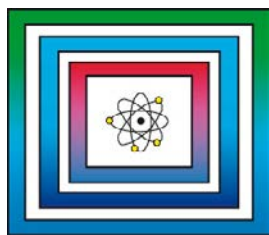


# Standortauswahl

9S2018060000

Geologische und klimatische  
Langzeitentwicklung mit  
Relevanz für die Endlagerung  
wärmeentwickelnder Abfälle in  
Deutschland



Ergebnisbericht

Hannover, August 2020

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND  
ROHSTOFFE HANNOVER

Standortauswahl

Grundlagenentwicklung für repräsentative vorläufige  
Sicherheitsuntersuchungen und zur sicherheitsgerichteten  
Abwägung von Teilgebieten mit besonders günstigen geologischen  
Voraussetzungen für die sichere Endlagerung wärmeentwickelnder  
radioaktiver Abfälle (RESUS)

Geologische und klimatische Langzeitentwicklung mit Relevanz für  
die Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle in Deutschland

Ergebnisbericht

Autorin:	Sabine Mrugalla
Auftraggeber:	Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE)
Auftragsnummer:	9S2018060000
Datum:	31.08.2020
Geschäftszeichen:	B3.4/B50161-12/2020-0001/001
Gesamtblattzahl:	92

Im Auftrag:

gez. G. Enste

Direktor und Professor G. Enste  
Abteilungsleitung B 3 und Projektleitung Endlagerung

	Seite
Verkürzte Zusammenfassung .....	5
1 Einleitung .....	6
2 Inhalt und Zielsetzung .....	7
3 Berücksichtigung von Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen bei der Prognose geologischer Prozesse .....	8
4 Klima .....	13
4.1 Globale Klimaveränderungen .....	13
4.1.1 Einflüsse der Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen) .....	14
4.1.2 Änderungen der primären Sonneneinstrahlung .....	15
4.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift und Änderung der Meeresströmungen) .....	16
4.1.4 Änderungen in der Atmosphäre durch Gebirgsbildung und Vulkanismus .....	17
4.1.5 Einflüsse atmosphärischer Parameter .....	18
4.2 Paläoklima in Deutschland .....	20
4.3 Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung in Deutschland .....	22
4.4 Ungewissheiten bei der Ableitung des zukünftigen Klimas .....	22
5 Kaltzeitliche Entwicklungen .....	23
5.1 Permafrost .....	24
5.1.1 Zukünftige Entwicklung des Permafrosts .....	26
5.1.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	26
5.1.3 Ungewissheiten .....	27
5.2 Inland- oder Vorlandvereisung .....	27
5.2.1 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	31
5.2.2 Ungewissheiten .....	33
5.3 Glazigene Rinnen .....	33
5.3.1 Zukünftige Entwicklung von glazigenen Rinnen .....	37
5.3.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	38
5.3.3 Ungewissheiten .....	38
5.4 Isostatische Bewegungen der Lithosphäre .....	39
5.4.1 Zukünftige Entwicklung .....	41
5.4.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	41
5.4.3 Ungewissheiten .....	42
6 Zu betrachtende geologische Prozesse in Deutschland .....	42
6.1 Vertikale Bewegungen der Lithosphäre .....	43
6.1.1 Zukünftige Entwicklung .....	43
6.1.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	44

	Seite
6.1.3 Ungewissheiten .....	44
6.2 Transgression oder Regression .....	45
6.2.1 Zukünftige Entwicklung .....	46
6.2.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	48
6.2.3 Ungewissheiten .....	49
6.3 Tektonische Entwicklungen .....	49
6.4 Terrestrischer Wärmestrom .....	52
6.4.1 Zukünftige Entwicklung .....	52
6.4.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	52
6.4.3 Ungewissheiten .....	53
6.5 Erdbeben .....	53
6.5.1 Zukünftige Entwicklung .....	56
6.5.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	56
6.5.3 Ungewissheiten .....	57
6.6 Erosion .....	57
6.6.1 Zukünftige Entwicklung .....	58
6.6.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	59
6.6.3 Ungewissheiten .....	59
6.7 Sedimentation .....	59
6.7.1 Zukünftige Entwicklung .....	60
6.7.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	61
6.7.3 Ungewissheiten .....	62
6.8 Diagenese .....	62
6.8.1 Zukünftige Entwicklung .....	64
6.8.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	64
6.8.3 Ungewissheiten .....	64
6.9 Diapirismus/Halokinese .....	64
6.9.1 Zukünftige Entwicklung .....	66
6.9.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	66
6.9.3 Ungewissheiten .....	67
6.10 Subrosion .....	67
6.10.1 Zukünftige Entwicklung .....	68
6.10.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	69
6.10.3 Ungewissheiten .....	69
6.11 Grundwasserströmung .....	70
6.11.1 Zukünftige Entwicklung .....	72
6.11.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	72

Seite

6.11.3	Ungewissheiten .....	73
6.12	Hydrochemische Verhältnisse .....	74
6.12.1	Zukünftige Entwicklung .....	75
6.12.2	Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine .....	75
6.12.3	Ungewissheiten .....	76
7	Auszuschließende geologische Prozesse .....	76
	Literaturverzeichnis .....	78
	Abkürzungsverzeichnis .....	90
	Tabellenverzeichnis .....	91
	Abbildungsverzeichnis .....	92

---

## Verkürzte Zusammenfassung

Autorin:	Sabine Mrugalla
Titel:	Geologische und klimatische Langzeitentwicklung mit Relevanz für die Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle in Deutschland
Schlagwörter:	Geologie, Hydrogeologie, Kaltzeit, Langzeitentwicklung, Wirtsgesteine

Die Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) hat die Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit gGmbH (GRS) mit dem Vorhaben „Grundlagenentwicklung für repräsentative vorläufige Sicherheitsuntersuchungen und zur sicherheitsgerichteten Abwägung von Teilgebieten mit besonders günstigen geologischen Voraussetzungen für die sichere Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle“ (RESUS) beauftragt. Im Rahmen dieses Vorhabens wurde das vorliegende Dokument „Geologische und klimatische Langzeitentwicklung mit Relevanz für die Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle in Deutschland“ erarbeitet. Es betrachtet die natürliche Entwicklung der Geosphäre ohne den Einfluss eines Endlagers. Die Langzeitentwicklung wird für ganz Deutschland erarbeitet und deckt den Zeitraum von einer Million Jahre in die Zukunft ab. Im Fokus stehen dabei die im StandAG genannten Wirtsgesteine Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein. In der Unterlage wird ebenfalls berücksichtigt wie sich die Anwendung von Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen nach StandAG auf die Darstellung von Prozessen und deren Ausprägung in der geologischen Langzeitprognose auswirkt.

Als steuernder externer Faktor greift das Klima in viele geologische Prozesse ein, es wird daher gesondert in einem eigenen Kapitel behandelt. Die kaltzeitlichen und geologischen Prozesse werden anschließend kurz beschrieben, ihre zukünftige Entwicklung wird aufgezeigt und die möglichen Einflüsse auf die Wirtsgesteine werden erläutert. Abschließend werden die Ungewissheiten, die in die Prognosen eingehen, benannt. Zusätzlich werden alle auszuschließenden Prozesse mit einer kurzen Begründung für den Ausschluss aufgelistet.

## 1 Einleitung

Im Vorhaben „Grundlagenentwicklung für repräsentative vorläufige Sicherheitsuntersuchungen und zur sicherheitsgerichteten Abwägung von Teilgebieten mit besonders günstigen geologischen Voraussetzungen für die sichere Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle“ (RESUS) werden im Auftrag der Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) generische Sicherheitsuntersuchungen für Endlagersysteme mit den Wirtsgesteinen Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein durchgeführt. Im Vordergrund der Betrachtungen im Vorhaben RESUS stehen dabei zentrale Aspekte zur Bewertung der Sicherheit der jeweiligen Endlagersysteme in der Nachverschlussphase, wie die Integrität der wesentlichen Barrieren des Endlagersystems sowie die Ausbreitung von Radionukliden im Endlagersystem. Die Ergebnisse von Modellberechnungen zu diesen Aspekten bilden eine Grundlage für die Signifikanzbewertung der im „Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (Standortauswahlgesetz – StandAG)“ aufgeführten geowissenschaftlichen Abwägungskriterien und ihrer möglichen Ausprägungen. Auf deren Basis werden im Vorhaben RESUS Empfehlungen für eine sicherheitsgerichtete Abwägung der Befunde zu allen geowissenschaftlichen Abwägungskriterien für die in den verschiedenen Phasen des Standortauswahlverfahrens zu betrachtenden Teilgebiete, Standortregionen oder Standorte abgeleitet.

Die lokale geologische Gesamtsituation leistet einen wesentlichen Beitrag zur Sicherheit eines Endlagersystems. Zu berücksichtigen ist neben dem heutigen Ausgangszustand auch die zukünftige Entwicklung des Systems. Zunächst erfolgt in einer geowissenschaftlichen Langzeitprognose eine Betrachtung der natürlichen Systementwicklung im Nachweiszeitraum ohne die Einflüsse eines Endlagers. Auf dieser Grundlage wird systematisch bewertet und dokumentiert, welche Prozesse und Ereignisse in den Sicherheitsuntersuchungen für das Endlagersystem zu berücksichtigen sind. Die Prozessbeschreibungen und die Ausweisung von Abhängigkeiten erfolgen meist in sog. FEP-Katalogen (FEP = features, events and processes). In der darauf basierenden Szenarienentwicklung wird die Systementwicklung mit Einfluss eines Endlagers betrachtet. Soweit erforderlich kann durch einen Vergleich der Szenarien mit der Langzeitprognose ausgewertet werden, inwieweit die Entwicklungen voneinander abweichen. Außerdem liefert die Langzeitprognose ergänzende Informationen und Erklärungen von geologischen Prozessen, die für das allgemeine Verständnis und bei der Anwendung der Standortauswahlkriterien nach StandAG (2017) hilfreich sein können.

## 2 Inhalt und Zielsetzung

Im Vorhaben RESUS werden Endlagersysteme mit den Wirtsgesteinen Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein betrachtet, die gemäß StandAG (2017) grundsätzlich für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle in Deutschland in Betracht kommen. Bei den Endlagersystemen im Steinsalz bzw. Tongestein sind das Wirtsgestein und das Barrieregestein des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs (ewG) jeweils identisch. Dagegen sind beim Wirtsgestein Kristallingestein auch Varianten mit einem ewG als Überdeckung des Wirtsgesteins oder ein wesentlich auf technischen oder geotechnischen Barrieren beruhendes Endlagersystem denkbar.

Der vorliegende Bericht beschreibt die natürliche geologische und klimatische Entwicklung für die nächsten eine Million Jahre, ohne sich auf ein Wirtsgestein oder eine Variante der Endlagersysteme zu fokussieren. Die zu betrachtenden Wirtsgesteine liegen in weiten Teilen Deutschlands vor. Die darüber hinaus gemäß StandAG zulässigen Varianten mit einem überlagernden ewG lassen vermuten, dass noch weitere Regionen zu diesen bereits infrage kommenden hinzukommen. Da strukturell sehr unterschiedliche geologische Regionen in dieser Verbreitung enthalten sind, kann die Langzeitentwicklung auch nicht für bestimmte geologische Situationen betrachtet werden. Die Beschreibung in der Unterlage deckt deshalb ganz Deutschland ab. Die Gliederung der in Deutschland zu erwartenden geologischen und klimatischen Prozesse erfolgt in diesem Dokument nicht anhand der Wahrscheinlichkeit ihres Eintretens, wie es in den Langzeitprognosen, die bisher in FuE-Vorhaben für geologische Modellsysteme oder standortbezogen erstellt wurden, der Fall war (vgl. a. Mrugalla 2011; Mrugalla 2014; Stark 2014). Grund dafür ist, dass die Prozesse innerhalb Deutschlands eine regional bedingt unterschiedliche Eintrittswahrscheinlichkeit haben.

Die vorliegende Langzeitprognose betrachtet zunächst in einem Überblick die Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen des StandAG, um aufzuzeigen, ob und in welcher Weise sie in den Prognosen berücksichtigt werden müssen. Einleitend wird im prozessbeschreibenden Teil das Klima in einem eigenen Kapitel behandelt, da es zwar mit vielen geologischen Prozessen interagiert, aber in Szenarien im Rahmen von Sicherheitsuntersuchungen nicht als Prozess behandelt wird. Es geht als Klimabild ein, das einen Verlauf oder mehrere unterschiedliche Verläufe vorgibt. Dieser Sonderrolle wird mit der Darstellung in einem separaten Kapitel Rechnung getragen. Daran anschließend werden die klimatischen und geologischen Prozesse mit Relevanz für die Endlagerung wärmeentwickelnder Abfälle erläutert. Zuerst werden die vom Klima gesteuerten kaltzeitlichen Entwicklungen und schließlich die zu betrachtenden geologischen Prozesse in Deutschland dargestellt. Die Gliederung der Prozesse orientiert sich an der Gliederung in den bereits vorliegenden FEP-Katalogen aus verschiedenen Vorhaben (Stark et al. 2016b; Stark et al. 2014b; Wolf et al. 2012b). Alle erwarteten Prozesse werden auf Grundlage der Definitionen in



den genannten FEP-Katalogen kurz charakterisiert, ihre zukünftige Entwicklung wird beschrieben, die möglichen Beeinflussungen der Barrieregesteine werden aufgezeigt und abschließend werden die Ungewissheiten bei der Prozessbewertung skizziert. Im letzten Kapitel werden die auszuschließenden Prozesse mit einer kurzen Begründung aufgelistet.

Abschließend ist anzumerken, dass die Langzeitprognose in diesem Bericht das Ziel verfolgt einen kurzen und allgemeinverständlichen Eindruck über die Vielzahl der geologischen Prozesse in Deutschland zu geben. Eine Betrachtung aller geologischer Situationen und lokaler Besonderheiten ist nicht vorgesehen. Daher wurden die Beschreibungen in den Langzeitprognosen Mrugalla (2011), Mrugalla (2014) und Stark (2014) auch nur gekürzt übernommen. Zu den jeweiligen Prozessen können diesen Unterlagen weitere Informationen und Literaturhinweise entnommen werden. Ebenso ist es im Rahmen dieses Berichts nicht möglich für alle beschriebenen Prozesse den derzeitigen Stand der z. T. kontroversen wissenschaftlichen Diskussionen im Detail wiederzugeben. Es wird allerdings in den entsprechenden Prozessen auf solche Diskussionen hingewiesen. Deren vertiefte Betrachtung und Bewertung sollte in Sicherheitsuntersuchungen mit lokalerem Bezug erfolgen.

### **3 Berücksichtigung von Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen bei der Prognose geologischer Prozesse**

Gemäß StandAG (2017) ist in allen Phasen des Standortauswahlverfahrens die Anwendung von Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen vorgesehen. Zu Beginn des Standortauswahlverfahrens kommen die in § 22 zusammengestellten Ausschlusskriterien für das gesamte Bundesgebiet zur Anwendung, die nachfolgend wiedergegeben sind<sup>1</sup>.

*(1) Ein Gebiet ist nicht als Endlagerstandort geeignet, wenn mindestens eines der Ausschlusskriterien nach Absatz 2 in diesem Gebiet erfüllt ist.*

*(2) Die Ausschlusskriterien sind:*

1. *großräumige Vertikalbewegungen*

*es ist eine großräumige geogene Hebung von im Mittel mehr als 1 mm pro Jahr über den Nachweiszeitraum von einer Million Jahren zu erwarten;*

2. *aktive Störungszonen*

---

<sup>1</sup> Wörtliche Passagen aus dem StandAG sind im vorliegenden Bericht kursiv dargestellt.

*in den Gebirgsbereichen, die als Endlagerbereich in Betracht kommen, einschließlich eines abdeckenden Sicherheitsabstands, sind geologisch aktive Störungszonen vorhanden, die das Endlagersystem und seine Barrieren beeinträchtigen können;*

*Unter einer „aktiven Störungszone“ werden Brüche in den Gesteinsschichten der oberen Erdkruste wie Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz sowie ausgedehnte Zerrüttungszonen mit tektonischer Entstehung, an denen nachweislich oder mit großer Wahrscheinlichkeit im Zeitraum Rupel bis heute, also innerhalb der letzten 34 Millionen Jahre, Bewegungen stattgefunden haben. Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge, also Vorgänge, die nicht aus tektonischen Abläufen abgeleitet werden können oder nicht auf seismische Aktivitäten zurückzuführen sind und die zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen führen können, sind wie diese zu behandeln.*

### *3. Einflüsse aus gegenwärtiger oder früherer bergbaulicher Tätigkeit*

*das Gebirge ist durch gegenwärtige oder frühere bergbauliche Tätigkeit so geschädigt, dass daraus negative Einflüsse auf den Spannungszustand und die Permeabilität des Gebirges im Bereich eines vorgesehenen einschlusswirksamen Gebirgsbereichs oder vorgesehenen Endlagerbereichs zu besorgen sind; vorhandene alte Bohrungen dürfen die Barrieren eines Endlagers, die den sicheren Einschluss gewährleisten, in ihrer Einschlussfunktion nachweislich nicht beeinträchtigen;*

### *4. seismische Aktivität*

*die örtliche seismische Gefährdung ist größer als in Erdbebenzone 1 nach DIN EN 1998-1/NA 2011-01;*

### *5. vulkanische Aktivität*

*es liegt quartärer Vulkanismus vor oder es ist zukünftig vulkanische Aktivität zu erwarten;*

### *6. Grundwasseralter*

*in den Gebirgsbereichen, die als einschlusswirksamer Gebirgsbereich oder Einlagerungsbereich in Betracht kommen, sind junge Grundwässer nachgewiesen worden.*

Die Ausschlusskriterien führen dazu, dass Gebiete, in denen sie als erfüllt angesehen werden, in der weiteren Standortsuche nicht mehr betrachtet werden. Dadurch werden die möglichen Ausprägungen der zukünftig zu erwartenden geologischen Prozesse bereits eingeschränkt. Zusätzlich werden dann die Mindestanforderungen nach § 23 StandAG (2017) angewendet. Diese lauten:

*(1) Für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle kommen die Wirtsgesteine Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein in Betracht. Für das Wirtsgestein Kristallingestein ist unter den Voraussetzungen des Absatzes 4 für den sicheren Einschluss ein alternatives Konzept zu einem einschlusswirksamen Gebirgsbereich möglich, das deutlich höhere Anforderungen an die Langzeitintegrität des Behälters stellt.*

*(2) Gebiete, die kein Ausschlusskriterium nach § 22 erfüllen, sind nur als Endlagerstandort geeignet, wenn sämtliche in Absatz 5 genannten Mindestanforderungen erfüllt sind.*

*(3) Sofern für die Bewertung der Erfüllung einer Mindestanforderung notwendige Daten für ein Gebiet erst in einer späteren Phase des Standortauswahlverfahrens erhoben werden können, gilt die jeweilige Mindestanforderung bis zur Erhebung dieser Daten als erfüllt, soweit dies aufgrund der vorhandenen Datenlage zu erwarten ist. Spätestens in der Begründung für den Vorschlag nach §18 Absatz 3 ist die Erfüllung aller Mindestanforderungen standortspezifisch nachzuweisen.*

*(4) Ist in einem Gebiet absehbar, dass kein einschlusswirksamer Gebirgsbereich ausgewiesen werden kann, es sich aber für ein wesentlich auf technischen oder geotechnischen Barrieren beruhendes Endlagersystem eignet, muss anstelle der Mindestanforderung nach Absatz 5 Nummer 1 der Nachweis geführt werden, dass die technischen und geotechnischen Barrieren den sicheren Einschluss der Radionuklide für eine Million Jahre gewährleisten können. Der Nachweis ist spätestens in der Begründung für den Vorschlag nach § 18 Absatz 3 zu führen. Die Mindestanforderungen nach Absatz 5 Nummer 2 bis 5 sind in diesem Fall auf den Einlagerungsbereich entsprechend anzuwenden. Absatz 3 gilt entsprechend.*

*(5) Die Mindestanforderungen sind:*

#### *7. Gebirgsdurchlässigkeit*

*in einem einschlusswirksamen Gebirgsbereich muss die Gebirgsdurchlässigkeit  $k_f$  weniger als  $10^{-10}$  m/s betragen; sofern ein direkter Nachweis in den Begründungen für die Vorschläge nach den §§ 14 und 16 noch nicht möglich ist, muss nachgewiesen werden, dass der einschlusswirksame Gebirgsbereich aus Gesteinstypen besteht, denen eine Gebirgsdurchlässigkeit kleiner als  $10^{-10}$  m/s zugeordnet werden kann; die Erfüllung des Kriteriums kann auch durch den Einlagerungsbereich überlagernde Schichten nachgewiesen werden;*

#### *8. Mächtigkeit des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs*

*der Gebirgsbereich, der den einschlusswirksamen Gebirgsbereich aufnehmen soll, muss mindestens 100 Meter mächtig sein; bei Gesteinskörpern des Wirtsgesteins*

*Kristallin mit geringerer Mächtigkeit kann der Nachweis des sicheren Einschlusses für den betroffenen Gebirgsbereich bei Vorliegen geringer Gebirgsdurchlässigkeit auch über das Zusammenwirken des Wirtsgesteins mit geotechnischen und technischen Barrieren geführt werden; eine Unterteilung in mehrere solcher Gebirgsbereiche innerhalb eines Endlagersystems ist zulässig;*

#### 9. *minimale Teufe des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs*

*die Oberfläche eines einschlusswirksamen Gebirgsbereichs muss mindestens 300 Meter unter der Geländeoberfläche liegen. In Gebieten, in denen im Nachweiszeitraum mit exogenen Prozessen wie insbesondere eiszeitlich bedingter intensiver Erosion zu rechnen ist, deren direkte oder indirekte Auswirkungen zur Beeinträchtigung der Integrität eines einschlusswirksamen Gebirgsbereichs führen können, muss die Oberfläche des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs tiefer als die zu erwartende größte Tiefe der Auswirkungen liegen; soll ein einschlusswirksamer Gebirgsbereich im Gesteinstyp Steinsalz in steiler Lagerung ausgewiesen werden, so muss die Salzscheibe über dem einschlusswirksamen Gebirgsbereich mindestens 300 Meter mächtig sein; soll ein einschlusswirksamer Gebirgsbereich im Gesteinstyp Tonstein ausgewiesen werden, so muss zu erwarten sein, dass das Deckgebirge auch nach dem Eintreten der genannten exogenen Prozesse ausreichend mächtig ist, um eine Beeinträchtigung der Integrität des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs durch Dekompaktion ausschließen zu können;*

#### 10. *Fläche des Endlagers*

*ein einschlusswirksamer Gebirgsbereich muss über eine Ausdehnung in der Fläche verfügen, die eine Realisierung des Endlagers ermöglicht; in den Flächenbedarf des Endlagers eingeschlossen sind Flächen, die für die Realisierung von Maßnahmen zur Rückholung von Abfallbehältern oder zur späteren Auffahrung eines Bergungsbergwerks erforderlich sind und verfügbar gehalten werden müssen;*

#### 11. *Erhalt der Barrierewirkung*

*es dürfen keine Erkenntnisse oder Daten vorliegen, welche die Integrität des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs, insbesondere die Einhaltung der geowissenschaftlichen Mindestanforderungen zur Gebirgsdurchlässigkeit, Mächtigkeit und Ausdehnung des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs über einen Zeitraum von einer Million Jahren zweifelhaft erscheinen lassen.*

Die nachfolgenden Tabellen geben einen Überblick, wie sich die Anwendung der zuvor genannten Ausschlusskriterien und Mindestanforderungen auf die in diesem Bericht betrachteten Ausprägungen der Prozesse auswirkt.

Tab. 1: Überblick über die zu berücksichtigenden Auswirkungen der Anwendung von Ausschlusskriterien nach StandAG (2017)

Ausschlusskriterium gemäß § 22 StandAG	Zu berücksichtigende Auswirkungen
großräumige Vertikalbewegungen	Der Prozess kann an Endlagerstandorten eintreten; seine Ausprägung wird für Hebungen den Wert von 1 mm/a aber nicht überschreiten.
Aktive Störungszonen	aktive Störungszonen werden ausgeschlossen; kleinräumige tektonische Bewegungen können dennoch auftreten.
Bergbauliche Tätigkeiten	Auswirkungen auf geologische Prozesse können ausgeschlossen werden.
Seismische Aktivität	Der Prozess Erdbeben kann eintreten; Auswirkungen werden nicht größer als in Erdbebenzone 1 sein.
Vulkanische Aktivität	Der Prozess Vulkanismus ist nicht zu erwarten; direkt daran gekoppelte Prozesse, wie z. B. Kontaktmetamorphose, werden nicht ablaufen oder in ihren Ausprägungen begrenzt sein.
Grundwasseralter	Grundwasseralter sind eine Eigenschaft des Grundwassers und wirken sich nicht direkt auf eine Entwicklung aus, ihre räumliche Verteilung ist jedoch abhängig von der Grundwasserströmung. Die Verzahnung mehrerer Prozesse ist für eine Bewertung nötig.

Tab. 2: Überblick über die zu berücksichtigenden Auswirkungen der Anwendung von Mindestanforderungen nach StandAG (2017)

Mindestanforderung gemäß § 23 StandAG	Zu berücksichtigende Auswirkungen
Gebirgsdurchlässigkeit	Die Eingrenzung der Gebirgsdurchlässigkeit bezieht sich auf den ewG, der außer im Fall „Kristallingestein mit Überdeckung“ Teil des Wirtsgesteins ist. Für Prozesse, die in diesem Bereich von der Durchlässigkeit abhängen, gilt der $k_f$ -Wert von $10^{-10}$ m/s als Obergrenze.
Mächtigkeit ewG	Diese Mindestanforderung hat keinen Einfluss auf das Eintreten von Prozessen. Eine große Mächtigkeit des ewG kann jedoch bedingen, dass z. B. mächtigkeitsverringerende geologische Prozesse eine intensive Ausprägung oder eine lange Einwirkungsdauer bräuchten, um die Mächtigkeit des ewG zu beeinträchtigen.
Minimale Teufe	Sie beeinflusst, welche Prozesse in der Wirtsgesteinsentwicklung betrachtet werden müssen. Der Tiefenbereich kann auch einen Einfluss auf die Intensität der zu erwartenden Prozesseinwirkungen haben.

<b>Mindestanforderung gemäß § 23 StandAG</b>	<b>Zu berücksichtigende Auswirkungen</b>
Fläche des Endlagers	Diese Mindestanforderung hat keine Auswirkung auf die Prognose der geologischen Prozesse.
Erhalt der Barriere	Die Beurteilung erfolgt anhand von Sicherheitsuntersuchungen, ein direkter Einfluss auf die Prognose von geologischen Prozessen ist nicht gegeben.

## 4 Klima

Das Klima und seine Auswirkungen sind mit vielen geologischen Prozessen gekoppelt, so dass es auch einen steuernden Einfluss auf die zukünftige Entwicklung der Geosphäre in Deutschland nimmt. Das Verständnis der Klimaabläufe und deren Eingriffe in geologische Entwicklungen ist daher ein wichtiger Teil der geowissenschaftlichen Langzeitprognose.

Nachfolgend werden die Einflussfaktoren erläutert, die nach derzeitigem Forschungsstand (s. a. IPCC 2007, 2014) als wichtig für die globalen Klimaveränderungen identifiziert wurden. Diese Ausführungen sind in detaillierter Form auch in den projektbezogenen Langzeitprognosen (Mrugalla 2011; Mrugalla 2014; Stark 2014) enthalten. Das Kapitel im vorliegenden Bericht entspricht daher einer gekürzten Fassung, die Verweise auf die Langzeitprognosen und weiterführende Literatur enthält. Außerdem erfolgt eine Darstellung des Paläo- und derzeitigen Klimas in Deutschland und auf dieser Grundlage ein Ausblick auf die zukünftig zu erwartende klimatische Entwicklung.

### 4.1 Globale Klimaveränderungen

Im Verlauf der Erdgeschichte unterlag das Klima ständigen Änderungen, die auf verschiedene natürliche Auslöser zurückzuführen sind. Diese werden in den nachfolgenden Kapiteln kurz erläutert. Über die dargestellten Faktoren hinaus werden weitere mögliche Einflüsse auf das Klima erforscht, wie z. B. die Kippung der Erdbahnebene oder die Auswirkungen von Gezeiten auf Meeresströmungen (s. a. Kap. 4.1.3) und anthropogene Anteile. Die Vielzahl und Unregelmäßigkeit der Kopplungen der möglichen Einwirkungen und die in Forschung befindlichen Ansätze zu weiteren Einflüssen zeigen, dass das Klimasystem noch nicht vollständig abbildbar und verstanden ist. Daraus resultieren Ungewissheiten für die Prognose der zukünftig zu erwartenden Klimaentwicklung (Kap. 4.3).

### 4.1.1 Einflüsse der Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen)

Nach der Theorie von Milanković (z. B. Berger 1988; Milanković 1998), den sog. Milanković-Zyklen, sind Klimaänderungen auf periodische Schwankungen der Neigung der Erdachse und der Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Abb. 1) zurückzuführen. Veränderungen dieser Erdbahnparameter haben Einfluss auf die Intensität der Energieeinstrahlung der Sonne, die auf die Erde trifft. In Abbildung 1 sind die verschiedenen Erdbahnparameter dargestellt, die im Folgenden nach Zachos et al. (2001) kurz charakterisiert sind.

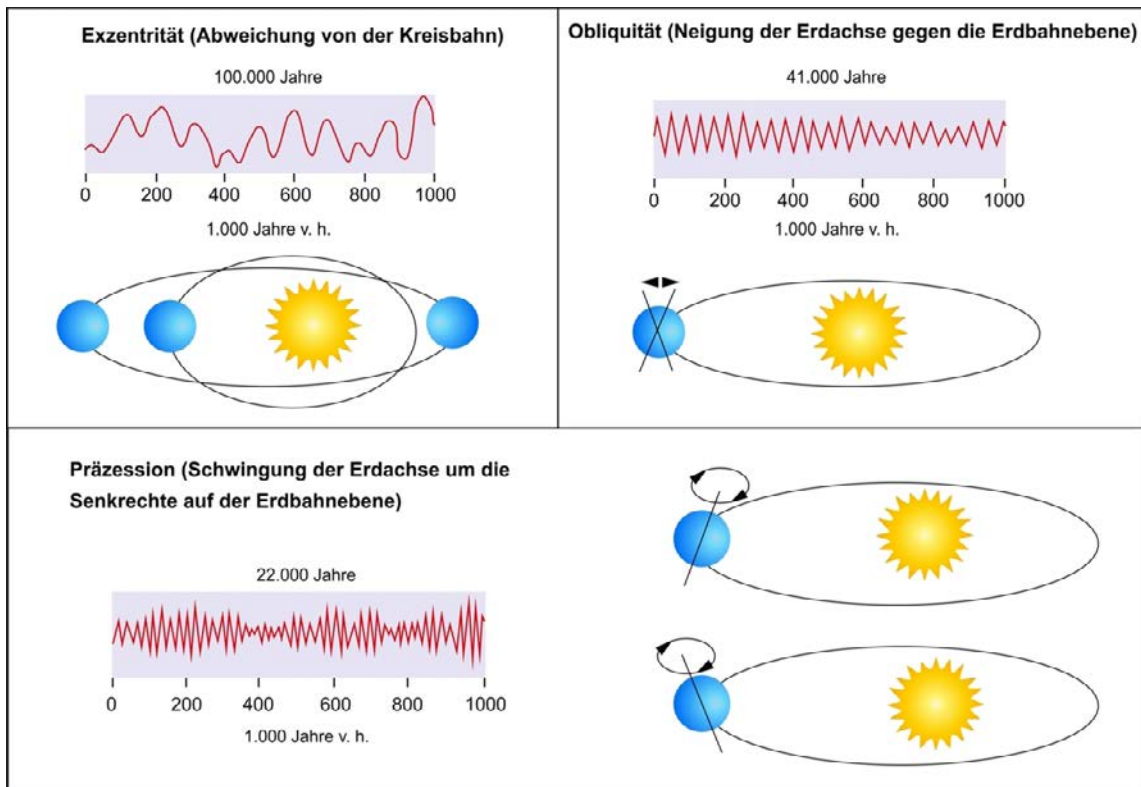


Abb. 1: Komponenten der Milanković-Zyklen ((geändert nach Zachos et al. (2001) in Mrugalla (2011))

#### Exzentrizität:

Maß für die Abweichung der Erdumlaufbahn um die Sonne (leicht elliptisch bis fast kreisrund, Ellipsengröße variabel). Abhängig von der Entfernung der Erde zur Sonne verändert sich die solare Einstrahlung und führt so zu globalen Temperaturänderungen.

Die Zyklusdauer beträgt etwa 100.000 Jahre.

#### Obliquität:

Schwankung der Erdachsenneigung (ca. 22 bis 25° Abweichung von der Senkrechten). Dies hat Einfluss auf die Ausprägung der Jahreszeiten und führt bei größerer Neigung zu kälteren Wintern und wärmeren Sommern und bei geringerer Neigung zu einem verminderten Unterschied zwischen polarer und äquatorialer Sonneneinstrahlung.

Die Zyklusdauer beträgt etwa 41.000 Jahre.

#### Präzession:

„Trudeln“ der Erdrotationsachse um die Senkrechte. Daraus resultiert, dass die Jahreszeitenwechsel nicht immer am gleichen Punkt der Erdumlaufbahn eintreten und entsprechend stärker oder schwächer ausfallen.

Die Zyklusdauer beträgt etwa 22.000 Jahre.

Eine Überlagerung dieser unterschiedlichen Zyklen ergibt eine Zykluslänge, die mit den ungefähren 100.000-Jahre-Zyklen der Kalt- und Warmzeiten der letzten 800.000 Jahre der Erdgeschichte korreliert. Davor betrug die seit etwa 2,7 Millionen Jahren vor heute herrschende Zyklusdauer der globalen Klimaänderungen im Mittel ungefähr 40.000 Jahre. Es ist davon auszugehen, dass die Änderungen der Erdbahnparameter auch vor dem Zyklenwechsel in gleicher Weise Bestand hatten. Dies ist ein Hinweis darauf, dass auch andere Faktoren die Klimaänderungen beeinflussen.

#### **4.1.2 Änderungen der primären Sonneneinstrahlung**

Selbst geringe und kurz andauernde Änderungen der primären Sonneneinstrahlung, wie z. B. die 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen, können drastische globale Klimawechsel erzeugen. Da die Bildung von Sonnenflecken mit einer erhöhten Energieabstrahlung verbunden ist, gehen Phasen mit geringer Fleckenanzahl mit kälteren Klimaperioden einher und Phasen mit hoher Fleckenanzahl mit wärmeren. Ein Beispiel für einen verringerten Energieeintrag ist das Maunder-Minimum während des 17. und 18. Jahrhunderts, das auch als „Kleine Eiszeit“ bekannt ist. Neben Sonnenflecken werden z. B. in einem Artikel von Scherer & Fichtner (2007) Einflüsse interstellarer Materie als Grund für Änderungen der primären Sonneneinstrahlung diskutiert. In welchem Maß die geänderte kosmische Strahlung das Klima beeinflusst, ist jedoch noch ungeklärt.



#### 4.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift und Änderung der Meeresströmungen)

Ausgelöst durch die Plattentektonik ändert sich die globale Verteilung der Kontinente und Ozeane sowie die daran gekoppelte Meeresströmung. Über das unterschiedliche Reflexionsvermögen (Albedo) von Landmassen, Eis und Schnee sowie von Wasserflächen wird langfristig das Klima beeinflusst, wenn sich die globale Verteilung und die Anteile, der jeweiligen Flächen ändern. Hohe Reflexionswerte und somit eine hohe Albedo bedeuten, dass nur ein kleiner Teil der eintreffenden Strahlung zur Erwärmung beiträgt. Die nachfolgende Liste stellt eine beispielhafte Auswahl der in Kappas (2009) veröffentlichten Werte zum Reflexionsvermögen dar:

Wasserflächen (Einfallswinkel der Sonnenstrahlung 40–50°)	7–10 %
trockene Sandflächen	35–40 %
Gras-/Getreideflächen	10–25 %
Laubwald	10–20 %
Schnee	75–95 % (frisch) und 40–70 % (alt)
See-Eis	30–40 %

Daneben ist auch die globale Lage der Landmassen von Bedeutung. Land in Polnähe, wie z. B. heute die Antarktis, fördert die Entstehung von Kaltzeiten, da Niederschläge dort verstärkt als Schnee fallen und Eis bilden, wodurch die Albedo erhöht wird. Diese Bindung von Wasser als Eis hat jedoch zur Folge, dass der Meeresspiegel sinkt und die globale Wasserfläche und die Verdunstung vermindert wird. Daraus resultieren eine Abnahme der mittleren Niederschlagsmengen und schließlich ein verlangsamtes Wachstum der Eis- und Schneeflächen. Liegen an den Polen keine Landmassen, sind tiefe globale Jahresmitteltemperaturen nötig, um dort die Bildung von Eisflächen zu ermöglichen. Die Erhöhung der Albedo in diesen Bereichen führt dann ebenfalls zu einer Verstärkung der Abkühlung und damit zu einem weiteren Wachstum der Eisflächen.

Einfluss auf das Klima haben auch die als „globales Förderband“ bezeichneten umlaufenden Meeresströmungen (Abb. 2). Angetrieben werden sie durch Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede und die damit verbundene Änderung der Dichte des Meerwassers (Dichteströmung). Ein Beispiel dafür ist der atlantische Golfstrom, der warmes Wasser weit nach Norden transportiert und dort für höhere Jahresmitteltemperaturen sorgt, die die Vegetation fördern und die Ausbreitung von Schnee und Eis behindern. Ändern sich durch die Kontinentaldrift die Lage und Größe von Meeresverbindungen, wird der Transport von warmen und kalten Wassermassen verlagert und das Klima entsprechend beeinflusst.

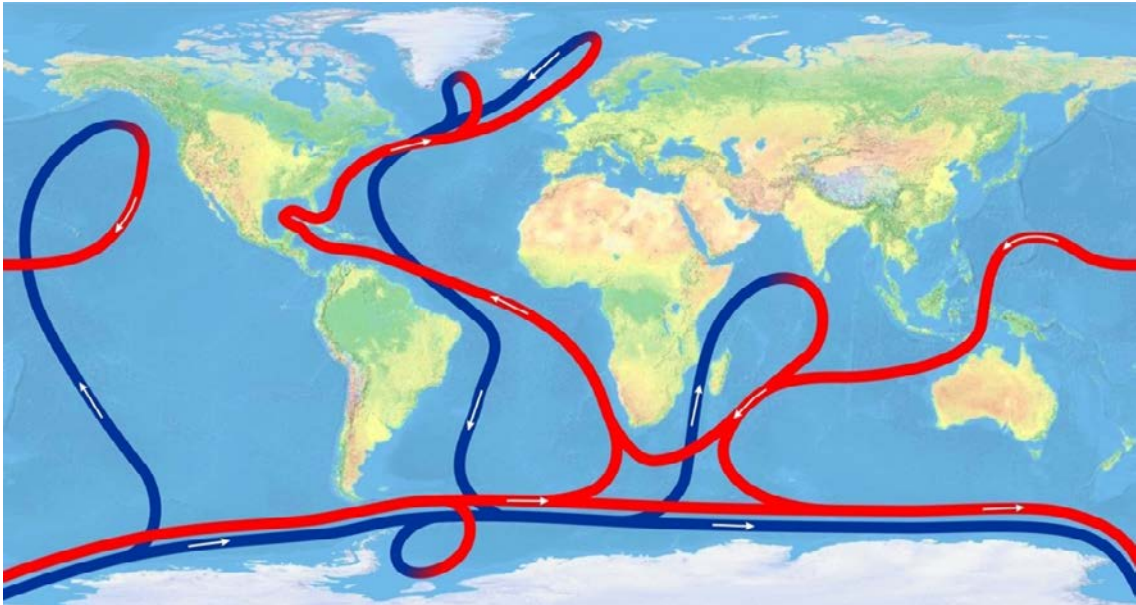


Abb. 2: Meeresströmungen „Globales Förderband“ (geändert nach IPCC (2001a))

Die roten Linien in der Abbildung stellen warme, salzarme Meeresströmungen an der Oberfläche dar und die blauen kalte, salzreiche Strömungen in der Tiefe.

#### 4.1.4 Änderungen in der Atmosphäre durch Gebirgsbildung und Vulkanismus

Verursachen weiträumige Gebirgsbildungen, wie z. B. beim Himalaya, Umlenkungen von Luftströmungen in der Atmosphäre, ändert sich langfristig die Verteilung von kalten und warmen Luftmassen sowie die Art und Menge von Niederschlägen. In den entstandenen Hochgebirgsregionen können sich Gletscher und ausgedehnte Schneefelder mit einer hohen Albedo bilden, was globale Abkühlungsprozesse unterstützt.

Vulkanismus greift über freigesetzte Gase und Aschen, die in große Höhen bis zur Stratosphäre gelangen können, in das Klimageschehen ein. Aus den Gasen können sich dabei Aerosole bilden, die ebenso wie die Aschepartikel die Energieeinstrahlung der Sonne vermindern. Ein Beispiel für eine dadurch hervorgerufene kurzfristige Abkühlung trat im Jahr 1816 dem sogenannten „Jahr ohne Sommer“ – als Folge des Vulkanausbruchs des Tambora auf der indonesischen Insel Sumbawa im April 1815 auf. Andererseits wird in Zeiten mit global verstärkter vulkanischer Aktivität Kohlendioxid frei, das sich in der Atmosphäre anreichert und zu einer Erwärmung führt. Dieser natürliche Treibhauseffekt wirkte in der Vergangenheit z. B. während der Kreide und während des Paläogens.

#### 4.1.5 Einflüsse atmosphärischer Parameter

Ein klimawirksamer Bestandteil, der in höheren Bereichen der Atmosphäre als Schicht angereichert ist und einen Teil des Sonnenlichts reflektiert, ist das Ozon. Die sogenannten „Treibhausgase“ hingegen wirken wie Glasscheiben eines Treibhauses. Sie lassen die Solarstrahlung zur Erdoberfläche durch, die sich dadurch erwärmt. Die von der Oberfläche zurückgestrahlte Wärme ist langwelliger als die eingedrungene Solarstrahlung und wird von den Treibhausgasen größtenteils zurückgehalten, was zur Erwärmung der Atmosphäre beiträgt. Treibhausgase sind Bestandteil der oberflächennahen Erdatmosphäre und oft in komplexe Stoffkreisläufe eingebunden. Exemplarisch wird nachfolgend die Wirkungsweise vom Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) erläutert, das die durch die Sonne erzeugte Infrarotstrahlung der Erde absorbiert und so zur Erwärmung der Erde beiträgt. Derzeit liegt der globale  $\text{CO}_2$ -Gehalt in der Atmosphäre bei über 400 ppm mit einer steigenden Tendenz, die auch auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Global ist es im natürlichen Kohlenstoffkreislauf enthalten, dessen Hauptkomponenten in Abbildung 3 dargestellt sind. Daraus wird ersichtlich, dass es auch in langfristig wirksame geologische Prozesse, wie die Kalkausfällung und die Verwitterung, eingebunden ist. Im Verlauf der Erdgeschichte variierte der  $\text{CO}_2$ -Gehalt in der Atmosphäre durch diese natürlichen Prozesse zu allen Zeiten stark. Hohe Konzentrationen im Bereich von ungefähr 1.130 ppm lagen vor ca. 100 Millionen Jahren vor (Fletcher et al. 2008). Ungefähr vor 600 bis 400 Millionen Jahren erreichten die  $\text{CO}_2$ -Gehalte sogar Werte im Bereich von mehreren 1.000 ppm. Diese Werte sind mit den heutigen und ihren Auswirkungen jedoch nicht vergleichbar, da der Kohlenstoff-Kreislauf z. B. aufgrund fehlender Landpflanzen ein ganz anderer war als heute.

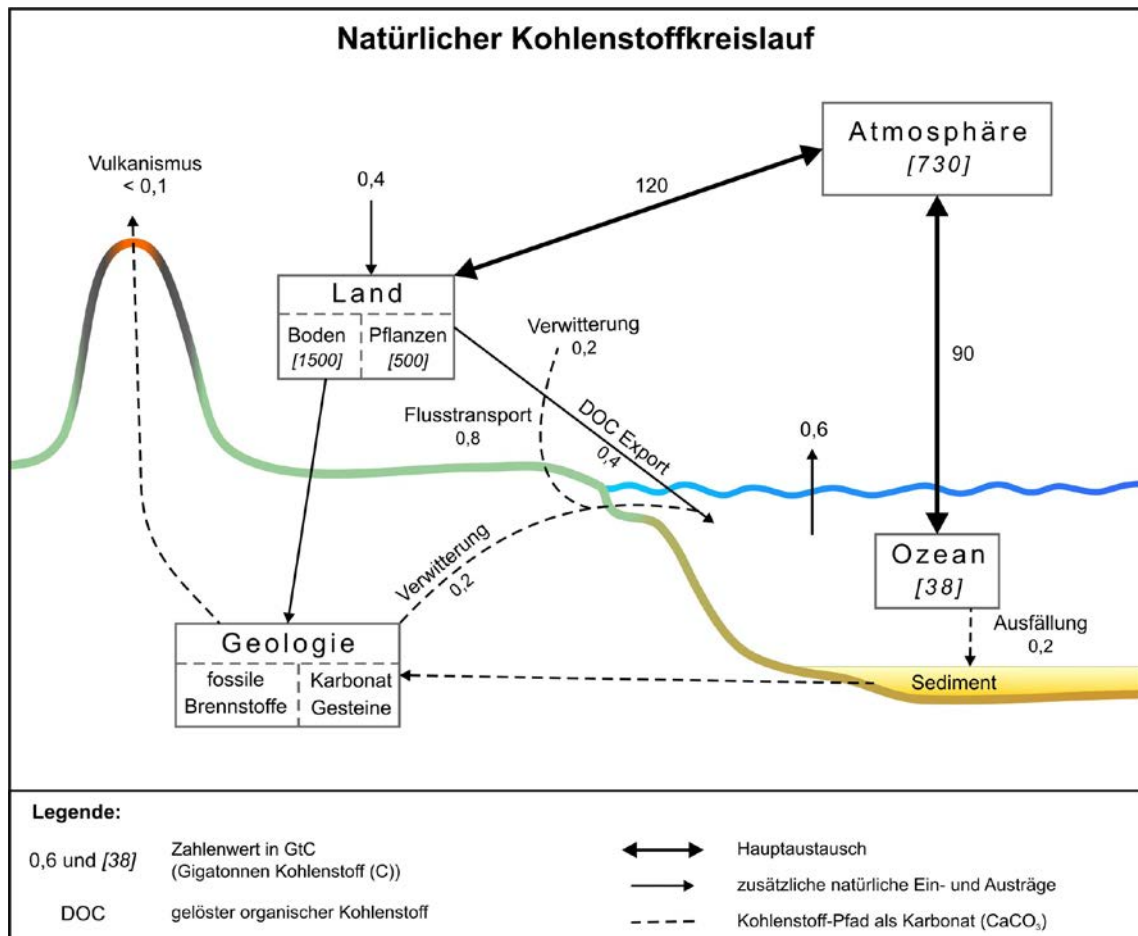


Abb. 3: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (geändert nach IPCC (2001b) in Mrugalla (2011))

Der Einfluss von Wolken auf das Klima ist abhängig von deren Art und Höhenlage. Hohe dünne Wolken tragen zur Erderwärmung bei, indem sie die Solarstrahlung fast unreflektiert passieren lassen, die an der Erdoberfläche abgestrahlte Wärmestrahlung jedoch teilweise zurückhalten. Im Gegensatz dazu haben tiefe und meist dickere Wolken eine höhere Albedo und vermindern somit die Oberflächenerwärmung. Außerdem sind sie aufgrund der höheren Umgebungstemperatur wärmer und strahlen deshalb mehr Wärmeenergie ins All ab. Damit leisten tiefe Wolken einen Beitrag zur Abkühlung der Erde (NASA 1999).

Auf ähnliche Weise am Klimageschehen beteiligt sind auch Aerosole, bei denen es sich um sehr feine feste oder flüssige Partikel handelt, die natürlich (z. B. Vulkanasche) oder durch menschliche Einflüsse (z. B. Ruß aus Abgasen) in der Atmosphäre vorkommen. Sie wirken einerseits direkt über Reflexion oder Absorption der Solarstrahlung auf das Klima und andererseits indirekt über die Beeinflussung der Wolkenbildung, z. B. als Kondensationskern (IPCC 2007).

## 4.2 Paläoklima in Deutschland

Die Vielzahl der Einflüsse auf das Klima und die weiteren möglichen Einflüsse, die derzeit erforscht werden, zeigen, dass eine parametergestützte Modellierung des zukünftigen Klimas über eine Million Jahre komplex und letztlich noch nicht möglich ist. Zur Abschätzung des zukünftigen Klimas wird daher auch auf das Aktualitätsprinzip zurückgegriffen, wodurch das Paläoklima in den Fokus rückt.

Wie in Kapitel 4.1.1 bereits erläutert, weisen die Klimaänderungen seit ca. 800.000 Jahren einen ungefähren 100.000-Jahre-Zyklus auf. Das Klima in Deutschland war in dieser Zeit von einem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt, die unterschiedlich intensiv ausfielen. Bei der Erforschung des jüngeren Paläoklimas kommen verschiedene Methoden zum Einsatz. So wird z. B. in Eiskernen das Sauerstoffisotopen-Verhältnis gemessen, um Auskunft über den Temperaturverlauf und die Dauer von Kaltzeiten zu erhalten. In Sedimenten werden Mikrofossilien genutzt, um ebenfalls das Sauerstoffisotopen-Verhältnis zu bestimmen. Ein Vergleich der an verschiedenen globalen Positionen ermittelten Temperaturverläufe zeigt für die letzten eine Million Jahre gute Übereinstimmungen (vgl. a. Mrugalla (2014), Kap. 5.1.6). Auffallend ist bei den Verläufen, dass Warmzeiten deutlich kürzer andauern als Kaltzeiten und meist durch einen plötzlichen Beginn gekennzeichnet sind. Der Temperaturanstieg erfolgt dabei sehr schnell, wohingegen der Übergang zu einer Kaltzeit oft schrittweise und mit Schwankungen vollzogen wird. In den Kaltzeiten werden die tiefsten Temperaturen meist gegen Ende der Phase erreicht.

Abbildung 4 zeigt eine Zusammenstellung klimastratigraphischer Tabellen für Deutschland und Nordwesteuropa nach Litt (2007), Streif (2007), Doppler et al. (2011) und Cohen & Gibbard (2011b, 2011a). Dargestellt sind in vier Säulen die jeweilige stratigraphische Gliederung und die Abfolge von Kalt- (blau) und Warmzeiten (rot). Zeitabschnitte, für die noch keine Datierung der Phasen vorliegt, sind grau hinterlegt. Alle Säulen zeigen vom Holozän bis zur Eem-Warmzeit gute Übereinstimmungen in den Einstufungen, auch mit der grünen Klimaverlaufskurve aus der Antarktis-Eiskernbohrung Dome C nach Lüthi et al. (2008). Der Klimaverlauf (blaue Kurve) aus dem Zeitraum vor 800.000 Jahren vor heute stammt aus Shackleton et al. (1990). Größere Abweichungen zeigen sich bei der zeitlichen Einstufung der Holstein-Warmzeit, deren Korrelation entweder mit MIS 9 oder MIS 11 (Marine Isotope Stages) derzeit noch nicht abschließend geklärt ist. Gründe für die unterschiedlichen Angaben sind vor allem fehlende Datierungsmöglichkeiten, da insbesondere ältere Sedimente meist nur lückenhaft vorliegen oder ihre Lage in Bezug zu anderen Schichten nicht eindeutig ist. Vor allem die Lockergesteine sind oft durch glaziale Prozesse verstellt worden. Aus dieser Situation resultiert häufig, dass unzureichendes Probenmaterial gewonnen wird, welches z. B. für pollenanalytische Untersuchungen nicht ausreicht. Einen Überblick über verschiedene Bearbeitungen, Einstufungen und Sichtweisen in diesem Zusammenhang geben z. B. Nitychoruk et al. (2006).

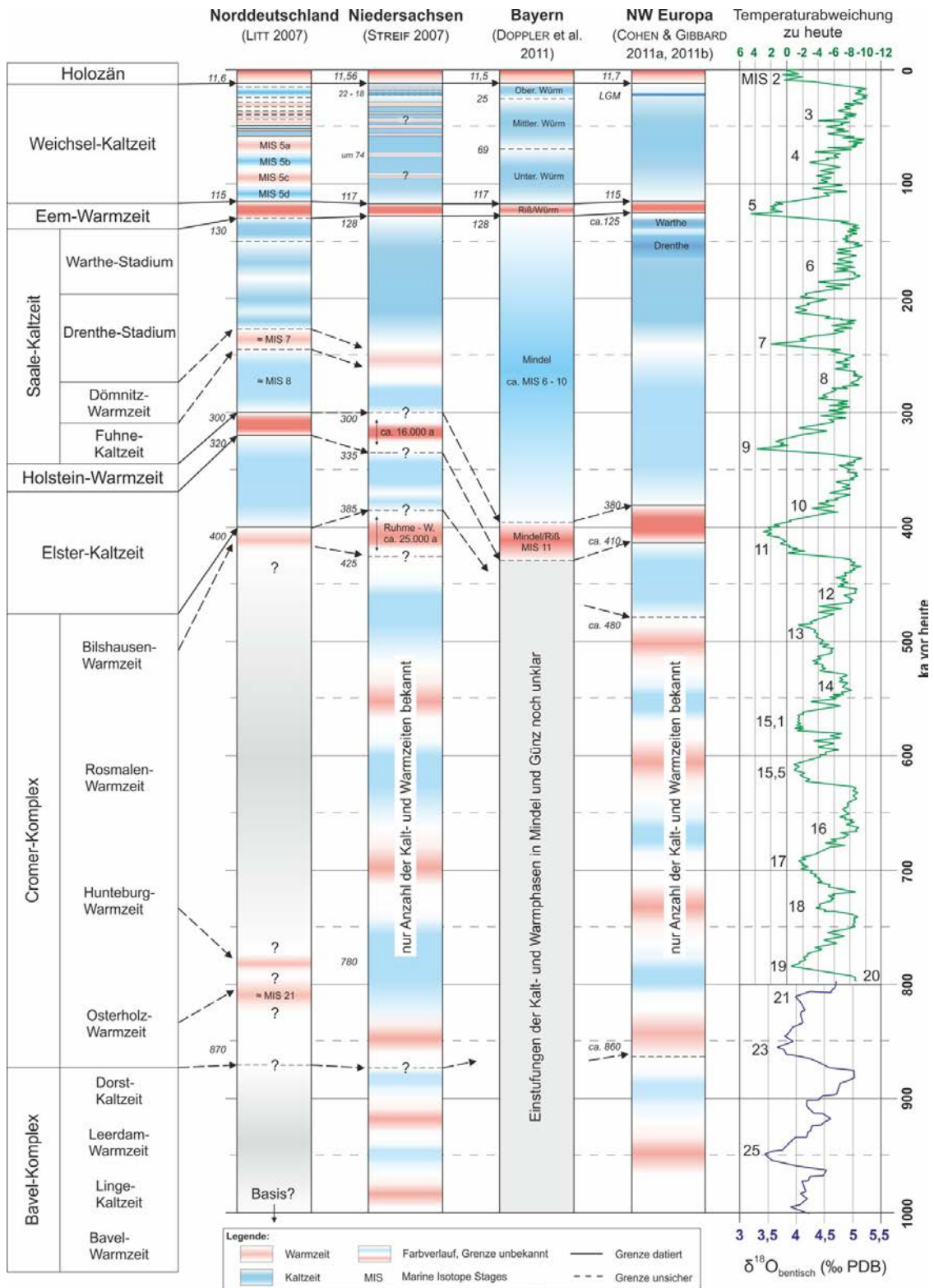


Abb. 4: Vergleich von verschiedenen Datierungen der klimatischen Entwicklung mit einem global identifizierten Klimaverlauf (Quelle Temperaturkurven: grün = (Lüthi et al. 2008), blau = (Shackleton et al. 1990))

### **4.3     *Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung in Deutschland***

Exakte Prognosen des zukünftigen Klimas, die eine Million Jahre in die Zukunft reichen, liegen nicht vor, da weder die Schwankungsbreiten der Intensität der Ausprägung noch der genaue zeitliche Verlauf für diesen Zeitraum berechnet werden können. Auch sind die tatsächlichen Auswirkungen des derzeitigen anthropogenen Einflusses auf das Klima nicht verlässlich prognostizierbar. Diese Entwicklungen laufen erdgeschichtlich oder klimahistorisch betrachtet erst seit sehr kurzer Zeit ab, weshalb keine Datengrundlage vorliegt, an der abgeschätzt werden kann, wie langfristig und intensiv diese Einflüsse in die natürlichen Klimazyklen eingreifen.

Bisher wurde in deutschen FuE-Vorhaben für die Endlagerung hochradioaktiver Stoffe in Szenarienentwicklungen ein sog. Klimabild vorgegeben, dass sich an verschiedenen Klimamodellen und insbesondere an der Klimaentwicklung in der Vergangenheit mit seinem 100.000 Jahre-Zyklus orientiert (z. B. Beuth et al. 2012; Lommerzheim et al. 2015). Demzufolge ist innerhalb von einer Million Jahre mit ca. zehn weiteren Kaltzeiten und den dazugehörigen Warmzeiten zu rechnen. Es werden dabei ähnliche Temperaturmaxima und -minima, wie in der Vergangenheit angenommen. Daran gekoppelt ist in zukünftigen Kaltzeiten in Deutschland auch mit ähnlichen Vereisungen und Meeresspiegelschwankungen zu rechnen. Mit dieser Vorgehensweise wird die ganze Bandbreite der natürlichen Klimaschwankungen abgedeckt und alle daran gekoppelten Ausprägungen von klimaabhängigen Prozessen können in Szenarien abgebildet werden.

Bei der Betrachtung lokaler Situationen sollte geprüft werden, ob Bedingungen vorliegen oder Prozesse erwartet werden, die durch eine anthropogen verursachte Erwärmung über das bisher aufgetretene Maß hinaus beeinträchtigt werden könnten. Ist zu unterstellen, dass geologische Prozesse durch diese Entwicklung in sicherheitsrelevanter Weise verändert werden, sollte ein entsprechendes Klimabild in Sicherheitsuntersuchungen berücksichtigt werden.

### **4.4     *Ungewissheiten bei der Ableitung des zukünftigen Klimas***

Wie im vorherigen Kapitel dargelegt, ist eine genaue Prognose der zukünftigen Klimaentwicklung für eine Million Jahre nicht möglich. Dies liegt vor allem an den zahlreichen Ungewissheiten, mit denen solche Prognosen behaftet sind und die so letztlich die Leistungsgrenzen von Klimamodellen bestimmen. Diese Ungewissheiten betreffen:

- das Klima beeinflussende und steuernde Komponenten,
- Prozessabläufe und Verzahnungen von Teilprozessen und
- die möglichen Auswirkungen anthropogener Einflüsse.

Unter Berücksichtigung der derzeit bekannten Einflüsse auf das Klima können nicht alle Veränderungen der Vergangenheit erklärt werden. Daher wird weiterhin nach Einflüssen und/oder bisher nicht erkannten Kopplungen geforscht. So ist für die Zukunft nicht auszuschließen, dass weitere oder anders gewichtete Einflüsse auf das Klima berücksichtigt werden müssen. Ein Beispiel für eine Entwicklung, deren Gründe nicht bekannt sind, ist die deutliche Umstellung der Zyklendauer der Kalt- und Warmzeiten vor ca. 800.000 Jahren von zuvor im Mittel 40.000 Jahren auf die bis heute wirksamen 100.000 Jahre. Ungewiss ist auch, ob es in den nächsten eine Million Jahre zu einer ähnlichen Änderung kommen kann. In bisherigen Sicherheitsuntersuchungen wurde diesem Umstand dadurch Rechnung getragen, dass anhand von alternativen Klimaentwicklungen die möglichen Auswirkungen veränderter Zyklen diskutiert wurden (Beuth et al. 2012; Lommerzheim et al. 2015).

Ungewiss ist neben dem zeitlichen Ablauf der Klimaentwicklung auch die sich dabei einstellende Intensität der Ausprägung. In der Vergangenheit waren z. B. die Weichsel- und die Elster-Kaltzeit sehr unterschiedlich ausgeprägt, obwohl dafür keine nachvollziehbaren Gründe bekannt sind. Zu welchem Zeitpunkt in der Zukunft welche Intensität auftritt, ist daher ebenfalls nicht prognostizierbar. Die Leistungsgrenzen von Klimamodellen beruhen mittlerweile weniger auf technischen Gründen, als vielmehr auf nicht vollständig oder nicht ausreichend verstandenen Prozessabläufen.

Neben den Ungewissheiten aus den natürlichen Prozessabläufen kommen zumindest zu Beginn des Nachweiszeitraumes auch die derzeitigen anthropogenen Einflüsse auf das Klima zum Tragen. Welcher Art anthropogene Einflüsse z. B. nach mehreren 100.000 Jahren sein werden ist derzeit nicht abschätzbar. Ungewiss und noch nicht ausreichend erforscht ist, wie groß die Auswirkungen sein können und über welchen Zeitraum diese in das natürliche System eingreifen werden. Modellierungen dieser Einflüsse über mehrere 100.000 Jahre, die vor allem unterschiedliche CO<sub>2</sub>-Gehalte der Atmosphäre berücksichtigen, sind z. B. in Cedercreutz (2004) zusammengestellt. Einige der Modelle zeigen dort, dass es zu einer Verlängerung der derzeitigen Warmzeit bis hin zu einem Ausfall der nächsten Kaltzeit kommen könnte.

## **5 Kaltzeitliche Entwicklungen**

Kaltzeitliche Entwicklungen werden in diesem Bericht in einem eigenen Kapitel erläutert, weil sie die Geosphäre intensiv beeinflussen können, so dass daraus für die im Standortauswahlverfahren zu betrachtenden Teilgebiete, Standortregionen bzw. Endlagerstandorte sicherheitsrelevante Entwicklungen resultieren können. Wie im vorherigen Kapitel dargestellt, können für die Zukunft von einer Million Jahre ca. zehn weitere Kaltzeiten angenommen werden, die unterschiedlich starke Einwirkungen auf



die Geosphäre aufweisen können. Diese Unterschiede gelten, für gesamt Deutschland betrachtet, sowohl für die mögliche Intensität der Kaltzeit insgesamt als auch für die konkrete regionale Auswirkung. Nachfolgend werden die möglichen kaltzeitlichen Einwirkungen, untergliedert in die Prozesse Permafrost, Inland- oder Vorlandvereisung sowie glaziale Rinnenbildung, erläutert.

## **5.1 Permafrost**

Permafrost liegt z. B. nach Elias (2007) vor, sobald im Boden oder Gestein mindestens zwei Jahre lang Temperaturen unter 0 °C herrschen. Dabei ist es nach neueren Definitionen nicht nötig, dass der Untergrund oder das darin enthaltene Wasser gefroren sind (s. a. Woo 2012). Die Mächtigkeit des Permafrosts wird neben den klimatischen Verhältnissen vom terrestrischen Wärmestrom, dem Salzgehalt des Grundwassers, dem Vorhandensein von Oberflächengewässern sowie von der Art der Vegetation und der Gesteine bestimmt. Rezent werden in Permafrostgebieten Eindringtiefen von einigen Zentimetern bis über einen Kilometer beobachtet. Typisch ist auch eine oberflächennahe jahreszeitlich bedingte Auftauzone. In Deutschland ist rezenter Permafrost in wenigen Höhenlagen der Alpen nachgewiesen (vgl. Boeckli et al. 2012).

Deutliche Beeinflussungen der Geosphäre und Verzahnungen mit geologischen Prozessen ergeben sich vor allem, wenn der Permafrost zu einem Gefrieren des Wassers im Untergrund führt. Daher beziehen sich die folgenden Ausführungen auf Permafrost mit gefrorenem Untergrund.

Untergliedert wird der Permafrost in kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen, wie in Abbildung 5 dargestellt. Außerdem sind einige typische Merkmale, wie die verschiedenen Talik-Arten, in diesen Bereichen abgebildet. Als Talik werden ungefrorene Bereiche innerhalb der Permafrostzone bezeichnet. Eine Rückbildung des Permafrosts ist auch unterhalb eines Inlandgletschers gegeben, der als Isolationsschicht wirkt.

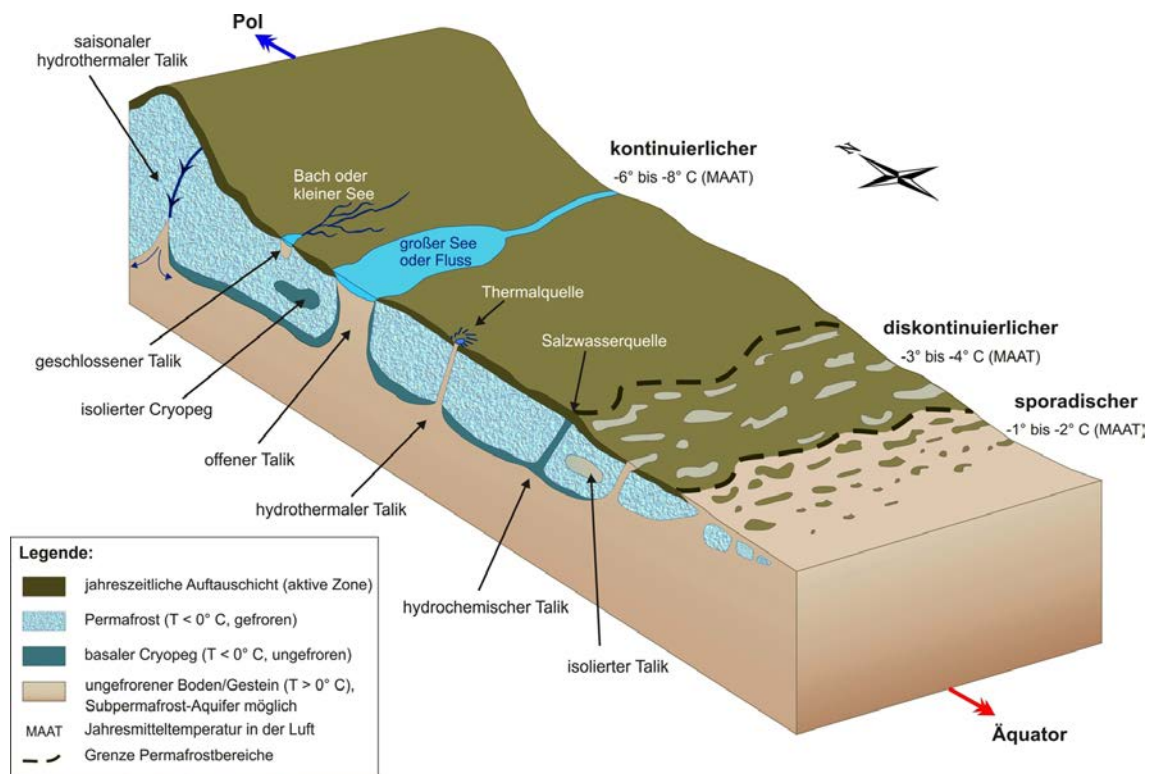


Abb. 5: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach Gascoyne (2000) und Karte (1979) in Mrugalla (2011))

Durchgehend bis in große Tiefen gefrorener kontinuierlicher Permafrost bildet sich in einer Kaltzeit innerhalb von ca. 40.000 bis 60.000 Jahren (vgl. Keller 1998, Abb. 3; French 2008). Unter großen Gewässern kann kontinuierlicher Permafrost dennoch Taliki aufweisen (vgl. Abb. 5). Als Faustformel gilt nach Ruskeeniemi et al. (2004), dass die Wassertiefe des Sees 2/3 der maximalen Permafrostmächtigkeit betragen muss, damit sich ein Talik ausbildet. Bei einer Eindringtiefe des Permafrosts von 200 m wäre das eine Wassertiefe von rund 130 m. Für fließgewässer geben Watson et al. (2013) an, dass hauptsächlich langsam fließende mäandrierende Flusssysteme in flachem Gelände das Potenzial besitzen Taliki zu erzeugen. Mit abnehmender geographischer Breite und/oder steigenden Jahresmitteltemperaturen geht der kontinuierliche Permafrost in diskontinuierlichen und schließlich in sporadischen über. Zurückgebildet wird der Permafrost, wenn sich am Ende einer Kaltzeit wieder höhere Jahresmitteltemperaturen einstellen.

Modellierungen zur Eindringtiefe des Permafrosts wurden unter anderem auch im Zusammenhang mit Standortuntersuchungen z. B. in Schweden (Forsmark) durchgeführt (SKB 2006; Bosson et al. 2012). In Deutschland liegen Ergebnisse solcher Modellierungen für Gorleben und dessen Umfeld (z. B. Klinge et al. 2007; Kösters et al. 2000) sowie einen Bereich der deutschen Nordsee vor (Delisle 2007; Grassmann et al. 2010). Es ergaben

sich in diesen Bereichen maximale Eindringtiefen von ungefähr 150 bis 200 m, wobei Variationen der Eingangsparameter auch zu geringfügig größeren Tiefen führten.

### **5.1.1 Zukünftige Entwicklung des Permafrosts**

Basierend auf einer Daten- und Kartenkompilierung der nördlichen Hemisphäre zeigen Lindgren et al. (2016), dass während der letzten Kaltzeit in ganz Deutschland Permafrost herrschte. Ein flächendeckender kontinuierlicher Permafrost ist in Deutschland auch in zukünftigen Kaltzeiten erneut möglich. Entsprechend der zuvor genannten Modellierungsergebnisse kann in Deutschland mit einer Tiefenwirkung des kontinuierlichen Permafrosts von ungefähr 200 m gerechnet werden. Flüsse, wie der Rhein oder die Donau, haben jedoch das Potenzial, Talike zu ermöglichen und auch lokale Temperaturanomalien werden einen Einfluss ausüben. Daher sind bei einer Bewertung immer die regionalen bzw. lokalen Gegebenheiten zu prüfen.

### **5.1.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Nach § 23 (StandAG 2017) muss die Oberfläche eines ewG mindestens 300 m u. GOK liegen. Ausgehend von einer Permafrosttiefe von ungefähr 200 m u. GOK wäre eine direkte Beeinflussung der Barrieregesteine nicht gegeben. Ob lokal eine Eindringtiefe von 300 m möglich wäre, muss anhand der dort vorhandenen Untersuchungsergebnisse geprüft werden.

Die Beeinflussung eines Barrieregesteins ergibt sich demnach nur über Kopplungen von verschiedenen Prozessen. Vor allem die hydrogeologischen Verhältnisse werden durch Permafrost beeinflusst. Findet durch die gefrorene Schicht keine Grundwasserneubildung statt, kann es zu einer Verringerung der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers bis hin zum Stillstand kommen. Das wirkt sich wiederum auf den Chemismus der Wässer aus. Bei stagnierenden Verhältnissen steigt der Gesamtlösungsgehalt der Wässer, da kein Süßwasser zufließen kann und sich ein Lösungsgleichgewicht mit den Mineralen der Gesteine einstellt. Insbesondere beim Wirtsgestein Steinsalz sind diese Beeinflussungen zu beachten, da sie sich auf die Subrosion auswirken, die dann verlangsamt wird oder zum Stillstand kommt. Für Tongestein und Kristallingestein spielt der durch Permafrosteinfluss geänderte Chemismus eine untergeordnete Rolle. Bei Kristallingestein, in denen der Grundwasserfluss fast ausschließlich innerhalb von Klüften stattfindet, können sich bei Permafrost geänderte Fließregime einstellen, wenn Klüftnetze z. B. durch gefrorenes Wasser in höherliegenden Bereichen getrennt werden.

### 5.1.3 Ungewissheiten

Ungewissheiten der Permafrostprognose resultieren aus der Abhängigkeit von der zukünftigen klimatischen Entwicklung, die für eine Million Jahre nicht präzise vorhersagbar ist. Vor allem die Intensität und die Dauer von kälteren und wärmeren Phasen in einer Kaltzeit sind nicht so vorhersagbar, dass die genaue Permafrostentwicklung davon abgeleitet werden kann. Außerdem ist die Eindringtiefe des Permafrosts für die Bereiche Deutschlands, die in Kaltzeiten von Vergletscherungen betroffen sein werden, schwer zu prognostizieren. Da der Permafrost unter dem Gletscher abgebaut wird, wäre eine genaue Kenntnis seiner Mächtigkeit vor der Überfahrung und der Dauer der Überdeckung wichtig, um beurteilen zu können, wie weit er sich bis zum Rückzug des Gletschers abgebaut hat. Wann sich eine Eisüberdeckung einstellt, ist jedoch ebenfalls nicht exakt vorhersagbar.

Einen weiteren Einfluss können große Oberflächengewässer haben. Insbesondere im Norddeutschen Flachland ist die zukünftige Verteilung und Größe von Seen oder der Verlauf von Flüssen nach einem Abschmelzen der zu erwartenden Gletscher unbekannt. Ein größerer See oder Fluss könnte in einer erneuten Kaltzeit dafür sorgen, dass ein Talik gebildet wird.

Die genannten Ungewissheiten betreffen hauptsächlich das Deckgebirge. Ein Einfluss auf das Barrieregestein ist, wie zuvor beschrieben, nur über Prozesskopplungen zu erwarten. Ob diese sicherheitsrelevant sind, kann nur lokal beurteilt werden.

## 5.2 *Inland- oder Vorlandvereisung*

In Kaltzeiten, die zu einer großräumigen Vergletscherung führen, treten in Deutschland Inland- und Vorlandvereisungen auf. Die Inlandvereisung geht von Skandinavien aus und kann je nach Intensität und Niederschlagsverteilung weite Teile Norddeutschlands überdecken. Abbildung 6 zeigt die maximalen Ausdehnungen der Gletscher der letzten Kaltzeiten in Norddeutschland.



Abb. 6: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in Norddeutschland (Eisrandlagen nach Stackebrandt et al. (2001))

Im Verlauf einer Kaltzeit breitet sich ein wachsender Inlandgletscher, entsprechend der schwankenden klimatischen Entwicklung, nicht gleichmäßig aus. Die Gletscherfront kann mehr oder weniger oszillieren und auch über längere Zeiträume stagnieren. In Norddeutschland dokumentiert z. B. die Rehburger Phase der Saale-Kaltzeit einen solchen Zustand, der nach Feldmann (2002) einige hundert Jahre andauerte.

Neben den Unterschieden in der flächenhaften Ausdehnung hatten die früheren Inlandgletscher auch unterschiedliche Mächtigkeiten. Exakte Angaben der Gletschermächtigkeit während der Elster- und der Saale-Kaltzeit liegen nicht vor und sind mit verschiedenen Ansätzen weiterhin Gegenstand der Forschung (s. Steffen & Wu 2011). Abbildung 7 zeigt beispielhaft eine Darstellung der Mächtigkeit des Saale-Gletschers (Feldmann 2002). Im Vereisungszentrum werden dort etwas mehr als 3.000 m Mächtigkeit erreicht (vgl. a. Siegert & Dowdeswell 2004) und in nordöstlichen Bereichen Deutschlands 1.500 bis 2.000 m. Aus den zuvor zitierten Arbeiten geht außerdem hervor, dass die Mächtigkeit selbst im Randbereich des Gletschers mehrere hundert Meter betragen kann.

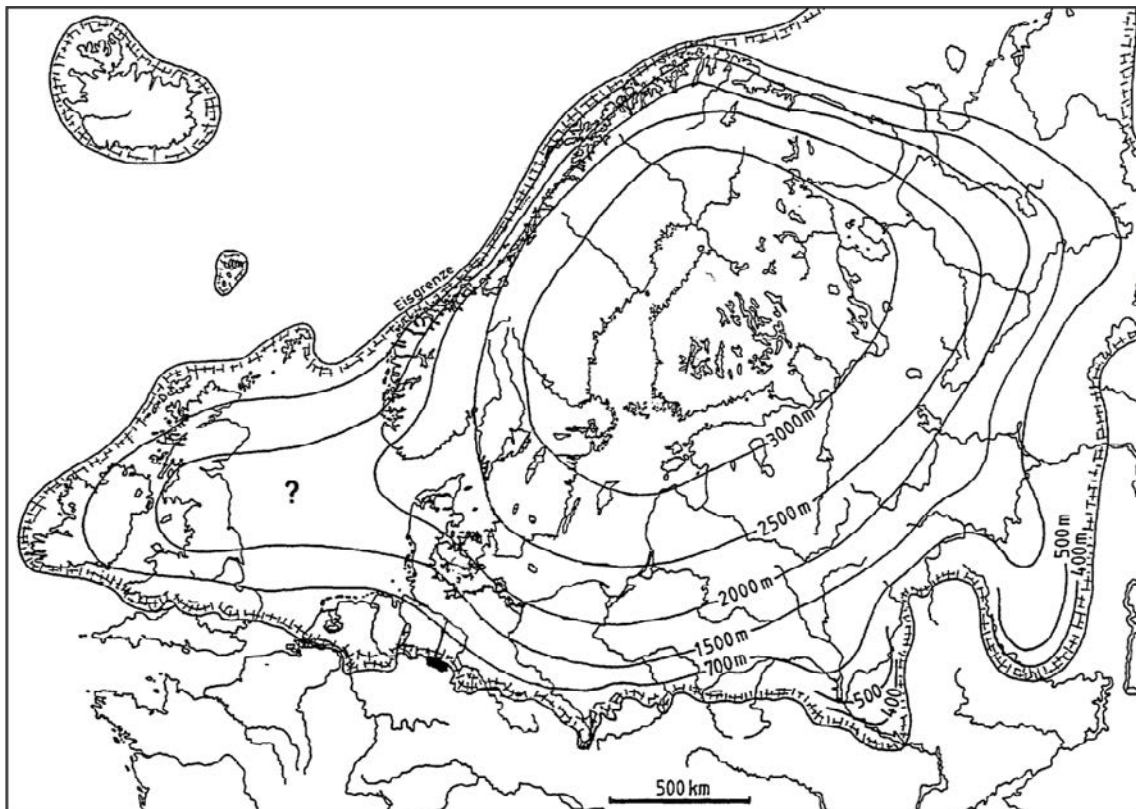


Abb. 7: Saalezeitliche Eisausbreitung und Gletschermächtigkeit (Feldmann 2002: 73, geändert)

In Süddeutschland breiten sich die Gletscher bei einer sog. Vorlandvereisung von den Alpen ausgehend bis in deren Vorland aus. Abbildung 8 zeigt die maximalen Eisrandlagen der früheren Vorlandgletscher in Süddeutschland. Darüber hinaus sind dort auch kleinere Vereisungsgebiete im Schwarzwald und im Bayerischer Wald dargestellt. Bei diesen handelt es sich um Gebirgsgletscher, die jedoch nur eine geringe Mächtigkeit aufwiesen. Ehemalige Gebirgsvergletscherungen wurden anhand von Geländebefunden aus der letzten Kaltzeit auch im Harz nachgewiesen (vgl. Liedtke 2003).

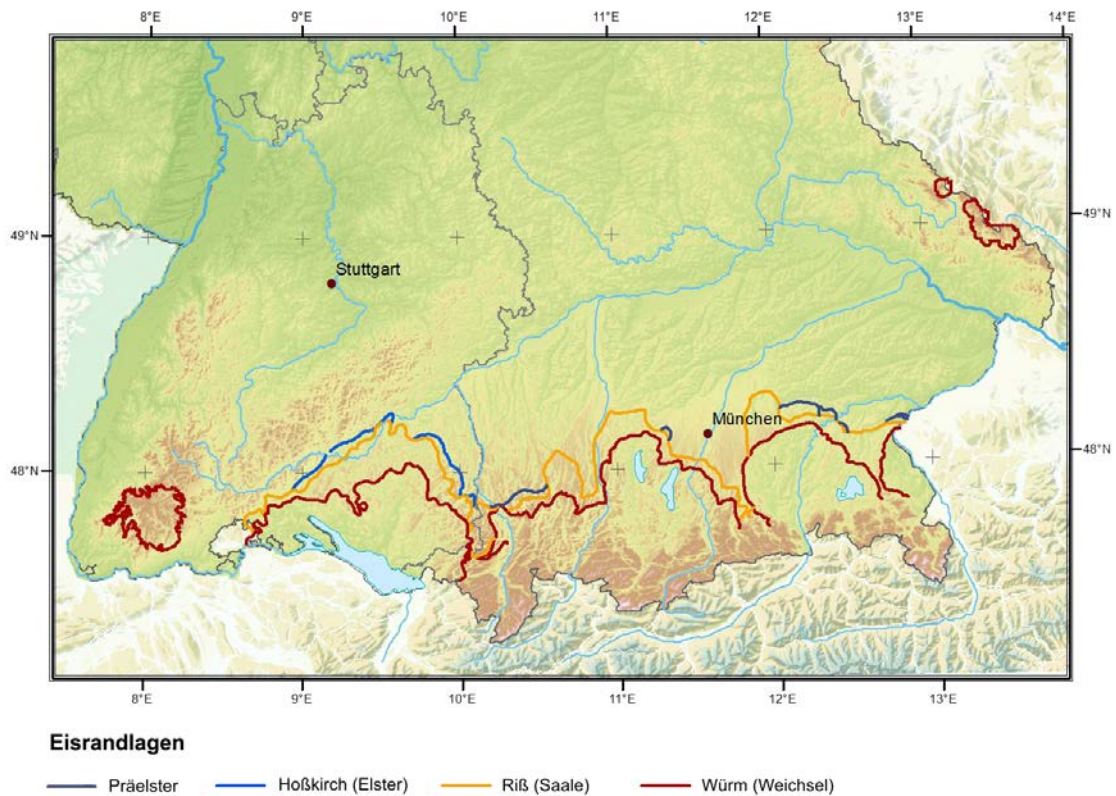


Abb. 8: Ausgewählte Eisrandlagen der Vorlandgletscher (geändert nach Reinhardt et al. (2017))

Abbildung 8 kann entnommen werden, dass in Süddeutschland in der Hoßkirch- und der Riß-Kaltzeit die größten Gletscherausdehnungen im Alpenvorland vorlagen. Diese entsprechen stratigraphisch der Elster- und Saale-Kaltzeit, in denen in Norddeutschland ebenfalls die größten Gletscher entstanden.

Rückschlüsse auf die frühere Gletschermächtigkeit liefern in den Gebirgsregionen meist unterschiedliche Geländebefunde, wie Abtragungshorizonte oder Erosionsmarker in Gebirgstälern. Für das letzte Vereisungsmaximum ermittelten (Keller & Krayss 1993) im alpinen Raum Eismächtigkeiten von 1.500–1.800 m. Auch in diesem Bereich sind die klimatischen Verhältnisse ein wichtiger Steuerungsmechanismus für die Mächtigkeit und Ausdehnung der Gletscher. In Kaltzeiten mit sog. trocken-kaltem Klima fließen Gletscher langsam und besitzen weniger Eismasse. Weitere Informationen und Beispiele finden sich auch in Stark (2014).

In Abbildung 9 ist beispielhaft die Ausbildung der Gletschermächtigkeit im Bereich des heutigen Bodensees während der letzten Kaltzeit zu sehen. Auch dort weisen die Gletscherzungen in den Randbereichen noch Mächtigkeiten im hundert Meter Bereich auf.

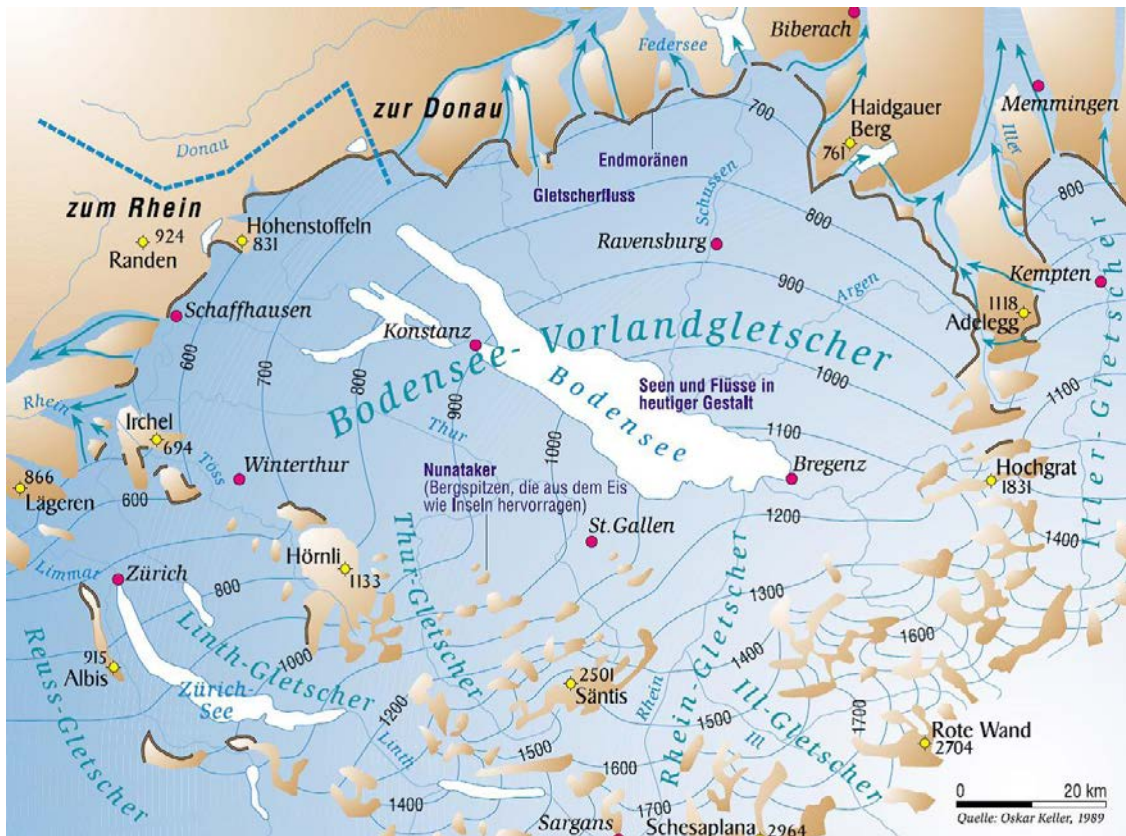


Abb. 9: Modell des würmzeitlichen Vereisungsmaximums (entspricht Weichsel) im heutigen Bodenseegebiet mit Angabe der Eismächtigkeit in Metern (in Wagner (1998), nach Keller & Krayss (1993))

### 5.2.1 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine

In den Gebieten mit einer Gletscherüberdeckung erfolgt eine direkte Beeinflussung über die veränderte Auflast, welche sich auf den Spannungszustand des Gebirges auswirkt. Ob dadurch sicherheitsrelevante Beeinflussungen entstehen, hängt u. a. von der Tiefe des ausgewiesenen ewG und dem zuvor herrschenden Spannungszustand ab. Eine Bewertung kann nur lokal unter Berücksichtigung aller dort vorhandenen Gegebenheiten und Prozesskopplungen erfolgen. Im Zusammenhang mit den Spannungsveränderungen wird in Veröffentlichungen (z. B. Brandes et al. 2014) auch diskutiert, inwieweit der Einfluss über den Gletscherrand hinaus ins Vorfeld reicht und ob dadurch vorhandene Störungen im Untergrund aktiviert werden können. Letztlich ist jedoch noch nicht geklärt, ob die gefundenen Hinweise durch andere Prozesse ausgelöst wurden. Dieser Effekt ist gleichermaßen bei der Vorlandvereisung zu beachten. Dort kommt hinzu, dass der Gletscher, solange er sich in den Gebirgstälern bewegt und ausbreitet, die Gebirgsspannungen dort auch in unterschiedlichen Richtungen und nicht nur durch die Auflast verändern kann.



Ebenfalls auflastbedingt kommt es unter dem Gletscher und in seinem Vorfeld vor allem in Norddeutschland zu isostatischen Bewegungen. Die Auswirkungen und die Unterschiede zwischen Nord- und Süddeutschland sind im Kapitel 5.4 beschrieben.

Ein mögliches Resultat einer Inlandvereisung in Norddeutschland ist die Entstehung glazialtektonischer Veränderungen, die z. B. in Eissmann (1987) und Hannemann (1995) bis in Tiefen von 200 bis 300 m beschrieben sind. Bei diesen Veränderungen kann es sich u. a. um Falten, Überschiebungen, Schuppen, Aufpressungs- und Zerrungsstrukturen handeln, die direkt durch den Gletscher verursacht werden. Falls die Oberfläche eines ewG im Bereich der nach § 23 (StandAG 2017) zulässigen Mindestteufe von 300 m liegt, kann es zu einer Beeinflussung des Barrieregesteins kommen. Die Tiefenwirkung dieses Prozesses hängt vor allem von der Art des Deckgebirges ab. Es ist also ebenfalls lokal zu prüfen, ob in der Vergangenheit derartige Umgestaltungen stattgefunden haben, oder ob das Deckgebirge begünstigende Eigenschaften aufweist. Dies ist dann bei der Tiefenlage des auszuweisenden ewG zu berücksichtigen.

Direkt durch die Einwirkung des Gletschers verursacht läuft auch die flächenhafte glazigene Erosion des Untergrundes ab. Sie kann vor allem bei Lockergesteinen eine tiefreichende Umgestaltung des Gebirges bewirken. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass bei einem Deckgebirge, das hauptsächlich aus Lockergestein besteht, das Wirtsgestein, bzw. Barrieregestein, durch diesen Prozess erreicht wird. Im Fall eines Gebirgs- und Vorlandgletschers ist die Ausbreitungsrichtung durch die Täler vorgegeben, so dass im Gebirgsbereich die lineare Erosion überwiegt. Insgesamt führt die glaziale Erosion in diesem Bereich eher zu einer Umgestaltung der Topographie durch Abtragung von Hochlagen am Talrand und im Vorfeld. Die linear wirkende glaziale Erosion in Form der Rinnenbildung wird im nächsten Kapitel 5.3 beschrieben.

Durch den Gletscher verursachte Änderungen der hydrogeologischen Verhältnisse können das Tiefenniveau der Barrieregesteine ebenfalls erreichen. Unter dem Gletscher können sich Grundwasserfließwege ändern und es kann zu einem Aufsalzen der Grundwässer kommen, wenn das hydraulische System stagniert. In der Abschmelzphase hingegen kann das gering mineralisierte Schmelzwasser bei hohen Druckpotenzialen über Aquifere auch tief in die Geosphäre vordringen. Insbesondere beim Wirtsgestein Steinsalz kann dies die Subrosion verstärken und muss bei Sicherheitsbewertungen berücksichtigt werden.

Während die Eisüberdeckung besteht, kann die Isolationswirkung des Eises zu einer Temperaturerhöhung in der Geosphäre führen. Diese Erhöhung reicht aus, um den Permafrost unter dem Gletscher zurückzubilden. Da an der Geländeoberkante das Eis mit niedrigen Temperaturen aufliegt sind der Erwärmung jedoch Grenzen gesetzt. Insgesamt wird nicht erwartet, dass die Erwärmung intensiv genug ausfällt, um die Barrieregesteine durch thermische Expansion direkt zu beeinträchtigen.

Grundsätzlich ist trotz der Vielzahl der Einwirkungen die Ausweisung eines ewG in zukünftig von Vergletscherung betroffenen Gebieten möglich, wenn entsprechende Tiefen gewählt werden und die nötigen Sicherheitsabstände eingehalten werden.

### **5.2.2 Ungewissheiten**

Wie bei allen klimaabhängigen Prozessen ist die zeitliche Prognose des Eintretens einer Inland- oder Vorlandvereisung ungewiss, da nicht genau vorhergesagt werden kann, wann eine Kaltzeit mit ausreichender Intensität vorliegt. Ebenso wenig kann prognostiziert werden, ob die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung einen großen oder einen kleineren Gletscher entstehen lassen. Insbesondere für die späteren Kaltzeiten können keine genauen Aussagen über die Verbreitung der Gletscher und deren Randlagen getroffen werden, da zu dieser Zeit sowohl die Geomorphologie als auch die oberflächennahen Gesteine von den rezenten Gegebenheiten abweichen werden. Beide beeinflussen die Ausbreitung eines Gletschers jedoch maßgeblich. Dies gilt gleichermaßen für Inland- und Vorlandgletscher.

Auch die tatsächliche Tiefenwirkung einiger glazialer Prozesse ist nicht exakt bestimmbar. Gerade die Einwirkungen der älteren Kaltzeiten können diesbezüglich nicht genau bewertet werden, da die nötigen Geländebefunde z. T. von jüngeren Vereisungen ausgeräumt wurden. Von welcher tatsächlichen Höhenlage der GOK aus die Prozesse in diesen Bereichen wirkten und welche Tiefe sie in Bezug auf diese erreichten kann dann nicht mehr nachvollzogen werden.

### **5.3 Glazigene Rinnen**

Eine Sonderform der glazialen Erosion ist die Rinnenbildung, die unter dem Gletscher abläuft und eine große Tiefenwirkung erreichen kann. In Süddeutschland werden diese glazigenen Rinnen als übertiefte Täler oder Glazialbecken bezeichnet, da sie sich häufig im Bereich der ehemaligen Gletscherzungen befinden, die sich in Talverläufen ausgebreitet haben. Ausführlichere Betrachtungen zur Entstehung von glazigenen Rinnen und übertiefen Glazialbecken können den Berichten Mrugalla (2011), Mrugalla (2014), Stark (2014) und Reinhardt et al. (2017) entnommen werden.

In Norddeutschland sind glazigene Rinnen mit unterschiedlichen Ausmaßen aus der Elster-, der Saale- und der Weichsel-Kaltzeit bekannt. Die Verbreitung der Rinnen ist auf die Gebiete begrenzt, die zur jeweiligen Zeit unter Eisbedeckung lagen. Abbildung 10 zeigt die Tiefenlage der Quartärbasis unter GOK und die Gletscherausbreitung in Norddeutschland. Die linear verlaufenden Vertiefungen in der Basisfläche entsprechen

den tieferen glazigenen Rinnen. In Richtung der Maximalausbreitung kommen zwar noch Rinnen vor, sie sind jedoch weniger zahlreich und oft flacher als 100 oder 50 m und deshalb in der Abbildung nicht aufgelöst.

Während die saale- und weichselzeitlichen Rinnen in den norddeutschen Lockersedimenten nur Tiefen von ca. 100–200 m erreichten, sind die elsterzeitlichen 200–300 m und vereinzelt sogar über 500 bis 600 m tief. Weshalb die tiefen Rinnen auf einen Bereich im Norddeutschen Becken konzentriert sind, ist noch nicht abschließend geklärt. Ebenso ist unklar, warum die elsterzeitlichen Rinnen tiefer sind als die saalezeitlichen, zumal die Gletscher der Saale- und Elster-Kaltzeit eine ähnliche Verbreitung aufwiesen. Klar ist, dass Festgesteine einen höheren Widerstand gegenüber der Erosion und der Rinnenbildung aufweisen, weshalb Rinnen im Festgestein nicht so tief sind wie im Lockergestein. Beispiele dafür sind Rinnen im Muschelkalk bzw. in den Kreidekalken und -mergeln an der Kreuzbrückenspalte im Tagebau Rüdersdorf (Schroeder 1995) und im Münsterländer Kiessandzug (Thiermann et al. 1970). Diese Strukturen erreichen lediglich Tiefen von ca. 30 bzw. 50 m.

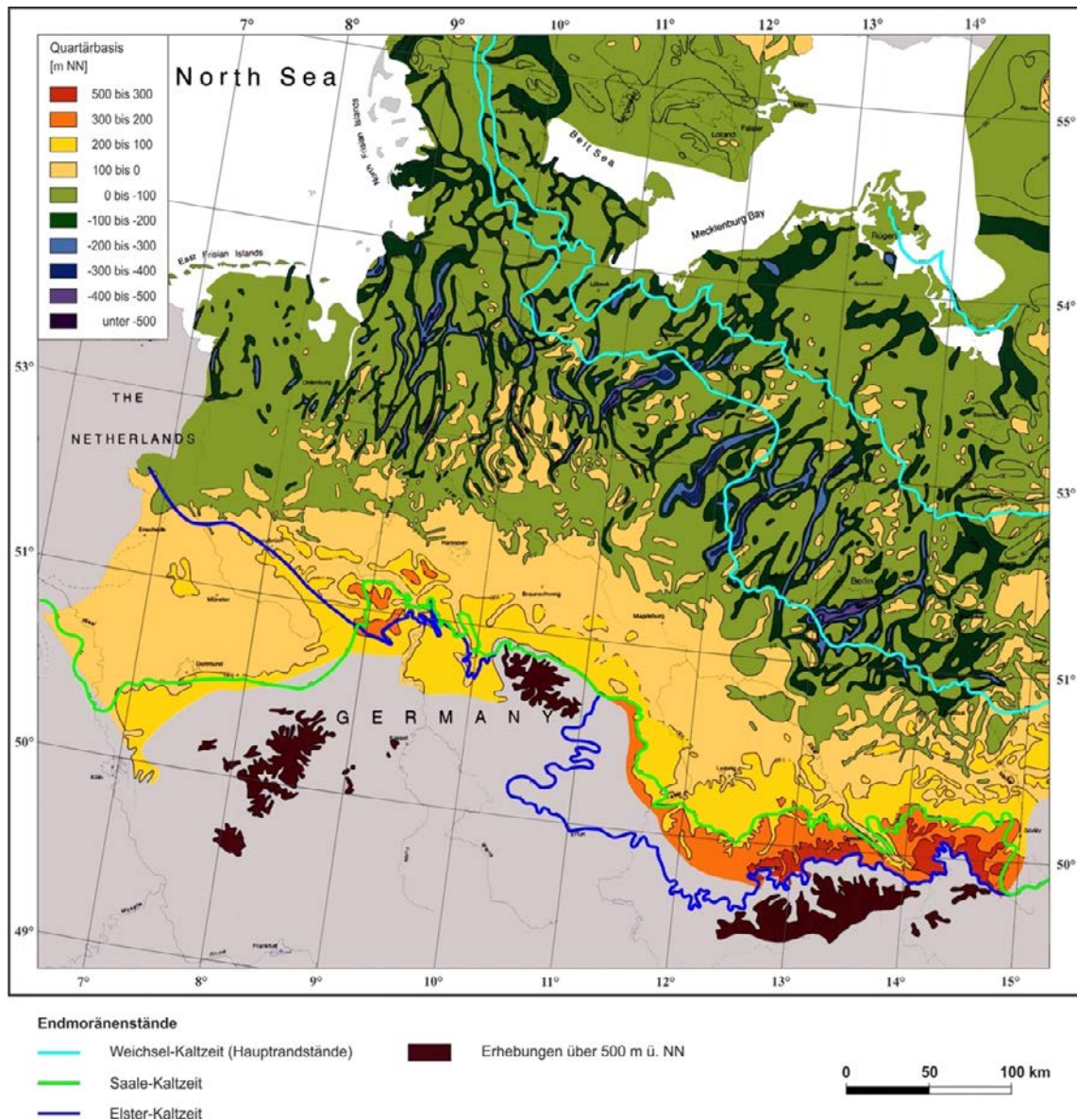


Abb. 10: Rinnenverteilung und Eisrandstände in Norddeutschland (geändert nach Stackebrandt et al. (2001))

Im Bereich der Inlandgletscher ist auch der Ablauf der Rinnenbildung nicht abschließend geklärt. Die bisherigen Theorien zur Genese erklären meist nur einige Rinnenlagen und -formen, aber nicht alle bekannten. Ein Überblick und eine Diskussion gängiger Theorien sowie Verweise auf weitere Literatur sind z. B. in Mrugalla (2011) und Mrugalla (2014) zusammengestellt. Wahrscheinlich ist, dass mehrere Prozesse gleichzeitig wirken und/oder sich beeinflussen, sodass je nach Ablauf und Verzahnung unterschiedliche Rinnenformen entstehen.

Bei den meisten Erklärungsansätzen für die Rinnengenese spielen Schmelzwässer eine wichtige Rolle, weshalb angenommen wird, dass Rinnenbildungen hauptsächlich in der

Endphase einer Kaltzeit auftreten. In dieser Zeit fallen trotz andauernder Gletscherüberdeckung bereits erhöhte Schmelzwassermengen an, die bis zum endgültigen Rückzug und dem Übergang zur Warmzeit zur Verfügung stehen. Die Dauer einer solchen Phase wird anhand der gesammelten Klimadaten aus der Vergangenheit auf Jahrhunderte bis wenige Jahrtausende geschätzt.

Ebenso wie in Norddeutschland die glazigenen Rinnen, liegen in Süddeutschland die übertieften Glazialbecken in Gebieten, die während der Kaltzeiten unter Eisbedeckung lagen (Schreiner 1992). Abbildung 11 gibt basierend auf verschiedenen Autoren einen zusammenfassenden Überblick über die Verteilung von übertieften Glazialbecken in Süddeutschland (vgl. a. Reinhardt et al. 2017).

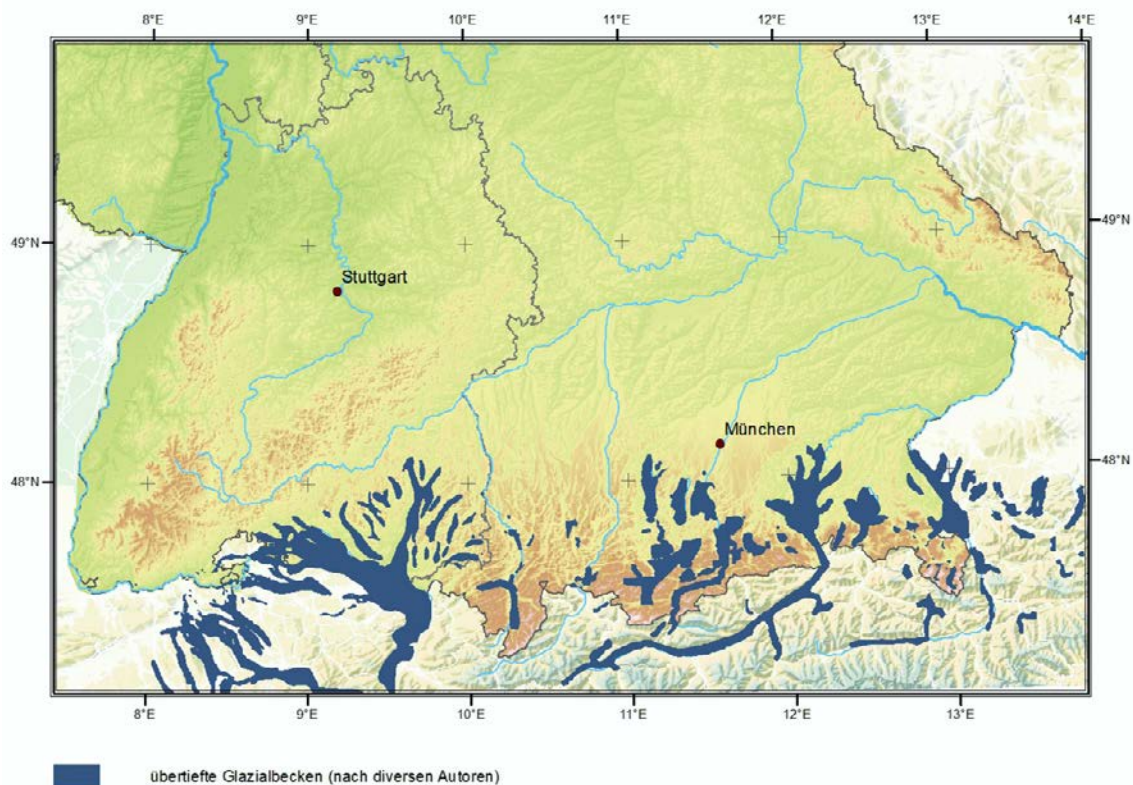


Abb. 11: Lage der übertieften Glazialbecken in Süddeutschland (nach Reinhardt et al. (2017: Abb. 29), geändert)

Das mit 700 m tiefste Glazialbecken wurde durch den ehemaligen Rheingletscher in Kombination mit fluvialer Erosion gebildet (vgl. a. Geyer & Gwinner 2011). Die fluviale Erosionswirkung des Alpenrheins wird während der Kaltzeiten durch stärkere Abflüsse erhöht und macht mit etwa 350 m die Hälfte der Gesamttiefe aus (Schreiner 2000). Weitere Informationen zur Entwicklung der übertieften Glazialbecken stellen Ellwanger et al. (2011) und Reinhardt et al. (2017) zusammen. Beschrieben werden dort auch mehrere

Generationen von Glazialbecken, die z. T. von Stammbecken ausgehen und in den gleichen Tälern in mehreren Kaltzeiten weiter vertieft wurden. Es konnten jedoch auch markante Änderungen der Abflussrichtung z. B. des Rheins nachgewiesen werden. Untersuchungen von Habbe (1996a, 1996b) zur Rinnengenese im Bereich der Vorlandgletscher betrachten auch den Bewegungsmechanismus der Gletscher im nördlichen Molassebecken. Nach Plum et al. (2008) kommen dort Übertiefungen im Bereich von 300 m vor.

Neben den Abflussbedingungen der Flüsse werden in den Alpen auch tektonisch bedingte Auflockerungen im Gestein als steuernde Faktoren für die verstärkte glaziale Ausschürfung von Tälern genannt (s. Preusser et al. 2010). In diesem Bereich wird außerdem davon ausgegangen, dass schon bestehende Täler vom Eisstrom bevorzugt werden und somit bevorzugte Bereiche für die Entstehung der glazialen Übertiefung darstellen. Dies gilt vor allem dann, wenn die Täler bereits tiefer ausgeräumt wurden. Im Gegensatz zu Norddeutschland, wo viele der Rinnen bereits am Ende der Kaltzeit mit Sedimenten verfüllt wurden und im Geländere relief nicht als Hohlform zurückblieben, bildeten sich in den Ausräumungen im Alpenvorland ausgedehnte Seen, die zum Teil heute noch bestehen (u. a. Bodensee, Ammersee, Chiemsee) (s. a. Jerz 1993).

Auch wenn viele steuernde Faktoren insbesondere im Alpenraum nachweisbar sind, bleibt vor allem im Alpenvorland der genaue Bildungsmechanismus sowie das tatsächliche Alter der glazialen Übertiefungen weiterhin unklar (Preusser et al. 2010).

### **5.3.1 Zukünftige Entwicklung von glazigenen Rinnen**

In zukünftigen Kaltzeiten kann es in Gebieten mit Gletscherüberdeckung erneut zu Rinnenbildungen kommen. In Norddeutschland werden die nordöstlichen Bereiche, die dichter am Vereisungszentrum liegen, auch in Kaltzeiten mit einer geringeren Gletscherausdehnung, wie z. B. während der Weichsel, von einer Vereisung betroffen sein. Dort ist daher die Möglichkeit einer Rinnenbildung häufiger gegeben als am Außenrand der früheren Elster- und Saalegletscher. Allgemein können in Norddeutschland in Bereichen, die ehemals von Vergletscherungen betroffen waren und die hohe Lockergesteinsmächtigkeiten aufweisen, auch erneut tiefe Rinnen gebildet werden. Liegen entsprechende Bildungsbedingungen vor, können auch im Festgestein Rinnen angelegt werden, die jedoch wegen der höheren Erosionsresistenz der Gesteine nicht so tief sein werden, wie die im Lockergestein.

In Bezug auf den Ort, an dem Rinnen gebildet werden, und die räumliche Ausdehnung, die sie dort annehmen, konnten keine eindeutigen Abhängigkeiten vom Gesteinsuntergrund nachgewiesen werden. Insbesondere in Bereichen mit mächtigem Lockergestein kann eine Rinne überall entstehen. Dort konnte auch nicht nachgewiesen werden, dass ehemalige Rinnen bevorzugt zur Neuanlage genutzt werden.

In Süddeutschland werden die zukünftigen Gletscher von den Alpen ausgehen und zuerst die Alpentäler weiter vertiefen. Breiten sie sich ins Vorland aus, ist auch dort eine erneute Bildung vertiefter Becken möglich. Die früher angelegten glazigenen Becken weisen heute eine Füllung aus Lockergestein auf. Wurden diese Becken im Festgestein angelegt, ist eine erneute Ausräumung wahrscheinlich. Ellwanger et al. (2011) geben als Beispiel den Rheingletscher an, der in Zukunft vermutlich das bereits angelegte Becken erneut nutzen wird. Dazu müsste der Rheingletscher jedoch seine Ausbreitungsrichtung beibehalten, was in der Vergangenheit nicht immer der Fall war. Zusammenfassend beschrieben ist die Reorientierung des Rheingletschers z. B. in Stark (2014) und Reinhardt et al. (2017).

### **5.3.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Insbesondere in den norddeutschen Vereisungsgebieten entstanden auf weiten Flächen glazigene Rinnen mit sehr unterschiedlicher Tiefe. Da in Zukunft damit gerechnet werden muss, dass solche Rinnen erneut gebildet werden, ist vor allem in den Bereichen mit tiefen Rinnen eine Bewertung der lokalen Gegebenheiten notwendig. Wenn das Tiefenniveau von 600 m erneut erreicht wird, würde ein Barrieregestein in 300 m Tiefe von diesem Prozess erfasst. Ein Standort in diesen Bereichen müsste daher so angelegt sein, dass der ewG in ausreichender Tiefe liegt, so dass keine Beeinträchtigung zu erwarten ist. Dies gilt für alle Wirts- bzw. Barrieregesteine gleichermaßen.

Bei der Ausweisung eines ewG innerhalb des Wirtsgesteins ist zu beachten, dass Festgesteine bei der gleichen Prozesseinwirkung der Rinnenbildung weniger tief ausgeräumt werden als Lockergesteine. Ein wenig geklüftetes Kristallingestein wäre z. B. widerstandsfähiger als ein stark geklüftetes Tongestein. Die Widerstandsfähigkeit von Salzgestein entspricht der von Festgesteinen. Salinarformationen werden somit nicht bevorzugt ausgeräumt. Die Ausprägung des Wirtsgesteins und die zu erwartende Rinnentiefe müssen daher lokal bewertet werden und können nicht allgemeingültig übertragen werden. Dies gilt ebenso für Süddeutschland, wo lokal bewertet werden muss, welche Voraussetzungen für die Anlage eines tiefen glazigenen Beckens gegeben sind, da die vorliegenden das nach StandAG zulässige Tiefenniveau eines Barrieregesteins bereits erreichten.

### **5.3.3 Ungewissheiten**

Für Nord- und Süddeutschland gilt, dass die Abhängigkeit von der nicht vorhersagbaren Klimaentwicklung eine große Ungewissheit bei der Prognose über eine Million Jahre bedingt.

Ungewissheiten bei der Prognose der zukünftigen Rinnenbildungen ergeben sich auch daraus, dass die Prozesse, die zur Rinnengenese führen, sowie ihr Ablauf oder Ineinandergreifen noch nicht vollständig bekannt sind. Daraus resultiert, dass keine genaue

Angabe darüber gemacht werden kann, an welcher Stelle und mit welcher Ausrichtung eine Rinne in Zukunft gebildet wird. Diese Ungewissheit kommt in Norddeutschland stärker zum Tragen als in Süddeutschland, wo davon auszugehen ist, dass ehemalige Ausräumungen erneut genutzt werden.

Eine weitere Ungewissheit besteht darin, dass auch die tatsächliche Lage und Tiefe der bereits vorhandenen Rinnen nicht exakt bekannt sind. Grund dafür ist, dass die geophysikalischen Erkundungsmethoden, wie z. B. Seismik, die genaue Form einer Rinne insbesondere im Lockergestein nur unzureichend abbilden. Daher ist es im Rahmen einer Standortbewertung nötig, weitere Daten heranzuziehen. Vor allem Bohrungsbefunde können genauere Daten zur Quartärbasis und zu Sedimentaltern liefern.

#### **5.4     *Isostatische Bewegungen der Lithosphäre***

Isostatische Bewegungen der Lithosphäre (in älteren FEP-Katalogen als Krustendeformation bezeichnet) sind im Vergleich zu den epirogenetischen nicht tektonisch ausgelöst. Sie treten relativ kurzfristig auf und dauern, anders als die Epirogenese, die in Zeiträumen von Millionen Jahren abläuft, mehrere 10.000 bis wenige 100.000 Jahre an. In Deutschland werden sie z. B. in Kaltzeiten durch die Auflast eines Gletschers hervorgerufen. Die Rückstellbewegung dauert nach dem Abschmelzen des Gletschers in der Warmzeit weiter an. So sind die isostatischen Bewegungen nach der letzten Kaltzeit in Skandinavien noch heute geodätisch messbar (z. B. Johansson et al. 2002). Abbildung 12 stellt schematisch das Bewegungsprinzip des Prozesses dar, welcher auch den unter der Lithosphäre liegenden Mantel erreicht.



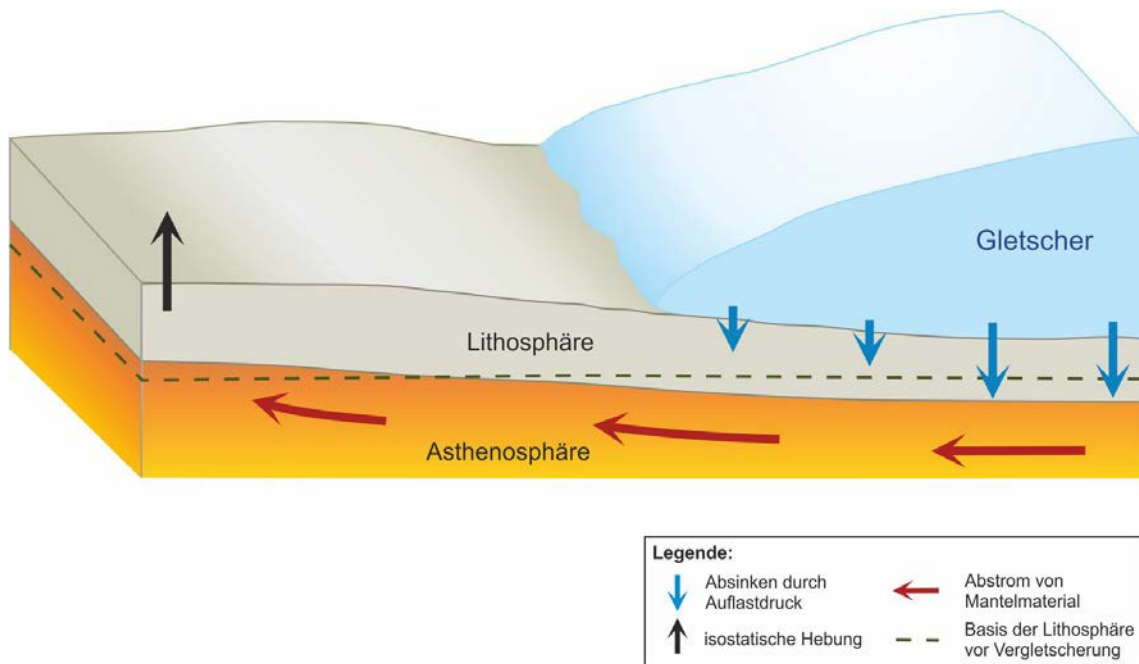


Abb. 12: Prinzipskizze der isostatischen Bewegungen der Lithosphäre bei einer Gletscherauflast (Mrugalla 2011, geändert)

Von der Gletschermächtigkeit kann nicht direkt auf den Absenkungsbetrag der Lithosphäre rückgeschlossen werden, da auch weitere Faktoren, wie der strukturelle Aufbau und die Beschaffenheit des Untergrundes, die Krustendicke und die Abflussreaktion des Mantelmaterials sowie die Dauer der Auflast eine Rolle spielen. Ebenso greift die mit der Vergletscherung einhergehende Meeresspiegelschwankung in den Prozess ein und selbst Fernwirkungen des nordamerikanischen Gletschers bilden bis heute einen Anteil der gemessenen Rückbewegung in Skandinavien (Lund & Schmidt 2011). Die Aussage von Aseev (1968), dass bei einer vermuteten Maximalmächtigkeit des Eisschildes der Weichsel-Kaltzeit von im Mittel 3.000 m in Skandinavien ein theoretischer Deformationsbetrag von ca. 1.000 m (infolge Verzögerung wohl aber nur 550–700 m) angenommen wird, kann daher nur als Näherung verstanden werden.

Die isostatischen Bewegungen und die Gletscherauflast greifen außerdem in das Spannungsfeld des Untergrundes ein. In Stewart et al. (2000) werden verschiedene Aspekte dazu betrachtet, die u. a. in Mrugalla (2014) zusammengefasst sind.

Betrachtungen zu isostatischen Bewegungen beziehen sich hauptsächlich auf die Auswirkungen der Weichsel-Kaltzeit, da diese heute noch messbar sind. Die Ausgleichsbewegungen, die auf den Saale- oder Elster-Gletscher zurückgehen, sind heute nicht mehr nachweisbar und auch die tatsächliche Gesamtausbreitung und Mächtigkeit dieser Gletscher ist für Abschätzungen nicht hinreichend bekannt. Unbekannt ist z. B. die genaue

Ausbreitung dieser Gletscher im Bereich der heutigen Barentssee, die die Mächtigkeit stark beeinflusst haben könnte. Daher ist unklar, wie weit die Absenkungen über die Maximalstände dieser Gletscher hinaus ins Umfeld reichten.

Für den Alpenraum und dessen Vorland wird über Einflüsse von isostatischen Bewegungen kontrovers diskutiert (z. B. Gudmundsson 1994; Stocchi et al. 2005; Persaud & Pfiffner 2004). Eine Zusammenfassung der Diskussionen erfolgte in Stark (2014). Insgesamt sprechen, laut der Autoren, einige Geländebefunde gegen eine Beeinflussung durch isostatische Bewegungen. Die isostatischen Bewegungen in Süddeutschland übten weniger Einfluss auf die Geosphäre aus als es im Bereich des norddeutschen Inlandgletschers der Fall war. Eindeutige Nachweise von Veränderungen durch diesen Prozess liegen für Süddeutschland nicht vor.

#### **5.4.1 Zukünftige Entwicklung**

In Norddeutschland wird es in zukünftigen Kaltzeiten mit einem Inlandgletscher erneut zu isostatischen Bewegungen kommen, die in gleicher Intensität wie in der Vergangenheit zu erwarten sind. Je höher die Eismächtigkeit ist, desto wahrscheinlicher ist auch, dass es zu einer deutlichen Absenkung kommt. Davon wären dann vor allem die Bereiche im Norden und Nordosten Deutschlands betroffen, die dichter am Vereisungszentrum in Skandinavien liegen. Eine Absenkung um einige hundert Meter kann dort nicht ausgeschlossen werden. Bereiche, die im Vorfeld des Gletschers liegen und in die das verdrängte Mantelmaterial einwandert, können eine leichte Hebung aufweisen. Ein entsprechender Rückstelleffekt ist heute jedoch nicht mehr nachweisbar, so dass davon ausgegangen werden kann, dass diese Hebung gering ausfällt.

Für Süddeutschland ist für die Vergangenheit eine Beeinflussung nicht eindeutig nachgewiesen. Daher wird auch für die Zukunft nicht erwartet, dass durch diesen Prozess eine Veränderung der Geosphäre hervorgerufen wird.

#### **5.4.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Jeder Prozess, bei dem die Geosphäre sich in ihrer Gesamtheit bewegt, betrifft automatisch auch Barrieregesteine, die in dieser Region vorkommen. Durch die isostatischen Bewegungen der Lithosphäre und vor allem in Kombination mit der Eisauflast können Spannungsänderungen in der Geosphäre erzeugt werden, die die Barrieregesteine beeinflussen. Wie hoch die Spannungsänderungen ausfallen, kann nur anhand lokaler Gegebenheiten abgeschätzt oder bewertet werden. Lediglich in Süddeutschland wird im Bereich der früheren Vereisungen nicht mit einer verändernden Beeinflussung der Barrieregesteine durch isostatische Bewegungen gerechnet, da diese geringer ausfallen.

Ein deutlicher Anstieg der Temperaturen in den Barrieregesteinen wird durch diesen Prozess nicht erwartet. Die Lithosphäre wird insgesamt bewegt und selbst bei einer Absenkung von mehreren hundert Metern, wie sie in Norddeutschland bei hohen Gletschermächtigkeiten möglich sind, wäre der Abstand vom Barrieregestein zur Wärmequelle und die Temperaturverteilung im tieferen Untergrund fast unverändert. Durch die isostatisch bedingte Absenkung kann es zwar zu einer Ausdünnung der Lithosphäre am Übergang zum Mantel kommen, doch auch diese wäre gering, zeitlich begrenzt und würde nicht zu einer erhöhten Einwirkung des terrestrischen Wärmestroms auf die Barrieregesteine führen.

### **5.4.3 Ungewissheiten**

Wie bei allen klimaabhängigen Prozessen kann auch für die isostatischen Bewegungen nicht prognostiziert werden, wann sie eintreten, da nicht bekannt ist, wann sich ein Gletscher bildet, der groß genug ist, um in Deutschland diese Auswirkungen zu erzeugen. Darüber hinaus bestehen Ungewissheiten vor allem bei der Abschätzung der möglichen Absenkungsbeträge. Wie zuvor erläutert, kann von der Gletschermächtigkeit nicht direkt auf den Absenkungsbetrag rückgeschlossen werden, da auch die lokalen geologischen Gegebenheiten eine Rolle spielen. In Ellenberg (1993) wird zudem ausgeführt, dass bei rezente Messungen Ungewissheiten auch aus lokal wirksamen Überlagerungen der Messwerte resultieren. Diese können u. a. durch Grundwasserabsenkungen, oberflächennahe Rutschungen, Diapirismus, Subrosion oder auch durch bergbaubedingte Setzungen und weitere kurzfristige Ereignisse entstehen. Modellierungen, die alle Einflüsse erfassen, müssten große Regionen mit einem hohen Detaillierungsgrad abbilden. Doch auch dann wäre nicht gewährleistet, dass die Absenkung sicher bestimmt werden kann. Daher ist für Sicherheitsuntersuchungen derzeit lediglich eine abgeschätzte Bandbreite mit großen Ungewissheiten nutzbar.

## **6 Zu betrachtende geologische Prozesse in Deutschland**

Die thematische Gliederung in diesem Kapitel orientiert sich an der Gliederung in vorliegenden FEP-Katalogen aus verschiedenen Vorhaben (Wolf et al. 2012a; Stark et al. 2014a; Stark et al. 2016a). Eine Einteilung anhand der Eintrittswahrscheinlichkeit erfolgte in dieser Langzeitprognose nicht, da sie für die einzelnen Prozesse regional sehr unterschiedlich sein kann und auch in Bezug auf die verschiedenen Barrieregesteine nicht einheitlich ist.

## **6.1 Vertikale Bewegungen der Lithosphäre**

Vertikale Bewegungen der Erdkruste (Epirogenese) beschreiben weiträumig angelegte und über lange geologische Zeiträume andauernde Auf- oder Abwärtsbewegungen der Lithosphäre ohne eine Störung des Gesteinsgefüges (z. B. Grotzinger & Jordan (2017) und Eisbacher (1996)).

Als Teil des Neogeodynamica Baltica Projekts (Garetsky 2001) wurden anhand der Verstellung von marinen tertiären Sedimenten die Hebungs- oder Senkungsbeträge der Lithosphäre seit dem Rupel (vor ca. 34 Millionen Jahren) ermittelt. Karte 1 (Ludwig 2001) zeigt das Ergebnis dieser Untersuchung und deckt in Deutschland von Norden nach Süden einen Bereich bis ungefähr zum Rand des Erzgebirges ab. Nicht abgedeckt sind z. B. Gebiete in Südniedersachsen und Hessen, in denen die marinen tertiären Schichten nicht zur Ablagerungen kamen. Hebungen von 1 mm/a oder mehr, die durch die Anwendung des Ausschlusskriteriums gemäß § 22 (StandAG 2017) in den zu betrachtenden Teilgebieten, Standortregionen bzw. Standorten nicht zulässig sind (vgl. Kap. 3) werden in den belegten Bereichen nicht erreicht. Dennoch sollten die Hebungen und Senkungen, die zum Teil einen Betrag von -1.000 m seit dem Rupel überschreiten, dahingehend betrachtet werden, ob sich lokal Beeinträchtigungen eines Endlagersystems ergeben könnten. Dabei sollte auch die Kopplung mit anderen geologischen Prozessen nicht außer Acht gelassen werden. In Küstennähe können die Bewegungen etwa eine Transgression oder Regression (s. a. Kap. 6.2) verursachen oder beeinflussen. In Süddeutschland sind vertikale Bewegungen meist mit der alpinen Orogenese verknüpft, so dass anhand der derzeitigen Datengrundlage eine Trennung der epirogenetischen und der tektonisch induzierten Bewegungsanteile nicht möglich ist. Ein Beispiel für diese Art der kombinierten vertikalen Bewegungen, die heute noch anhalten, ist die Entwicklung des Oberrheingrabens (vgl. a. Stark 2014). Vertikale Bewegungen, die an großräumige Senkungszonen gebunden sind, sind auch aus dem Alpenvorland bekannt (s. a. Bachmann & Müller 1995). Ungefähr ab dem oberen Miozän vor ca. 5 bzw. 11 Millionen Jahren begann sich das Alpenvorland zu heben (Kuhlemann & Kempf 2002). Für diese Bewegungen kommen mehrere Ursachen in Frage. Daraus resultiert letztlich, dass für Süddeutschland derzeit keine überregionalen Auswertungen der Bewegungsraten vorliegen, die in diese Langzeitprognose einfließen könnten.

### **6.1.1 Zukünftige Entwicklung**

Die großräumigen vertikalen Bewegungen werden auch in Zukunft permanent ablaufen. Da sie sehr langsam und somit langfristig ablaufen, ist innerhalb von einer Million Jahre nicht damit zu rechnen, dass sich der Bewegungssinn in Deutschland völlig umkehrt. Daher können die Hebungen und Senkungen prinzipiell auch für die Zukunft angenommen werden. Da nicht ganz Deutschland mit aussagekräftigen Daten belegt ist und die Darstellungen

in den belegten Bereichen mit Ungewissheiten behaftet sind, ist eine flächendeckende Prognose derzeit nicht möglich.

Für das Norddeutsche Becken kann angenommen werden, dass sich die Senkung weiter fortsetzt und dass die südwestlich anschließende Mittelgebirgsschwelle weiterhin gehoben wird. Gleiches gilt für das Süddeutsche Alpenvorland und die Alpen, für die ebenfalls von anhaltenden Hebungen ausgegangen wird.

Küstennah wurden in den Bereichen des Holstein und des Hamburg Trogs seit dem Rupelium Senkungsbeträge von 1.000 bis 1.100 m ermittelt (Ludwig 2001). Übertragen auf eine Million Jahre in die Zukunft, würde die weitere Absenkung dort rund 30 m betragen. Dies müsste bei einer Bewertung der Transgression und Regression als Kopplung betrachtet werden (s. a. Kap. 6.2).

### **6.1.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Die epirogenetischen Bewegungen betreffen die gesamte Lithosphäre, ohne das Gesteinsgefüge zu stören. Daher sind direkte mechanische Einwirkungen auf die Barrieregesteine nicht zu erwarten. Die Beeinflussungen ergeben sich erst über Kopplungen mit weiteren Prozessen. So sind Hebungen bei den Ausschlusskriterien berücksichtigt, weil z. B. die Erosion bei starken Hebungen zu einer Verringerung der Deckgebirgs- und/oder Wirtsgesteins- bzw. Barrieregesteinsmächtigkeit führen könnte.

### **6.1.3 Ungewissheiten**

Bei der Ableitung der vertikalen Bewegungsbeträge anhand der Verstellung von marinen tertiären Sedimenten (Garetsky 2001) können Ungewissheiten dadurch auftreten, dass die stratigraphische Zuordnung der marinen Sedimente ungenau ist und dass die Verstellungsbeträge, von denen auf die vertikale Komponente rückgeschlossen wird, Schwankungsbreiten aufweisen. Insbesondere die z. T. lückenhafte Verbreitung oder das Fehlen der marinen Ablagerungen führen dazu, dass keine, oder nur ungenaue Aussagen über diese Bewegung in größeren Bereichen in Deutschland gemacht werden können. Dort müsste im Fall einer genaueren Betrachtung anhand der vorliegenden Sedimente lokal geklärt werden, ob andere Ablagerungen zur Auswertung der Verstellung in Frage kommen oder ob andere Methoden geeignet sind, um auf die langfristige epirogenetische Bewegungskomponente zurückzuschließen. Die in Ludwig (2001) dargestellten Bewegungsbeträge können daher nicht als exakte Prognosegrundlage dienen, sie können jedoch zur ungefähren Abschätzung herangezogen werden.

Derzeit werden verschiedene Methoden angewendet, um die vertikalen Bewegungen zu bewerten oder zu messen, u. a. werden dafür auch Erosionsraten herangezogen. Die Messungen der rezenten Bewegungen decken nur einen vergleichsweise kleinen Zeitraum ab und sie erfassen auch lokale Phänomene, die nicht auf die Epirogenese zurückzuführen sind. Ein Beispiel dafür ist die Absenkung der Geländeoberfläche bei großräumigen Grundwasserabsenkungen. Von diesen Messungen kann daher nicht direkt auf die langfristigen Bewegungen zurückgeschlossen werden. Eine Aufschlüsselung des epirogenetischen Anteils erfordert die genaue Kenntnis aller überlagernder Prozesse, die oft nicht gegeben ist. Weitere Methoden zur Ermittlung von vertikalen Bewegungen sind in Jähne-Klingenberg et al. (2019) zusammengestellt.

Für eine regionale oder lokale Bewertung sind die Ungewissheiten der verfügbaren Datengrundlage und die der verwendeten Auswertungsmethoden zu erfassen und zu berücksichtigen. Diese können je nach Datenlage sehr unterschiedlich sein und werden an dieser Stelle daher nicht im Einzelnen betrachtet.

## **6.2 Transgression oder Regression**

Transgression bezeichnet die landeinwärts gerichtete Verschiebung der Küstenlinie und Regression die seewärts gerichtete. Mögliche Auslöser dieser Verlagerung sind:

- vertikale Bewegungen der Lithosphäre, z. B. durch Epirogenese (s. Kap. 6.1) oder Isostasie (s. Kap. 5.4),
- tektonische Einwirkungen verbunden mit der plötzlichen Öffnung von Meeresbecken oder regionalen Absenkungen,
- globale eustatische Meeresspiegelschwankungen durch klimabedingt entstehende oder abschmelzende globale Eismassen und wärmebedingte Ausdehnung des Wassers sowie
- erhebliche Sedimentation in Meeresbecken.

In der erdgeschichtlichen Vergangenheit kam es in Norddeutschland mehrfach zu Trans- und Regressionen, die langfristig abliefen und meist von vertikalen Bewegungen der Lithosphäre ausgelöst wurden. Süddeutschland war in der jüngeren geologischen Vergangenheit nicht von diesem Prozess betroffen. Letztmalig existierte im oberen Tertiär (Miozän) ein langgestreckter Meeresstreifen im heutigen Voralpenbereich (z. B. Geyer & Gwinner 2011).

Kurzfristige deutliche Verlagerungen der Küstenlinie sind in Norddeutschland an die Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gebunden. Insgesamt erzeugten sie Meeresspiegelschwankungen von mehr als 100 m (Murawski & Meyer 2010).

### 6.2.1 Zukünftige Entwicklung

Regressionen und Transgressionen werden in den nächsten eine Million Jahren nur für den Norddeutschen Raum erwartet. In zukünftigen Kaltzeiten mit Inlandvereisung käme es wegen der Bindung von Wasser als Eis zu einer globalen Regression. In Deutschland würde sich die Küstenlinie in Richtung der Nordsee verlagern und die Ostsee wäre eisbedeckt. In den zu erwartenden Warmzeiten könnten sich Küstenlinien entwickeln, die im Bereich heutiger Landmassen liegen. Abbildung 13 zeigt die ungefähren Küstenlinien des Eem- und Holstein-Meeress, die so in ähnlicher Ausprägung auch in Zukunft möglich wären. Abweichungen ergeben sich hauptsächlich durch Veränderungen in der Topographie, die in Norddeutschland eher geringfügig ausfallen werden. Daher wird erwartet, dass in diesem Bereich lediglich eine flache Meeresbedeckung entsteht, die auch nur geringmächtige Sedimentablagerungen ermöglicht.

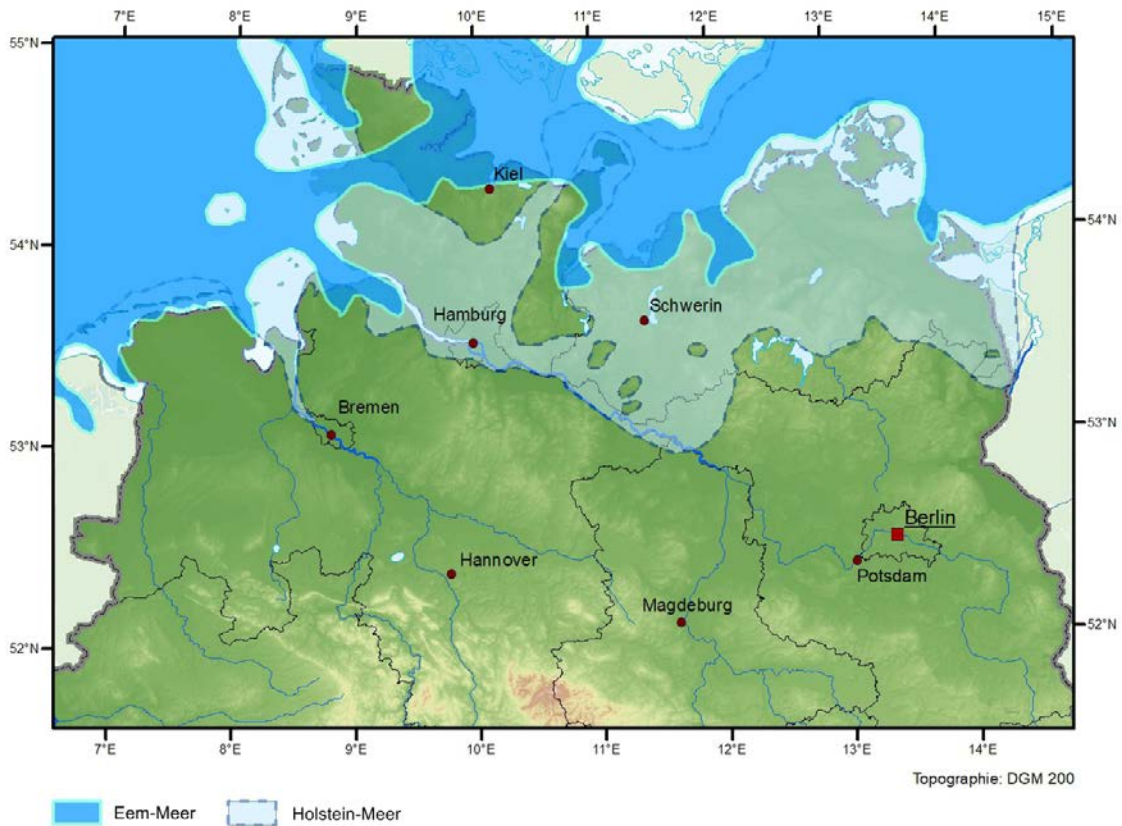


Abb. 13: Ungefähre Ausbreitung des Holstein- und Eem-Meeress nach (Ehlers 2011)

Die Wassersäule, die in einem solchen Flachmeer zusätzlich auf die Geosphäre einwirkt, erzeugt über die Auflast nur geringe Spannungsänderungen. Darüber hinaus gäbe es einen Einfluss auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Untergrund. Während der Überflutung besteht kein hydraulisches Potenzial und die Grundwasserströmung käme zum Erliegen. Andererseits käme es durch Dichteströmung und Diffusion durch die überlagernden Salzwässer zu einem Aufsalzen der Süßwässer und somit zu einer Änderung der hydrochemischen Verhältnisse.

Zu den natürlich ausgelösten Meeresspiegelschwankungen können auch anthropogen verursachte hinzukommen. Käme es, z. B. durch anthropogene Einflüsse, zu einer anhaltenden Erwärmung der Atmosphäre, könnte es zu einem vollständigen Abschmelzen aller global vorhandenen Eismassen kommen. Nach einer Abschätzung von Allison et al. (2009) würde dies einen Meeresspiegelanstieg von rund 65 m nach sich ziehen. Abbildung 14 stellt die ungefähre Meeresausbreitung dar, die sich dann in Norddeutschland einstellen würde. Für die letzten eine Million Jahre liegen für Norddeutschland keine Hinweise vor, dass ein derartiger Meeresspiegelanstieg und damit ein vollständiges Abschmelzen der globalen Eismassen auftrat. Ein Anstieg in diesen Dimensionen kann bei einer anthropogen bedingten Erwärmung der Erdatmosphäre und einer damit verbundenen längeren Dauer der derzeitigen Warmzeit jedoch nicht ausgeschlossen werden.



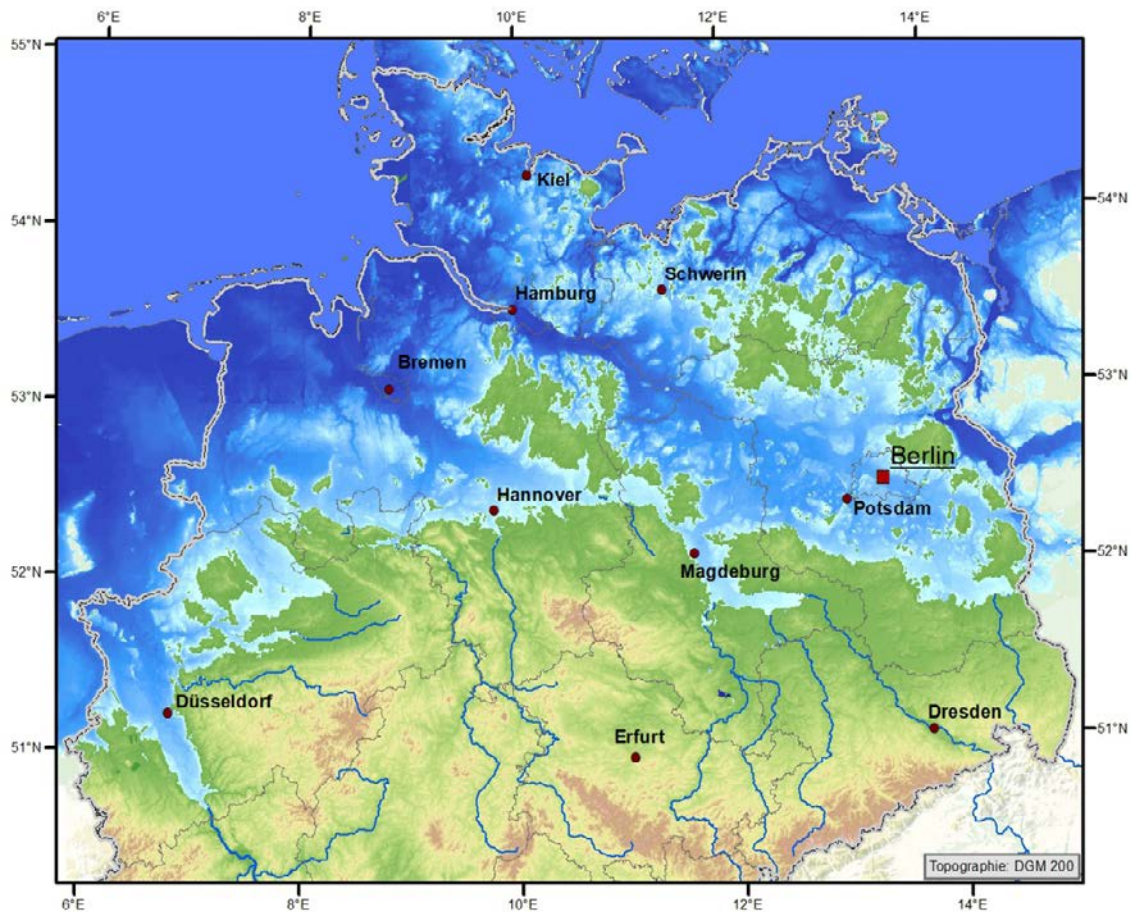


Abb. 14: Ungefähre Küstenlinie und Meeresverbreitung nach einem Meeresspiegelanstieg von 65 m auf Basis der rezenten Topographie

## 6.2.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine

Treten in Deutschland Trans- oder Regressionen im Rahmen der natürlichen Schwankungen der Vergangenheit auf, werden Barrieregesteine in Tiefen ab 300 m u. GOK von den erwarteten Spannungsänderungen nicht beeinträchtigt. Die Barriereigenschaften eines ewG blieben somit unverletzt.

Die Änderung des Grundwasserchemismus hätte beim Wirtsgestein Steinsalz zur Folge, dass sich die Subrosion verlangsamen oder zum Erliegen kommen würde, da der Salzgehalt im Grundwasser ansteigt. Bei Kristallin- und Tongestein wäre dieser Einfluss zu vernachlässigen, da er die Eigenschaften der Gesteine kaum verändert. Liegen die Barrieregesteine in größeren Tiefen, werden Veränderungen des Chemismus kaum erwartet, da dort in Norddeutschland hochsalinare Wässer rezent weit verbreitet sind.

Die zusätzliche Wassersäule, die in Norddeutschland bei einer anthropogen verursachten Transgression auf den Untergrund einwirken würde, liegt lokal bei ca. 75 m, größtenteils jedoch deutlich darunter. Der Anstieg würde langsam über einen längeren Zeitraum erfolgen, so dass keine plötzlichen Auflaständerungen entstehen. Die Spannungsänderungen im Untergrund wären dann vernachlässigbar.

### **6.2.3 Ungewissheiten**

Ungewissheiten sind hauptsächlich in Bezug auf das zeitliche Eintreten der Trans- oder Regressionen zu erwarten, da sie an Warm- und Kaltzeiten gebunden sind, deren Eintreten nicht exakt vorhergesagt werden kann (vgl. Kap. 4.3 und 4.4). Da der Prozess jedoch selbst bei der extremen anthropogen verursachten Intensität keine beeinträchtigenden Auswirkungen auf die Barrieregesteine haben wird, sind die Ungewissheiten bei der schwächeren Intensität der erwarteten natürlichen Entwicklung vernachlässigbar.

## **6.3 Tektonische Entwicklungen**

Im gesamten Verlauf der Erdgeschichte fanden in der Lithosphäre Bewegungen statt, die auf die Gesteine einwirkten. Dabei werden Spannungen aufgebaut, übertragen oder abgebaut, welche zu Verformungen oder Brüchen führen. Die in Deutschland zahlreich vorhandenen Faltungen oder Störungen und Klüfte sind Folgen dieser Einwirkungen. Auch rezent laufen diese Prozesse noch ab. Störungen sind nach Murawski & Meyer (2010) definiert als Trennfugen im Gebirge, an denen Verstaltungen der angrenzenden Gebirgsbereiche im Zentimeter- bis Kilometerbereich stattgefunden haben. Bei einem lokal gehäuften Auftreten von Störungen, oft mit gleicher Ausrichtung, wird der Begriff Störungszone verwendet. Störungen entstehen im Gebirge, wenn sich der Spannungszustand, z. B. in Form von Kompressionen oder Extensionen, ändert und eine bruchhafte Deformation mit einer Versatzbewegung entlang der Bruchfläche entsteht.

Geringfügige Veränderungen des Spannungszustandes, z. B. schwache Zugspannungen, können im Gestein auch zur Ausbildung von Klüften führen. Nach Murawski & Meyer (2010) handelt es sich dabei um feine, nicht oder nur wenig geöffnete Gesteinsfugen, an denen keine wesentlichen Bewegungen stattgefunden haben. Neben tektonischen Auslösern können Klüfte auch durch Volumenänderungen des Gesteins, etwa durch Abkühlen oder durch Wasserverlust beim Trocknen, entstehen.

Zukünftige Veränderungen des Spannungszustandes wirken zunächst auf die rezent herrschenden Spannungszustände in Deutschland ein, welche regelmäßig erhoben und veröffentlicht werden. Abbildung 15 zeigt die aktuelle Spannungskarte für Deutschland mit den Hauptspannungsrichtungen (Reiter et al. 2016).

Da ein neu entstehender Versatz an einer Störung einen intensiven Eingriff in die umgebende Geosphäre darstellt, der im Fall eines dort liegenden Endlagers sicherheitsrelevant sein könnte, werden aktive Störungszonen aus der Standortsuche ausgeschlossen (§ 22, Absatz 2, StandAG 2017) (vgl. a. Kap. 3). Zusätzliche Informationen zu aktiven Störungen können dem Bericht Stück et al. (2020) entnommen werden. Darüber hinaus hinaus kommen als Auslöser von Spannungsänderungen verschiedene geologische aber auch anthropogene Einflüsse in Frage. In der vorliegenden Langzeitprognose werden die geologischen Auslöser in den nachfolgend aufgezählten Kapiteln beschrieben:

- Permafrost (Kap. 5.1),
- Inland- oder Vorlandvereisung (Kap. 5.2),
- Isostatische Bewegungen (Kap. 5.4),
- Erdbeben (Kap. 6.5),
- Diapirismus/Halokinese (Kap. 6.9),
- Subrosion (Kap. 6.10),
- Meteoriteneinschlag (Kap. 7),
- Orogenese (Kap. 7),
- Grabenbildung (Kap. 7) und
- Magmatismus und hydrothermale Aktivität (Kap. 7).

Die Betrachtung der Auswirkungen und der Ungewissheiten erfolgt ebenfalls in den genannten Kapiteln.

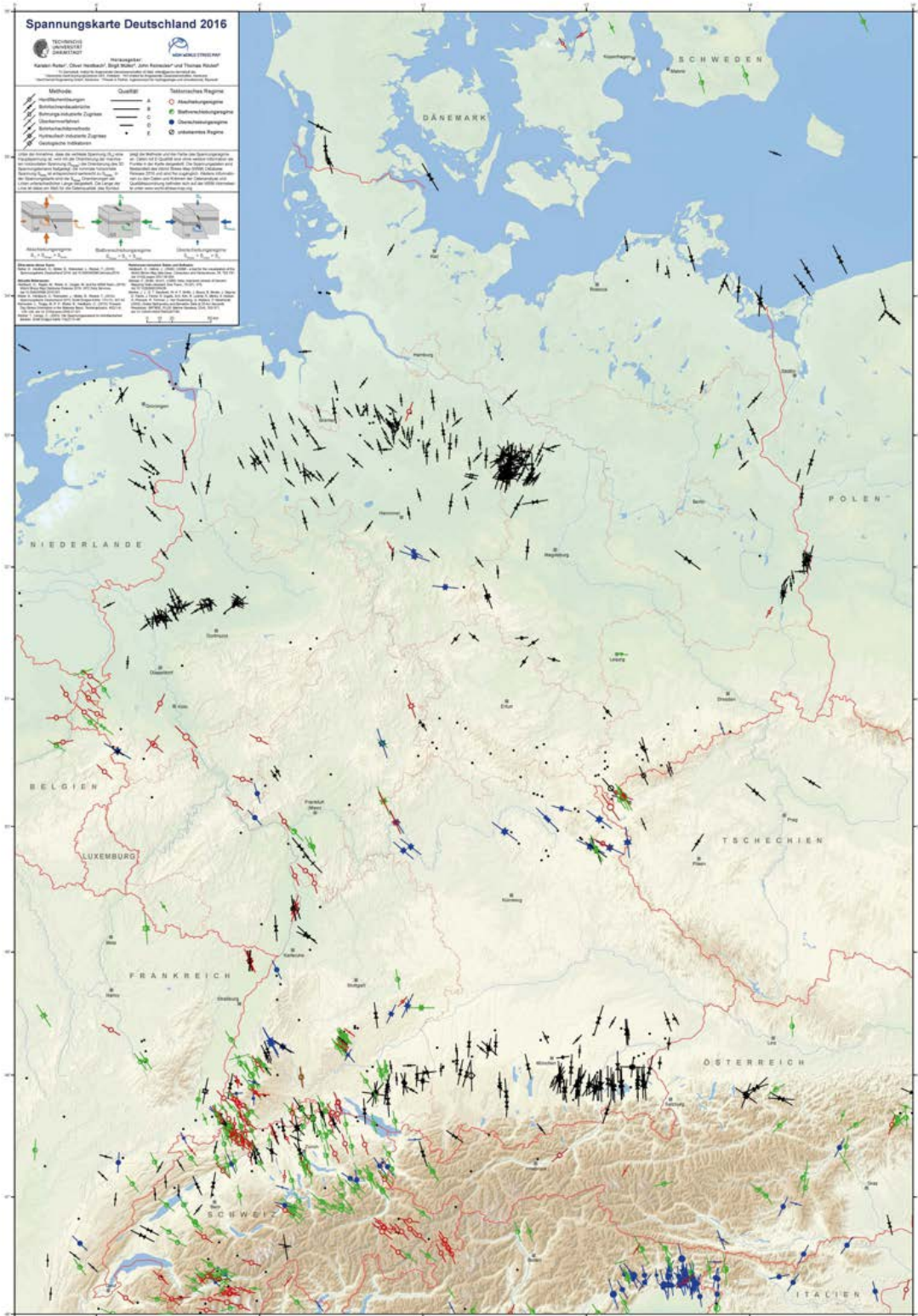


Abb. 15: Spannungskarte für Deutschland 2016 (Reiter et al. 2016)

## **6.4 Terrestrischer Wärmestrom**

Angetrieben durch das Temperaturgefälle zwischen Erdkern (5.000–7.000 °C) und Geländeoberfläche (derzeit durchschnittlich ca. 15 °C) ist der terrestrische Wärmestrom in Richtung Erdoberfläche gerichtet. Der Wärmetransport läuft sowohl innerhalb des Gesteins (petrotherm) als auch über aufsteigende Thermalwässer (hydrotherm) ab. Aus dem Wärmestrom ergibt sich der geothermische Gradient, der die Temperaturzunahme mit zunehmender Tiefe beschreibt und in Mitteleuropa bei etwa 3 °C pro 100 Meter Tiefe liegt. Der terrestrische Wärmestrom beträgt in Mitteleuropa etwa 60 bis 80 mW/m<sup>2</sup> (Walter 2007). Für Deutschland ermittelten Stober et al. (2010) eine durchschnittliche Wärmestromdichte von 65 mW/m<sup>2</sup>.

Es ist zu beachten, dass es in Deutschland keine einheitliche Temperaturverteilung im Untergrund gibt - auch Anomalien sind bekannt. Letztere könnten z. B. durch aufsteigende Thermalwässer oder durch die Restwärme in Gebieten mit tertiärem Vulkanismus verursacht sein. Auch die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine haben einen Einfluss auf die Verteilung der Wärmestromdichte in der Geosphäre, in der sie Inhomogenitäten wie z. B. über Salzstöcken nachweisbar erzeugen. Mit Annäherung an die Erdoberfläche macht sich zunehmend der Temperatureinfluss aus den klimatischen Verhältnissen bemerkbar. Weitere Einflüsse auf die Wärmestromdichte haben u. a. topographische Effekte, Hebungen der Lithosphäre und die damit verbundene Erosion sowie Senkungen der Lithosphäre inklusive einer Sedimentation (Lotz 2004). Auch die Tiefenlage der Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre spielt eine Rolle.

### **6.4.1 Zukünftige Entwicklung**

In den nächsten eine Million Jahren werden Änderungen der Wärmestromdichte, und somit der Temperatur im Untergrund, vor allem aus den genannten Einflüssen resultieren. Für Endlagerstandorte gilt, dass die intensiven Einwirkungen in aktiven Vulkangebieten, z. B. durch aufsteigende Thermalwässer, ausgeschlossen werden können, da diese Gebiete durch die Anwendung des Ausschlusskriteriums § 22 Absatz 5 (StandAG 2017) gemieden werden. Die weiteren zuvor genannten Einwirkungen auf die Temperaturen im Untergrund und vor allem die Bewertung von deren Intensität können nur regional oder lokal erfolgen.

### **6.4.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Die Beeinflussung des Ist-Zustandes der Barrieregesteine ergibt sich aus Änderungen der rezenten Temperaturen im Untergrund. Die Höhe dieser Änderungen kann nicht pauschal bewertet werden, sondern ist von den zuvor genannten Einflüssen abhängig und kann lokal sehr unterschiedlich sein. Hinzukommt, dass im Rahmen von Sicherheitsbewertungen auch

der Wärmeinput durch die Abfälle und die Abbindeprozesse im Endlager berücksichtigt werden müssen. Im Zuge eines Temperaturanstiegs kommt es zu einer Volumenausdehnung der Gesteine und bei einer Abkühlung zu Kontraktionen. Da vor allem die Salinar- und Tongesteine aus Abfolgen unterschiedlicher Gesteine aufgebaut sein können, ist dort ein besonderes Augenmerk auf die Kontaktflächen der Schichten zu richten. Ein Wechsel aus Erwärmung und Abkühlung könnte bei unterschiedlichen thermischen und mechanischen Eigenschaften zur Bildung von Wegsamkeiten führen. In Kristallinkomplexen könnten geklüftete Bereiche in ähnlicher Form reagieren.

### **6.4.3 Ungewissheiten**

Die Ungewissheiten bei der berechneten Wärmestromdichte beinhalten auch die der lokal einwirkenden Prozesse, wie z. B. bei Permafrost oder Grundwasserströmung. Die lokale Erhebung des aktuell vorliegenden Temperaturprofils ist jedoch vor allem vor den untertägigen Auffahrungen und den dort durchführbaren in situ Messungen ebenfalls mit Ungewissheiten behaftet. Bei Temperaturmessungen in Bohrungen ist zu berücksichtigen, dass eventuelle Beeinflussungen durch die Temperatur von fließenden Grundwässern gegeben sein könnten. Bei der Bestimmung der Wärmestromdichte mittels kontinuierlicher Temperaturmessungen zur Ermittlung des thermischen Gradienten und Kernproben zur Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit ist nach Lotz (2004) eine Genauigkeit von  $\pm 5\%$  zu erreichen. Liegen schlechtere Ausgangsdaten vor, wie z. B. Bohrklein statt Kernproben steigt der Wert schon auf  $\pm 10\text{--}15\%$  und er kann bei Temperaturmessungen an der Sohle einzelner Bohrungen bis auf  $\pm 40\text{--}50\%$  ansteigen.

## **6.5 Erdbeben**

Erdbeben entstehen, wenn die wirksame Scherfestigkeit der Gesteine im Untergrund überschritten wird und sich zuvor aufgebaute Spannungen in Form seismischer Wellen entladen. Dabei können auch in weiterer Entfernung vom Epizentrum ruckartige Bewegungen entstehen, die Erschütterungen oder bleibende Verschiebungen im Gesteinsverband erzeugen.

Auslöser von Erdbeben können z. B. großräumige tektonische Bewegungen, vulkanische Aktivitäten, Einstürze von Gebirgshohlräumen aber auch glazigene und selbst anthropogene Einflüsse sein. Erläuterungen von verschiedenen Auslösern und deren Abläufe sind u. a. in den Langzeitprognosen (Mrugalla 2011; Mrugalla 2014; Stark 2014) enthalten.

Im Standortauswahlverfahren werden Erdbebeneinwirkungen zunächst durch die Anwendung des Ausschlusskriteriums § 22, Absatz 2, Nr. 4 (StandAG 2017) berücksichtigt. Dort ist gefordert, dass die örtliche seismische Gefährdung nicht größer als in Erdbebenzone 1 sein darf. Abbildung 16 zeigt die Verbreitung der Erdbebenzonen nach DIN 4149 mit Stand von 2005.

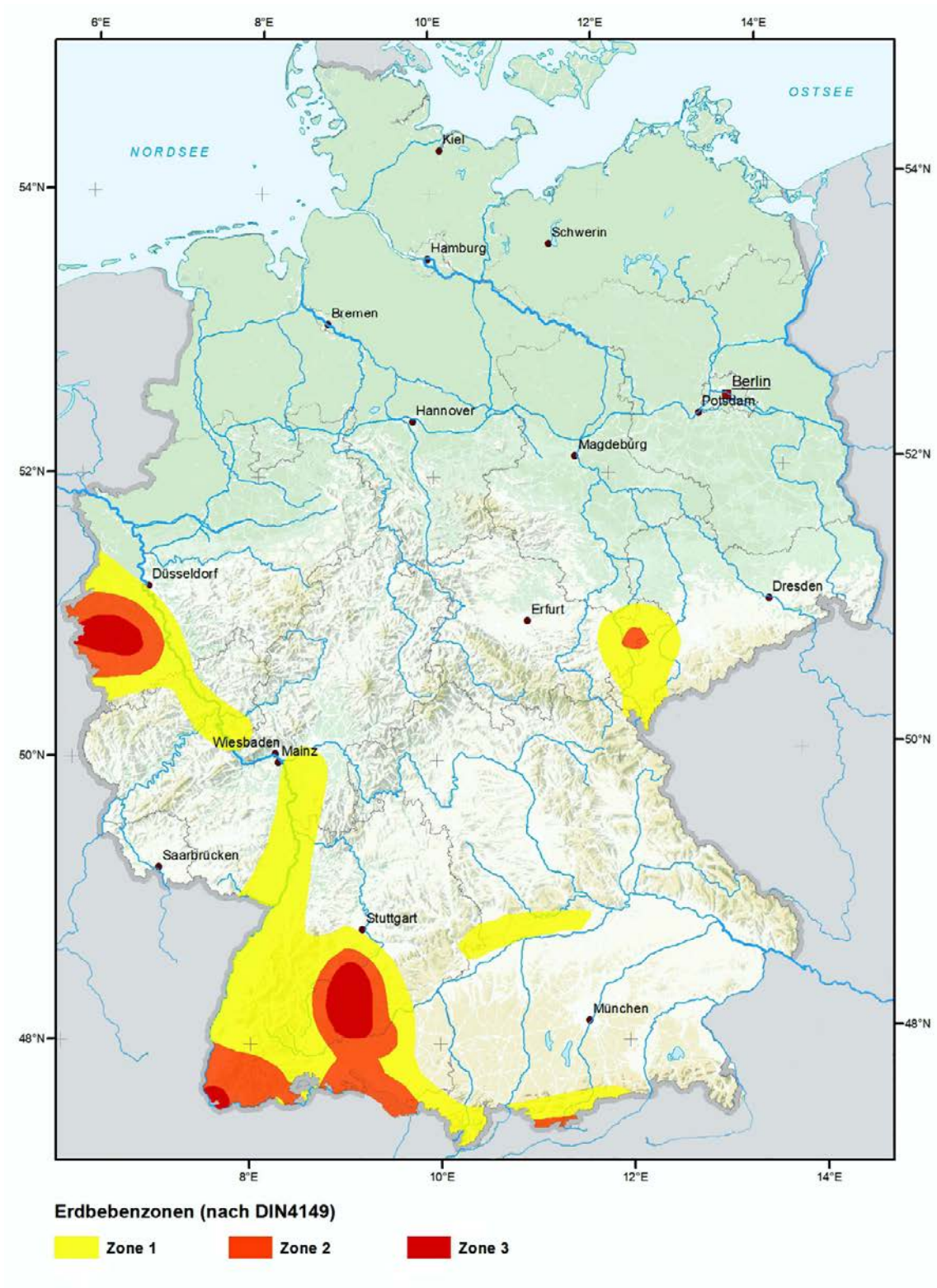


Abb. 16: Erdbebenzonen in Deutschland nach DIN4149 (Stand 2005)



### **6.5.1 Zukünftige Entwicklung**

Aufgrund des zuvor genannten Ausschlusskriteriums und den aus der Anwendung resultierenden Gebieten in Erdbebenzonen nicht größer als 1 kann für Endlagerstandorte in Deutschland angenommen werden, dass die Intensität von zu erwartenden Erdbeben gering sein wird.

Die Verteilung historisch bekannter Erdbeben gibt zwar einen Anhaltspunkt für Regionen, in denen Erdbeben gehäuft vorkommen, sie ist jedoch keine ausreichende Grundlage für die Prognose zukünftiger Erdbeben, da die dokumentierte Zeitspanne ab 800 n. Chr. dafür zu kurz ist (vgl. a. BGR 2011). Glazigen induzierte Beben, die z. B. direkt vor oder während einer Eisüberfahung auftreten, liegen außerhalb des dort erfassten Zeitraumes und würden somit in ausschließlich darauf basierten Prognosen unberücksichtigt bleiben. Sie müssten für eine Prognose von einer Million Jahre in die Zukunft jedoch beachtet werden, da solche glazigenen Entwicklungen in den ehemaligen Vergletscherungszonen auch erneut auftreten können. Zusätzlich können für Abschätzungen in Prognosen auch Betrachtungen zur tektonischen Entwicklung herangezogen werden. Brückner-Röhling et al. (2002) und Connolly et al. (2003) führten z. B. für Norddeutschland strukturgeologische Untersuchungen und Modellberechnungen zu Hauptspannungsrichtungen durch, die zeigen, dass eine Wiederbelebung oder Neuanlage von Sockelstörungen und damit einhergehende Erdbeben innerhalb der nächsten eine Million Jahre weitestgehend ausgeschlossen werden können.

Die Voraussetzungen für die Entstehung und Intensität zukünftig zu erwartender Erdbeben variieren innerhalb Deutschlands stark, daher kann eine Prognose nur lokal unter Zugrundelegung der dort erhobenen Daten erfolgen. Bisher wurde zur Abschätzung der möglichen Intensität der Ansatz nach KTA 2201.1 (z. B. Autorenkollektiv 2012) herangezogen, der für die Bewertung von Standorten oberirdischer kerntechnischer Anlagen entwickelt wurde. Über diesen Ansatz kann zwar eine grobe Abschätzung der Intensität erfolgen, eine Prognose des Eintrittszeitpunkts eines Erdbebens jedoch nicht. Grund dafür ist, dass ein Spannungsaufbau im Untergrund zwar messbar ist, sich seine bevorstehende Entladung aber nicht messbar ankündigt. Auch eine genaue Prognose der Eintrittswahrscheinlichkeit von bestimmten Stärken der Beben ist über statistische Abschätzungen, wie in der KTA, hinaus nicht möglich.

### **6.5.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Wie zuvor beschrieben, ist die erwartete Intensität zukünftiger Erdbeben über die Anwendung des Ausschlusskriteriums bereits eingeschränkt. Beeinflussungen der Barrieregesteine in ihrem Gesteinsverband sind daher als gering einzuschätzen. Inwieweit Inhomogenitäten im Tongestein oder Öffnungsweiten von Klüften im Kristallin- bzw. Tongestein doch

auf die mechanische Beanspruchung eines Erdbebens reagieren, kann nur anhand der erkundeten lokalen Gegebenheiten beurteilt werden. Im Salzgestein wird es vor allem in den Steinsalzbereichen, die einen ewG aufnehmen würden, zu den geringsten Beeinflussungen durch Erdbeben kommen. Diese Bereiche zeichnen sich dadurch aus, dass sie sehr wenige bis keine offenen Klüfte beinhalten. Außerdem werden Klüfte, die im Zuge einer Beanspruchung entstanden sind, wegen der duktilen Eigenschaften des Steinsalzes schnell wieder geschlossen.

### **6.5.3 Ungewissheiten**

Ungewissheiten ergeben sich aus den grundsätzlich sehr begrenzten Prognosemöglichkeiten für zukünftige Erdbeben. Auch die Übertragung der historisch erfassten Erdbeben auf die Zukunft beinhaltet Ungewissheiten, da von einem sehr kurzen Zeitraum von ca. 1.200 Jahren auf eine Million Jahre geschlossen wird. Bei diesem Ansatz bleiben, z. B. glazialen verursachte Erdbeben unberücksichtigt. Hinzu kommt, dass sich selbst eine kurz bevorstehende Entladung angestauter Spannungen nicht messbar ankündigt. Lediglich kleine Bewegungen, bei denen Spannungen schrittweise abgebaut werden, können manchmal auch als Schwarmbeben gemessen werden. Ob diese Beben zu einem vollständigen Abbau der Spannungen führten, oder ob der eigentliche Abbau in Form eines stärkeren Bebens noch aussteht, kann wiederum nicht gemessen werden.

## **6.6 Erosion**

Unter dem Sammelbegriff „Erosion“ werden Vorgänge zusammengefasst, die die Geomorphologie und die oberflächennahe Geosphäre durch lineare und flächenhafte Abtragung verändern. Die lineare Abtragung wird hauptsächlich durch fluviatile Prozesse hervorgerufen, sie kann jedoch, wie z. B. bei der Trogtal- oder Rinnenbildung, ebenso glazial entstehen. Flächenhafte Abtragung, die auch als Denudation bezeichnet wird, erfolgt durch Windabtragung (äolisch), marin im küstennahen Bereich oder glazial durch das Gletschereis. Eng mit der Erosion verknüpft sind Verwitterungsprozesse, die auch bei Festgesteinen den Gesteinsverband lockern und lösen können, wodurch das Material für erosive Transportprozesse zur Verfügung steht.

Einige Erosionsformen sind an bestimmte klimatische Verhältnisse gebunden, was besondere mechanische, aber auch chemische Ausprägungen des Prozesses hervorgerufen kann. Intensiv fällt die Erosion in Kaltzeiten aus, in denen sich mächtige Gletscher bilden. Im Vorfeld des Gletschers wirken die Schmelzwässer als Erosionsmittel. Da die Gletscherausbreitung Schwankungen unterliegt, kommt es in diesem Bereich zu einem raschen Wechsel von Sedimentation und erneuter Erosion. In Norddeutschland

bildeten sich in einiger Entfernung zum Gletscherrand randparallele Entwässerungsnetze (Urstromtäler) aus, in denen große Mengen von Schmelzwässern abfließen und eine lineare Erosion erzeugen. Hinzu kommt, dass auch der Gletscher selbst über Exaration (im Randbereich) und Detersion (flächig unter dem Gletscher) eine erhebliche erosive Wirkung auf den Untergrund ausübt. Kommt es unter dem Gletscher zu linearer Erosion, bilden sich Rinnen aus (s. Kap. 5.3).

Weitere Beispiele für verschiedene Arten der Erosion und ihre Wirkungsweise finden sich zusammengefasst im Hinblick auf die Relevanz für Endlagerthemen u. a. in den FEP Katalogen (Wolf et al. 2012a; Stark et al. 2014a; Stark et al. 2016a) sowie in den Geowissenschaftlichen Langzeitprognosen (Mrugalla 2011; Mrugalla 2014; Stark 2014).

Bei der Abschätzung von Erosionsraten spielen auch das Geländere Relief, die Vegetation, das herrschende Klima, inklusive der Niederschläge, sowie Art und Zusammensetzung des Gesteinsuntergrundes eine Rolle. Ein Beispiel für Raten der flächenhaften Erosion seit der Cromer-Komplex-Zeit in Norddeutschland ermittelte Feldmann (2002) für das Harzvorland, das damals noch ein stärkeres Relief aufwies als heute. Die Rate beträgt 100 bis 200 m pro eine Million Jahre. Abschätzungen von durchschnittlichen Abtragungswerten bei einem moderaten, bewaldeten Relief in Süddeutschland liegen nach Einsele & Hinderer (1997) bei 0,005 mm/a, was 5 m in einer Million Jahre entspricht. Für die Schwäbische Alb wurde von Abel et al. (2000) mit unterschiedlichen Methoden eine mittlere quartäre Abtragsrate von ca. 0,0025 mm/a (entspricht 2,5 m pro eine Million Jahre) bestimmt. Im Bereich der Alpen und im direkten Vorland können die fluviatilen Erosionsraten über diesen Werten liegen (vgl. Stark 2014).

### **6.6.1 Zukünftige Entwicklung**

In Deutschland wird für die nächste eine Million Jahre erwartet, dass die Erosion permanent in ähnlicher Form und mit vergleichbaren Abtragungsraten wie in der Vergangenheit abläuft. Lokal muss bei den Abschätzungen die tektonische Entwicklung berücksichtigt werden. Allgemein kann angenommen werden, dass es bei einer zukünftigen flächenhaften Erosion ausgehend von der heutigen Topographie, z. B. in den Mittelgebirgen und im alpinen Raum, zu einem Reliefausgleich kommen wird. Dieser wird aufgrund der dort oberflächennah anstehenden Festgesteine und bekannten Raten jedoch gering mit Beträgen von wenigen Metern ausfallen. Eine Erhöhung der fluviatilen Erosionsrate in der Norddeutschen Tiefebene ist nicht zu erwarten, da selbst bei einer Regression ein weiträumiges ausgeglichenes Relief im Bereich der Nord- und Ostsee vorliegen würde, das die Erosionsleistung kaum erhöht.

Die Veränderungen der Topographie durch die Erosion werden auch einen Einfluss auf die hydrogeologischen Verhältnisse haben. Es kann z. B. zu einer Verlagerung der Grundwassereinzugsgebiete kommen. Vor allem, wenn es zu einer raschen Sedimentation in den Ausräumungsgebieten kommt, können andere Aquifere und Aquitarde entstehen, die einen geänderten Grundwasserstrom zur Folge haben.

### **6.6.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Erosion ist ein Prozess, der auf die Geländeoberfläche einwirkt und in Deutschland, wie zuvor beschrieben, oft keine große Tiefenwirkung erzeugt. Lediglich im Bereich von Lockergesteinen kann eine größere Tiefe erreicht werden. Da es sich dabei meist um Gebiete handelt, die wiederholt unter Eisbedeckung liegen werden, muss dabei jedoch beachtet werden, dass dort nach der Erosion auch rasch wieder Sedimente mit erheblicher Mächtigkeit abgelagert werden. Eine direkte Beeinflussung des Wirtsgesteins kann durch Erosion nur gegeben sein, wenn es oberflächennah ansteht. Für das Barrieregestein, dessen Oberfläche in einer Mindesttiefe von 300 m u. GOK liegen würde, wird eine direkte Beeinflussung nicht erwartet. In Regionen, in denen mit hohen Erosionsraten zu rechnen ist, könnte ein ewG nur in größeren Tiefen ausgewiesen werden, da er nicht verletzt werden darf. Einflüsse sind daher nur über Kopplungen mit anderen Prozessen wie Spannungsänderungen oder hydraulischen bzw. hydrochemischen Änderungen möglich.

### **6.6.3 Ungewissheiten**

Ungewissheiten bei der Prognose der Erosion bestehen vor allem im Zusammenhang mit der schwer vorhersagbaren klimatischen Entwicklung. Darauf basierend ist nicht exakt prognostizierbar, in welchem Maß und/oder zu welcher Zeit eine konkrete Erosionsart wirkt.

Die unterschiedlichen Arten der Erosion und die Einflüsse des Untergrundes bedingen, dass selbst zur gleichen Zeit innerhalb von Deutschland nicht überall ähnliche Erosionsintensitäten herrschen. Eine Überschreitung des in der Vergangenheit festgestellten Ausmaßes ist jedoch nicht zu erwarten, da die Prozesse in gleicher Weise ablaufen werden.

## **6.7 Sedimentation**

Sedimentation bezeichnet nach Murawski & Meyer (2010) den Vorgang des Absetzens oder des chemischen sowie biochemischen Ausscheidens von Feststoffen, die zuvor in einem Fluid transportiert wurden oder gelöst waren. Es wird zwischen verschiedenen Arten der Sedimentation unterschieden, die typische Sedimente erzeugen. Diese sind u. a.:

- äolische Sedimentation (Ablagerung von meist feinen Sedimenten, die mit der Luft transportiert werden und Hohlformen füllen oder Dünen bilden, z. B. Löss und Sand),
- fluviatile Sedimentation (der Feststofftransport findet in Fließgewässern mit dem Wasserstrom statt und lagert abhängig vom Ausgangsgestein und der Strömungsgeschwindigkeit feine bis grobe Sedimente ab),
- limnische und marine Sedimentation (Feststoffe setzen sich in stehenden Gewässern schwerkraftbedingt ab oder werden in Form von feinen Sedimenten erst mit Strömungen in diesen transportiert, im marinen Bereich erfolgt von der Küste zur Tiefsee hin eine Größenabfolge von grob nach fein),
- glaziale Sedimentation (Feststofftransport erfolgt im Gletschereis und die eigentliche Sedimentation findet beim Abschmelzen der Gletscher statt, bei dem die Feststoffe zurückbleiben, alle Sedimente von fein bis grob und sogar Blöcke, wie z. B. Findlinge),
- chemische Sedimentation (Ausfällen gelöster Mineralphasen aus einer Lösung, marin z. B. Ausfällungszyklen von Kalk bis Salz oder terrestrisch Sinter, Kalktuffe u. ä.) und
- biologische Sedimentation (Ablagerung von pflanzlichen Überresten oder organischen Materialien, wie Pflanzenresten, Schalengehäusen oder Knochen).

Neben der Tragkraft des Transportmediums spielen bei der Sedimentation auch die Eigenschaften der Feststoffe, wie spezifisches Gewicht, Größe, Gestalt usw., eine Rolle.

Große Sedimentmächtigkeiten entstehen meist im Zusammenhang mit Absenkungstendenzen des Untergrundes, wie z. B. in der jüngeren geologischen Vergangenheit in der Niederrheinischen Bucht oder dem Nordseebecken. Erhebliche Sedimentmengen werden jedoch auch mit dem Gletschereis transportiert, so dass eine Vereisung im Nachgang ebenfalls zu mächtigen Ablagerungen führen kann. In Süddeutschland kamen während des Tertiärs nach Kuhleemann & Kempf (2002) große Sedimentmächtigkeiten im sog. Molassebecken durch tektonische Prozesse der geodynamischen Entwicklung der Alpen zur Ablagerung (vgl. Stark 2014).

### **6.7.1 Zukünftige Entwicklung**

In Deutschland wird die Sedimentation in der nächsten eine Million Jahre permanent stattfinden, sie wird jedoch regional sehr unterschiedlich ablaufen. In Warmzeiten und in den eisfreien Regionen während der Kaltzeiten werden die fluviatile und äolische Sedimentation überwiegen, ohne dabei große Sedimentmächtigkeiten zu erzeugen. Gleiches

gilt für die Bereiche, die in Norddeutschland in Warmzeiten als Folge der Transgression (s. Kap. 6.2) von einem Flachmeer bedeckt sind, dort werden nur geringmächtige marine Ablagerungen erwartet. In den norddeutschen Regionen, die in zukünftigen Kaltzeiten von einem Inlandgletscher bedeckt sein werden, wird es im Vorfeld durch die Schmelzwässer zur Ablagerung von Sanderflächen kommen, welche hauptsächlich aus Sanden bestehen. Mit der Gletscherschmelze bleiben, wie zuvor beschrieben, z. T. mächtige Sedimente zurück. Diese werden jedoch nicht auf der heutigen bzw. präkaltzeitlichen Topographie auflagern und die Deckgebirgsmächtigkeit direkt erhöhen, da die glaziale Erosion durch den Gletscher zuvor einen erheblichen Teil des Deckgebirges abgetragen hat (vgl. a. Kap. 5.2 und 6.6). Vor allem in den Lockergesteinsbereichen werden die vorher vorhandenen Sedimente durch andere ersetzt. Dabei kann es zu einer Umgestaltung der Morphologie sowie zu einer anderen Verteilung von durchlässigen und geringdurchlässigen Schichten und somit zu veränderten Grundwasserströmungen im Deckgebirge kommen (vgl. Kap. 6.11).

In Süddeutschland wird die glazigene Sedimentation dazu führen, dass Material aus dem alpinen Bereich in das Vorland verlagert wird. Wie in Norddeutschland wirkt in den von der Vergletscherung betroffenen Gebieten zunächst die glaziale Erosion, so dass auch dort keine reine Erhöhung der Deckgebirgssedimente durch Akkumulation erfolgen wird. Eine veränderte Morphologie und Hydrogeologie sind jedoch ebenfalls zu erwarten.

Grundsätzlich ist es in Lockergesteinsgebieten durch die Ablagerung von mächtigen Sedimenten möglich, dass es bei den tiefer liegenden Lockersedimenten zur Diagenese kommt (s. a. Kap. 6.8). Ob die erwartete Mächtigkeitserhöhung dafür ausreicht, kann jedoch nur unter Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten abgeschätzt werden. Generell werden die zukünftig zur Ablagerung kommenden Sedimente ähnliche Mächtigkeiten aufweisen wie die Sedimente der letzten eine Million Jahre, da auch die auslösenden Prozesse in einem ähnlichen Rahmen ablaufen werden.

### **6.7.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

In weiten Teilen Deutschlands wird die zu erwartende Sedimentation zu geringmächtigen Ablagerungen mit lokaler oder regionaler Ausbreitung führen. Allerdings wird von diesen Veränderungen der Geosphäre keine Beeinflussung der Barrieregesteine erwartet. In den Bereichen mit glazialer Sedimentation kann es zur Ablagerung von mächtigeren Sedimenten kommen. Daraus können Spannungsänderungen im Untergrund resultieren, die auch die Barrieregesteine betreffen. Durch die Sedimentation alleine werden sie jedoch nicht sehr hoch sein. Im Fall der glazigenen Sedimentation sollte der gesamte Prozessablauf regional betrachtet werden. Der sich ausbreitende Gletscher wird die Deckgebirgsmächtigkeit reduzieren und er wird im Verlauf der Kaltzeit mit veränderlichen Eisauflasten einwirken. Alle Prozesse zusammen werden Spannungsänderungen in der Geosphäre hervorrufen.

### 6.7.3 Ungewissheiten

Die größte Ungewissheit bei der Prognose der zukünftigen Entwicklung der Sedimentation in Deutschland betrifft die Abschätzung der zur Ablagerung kommenden Mächtigkeit. Mächtiger Ablagerungen werden insbesondere in Norddeutschland durch die glaziale Sedimentation erwartet. Dort ist nicht prognostizierbar, wann sich der Inlandgletscher bildet und wie weit er sich ausbreiten wird. Ebenso unbekannt ist, welche Sedimentfracht er tatsächlich transportieren wird. Hinzukommt, dass in dieser Zeit auch die Erosion wirkt, die einen Einfluss auf die endgültig zurückbleibende Mächtigkeit der glazigenen Sedimente haben wird. Auch dieser Einfluss ist für die Zukunft nicht bilanzierbar. Daher kann sich die Prognose der Sedimentmächtigkeiten lediglich an den Mächtigkeiten vergangener Sedimente orientieren und auf dieser Basis abschätzen, ob Einflüsse auf ein Barrieregestein zu erwarten sind.

## 6.8 Diagenese

Diagenese ist nach der Definition in Murawski & Meyer (2010) die lang- oder kurzfristig ablaufende Umbildung lockerer Sedimente zu festen Sedimentgesteinen, die z. B. durch Druck- und Temperaturänderungen, chemische Lösung sowie Ausfällung hervorgerufen wird. Mit zunehmendem Druck und zunehmender Temperatur geht der Prozess in die Metamorphose über. Nach Murawski & Meyer (2010) ist sie definiert als ein temperatur- und druckabhängiger Umwandlungsprozess, bei dem Gesteine unter Beibehaltung des festen Zustands im Untergrund verändert werden.

Abbildung 17 zeigt in einem vereinfachten Diagramm, basierend auf Okrusch & Matthes (2014), die Einordnung der Diagenese und der verschiedenen Metamorphosearten entsprechend der Druck-, Temperatur- und Tiefenbereiche. Die Diagenese läuft bereits bei geringeren Drücken und Temperaturen ab, ohne dass eine exakte Abgrenzung anhand von Werten zur Metamorphose existiert. Als grobe Näherung für den Beginn der Metamorphose wird die Neubildung von Mineralen der Zeolithfazies herangezogen. Dies geschieht ungefähr ab Drücken von drei bis vier Kilobar (kbar) und einer Temperatur von 100 bis 200 °C. Einige Minerale schmelzen in den dargestellten Metamorphosebereichen bereits. Gesteine, die diese Minerale enthalten, gehen dann in die Anatexis über, so dass als Ergebnis keine Metamorphite mehr entstehen.

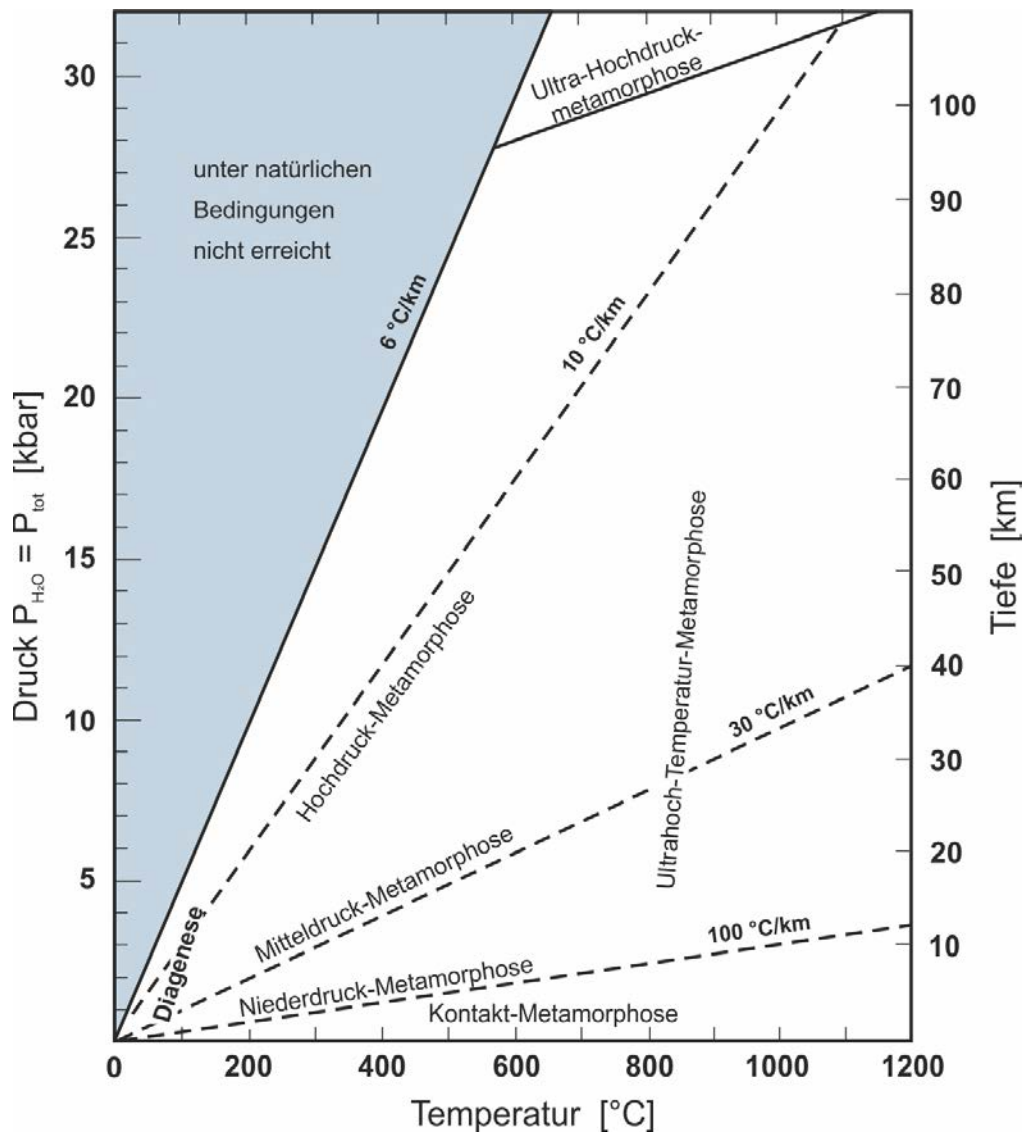


Abb. 17: Druck-Temperatur-Diagramm zur Abgrenzung der Metamorphosearten und der Diagenese (vereinfacht nach Okrusch & Matthes (2014))

Auslöser für die Diagenese bei Lockergesteinen können bereits geringe Änderungen der Auflast sein, wenn diese zu Kompaktion führen. Mit dem Übergang von Locker- zu Festgesteinen werden im Zuge der fortschreitenden Diagenese die Gesteinseigenschaften Permeabilität, Porosität, Wassergehalt, Festigkeit und Wärmeleitfähigkeit verändert, was einen Einfluss auf das hydraulische System haben kann. Auslöser für die Metamorphose werden in Gebieten, die als Endlagerstandort in Frage kommen nicht erwartet bzw. über Ausschlusskriterien im StandAG ausgeschlossen (vgl. Kap. 3 und 7)



### **6.8.1 Zukünftige Entwicklung**

Die Diagenese wird in den nächsten eine Million Jahren in allen Bereichen ablaufen, in denen Lockergesteine vorkommen, da bereits die Kompaktion zu diesem Prozess zählt. Eine Umwandlung von mächtigen Lockergesteinspaketen in Festgesteine wird in dieser Zeit nicht erwartet, da eine erhebliche Erhöhung der Auflast, z. B. durch neue Sedimente oder andere Auslöser nicht erwartet wird (vgl. a. Kap. 6.7).

### **6.8.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Direkte Beeinflussungen der Barrieregesteine ergeben sich nicht, da die Diagenese nur in Lockergesteinen wirkt.

### **6.8.3 Ungewissheiten**

Da durch die Diagenese keine Beeinflussung der Barrieregesteine erfolgt, werden Ungewissheiten im Zusammenhang mit dem Prozess nicht diskutiert.

## **6.9 Diapirismus/Halokinese**

Unter Diapirismus wird das Aufdringen von Salzgesteinen aus tiefen Gebirgsbereichen verstanden, bei dem das Deckgebirge durchbrochen wird und meist steil stehende Salzstrukturen, wie z. B. Salzstöcke oder -mauern, entstehen. Voraussetzungen für diesen Vorgang sind eine ausreichende Mächtigkeit von primär abgelagertem, mobilisierbarem Salzgestein, ein ausreichender Überlagerungsdruck, der von jüngeren Gesteinen mit höherer Dichte erzeugt wird und das Vorhandensein von Schwächezonen im Deckgebirge. In vielen Fällen wurden auch Störungen im präsalinaren Sockel nachgewiesen, deren Bewegungen den Salzaufstieg auslösten. Die Abgrenzung zur Halokinese nach Trusheim (1957) besteht darin, dass es sich dabei um autonome ausschließlich schwerkraftbedingte Salzbewegungen handelt, durch die z. B. Salzkissen ausgebildet werden.

Ein Auslöser für die Mobilisierung und das Aufdringen des Salinars ist der Überlagerungsdruck der Gesteine im Hangenden (Rayleigh-Taylor-Instabilität). Bei der Absenkung eines Beckens und damit verbundener Sedimentation kann das Salinar mobilisiert werden sobald die Deckschichten infolge der Kompaktion eine durchschnittliche Dichte von  $2,2 \text{ g/cm}^3$  erreicht haben (Warren 2006). Dies ist bei klastischen Sedimenten im Deckgebirge bei einer Mächtigkeit von wenigen hundert Metern gegeben und bei karbonatischen oder sulfatischen Ablagerungen bereits ab etwa 100 m. Begünstigt wird die Bewegung dadurch, dass sich insbesondere das Steinsalz duktil und ähnlich einer hochviskosen Flüssigkeit

verhält (Frisch & Kockel 2004). Ein weiterer Auslöser, vor allem für die Entstehung von Diapiren, sind tektonische Einflüsse. Störungen in den Deckschichten begünstigen den Salzaufstieg und das Durchbrechen des Deckgebirges. Neben schon vorhandenen Störungen können durch den Salzaufstieg und damit verbundene Extension im Deckgebirge sog. Scheitelstörungen entstehen.

Der Salzaufstieg ist mit einer Abwanderung der mobilisierbaren Salinargesteine aus den Randbereichen der entstehenden Struktur verbunden. Insbesondere, wenn ein großes Volumen des Salinars abwandert, z. B. bei der Bildung eines Salzstockes, kann es in den Abwanderungsbereichen zur Bildung von Randsenken durch absinkende Deckschichten kommen. In diesen Senken kann es zu einer verstärkten Sedimentation mit erhöhten Sedimentmächtigkeiten kommen.

Vor allem in Norddeutschland liegen zahlreiche Salzstrukturen vor, die durch Halokinese und/oder Diapirismus entstanden sind. Abbildung 18 zeigt die Lage dieser Strukturen aufgeschlüsselt nach dem Ablagerungsalter der jeweiligen Salinarformationen.



Abb. 18: Salzstrukturen und ihre stratigraphische Alterseinstufung in Norddeutschland nach Reinhold et al. (2008)

### 6.9.1 Zukünftige Entwicklung

Sowohl Halokinese als auch Diapirismus laufen in Deutschland weiterhin ab. Bei bestehenden Salzstöcken und -mauern müssen in den Randbereichen noch abwanderungsfähige Salinargesteine in ausreichender Mächtigkeit vorhanden sein, damit der Prozess weiterhin ablaufen kann. Viele dieser Strukturen haben die aktive Phase bereits abgeschlossen und es liegt kein mobilisierbares Salinar mehr vor. Letztlich ist eine lokale Bewertung der auslösenden Faktoren und vorhandenen Gegebenheiten vorzunehmen.

Neben den bereits entstandenen Salzstrukturen kann Halokinese oder Diapirismus auch an rezent flach lagernden Salzen ablaufen. In diesen Fällen ist zu bewerten, ob eine Erhöhung der Auflast oder tektonische Einwirkungen erwartet werden, die das Salinar mobilisieren können. Dies schließt in den nördlichen Teilen Deutschlands, die zukünftig in Kaltzeiten von einem Inlandgletscher mit Mächtigkeiten im 2.000 Meter Bereich betroffen sein können, auch die Bewertung ein, ob diese Eisauflast in Kombination mit dem vorhandenen Deckgebirge zur Mobilisierung des Salinars führen kann. Dabei spielt weniger die Entstehung eines neuen Diapirs eine Rolle, sondern vielmehr die Möglichkeit von internen Relativbewegungen.

### 6.9.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine

Eine direkte Beeinflussung ist beim Typ Salzgestein gegeben, da die Prozesse im Salinar ablaufen. Bei allen Lagerungsbedingungen kann eine Mobilisierung des Steinsalzes zu Veränderungen der Eigenschaften des Salinars, wie z. B. der Permeabilität oder der Fluidverteilung, führen. Relativbewegungen innerhalb der Struktur können sich auch mechanisch auswirken.

Beim Wirtsgestein Kristallingestein kann eine Salzformation im Hangenden einen überlagernden ewG darstellen. In diesem Fall würde das Wirtsgestein durch Halokinese oder Diapirismus zwar nicht direkt beeinflusst, die gesamte Sicherheitsfunktion der Barriere möglicherweise schon. Abwanderndes Salzgestein im ewG könnte seine Mächtigkeit sicherheitsrelevant herabsetzen, so dass das System aus Wirtsgestein und ewG seine Funktion nicht mehr erfüllt.

Tongesteine werden ebenfalls nicht direkt beeinflusst. Kommen mobilisierbare Salzgesteine im Liegenden dieses Wirtsgesteins vor ist jedoch zu prüfen, ob es durch Abwanderungen oder andere Bewegungen zu Lageänderungen oder mechanischen Beeinträchtigungen des Wirtsgesteins und vor allem einem darin ausgewiesenen ewG kommen kann. Dafür müssen die lokalen Gegebenheiten bewertet werden, eine generelle überregional gültige Aussage lässt sich nicht treffen.

### 6.9.3 Ungewissheiten

Ungewissheiten ergeben sich vor allem aus der Kopplung von verschiedenen Prozessen, die zur Halokinese oder zum Diapirismus führen. Die exakte Erfassung der zukünftigen Erhöhung der Deckgebirgsmächtigkeit als Auslöser ist nicht möglich, es werden daher Abschätzungen getroffen werden müssen, die sich in unterschiedlich großen Bandbreiten ausdrücken können. In welchem Ausmaß diese Auflaständerungen eine Bewegung des Salinars bewirken, ist ebenfalls mit Ungewissheiten behaftet, die z. B. über Modellierungen lokaler Bereiche eingegrenzt werden können.

Bei der Bewertung der Möglichkeit einer eisauflastbedingten Mobilisierung des Salinars kommt die Ungewissheit der Prognose möglicher Eismächtigkeiten hinzu. Diese ist, wie in Kapitel 5.2 erläutert, ebenfalls nicht exakt möglich und muss daher auch über Bandbreiten oder Annahmen simuliert werden.

### 6.10 Subrosion

Die durch den Kontakt mit Grundwasserströmung hervorgerufene Ablaugung wasserlöslicher Salinargesteine wird als Subrosion bezeichnet. Beeinflusst wird sie von der Temperatur, der Verfügbarkeit von Grundwasser und löslichem Gestein, dem Typ des Reaktionssystems (offener Durchfluss oder geschlossenes System), der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins und dem Chemismus des Grundwassers, das mit diesem in Kontakt tritt.

Durch die Subrosion erfolgt eine flächenhafte Tieferlegung der Salinaroberfläche (Salzspiegel), die zu einer Verringerung der Gesamtmächtigkeit des Salinars führt. Als Folge der Subrosion bleiben die schwerlöslichen Komponenten des Salzgesteins zurück und bilden als Anreicherung das Hutgestein über dem Salzspiegel aus. Bei Salzstöcken können bedingt durch den häufig gefalteten Internbau die verschiedenen Salzgesteine der Struktur nebeneinander am Salzspiegel austreichen. Weisen diese Gesteine unterschiedliche spezifische Löslichkeitseigenschaften auf, läuft auch die Subrosion nicht mit gleichmäßiger Geschwindigkeit ab. Gut lösliche Salinarformationen, wie z. B. Kaliflöze, werden schneller abgelaugt als schlecht lösliche. Daraus ergibt sich ein gewelltes Relief des Salzspiegels.

Die Höhe der Subrosionsrate hängt neben der Löslichkeit der Gesteine auch vom Chemismus und der Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers ab. Tritt gering mineralisiertes Grundwasser am Salzspiegel zu, findet Ablaugung statt und die Gesamtmineralisation des Wassers steigt an. Wenn dieses Wasser mit der Strömung abfließen kann und dadurch gering mineralisiertes nachfließt, wird eine hohe Subrosionsrate erreicht. Je höher die Strömungsgeschwindigkeit des gering mineralisierten Grundwassers ist, umso höher ist auch die Subrosionsrate. Ist die Grundwasserströmung gering oder treten gar

stagnierenden Verhältnisse ein, wird der Salzgehalt des Grundwassers ansteigen. Im Fall der Stagnation kann dies bis zur Sättigung erfolgen. Die Subrosionsrate ist dann gering oder die Subrosion kommt zum Erliegen.

Bei einer hohen Subrosionsrate kann es durch rasche Auflösung von leichtlöslichen Salzen zur Entstehung von Instabilitäten im Hutgestein kommen. Zusätzlich kann auch das Salinar am Salzspiegel schnell gelöst werden, ohne dass sich ein stabiles Hutgestein ausbildet. Unter diesen Voraussetzungen kann es zu einem Einbrechen der überlagernden Schichten und damit verbundenen uneinheitlichen Setzungsbewegungen kommen, die bis zur Geländeoberfläche reichende Subrosionssenken und Erdfälle verursachen.

### **6.10.1 Zukünftige Entwicklung**

Sobald Salinargesteine mit gering mineralisierten Grundwässern in Kontakt kommen, kann Subrosion ablaufen. In der nächsten einen Million Jahre können alle Salinarformationen in Deutschland, deren geologische, hydrogeologische und klimatische Gegebenheiten dies begünstigen, davon betroffen sein. Eine Bewertung kann daher nur lokal erfolgen.

Je geringer die Wässer mineralisiert sind, desto stärker kann die Subrosion sein. Das Vorhandensein von gut löslichen Salzgesteinen führt dazu, dass die Grundwässer im Umfeld dieser Schichten oder Strukturen meist hohe Salzkonzentrationen aufweisen. Salzwässer haben eine höhere Dichte als Süßwässer, weshalb vor allem in den Lockergesteinen in Norddeutschland eine ansteigende Salinität mit zunehmender Tiefe beobachtet wird, die die Subrosion verlangsamt oder zum Erliegen bringt. Liegt die Oberfläche einer Salinarformation unter einem Deckgebirge, das den Kontakt zu zirkulierenden, gering mineralisierten Wässern verhindert, ist es dort möglich, dass in der nächsten einen Million Jahre keine Subrosion stattfindet.

Intensive Veränderungen der Süß-/Salzwasser-Verteilung ergeben sich in Zukunft vor allem während Kaltzeiten. In Gebieten, in denen zukünftig kontinuierlicher Permafrost (s. Kap. 5.1) ohne Taliki vorliegen wird, kommt die Grundwasserströmung weitgehend zum Erliegen. Zusätzlich wird das Grundwasser während dieser Phase aufgesättigt, da es länger im Kontakt zu den salinaren Schichten steht, wodurch mehr Salz in Lösung gehen kann. Beide Prozesse führen letztlich dazu, dass die Subrosion dadurch ebenfalls zum Erliegen kommt. Sie kann erst wieder ablaufen, wenn der Permafrost abgebaut wird und sich wieder ein Fließgeschehen einstellt. Intensiviert wird die Subrosion hingegen in den Bereichen, die zukünftig von einer Vergletscherung betroffen sein werden (vgl. Kap. 5.2). Die durch den Gletscher verursachte Erosion verringert die Deckgebirgsmächtigkeit. Gleichzeitig wird unter dem Gletscher der Permafrost abgebaut, so dass die Schmelzwässer des Gletschers bei ausreichender Gebirgsdurchlässigkeit in den Untergrund eindringen

können und auch in Kontakt zu den Salinarformationen kommen. Dieser Effekt kommt lokal begrenzt besonders dann zum Tragen, wenn glaziale Rinnen gebildet werden, die tief in den Untergrund eindringen.

Neben kaltzeitlichen Einflüssen kann die Subrosion auch durch Diapirismus verstärkt werden. Ob eine Salzstruktur oder -formation in Deutschland einen Diapirismus durchlaufen kann, der dazu geeignet ist, sollte lokal bewertet werden. Innerhalb von einer Million Jahren müsste der Salzaufstieg jedoch sehr schnell erfolgen und es müssten zudem Aquifere mit gering mineralisiertem Wasser erreicht werden. Eine solche Kombination ist in Deutschland nicht der Regelfall, kann per se aber auch nicht ausgeschlossen werden.

Insgesamt kann eine Prognose der in Deutschland zukünftig zu erwartenden Subrosion aufgrund der lokal sehr unterschiedlichen Voraussetzungen nicht pauschal vorgenommen werden. Eine Bewertung dieses Prozesses kann nur anhand von lokal erhobenen Erkundungsdaten erfolgen.

#### **6.10.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

Sicherheitsrelevant ist die Subrosion beim Wirtsgestein Steinsalz, da dieses durch die Reduzierung der Mächtigkeit direkt beeinflusst wird. Insbesondere bei geringmächtigeren Vorkommen, wie sie z. B. bei der flachen Lagerung möglich ist, ist dies zu berücksichtigen. Das gilt in gleichem Maße für Kristallingesteine, wenn der ewG in salinaren Schichten im Hangenden ausgewiesen wird.

Tongesteine werden nicht direkt beeinträchtigt. Auch die für den Fall einer unterlagernden Salinarformation beschriebenen mechanischen Einwirkungen durch einstürzende Hohlräume im oder unterm Hutgestein sind nicht zu erwarten. Das Salinar müsste dann unterhalb der Wirtsgesteinsschicht durch gering mineralisiertes strömendes Grundwasser stark subrodiert werden. Eine derartige Konstellation ist als unwahrscheinlich einzustufen, da zumindest das überlagernde Wirtsgestein Tongestein einen Grundwassergeringleiter mit einer Mindestmächtigkeit von 100 m (vgl. § 23, Absatz 5, Nr. 2 (StandAG 2017)) darstellt, der eine Anbindung der Schichten im Liegenden an Grundwasserleiter mit hohem hydraulischen Potenzial einschränkt.

#### **6.10.3 Ungewissheiten**

Die Intensität der Subrosion ist in vielen Regionen mit Salinarformationen direkt abhängig von den zukünftigen klimatischen Bedingungen, so dass für die Abschätzung der zu erwartenden Raten auch die Ungewissheit der klimatischen Entwicklung mit betrachtet werden muss.

Bei der Bewertung der lokalen geologischen Gegebenheiten, wie der Hutgesteinsmächtigkeit oder der Verstärkung von Schichten im Deckgebirge, und der darauf basierenden Ermittlung der vergangenen Subrosionsraten treten methodische Ungewissheiten auf, die sich auf das Ergebnis auswirken. Eine auf diesen Werten beruhende Abschätzung der zukünftigen Entwicklung beinhaltet diese Ungewissheiten gleichermaßen. Vor allem, wenn nur lückenhaft auswertbare Daten vorliegen, sind die Auswirkungen dieser Ungewissheiten sehr groß.

### **6.11 Grundwasserströmung**

Die Grundwasserströmung in der Geosphäre entsteht, wenn sich Wasser in einem Grundwasserleiter schwerkraftbedingt vom höheren zum niedrigeren Potenzial bewegt. Das Potenzial kann durch ein Druckgefälle (geneigte Grundwasseroberfläche) entstehen oder es liegt eine Dichteströmung vor, die konzentrations- oder temperaturabhängig ist. Sind die Grundwasserleiter gasgefüllt, z. B. bei Gaslagerstätten, kann es auch zu einer Gasströmung oder zu einem Zwei-Phasen-Fluss kommen, wenn neben der Gasphase auch Lösungen vorhanden sind.

Bei den Grundwasserleitern wird zwischen Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleitern unterschieden, wobei auch Mischformen vorliegen können. Die Einteilung in Grundwasserleiter (Aquifer) und -geringleiter (Aquitard) wird anhand der Durchlässigkeit vorgenommen (vgl. a. Ad-Hoc-AG Hydrogeologie 1997, 2011). Ein deutschlandweiter Überblick über hydrogeologische Regionen und deren Charakterisierung ist in (BMU 2003, Kap. 5.1) veröffentlicht. Treten Aquifere und Aquitarde im lagenweisen Wechsel auf, wie dies z. B. in norddeutschen Lockergesteinsgebieten häufig der Fall ist, können sich verschiedene Grundwasserstockwerke bilden, die hydraulisch unterschiedlich reagieren und angebunden sind. In diesem Zusammenhang spielen auch Störungen eine wichtige Rolle, da sie die Stockwerkstrennung unterbrechen können und so eine hydraulische Anbindung schaffen. Abbildung 19 zeigt schematische Beispiele für unterschiedliche Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung.

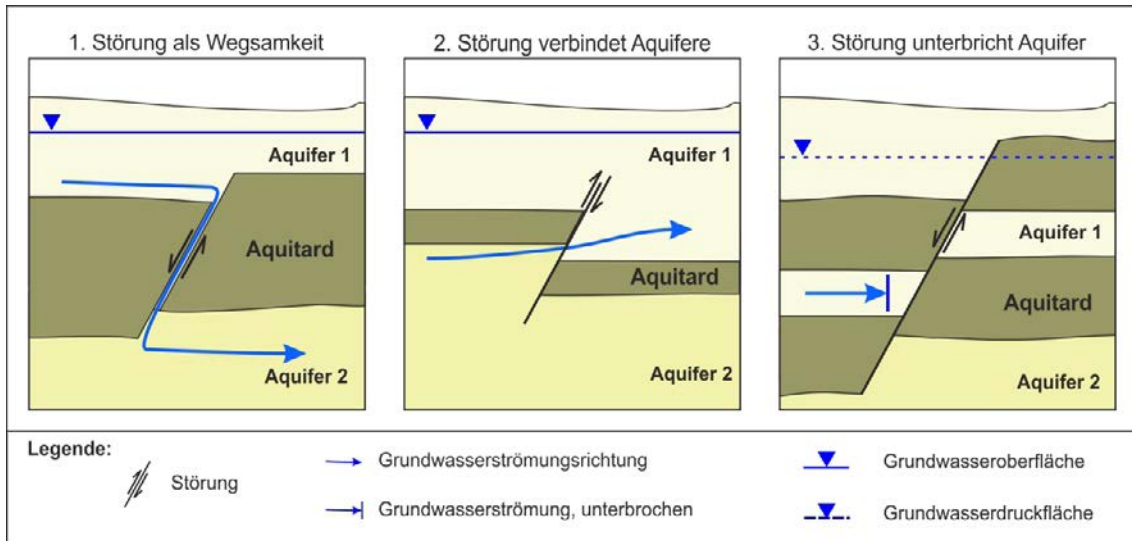


Abb. 19: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (geändert nach Mrugalla (2014))

Die freie Wasseroberfläche in der Geosphäre wird als Grundwasserspiegel bezeichnet, dieser zeichnet in porösen Lockergesteinsgebieten meist die Geländeoberkante nach. In Kluftgrundwasserleitern ist dies häufig nicht der Fall, dort bestimmt die Vernetzung der Klüfte und ihre Raumlage die Ausbildung der Grundwasseroberfläche, welche auch große Schwankungen aufweisen kann. Liegen gespannte Verhältnisse vor, wird die anhand von Grundwasserständen ermittelte Oberfläche als Grundwasserdruckfläche bezeichnet (s. a. Abbildung 19, Bild 3).

Grundwasserneubildung erfolgt hauptsächlich über Niederschlagseinträge, die im Untergrund versickern. Die bundesweit unterschiedlichen Neubildungsraten sind z. B. in BMU (2003) in Kapitel 5.5 dargestellt und erläutert. Ein geringer Teil der Oberflächengewässer speist allerdings auch in den Untergrund ein. Überwiegend fungieren die Fließgewässer in Deutschland jedoch als Vorfluter, so dass ihre Pegel an der jeweiligen Stelle die freie Grundwasseroberfläche wiedergeben.

Wie bei den Fließgewässern, deren Vernetzung topographisch bedingt Wasserscheiden aufweist, wodurch sich verschiedene Einzugsgebiete ausweisen lassen, zeigen auch Grundwasserkörper solche Trennungen in Form von Grundwasserscheiden. Vor allem bei Porengrundwasserleitern sind die oberirdischen Wasserscheiden mit den unterirdischen fast deckungsgleich. Daraus resultieren Grundwassereinzugsgebiete, die nach den großen Flüssen benannt sind und in denen das Grundwasser auf diese Vorfluter zuströmt.



### 6.11.1 Zukünftige Entwicklung

In der nächsten einen Million Jahre werden Veränderungen der Grundwasserströmung hauptsächlich durch klimatische Faktoren gesteuert eintreten. Liegt in Kaltzeiten Permafrost vor, bei dem das Wasser im Untergrund gefriert, kommt die Grundwasserneubildung durch versickernde Niederschläge zum Erliegen und damit auch einer der Antriebe für die Strömung. Auch ohne das Gefrieren des Wassers im Untergrund greifen rückläufige Niederschlagsraten und die Tatsache, dass Niederschläge oft als Schnee fallen, in die Grundwasserneubildung und die -strömung ein. Ist das Wasser im Untergrund gefroren, besteht ohne eine geneigte Grundwasseroberfläche (flüssiger Zustand) auch kein Gefälle als Potenzialbringer. Je nach Aufbau des Untergrundes kann bei tief eindringendem Permafrost ein Aquifer auch vollständig gefrieren (s. a. Kapitel 5.1). In diesen Zeiten kommt die Grundwasserströmung vollständig zum Erliegen. Lediglich, wenn sich Taliki ausbilden, kann es lokal auch in Kaltzeiten zu Strömungen im Untergrund kommen, die jedoch von den warmzeitlichen Richtungen abweichen können.

Kommt es zu einer Umgestaltung des oberflächennahen Gebirges, z. B. durch glaziale Erosion und Sedimentation, kann dies sowohl zu einer veränderten Verteilung von Aquiferen und Aquitarden als auch zu einer veränderten Morphologie führen. Beides bewirkt, dass sich andere Grundwasserströmungen als vor der Kaltzeit einstellen. Dies ist vor allem dann zu erwarten, wenn es zu einer Neuanlage von tiefen glazialen Rinnen kommt, die in bestehende Aquitarde einschneiden.

In größeren Tiefen werden kaum bis keine Veränderungen der vorliegenden geologischen Situation erwartet, so dass die dortigen Schichten ihre hydraulischen Eigenschaften weiterhin beibehalten werden.

### 6.11.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine

Für den ewG ist im StandAG (2017) durch eine Mindestanforderung eine Gebirgsdurchlässigkeit unterhalb des  $k_f$ -Wertes von  $10^{-10}$  festgelegt (vgl. Kap. 3). Daher wird der ewG grundsätzlich einem Grundwassergeringleiter mit einer Durchlässigkeit unterhalb der Klasse „äußerst gering“ nach Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2011) entsprechen, in dem nur eine geringe Grundwasserbewegung möglich ist. Eine direkte Beeinträchtigung der Barrieregesteine wird unter diesen Strömungsbedingungen nicht erwartet.

Das Wirtsgestein Salzgestein kann aus unterschiedlichen evaporitischen Sedimenten aufgebaut sein. Dazu gehören auch Anhydrite, die häufig Klüfte aufweisen, die als Wasserwegsamkeiten fungieren können. Im Steinsalz, in dem ein ewG ausgewiesen werden könnte, ist die Durchlässigkeit deutlich unterhalb des  $k_f$ -Wertes von  $10^{-10}$ . Außerdem liegt Wasser, wenn überhaupt nur in Form von fluid inclusions oder als Film auf Korngrenzen

vor. Mit Strömungsvorgängen ist innerhalb des Steinsalzes daher nicht zu rechnen. Eine Beeinflussung durch Subrosion kann lediglich am Salzspiegel entstehen, wenn im Top durchlässige Schichten folgen (s. a. Kap. 6.10).

Tongesteine können sandigere Lagen oder Linsen beinhalten, die im Vergleich zum Tonstein eine höhere Durchlässigkeit haben. Sind diese Bereiche nicht vernetzt und nicht an wasserführende Grundwasserleiter angebunden, haben sie zunächst keinen Einfluss auf die Grundwasserströmung. Tritt über vernetzte poröse Bereiche Grundwasser zu, kann es je nach Zusammensetzung der Tongesteine zum Quellen kommen, was die Tongesteine in ihrer Barrierewirkung beeinträchtigen könnte. Beim Auftreten von sandigeren Bereichen ist zunächst zu prüfen, ob ein ewG, der die die Mindestanforderung der Durchlässigkeit einhält ausgewiesen werden kann. Nach Möglichkeit kann auch auf homogenere Bereiche innerhalb des Wirtsgesteins ausgewichen werden. Insgesamt kann die Beeinflussung des Wirtsgesteins Tongestein durch Grundwasserströmung als gering bis vernachlässigbar eingeschätzt werden.

Ungestörte Kristallingesteine sind Geringleiter mit einer Durchlässigkeit unterhalb des Bereichs „äußerst gering“ nach Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2011), in denen keine Strömung stattfindet. Sie weisen jedoch häufig Klüfte in unterschiedlicher Verteilungsdichte auf, die je nach Ausprägung auch Wasserwegsamkeiten darstellen können. Nach StandAG kann in solchen Fällen, in denen die Mindestanforderung zur Gebirgsdurchlässigkeit nicht erfüllt ist, geprüft werden, ob ein Konzept umgesetzt werden kann, in dem die Sicherheitsfunktionen im Wesentlichen von der technischen und geotechnischen Barriere übernommen werden. Eine Beeinflussung des Kristallingesteins durch die Grundwasserströmung wird zwar nicht erwartet, das hydraulische System spielt dann für die Bewertung einer möglichen Radionuklidenausbreitung aber eine Rolle.

### **6.11.3 Ungewissheiten**

Die strukturelle Vielfalt der Geosphäre in Deutschland und die damit verbundene hohe Variationsbreite der Gebirgsdurchlässigkeiten liefert eine Vielzahl von Einflussfaktoren auf die Grundwasserströmung, deren Eintreten und Intensität zeitlich und räumlich nicht genau prognostizierbar ist. Gekoppelt daran ist auch die zeitliche und räumliche Änderung der Grundwasserströmung überregional nicht exakt vorhersagbar. Auch die Abhängigkeit der Grundwasserströmung von der klimatischen Entwicklung führt dazu, dass deren Ungewissheiten ebenfalls eingehen (s. a. Kap. 4.4).

Eine Bewertung der Ungewissheiten und ihres Einflusses auf die Prognose der Grundwasserströmung sollte nur im lokalen Kontext erfolgen.

## 6.12 Hydrochemische Verhältnisse

In der grundwassererfüllten Geosphäre stellen sich durch Auflösungen und Ausfällungen abhängig von der Zusammensetzung der Gesteine sowie durch die Art und Menge der gelösten Stoffe im Grundwasser bestimmte hydrochemische Verhältnisse ein. Basierend auf dem Lösungsinhalt kann eine hydrochemische Typisierung der Grundwässer vorgenommen werden. Einen Überblick über die allgemeine hydrochemische Abhängigkeit der Grundwässer von der Lithologie gibt z. B. die DVWK-Schrift 125 (Hötzel & Witthüser 1999). Eine deutschlandweite Übersicht zur Verbreitung der verschiedenen geogenen Grundwasserbeschaffenheiten bis ungefähr 100 m u. GOK ist im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (BMU 2003, Kap. 5.7) wiedergegeben.

Mit zunehmender Tiefe steigen die Gesamtlösungsgehalte (total dissolved solids = TDS) in der Regel an. Anhand der TDS-Gehalte wird in Müller (1999) folgende Einteilung der Wässer vorgenommen:

- Süßwasser bis 1 g/l,
- Brackwasser von 1 bis 10 g/l,
- Salzwasser von 10 bis 100 g/l und
- Sole ab 100 g/l.

Vor allem in Bereichen, in denen saline Schichten Kontakt zum Grundwasser haben, sind TDS-Gehalte von 200 g/l und mehr keine Seltenheit. Typischerweise sind diese Wässer dann auch NaCl gesättigt. Insbesondere im Umfeld von Salinarstrukturen, wie z. B. Salzstöcken, können sich auch Salzwasserfahnen in höher gelegenen Aquiferen ausbilden. Süßwässer werden dem hydrochemischen System an der Geländeoberfläche über Niederschläge und versickernde Wässer aus Oberflächengewässern hinzugefügt.

Neben dem Grundwasser kommen in der Geosphäre Deutschlands auch Kohlenwasserstoffe in flüssiger oder gasförmiger Phase vor. In Norddeutschland bilden sie z. T. Lagerstätten, aus denen auch gefördert wurde. Kohlenwasserstoffe beeinflussen den Chemismus der Grundwässer und sind ein Lieferant für organisches Material. Welches bei verschiedenen chemischen Reaktionen und mikrobiellen Prozessen in der Geosphäre eine verändernde Rolle spielen kann.

### **6.12.1 Zukünftige Entwicklung**

In den nächsten eine Million Jahren besteht vor allem bei den oberflächennahen Grundwässern die Möglichkeit, dass sich ihr Chemismus deutlich ändert. Klimatische Einflüsse, wie Permafrost oder Schmelzwässer von Vergletscherungen können temporäre und auch dauerhafte Änderungen hervorrufen. Vor allem, wenn es, wie in den norddeutschen Lockergesteinsgebieten zu erwarten ist (vgl. Kap. 5.2), zu einer Umgestaltung der Geosphäre durch glaziale Prozesse kommt, wird sich im Nachgang die Grundwasserbeschaffenheit an die neuen Verhältnisse anpassen. Diese Umgestaltung kann auch einen Einfluss auf die Verteilung und die Vorkommen der Kohlenwasserstoffe haben. Werden gering durchlässige Schichten erodiert und/oder durch durchlässige ersetzt, können darunter gefangene Kohlenwasserstoffe migrieren und unter Umständen auch aus der Geosphäre ausgetragen werden. Außerdem können auch veränderte Niederschlagsbedingungen das oberflächennahe Grundwasser dadurch verändern, dass mehr oder weniger Süßwasser in das System gelangt. In Küstenbereichen, die von zukünftigen Meeresspiegelschwankungen betroffen sein werden (s. a. Kap. 6.2), wird die Grundwasserbeschaffenheit in den überfluteten Gebieten marin beeinflusst.

Es kann allgemein davon ausgegangen werden, dass die tieferen Grundwässer weniger von Änderungen des Chemismus betroffen sein werden. Vor allem, wenn dort stagnierende Verhältnisse vorliegen oder sich das Grundwasser nur sehr langsam bewegt. Unter solchen Bedingungen stehen die Grundwässer in der Regel in einem chemischen Gleichgewicht mit der Geosphäre.

### **6.12.2 Mögliche Beeinflussungen der Barrieregesteine**

In den sehr geringdurchlässigen Steinsalzen werden eventuell enthaltene Lösungen als NaCl gesättigte Solen vorliegen. Da in diesen Bereichen unter natürlichen Bedingungen, vor allem in möglichen ewG, keine Grundwasserbewegung erwartet wird, wird auch keine Änderung der Lösungszusammensetzung unterstellt. Die Gesteine stehen mit diesen Lösungen seit ihrer Ablagerung im Gleichgewicht, daher werden auch in den nächsten eine Million Jahren keine Beeinflussungen des Steinsalzes durch die Lösungen erwartet. Lediglich im Bereich des Salzspiegels kann es zur Subrosion kommen, wenn er mit gering mineralisiertem Wasser in Kontakt kommt, das auch abfließen kann und so das gelöste Salz abtransportiert (s. Kap. 6.10).

Die Verweilzeiten des Grundwassers in Tongesteinen sind aufgrund der geringen Durchlässigkeit sehr hoch. Es steht in der Regel in einem chemischen Gleichgewicht mit dem Gestein. Für Tongestein kann unter diesen Bedingungen daher auch angenommen werden, dass sich durch den Chemismus der Wässer keine Beeinflussungen ergeben.

Kristallingestein steht vor allem im Bereich durchlässiger Klüfte mit dem Grundwasser in Kontakt. Die Strömungsgeschwindigkeit bestimmt wie lange die Wässer dort verweilen und ob sich so ein Gleichgewichtszustand einstellt. Kristalline Gesteine bestehen hauptsächlich aus schwerlöslichen Mineralen, so dass es entsprechend lange dauert einen solchen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Andererseits bedingt die geringe Löslichkeit des Gesteins, dass es wenig mit den Wässern reagiert. Daher kann angenommen werden, dass der Chemismus der Grundwässer die kristallinen Gesteine nicht wesentlich beeinflusst.

### **6.12.3 Ungewissheiten**

Ungewissheiten ergeben sich für die Prognose der zukünftigen hydrochemischen Zusammensetzung der Grundwässer vor allem in den oberflächennahen Bereichen, in denen die Änderungen durch klimatische Einflüsse oder die Umgestaltung der Geosphäre hervorgerufen werden. Die Ungewissheiten der klimatischen Entwicklung und der daran gekoppelten Prozesse gelten für diesen Prozess in gleicher Weise. Im Fall der Umgestaltung der Geosphäre, die vor allem in Lockergesteinsbereichen auftreten kann, ist die stoffliche Zusammensetzung der zukünftig zur Ablagerung kommenden Gesteine unbekannt. Austauschvorgänge mit diesen Ablagerungen werden den sich dort einstellenden Grundwassertyp maßgeblich beeinflussen.

## **7 Auszuschließende geologische Prozesse**

Neben den Prozessen, die aufgrund der Anwendung der Ausschlusskriterien § 22 (StandAG 2017) in ihren Auswirkungen nicht betrachtet werden müssen, gibt es auch weitere geologische Prozesse, die in Sicherheitsuntersuchungen nicht berücksichtigt werden müssen. Grund dafür ist, dass der Ablauf dieser Prozesse in den nächsten eine Million Jahren nicht zu erwarten ist. Die in Deutschland, z. B. in den Vorhaben VSG und ANSICHT, angewendete Methode zur Szenarienentwicklung für Sicherheitsnachweise für ein Endlager für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle basiert auf den Informationen der FEP Kataloge. Eine Einstufung der Eintrittswahrscheinlichkeit von Prozessen wird dafür bereits in den jeweiligen FEP vorgenommen (vgl. Wolf et al. 2012a; Stark et al. 2014a; Stark et al. 2016a). In den projektspezifischen FEP-Katalogen sind diese Prozesse enthalten, um eine möglichst große Vollständigkeit und Nachvollziehbarkeit zu erreichen.

Prozesse, die in den bisher für Deutschland erarbeiteten FEP-Katalogen als unwahrscheinlich eingestuft wurden, sind:

– Orogenese

Dieser Prozess läuft unter ganz bestimmten geologischen Bedingungen an Plattengrenzen ab und erstreckt sich über lange geologische Zeiträume. Voraussetzungen für neu entstehende Orogene sind in Deutschland in den nächsten eine Million Jahre nicht gegeben.

– Grabenbildung

Grabenbildung läuft unter ganz bestimmten geologischen Bedingungen ab und erstreckt sich über lange geologische Zeiträume. Voraussetzungen sind in weiten Teilen Deutschlands nicht gegeben. Außerdem werden die in Deutschland bekannten Grabenzonen, wie z. B. der Oberrheingraben, wegen der aktiven Störungszonen durch die Anwendung des Ausschlusskriteriums nicht in die Standortsuche einbezogen.

– Magmatismus und hydrothermale Aktivität

Gebiete, in denen diese Prozesse nicht ausgeschlossen werden können, gehen wegen der Berücksichtigung des Ausschlusskriteriums nicht in die Standortauswahl ein. Für weitere Informationen zu vulkanischen Aktivitäten in Deutschland und zu deren Prognosemöglichkeiten vgl. a. May (2019).

– Gesteinsmetamorphose

Dieser Prozess läuft unter hohen Drücken und/oder Temperaturen ab, die im Fall einer Kontakt-Metamorphose durch die zuvor bereits ausgeschlossenen vulkanischen Aktivitäten verursacht werden. Weitere Auslöser sind regionalgeologische Versenkungen in große Tiefen, wie sie z. B. im Bereich von Subduktionszonen an Plattengrenzen stattfinden, aber auch tektonische Einflüsse, wie die Orogenese mit dem Aufbau großer Gebirgsmächtigkeiten. Auch diese Auslöser können für potentielle Endlagerstandorte in Deutschland innerhalb der nächsten eine Million Jahren ausgeschlossen werden.

– Meteoriteneinschlag

Kleinere Meteorite, die keine Schädigung der Geosphäre verursachen, treffen häufig auf die Erde, mit zunehmender Größe werden sie jedoch seltener. Der Einschlag eines sehr großen Meteoriten mit großer Zerstörungskraft kann als unwahrscheinlich eingestuft werden (vgl. a. Mrugalla 2011; Mrugalla 2014; Stark 2014; Hertzsch 2013).

## Literaturverzeichnis

- Abel, T., Sauter, M. & Hinderer, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb. *Laichinger Höhlenfreund*, 35: 65-90.
- Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. *Geologisches Jahrbuch*, Band G 2, Reihe G: 157 S.; Hannover (Schweizerbart).
- Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2011): Fachinformationssystem Hydrogeologie: Standards für ein digitales Kartenwerk - Ergänzung zur Hydrogeologischen Kartieranleitung. *Geologisches Jahrbuch*, Band G 13, Reihe G: 267 S.; Hannover (Schweizerbart).
- Allison, I., Alley, R.B., Fricker, H.A., Thomas, R.H. & Warner, R.C. (2009): Ice sheet mass balance and sea level. *Antarctic Science*, 21: 413-426. DOI: 10.1017/S0954102009990137.
- Aseev, A.A. (1968): Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. *Petermanns Geogr. Mitteilungen*, Vol. 112: 112-115.
- Autorenkollektiv (2012): Sicherheitstechnische Regel des KTA / Kerntechnischer Ausschuß: Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen Teil 1: Grundsätze; Fassung 2011-11. (In: Bundesministerium der Justiz (Ed.): Bekanntmachung von sicherheitstechnischen Regeln des Kerntechnischen Ausschusses (Regeln KTA 1505, KTA 2201.1 und KTA 2502) vom 5. Dezember 2011). 51 S.; Köln (Bundesanzeiger).
- Bachmann, G.H. & Müller, M. (1995): Das süddeutsche Molassebecken – seine Entwicklung seit dem Variszikum: eine Einführung. *GGW, Exkursionsführer Veröff.*, Vol. 195: 14–16; Berlin.
- Berger, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, Vol. 26, 4: 624-657. DOI: 10.1029/RG026i004p00624.
- Beuth, T., Bracke, G., Buhmann, D., Dresbach, C., Hammer, J., Keller, S., Krone, J., Lommerzheim, A., Mönig, J., Mrugalla, S., Rübel, A. & Wolf, J.W. (2012): Szenarienentwicklung: Methodik und Anwendung. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Bericht zum Arbeitspaket 8, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben (VSG), GRS-284, Anhänge A-D; Köln.

- BGR (2011): Karte der Epizentren der Schadenbeben (ab Intensität VI-VII) in der Bundesrepublik Deutschland Jahre 800 bis 2010. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- BMU (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland (HAD). Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) (Ed.): 239 S.; Bonn.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. & Noetzli, J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6, (4): 807-820. DOI: 10.5194/tc-6-807-2012.
- Bosson, E., Sabel, U., Gustaffson, L.-G., Sassner, M. & Destouni, G. (2012): Influences of shifts in climate, landscape, and permafrost on terrestrial hydrology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117: 12 pp. DOI: 10.1029/2011JD016429.
- Brandes, C., Steffen, H., Bönnemann, C., Plenefisch, T., Gestermann, N. & Winsemann, J. (2014): Aktive Tektonik in Norddeutschland: glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen und/oder Folgen der Erdöl/Erdgas-Förderung? *Erdöl Erdgas Kohle*, 130 Jg., Heft 4: 138-143.
- Brückner-Röhling, S., Espig, M., Fischer, M., Fleig, S., Forsbach, H., Kockel, F., Krull, P., Stiewe, H. & Wirth, H. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung -Teil 1: Strukturgeologie. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), BGR-Bericht: 253 S.; Hannover.
- Cedercreutz, J. (2004): Future Climate Scenarios for Olkiluoto with Emphasis on Permafrost. Posiva Oy, Report, 2004-06: 71 pp.; Olkiluoto.
- Cohen, K.M. & Gibbard, P.L. (2011a): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2011. Subcommission on Quaternary Stratigraphy. [http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT\\_v2011.jpg](http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT_v2011.jpg).
- Cohen, K.M. & Gibbard, P.L. (2011b): Regional chronostratigraphical correlation chart for the last 270,000 years: Europe north of the Mediterranean (v. 2011). XVIII. INQUA Congress, Bern. (INQUA).
- Connolly, P., Gölke, M., Bäßler, H., Fleckenstein, P., Hettel, S., Lindenfeld, M., Schindler, A., Theune, U. & Wenzel, F. (2003): Finite Elemente Modellrechnungen zur Erklärung der Auffächerung der größeren horizontalen Hauptspannungsrichtung in Norddeutschland. Universität Karlsruhe, Institut für Geophysik: 163 S.; Karlsruhe.



- Delisle, G. (2007): Near-surface permafrost degradation: How severe during the 21st century? *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, L09503: 4 pp. DOI: 10.1029/2007GL029323.
- Doppler, G., Kroemer, E., Roegner, K., Wallner, J., Jerz, H. & Grottenthaler, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. *E&G Quaternary Science Journal*, Vol. 60, 2-3: 329-365. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.08.
- Ehlers, J. (2011): *Das Eiszeitalter*. 363 S.; Heidelberg (Spektrum). DOI: 10.1007/978-3-8274-2327-6\_3.
- Einsele, G. & Hinderer, M. (1997): Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geologische Rundschau*, 86: 288-310.
- Eisbacher, G.H. (1996): *Einführung in die Tektonik*. 2. Auflage; Stuttgart (Enke).
- Eissmann, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. *Geophysik und Geologie*, III, 4.
- Elias, S.A. (2007): *Encyclopedia of Quaternary Science*. 1st Ed., Vol. 1-4: 3576 pp; Amsterdam (Elsevier).
- Ellenberg, J. (1993): Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen in Thüringen. (In: Mäusbacher, R. & Sedlacek, P. (Eds.): *Freistaat Thüringen: Beiträge zur Landesforschung und Landesentwicklung*). Institut für Geographie der FSU Jena: 7-22; Jena (Selbstverlag).
- 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 Quaternary Science Journal*, Vol. 60, No 2-3: 306-328. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.07.
- Feldmann, L. (2002): *Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär*. Clausthaler Geowissenschaften, Band 1: X + 149 S.
- Fletcher, B.J., Brentnall, S.J., Anderson, C.W., Berner, R.A. & Beerling, D.J. (2008): Atmospheric carbon dioxide linked with Mesozoic and early Cenozoic climate change. *Nature Geoscience*, Vol. 1: 43-48. DOI: 10.1038/ngeo.2007.29.
- French, H. (2008): *The Periglacial Environment*. Fourth Edition: 515 pp.; Chichester (Wiley).

- Frisch, U. & Kockel, F. (2004): Der Bremer Knoten im Strukturnetz Nordwest-Deutschlands: Stratigraphie, Paläogeographie, Strukturgeologie. Universität Bremen: Geowissenschaften, MARUM, Bericht: 379 S.; Bremen.
- Garetsky, R.G. (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8, 1: 5-12.
- Gascoyne, M. (2000): A review of published literature on the effects of permafrost on the hydrogeochemistry of bedrock. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SKB), SKB Report R-01-56: 49 pp.; Stockholm.
- Geyer, O.F. & Gwinner, M.P. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. 5. Aufl., Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (Eds.): 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Grassmann, S., Cramer, B., Delisle, G., Hantschel, T., Messner, J. & Winsemann, J. (2010): pT-effects of Pleistocene glacial periods on permafrost, gas hydrate stability zones and reservoir of the Mittelplate oil field, northern Germany. Marine and Petroleum Geology, Vol. 27, 1: 298-306. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2009.08.002.
- Grotzinger, J. & Jordan, T. (2017): Press/Siever Allgemeine Geologie. 7. Auflage: 769 S.; Berlin (Springer). DOI: 10.1007/978-3-662-48342-8.
- Gudmundsson, G. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Wurm Alpine deglaciation. Eclogae geol. Helv., Vol. 87: 545-557.
- Habbe, K.A. (1996a): Über glaziale Erosion und Übertiefung. Eiszeitalter und Gegenwart, 46: 99-119.
- Habbe, K.A. (1996b): Überlegungen zum Bewegungsmechanismus vorstoßender kaltzeitlicher Gletscher und zur glazialen Erosion und Übertiefung. Eclogae geol. Helv., 89/3: 1007-1022. DOI: 10.5169/seals-167932.
- Hannemann, M. (1995): Intensität und Verbreitung glazigener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und Tertiär. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, Vol. 2: 51-59.
- Hertzsch, J.-M. (2013): Zur Wahrscheinlichkeit der Beeinträchtigung der Integrität untertägiger Endlager durch Impaktereignisse. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) 19 S.; Hannover.

- Hötzel, H. & Witthüser, K. (1999): Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK) (Ed.), DVWK-Schriften, 125: 240 S.; Bonn (Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser).
- IPCC (2001a): Climate Change 2001: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 398 pp.; Cambridge.
- IPCC (2001b): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 892 pp.; Cambridge.
- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 996 pp.; Cambridge.
- IPCC (2014): Klimaänderung 2014: Synthesebericht. Beitrag der Arbeitsgruppen I, II und III zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 145 S.; Genf.
- Jähne-Klingenberg, F., Stück, H., Bebiolka, A.C., Bense, F. & Stark, L. (2019): Prognosemöglichkeiten von großräumigen Vertikalbewegungen für Deutschland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Abschlussbericht: 139 S.; Hannover.
- Jerz, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Bd. 2, Geologie von Bayern: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Johansson, J.M., Davis, J.L., Scherneck, H.G., Milne, G.A., Vermeer, M., Mitrovica, J.X., Bennet, R.A., Jonsson, B., Elgered, G., Elósegui, P., Koivula, H., Poutanen, M., Rönnäng, B.O. & Shapiro, I.I. (2002): Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia 1. Geodetic results. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 107, (B8).
- Kappas, M. (2009): Klimatologie. Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderung für Natur- und Sozialwissenschaften. Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen: 356 S.; Heidelberg (Spektrum).

- Karte, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. 35, Geographisches Institut der Ruhr-Universität Bochum (Ed.), Bochumer geographische Arbeiten: 211 S.; (Europäischer Universitätsverlag).
- Keller, O. & Krayss, E. (1993): The rhine-linth glacier in the upper wurm: A model of the last alpine glaciation. *Quaternary International*, 18: 15-27.
- Keller, S. (1998): Permafrost in der Weichsel-Kaltzeit und Langzeitprognose der hydrogeologischen Entwicklung in der Umgebung von Gorleben/NW-Deutschland. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 44, 2: 111-119.
- Klinge, H., Boehme, J., Grisseemann, 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. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) (Ed.), *Geologisches Jahrbuch, C 71*: 147 S.; Hannover.
- Kösters, E., Vogel, P. & Schelkes, K. (2000): 2D-Modellierung der paläohydrogeologischen Entwicklung des Grundwassersystems im Elberaum zwischen Burg und Boitzenburg. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), *BGR-Bericht*: 97 S.; Hannover.
- Kuhlemann, J. & Kempf, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. *Sedimentary Geology*, 152, 1-2: 45-78. DOI: 10.1016/s0037-0738(01)00285-8.
- Liedtke, H. (2003): Deutschland zur letzten Eiszeit. (In: Leibniz-Institut für Länderkunde (Ed.): *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland – Relief, Boden und Wasser*). Band 2: 174 S.; Heidelberg (Springer).
- Lindgren, A., Hugelius, G., Kuhry, P., Christensen, T.R. & Vandenberghe, J. (2016): GIS-based Maps and Area Estimates of Northern Hemisphere Permafrost Extent during the Last Glacial Maximum. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27: 6-16. DOI: 10.1002/ppp.1851.
- Litt, T. (2007): Stratigraphie von Deutschland - Quartär. *E&G Quaternary Science Journal*, Special issue, Vol. 56, No. 1/2: 138 S. DOI: 10.3285/eg.56.1-2.

- Lommerzheim, A., Bebiolka, A., Jahn, S., Jobmann, M., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A. & Stark, L. (2015): Szenarienentwicklung für das Endlagerstandortmodell NORD - Methodik und Anwendung. DBE Technology GmbH, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS), Technischer Bericht, TEC-17-2014-AP, Projekt AnSichT - Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein; Hannover/Berlin.
- Lotz, B. (2004): Neubewertung des rezenten Wärmestroms im Nordostdeutschen Becken. Dissertation, Freie Universität Berlin Institut für Geologische Wissenschaften: 203 S.; Berlin.
- Ludwig, A.O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). (In: Garetsky, R.G., Ludwig, A.O., Schwab, G. & Stackebrandt, W. (Eds.): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346). 8, (1), Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge: 5-12; Kleinmachnow (Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg).
- Lund, B. & Schmidt, P. (2011): Stress Evolution and Fault Stability at Olkiluoto During the Weichselian Glaciation. Posiva OY, Working Report, 2011-14: 92 pp.; Eurajoki.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. & Stocker, T.F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453: 379-382. DOI: 10.1038/nature06949.
- May, F. (2019): Möglichkeiten der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Kurzbericht: 87 S.; Hannover.
- Milanković, M. (1998): Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. (reprint 1st ed.): 634 pp.; Belgrad (Zavod za udzbenike i nastavna sredstva).
- Mrugalla, S. (2011): Geowissenschaftliche Langzeitprognose. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Bericht zum Arbeitspaket 2, GRS-275, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben (VSG): 169 S.; Köln.

- Mrugalla, S. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland - ohne Endlagereinfluss. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Ergebnisbericht, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein: 189 S.; Hannover.
- Müller, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. Deutsch-Englisch. 367 S.; Berlin (Springer).
- Murawski, H. & Meyer, W. (2010): Geologisches Wörterbuch. 12. Auflage; Heidelberg (Spektrum).
- NASA (1999): Clouds and the Energy Cycle. National Aeronautics and Space Administration, NASA Facts, NF-207, The Earth Science Enterprise Series: 6 pp.; Greenbelt, Maryland.
- Nitychoruk, J., Bińka, K., Ruppert, H. & Schneider, J. (2006): Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11? Quaternary Science Reviews, Vol. 25, 21–22: 2678-2681. DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.07.004.
- Okrusch, M. & Matthes, S. (2014): Mineralogie: eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 9. Aufl., Lehrbuch; Berlin (Springer Spektrum). DOI: 10.1007/978-3-662-08768-8.
- Persaud, M. & Pfiffner, O.A. (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. Tectonophysics, 385: 59-84.
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008): Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau 20, Informationen/Regierungspräsidium Freiburg: 106 S.; Freiburg i. Br..
- Preusser, F., Reitner, J.M. & Schlüchter, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. Swiss Journal of Geosciences, 103, 3: 407-426. DOI: 10.1007/s00015-010-0044-y.
- Reinhardt, S., Bebiolka, A. & Weitkamp, A. (2017): Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Abschlussbericht: 151 S.; Berlin.

- Reinhold, K., Krull, P. & Kockel, F. (2008): Salzstrukturen Norddeutschlands. Geologische Übersichtskarte 1:500.000, beidseitig bedruckt, mit 5 geologischen Schnitten., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) Berlin.
- Reiter, K., Heidbach, O., Müller, B., Reinecker, J. & Röckel, T. (2016): Spannungskarte Deutschland 2016. GFZ Data Services. DOI: 10.5880/WSM.Germany2016.
- Ruskeeniemi, T., Ahonen, L., Paananen, M., Frape, S., Stotler, R., Hobbs, M., Kaija, J., Degnan, P., Blomqvist, R., Jensen, M., Lehto, K., Moren, L., Puigdomenech, I. & Snellma, M. (2004): Permafrost at Lupin - Report of Phase II. Geological Survey of Finland, Nuclear Waste Disposal Research, Report, YST-119, Permafrost Project: 89 pp.; Espoo.
- Scherer, K. & Fichtner, H. (2007): Das Klima aus dem All. Physik Journal, Vol. 6, Nr. 3: 59-63.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. 2. Auflage: 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (2000): Über die Entstehung des Bodenseebeckens (SW-Deutschland). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1999, 3-4: 459-466.
- Schroeder, J.H. (1995): Die Kreuzbrückenspalte von Rüdersdorf - subglaziale Erosion im Wellenkalk. Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Band 168, Reihe A: 177-189.
- Shackleton, N.J., Berger, A. & Peltier, W.R. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 81, 04: 251-261. DOI: 10.1017/S0263593300020782.
- Siegert, M.J. & Dowdeswell, J.A. (2004): Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. Quaternary Science Reviews, 23, 11–13: 1273-1283. DOI: 10.1016/j.quascirev.2003.12.010.
- SKB (2006): Climate and climate-related issues for the safety assessment SR-Can. Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB), Technical Report, TR-06-23: 186 pp.; Stockholm.
- Stackebrandt, W., Ludwig, A.O. & Ostaficzuk, S. (2001): Die Basis quartärer Ablagerungen der Ostseesenke und benachbarter Gebiete (Karte 2). Neodynamica Baltica IGCP-Project 346. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8, 1: 13-19.

- StandAG (2017): Standortauswahlgesetz vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 2 Absatz 16 des Gesetzes vom 20. Juli 2017 (BGBl. I S. 2808) geändert worden ist.
- Stark, L. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland ohne Endlagereinfluss. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Ergebnisbericht, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein: 152 S.; Hannover.
- Stark, L., Gerardi, J., Jahn, S., Jobmann, M., Keller, S., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K. & Rübel, A. (2014a): FEP Katalog für das Endlagerstandortmodell NORD - Dokumentation. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), DBE Technology GmbH, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Anlage zum Bericht, TEC-22-2014-AP, FKZ: 02E11061B, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein; Peine.
- Stark, L., Jahn, S., Jobmann, M., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K. & Rübel, A. (2016a): FEP Katalog für das Endlagerstandortmodell SÜD - Dokumentation. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), DBE Technology GmbH, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Anlage zum Bericht, TEC-16-2016-TB, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein; Peine.
- Stark, L., Jahn, S., Jobmann, M., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K. & Rübel, A. (2016b): FEP Katalog für das Endlagerstandortmodell SÜD - Konzept und Aufbau. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), DBE Technology GmbH, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Technischer Bericht, TEC-16-2016-TB, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein; Peine.
- Stark, L., Jahn, S., Jobmann, M., Lommerzheim, A., Meleshyn, A., Mrugalla, S., Reinhold, K., Rübel, A., Keller, S. & Gerardi, J. (2014b): FEP Katalog für das Endlagerstandortmodell NORD - Konzept und Aufbau. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), DBE Technology GmbH, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Technischer Bericht, TEC-22-2014-AP, FKZ: 02E11061B, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein; Peine.



- Steffen, H. & Wu, P. (2011): Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia—A review of data and modeling. *Journal of Geodynamics*, 52, 3–4: 169–204. DOI: 10.1016/j.jog.2011.03.002.
- Stewart, I.S., Sauber, J. & Rose, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, 14-15: 1367-1562. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00094-9.
- Stober, I., Fritzer, T., Obst, K. & Schulz, R. (2010): Tiefe Geothermie – Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU); Berlin.
- Stocchi, P., Spada, G. & Cianetti, S. (2005): Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, 162: 137–147.
- Streif, H. (2007): Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten - Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen. Tabelle, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Hannover. abgerufen: Januar 2019. [http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation\\_id=784&article\\_id=723&psmand=4](http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation_id=784&article_id=723&psmand=4).
- Stück, H., Bense, F., Frenzel, B., Henneberg, M., Kneuker, T., Lang, J., Mertineit, M., Noack, V. & Pollock, L. (2020): Ausschlusskriterium „Aktive Störungszonen“. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Abschlussbericht: 115 S.; Hannover.
- Thiermann, A., Koch, M. & Will, K.-H. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 120 S.; Krefeld.
- Trusheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 109, 1: 111-151.
- Wagner, W.J. (1998): Österreichs 120 Paradiese. Der grosse Bildatlas unserer Heimat. 256 S.; Wien (Kremayr & Scheriau).
- Walter, R. (2007): Geologie von Mitteleuropa. 7. Auflage: 511 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

- 
- Warren, J.K. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. 1. Ed.; Heidelberg (Springer). DOI: 10.1007/3-540-32344-9.
- Watson, V., Kooi, H. & Bense, V. (2013): Potential controls on cold-season river flow behavior in subarctic river basins of Siberia. *Journal of Hydrology*, 489: 214-226. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.03.011.
- Wolf, J., Behlau, J., Beuth, T., Bracke, G., Bube, C., Buhmann, D., Dresbach, C., Hammer, J., Keller, S., Kienzler, B., Klinge, H., Krone, J., Lommerzheim, A., Metz, V., Mönig, J., Mrugalla, S., Popp, T., Rübel, A. & Weber, J.R. (2012a): FEP-Katalog für die VSG - Dokumentation. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Bericht zum Arbeitspaket 7, GRS-283, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben (VSG); Köln.
- Wolf, J., Behlau, J., Beuth, T., Bracke, G., Bube, C., Buhmann, D., Dresbach, C., Hammer, J., Keller, S., Kienzler, B., Klinge, H., Krone, J., Lommerzheim, A., Metz, V., Mönig, J., Mrugalla, S., Popp, T., Rübel, A. & Weber, J.R. (2012b): FEP-Katalog für die VSG - Konzept und Aufbau. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Bericht zum Arbeitspaket 7, GRS-282, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben (VSG); Köln.
- Woo, M.-K. (2012): *Permafrost Hydrology*. 563 S.; Berlin (Springer).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. (2001): Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, Vol. 292, No. 5517: 686-693. DOI: 10.1126/science.1059412 .

## Abkürzungsverzeichnis

ANSICHT	Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweis- konzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein
BGE	Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
CO <sub>2</sub>	Kohlendioxid
δ <sup>18</sup> O	Verhältnis der Sauerstoffisotope <sup>18</sup> O und <sup>16</sup> O
DOC	gelöster organischer Kohlenstoff
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.
ewG	einschlusswirksamer Gebirgsbereich
FEP	features, events and processes
FuE	Forschung und Entwicklung
GOK	Geländeoberkante
GRS	Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit gGmbH
GtC	Gigatonnen Kohlenstoff
HAD	Hydrologischer Atlas von Deutschland
k <sub>f</sub> -Wert	Durchlässigkeitsbeiwert
KTA	Kerntechnischer Ausschuss
MAAT	mean annual air temperature
MIS	marine isotope stages
NaCl	Natriumchlorid
PDB	Peedee Formation Belemnite
P <sub>H<sub>2</sub>O</sub> = P <sub>tot</sub>	Wasserdruck gleich Gesamtdruck
ppm	parts per million
StandAG	Standortauswahlgesetz
TDS	total dissolved solids
VSG	Vorläufige Sicherheitsanalyse Gorleben

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1: Überblick über die zu berücksichtigenden Auswirkungen der Anwendung von Ausschlusskriterien nach StandAG (2017) .....	12
Tab. 2: Überblick über die zu berücksichtigenden Auswirkungen der Anwendung von Mindestanforderungen nach StandAG (2017) .....	12

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Komponenten der Milanković-Zyklen ((geändert nach Zachos et al. (2001) in Mrugalla (2011)) .....	14
Abb. 2: Meeresströmungen „Globales Förderband“ (geändert nach IPCC (2001a)) .....	17
Abb. 3: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (geändert nach IPCC (2001b) in Mrugalla (2011)) .....	19
Abb. 4: Vergleich von verschiedenen Datierungen der klimatischen Entwicklung mit einem global identifizierten Klimaverlauf (Quelle Temperaturkurven: grün = (Lüthi et al. 2008), blau = (Shackleton et al. 1990)) .....	21
Abb. 5: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach Gascoyne (2000) und Karte (1979) in Mrugalla (2011)) .....	25
Abb. 6: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in Norddeutschland (Eisrandlagen nach Stackebrandt et al. (2001)) .....	28
Abb. 7: Saalezeitliche Eisausbreitung und Gletschermächtigkeit (Feldmann 2002: 73, geändert) .....	29
Abb. 8: Ausgewählte Eisrandlagen der Vorlandgletscher (geändert nach Reinhardt et al. (2017)) .....	30
Abb. 9: Modell des wärmzeitlichen Vereisungsmaximums (entspricht Weichsel) im heutigen Bodenseegebiet mit Angabe der Eismächtigkeit in Metern (in Wagner (1998), nach Keller & Krayss (1993)) .....	31
Abb. 10: Rinnenverteilung und Eisrandstände in Norddeutschland (geändert nach Stackebrandt et al. (2001)) .....	35
Abb. 11: Lage der übertieften Glazialbecken in Süddeutschland (nach Reinhardt et al. (2017: Abb. 29), geändert) .....	36
Abb. 12: Prinzipskizze der isostatischen Bewegungen der Lithosphäre bei einer Gletscherauflast (Mrugalla 2011, geändert) .....	40
Abb. 13: Ungefähre Ausbreitung des Holstein- und Eem-Meeres nach (Ehlers 2011) .....	46
Abb. 14: Ungefähre Küstenlinie und Meeresverbreitung nach einem Meeresspiegelanstieg von 65 m auf Basis der rezenten Topographie .....	48
Abb. 15: Spannungskarte für Deutschland 2016 (Reiter et al. 2016) .....	51
Abb. 16: Erdbebenzonen in Deutschland nach DIN4149 (Stand 2005) .....	55
Abb. 17: Druck-Temperatur-Diagramm zur Abgrenzung der Metamorphosearten und der Diagenese (vereinfacht nach Okrusch & Matthes (2014) .....	63
Abb. 18: Salzstrukturen und ihre stratigraphische Alterseinstufung in Norddeutschland nach Reinhold et al. (2008) .....	65
Abb. 19: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (geändert nach Mrugalla (2014)) .....	71