. Geodyn. Österr. URL https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimavergangen heit/palaeoklima/1-mio.-jahre