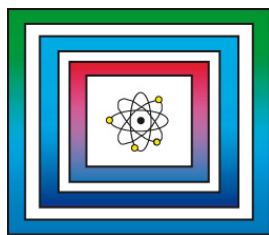


F+E Endlagerung

9Y3207000000

Geowissenschaftliche
Langzeitprognose für
Süddeutschland -
ohne Endlagereinfluss
(AnSichT)



Ergebnisbericht

Hannover, Oktober 2014

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
HANNOVER

F+E Endlagerung

Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und
Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (AnSichT)

Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland -
ohne Endlagereinfluss

Ergebnisbericht

Autorin: Stark, Lena

Auftraggeber: Karlsruher Institut für Technologie (KIT)/Pro-
jektträger Karlsruhe, Wassertechnologie und
Entsorgung (PTKA-WTE) für das Bundes-
ministerium für Wirtschaft und Energie

Auftragsnummer: Förderkennzeichen: 02E11061C

Geschäftszeichen: B3.2/B50112-43/2014-0007/001

Datum: 24.10.2014

Im Auftrag:

gez. V. Bräuer

Direktor und Professor Dr. V. Bräuer (Abteilungsleiter B3), Projektleitung Endlagerung

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung.....	5
1 Einleitung und Zielsetzung.....	6
2 Inhalt der geowissenschaftlichen Langzeitprognose.....	7
3 Geographische Lage des in der Langzeitprognose betrachteten Bereiches.....	8
4 Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre in Süddeutschland.....	9
4.1 Aufbau und Entwicklung des Nebengebirges.....	9
4.1.1 Mesozoische Sedimente.....	11
4.1.2 Oligozäne und miozäne Molassesedimente.....	20
4.1.3 Quartäre Lockersedimente.....	25
4.2 Zukünftige Entwicklung des Nebengebirges.....	26
4.3 Aufbau und Entwicklung des Wirtsgestein.....	26
4.3.1 Störungen und Klüfte in der Opalinuston-Formation.....	31
4.3.2 Fluide in der Opalinuston-Formation.....	33
4.3.3 Kohlenwasserstoffe in der Opalinuston-Formation.....	35
4.4 Zukünftige Entwicklung des Wirtsgesteins.....	35
5 Klima.....	36
5.1 Klimaveränderungen.....	37
5.1.1 Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen).....	37
5.1.2 Primäre Sonnenstrahlung.....	39
5.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift).....	39
5.1.4 Gebirgsbildung und Vulkanismus.....	41
5.1.5 Atmosphärische Parameter.....	42
5.1.6 Paläoklima als Prognosebasis der zukünftigen Entwicklung.....	44
5.1.7 Grundlagen und Ergebnisse von unterschiedlichen modellgestützten Klimaprognosen.....	46
5.2 Paläoklima in Süddeutschland.....	49
5.3 Grundlagen für die Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung.....	53
5.4 Ungewissheiten bei der Abschätzung der Klimaentwicklung.....	54
6 Kaltzeitliche Entwicklungen.....	56
6.1 Permafrost.....	58
6.2 Zukünftige Permafrostentwicklung.....	66
6.3 Vorlandvereisung.....	67
6.4 Zukünftige Vorlandvereisungen.....	70
6.5 Glazigene Rinnen.....	73
6.6 Zukünftige Rinnenbildungen.....	78

Seite

6.7	Glazigene Deformationen im Nebengebirge.....	79
6.8	Zukünftige Entwicklung.....	80
7	Überregionale Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland.....	80
7.1	Vertikale Bewegung der Erdkruste.....	80
7.2	Zukünftige vertikale Bewegungen der Erdkruste.....	83
7.3	Krustendeformation.....	83
7.4	Zukünftige Krustendeformationen.....	85
7.5	Erdbeben.....	86
7.6	Zukünftige Entwicklung von Erdbeben.....	89
8	Regionale Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland.....	90
8.1	Geomorphologie.....	90
8.1.1	Topographie.....	90
8.1.2	Zukünftige Entwicklung der Topographie.....	92
8.1.3	Oberflächengewässer.....	93
8.1.4	Zukünftige Entwicklung der Oberflächengewässer.....	95
8.2	Erosion.....	95
8.3	Zukünftig ablaufende Erosionsvorgänge.....	97
8.4	Sedimentation.....	97
8.5	Zukünftig ablaufende Sedimentationsvorgänge.....	98
8.6	Diagenese.....	99
8.7	Zukünftige Entwicklung der Diagenese.....	99
8.8	Mikrobielle Prozesse.....	100
8.9	Zukünftig ablaufende mikrobielle Prozesse.....	101
9	Tektonische Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland.....	102
9.1	Störungen und Störungszonen in der Geosphäre.....	102
9.2	Zukünftige Entwicklung von Störungen und Störungszonen in der Geosphäre.....	108
9.3	Spannungsfeld.....	108
9.4	Zukünftige Entwicklung des Spannungsfeldes.....	110
10	Hydrogeologie.....	110
10.1	Grundwasserströmung.....	110
10.2	Zukünftige Entwicklung der Grundwasserströmung.....	116
10.3	Hydrochemische Verhältnisse im Nebengebirge.....	117
10.4	Zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse.....	121

Inhaltsverzeichnis	Seite
11 Erläuterung von wenig wahrscheinlichen oder auszuschließenden Entwicklungen.....	121
11.1 Orogenese.....	121
11.2 Transgression oder Regression.....	123
11.3 Überregionale Grabenzonenbildung.....	124
11.4 Magmatismus und hydrothermale Aktivität.....	126
11.5 Gesteinsmetamorphose.....	127
11.6 Meteoriteneinschlag.....	128
12 Zusammenfassung.....	130
Literaturverzeichnis.....	132
Tabellenverzeichnis.....	148
Abbildungsverzeichnis.....	149

Gesamtblattzahl: 152

Verkürzte Zusammenfassung

Autorin:	Stark, Lena
Titel:	Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland - ohne Endlagereinfluss
Schlagwörter:	Endlagerung, Langzeitprognose, Süddeutschland

Im Rahmen des Vorhabens AnSichT wird mit diesem Ergebnisbericht die Entwicklung der Geosphäre in Süddeutschland, die sich ohne den Einfluss eines Endlagers für die zukünftigen eine Million Jahre einstellen würde, dargestellt. Betrachtet werden die von HOTH et al. (2007) ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Süddeutschland. Die geowissenschaftliche Langzeitprognose stellt zusammen mit den Standortmodellbeschreibungen eine wichtige Informationsgrundlage für die Beschreibung der geologischen Prozesse in der Szenarienentwicklung dar.

Veränderungen der Geosphäre werden hauptsächlich im oberflächennahen Bereich des Nebengebirges durch kaltzeitliche Prozesse hervorgerufen. Daran gekoppelt sind Erosions- oder Sedimentationsprozesse sowie eine Veränderung der Grundwasserströmung oder der hydrochemischen Verhältnisse. Überregional wirkt ein genereller Trend der Aufwärtsbewegung, der auch in der Zukunft weiter anhalten wird. Für das in größerer Tiefe liegende Wirtsgestein sind Voraussetzungen für eine Veränderung der lithologischen Zusammensetzung nicht gegeben. Aufgrund der angewendeten Auswahlkriterien für untersuchungswürdige Tongesteinsformationen ist mit Beeinträchtigungen durch Erdbeben, tektonische Ereignisse oder vulkanische Aktivitäten nicht zu rechnen.

1 Einleitung und Zielsetzung

Das Vorhaben „Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (AnSichT)“ hat das Ziel, die Methodik des Sicherheitsnachweises zu erarbeiten und dessen Anwendbarkeit für generische Endlagerstandortmodelle im Tongestein in Deutschland zu testen. Im Auftrag des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) (Projekträger für das Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie), werden die Arbeiten gemeinsam von der DBETec¹ der GRS² und der BGR³ durchgeführt. Durch die Zusammenarbeit dieser Institutionen soll eine vollständige Bewertung aller Themenbereiche erreicht werden, die für eine Sicherheitsanalyse und einen Sicherheitsnachweis notwendig sind.

Eine wichtige Informationsgrundlage für die Erstellung eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes ist die Prognose der geologischen Entwicklung für die zukünftigen eine Million Jahre ohne Endlagereinfluss. Im Rahmen des Vorhabens AnSichT werden geowissenschaftliche Langzeitprognosen für Gebiete mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (HOTH et al. 2007) in Norddeutschland und in Süddeutschland erstellt. Grund für die getrennte Betrachtung sind neben den unterschiedlichen Wirtsgesteinseinheiten die stark abweichenden geologischen Rahmenbedingungen.

Ziel dieses Berichtes ist die Beschreibung der Entwicklung der Geosphäre in Süddeutschland, die sich ohne den Einfluss eines Endlagers für die nächsten eine Million Jahre einstellen würde.

¹ DBE TECHNOLOGY GmbH Tochterunternehmen der Deutschen Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe (DBE), Peine

² Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS), Braunschweig und Berlin

³ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover und Berlin

2 Inhalt der geowissenschaftlichen Langzeitprognose

In der vorliegenden geowissenschaftlichen Langzeitprognose wird die geologische Entwicklung der Bereiche mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (HOTH et al. 2007) und daran angrenzende Gebiete in Süddeutschland für den Betrachtungszeitraum von einer Million Jahre ohne Endlagereinfluss beschrieben.

Die gegenwärtigen geologischen Verhältnisse in Süddeutschland leiten sich aus den in der Vergangenheit abgelaufenen geologischen Prozessen ab, die grundsätzlich auf den physikalischen und chemischen Gesetzmäßigkeiten beruhen, wie sie heute bekannt sind.

Im Rahmen der Langzeitprognose wird angenommen, dass sich die Gesetzmäßigkeiten entsprechend dem Aktualitätsprinzip im Nachweiszeitraum von einer Million Jahre nicht ändern werden und dass die in der Vergangenheit abgelaufenen geologischen Prozesse auch zukünftig zu erwarten sind.

Die Hauptgliederungsebenen der geowissenschaftlichen Langzeitprognose bestehen aus der Beschreibung der geologischen Rahmenbedingungen in Süddeutschland inklusive der Prognose der zukünftigen Entwicklung. Bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse wird der Ist-Zustand bzw. der Aufbau und die Zusammensetzung der Geosphäre dargestellt. Darauf folgt eine Beschreibung und Prognose der zukünftigen Entwicklung des Klimas, der Kaltzeiten, der überregionalen und der regionalen Entwicklung der Geosphäre, der Tektonik sowie der Hydrogeologie. Abschließend folgt die Beschreibung der wenig wahrscheinlichen oder auszuschließenden Entwicklungen.

Die geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland hat inhaltlich einen engen Bezug zu geowissenschaftlichen Langzeitprognosen, die für Regionen in Norddeutschland erstellt wurden (MRUGALLA 2011; MRUGALLA 2014). Die Inhalte einzelner Kapitel können daher für die verschiedenen Gebiete in Nord- und in Süddeutschland identisch sein, sofern sie eine gemeinsame Gültigkeit besitzen (z. B. Kapitel 5.1). In solchen Fällen wurden insbesondere Informationen aus der geowissenschaftlichen Langzeitprognose von MRUGALLA (2011) berücksichtigt.

3 Geographische Lage des in der Langzeitprognose betrachteten Bereiches

Der für die geowissenschaftliche Langzeitprognose in Süddeutschland zu betrachtende Bereich basiert auf der „Regionalen Tonstudie“ der BGR (HOTH et al. 2007). Danach werden in Süddeutschland die Mindestanforderungen an ein Wirtsgestein (z. B. Mächtigkeit größer 100 m, Gesteinstyp mit einer Gebirgsdurchlässigkeit von $k_f < 10^{-10}$ m/s oder zur Tiefenlage von 300 m bis 1000 m) nur von der Opalinuston-Formation des Mittel-Jura (unteres Aalenium) im Süddeutschen Molassebecken sowie der Schwäbischen/Fränkischen Alb großflächig erfüllt. Abb. 1 zeigt die Teilgebiete der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation in Süddeutschland.

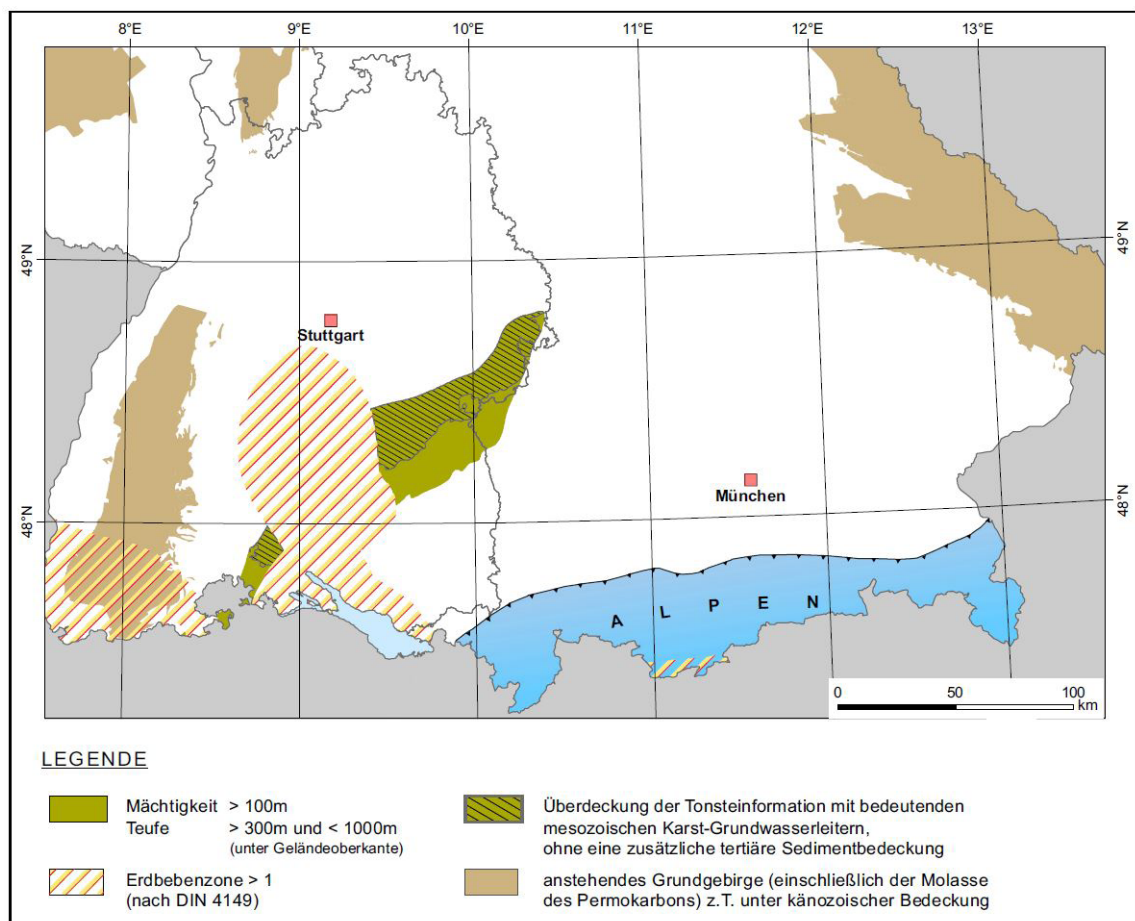


Abb. 1: Der Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation in Süddeutschland aus der „Regionalen Tonstudie“ der BGR, bei denen die Mindestanforderungen erfüllt sind (grün). Teile des Bereichs werden durch einen Karstgrundwasserleiter charakterisiert, der nicht durch tertiäre Sedimente abgedeckt ist (HOTH et al. 2007).

4 Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre in Süddeutschland

Im Kapitel „Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre in Süddeutschland“ werden die derzeitigen geologischen Gegebenheiten und somit die Ausgangssituation für die zukünftigen Entwicklungen beschrieben. Über diese Zusammenstellung hinaus wird auch die vergangene Entwicklung erläutert, die zum heutigen Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre geführt hat. Entsprechend dem Aktualitätsprinzip lässt sich daraus ableiten, wie die Entwicklung der Gebiete mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformation in der Zukunft verläuft. Die Beschreibung der charakteristischen geologischen Schichtenfolge für ein generisches Endlagerstandortmodell liegt in der Beschreibung des Endlagerstandortmodells SÜD vor (REINHOLD et al. 2014).

4.1 Aufbau und Entwicklung des Nebengebirges

Das Kapitel „Aufbau und Entwicklung des Nebengebirges“ beinhaltet die Beschreibung der geologischen Einheiten mit Ausnahme des Wirtsgesteins. Das Nebengebirge ist in strukturelle Stockwerke (kristallines Grundgebirge und sedimentäres Deckgebirge) gegliedert, die deutlich unterschiedliche petrophysikalische und lithologische Eigenschaften aufzeigen (Abb. 2). Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede in der sedimentären Schichtenfolge sind die Folge einer Differenzierung des Ablagerungsraums durch Schwellen und Senken. So kommt zum Beispiel der Buntsandstein nur im Bereich nordwestlich des Bodensees vor.

Das kristalline Grundgebirge bildet das unterste Stockwerk des Nebengebirges und ist aus metamorphen und magmatischen Gesteinen aufgebaut. In einzelnen Bereichen beginnt das sedimentäre Deckgebirge mit Gesteinsvorkommen, die in paläozoischen Permokarbontrögen abgelagert wurden und eine Art Übergangstockwerk bilden. Über dem Grundgebirge und den Permokarbontrögen liegen diskordant mesozoische Sedimentschichten. Diese sind flächenhaft vorhanden und beinhalten Sedimente aus der Trias und dem Jura. Durch die allmähliche Subsidenz der Vindelizischen Schwelle reichte das mesozoische Deckgebirge mit abnehmendem Alter immer weiter nach Südosten.

Die post-mesozoische Entwicklung des Nebengebirges wird von der alpinen Orogenese und Entstehung des alpinen Molassebeckens bestimmt. Auf den mesozoischen Sedimentschichten folgen diskordant die oligozänen und miozänen Molassesedimente (LEMCKE & UNGER 1973), deren Mächtigkeit nach Süden hin stark zunimmt. Die jüngste geologische Einheit bilden die quartären Lockersedimente.

Paläozoische Permokarbontröge

Die Permokarbontröge nehmen in der geologischen Entwicklung des Nebengebirges eine Sonderstellung ein, da sie einen Übergangsbereich zwischen dem Grundgebirge und dem mesozoischen Stockwerk darstellen und nicht flächenhaft vorhanden sind. Oberkarbon und Perm sind in lang gestreckten SW-NE streichenden Sedimentbecken verbreitet, die sich aufgrund von postvariszischen, tektonischen Dehnungsvorgängen entwickelten. In Süddeutschland entstanden mit dem Nordschweizer Becken und dem Oberschwäbischen Becken eng begrenzte Einzelbecken. Die Becken nahmen den Abtragungsschutt der Grundgebirgsschwellen auf. Zusätzlich kam es im Zuge des Dehnungsregimes zu zahlreichen Vulkanausbrüchen, die Tufflagen und Vulkanite hervorbrachten (GEYER et al. 2011).

Das Nordschweizer Becken (Hochrhein-Bodensee-Becken) enthält bis zu 900 m mächtige Gesteinsfüllungen, deren Zusammensetzung im Bereich des Bodensees nur durch Bohrungen bekannt ist. Es beinhaltet die Weiach-Formation mit Arkosen, Konglomeraten und Schluff-Tonsteinen und die Rotliegend-Gruppe mit frühpermischen Sedimenten der Weitenau-Formation. Auch das geringmächtige Oberschwäbische Becken wurde bisher nur durch Bohrungen untersucht. Darin sind Sedimente und Vulkanite enthalten, die in mehrere lokale Vorkommen getrennt sind und deren genaue Lage im Detail noch nicht bekannt ist (GEYER et al. 2011).

Zechstein

Sedimente der Zechstein-Gruppe sind großflächig im nordwestlichen Untergrund von Baden-Württemberg vorhanden und somit nur außerhalb der Bereiche der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation verbreitet.

4.1.1 Mesozoische Sedimente

Buntsandstein

Ablagerungen des Buntsandstein finden sich im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen nordwestlich des Bodensees. Nach Südosten ab einer Linie von Überlingen nach Nördlingen keilen die Ablagerungen des Buntsandstein aus. In Süddeutschland bestehen die Sedimente des Buntsandstein aus Sandsteinen, teilweise mit Einschaltungen von schluffigen Tonsteinen oder gröberem Material. Lithostratigrafisch werden die drei Untergruppen Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein unterschieden. Im südlichen Baden-Württemberg beträgt die Mächtigkeit der Ablagerungen unter 50 m.

Die Abfolge beginnt mit der Geröllführenden Eckformation. Die darüber liegende Miltenberg-Formation mit geröllfreien Sandsteinen ist nur teilweise in Süddeutschland verbreitet. Die Ablagerungen des Mittleren Buntsandstein bestehen im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation aus grobkörnigen Sandsteinen der Vogesensandstein-Formation. Die sandigen Ablagerungen des Oberen Buntsandstein beginnen mit der Plattensandstein-Formation und entwickeln sich mit der letzten Abfolge, der Rötton-Formation, zu einer Tonfazies.

Zur Zeit des Buntsandstein herrschten aride Klimabedingungen. Im Ablagerungsraum des Germanischen Beckens entwickelte sich daher ein temporär wasserführendes Flussnetzwerk, das die Geröllfracht und den Sand transportierte und ablagerte. Im Oberen Buntsandstein weisen Bodenbildungen aus Karbonatkrusten auf einen höheren Grundwasserspiegel und somit zunehmende Niederschlagsmengen hin. Mit der Rötton-Formation, die aus Ablagerungen auf Überflutungsflächen ausgebildet ist, ändern sich die Ablagerungsbedingungen. Erste Vorkommen von Muscheln zeigen den Übergang zu marinen Bedingungen des Muschelkalk an (GEYER et al. 2011).

Muschelkalk

Die Ablagerungen des Muschelkalk sind im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation flächenhaft vertreten und bestehen übergeordnet aus grauen, fossilreichen Kalksteinen. Die stratigrafische Gliederung erfolgt in drei Untergruppen (Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk), die je nach Ablagerungsbedingungen als Rand- oder Beckenfaziestypen vorliegen können. Die Mächtigkeit liegt im Ausstrichgebiet bei 200 m – 220 m, nach Südosten nimmt sie bis auf 30 m – 40 m an der Grenze zu Bayern ab (Abb. 3).

Der Untere Muschelkalk ist auch als Wellenkalk, bzw. bei dolomitischer Fazies als Wellendolomit, bekannt. Im Untergrund der Schwäbischen Alb und Oberschwaben besteht der Untere Muschelkalk jedoch aus einer Randfazies (Eschenbach-Formation; Melser Sandstein). Die Eschenbach-Formation wird aus hellgrauen, marinen Quarzsandsteinen gebildet, die teils karbonatisch, teils kieselig gebunden sind.

Der Mittlere Muschelkalk ist in drei Formationen gegliedert, die karbonatisch aufgebaute Karlstadt-Formation, die evaporitische Heilbronn-Formation, die im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation überwiegend aus Anhydrid-Gestein besteht und die dolomitische Diemel-Formation. Richtung Allgäu liegt eine sandige Randfazies vor, die kaum vom Unteren Muschelkalk abzutrennen ist (Grafenwöhr-Formation).

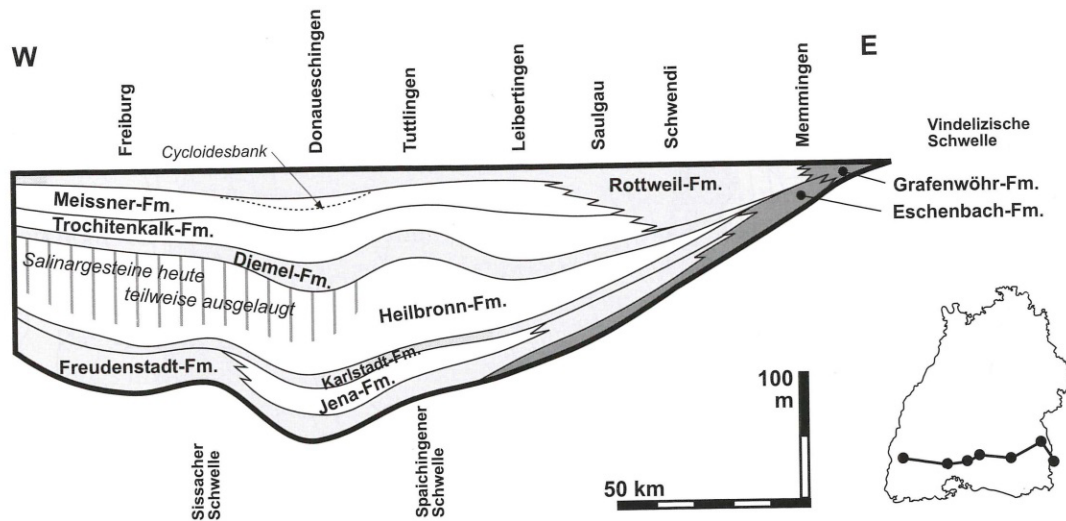


Abb. 3: Mächtigkeitsverteilung des Muschelkalk zwischen Freiburger Bucht und Allgäu (Verändert nach GEYER et al. 2011).

Der untere Abschnitt des oberen Muschelkalk beginnt mit Kalksteinbänken und Tonmergellagen der Trochitenkalk-Formation. Namensgebend für die Formation sind die massenhaft vorkommenden Skelettreste der Seelilie *Encrinus liliiformis*, deren Stielglieder auch Trochiten genannt werden. Im Untergrund von Oberschwaben werden die Gesteine zunehmend dolomitisch und sandiger. Dabei nimmt die Mächtigkeit bis auf weniger als 10 m ab. Darüber folgt die Meißner-Formation mit Bankkalken und Kalkstein-Tonmergelstein-Wechselfolgen. Der höhere Abschnitt des Oberen Muschelkalk, die Rottweil-Formation, besteht im südlichen Baden-Württemberg aus feinkristallinen Dolomitsteinen. Sie ist auch unter dem Namen Trigonodusdolomit bekannt. Benannt ist der Trigonodusdolomit nach der darin vorkommenden Muschel *Trigonodus sandbergeri*. Die Rottweil-Formation nimmt Richtung Südosten gegen die Ries-Tauber-Schwelle auf bis zu 15 m ab.

Der in Senken und Schwellen unterteilte Ablagerungsraum des Unteren und Oberen Muschelkalk war marin geprägt mit teilweise brackischen Einflüssen. Belegt ist dies durch die Faziesausprägung, bei der z. B. an ehemaligen Beckenrändern eher tonige und sandige Einschaltungen im unteren Muschelkalk vorkommen. Der Mittlere Muschelkalk enthält Evaporite (Steinsalz und Anhydrid/Gips), wobei die höchsten Mächtigkeiten in den Senken erreicht wurden. Die erhöhte Salinität wird durch eine eingeschränkte Verbindung zur Tethys und Verdunstung des Wassers in der ariden Umgebung hervorgerufen.

Keuper

Auch die Ablagerungen des Keuper sind flächenhaft im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation von Süddeutschland verbreitet. Während im Norden Baden-Württembergs die Mächtigkeit des Keuper zwischen 300 und 400 m beträgt, nimmt die Mächtigkeit im Süden auf etwa 100 m bei Donaueschingen ab.

Charakteristisch ist die lithologisch vielfältige Faziesausprägung, Tonsteine oder Schlufftonsteine wechseln sich mit Dolomitstein- und Kalksteinbänken, teilweise auch Anhydrid-, Gips- oder Sandsteinen ab. Lithostratigrafisch werden die Ablagerungen des Keuper in einen bunten Mittleren und jeweils grauen Abschnitt des Unteren und Oberen Keuper gegliedert. Die fazielle Vielfalt führte dazu, dass in früherer Zeit keine einheitliche Namensgebung existierte und einzelne Schichtenfolgen über die Landesgrenzen hinweg unterschiedliche Benennungen oder Abgrenzungen erhielten. Seit 1997 besteht eine für ganz Deutschland einheitliche Standardgliederung, die auf einer Einteilung in Rand- und Beckenfaziestypen basiert und diese als Formationen unterscheidet (Abb. 4). Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation liegen die Sedimente oft als Randfazies des Germanischen Keuperbeckens vor.

Der Untere Keuper mit der Erfurt-Formation (Lettenkeuper) ist aus einer Wechselfolge aus Ton- und Schluffsteinen mit Dolomit- und Sandsteinbänken aufgebaut.

Der Mittlere Keuper beginnt mit der Grabfeld-Formation (Gipskeuper), der aus dolomitischen Tonsteinen mit tonigen Sulfatgesteinen besteht. Im Untergrund der Ostalb und Oberschwaben wird die Grabfeld-Formation durch eine sandige Randfazies, die Benk-Formation, ersetzt. Darüber folgt die Stuttgart-Formation (Schilfsandstein) mit Schluff-, Tonsteinen und Sandsteinen. Die Mächtigkeit dieser Formation kann stark variieren. Die Steigerwald-Formation (Untere Bunte Mergel) besteht aus Schlufftonsteinen und Tonsteinen, die darüber liegende Hassberge-Formation (Kieselsandstein) im Südosten aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen. Mit der Mainhardt-Formation (Mittlere und Obere Bunte Mergel) folgen wieder Tonsteine mit Dolomitsteinbänken. Die Löwenstein-Formation (Stubensandstein) wird von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen und abwechselnd Tonsteinen aufgebaut. Darüber schließt sich die Trossingen-Formation (Knollenmergel) an, die Tonsteine mit Kalkstein und Dolomitsteinknollen enthält. Die tonigen Schichten können mehr als 40 % quellfähige Tonminerale enthalten.

Der Obere Keuper umfasst die Exter-Formation mit einer Ton- oder Sandsteinfazies (Rhätsandstein oder Rhätton). Diese sind auf Grund von Schichtlücken nicht überall in Süddeutschland vorhanden.

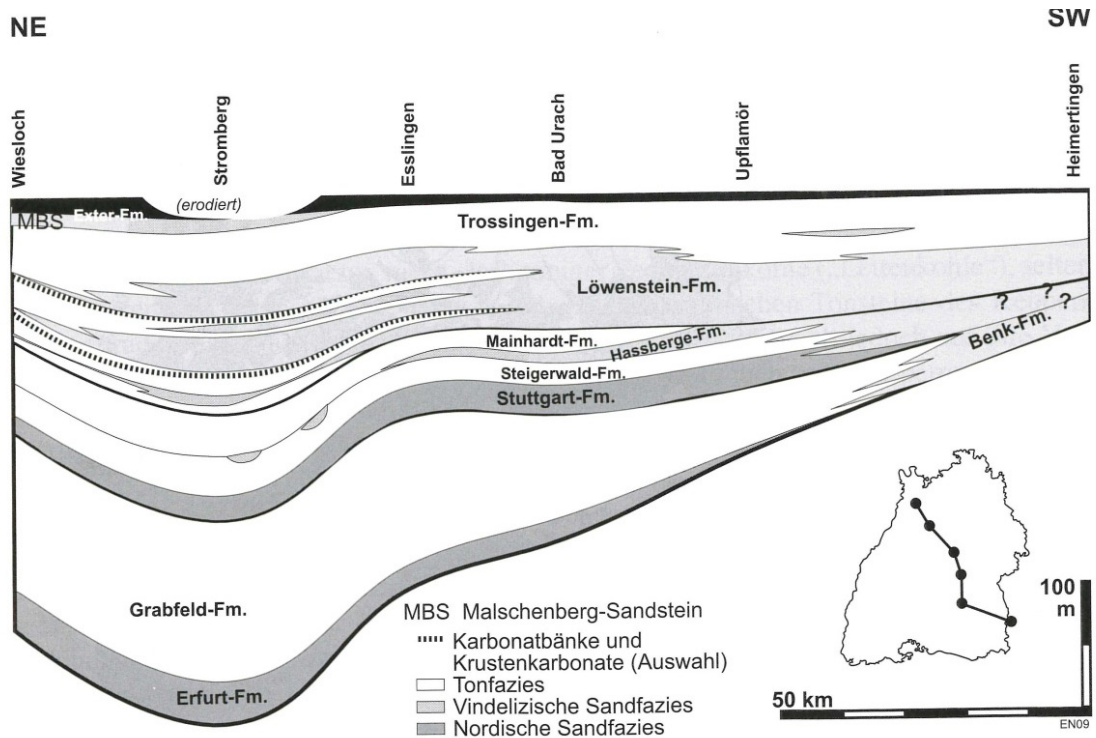


Abb. 4: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Keuper zwischen Kraichgau und Allgäu. Verändert nach GEYER et al. (2011).

Die Ablagerungsbedingungen waren ebenfalls vielfältig. Der untere Keuper entwickelte sich im Einflussbereich einer brackischen Bucht. Marine und brackische Bedingungen wechselten sich mit deltaischen, bis hin zu fluvialen ab. Während dieser Zeit vollzog sich ein Übergang von marinen Bedingungen, wie sie noch bei der Ablagerung des Muschelkalk vorherrschten, zu terrestrischen des Mittleren Keuper. In den Schwemmlandebenen des Mittleren Keuper wechselten die Ablagerungsbedingungen zwischen Süßwasser- und Brackwasserseen, Salzpflanzen und festem Land. Im oberen Keuper entwickelten sich die Bedingungen wieder langsam in den marinen Bereich, aber erst in Folge der Juratransgression stellen sich wieder vollmarine Bedingungen ein.

Jura

Mit Beginn des Jura bildete sich in Süddeutschland ein flaches Nebenmeer zur Tethys im Südosten aus. Die Wassertiefen umfassen einen Bereich von 20 m bis 150 m.

Unterjura

Im Bodenseegebiet sind die Ablagerungen des Unterjura (Schwarzer Jura) geringmächtig ausgeprägt und bleiben unter 50 m. Die größte Mächtigkeit von etwa 200 m erreichen die Ablagerungen in der Fränkischen Senke. Die Ablagerungen bestehen überwiegend aus

dunkelgrauen bis schwarzgrauen Tonmergelsteinen und Mergelsteinen, in die härtere Kalksteinbänke eingeschaltet sind.

Die Abfolge des Unterjura beginnt mit den dunkelgrauen Tonmergelsteinen und Schillkalkbänken der Pylonotenton-Formation. Darüber folgt die Angulatenton-Formation mit Tonmergelsteinen und Kalksteinbänken. Östlich einer Linie Hechingen-Tübingen-Stuttgart besteht die Fazies vermehrt aus Sandsteinen und wird als Angulatsandstein-Formation angesprochen. Die Arietenkalk-Formation umfasst eine Wechselfolge von grauen fossilreichen Kalksteinbänken und dunkelgrauen Tonmergelsteinen (Abb. 5). Im Bereich der Schwäbischen Alb und dem Molassebecken wird die Wechselfolge von Sandsteinen dominiert (Gryphäensandstein-Formation). Wiederum schwarzgraue Tonsteine und Tonmergelsteine enthält die Obtususton-Formation. Mit Beginn des Pliensbachium setzt eine Mergelstein-Kalkstein-Wechselfolge ein, die Spuren intensiver Bioturbation zeigt (Numismalimergel-Formation). Die Amaltheenton-Formation setzt sich aus dunklen Tonmergelsteinen zusammen. Die Abfolge der Posidonienschiefer-Formation besteht aus kalkigen, schwarzgrauen bis braunschwarzen Tonmergelsteinen bis Mergelsteinen mit hohem Gehalt an organischen Kohlenstoff (im Mittel 6,2 % bis 16 %, aus ROEHL & SCHMID-ROEHL 2005). Der Beiname „Schiefer“ stammt vom hohem Kalkgehalt und der guten Spaltbarkeit entlang der Feinschichtung in schieferartige Platten. Die Jurensismergel-Formation bildet die letzte Abfolge des Unterjura und wird von Mergelsteinen und fossilreichen Kalksteinbänken vertreten. Nach oben nimmt der Kalkgehalt der Jurensismergel-Formation immer weiter ab.

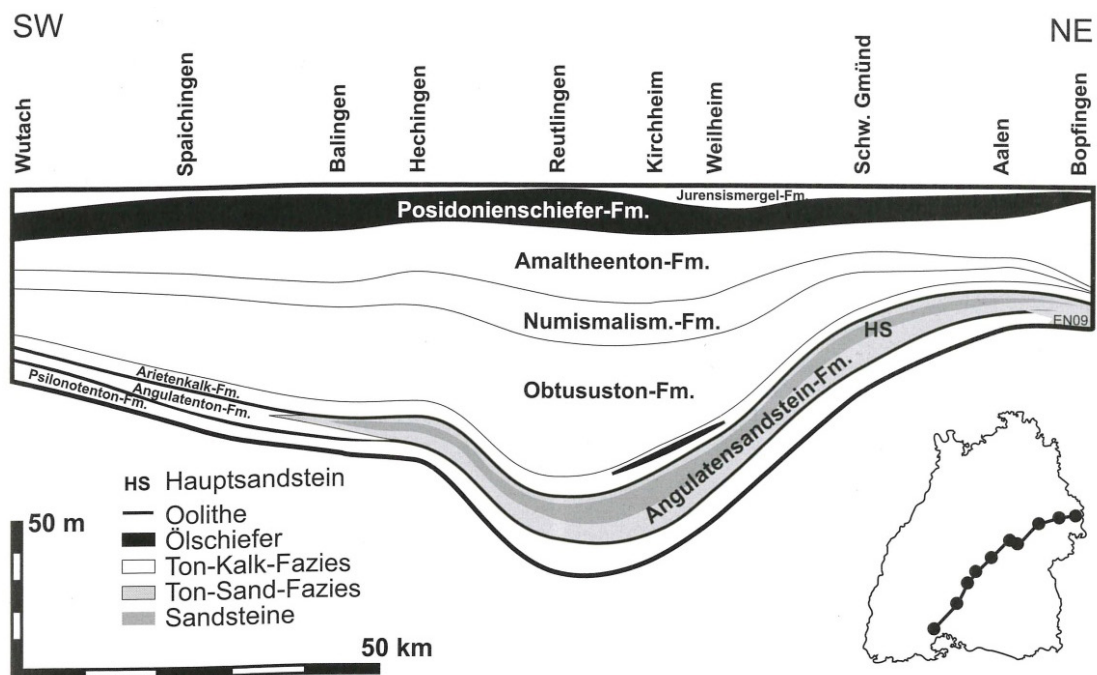


Abb. 5: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Unterjura zwischen Freiburger Bucht und Allgäu. Verändert nach GEYER et al. (2011).

Die Ablagerungsbedingungen waren durchgehend marin. Der Sedimenttransport und die Ablagerung der Sedimente wurden von Meeres- und Gezeitenströmungen beeinflusst. Mehrfach bewirken anoxische (sauerstofffreie) Bedingungen, dass organisches Material nicht vollständig abgebaut werden konnte und als Bitumen in der Arietenkalk- und der Posidonienschiefer-Formation erhalten blieb. Die kalkigen Tonsteine und Tonmergelsteine enthalten zusätzlich Konkretionen aus Kalzit, Siderit oder Pyrit.

Mitteljura

Die Ablagerungen des Mitteljura (Brauner Jura) sind im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation flächenhaft im Untergrund von Süddeutschland verbreitet und übertreffen die Mächtigkeit des Schwarzen Jura um mehr als das Doppelte.

Die Abfolge des unteren Mitteljura (Brauner Jura) beginnt mit der Opalinuston-Formation, die im Kapitel Wirtsgestein näher erläutert wird. Die weitere Abfolge des Mitteljura besteht hauptsächlich aus Tonmergelsteinen, in die immer wieder Kalksteinbänke und eisenoolithische Sand- und Kalksteinbänke eingeschaltet sind (Abb. 6). Während die Opalinuston-Formation im gesamten Ablagerungsraum von einer relativ einheitlichen Faziesausprägung gekennzeichnet ist, sind in den darüber liegenden Formationen drei verschiedene Faziesbereiche zu unterscheiden: Im Gebiet der südlichen und mittleren Alb setzt sich die tonige Beckenfazies, hauptsächlich aus Tonmergelsteinen bestehend, mit der Aachdorf-Formation fort. Im Vorland der Ostalb und im Untergrund des Molassebeckens herrscht mit sandigen Tonsteinen, in die tonige Sandsteine und Lagen von Eisenoolithen eingeschaltet sind, eine Randfazies vor (Eisensandstein-Formation). Die sandig-eisenoolithische Fazies der Murchisonae-Oolith-Formation ist im Bereich des südlichen Oberrheins und in der Nordschweiz vertreten.

Die Abfolge des mittleren Mitteljura beginnt mit der Wedelsandstein-Formation wiederum recht homogen und besteht aus dunkelgrauen schluffigen und meist feinsandigen Tonmergelsteinen. Darüber folgen verschiedene Faziesbereiche: eine tonig-kalkige Zentralfazies mit dunkelgrauen Tonmergelsteinen und grauen mergeligen Kalksteinbänken (Ostreenkalk- und Hamitenton-Formation), die im gesamten Albvorland anzutreffen ist. Im nordöstlichen Baden-Württemberg schließt sich die Sengenthal-Formation und im südwestlichen Baden-Württemberg die Humphriesioolith-Formation an. Diese Randfazies besteht aus eisenoolithischen Kalksteinbänken und oolithischen Mergelstein-Zwischenlagen.

Darüber reiht sich mit der Dentalienton- und der Ornatenton-Formation wieder eine gleichförmigere Tonfazies ein. Die Tonfazies besteht aus grauen schluffigen Tonmergelsteinen mit Pyritkonkretionen (GEYER et al. 2011).

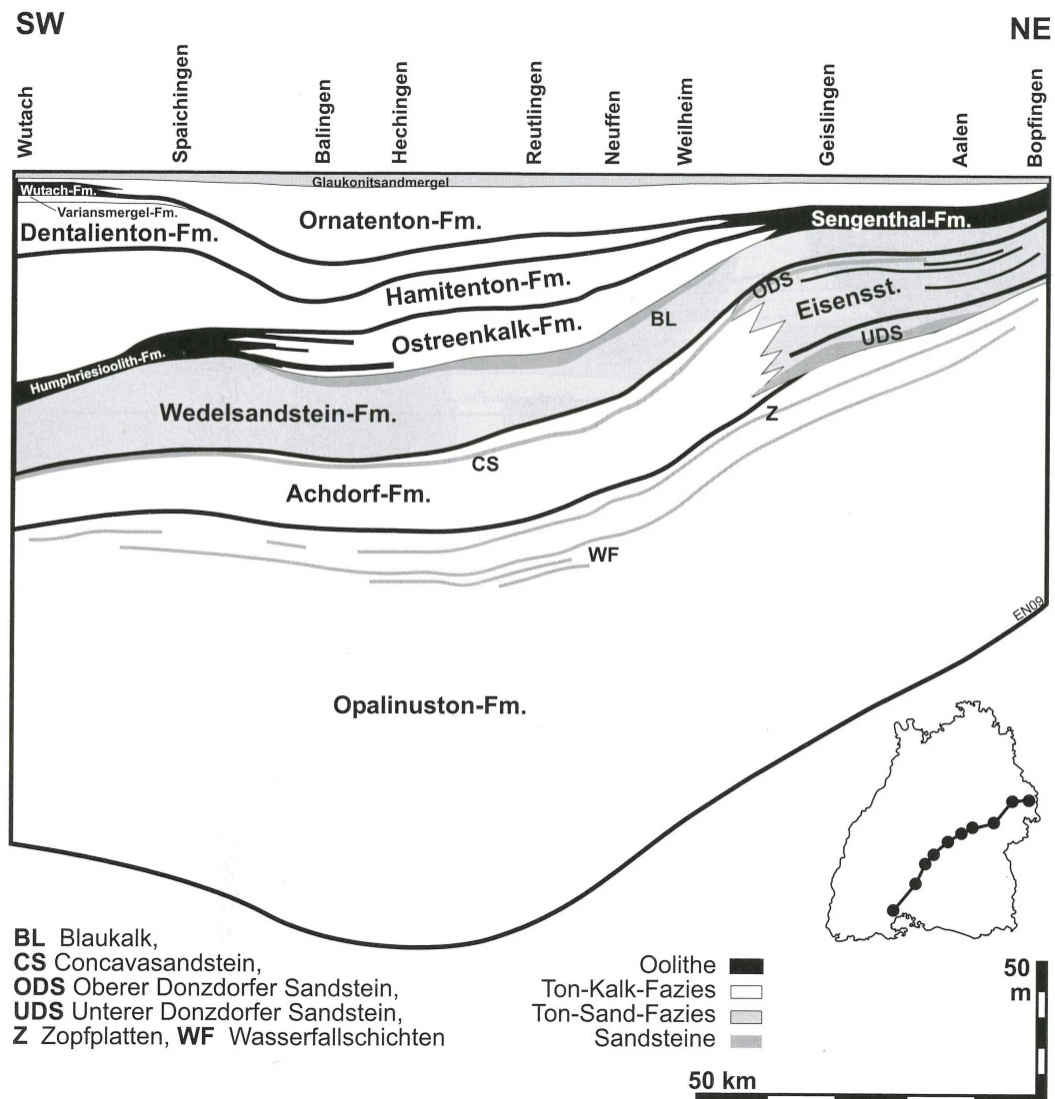


Abb. 6: Schematische Darstellung der Faziesverteilung im Mitteljura zwischen Wutach und Ries. Verändert nach GEYER et al. (2011).

Der Ablagerungsraum war ein in Schwellen und Senken unterteiltes Epikontinentalmeer, das in diesem Zeitraum große Teile des heutigen Europas bedeckte. Die Ablagerungsbedingungen waren flachmarin mit Wassertiefen zwischen 20 und 150 m, die sich durch unterschiedliche Absenkungsraten des Untergrundes und Schwankungen des Meeresspiegels veränderten. Darüber hinaus bestimmten wechselnde Sedimentzufuhrmengen und -richtungen die Mächtigkeit der Ablagerungen.

Oberjura

Auch die Ablagerungen des Oberjura (Weißer Jura) sind im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation flächenhaft im Untergrund anzutreffen. Die insgesamt größte Mächtigkeit von bis zu 500 m erreicht der Oberjura im Untergrund von Oberschwaben.

Die Abfolge des Oberjura ist meist als mergeliger Kalkstein mit Zwischenlagen von Mergelsteinen überwiegend mikritisch ausgebildet. Charakteristisch ist ein oft seitlicher Fazieswechsel von ungeschichteten Massenkalken aus Schwamm-Mikroben-Biohermen (Rifffazies) zu geschichteten und überwiegend mikritischen Bankkalken bzw. Mergelsteinen (Bank- oder Lagunenfazies) (KOCH 1997; MEYER & SCHMIDT-KALER 1989).

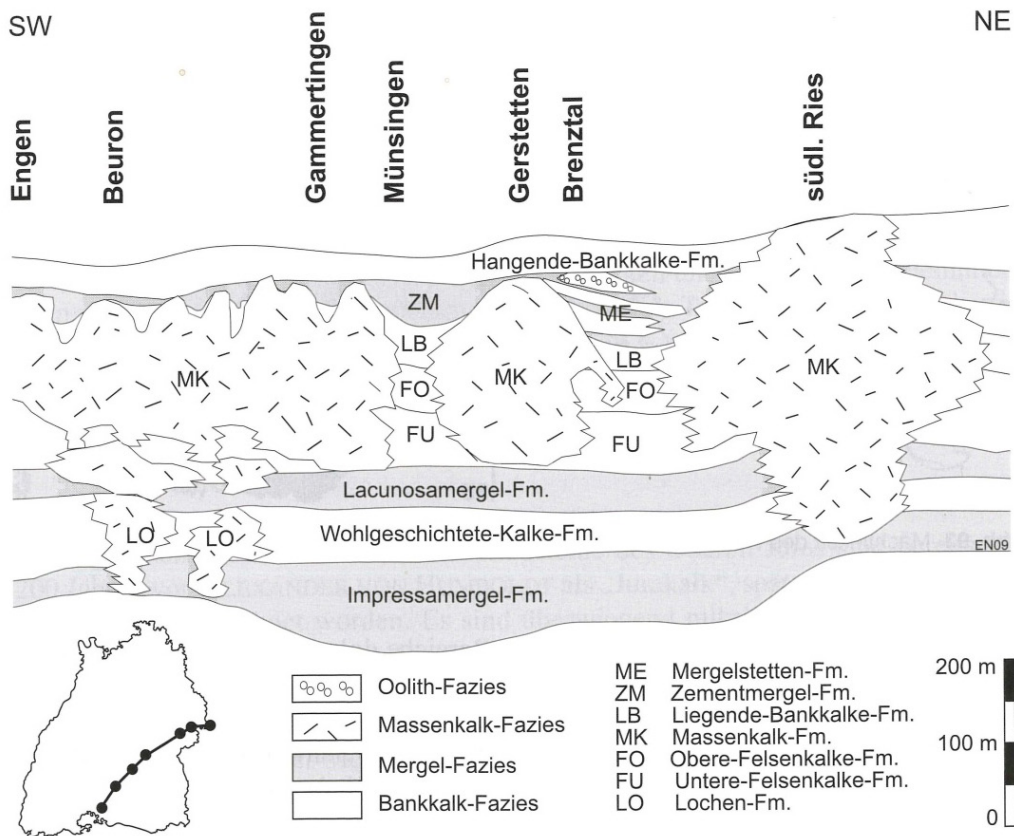


Abb. 7: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Weißen Jura zwischen Klettgau und Ries (GEYER et al. 2011).

Im Gebiet der schwäbischen Alb zwischen Klettgau und Ries wird die geschichtete Fazies in drei Untergruppen gegliedert. Die unterste Einheit bilden die Impressamergel-Formation mit mikritischen und mergeligen Kalksteinbänken und die Wohlgeschichtete-Kalke-Formation mit Kalksteinbänken, die nur durch dünne Mergelfugen voneinander getrennt sind (Abb. 7).

Die mittlere Einheit besteht aus grauen Mergelsteinen der Lacunosamergel-Formation. Daran schließen sich die grauen bis gelblich-weißen Kalksteine und Zwischenlagen von Kalkmergelsteinen der Unteren- und Oberen-Felsenkalkformation an, die oft in der Massenkalk-Formation ausgeprägt sind. Die Massenkalk-Formation ist häufig in einen mittelkörnigen Dolomitstein umgewandelt oder zu Dedolomit („Zuckerkörniger Lochfels“) rekristallisiert.

Darüber folgt die Obere Einheit mit der Liegenden-Bankkalk-, Zementmergel- und Hangenden-Bankkalk-Formation, die größtenteils aus der Bankkalkfazies besteht. In diese geschichtete Fazies sind auch wieder lateral kilometergroße, bis zu 200 m mächtige und ungeschichtete Massenkalke eingeschaltet. In Richtung der Alpen werden die Riff- und die Bankfazies, die eine flachmarine Schelfmeerfazies darstellen, von der Tiefschelffazies des helvetischen Faziesraums mit gering durchlässigen Schichten abgelöst (Helvetische Fazies).

Die Ablagerungsbedingungen im Oberjura waren durchgehend marin. Im Zuge der paläogeographischen Anbindung an den Nordrand der Tethys vollzog sich durch den Umschwung der Umwelt- und Ablagerungsbedingungen ein starker Fazieswechsel von der tonigeren Fazies des Mittleren Jura zur kalkig-mergeligen Fazies des Oberjura. Die Karbonatproduktion ging dabei von Schwamm-Mikroben-Biohermen im flachen Wasser aus. Gegen Ende des Jura zog sich das Meer zurück und Süddeutschland wurde Abtragungsbereich. Die Oberjuratafel war dabei Erosion und Verkarstung ausgesetzt. Schichten der Kreide wurden nicht abgelagert (GEYER et al. 2011; VILLINGER 1997).

4.1.2 Oligozäne und miozäne Molassesedimente

Ab der Eozän/Oligozän-Wende geriet Süddeutschland in den Einflussbereich des sich entwickelnden nördlichen Vorlandbeckens der Alpen. Das Vorlandbecken nahm den Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges auf, wodurch die tertiären Sedimente diskordant über den mesozoischen Einheiten lagern.

Das Molassebecken dehnte sich im Miozän bis zum Bereich der Schwäbischen Alb aus. Die Mächtigkeit der Sedimentfüllung nimmt, vom Donaugebiet von wenigen Metern bis auf über 3500 m unter dem Allgäu, zu (GEYER et al. 2011). Die Sedimentation der Molassesedimente wurde durch ein Wechselspiel von Beckensubsidenz, Sedimenteintrag und -kompaktion, Tektonik und Schwankungen des Weltmeeresspiegels gesteuert (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996, Lemcke 1988). Dadurch sind auch die einzelnen Schichtkomplexe unterschiedlich mächtig und lateral ungleichmäßig verteilt (Abb. 8).

Die Ablagerungsbedingungen schwankten in einem mehrfachen Wechsel zwischen marin und terrestrisch fluvial mit zwischenzeitlicher Erosion. Aus den wechselhaften Ablagerungsbedingungen entstand ein komplexes System von miteinander verzahnten Sedimentkörpern (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996).

Die Einteilung der Molassesedimente erfolgt dabei nach ihrer Genese in marinem, brackigem oder Süßwasser-Milieu (vgl. Abb. 8):

- Untere Meeressmolasse (UMM)
- Untere Brackwassermolasse (UBM)
- Untere Süßwassermolasse (USM)
- Obere Meeressmolasse (OMM)
- Obere Brackwassermolasse (OBM)
- Obere Süßwassermolasse (OSM)

Übergeordnet lassen sich in der Ablagerung der Molasse-Sedimente zwei große Regressions/Transgressionszyklen unterscheiden (DOPPLER et al. 2005).

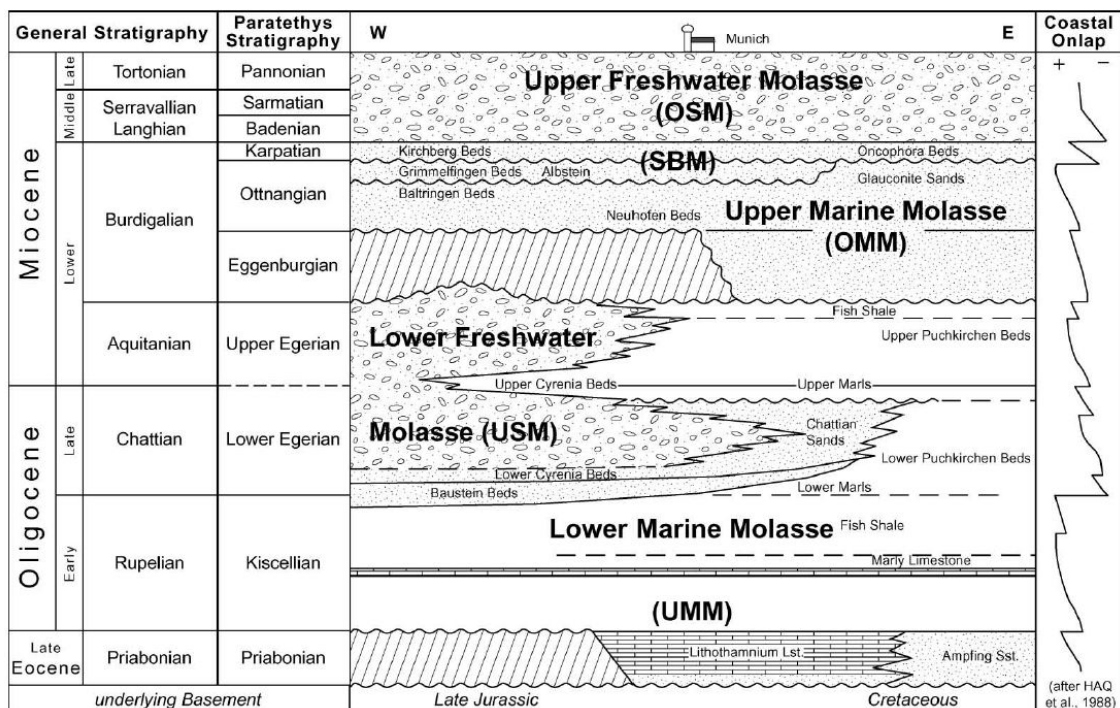


Abb. 8: Schematisches Ost-West Profil mit der generalisierten stratigraphischen und faziellen Entwicklung des Zentralen Molassebeckens (KUHLMANN & KEMPF 2002).

Untere Meeresmolasse

An der Eozän/Oligozän-Wende vor ca. 36 Millionen Jahren führt die tektonische Subsidenz zusammen mit einem globalen hohen Meeresspiegel zu marinen Ablagerungsverhältnissen. Die Untere Meeresmolasse kommt im Untergrund des Molassebeckens in einem Gebiet von Friedrichshafen bis nach Kirchberg an der Iller vor. Sie erstreckt sich aber nicht bis in den Bereich des (heutigen) Nördlichen Beckenrandes. Die Mächtigkeit dieser Sedimente nimmt daher von Süden nach Norden hin ab (GEYER et al. 2011).

Es lagerten sich flachmarine Tonmergelschichten, teils auch feinsandige Tonmergel mit Kalksandsteinen, ab. Im Untergrund von Baden-Württemberg beginnt die Abfolge mit den Tonmergelschichten, die eine Mächtigkeit von ca. 80 – 90 m aufweisen (Geyer et al. 2011). Im Bereich von Oberschwaben folgen auf die Tonmergelschichten die Sandsteine der Bausteinschichten, eine Küstenfazies, die zwischen 20 und 40 m mächtig ist (REINECK et al. 2001).

Untere Brackwassermolasse

Die Untere Brackwassermolasse ist in Baden-Württemberg auf einen etwa 20 - 30 km breiten Streifen zwischen Memmingen, Ravensburg und Wangen im Allgäu beschränkt. Die Ablagerungen bestehen aus grauen bis schwarzgrauen Ton- und Mergelsteinen mit wechselndem Schluff- und Feinsandgehalt (Untere Cyrenenmergel; GEYER et al. 2011). Die Mächtigkeit der Unteren Cyrenenmergel bleibt unter 30 m.

Untere Süßwassermolasse

Im späten Oligozän bis ins frühe Miozän kam es in der Schwemmlandschaft der Unteren Süßwassermolasse mit einem von West nach Ost gerichteten Sedimenttransport zur Ablagerung von Fluss- und Seesedimenten. Deren Verbreitung reichte dabei weiter nach Norden als die der älteren Molassesedimente. Die Mächtigkeit steigt bis unter das Allgäu auf über 1000 m an (GEYER et al. 2011).

Die Fazies ist zum Teil sehr verschieden und gliedert sich in eine nördliche Randfazies, eine tiefere Beckenfazies und in ein von alpinen Schuttfächern dominiertes Gebiet. Die nördliche Randfazies besteht aus umgelagertem Bodenmaterial oder Schwemmfächerablagerungen der Juranagelfluh, zum Beckenzentrum hin treten Süßwasserkalke auf, die durch Kalkausfällungen in flachen Seen entstanden. Die Beckenfazies besteht aus einer Abfolge von Mergelsteinen, in die Ton- und Feinsandsteine eingeschaltet sind (AMELUNG et al. 2007). Die Sandsteine enthalten Feldspat und Glimmer, weshalb sie auch als „Granitische Sande“ bezeichnet werden. Im Süden schalten sich Abtragungen von alpinen Schwemmfächern in die Abfolge ein (GEYER et al. 2011).

Obere Meeresmolasse

Im Miozän vollzog sich ein erneuter Vorstoß des Meeres mit einer küstenparallelen Strömung nach Westen und marinen Ablagerungen, die von Ebbe und Flut gekennzeichnet waren. Der Sedimentationsraum erstreckte sich bis auf die Schwäbische Alb (Kliff-Linie; Abb. 9) und bildete in den Gesteinen des Oberjura ein steiles Kliff aus. Die Obere Meeresmolasse erreicht im südlichen Bereich des Bodensees eine Mächtigkeit von 350 m, die nach Nordwesten abnimmt. Die Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von glaukonitischen Sandsteinen, sowie Mergel- und Schluffsteinen, die in zwei Sedimentationszyklen abgelagert wurden. Auch bei der Oberen Meeresmolasse sind verschiedene Faziesbereiche von einer Randfazies bis hin zu einer Beckenfazies bekannt.

Die Randfazies in Richtung Alb bilden der hauptsächlich aus Schillkalken bestehende Randengrobkalk und der Grobsandzug mit Grobsanden und Feinkiesen. Die Beckenfazies besteht aus den Heidenlöcher Schichten (Basisschichten) mit fein- bis mittelkörnigen Glaukonitsandsteinen und dem Sandschiefer, der aus grauen sandigen Mergeln oder Glaukonitsanden aufgebaut ist. Darüber folgen die Grobsande der Baltringen-Schichten und den Abschluss der Abfolge bilden wieder zunehmend mergelige und schluffige Sedimente (Deckschichten, Helicidenschichten, Albstein). In Richtung Alpen wird die Abfolge wiederum von alpinen Schuttfächern der Randfazies abgelöst.

Obere Brackwassermolasse

Mit Rückzug des Meeres wird die Obere Brackwassermolasse gebildet, die auf ein 10 km bis 20 km breites Tal, die Graupensandrinne, beschränkt ist und in die älteren Molassesedimente eingeschnitten ist (Abb. 9). Die Rinne erstreckt sich von Ulm im Nordosten nach Südwesten bis etwa Waldshut. Im unteren Abschnitt besteht die Graupensandrinne aus den kalkfreien Feinsanden der Grimmelfinger Schichten, die im Nördlichen Oberschwaben bis zu 20 m mächtig sind. Darüber folgen die aus Sanden, Schluffen und Mergeln bestehenden Kirchberger Schichten, mit Mächtigkeiten von maximal 10 m (GEYER et al. 2011).

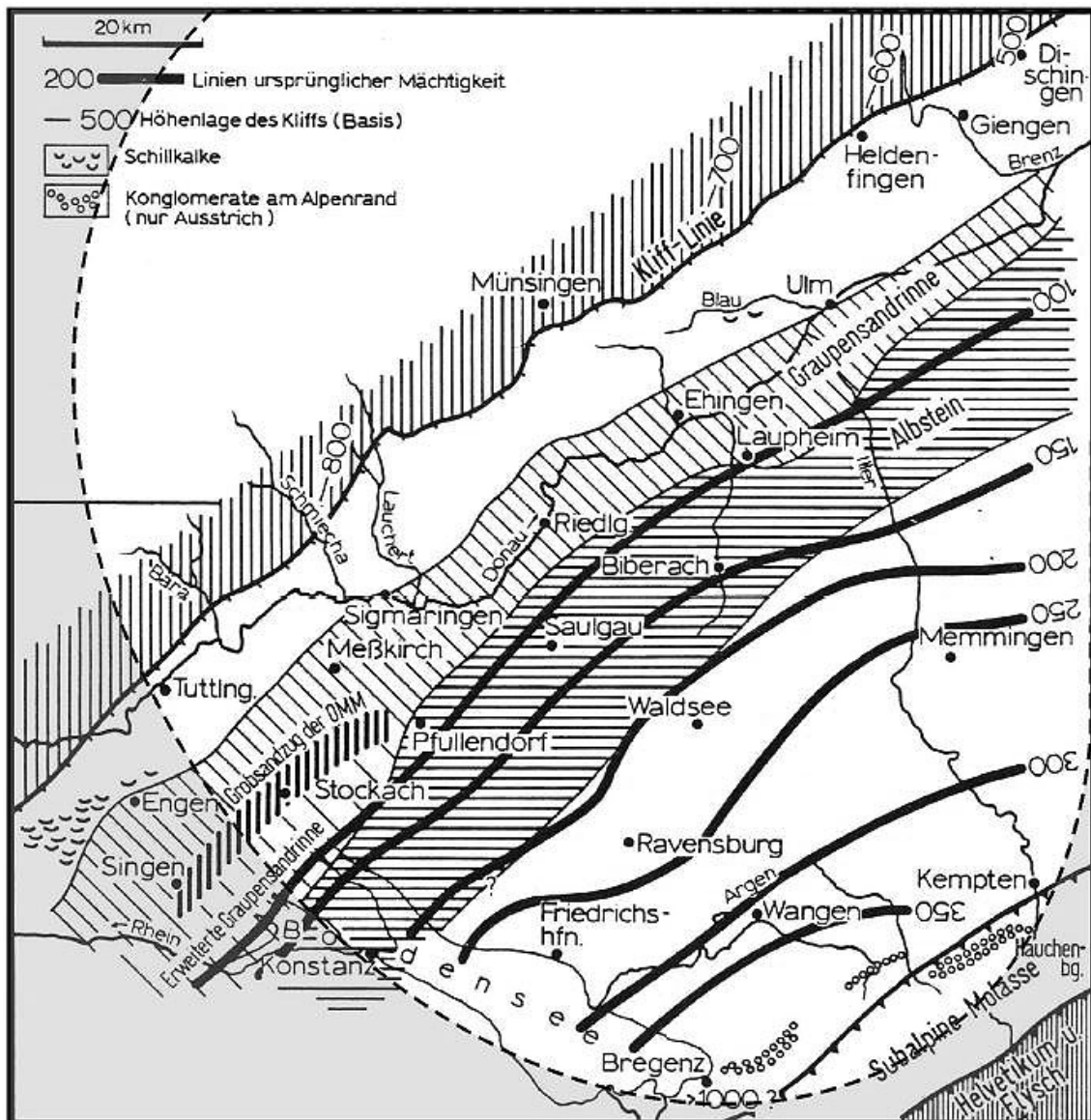


Abb. 9: Ursprüngliche Mächtigkeit und ehemalige Verbreitung der Oberen Meeresmolasse sowie Verbreitung der Brackwassermolasse (Graupensandrinne) in Südwestdeutschland (BMU 2006).

Obere Süßwassermolasse

Mit der bis über 1000 m mächtigen Oberen Süßwassermolasse folgen nochmals fluviatile und lakustrine Sedimente (GEYER et al. 2011). Zusammenfassend ist die Obere Süßwassermolasse aus einer Wechselfolge von größtenteils groben Sandsteinen mit Mergel- und Tonsteinen aufgebaut (AMELUNG et al. 2007). Die Hauptsedimentzufuhr kommt aus den Alpen (BECKER-HAUMANN 2001). Die Beckenfazies besteht aus grauen bis bräunlichen Sanden, den Glimmersanden. Im nördlichen Bodenseegebiet besteht der unterste Abschnitt der Oberen Süßwassermolasse aus grauen Süßwasserkalken und Mergeln (Haldenhof-Mergel). Am Nordrand des Beckens wurde aus Richtung der Schwäbischen Alb

die Jüngere Juranagelfluh abgelagert. Der südliche Bereich wird von Konglomeraten der Jüngeren Alpenen Nagelfluh dominiert. Die Lage der durch Geröllschüttungen abgelagerten Sedimente hängt stark davon ab, wo sich die Zufuhrrinnen für die Sedimente befinden. Entstanden ist die Wechselfolge in einem flachen Schwemmland mit zahlreichen ineinander verflochtenen Flussläufen (GEYER et al. 2011).

Pliozän

Im späten Miozän und frühen Pliozän hebt sich das süddeutsche Gebiet aufgrund post-kollisionaler isostatischer Ausgleichsprozesse und der späतालpinen Verkippung der Erdkruste im Alpenvorland (STRASSER et al. 2009). Das Gebiet des Molassebeckens wird dadurch zum Abtragungsraum. Lakustrine und fluviale Ablagerungen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die in dieser Zeit angelegten Flusssysteme bilden die Vorläufer der heutigen Flüsse.

4.1.3 Quartäre Lockersedimente

Durch vermehrte Sedimentation von Flussschottern lagerte sich im frühen und mittleren Pleistozän eine Folge unterschiedlich alter Deckenschotter im Alpenvorland ab. Die Ursache der vermehrten Sedimentation waren Schmelzwässer der alpinen Vergletscherungen, die eine große Sedimentfracht ins Alpenvorland trugen. Untergliedert wird diese Abfolge in die Älteren- und Jüngeren Deckenschotter. Die Älteren Deckenschotter führen im liegenden Bereich Kristallin-Gerölle und im Hangenden Dolomitstein-Gerölle aus den Kalkalpen mit unter 5 % Kristallinanteil. Die Jüngeren Deckenschotter enthalten bis zu über 30 % Kristallingerölle aus den Zentralalpen.

Ab dem Mittelpleistozän waren Teilbereiche der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation direkt von der alpinen Vergletscherung geprägt. In mehreren Vorstößen erreichten die Gletscher das südwestdeutsche Alpenvorland. Dabei sind drei glaziale Komplexe zu unterscheiden: Hoßkirch-, Riss- und Würm-Komplex mit dazwischenliegender älterer Holstein- und jüngerer Eem-Warmzeit. Die Vorlandgletscher reichten zeitweise bis an den Südrand der Schwäbischen Alb. Mit dem Vorstoß der Gletscher wurden glaziale Sedimente abgelagert und durch das Schmelzwasser bildeten sich während der Kaltzeiten vermehrt Flussschotter. Die Gletscher hinterließen Geschiebemergel, Moränenschotter und fluviale Schmelzwassersedimente. Die Einordnung der glazialen Sedimente erfolgt heutzutage klimastratigraphisch. Früher wurden die glazialen Sedimente lithostratigraphisch untergliedert (GEYER et al. 2011).

Die frühen glazifluvialen Schotterfluren sind heute nur noch auf Höhenzügen als Deckenschotter erhalten, da sie von jüngeren Flüssen erodiert wurden. Auch die Endmoränenwälle

der älteren Vergletscherungen sind heute vielfach erodiert und überlagert. Als weitere Erosionsformen bleiben tief ausgeschürfte, langgezogene Becken zurück. Die größten sind das Bodenseebecken mit einer heutigen Wassertiefe bis über 250 m, das Singen Becken und das Schussen Becken. Die Entwicklung im Pleistozän wird ausführlich im Kapitel 5.2 beschrieben, ebenso wie die Bildung von glazigenen Rinnen in Kapitel 6.5, die eine Sonderform der glazialen Erosion darstellen. Ab dem Holozän ist der betrachtete Bereich von Abtragung und Bodenbildung geprägt, nur noch im Bodensee findet vermehrt Sedimentation statt.

4.2 *Zukünftige Entwicklung des Nebengebirges*

Die Beschreibung des Nebengebirges bildet die geologische Rahmenbedingung für die weitere Entwicklung des Nebengebirges. Ein zukünftiges Nebengebirge wird aus ähnlichen Sedimenten wie den derzeitigen bestehen und auch die abgelagerten oder abgetragenen Mächtigkeiten werden denen der vergangenen eine Million Jahre entsprechen.

Zu Veränderungen des Nebengebirges bis hin zu vollständigen Umgestaltungen kam es in dem genannten Zeitabschnitt hauptsächlich im oberflächennahen Bereich. Für die letzte eine Million Jahre war vor allem der Prozess der Vergletscherung für eine Veränderung der oberflächennahen Gesteinsschichten des Nebengebirges ausschlaggebend. Grundsätzlich ist aufgrund der erwarteten Entwicklung des Klimas (vgl. Kapitel 5) mit ca. zehn weiteren Kalt- und Warmzeiten und den damit verbundenen Umgestaltungen des Nebengebirges zu rechnen. Tiefer liegende Schichten des Nebengebirges sind von den ablaufenden Prozessen in geringerem Maß betroffen, so dass sie innerhalb der nächsten eine Million Jahre fast unverändert fortbestehen werden.

4.3 *Aufbau und Entwicklung des Wirtsgestein*

Im Folgenden wird auf die geologische Entwicklung und Charakterisierung des Wirtsgesteins eingegangen. Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteins-Formation besteht der Opalinuston überwiegend aus leicht schluffigen Tongesteinen mit einem schiefrigen Gefüge. Die dunkelgraue bis schwarze Farbe ist auf feinverteilten Pyrit und auf geringe Mengen (< 3 %) von organischem Material zurückzuführen (GEYER et al. 2011). Die am häufigsten auftretenden Fossilien in der Opalinuston-Formation sind Ammoniten, insbesondere die Art *Leioceras opalinum*, nach welcher die Formation auch benannt wurde (Abb. 10).



Abb. 10: Ammonit *Leioceras opalinum* aus der Bohrung Benken aus 652 m Bohrtiefe (Bild: NAGRA).

Die Opalinuston-Formation zeichnet sich im Gebiet von Baden-Württemberg durch eine geringe laterale Variabilität der Fazies und der Lithologie aus (ALLIA 1996). Die Hauptgemengeteile der Formation sind Illit, Kaolinit und Chlorit, die Nebengemengeteile Quarz sowie eine quellfähige Wechsellagerung aus Illit und Montmorillonit (MERKLEIN-LEMPPE 1985, HENKE & HILLER 1985). Die in der Literatur angegebenen Werte für die Tonmineral-Zusammensetzung (Tab. 1) umfassen folgende Bandbreite: 18-36 % Illit, 6-12 % Chlorit, 10-20 % Kaolinit, 6-12 % Wechsellagerungsminerale Illit/Smektit-Typ (SCHMIDT 1996). Von SCHMIDT (1996) stammen Angaben zum Wassergehalt der Opalinuston-Formation (ohne des innerhalb der Minerale gebundenen Wasseranteils), der sich in einem Bereich von 4-12 % befindet.

Tab. 1: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinuston Süddeutschland in Gew.-%. Aus AMELUNG et al. 2007. Weitere Parameter sind im Bericht von JAHN (2015) zu finden.

Mineral	HEKEL (1990) und RIEDEL (1989)	SCHMIDT (1996)
Illit	25	18-36
Kaolinit	16	10-20
Illit/Smektit	13	6-12
Chlorit	4	6-12
Quarz	30	
Kalzit	6	
Siderit	3	
Pyrit	1 (≤ 3)	
Akzessorien	2	
Organischer Kohlenstoff	$\leq 1,6$	

Abgelagert wurde der Opalinuston während des Aaleniums (Opalinum-Subzone) in einem flachmarinen Epikontinentalbecken, das von einer andauernden Absenkung geprägt war (ALLIA 1996; HOTH et al. 2007). Der gesamte Ablagerungsraum war durch Schwellen und Senken gekennzeichnet, was zu unterschiedlich mächtigen Ablagerungen führte. Das flachmarine Epikontinentalbecken wurde im Norden durch das Rheinische Schiefergebirge, im Osten und Süden durch das Böhmisches Massiv (inkl. Vindelizisches Land), die Alemannischen Inseln und im Westen von einer mächtigen Karbonatplattform, begrenzt (Abb. 11).

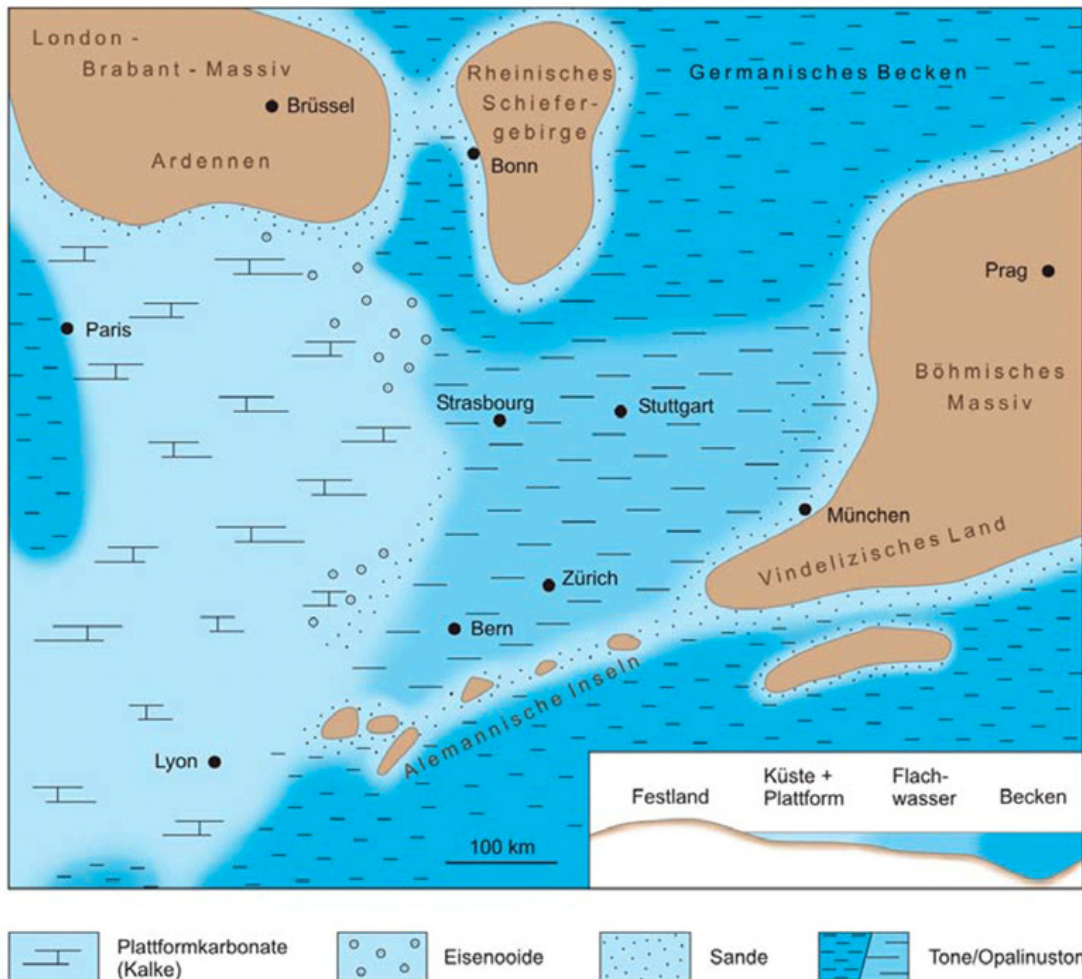


Abb. 11: Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons. Das Schema rechts unten zeigt die verschiedenen Ablagerungsräume Festland, Küste und Plattform, Flachwasser und Becken (NAGRA 2002a).

Die Mächtigkeit des Opalinustons beträgt zwischen 80 m und 150 m (Amelung et al. 2007). Die größten Mächtigkeiten von 120 m – 150 m erreicht die Opalinuston-Formation unter der mittleren Alb im Bereich zwischen Spaichingen und Göppingen (GEYER et al. 2011). Nach Osten und Süden nimmt die Mächtigkeit ab (Abb. 12).

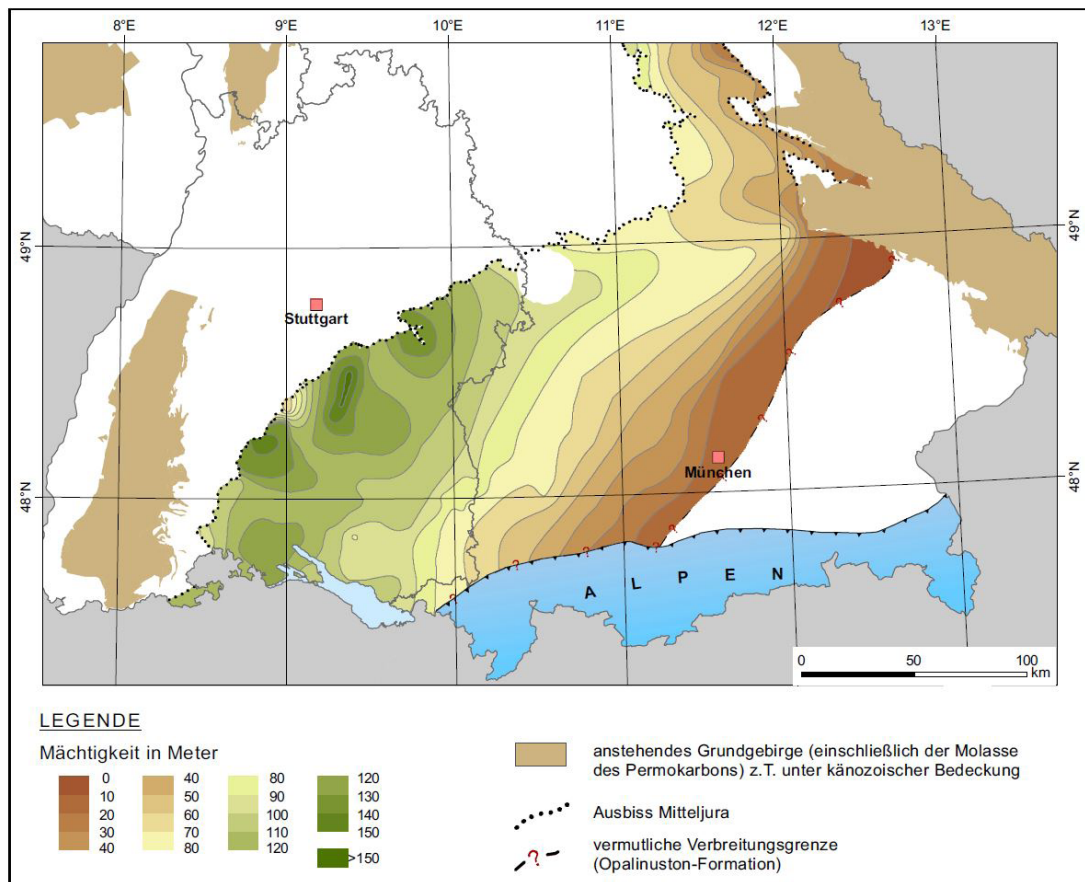


Abb. 12: Mächtigkeiten der Opalinuston-Formation im Alpenvorlandbecken (HOTTH et al. 2007).

Die Wassertiefe des Ablagerungsraumes lag bei etwa 20 m bis 50 m, was der Lage der Sturmwellenbasis entspricht. Dies zeigt sich auch in der stratigraphischen Abfolge durch das Auftreten von Tempestiten (durch Sturmereignisse in der Nähe der Küste entstandene Ablagerungen). Da die Mächtigkeit des Opalinustons deutlich größer ist als die Wassertiefe des Ablagerungsraums, kann von einer raschen syndesimentären Subsidenz ausgegangen werden (ALLIA 1996).

Im Süddeutschen Raum sind diese Tongesteine recht einheitlich, jedoch unterscheiden sich die Abschnitte der Formation im Feinsandanteil oder im Kalkgehalt. Im unteren Abschnitt des Opalinustons ist der Kalkgehalt teilweise durch dicht gestreute Schalenpflaster der Muschel *Bositra buchi* erhöht. Der untere Abschnitt zeichnet sich auch durch häufig eingelagerte Schluff- und Feinsandlinsen aus. Im mächtigeren fossilarmen und somit weniger kalkhaltigen mittleren Abschnitt treten wie im unteren Abschnitt Schluff- und Feinsandlinsen auf, die allerdings abschnittsweise zerwühlt und schichtungslos sein können (GEYER et al. 2011). Die teilweise kalkig zementierten Schluff- bzw. Feinsandlinsen werden bis zu 20 cm dick. Des Weiteren kommen Einschaltungen von knolligen Hartgründen, Siderit- Kalk- und Pyritkonkretionen vor (AMELUNG et al. 2007).

Im obersten Abschnitt schalten sich zunehmend sandige und mergelige Gesteine (Wasserfallschichten) in die Abfolge ein (GEYER et al. 2011). Die Wasserfallschichten werden auch als Zillhausen-Subformation bezeichnet (FRANZ & NITSCH 2009). Die Grenze zwischen der Opalinuston-Formation und den Wasserfallschichten variiert im süddeutschen Raum durch die unterschiedliche stratigrafische Position der ersten Bank der Wasserfallschichten. Über den Wasserfallschichten folgt ein sandarmer Tonstein-Horizont, in den nach oben hin vermehrt kalkige Feinsandsteinlinsen und -platten eingeschaltet sind. Diese Schichten werden nach der auffälligen Weidespur (Gyrochorte) als Zopfplattenschichten bezeichnet. Die Zopfplattenschichten sind wie die Wasserfallschichten heute der Opalinuston-Formation (früher Dogger α) zuzuordnen, die Grenze zur Achdorf-Formation (früher Dogger β) wird heute an die Basis der Comptum-Bänke gelegt.

4.3.1 Störungen und Klüfte in der Opalinuston-Formation

In diesem Kapitel werden Störungen und Klüfte betrachtet, die in der Opalinuston-Formation aufgrund der besonderen geomechanischen Eigenschaften von Tongesteinen auftreten. Die Beschreibung von großräumigen Störungen, die auch das Nebengebirge betreffen können, erfolgt im Kapitel 9.1 „Störungen und Störungszonen in der Geosphäre“.

Feine, nicht oder nur wenig geöffnete Gesteinsfugen, an denen keine wesentliche Bewegung stattgefunden hat, werden als Klüfte bezeichnet (MURAWSKI & MEYER 2010). Sie unterscheiden sich damit von Störungen, an denen immer ein Versatz des Gesteinsverbandes vorliegt. Der Begriff „Riss“ wird in diesem Zusammenhang nicht verwendet, da er für technogen hervorgerufene Trennfugen verwendet wird, um eine Abgrenzung zu den natürlich entstandenen zu ermöglichen. Im Tongestein können Klüfte durch tektonische Beanspruchung entstehen. Die Klüfte können mögliche Wegsamkeiten für Fluide darstellen. Diese können aber in Tongesteins-Formationen aufgrund der geomechanischen Eigenschaften des Tongesteins wieder vollständig verheilen, so dass auch eventuell vorhandene Wegsamkeiten wieder geschlossen werden (Selbstabdichtungsvermögen; BOCK et al. 2010). Auch durch Kontakt mit Porenwasser können Klüfte durch quellfähige Minerale wie Smektit wieder geschlossen werden (PEARSON et al. 2003). In-situ-Experimente im Felslabor Mont Terri bestätigen das Selbstabdichtungsvermögen der Opalinuston-Formation.

Die im Opalinuston beobachtete Geometrie von Störungen besteht meist aus einzelnen Scherbrüchen, lokalisierten oder komplex zusammengesetzten Bruchzonen (NAGRA 2002b). Der typische Aufbau wurde über verschiedene Größenmaßstäbe beobachtet. Entlang einer Störung kann die Bruchgeometrie unterschiedlich ausgebildet sein. Bruchzonen weisen teilweise einen stark deformierten Zentralbereich auf.

Ein Beispiel einer solchen Bruchzone ist die „Main Fault“ im Felslabor Mont Terri. Komplex zusammengesetzte Bruchzonen setzen sich aus einer Störungskernzone (fault core) und einer Auflockerungszone (damage zone) zusammen. Abb. 13 zeigt ein Beispiel einer solchen Störung aus der Bohrung Benken (NAGRA 2002b).

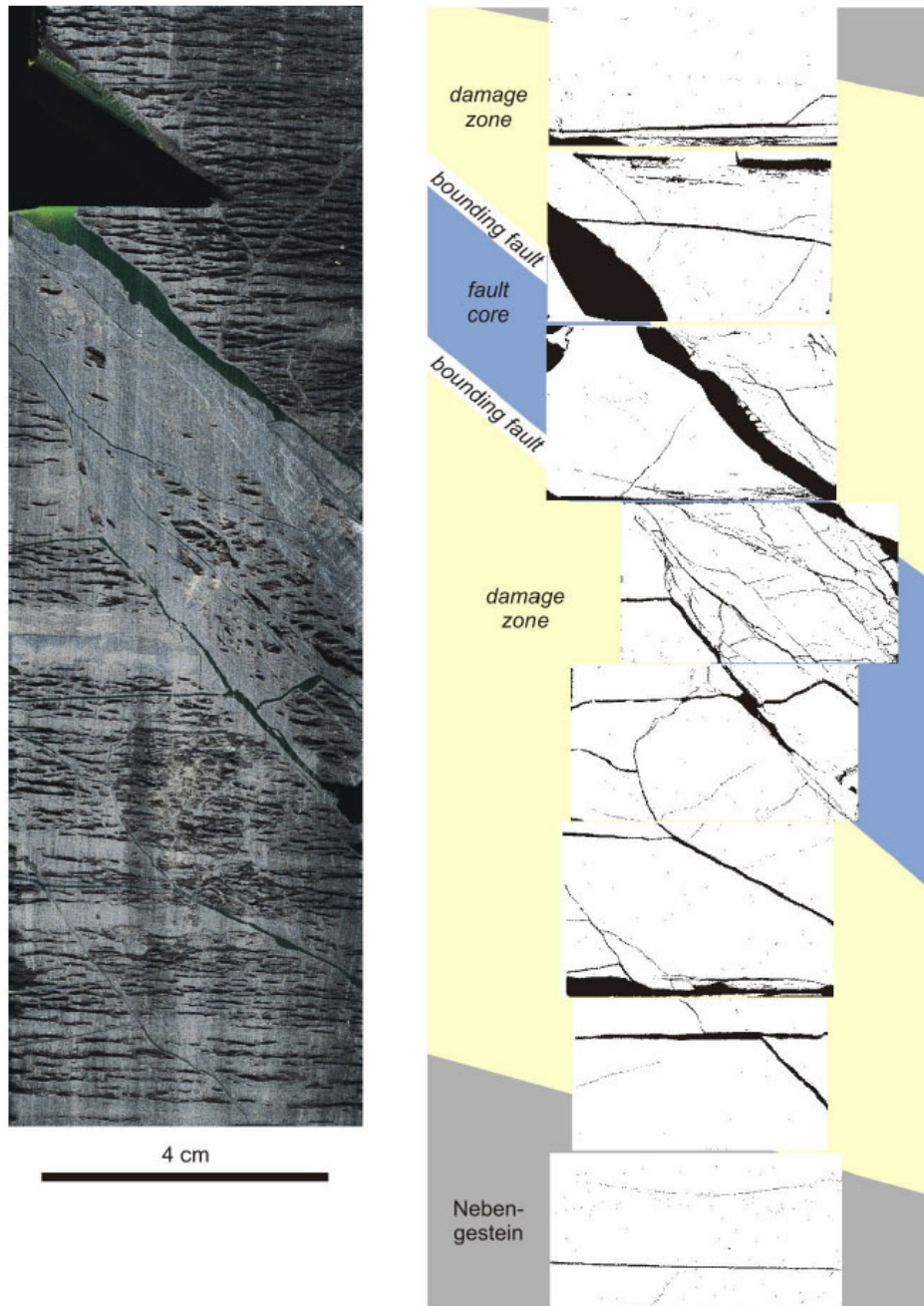


Abb. 13: Kleine Störung im Opalinuston aus der Bohrung Benken (NAGRA 2002b).

Der Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung und der hydraulischen Durchlässigkeit von undeformierter Gesteinsmatrix und Material aus Störungen, einschließlich zerrüttetem Tonmaterial (fault gouges) zeigen nur geringe Unterschiede (NAGRA 2002b; NUSSBAUM et al. 2011).

Mit Mineralen ausgefüllte Klüfte sind im Felslabor Mont Terri sehr selten und haben üblicherweise Dicken im Millimeter-Bereich (PEARSON et al. 2003). Das am häufigsten auftretende klufffüllende Mineral ist Kalzit. Quarz kommt seltener vor. Trotz intensiver tektonischer Beanspruchung des Opalinustons im Bereich des Faltenjura sind in dem mehr als 6000 m langem Tunnelsystem des Mont Terri Felslabors nur wenige, geringfügige Wasserzuflüsse feststellbar. Diese liegen alle in einem Bereich, der weniger als 200 m Überlagerung durch das Nebengebirge aufweist (GAUTSCHI 2001). Insgesamt ist der volumetrische Anteil von Kluffmineralen in Störungen, die sich in der tonigen Fazies befinden, sehr gering ($\ll 1$ Vol.-%). In den kalkigen-sandigen Lagen kommen selten bis zentimeterdicke mit Kalzit verheilte Klüfte vor (NAGRA 2002b).

Generelle Anzeichen für Wegsamkeiten in der Opalinuston-Formation können CO_2 -Vorkommen sein, wenn sie oberhalb der Opalinuston-Formation auftreten und aus einer tieferen stratigraphischen Position stammen. In Baden-Württemberg gibt es solche Vorkommen von Kohlendioxid in Form von Säuerlingen in stratigraphischer Position oberhalb der Opalinuston-Formation in Bad Ditzgenbach, Bad Überkingen und Kleinengstingen. Isotopenuntersuchungen weisen auf eine tiefe, magmatische Herkunft des Kohlendioxids hin, das bis in oberflächennahe Grundwässer gelangt ist. An den Vorkommen im Filstal kommen tektonische Dehnungs- und Bruchstrukturen in Frage, für Kleinengstingen wird eine in Folge des miozänen Vulkanismus entstandene Durchschlagsröhre angenommen. Als Verursacher der CO_2 -Vorkommen können Tiefenwässer aufgrund deren niedriger Druckspiegellagen ausgeschlossen werden. Daher sollten mögliche Wegsamkeiten für Gas in der Opalinuston-Formation bei zukünftigen Sicherheitsanalysen in die Betrachtungen mit einbezogen werden (PRESTEL & SCHLOZ 2011).

4.3.2 Fluide in der Opalinuston-Formation

Bei den Fluidvorkommen in der Opalinuston-Formation handelt es sich um Fluide, die als kapillar gebundenes Porenwasser vorliegen. Die ebenfalls als Fluide vorkommenden Kohlenwasserstoffe werden gesondert in Kapitel 4.3.3 diskutiert. Eingeschlossen wurden die Fluide während der Sedimentation bzw. Frühdiagenese der Tongesteine. Dieser Prozess ist abhängig von den Sedimentations- bzw. Diagenesebedingungen.

Wie Fluide im Wirtsgestein verteilt sind, ist vor allem von der Geometrie des Porenraums abhängig. Diese kann in vertikaler und horizontaler Ausrichtung verschieden sein, was in erster Linie auf die Schichtung der Tonminerale und in größerem Maßstab auf die Wechsellagerung von Ton-, Schluff- und Schluff-/Sandsteinlagen zurückzuführen ist. Die Geometrie des Porenraums ist zusätzlich durch die Kompaktion des Tongesteins im Zuge der Versenkung beeinflusst. Die Porosität fällt je nach Versenkungsgeschichte des betrachteten Gebietes unterschiedlich aus und nimmt generell mit zunehmender Versenkungstiefe ab. Sie kann auch durch weitere Prozesse (z. B. Ausfällung und Auflösung, Quellen und Schrumpfen von Tonmineralen) beeinflusst werden. (NAGRA 2002b).

Die Hydrochemie und die Isotopenchemie des Porenwassers liefern Hinweise auf dessen Herkunft und Genese. Ist das Porenwasser, das z. B. zu Beginn als Meerwasser in das Sediment eingelagert wurde, von Oberflächenwasser unbeeinflusst, weist dessen Zusammensetzung die für Meerwasser typische Isotopenchemie auf. Die Porenwässer Mont-Terri-Opalinuston entsprechen einem Na-Cl-Typ. Das Cl/Br-Verhältnis sowie die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^2\text{H}/^1\text{H}$ -Verhältnisse weisen eine marine Ausgangssignatur auf, die sich während der Versenkung, Kompaktion und Hebung des Opalinustons verändert hat (PEARSON et al. 2003). Dies bedeutet, dass das Porenwasser zu großen Anteilen aus fossilem, marinem Formationswasser besteht, was durch die Kompaktion und Diagenese im Porenraum eingeschlossen wurde. Die hydrochemische Signatur des Porenwassers weist darauf hin, dass seine Verweildauer innerhalb der Opalinuston-Formation im Bereich von Millionen Jahren lag (GAUTSCHI 2001).

Diffusion ist der vorherrschende Transportprozess, der die Entwicklung der Porenwasserzusammensetzung beeinflussen kann. Diffusionsprozesse verändern die Zusammensetzung des Porenwassers, wenn dessen chemisches Gleichgewicht gestört wird. Analysen von Element-Verteilungen im Porenwasser von Mont Terri ergeben eine für Diffusionsprozesse typische Verteilung der Konzentration zahlreicher Elemente, die keine Hinweise auf advektiven Transport in den letzten eine Million Jahren (Nachweiszeitraum) geben (NAGRA 2002b). Hinweise auf einen möglichen Wasserfluss in der Vergangenheit würden auch das Auftreten von Alterationen geben, wie sie bei Gesteins-Wasser-Interaktionen entstehen können. Diese Anzeichen sind im Opalinuston des Mont Terri aber selten und quantitativ unbedeutend (NAGRA 2002b).

Advektion spielt nur dann eine Rolle, wenn z. B. im oberflächennahen Bereich der Opalinuston-Formation durch Verwitterungsprozesse und Entlastungsklüfte Wegsamkeiten entstehen und ein ausreichender hydraulischer Druck vorhanden ist (GAUTSCHI 2001).

4.3.3 Kohlenwasserstoffe in der Opalinuston-Formation

Kohlenwasserstoffe (KW) sind nach MÜLLER (1999) definiert als chemische Verbindungen, deren Moleküle nur Kohlenstoff (C) und Wasserstoff (H) enthalten und Ketten oder Ringe in unterschiedlicher Zusammensetzung ($C_m H_n$) bilden. Bei den Heterocyklen-KW werden zusätzlich noch Elemente wie beispielsweise Chlor (Cl), Schwefel (S) oder Stickstoff (N) eingebaut.

KW kommen als natürliche Bestandteile in der Geosphäre vor, da sie über pflanzliches oder tierisches Material, z. B. während der Sedimentation mit in die Gesteinschichten eingebracht werden. Aus solchen organischen Überresten können unter günstigen Druck- und Temperaturbedingungen, wie sie bei einer Absenkung in größere Tiefen auftreten, Kohle und Erdöl bzw. Erdgas gebildet werden. Die KW sind aufgrund ihrer geringen Dichte und ihrer flüssigen bzw. gasförmigen Konsistenz aus dem Muttergestein mobilisierbar. Bei vorhandenen Auflockerungen, Klüften, Störungen oder permeablen Porensystemen können diese KW in hangende Gesteine migrieren, wo sie in porösen Speichergesteinen Lagerstätten bilden können. Voraussetzungen für die Lagerstättenbildung sind impermeable, abdeckende Schichten oder besondere strukturelle Gegebenheiten, die eine weitere Migration der KW verhindern.

Untersuchungen des Gehaltes an löslichem organischen Material in der Opalinuston-Formation aus Proben der Bohrung Benken und aus dem Felslabor Mont Terri ergaben durchwegs geringe Werte im Bereich von 0,1 – 0,2 mg pro Gramm Gestein und Kerogen-Werte vom Typ II/III. Der Kerogen-Typ deutet auf eine Mischung des organischen Materials hin, das einerseits in einem marinen Milieu gebildet und abgelagert wurde, andererseits aber auch einen deutlichen terrestrisch beeinflussten Anteil aufweist. Untersuchungen der organischen Bestandteile weisen darauf hin, dass die thermischen Bedingungen für die Entstehung von Erdöl nicht erreicht wurden (PEARSON et al. 2003).

4.4 *Zukünftige Entwicklung des Wirtsgesteins*

In der nächsten eine Million Jahre sind bei der Zusammensetzung des Wirtsgesteins keine Änderungen zu erwarten. Umwandlungsprozesse, hervorgerufen durch Diagenese (Kapitel 8.6) oder Gesteinsmetamorphose (Kapitel 11.5), sind von untergeordneter Bedeutung, da sich die Umgebungsbedingungen für eine weitere Diagenese in der Opalinuston-Formation nicht ausschlaggebend verändern werden. Für metamorphe Vorgänge gibt es innerhalb der nächsten eine Million Jahre keinerlei Anzeichen.

Für den Zeitraum von einer Million Jahre wird nicht angenommen, dass sich das vorherrschende Spannungsfeld ändert und Auswirkung auf die Bildung neuer Störungen und Klüfte

hat. Vorhandene Störungen und Klüfte in der Opalinuston-Formation werden aufgrund der charakteristischen Eigenschaften wie das Selbstabdichtungsvermögen als hydraulisch undurchlässig eingestuft. Die Ungewissheiten bei der Prognose der Entwicklung des Wirtsgesteins sind als gering einzuschätzen, da die Voraussetzungen für eine Veränderung der lithologischen Zusammensetzung des Wirtsgesteins innerhalb der nächsten eine Million Jahre nicht gegeben sind. Die Analyseergebnisse der Nagra (NAGRA 1994, 2002b, 2008) zeigen, dass seit der Ablagerung und Kompaktion der Opalinuston-Formation keine Wegsamkeiten entstanden sind, über die sich Fluide in die Formation hätten ausbreiten können. Für die zukünftige Entwicklung ist daher nicht anzunehmen, dass es zu Fluiddurchströmung kommt. Die Ungewissheiten bei der Prognose der Entwicklung der Fluidzusammensetzung sind ebenfalls als gering einzuschätzen, da eine Voraussetzung für eine Veränderung z. B. durch Fluide nicht gegeben ist.

Eine Mobilisierung der im Wirtsgestein enthaltenen Kohlenwasserstoffe ist nicht zu erwarten, da die Bedingungen für eine ausreichende Absenkung in größere Tiefen und Bildung von Kohle und Erdöl bzw. Erdgas nicht gegeben sind. Gase mikrobiellen Ursprungs, wie zum Beispiel Methan, können grundsätzlich im Wirtsgestein gebildet werden, spielen aber eine untergeordnete Rolle, da im ungestörten Wirtsgestein ein Gleichgewicht besteht und keine wesentlichen Veränderung des Wirtsgesteins hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung besteht. Auch der Prozess der Gasdiffusion läuft im ungestörten und sich im Gleichgewicht befindlichen Wirtsgestein in sehr geringer Ausprägung ab und ist für eine Veränderung des ungestörten Wirtsgesteins nicht relevant. CO₂-Vorkommen oberhalb der Opalinuston-Formation sind vermutlich auf Wegsamkeiten in tektonische Dehnungs- und Bruchstrukturen zurückzuführen.

5 Klima

In diesem Kapitel wird das überregional wirkende Klima als steuernder Faktor und Auslöser wichtiger Prozesse erläutert. Die Beschreibung dieser Prozesse erfolgt nach MRUGALLA (2011) und wird in den Kapiteln 5.1.1 bis 5.1.6 behandelt. Ein weiterer Punkt ist die Zusammenstellung und Beschreibung der nach derzeitigem Forschungsstand (s. a. IPCC 2001 und IPCC 2007 als wichtig eingestuft, beeinflussenden Faktoren (Kapitel 5.1.7) Zusätzlich erfolgt eine Darstellung des Paläoklimas in Süddeutschland und auf dieser Grundlage eine Extrapolation der klimatischen Entwicklung in die Zukunft (Kapitel 5.2 bis 5.3).

5.1 Klimaveränderungen

Im Verlauf der Erdgeschichte unterlag das Klima ständigen z. T. auch extremen Änderungen, die insbesondere bei Koppelungen und einer weiteren Verstärkung durch Rückkopplungen (v. a. Albedo) mehrerer Einflussfaktoren entstanden. Als natürliche Auslöser der Klimaänderungen kommen die nachfolgenden Faktoren in Frage:

- Änderung der Erdbahnparameter,
- Änderung der primären Sonneneinstrahlung,
- Drift von Kontinenten mit Veränderung der großen Meeresströmungen,
- Gebirgsbildung/Orogenese,
- Vulkanismus,
- Änderung der Zusammensetzung der Atmosphäre,
- Größe und Verteilung der Land-, Wasser- und Eisoberfläche,
- Gesteinszusammensetzung und Verwitterung (CO₂-Bindung),
- Änderung der Vegetation,
- Anthropogene Beeinflussung.

Derzeit sind noch weitere mögliche Einflüsse auf das Klima Gegenstand der Forschung, wie z. B. die Kippung der Erdbahnebene oder der Einfluss von Gezeitenwirkungen auf Meeresströmungen. Neben den natürlichen Faktoren werden auch anthropogene Einflüsse auf das Klima und deren Auswirkungen erforscht. Aufgrund der engen Verknüpfung mit den atmosphärischen Parametern (Kapitel 5.1.5) werden die möglichen anthropogenen Anteile dort erläutert.

5.1.1 Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen)

Sowohl die Umlaufbahn der Erde um die Sonne als auch die Neigung der Erdachse zeigen periodische Schwankungen (Abb. 14), in deren Folge sich die Energieeinstrahlung der Sonne auf die Erde und damit das Klima ändert. Zusammengefasst werden sie in den Milanković-Zyklen, die nachfolgend erläutert werden.

- 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.

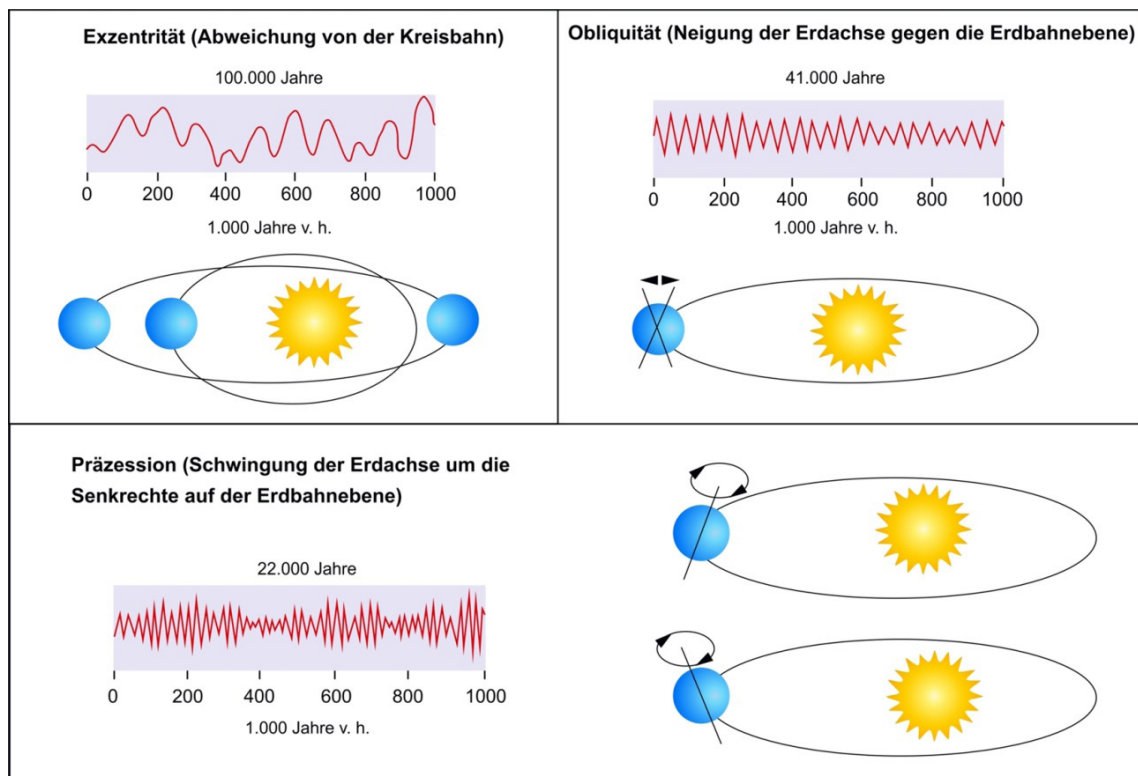


Abb. 14: Komponenten der Milanković-Zyklen (geändert nach ZACHOS et al. 2001 in MRUGALLA 2011).

Auf Basis der Milanković-Zyklen wird eine Schwankungskurve der Sonneneinstrahlungstärke berechnet, indem die einzelnen Komponenten überlagert werden. Das Ergebnis dieser Berechnung korreliert mit den Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen der Erdgeschichte, weshalb ein enger Zusammenhang mit der globalen Klimaentwicklung angenommen wird. Allerdings hat im Laufe der Erdgeschichte ein Wechsel in der Zyklendauer der Kalt- und Warmzeiten stattgefunden. Bis vor etwa 800.000 Jahren (Unterpleistozän) betrug diese Zyklusdauer im Mittel ungefähr 40.000 Jahre. Erst danach stellte sich die mit den Milanković-Zyklen gut korrelierende Dauer von etwa 100.000 Jahren ein, die bis heute vorherrscht. Dies verdeutlicht, dass auch andere Faktoren die Klimaänderungen beeinflussen.

5.1.2 Primäre Sonnenstrahlung

Einen korrelierbaren zyklischen Einfluss auf das globale Klima hat auch die primäre Sonneneinstrahlung. Schon geringe und kurz andauernde Änderungen, wie z. B. die 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen, können Klimawechsel erzeugen. Phasen mit geringer Fleckenanzahl gehen mit kälteren Klimaperioden einher, da die Bildung von Sonnenflecken mit einer erhöhten Energieabstrahlung verbunden ist, die bei fehlender Fleckenbildung entsprechend erniedrigt ist. Ein Beispiel für einen verringerten Energieeintrag ist das Maunder-Minimum während des 17. und 18. Jahrhunderts, das mit den kältesten Jahren der „Kleinen Eiszeit“ zusammenfällt.

Neben den Sonnenflecken werden auch andere Einflüsse auf die Menge der auf der Erde eintreffenden primären Sonnenstrahlung kontrovers diskutiert. In einem Artikel von SCHERER & FICHTNER (2007) wird dabei auf den Einfluss von lokalen Änderungen in der interstellaren Materie eingegangen, die mit Änderungen der kosmischen Strahlung einhergeht. In welchem Maß die geänderte kosmische Strahlung das Klima beeinflusst, ist jedoch noch ungeklärt.

5.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift)

Über den gesamten Verlauf der Erdgeschichte ändern sich durch die plattentektonisch hervorgerufene Kontinentaldrift Verteilung und Lage der Kontinente und Ozeane sowie die davon abhängigen Meeresströmungen, was zu einer langfristigen Beeinflussung des globalen Klimas führt. Klimawirksam ist dabei das Reflexionsvermögen (Albedo) von Landmassen, Eis und Schnee sowie von Wasserflächen, welche die Energie der Sonnenstrahlung unterschiedlich stark aufnehmen und reflektieren (Abb. 15).

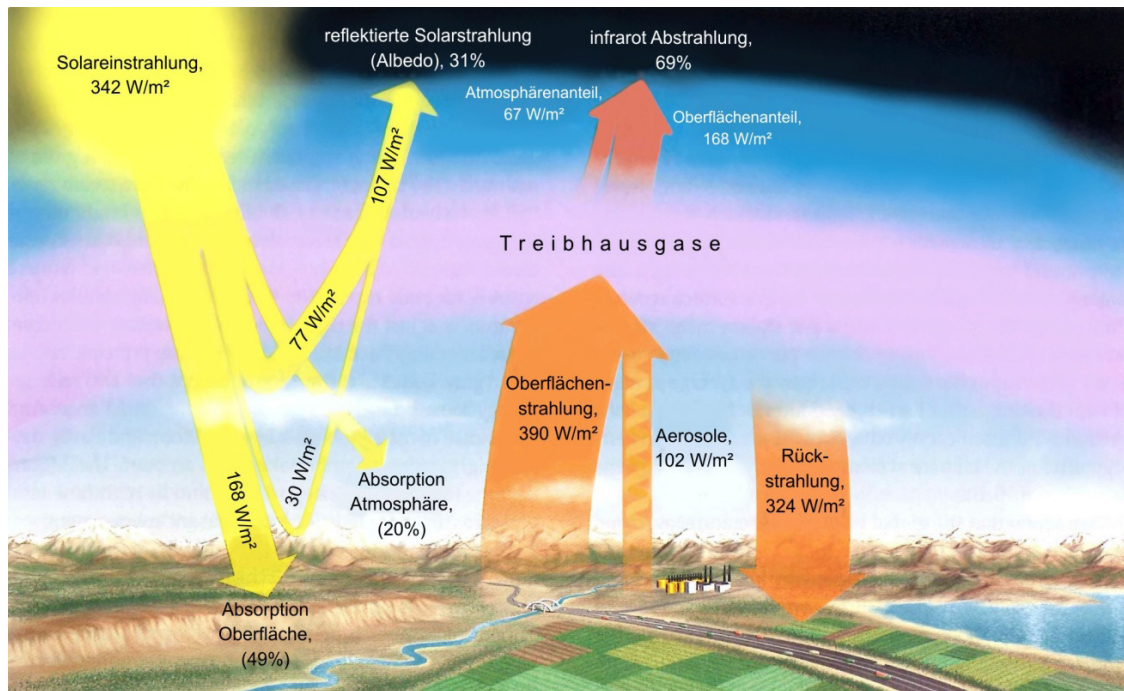


Abb. 15: Globale Strahlenbilanz (GROTZINGEN & JORDAN 2010 in MRUGALLA 2011).

Bei den Albedowerten werden für verschiedene Oberflächen unterschiedliche Reflektionsintensitäten der eintreffenden Globalstrahlung erreicht. Die nachfolgende Liste stellt eine beispielhafte Auswahl der in KAPPAS (2009) veröffentlichten Werte dar:

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

Die unterschiedlichen Werte zeigen, dass auch das Verhältnis zwischen Land- und Wasserfläche an der Erdoberfläche über die Albedo eine Rolle für die Klimaentwicklung spielt. Ebenso ist die globale Lage der Landmassen und die Bedeckung mit Eis und Schnee eine wichtige Einflussgröße. Landmassen in Polnähe, wie z. B. heute die Antarktis, fördern die Entstehung von Kaltzeiten, indem sie bewirken, dass 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. 16), die durch Temperatur- und Salzgehaltunterschiede, welche die Dichte des Wassers ändern, angetrieben werden. Ein Beispiel dafür ist der atlantische Golfstrom, der warmes Wasser weit nach Norden transportiert und dort für höhere Jahresmitteltemperaturen sorgt, welche die Vegetation fördern und die Ausbreitung von Schnee und Eis behindern. Ändert sich durch die Kontinentaldrift die Lage und Größe von Meeresverbindungen, wird der Transport von warmen und kalten Wassermassen verlagert und das Klima entsprechend beeinflusst.

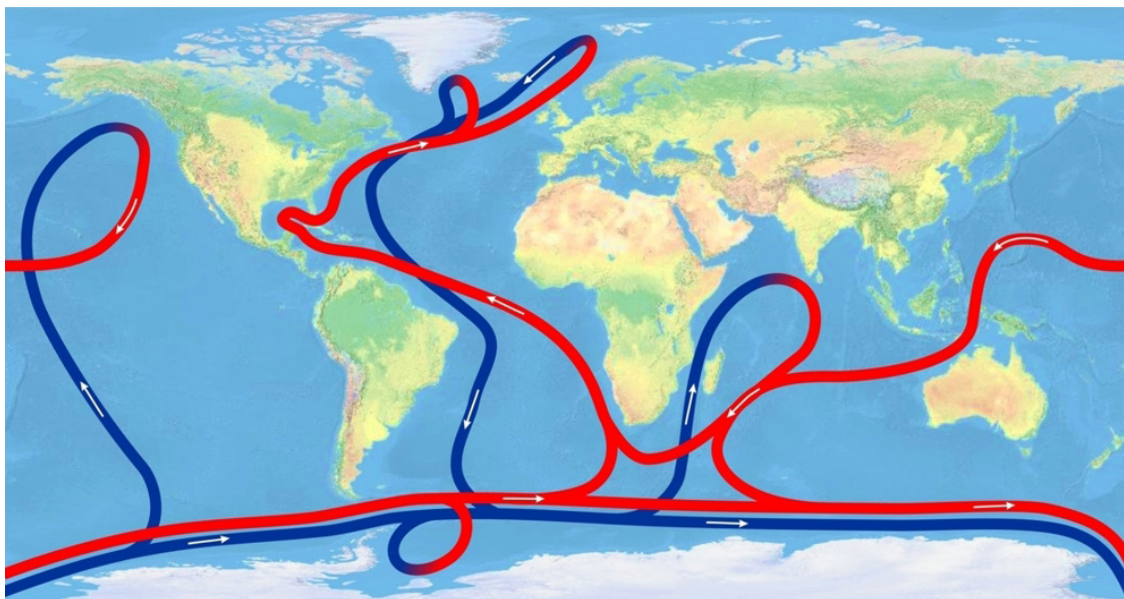


Abb. 16: Meeresströmungen als „Globales Förderband“. Die roten Linien stellen warme, salzarme Meeresströmungen an der Oberfläche dar und die blauen kalte, salzreiche Strömungen in der Tiefe (aus MRUGALLA 2011).

5.1.4 Gebirgsbildung und Vulkanismus

In direktem Zusammenhang mit der Kontinentaldrift stehen auch die klimawirksamen Prozesse der Gebirgsbildung und des Vulkanismus.

Weiträumige Gebirgsbildungen mit hohen Hebungsraten, wie z. B. beim Himalaya, können globale Umlenkungen von Luftströmungen in der Atmosphäre verursachen. Als

Folge davon ändert sich langfristig die Verteilung von kalten und warmen Luftmassen, was wiederum Einfluss auf Art und Menge von Niederschlägen hat. Zudem sind in den entstandenen Hochgebirgsregionen Gletscher und ausgedehnte Schneefelder mit einer hohen Albedo zu erwarten, die globale Abkühlungsprozesse unterstützen.

Vulkanismus greift vor allem dann kurz- bis langfristig in das Klimageschehen ein, wenn freigesetzte Asche und Gase in große Höhen bis zur Stratosphäre transportiert werden. 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 ist das „Jahr ohne Sommer“, das einem Ausbruch des Vulkans Tambora auf der indonesischen Insel Sumbawa im April 1815 folgte. Andererseits wird in Zeiten mit global verstärkter vulkanischer Aktivität Kohlendioxid frei, das sich in der Atmosphäre anreichert und zu einer Erwärmung führt. Dieser natürlich bedingte Treibhauseffekt wirkte in der Vergangenheit während der Kreide und während des Paläogens.

5.1.5 Atmosphärische Parameter

In der Erdatmosphäre sind Inhaltsstoffe wie „Treibhausgase“ (z. B. Kohlendioxid) Wasserdampf (Wolken), Aerosole vorhanden und klimawirksam.

Ein klimawirksamer Bestandteil, der bereits in höheren Bereichen der Atmosphäre als Schicht angereichert ist und einen Teil des Sonnenlichts reflektiert, ist das Ozon (Abb. 15). „Treibhausgase“ wirken hingegen wie Glasscheiben eines Treibhauses, welche die Solarstrahlung zur Erdoberfläche passieren lassen und dort abgestrahlte Wärmestrahlung größtenteils zurückhalten. Sie sind Bestandteil der oberflächennahen Erdatmosphäre und oft in komplexe Stoffkreisläufe eingebunden. Exemplarisch wird nachfolgend die Wirkungsweise des Treibhausgases CO_2 erläutert, das die Infrarotstrahlung der Sonne absorbiert und so zur Erwärmung der Erde beiträgt. Derzeit liegt der CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre bei 0,038 % mit einer steigenden Tendenz, die auch auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Global ist es in den natürlichen Kohlenstoffkreislauf eingebunden, dessen Hauptkomponenten in Abb. 17 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 CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre durch diese natürlichen Prozesse zu allen Zeiten stark. Hohe Konzentrationen erreichte es z. B. im Zeitraum von 600 bis 400 Millionen Jahren vor heute und zwischen 200 bis 150 Millionen Jahren.

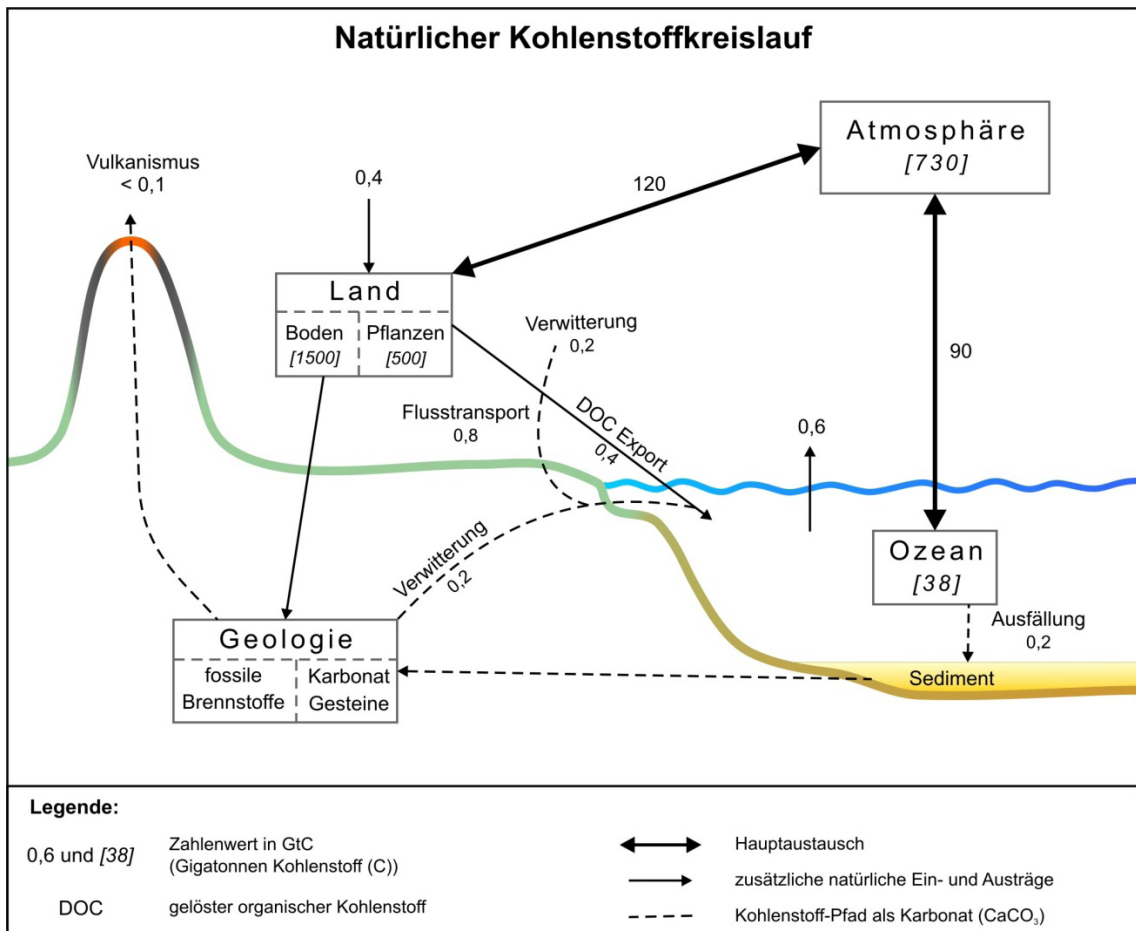


Abb. 17: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (IPPC 2001 in MRUGALLA 2011).

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 sind auch Aerosole am Klimageschehen beteiligt, 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 (IPPC 2007).

Anthropogene Einflüsse zeigen sich bei den atmosphärischen Parametern vor allem beim Eintrag von Treibhausgasen und Aerosolen. Die Verbrennung fossiler Brennstoffe führt sowohl zu einem CO₂- als auch zu dem bereits genannten Ruß-Ausstoß. Hinzu kommt auch eine erhöhte Produktion des Treibhausgases Methan durch die Landwirtschaft. Inwieweit diese Einflüsse die Klimaentwicklung beeinflussen, ist Gegenstand der aktuellen Forschung und kann derzeit noch nicht abschließend bewertet werden. In einigen in die Zukunft gerichteten Klimamodellierungen wurden diese Parameter als Eingangsdaten bereits berücksichtigt und zeigen je nach angenommener Konzentration unterschiedliche Auswirkungen (Kapitel 5.1.7).

5.1.6 Paläoklima als Prognosebasis der zukünftigen Entwicklung

Die vorangehend erläuterten Prozesse greifen alle in das Klimageschehen ein und führten zu einem stark variierenden Paläoklima. Innerhalb der letzten ca. 550 Millionen Jahre konnten z. B. vier große globale Eiszeiten identifiziert werden. Vor allem bei der Erforschung der jüngsten seit etwa 35 Millionen Jahren andauernden Eiszeit, die sich durch einen steten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten auszeichnet, kommen verschiedene Methoden zum Einsatz. In Eiskernen z. B. gibt das gemessene Sauerstoffisotopen-Verhältnis Auskunft über den Klimaverlauf und die Dauer von Kaltzeiten. In Sedimenten werden zur entsprechenden Bestimmung des Sauerstoffisotopen-Verhältnisses Mikrofossilien genutzt. Abb. 18 zeigt eine Gegenüberstellung der am Eisbohrkern DOME C (Antarktis), an Seesedimenten im südbaltischen Raum und an der ODP-Bohrung 677 im Atlantik (Äquator) ermittelten Klimaänderungen. Alle Kurven zeigen gute Übereinstimmungen in ihren Verläufen. In Kurve 1 wurden anhand der Daten aus dem Eisbohrkern die Temperaturabweichungen zur heutigen Jahresmitteltemperatur ermittelt. Das Maximum der Abweichung lag demnach für Warmzeiten bei ca. 4,5 °C und das Minimum für Kaltzeiten bei unter -10 °C. Im betrachteten Zeitraum fallen diese Abweichungen jedoch auch schwächer aus, ohne dass ein Trend erkennbar wäre, der typische Kalt- und Warmzeit-Temperaturen anzeigt. Eindeutige kalte oder warme Klimaphasen wurden in diesen Kurven als Marine Isotope Stages (MIS) durchnummeriert.

Des Weiteren kann der Abbildung entnommen werden, dass die Klimaänderungen oft sprunghaft in einem kurzen Zeitraum abliefen. Auffallend ist auch, dass Warmzeiten deutlich kürzer andauern als Kaltzeiten und meist durch einen plötzlichen Beginn gekennzeichnet sind. Der Temperaturanstieg erfolgt dabei sehr schnell, wo hingegen der Übergang zu einer Kaltzeit oft schrittweise und mit Schwankungen vollzogen wird. In den Kaltzeiten werden die tiefsten Temperaturen meist gegen Ende der Kaltphase erreicht.

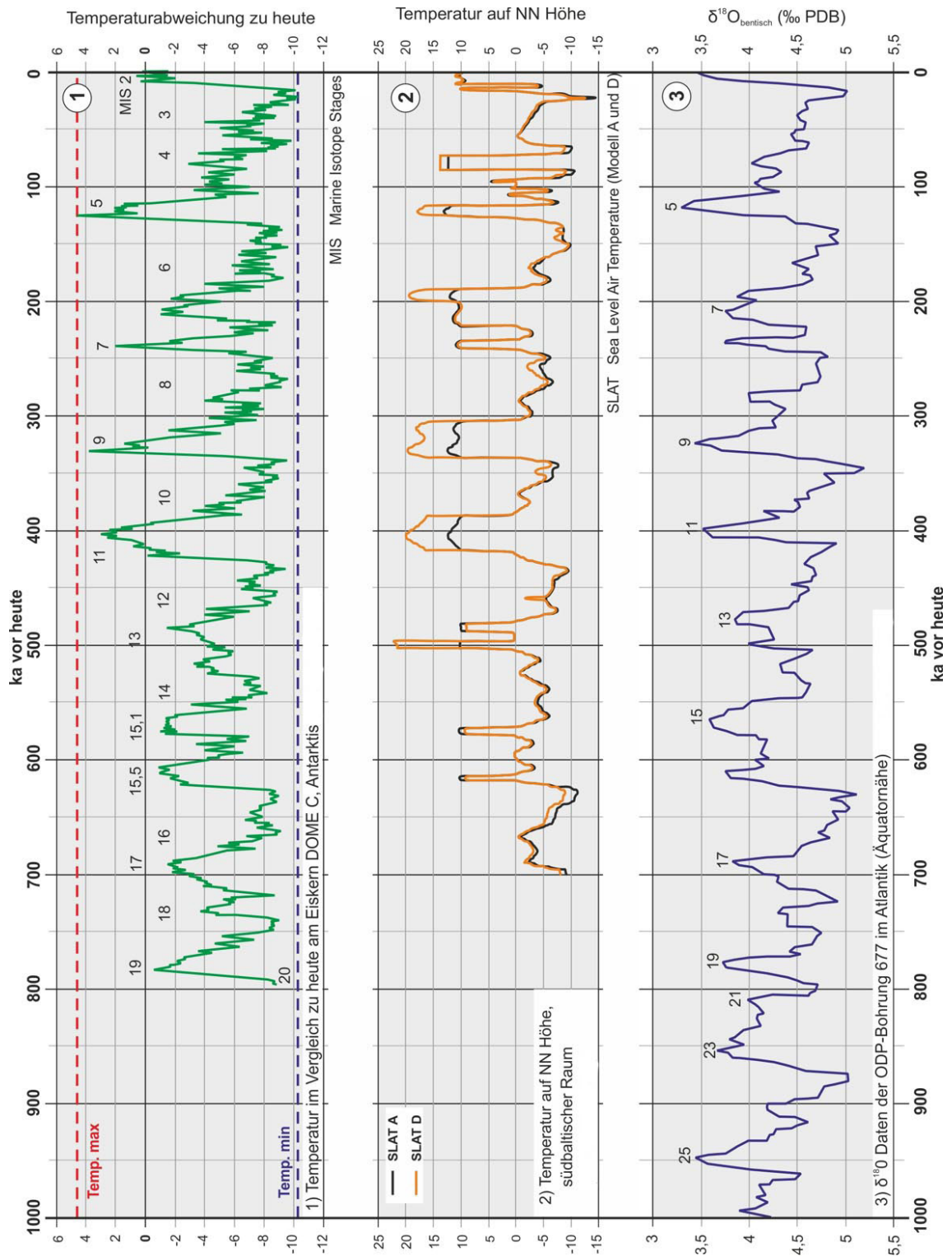


Abb. 18: Gegenüberstellung von Klimaverläufen, die global an verschiedenen Stellen ermittelt wurden. (1) LÜTHI et al. 2008; 2) BOULTON et al. 2001; 3) SHACKLETON et al. 1980; in MRUGALLA 2011).

Auf Basis dieser Klimakurven und anhand der Kenntnisse über die verschiedenen Eingangsparameter aus den Prozessen, welche die Klimaentwicklung bewirken, kann der Klimaverlauf in die Zukunft gerichtet modelliert werden. Eine Zusammenstellung von verwendeten Grundlagen und den daraus resultierenden Ergebnissen unterschiedlicher Klimamodelle wird im nachfolgenden Kapitel erläutert.

5.1.7 Grundlagen und Ergebnisse von unterschiedlichen modellgestützten Klimaprognosen

Ein Ziel der internationalen Klimaforschung ist es, Modelle aufzustellen, mit denen eine Prognose des zukünftigen regionalen und globalen Klimas möglich ist. Diese Modelle wurden im Lauf der Zeit immer weiter verfeinert und durch zahlreiche klimarelevante Komponenten ergänzt. Abb. 19 gibt einen Überblick über die historische Entwicklung der Klimamodellierung.

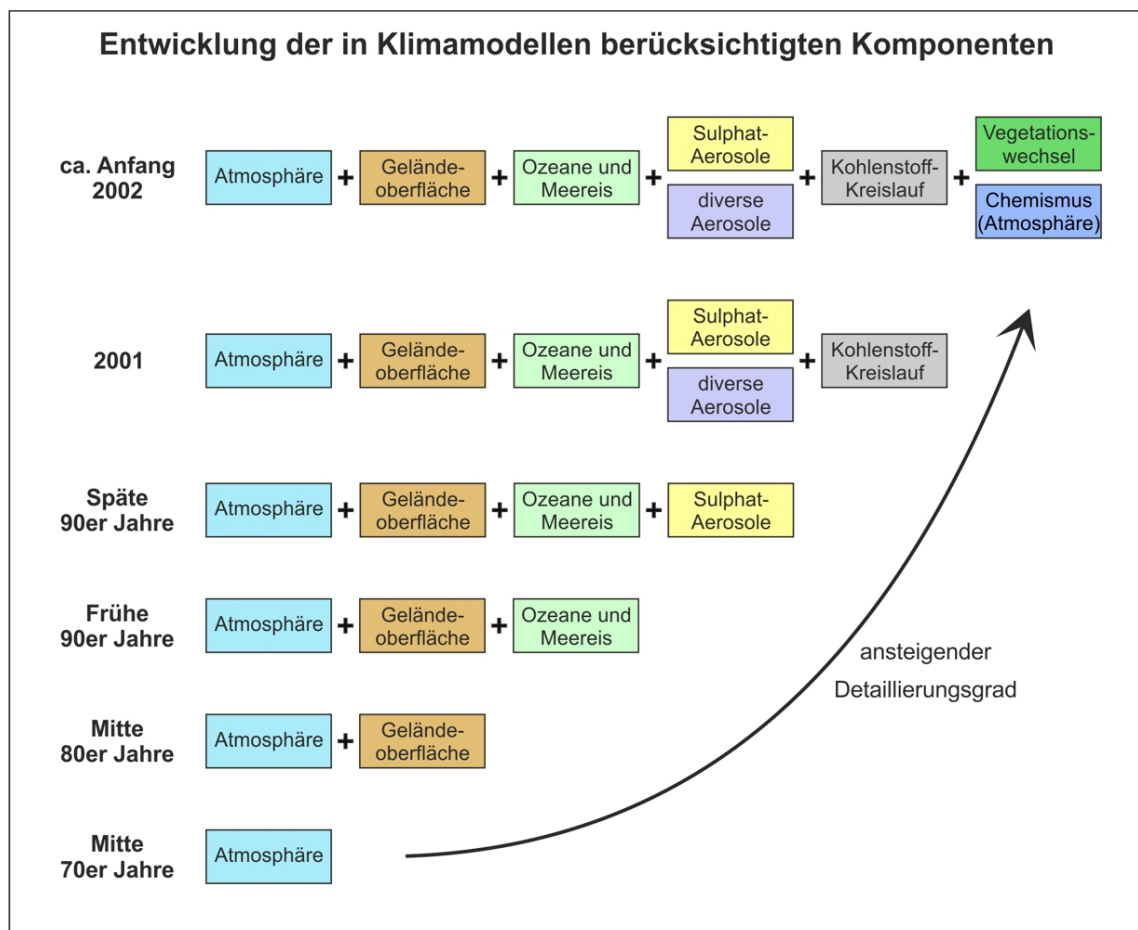


Abb. 19: Entwicklung der in Klimamodelle eingehenden Komponenten seit Mitte der 1970er Jahre (geändert nach IPCC 2001, Box 3, Fig. 1, aus MRUGALLA 2011).

Aus der Übersicht geht hervor, dass in den jeweiligen Modellen sehr unterschiedliche Eingangsparameter verwendet wurden, die letztlich auch in unterschiedlichen Klimaverläufen resultierten. Neben den Eingangsparametern unterscheiden sich die Modelle auch in den verwendeten numerischen Verfahren und ihrer räumlichen Auflösung. Je komplexer ein Modell ist, desto mehr Möglichkeiten bietet es, einzelne Parameter zu variieren oder miteinander zu koppeln. Die Auswirkungen davon können das Modellergebnis stark beeinflussen. Daher erfolgt eine Validierung solcher Modelle darüber, indem zunächst die vergangene Klimaentwicklung in Berechnungen simuliert wird. Ist das Ergebnis ausreichend dicht an den dort gemessenen Werten, wird davon ausgegangen, dass die Randbedingungen und Eingangsparameter des Modells auch eine realistische Berechnung der zukünftigen Entwicklung ermöglichen.

Die nachfolgend beispielhaft genannten Modelle Imbrie & Imbrie, ACLIN, LLN 2D NH und BIOCLIM wurden dem Bericht CEDERCREUTZ (2004) entnommen und sind dort ausführlicher beschrieben. In Abb. 20 sind die mit den jeweiligen Modellen erstellten Klimaprognosen auf einer Zeitleiste von heute bis in 125.000 Jahren vergleichend gegenübergestellt.

Imbrie & Imbrie (1980)

Ziel dieser Modellierung war, unter Berücksichtigung der orbitalen Zyklen, das Klima der letzten 500.000 Jahre zu simulieren und auf die Zukunft zu übertragen. Als Ergebnis wurde das globale Eisvolumen berechnet. Die Berechnung des Eisvolumens erfolgte anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse, die in der Vergangenheit bestimmten Klimazuständen und somit auch Vereisungen entsprachen.

ACLIN (1981)

Die Modellierung stellt die Hauptklimaänderungen im Mittleren und Oberen Pleistozän bis in die nahe Zukunft dar. Basis sind ebenfalls die orbitalen Zyklen, jedoch mit einer definierten Startkonstellation, die sich jeweils zu Beginn der letzten drei Interglaziale wieder einstellte.

LLN 2D NH

Das kombinierte 2D-Modell für die nördliche Hemisphäre wurde in den 1990er Jahren an der Lovaine-la-Neuve-Universität in Belgien entwickelt. Es berücksichtigt neben den orbitalen Zyklen nach Milanković auch die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre. Der CO₂-Gehalt ging als Konstante ein, so dass etwaige Anstiege durch Emissionen aus fossilen Brennstoffen nicht simuliert wurden.

BIOCLIM

Das Projekt BIOCLIM wurde von der ANDRA (Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radioactifs) im Rahmen der Standortbewertung für HAW-Abfälle initiiert. Es wurden drei Modellansätze definiert, in die die CO₂-Emission in die Atmosphäre in unterschiedlicher Höhe eingeht. Basierend auf diesen Ansätzen wurden für den Standort Äspö (Schweden, in CEDERCREUTZ 2004) Klimaentwicklungen berechnet, die in Abb. 20 dargestellt sind. Diese Verläufe sind nicht direkt auf das weiter südlich gelegene Referenzprofil übertragbar, geben jedoch einen generellen Trend wieder, wann unter diesen Bedingungen Kalt- und Warmzeiten erwartet werden. Dem ersten Modellansatz (BIOCLIM 1, Abb. 20) werden der natürliche CO₂-Gehalt und dessen aus der Vergangenheit bekannte natürliche Schwankung zugrunde gelegt. Die Variation im zweiten Ansatz (BIOCLIM 2, Abb. 20) besteht darin, dass eine geringe Erhöhung des Gehalts durch fossile Brennstoffe eingeht. Angenommen wurde eine zusätzliche Emission von 3.160 GtC (Gigatonnen Kohlenstoff) in den Jahren 2000 bis 2300. Im dritten Ansatz (BIOCLIM 3, Abb. 20) schließlich wurde eine hohe Beeinflussung durch fossile Brennstoffe angenommen, die bei einer zusätzlichen Emission von 5.160 GtC im Zeitraum 2000 bis 2300 liegt.

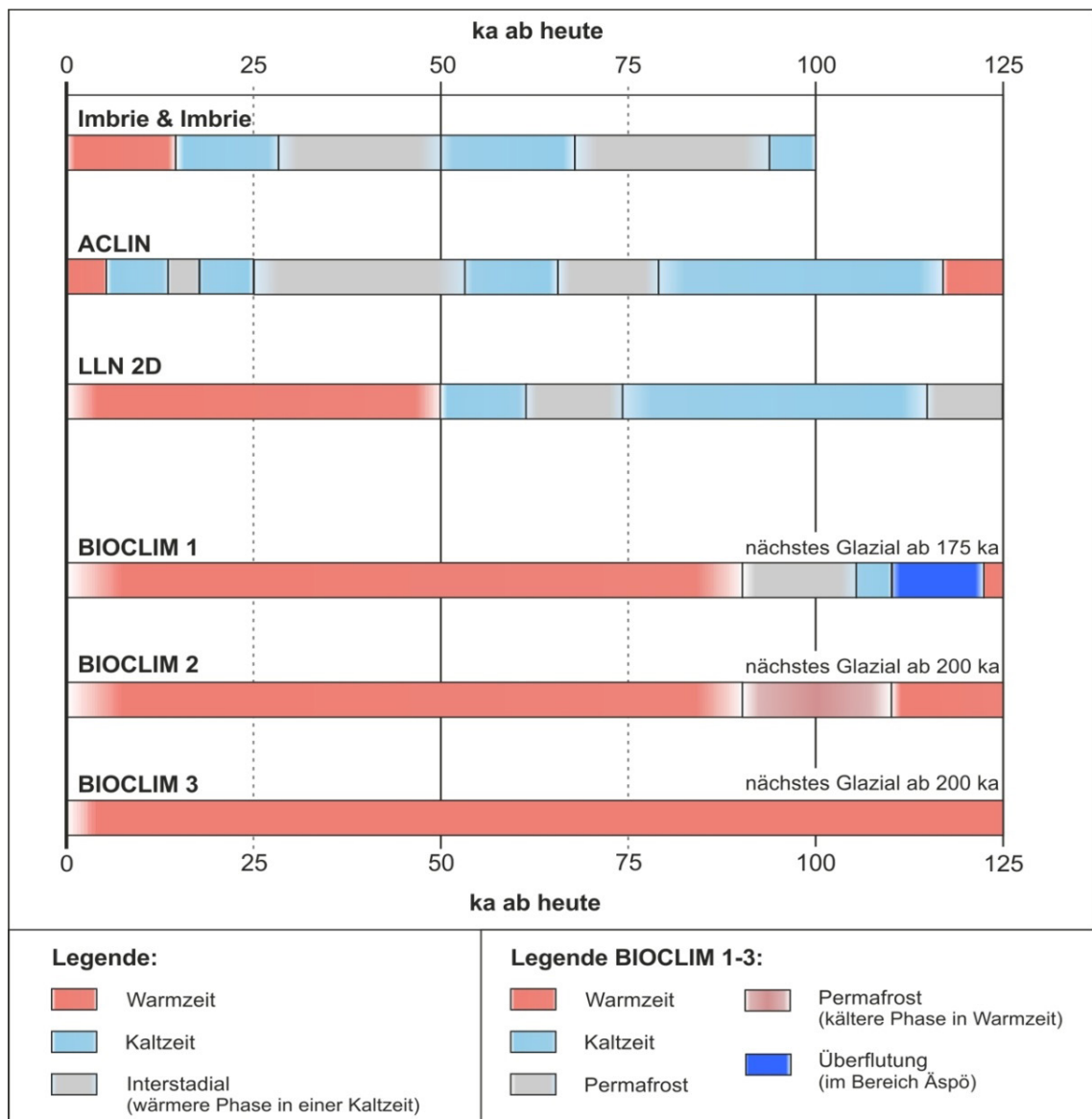


Abb. 20: Klimaentwicklungen in den nächsten 125.000 Jahren basieren auf verschiedenen Modellen (geändert nach CEDERCREUTZ 2004 in MRUGALLA 2011).

5.2 Paläoklima in Süddeutschland

Für die geowissenschaftliche Langzeitprognose wird die Klimavergangenheit im ausgewählten Bereich der letzten eine Million Jahre betrachtet. In dieser Zeit wirkte hauptsächlich der 100.000-Jahre-Klimazyklus auf die geologischen Prozesse ein.

Die Auswirkungen der Klimaentwicklung zeigen sich im Alpenvorland als Abfolge von verschiedenen Deckenschottern und glazialen bzw. warmzeitlichen Ablagerungen. Die

klassische Einteilung dieser Ablagerungen in Günz, Mindel, Riss und Würm basiert auf der morphostratigraphischen Gliederung von PENCK & BRÜCKNER (1909). Traditionell wird die Günz-Kaltzeit als älteste Kaltzeit angesehen. Die Bezeichnung der Ablagerungen erfolgte anhand von Lokalnamen von Flüssen in alphabetischer Reihenfolge. Durch später hinzugewonnene Erkenntnisse wurde diese Gliederung um die Donau-, Biber- und Haslach-Kaltzeit erweitert (z. B. BENDA 1995). Mit Hilfe moderner Datierungsmethoden und Auswertungen von Tiefseebohrungen wurde aber deutlich, dass die Anzahl der morphostratigraphisch nachgewiesenen Kaltzeit/Warmzeit-Wechsel im Alpenvorland nicht mit denen der in Tiefseebohrungen nachgewiesenen Kaltzeit/Warmzeit-Wechsel, übereinstimmt (HABBE et al. 2007). Deshalb wird die klimatische Entwicklung heutzutage in Komplexe unterteilt, die mehrere Kaltzeiten und Warmzeiten beinhalten können. Für den Betrachtungszeitraum von einer Million Jahre wird im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen von drei (evtl. vier) großen Vergletscherungsereignissen ausgegangen (LITT et al. 2005). Da sich Klimaschwankungen räumlich und faziell sehr unterschiedlich auswirken, ergeben sich für Nord- und Süddeutschland, aber auch für das nordwestliche und das nordöstliche Alpenvorland, unterschiedliche Schichtenfolgen und darauf aufbauend unterschiedliche Klassifikationen und Gliederungen der Kalt-/Warmzeitkomplexe. So ist im Alpenvorland zum Beispiel die Gletscherverbreitung im Verlauf einer Kaltzeit unterschiedlich. Gletscher im nordwestlichen Bereich stoßen wesentlich weiter ins Alpenvorland vor (DEUQUA 2011). Zusätzlich zu klimatisch bedingten Unterschieden kommen im Alpenvorland auf engem Raum wechselnde (morpho)-tektonischen Bedingungen vor, die zu einer unterschiedlichen Abfolge für das nordwestliche Alpenvorland mit dem Rheingrabensystem und das nordöstliche Alpenvorland mit dem Molassebecken führen (Abb. 21). Die Deckenschotterfolge des Unterpleistozäns im nordwestlichen Alpenvorland ist äquivalent zum Biber-Donau-Komplex im nordöstlichen Alpenvorland. In Norddeutschland entspricht diese Zeit mehreren Abfolgen von Komplexen beginnend mit dem Prätegelen-Komplex bis hin zum Bavel-Komplex. Die Datierungen der ältesten Kalt- und Warmzeit-Phasen in Norddeutschland sowie die Deckenschotter-Folge des Biber-Donau Komplexes sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Das Ausmaß der Eisvorstöße für diesen Zeitraum kann aufgrund lückenhafter Vorkommen nur vermutet werden (BERTLEFF & WATZEL 2002).

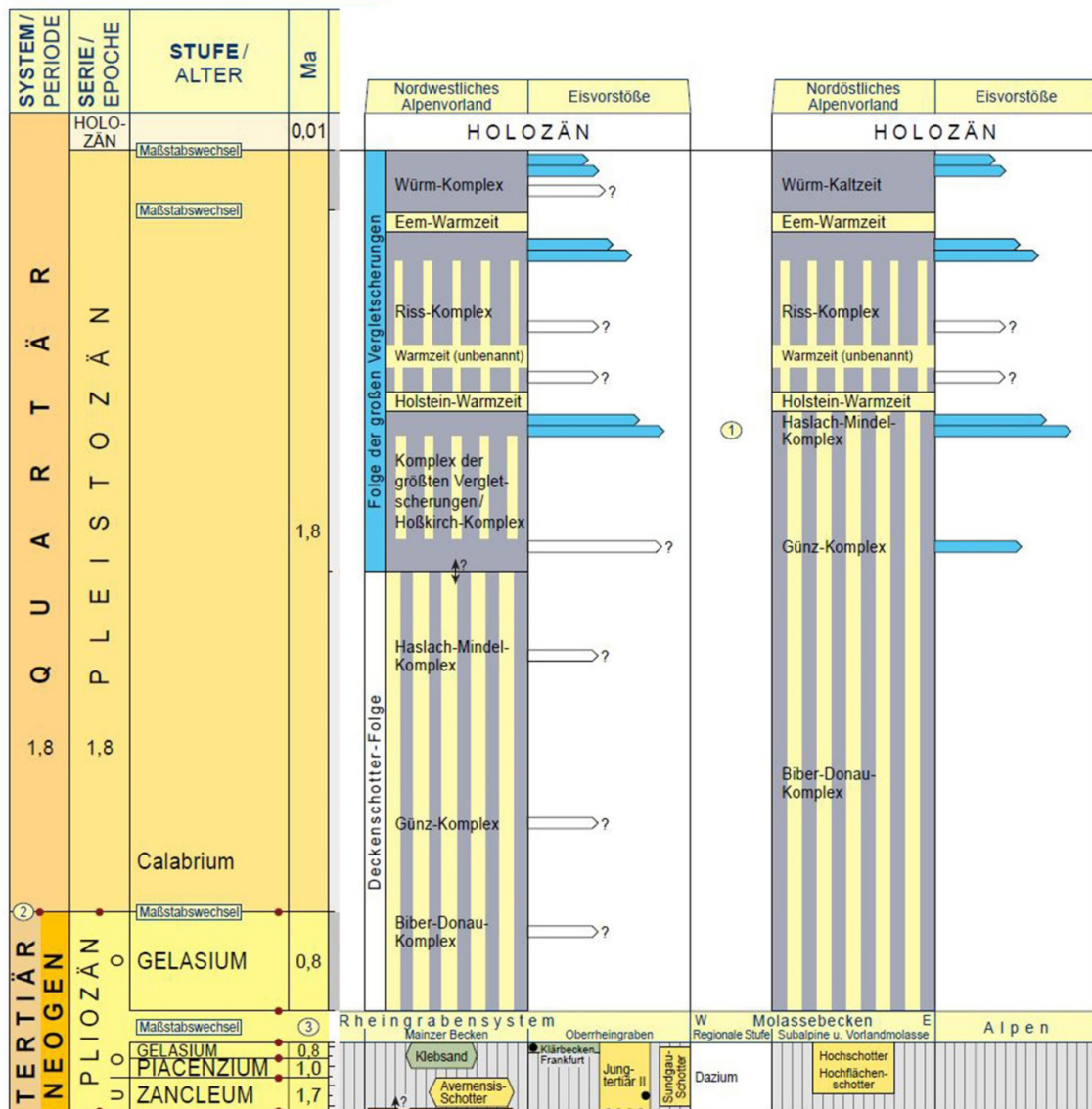


Abb. 21: Abfolge von Komplexen während des Pleistozän im nordwestlichen Alpenvorlandes im Vergleich zum nordöstlichen Alpenvorland (geändert nach DSK 2002).

Der intensivste Eisvorstoß im nordwestlichen Alpenvorland trat während der Vergletscherungen des Hoßkirch-Komplex auf, der ungefähr im gleichen Zeitraum mit der Elster-Kaltzeit Norddeutschlands auftrat. Dieser Zeitabschnitt beinhaltet auch die größte Ausdehnung aller pleistozänen Vergletscherungen (LITT et al. 2005). Der Eisvorstoß des Hoßkirch-Komplex war im Alpenvorland der weiteste und erstmalig auch weiträumig datierbare.

Im nordöstlichen Alpenvorland wird das entsprechende Ereignis als Haslach-Mindel-Komplex bezeichnet. Weitere Ausführungen über die unterschiedliche Klassifikation und deren Ursache sind in den Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (2002) zu finden. Die Holstein-Warmzeit kann überregional korreliert werden. Im nordwestlichen

Alpenvorland entsprechen die Vergletscherungen gegen Ende des Riss-Komplex, denen der norddeutschen Saale-Kaltzeit. Während des Riss-Komplexes wird ebenfalls nicht ganz die Eisausdehnung wie zur Zeit der vorigen Vergletscherung erreicht. Die anschließende Eem-Warmzeit in Süddeutschland kann ebenfalls mit Norddeutschland korreliert werden. Im nordwestlichen Alpenvorland erfolgte im Oberpleistozän der letzte große Eisvorstoß mit dem Würm-Komplex, dessen Eismassen ebenfalls nicht mehr so weit wie im Verlauf der älteren Kaltzeiten ins Alpenvorland vordringen konnten. Tabelle 2 fasst die unterschiedlichen Klassifikationen der wichtigsten Eisvorstöße in Norddeutschland sowie im nordwestlichen und nordöstlichen Alpenvorland während der letzten eine Million Jahre als Überblick zusammen.

Tab. 2: Unterschiedliche Klassifikationen der wichtigsten Eisvorstöße in Norddeutschland, dem nordwestlichen und nordöstlichen Alpenvorland während der letzten eine Million Jahre.

Stufe/Alter	Norddeutschland	Nordwestliches Alpenvorland	Nordöstliches Alpenvorland
Oberpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Würm-Komplex	Würm-Kaltzeit
Mittelpleistozän	Saale-Komplex	Riss-Komplex	Riss-Komplex
	Elster-Kaltzeit	Hoßkirch-Komplex	Haslach-Mindel-Komplex

Für die letzten eine Million Jahre ergibt sich zusammengefasst eine klimatische Entwicklung, bei der Teile des Alpenvorlandes ab dem mittleren Pleistozän unter Eisbedeckung lagen. Während des Hoßkirch-Komplex wurde die größte Ausdehnung der Gletscher erreicht, in deren Gefolge im Alpenvorland übertiefte Glazialbecken entstanden. Die Eisvorstöße erfolgten innerhalb der drei bedeutendsten Vergletscherungen (Hoßkirch, Riss und Würm) als Doppelzyklen mit jeweils zwei Haupt-Eisvorstößen (FIEBIG et al. 2011). Bei den Doppelzyklen können Außen- und Innenwallriss und Außen- und Innenwallwürm unterschieden werden (LITT et al. 2005).

Im Süddeutschen Raum wurde die Eisbedeckung bis an den Hochrhein, in den Hegau und bis an die obere Donau nachgewiesen (ELLWANGER et al. 2011). Im Alpenvorland bildet sich zu unterschiedlichen Zeiten wiederholt der Rheingletscher und weiter östlich der Illergletscher aus. Letzterer erreicht aber nicht die Ausmaße des Rheingletschers. Im jüngeren Mittelpleistozän führt die klimatische Entwicklung zu weiteren größeren Gletschervorstößen mit kaltzeitlichen Ablagerungen des Riss-Komplexes. Die Eisausdehnung des Rheingletschers des Riss-Komplex erreicht dabei eine ähnliche Ausdehnung bis über Sigmaringen hinaus wie der Rheingletscher zur Zeit des älteren Hoßkirch-

Komplex (ELLWANGER et al. 2011). Mit dem Würm-Komplex erfolgte im Oberpleistozän der letzte große Eisvorstoß im Alpenvorland, dessen Jungmoränenlandschaft sich deutlich von den älteren eiszeitlichen Sedimentabfolgen abhebt. Zwischen den Kaltzeiten sind mit der Holstein- und der Eem-Warmzeit zwei Warmzeiten bekannt, während der sich Bodenhorizonte entwickeln und Seesedimente abgelagert werden.

5.3 Grundlagen für die Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung

Aus den Daten zum vergangenen Klimaablauf ergibt sich eine Prognose der zukünftigen Klimaentwicklung. Eine exakte Vorhersage des zeitlichen Verlaufs im Betrachtungsbereich kann allerdings nicht vorgenommen werden, da insbesondere der anthropogene Einfluss, der in der Vergangenheit so nicht vorhanden war, mit seinen Auswirkungen für die Zukunft schwer zu bewerten ist. Bei der geologischen Langzeitprognose werden die anthropogenen Aspekte daher für die Ableitung der weiteren Klimaentwicklung nicht berücksichtigt, sondern nur die vergangene natürliche Entwicklung zugrunde gelegt. Demnach ist mit einem weiteren Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zu rechnen, der entsprechend der Vergangenheit in Zyklen abläuft. Für die Ableitung der zukünftigen Entwicklung wird, dem Aktualitätsprinzip entsprechend, der seit 800.000 Jahren vorherrschende 100.000-Jahre-Zyklus zugrunde gelegt. Daraus folgt, dass im Zeitraum von einer Million Jahre mit ca. zehn weiteren Kaltzeiten und dazugehörigen Warmzeiten zu rechnen ist.

Die heutige Situation stellt die mittlere Phase einer Warmzeit dar, die nach FORSSTRÖM (1999) in ca. 10.000 Jahren mit dem Beginn einer neuen Kaltzeit beendet wird. Diese wird in der zugrunde liegenden Modellierung ab rund 50.000 Jahren ihr Maximum erreichen. Aussagen darüber, wie intensiv eine Kalt- oder Warmzeit in der Zukunft ausfällt, sind derzeit nicht möglich. Grundsätzlich können die Temperaturmaxima und -minima wie in der Vergangenheit wieder auftreten. Für den süddeutschen Raum wäre eine Kaltzeit mit der Intensität des Hoßkirch-Komplex daher wieder möglich und innerhalb einer Million Jahre sogar wahrscheinlich. Daher wird auch von einer ähnlichen Ausbreitung der Eisvorstöße innerhalb der nächsten eine Million Jahre ausgegangen. Es wird unterstellt, dass eine Vorlandvereisung nur dort auftritt, wo sie auch in der Vergangenheit vorkam. Ausgeschlossen wird demnach eine Eisüberdeckung in den Gebieten, die auch in der Vergangenheit zu keiner Zeit im Einflussbereich einer Vorlandvereisung lagen. In den Kaltzeiten ist außerdem mehrfach mit Permafrostverhältnissen in Süddeutschland zu rechnen.

5.4 Ungewissheiten bei der Abschätzung der Klimaentwicklung

Die Prognose des zukünftigen Klimas wird von drei Hauptungewissheiten beeinflusst:

1. Die das Klima beeinflussenden und steuernden Komponenten,
2. Kenntnisse über Prozessabläufe und Verzahnungen von Teilprozessen,
3. Leistungsgrenzen von Klimamodellen.

Die Entwicklung des Klimas wird von vielen Komponenten und zahlreichen miteinander verzahnten Teilprozessen gesteuert. Dabei wird beobachtet, dass längst nicht alle Klimaschwankungen der Vergangenheit mit den derzeit bekannten Einflüssen korrelieren. Mögliche Gründe für diese Abweichungen sind Gegenstand aktueller Forschung und werden fachübergreifend kontrovers diskutiert. Auch bei den wissenschaftlich akzeptierten Auslösern von Klimaänderungen können keine exakten Prognosen darüber gemacht werden, inwieweit sich einzelne Teilprozesse überlagern, sich dabei verstärken oder abschwächen.

Unbekannt ist z. B., was vor ca. 800.000 Jahren zu der Umstellung der Kalt- und Warmzeit-Zyklendauer, von zuvor im Mittel 40.000 Jahren auf die bis heute wirksamen 100.000 Jahre, geführt hat. Für die Prognose der Klimaentwicklung und der davon abhängigen Prozesse wird davon ausgegangen, dass die seit den letzten 800.000 Jahren gültige Zyklendauer im Mittel so bestehen bleibt. Ungewiss ist jedoch, ob es in der Prognosezeit von einer Million Jahre in der Zukunft zu einer erneuten Änderung der Dauer kommt. Eine Verlängerung der Zyklendauer hätte zur Folge, dass auch Kaltzeiten länger andauern würden. Dadurch könnte eine Vergletscherung des Alpenvorlandes ebenfalls länger vorliegen. Für den umgekehrten Fall dass sich kürzere Zyklen entwickeln, würde die Dauer einer Kaltzeit eventuell nicht mehr ausreichen, um eine Vergletscherung des Alpenvorlandes zu erzeugen.

Des Weiteren bestehen neben den Ungewissheiten bei der Prognose des zeitlichen Ablaufs der Klimaentwicklung auch Ungewissheiten in Bezug auf die sich jeweils einstellende Intensität. Ob und in welchem Zeitabschnitt eine mit dem Hoßkirch-Komplex vergleichbare Kaltzeit herrscht, ist mit den heute zur Verfügung stehenden Klimamodellen nicht vorhersagbar. Daher kann die Angabe über Art und Anzahl zukünftiger Kalt- und Warmzeiten nur als genereller Trend erfolgen.

Die Komplexität des Systems spiegelt sich auch in den Klimamodellen wider. Zwar ermöglichen immer leistungsfähigere Rechner die Verarbeitung von Modellen mit einer zunehmenden Anzahl von Einflussfaktoren und mit einer hohen räumlichen Auflösung, die Genauigkeit der Prognose wird jedoch auch durch die Kenntnisse der physikalischen Prozessabläufe bestimmt. So erreichen die Modelle zwar einen immer größeren Detaillierungsgrad, doch

solange noch zusätzliche Einflüsse auf das Klima und gegenseitige Beeinflussungen von Prozessen erforscht werden, bleiben die Klimaprognosen über derartig lange Zeiträume insgesamt noch unsicher.

Aus den drei Hauptungewissheiten resultieren durch die prozessabhängige Verzahnung zahlreiche weitere Ungewissheiten, wie in Abb. 22 dargestellt. Eine Prognose des zukünftigen Klimas für eine Million Jahre ist daher nur vereinfacht möglich.

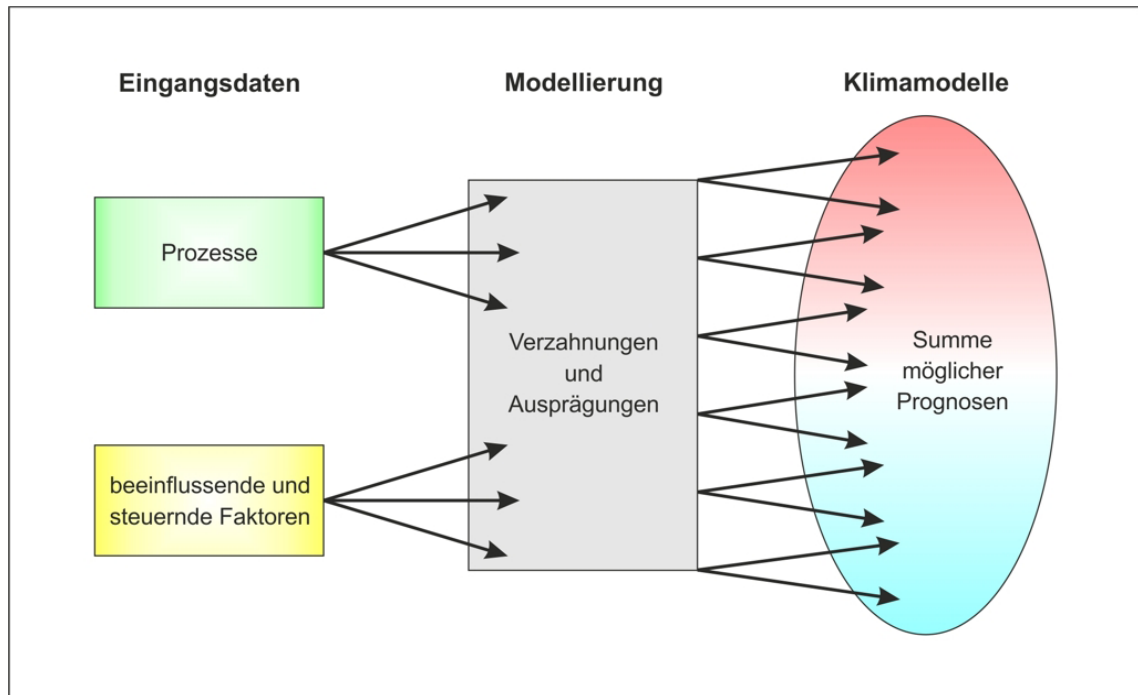


Abb. 22: Schema der Vervielfachung der Ungewissheiten bei der Modellierung des zukünftigen Klimas (MRUGALLA 2011).

Neben den Ungewissheiten, die über den gesamten Betrachtungszeitraum aus den natürlichen Einflüssen resultieren, müssen kurzfristig auch die aus den anthropogenen Beeinflussungen betrachtet werden. Dabei können jedoch keine Abschätzungen darüber erfolgen, wie lange und in welchem Ausmaß diese stattfinden. Derzeit wird davon ausgegangen, dass es dabei zu einer Erwärmung kommt, welche die derzeitige Warmzeit verlängern würde. Eine genaue Angabe über die Dauer dieses Effekts ist ebenfalls nicht möglich. Langfristig wird aber davon ausgegangen, dass anthropogene Einflüsse endlich sind und sich die natürlichen Zyklen schließlich wieder einstellen.

Für die genauere Bewertung der (näheren) Klimaentwicklung in Süddeutschland könnte unter Verwendung eines modernen Klimamodells ein zukünftiger Verlauf berechnet werden, in den die Breitengradabhängigen Eingangsparameter und die lokalen Rahmenbedingungen eingehen. Auch Variationen der Entwicklung mit und ohne anthropogenen Einfluss könnten

dabei simuliert werden. Die so berechneten Klimaverläufe würden eine einheitliche Datengrundlage für die Modellierung von klimaabhängigen Prozessen darstellen.

6 Kaltzeitliche Entwicklungen

Im Kapitel „Kaltzeitliche Entwicklungen“ werden Prozesse betrachtet, die für eine Kaltzeit in Süddeutschland charakteristisch sind. Dabei werden die Zustände Permafrost, Vorlandvereisung sowie die mögliche Bildung von glazigenen Rinnen und glazigenen Deformationen erläutert.

Die untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen erstrecken sich auf Bereiche, die weiter südlich im Alpenvorland liegen und die in der Vergangenheit von einer Vorlandvereisung betroffen waren, und solche, die zu keiner Zeit unter Eisbedeckung lagen. Abb. 23 zeigt die Ausbreitungsgrenze der Gletschervorstöße der letzten Kaltzeiten im nordwestlichen Alpenvorland. So lag der Bodenseeraum während der verschiedenen Kaltzeiten mehrmals unter Eisbedeckung, während das östliche Baden-Württemberg an der Grenze zu Bayern entlang der Donau zu keiner Zeit von einer Vergletscherung erreicht wurde. Während des Hoßkirch- und des Riss-Komplexes reichen die aus dem Alpen kommenden Gletschervorstöße des Rheingletschers maximal bis über Sigmaringen und Biberach hinaus. Die Gletschervorstöße des Würm-Komplex haben eine geringere Ausbreitung.

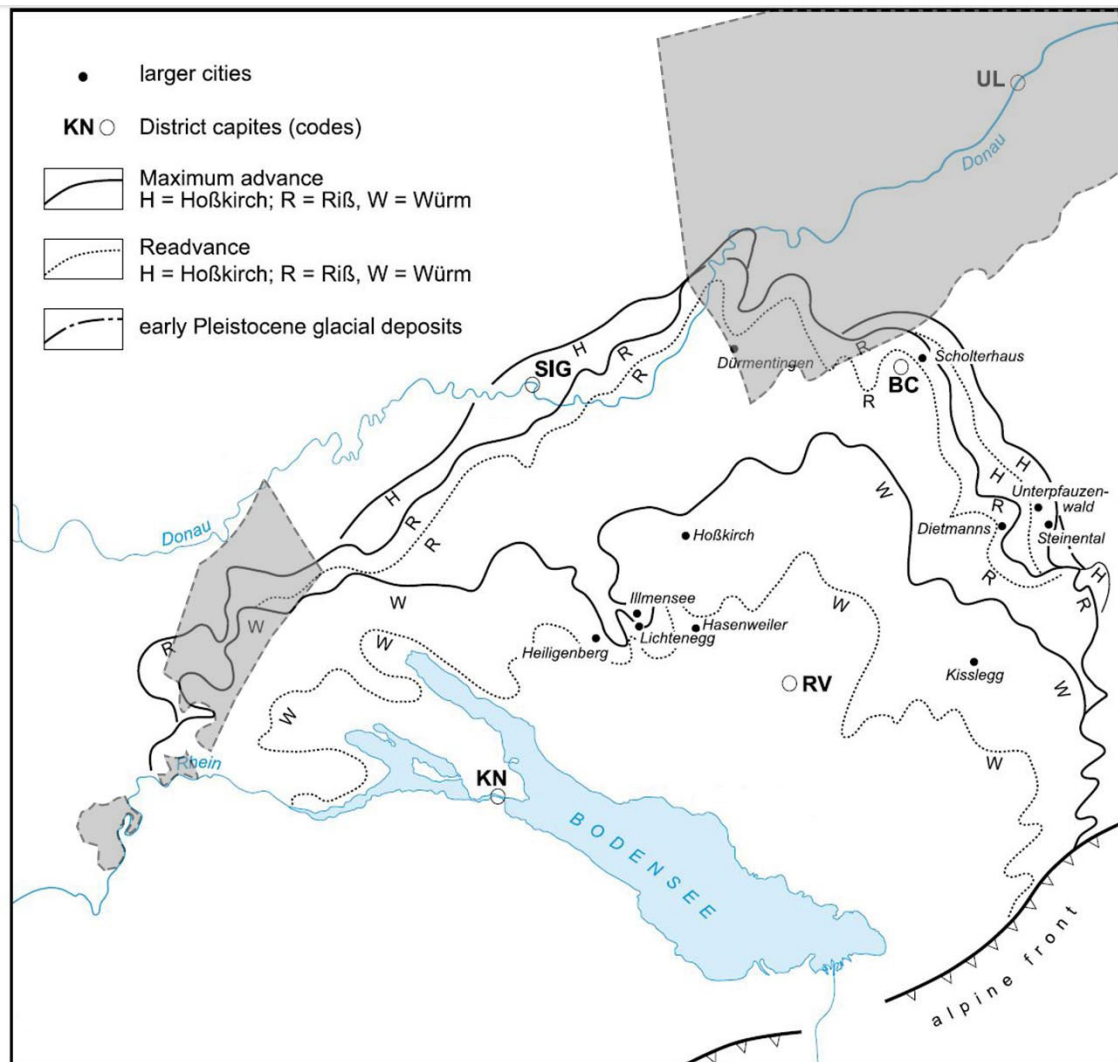


Abb. 23: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung während des Hoßkirch-, Riss-, und Würm-Komplex mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation (grau) in Süddeutschland (verändert nach ELLWANGER et al. 2011).

Durch Endmoränenzüge und Grundmoränenablagerungen sind die Gletschervorstöße gut dokumentiert. Heute sind die Ablagerungen der jüngsten Gletschervorstöße während des Würm-Komplex in ihrer faziellen und morphologischen Ausprägung noch am besten erhalten. Hieraus ergibt sich auch die Möglichkeit, den glazialen Doppelzyklus des Gletschervorstößes zu rekonstruieren. Der äußere Endmoränenwall entspricht dabei dem weitesten Vorstoß der letzten Kaltzeit. Diese wird global auf ca 20.000 Jahre datiert (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000).

Die drei Doppelzyklen der letzten Kaltzeiten hinterließen tief ausgeschürfte Becken, die von Gletschervorstoß zu Gletschervorstoß tiefer erodiert wurden und zur Entwicklung der landschaftlichen „Amphitheaterform“ in der Bodenseeregion geführt hat (siehe Kapitel 8.1).

6.1 *Permafrost*

Permafrost liegt im Untergrund, z. B. nach ELIAS (2007), dann vor wenn im dortigen Boden oder Gestein mindestens zwei Jahre lang Temperaturen unter 0° C herrschen. Abhängig von der Tiefenlage und den Druckverhältnissen ist der Untergrund dabei gefroren oder enthält Wasser, das die gleichen tiefen Temperaturen aufweist. Die Bildung von Eis im Boden oder Gestein hat große Auswirkungen auf die dort ablaufenden Prozesse, so dass nachfolgend auf den tatsächlich gefrorenen Anteil des Permafrostes eingegangen wird.

Seine Mächtigkeit wird außer durch die klimatischen Verhältnisse, wie der Dauer niedriger Temperaturen, der Zugehörigkeit zu ozeanischen oder kontinentalen Klimazonen, vom Salzgehalt des Grundwassers, dem geothermischen Wärmefluss, dem Vorhandensein von Oberflächengewässern sowie von der Art der Vegetation und der Sedimente bestimmt.

Aufgrund der unterschiedlichen Ausprägungen von Permafrost erfolgt eine Untergliederung in kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrost. Kontinuierlicher Permafrost ist durchgehend bis in große Tiefen gefroren und bildet sich während einer Kaltzeit innerhalb von etwa 40.000 bis 60.000 Jahren, wobei ein Abbau während Interglazialen zu diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost möglich ist (vgl. KELLER 1998; FRENCH 2008). Unter Gewässern kann kontinuierlicher Permafrost jedoch aufgetaute Bereiche aufweisen, die als Taliki (Abb. 24) bezeichnet werden. An den kontinuierlichen Permafrost schließt sich mit abnehmender geographischer Breite und mit steigenden Jahresmitteltemperaturen übergangslos die diskontinuierliche Permafrostzone an, in der die gefrorenen Bereiche isoliert vorliegen und der Anteil des ungefrorenen Bodens steigt. Mit weiter abnehmender geographischer Breite und steigenden Jahresmitteltemperaturen erfolgt der Übergang zur sporadischen Permafrostzone, in der gefrorene Bereiche nur lokal und saisonal bedingt vorliegen. Der Oberboden ist dort bereits im Frühsommer eisfrei, während der Unterboden erst im Hoch- und Spätsommer auftaut. In allen Zonen kann sich oberflächennah durch die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen über dem permanent gefrorenen Boden eine Auftauschicht ausbilden, die bis zu einigen Metern mächtig sein kann.

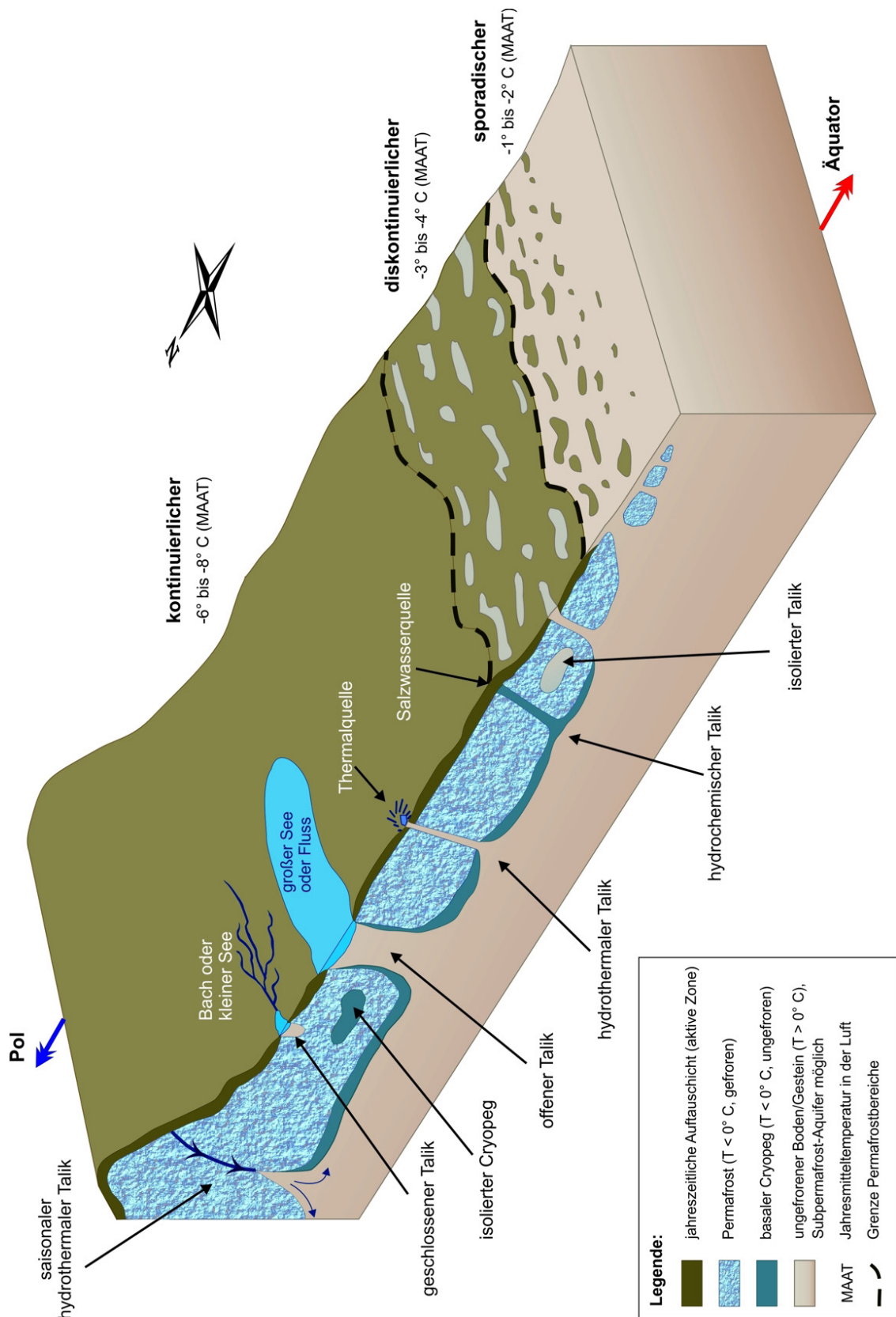


Abb. 24: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach GASCOYNE 2000 und KARTE 1979, in MRUGALLA 2011).

Indizien für das Auftreten von Permafrost im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteine sind für die jüngste Kaltzeit bekannt (Abb. 25). HABBE (1991) stellt die Beeinflussung von Permafrost an glazialen und glazifluvialen Ablagerungen aus der letzten Kaltzeit im Alpenvorland, des Würm-Komplex dar. Auch im angrenzenden schweizer Voralpenraum, dem Zürcher Weinland und dem österreichischem Alpenvorland sind Belege für Permafrost bekannt (z. B. BACHMANN-VÖGELIN 1966; FINK & MAJDAN 1954). Im Bereich des Bodensees liefern Eiskeilfüllungen in pleistozänen Schottern Hinweise auf Permafrost (SCHREINER 2000).

Verschiedene Autoren nehmen zwar eine kontinuierliche Permafrostausbreitung während des Würm-Komplex in Süddeutschland an, allerdings variiert in südlicher Richtung die Richtung der Ausbreitungsgrenze (HAEBERLI 2004; RENSSSEN & VANDENBERGHE 2003). Dem Aktualitätsprinzip folgend lässt sich ableiten, dass im nordwestlichen Alpenvorland in zukünftigen Kaltzeiten erneut Permafrost auftreten kann. Die Beobachtungen reichen allerdings nicht aus, um sichere Aussagen über die Intensität und Kontinuität der Permafrostausbreitung zu treffen. Entsprechend der Abfolge könnte sich zunächst ein sporadischer, dann ein diskontinuierlicher Permafrost und letztlich zum Hochglazial ein kontinuierlicher Permafrost ausbilden, wobei sandige Schichten im Allgemeinen schneller gefrieren als tonige. Einen Hinweis auf mögliche Permafrostausbreitungen liefert eine Modellierung von HAEBERLI (1984), in der das Ausmaß des Permafrosts im schweizer Alpenvorland dargestellt ist. Danach wird dort eine Permafrostmächtigkeit angenommen, die bis ungefähr 200 m Tiefe reicht. Aktuellere Modellierungen in Norddeutschland von DELISLE et al. (2003) und DELISLE et al. (2007) führen zu ähnlichen Werten der Permafrostmächtigkeit.

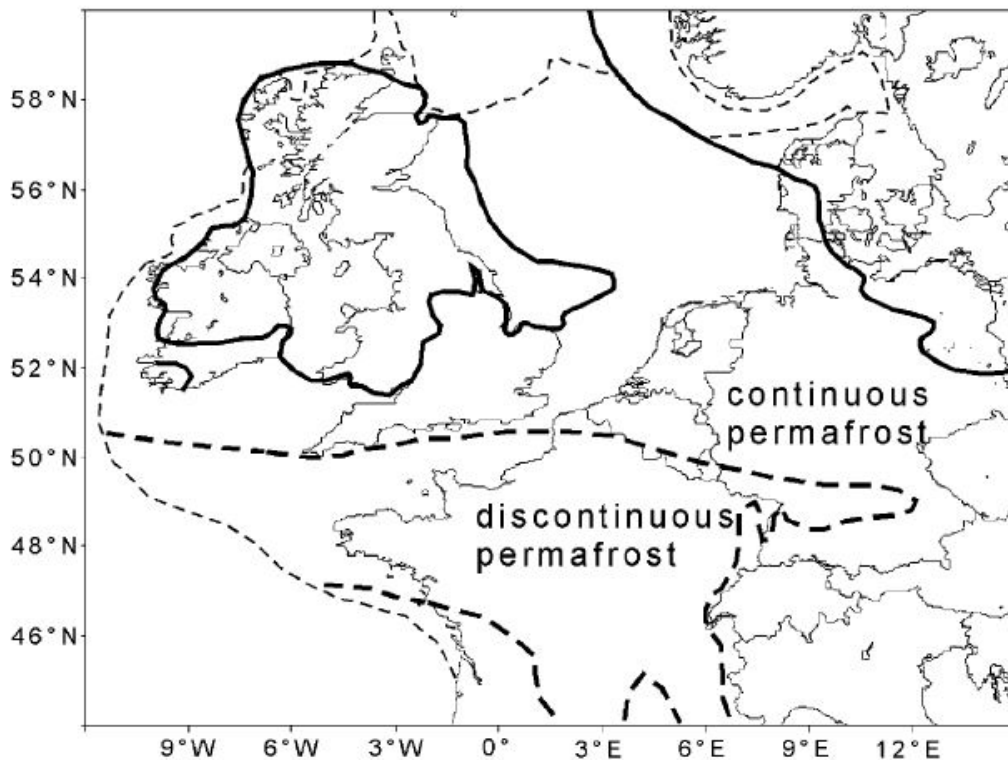


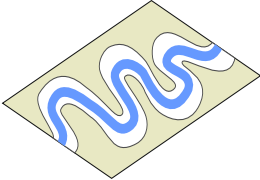
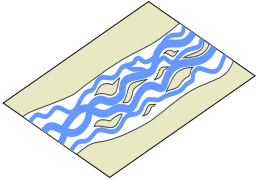
Abb. 25: Karte der Permafrostausbreitung in NW Europa für das letzte glaziale Maximum (RENSSEN & VANDENBERGHE 2003).

Mit der Ausbildung von Permafrost werden zahlreiche Prozesse beeinflusst. Intensiv ist die Einwirkung z. B. auf die hydrogeologischen Verhältnisse (s. a. Kapitel 10.3). Abhängig von den lokal herrschenden Grundwasserdruckverhältnissen kann auch bei kontinuierlichem Permafrost eine Grundwasserneubildung oder ein -austritt in bzw. aus tieferen Bereichen erfolgen, wenn es zur Ausbildung von Taliki kommt. Im nordwestlichen Alpenvorland wäre dies unterhalb größerer Flüsse, wie zum Beispiel der Donau und dem Rhein, möglich. Außerdem wäre auch das Fließen des Grundwassers nur innerhalb der oberflächennahen sommerlichen Auftauschicht und unterhalb der gefrorenen Zone des Permafrostes möglich. Die eingeschränkte Grundwasserströmung verlangsamt den Transport von gelösten Stoffen im Grundwasser. Der Grundwasserfluss in oberflächennahen Aquifersystemen des Nebengebirges könnte aufgrund des Gefrierens aber auch zum Erliegen kommen.

Der Chemismus der Wässer wird bei Permafrostbedingungen auch dadurch beeinflusst, dass sich durch das Gefrieren die im Grundwasser enthaltenen Minerale in bestimmten Zonen des Permafrostes anreichern (Cryopegs). Bei Cryopegs handelt es sich um Grundwasservorkommen, die aufgrund der hohen Mineralisation - oder des hohen Umgebungsdruckes - auch bei Temperaturen unter 0° C nicht gefrieren. An vorhandenen Taliki können dann im Standortmodellgebiet auch hochsalinare Wässer in Form von Salzwasser-Quellen zu Tage treten (chemische Taliki; vgl. GASCOYNE 2000).

Ob und wo sich in Zukunft im nordwestlichen Alpenvorland Taliki im Permafrost ausbilden, hängt auch mit der Entwicklung der Fließgewässer zusammen. In Permafrostgebieten werden rezent abhängig vom herrschenden Permafrosttyp, von der Fließenergie und dem damit verbundenen Sedimenttransport sowie von der Vegetation (KASSE et al. 2003; VANDENBERGHE 2003) Flussgrundrisse mit den Eigenschaften mäandrierend, braided river und anastomosierend beobachtet. Mäandrierende Flusstypen entstehen vor allem in permafrostfreien Phasen, wohingegen in Gebieten mit andauerndem Permafrost braided river und anastomosierende Typen dominieren. Unterscheidungsmerkmale der drei genannten Flusstypen sind nachfolgend in Tab. 3 zusammengestellt.

Tab. 3: Unterscheidungsmerkmale der Flusstypen mäandrierend, braided river und anastomosierend (nach BRIDGE & DEMICCO 2008; MIALI 1977 und VANDENBERGHE 2003 in MRUGALLA 2011).

Merkmal	Flusstyp		
	mäandrierend	braided river	anastomosierend
Verlaufsskizze			
Flusslauf	ein Flusslauf	mehrere Flussläufe, unsystematisch verlagernd	mehrere Flussläufe
Flussbett	ein Flussbett	ein Flussbett	mehrere Flussbetten, untereinander verbunden
Gefälle	mittel bis gering	unterschiedlich, überwiegend hoch	gering
Wasserführung	ganzjährig, jahreszeitlich schwankend, Uferwälle bei Hochwasser überflutet	auf Schneeschmelze konzentriert, dann mit starkem Hochwasser, stark schwankend	ganzjährig
Erosion	Seitenerosion überwiegt Tiefenerosion am Prallhang	schwach, Sedimentation überwiegt	schwach, Sedimentation überwiegt
Sediment	Kies und Sand	Sand und Kies	Sande und Schluffe
Sedimentation	am Gleithang, wenige Sedimentbänke im Flussbett	im Flussbett bei Niedrigwasser, oft Sedimentbänke	starke Akkumulation im Uferwall- und Auenbereich, z. T. Sumpfe und Moore bildend
Schichtung	Schrägschichtung am Gleithang	horizontal	horizontal
Sortierung der Sedimente	nach oben hin abnehmende Korngröße (Hangbereich)	unsortiert	unsortiert
Uferbereich	Uferwälle	flächige Schotterterrassenbildung	ausgeprägte Uferwälle und Auen

Über die Bildung der unterschiedlichen Flusstypen zu verschiedenen Stadien der Kaltzeit wirkt sich der Permafrost auch indirekt auf die hydrogeologischen Verhältnisse aus. Abhängig von der Breite, der Tiefe und der Andauer der Wasserführung bilden sich unter den Flüssen offene Talike, über die Oberflächenwasser in das Aquifersystem zutritt oder Grundwasser aus diesem austritt. Außerdem wird auch die Topographie in Permafrostzeiten auf typische Weise, z. B. durch Solifluktion, beeinflusst. Die Schichtabfolge des Nebengebirges wird durch den Permafrost nur geringfügig verändert, da es durch die angenommene Erosionsleistung kaum zur großräumiger Abtragung und Ablagerung von Sedimenten im nordwestlichen Alpenvorland kommen kann. Lediglich die oberflächennahen Schichten werden umgestaltet, indem Erhebungen abgetragen und deren Erosionsmassen in den Tälern abgelagert werden. Lokal sind auch stärkere Veränderungen durch Bildung periglazialer Formen, wie Pingos, etc. möglich, die nach einer Kaltzeit jedoch zurückgebildet werden. Bis zu einer erneuten Überfahung durch einen Gletscher kann daher davon ausgegangen werden, dass die Gliederung von Höhen- und Tallagen sowie der oberflächennahe Wasserabfluss in gleicher Weise bestehen bleiben. Die größten Flüsse Donau und Rhein werden demnach weiterhin als Vorfluter dienen und die Oberflächenwässer ins Schwarze Meer bzw. in die Nordsee abführen. Somit bleiben auch die Oberflächenwasserscheiden und der generelle Trend der immer weiter fortschreitenden Verschiebung der Rhein-Donau-Wasserscheide zugunsten des Rheins, im Wesentlichen erhalten.

Veränderungen des Nebengebirges werden neben der Abtragung von Sedimenten durch die abkühlungsbedingte Kontraktion des Gebirges hervorgerufen. Diese Kontraktion entsteht neben der kältebedingten Volumenabnahme hauptsächlich dadurch, dass den Lockersedimenten unter diesen klimatischen Bedingungen Wasser entzogen wird. Als Folge bilden sich Risse im Untergrund, die bei jahreszeitlich auftretendem, oberflächlich eindringendem Schmelzwasser in Form von Eiskeilen weiter aufgeweitet und vertieft werden (Abb. 26).



Abb. 26: Angeschnittener Eiskeil in rezentem Permafrost auf Bunge Land, Neusibirische Inseln (MRUGALLA 2011).

Dabei kommt es durch den Frost-/Tau-Wechsel in der aktiven Zone des Permafrosts zu einer Größensortierung der Lockersedimente. An der Oberfläche treten dann Steinringe oder -netze auf. Rezent auf Spitzbergen entstandene Steinringe sind in Abb. 27 zu sehen. Eine starke Abkühlung kann auch tiefere Gebirgsbereiche erreichen und dort Auswirkungen haben (vgl. GRASSMANN et al. 2010). Abgebaut wird der Permafrost nach einer Kaltzeit, wenn erneut eine Warmzeit beginnt, die mit steigenden Temperaturen zu einer langsamen Erwärmung des Untergrundes führt. Dies geschieht auch nach einer intensiven Kaltzeit mit einer vollständigen Vereisung des Untergrundes. Die isolierende Wirkung des Gletschereises und der erhöhte Auflastdruck bewirken das Abschmelzen des Permafrosts im Untergrund.

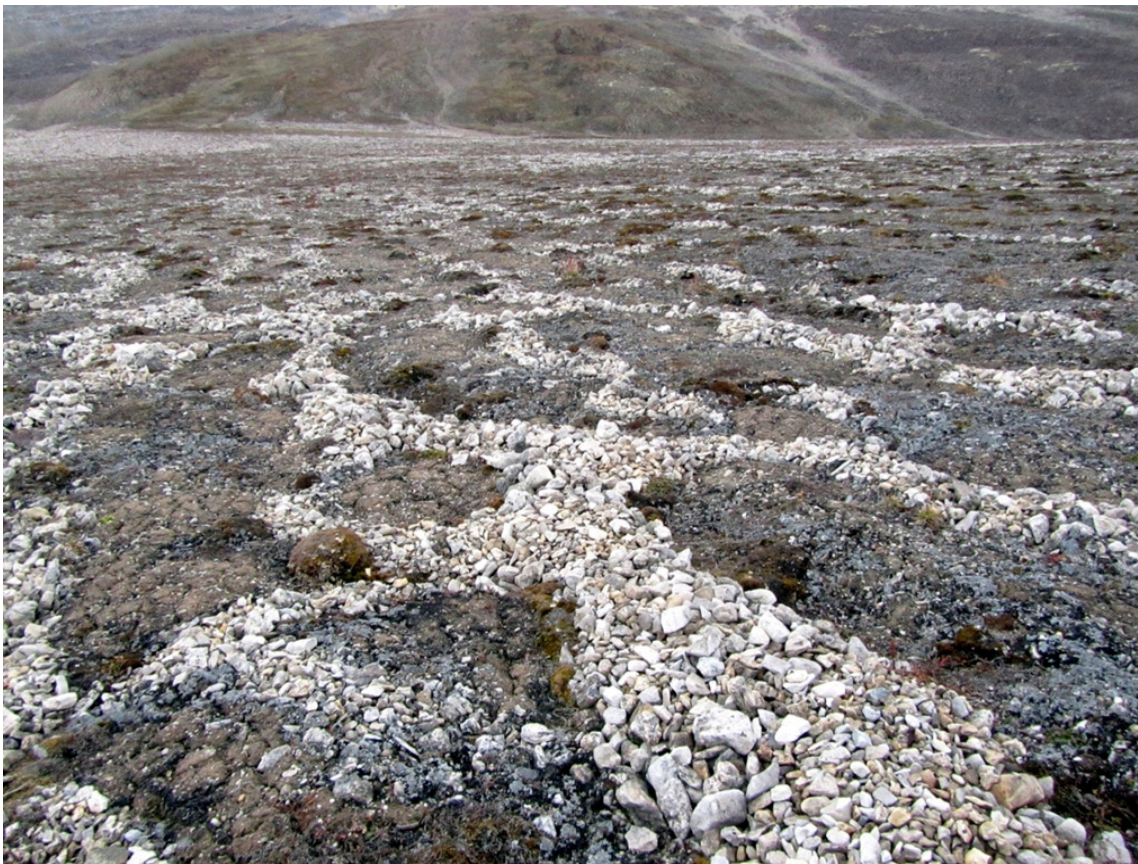


Abb. 27: Steinringe in rezentem Permafrost auf Spitzbergen (MRUGALLA 2011).

6.2 *Zukünftige Permafrostentwicklung*

Entsprechend dem z. B. in FORSSTRÖM (1999) prognostizierten Klimaverlauf (vgl. Kapitel 5.1) können ab ca. 10.000 Jahren nach heute mit Beginn einer neuen Kaltzeit Verhältnisse herrschen, die mit der Bildung von Permafrost einhergehen. Ein kontinuierlicher Permafrost könnte sich dementsprechend zum jeweiligen Hochglazial hin entwickeln. Wird der klimatischen Entwicklung ein anthropogener Einfluss durch höhere CO₂-Konzentrationen zu Grunde gelegt, stellen sich diese Verhältnisse entsprechend später ein. Vergleichbare klimatische Verhältnisse könnten zukünftig zu ähnlichen Eindringtiefen des Permafrosts wie in der Vergangenheit führen.

Der sich einstellende Permafrost wird die zuvor beschriebenen geologischen Veränderungen an den oberflächennahen Deckgebirgsschichten bewirken. Angaben zu Quantität, Qualität oder Zeitlichkeit der durch Permafrost verursachten Veränderungen sind jedoch nicht möglich. Ebenfalls ungewiss ist das Ausmaß eines zukünftigen Permafrosts oder seine Eindringtiefe, da die Auswirkungen stark von der zukünftigen Klimaentwicklung abhängig sind.

6.3 Vorlandvereisung

Dringt das Gletschereis im Gefolge einer neuen Kaltzeit in weite Teile des Alpenvorlandes vor, wird diese Situation im Rahmen der geowissenschaftlichen Langzeitprognose unter der Bezeichnung „Vorlandvereisung“ zusammenfassend beschrieben. Im Zusammenhang mit einer Gletscherüberdeckung kommt es zu typischen Auswirkungen wie auflastbedingten Veränderungen im Untergrund, glazialtektonisch bedingten Störungen, erhöhte Erosionsleistungen z. B. in Form von Gletscherschurf und der Rückbildung des Permafrostes unter der Eisbedeckung. Im Randbereich einer Vorlandvereisung wären auch Endmoränenwälle und der Ausgleich eines vorhandenen Reliefs zu unterstellen. Die Veränderungen der Oberflächenform können sich entweder durch Einebnung von Hochlagen bei einem zwischenzeitlichen Gletschervorrücken (Exaration) oder durch die Zuschüttung von Depressionen durch Gletscherschuttmassen ergeben.

Nach ELLWANGER et al. (2011) lag zur Zeit des Hoßkirch-Komplexes die bisher größte Eisausdehnung vor, bei der eine Eisüberdeckung in der Bodenseeregion durch den Rheingletscher erreicht wurde. Dabei war der Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation westlich des Bodensees von einer Vorlandvereisung betroffen.

Weiterhin unklar ist die genaue Abfolge von Gletschervorstößen, die innerhalb einer Kaltzeit entsteht. Einerseits drang nicht bei jeder Kaltzeit eine Vorlandvereisung ins Alpenvorland vor, andererseits kann eine Kaltzeitphase aus mehreren größeren Gletschervorstößen bestehen (NAGRA 2002b). Auch ist die Ausprägung der Vereisung im Wesentlichen von den klimatischen Verhältnissen abhängig. Ist das Klima trocken und kalt, fließen Gletscher langsam und besitzen weniger Eismasse. Generell zeigen die Daten, die für die letzte Kaltzeit vorliegen, dass auf der Nordseite der Alpen trockenes und kaltes Klima herrschte. Auf der Südseite der Alpen war das Klima feuchter (HAEBERLI 2004). Aber auch parallel zu den Alpen gab es klimatische Unterschiede. So zeigt eine Abbildung der Eismächtigkeiten der Gletscher im Alpenvorland, dass es schon in der West-Ost Ausdehnung wesentliche Unterschiede gibt, die auf die unterschiedliche alpine Gebirgstopographie, das Klima, bzw. die Niederschlagsverteilung zurückzuführen sind (DEUQUA 2011). Im schweizerischen Alpenvorland erreichten die Gletscher weitaus höhere Mächtigkeiten als im österreichischen Alpenvorland (Abb. 28).

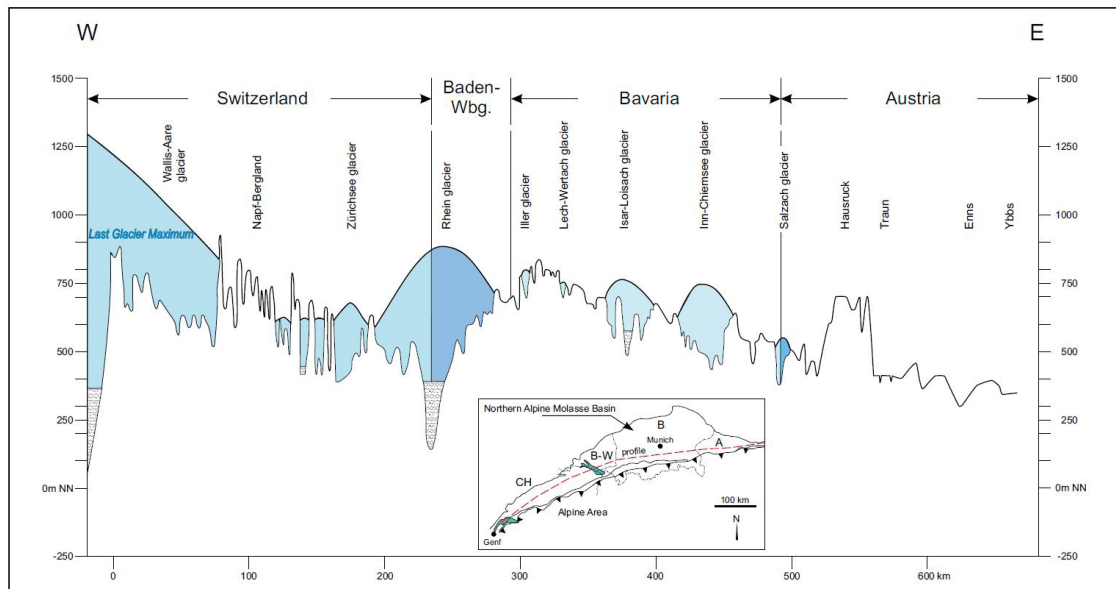


Abb. 28: Eismächtigkeiten und Schnitt durch die GÖETSCHER im Alpenvorland zur Zeit ihrer letzten Maximalverbreitung (DEUQUA 2011).

Die alpine Vergletscherung erreichte im letzten Kaltzeitmaximum eine Eisdicke von 1.500 – 1.800 m, die im Vergleich zu den maximalen Eismächtigkeiten des Skandinavischen Eisschildes von 2.500 – 3.000 m weitaus geringer ausfällt (KELLER & KRAYS 1993). Die Rekonstruktion des würmkaltzeitlichen Rheingletschers basiert bei KELLER & KRAYS (1993) auf Landmarken in den Alpen, welche die Eismächtigkeit zu den verschiedenen Kaltzeiten anzeigen. Die Eisfläche und Geometrie des Eiskörpers wurde mit Hilfe eines Massenbilanzmodells rekonstruiert (Abb. 29). Für die mittlere Eismächtigkeit des würmkaltzeitlichen Rheingletschers wurden 350 – 400 m ermittelt. (KELLER & KRAYS 1993). Es wird außerdem angenommen, dass diese Gebiete jeweils nur wenige Tausend Jahre von einer Eisbedeckung betroffen waren (NAGRA 2002b).



Abb. 29: Modell des würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstandes mit Eisausbreitung und Isohypsen der Eisoberfläche (in WAGNER 1998, nach KELLER & KRAYSS 1993).

Weitere Studien über Eismächtigkeiten im Alpenvorland liegen aus der Schweiz vor (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000; KELLY et al. 2004). Im Schweizer Mittelland, das sich wie der Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen westlich des Bodensees im Randbereich des ehemaligen Rheingletschers befindet, liegen die mittleren Eismächtigkeiten der würmeiszeitlichen Vergletscherung bei 200 m und während des maximalen Eisvorstoßes bis zu ca. 400 m (NAGRA 2002a). Aufgrund von Massenbilanzstudien und unter Berücksichtigung des Eisfließgesetzes sind detailliertere Analysen möglich. Eine GIS-basierte Rekonstruktion der Eismächtigkeiten des Rheingletschers liegt z. B. von BENZ (2003) vor. Grundlage dieser Rekonstruktion sind die Arbeiten von KELLER (1994); KELLER & KRAYSS (1993).

6.4 **Zukünftige Vorlandvereisungen**

Laut der Prognose von FORSSTRÖM (1999) wird die nächste Kaltzeit nur die Intensität des Würm-Komplex und damit keine Ausprägung wie die älteren Kaltzeiten erreichen. Demnach wäre eine weit ins Alpenvorland vorstoßende Vergletscherung frühestens ab der übernächsten Kaltzeit möglich. In der nächsten Kaltzeit wäre analog zum Würm-Komplex die Bodenseeregion und damit nur ein Teil der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen von einer Eisbedeckung betroffen. Die mittlere Eismächtigkeit einer zukünftigen Vorlandvereisung würde eine vergleichbare Mächtigkeit mit dem würmeiszeitlichen Rheingletscher aufweisen.

Eine Erhöhung der Auflast durch das Gletschereis kann Auswirkungen auf den Untergrund haben, so würden z. B. oberflächennahe Sedimente kompaktiert werden. Ebenso ist es grundsätzlich möglich, dass bei ausreichender Eismächtigkeit die Ab- und Aufwärtsbewegungen des Untergrundes durch Eisauflast und Eisabbau das Spannungsfeld lokal so beeinflussen, dass es zu Erdbeben kommt (Kapitel 7.5). Ein weiterer Effekt, der unter anderem auf den Auflastdruck des Gletschereises zurückzuführen ist, ist der Schmelzwasserfilm an der Basis des Gletschers, der das Fließen und somit die Bewegung des Gletschers im flachen Vorland unterstützt. Mit zunehmender Eismächtigkeit und steigendem Druck an der Basis sinkt die Gefriertemperatur des Wassers, so dass sich auch bei Minusgraden ein Schmelzwasserfilm bilden kann auf dem das Gletschereis gleitet. Ähnlich wie der Schmelzwasserfilm wirken auch Oberflächengewässer wie z. B. Seen bewegungsfördernd.

Unterhalb des Gletschers, der auch als thermische Isolationsschicht fungiert, kann sich der Permafrost zurückbilden, wenn der geothermische Gradient hoch genug ist oder die Gletschermächtigkeit den Druck im Untergrund ausreichend erhöht. In den eisfreien Sedimenten unter dem Gletscher kann sich ein Aquifersystem ausbilden, in dem Fließrichtungen und -geschwindigkeiten vorherrschen, die von denen abweichen, die vor der Eisüberdeckung existierten. Ein mögliches Resultat einer Vorlandvereisung ist auch die Entstehung glazialtektonisch bedingter Störungen.

Im Zusammenhang mit den kaltzeitlichen Vorgängen erfolgt auch eine intensive Umgestaltung der Topographie. Im Zuge der Gletscherüberfahrung kommt es zunächst zu einem Ausgleich des Reliefs z. B. durch das Auffüllen von Tälern mit Vorschüttsedimenten oder durch die Einebnung von Hochlagen, die zunächst durch Exaration und im weiteren Verlauf durch Detersion verursacht wird. Bei der Exaration kommt es im Bereich der Gletscherstirn zu Ausschürfungen und Auffaltungen der oberflächennahen Sedimente. Bei einer Gletscherüberfahrung wirken unterhalb des Gletschers schleifende, kratzende und schrammende Tätigkeiten, die mit dem Begriff Detersion beschrieben werden (ZEPF 2008).

Eine Spezialform der kaltzeitlichen Erosion ist die Ausbildung von glazigenen Rinnen, die im Kapitel 6.5 näher erläutert wird.

Die Umgestaltung der Topographie hätte zur Folge, dass sich auch die Raumlage der Vorfluter im Vergleich zu heute verändert. Im Bereich einer Gletscherrandlage würden sich Grundwasserneubildungsgebiete und Wasserscheiden entsprechend der Umgestaltung der Topographie verlagern (s. a. Kapitel 10.1). Grundwasserneubildungsgebiete sind dann im Gletschervorfeld in der jahreszeitlich bedingten Auftauzone des Permafrostes ausgebildet (s. Kapitel 6.1). Diese Verlagerung überträgt sich auch auf den hydraulischen Gradienten und die Grundwasserfließrichtung, die auf die jeweiligen Vorfluter, Rhein oder Donau, sofern diese ähnlich einer heutigen Form erhalten bleiben, gerichtet sein wird. Außerdem fließen im Vorfeld des Gletschers die Schmelzwässer ab, die je nach Sedimentfracht, zu einer erhöhten Sedimentation oder zu einer verstärkten Erosion führen können. Ebenso ist die Bildung von Schmelzwasserseen über undurchlässigem Permafrost möglich. Diese können, wenn sie länger bestehen bleiben, zur Entstehung von Taliki unter den Seen führen. Abb. 30 gibt einen Überblick über mögliche Landschaftsformen und Veränderungen im direkten Vorfeld eines Flachlandgletschers. Dargestellt sind die Zustände in Gletscherrandlage (1), beim Rückzug des Gletschers (2) und die Landschaftsformen nach dem endgültigen Abschmelzen der Eismassen (3).

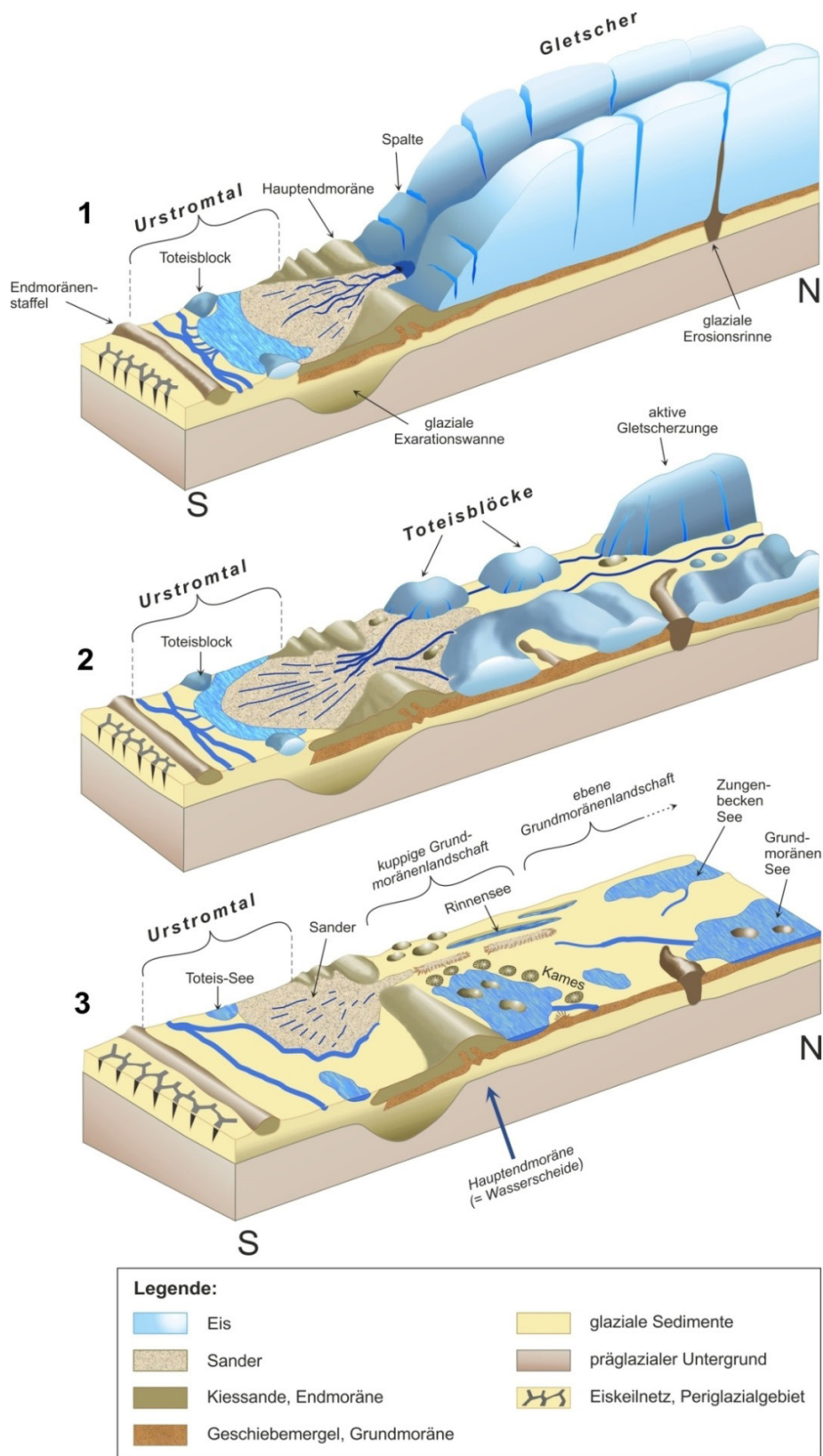


Abb. 30: Typische Landschaftselemente bei bestimmten Eisrandlagen im Vorfeld eines Flachlandgletschers (geändert nach KOPPE 2009 in MRUGALLA 2011). Das dargestellte Schema zeigt eine Situation im Flachland, ist aber auf eine Situation im Alpenvorland übertragbar.

Mit dem erneuten Übergang in eine Warmzeit erfolgt ein Rückzug des Gletschers und ein Abbau des Permafrostes und als Folge eine Änderung der Topographie im Alpenvorland. Im Vergleich zur heutigen Situation werden sich geänderte Wasserscheiden und Grundwasserneubildungsgebiete entwickeln. In den abgetauten und neu abgelagerten Lockersedimenten bilden sich entsprechend der hydraulischen Eigenschaften der Schichten wieder Aquifere aus. Der während der Kaltzeit durch die Zusammensetzung der Schmelzwässer geprägte Grundwasserchemismus ändert sich durch die Einstellung eines chemischen Gleichgewichtszustands zwischen Wasserinhaltsstoffen und den nachkaltzeitlichen gebildeten Sedimenten.

Die zuvor beschriebenen Auswirkungen bei einer angenommenen Vorlandvereisung gelten für die nächste Kaltzeit, welche die heutigen Gegebenheiten im Alpenvorland als Ausgangssituation vorfindet. Für spätere Vorlandvereisungen können keine genauen Aussagen getroffen werden, da bis zu diesem Zeitpunkt sowohl die Topographie als auch das Nebengebirge andere Rahmenbedingungen aufweisen werden. Wie bei anderen klimaabhängigen Prozessen ist die zeitliche Prognose des Eintretens einer Vorlandvereisung ungewiss, da nicht genau vorhergesagt werden kann, wann sich eine Kaltzeit mit ausreichender Intensität entwickelt. Auch die Prognose, dass die nächste Kaltzeit nur mit einer Intensität vom Typ der Würm-Kaltzeit eingeschätzt wird, beruht auf Klimamodellen, in denen Prozessungewissheiten enthalten sind. Darüber hinaus sind die Ausprägungen einer vollständigen Vorlandvereisung so vielfältig, dass eine genaue Abschätzung der Auswirkungen nicht möglich ist. Letztlich bedeutet das, dass von den ca. zehn zu erwartenden Kaltzeiten mehrere das Potenzial haben könnten, eine Vorlandvereisung im Alpenvorland hervorzurufen. Dann wären auch alle mit einer Vorlandvereisung einhergehenden Auswirkungen, die in der Vergangenheit stattfanden, erneut möglich. Bereiche, die näher an den Alpen liegen und in der Vergangenheit von einer Vergletscherung betroffen waren, können wieder von einer Vorlandvereisung betroffen sein. Gebiete, die weiter von den Alpen entfernt sind und in der Vergangenheit nicht eisbedeckt waren, werden auch in Zukunft eisfrei bleiben. Eine genauere Bewertung der kaltzeitlichen Auswirkungen kann daher nur lokal anhand der dort vorhandenen Gegebenheiten erfolgen.

6.5 *Glazigene Rinnen*

Unter dem Begriff „Glazigene Rinnen“ werden zwei verschiedene Rinnenarten zusammengefasst. Dabei handelt es sich einerseits um Erosionsformen, die durch oberflächigen Schmelzwasserabfluss entstehen und andererseits um Rinnen, die unterhalb (subglazial) des Gletschers gebildet werden. Letztere erreichten in der Vergangenheit z. T. große Tiefen und werden deshalb in diesem Kapitel detaillierter betrachtet.

Im Bereich des Alpenvorlandes sind die Rinnen typischerweise als Zungenbecken ausgeprägt, befinden sich also im Bereich ehemaliger Gletscherzungen und sind oft von Endmoränen umrahmt. Statt des Begriffes „Glazigener Rinne“ ist für Süddeutschland daher der Begriff übertiefte Glazialbecken treffender.

Insgesamt sind übertiefte Glazialbecken innerhalb von Gebieten verbreitet, die zur jeweiligen Kaltzeit unter Eisbedeckung lagen (SCHREINER 1992). Abb. 31. liefert einen Überblick über die Verteilung von übertieften Glazialbecken im gesamten Alpenraum.

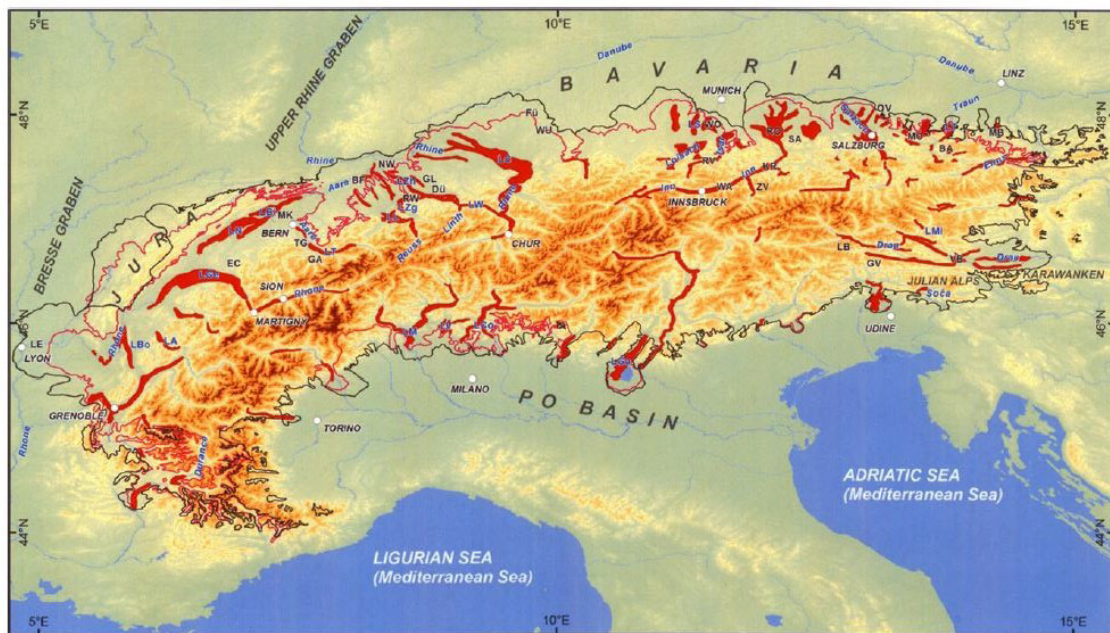


Abb. 31: Reliefkarte der Alpen mit den wichtigsten übertieften Glazialbecken (rote Flächen). Die schwarze Linie zeigt das Limit der maximalen Eisausbreitung im Pleistozän, die rote Linie das Limit des letzten Eisvorstoßes (PREUSSER et al. 2011).

Für den süddeutschen Raum stellt der ehemalige Rheingletscher das wichtigste glaziale Element dar, mit dem bedeutsame Umgestaltungen der Landschaft verbunden sind. Dabei bildet das Bodenseebecken eine Art Stammbecken, von dem langgestreckte Zweigbecken ausgehen, die von Endmoränenablagerungen umrahmt sind (Abb. 32). Jüngere Becken liegen teilweise seitlich versetzt außerhalb oder eingeschachtelt innerhalb der älteren Becken (GEYER et al. 2011). Seit Ablagerung der älteren Deckenschotter wurde das Bodenseebecken am westlichen Rand durch das Zusammenspiel von fluviatiler und glazialer Erosion über 700 m eingetieft.

Die starke fluviatile Eintiefung im Hochrhein-Bodenseegebiet ist vor allem auf die Umlenkung des Alpenrheins nach Westen zur Aare und zum Oberrhein zurückzuführen, da die neue Erosionsbasis (Rheinebene) 200 bis 300 m tiefer lag als die der Donau (SCHREINER 2000).

Darüber hinaus wird die erosive Wirkung des Alpenrheins vom Abflussverhalten während der Kaltzeiten verstärkt (SCHREINER 2000). Dabei macht die fluviatile Erosion des Alpenrheins mit etwa 350 m die Hälfte der Gesamteintiefung aus. Die Umlenkung ist Teil der sich verschiebenden Wasserscheide zu Gunsten des Rheins (siehe Kapitel 8.1.3).

Eine detaillierte Beschreibung der Entwicklung der übertieften Glazialbecken liefern ELLWANGER et al. (2011). Dort wird zwischen drei Generationen von Beckenbildungen, deren mächtige Sedimentfüllungen zur Datierung herangezogen werden konnten, unterschieden. Die Generationen lassen sich durch die Ablagerungen der Dietmanns-, Illmensee-, und Hasenweiler-Formation unterscheiden, die jeweils aus mehreren Einheiten von glazialen, fluvialen und lakustrinen Sedimenten bestehen (siehe Kapitel 8.1.1, Abb. 39). Dazwischen gibt es Belege für zwei Warmzeiten, das Holstein- und das Eem-Interglazial.

Eine erste glaziale Übertiefung tritt mit der Dietmanns-Formation auf. Im Bereich des Bodenseegebietes entstehen radial ausgerichtete Zweigbecken, die vergleichbar zum Waldburg-Wurzach-Becken oder dem Tannwald-Becken sind, das 200 m Tiefe erreicht. Hinweise auf ein Stammbecken wie das heutige Bodenseebecken gibt es nicht. Die Sedimente enthalten Belege für zwei Eisvorstöße. Mit der Illmensee-Formation entstehen eine weitere Generation von Glazialbecken und zwei Stammbecken, das eine im Bereich des alpinen Rheintals, das andere im westlichen Bodenseegebiet. Auch hier sind Belege für zwei Eisvorstöße enthalten. Die Hasenweiler-Formation bildet die Sedimentfüllung der dritten Generation von Becken. Die Ausrichtung der Zweigbecken ist zwar immer noch radial vom Hauptbecken ausgehend, aber die Hauptausrichtung ändert sich in Richtung Westen.

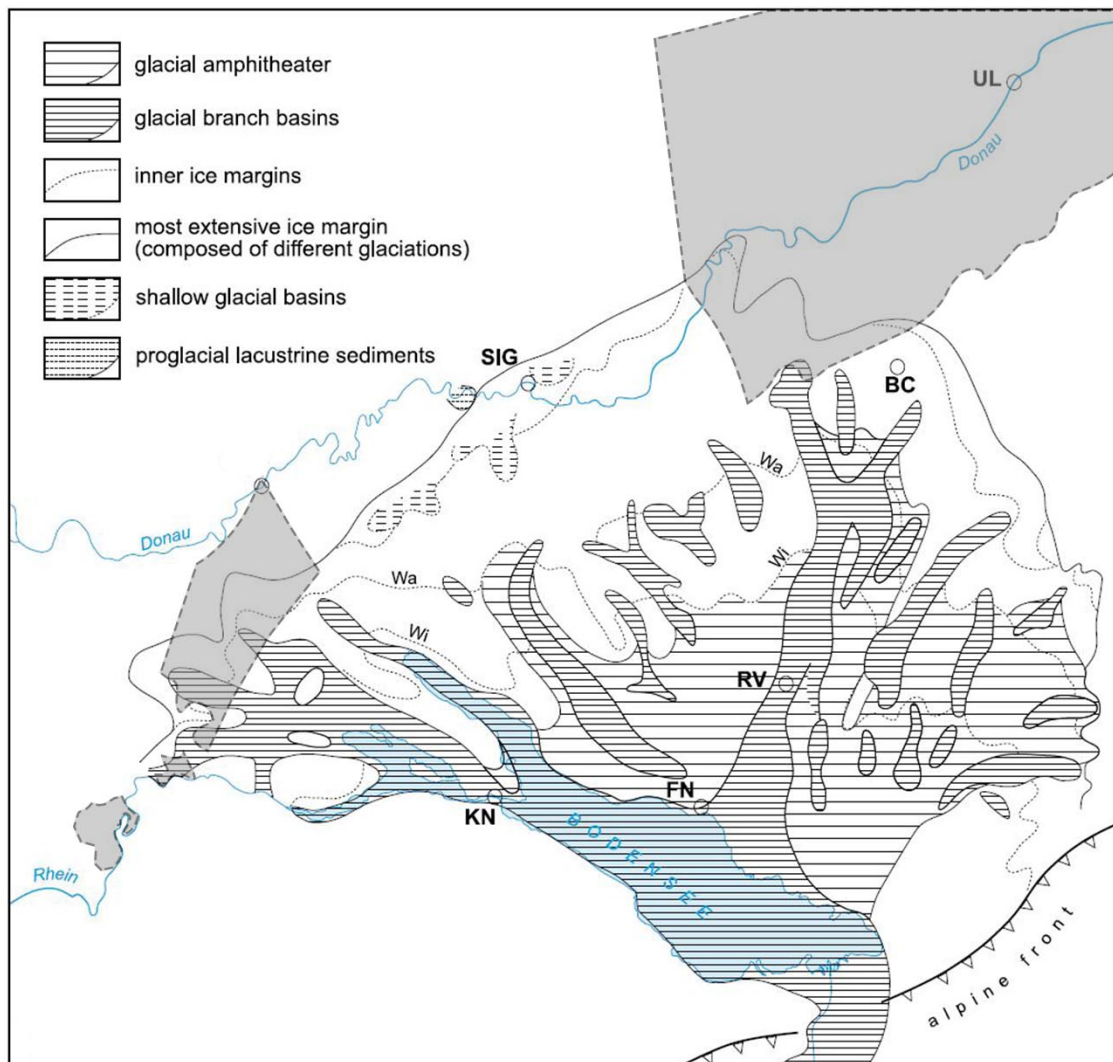


Abb. 32: Beckenverteilung und der sich aus mehreren Eisvorstößen ergebenden maximalen Eisbedeckung mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (grau) in Süddeutschland (verändert nach ELLWANGER et al. 2011).

Die Ausrichtungsänderung der jüngeren Becken ist auf die Reorientierung des Alpenrheins von der Donau zum Rhein zurückzuführen. Die Annahme, der Bodensee sei durch einen tektonischen Einbruch entstanden, konnte widerlegt werden, da die am Rand des Beckens vermuteten Verwerfungen nicht existieren (SCHREINER 2000). Allerdings bestimmen die parallel zum Bodensee verlaufenden herzynischen Störungen die Ausrichtung des Beckens durch die Einregelung von Fließgewässern während des Pleistozän und der nachfolgenden Gletschervorstöße (SCHREINER 2000). Ursache der Einregelung der Fließgewässer und nachfolgende Gletschervorstöße sind pleistozäne Absenkungen an älteren tektonischen Verwerfungen, die zu Nachsenkungen um einige 10er Meter geführt haben und so den weiteren Verlauf der Fließgewässer in Richtung NW-SE bestimmen. Die Ausrichtung der jüngeren Becken orientiert sich dadurch in Richtung Hochrhein. Sollte diese Orientierung

auch für die Anlage zukünftiger Becken bestimmend sein, werden sich erneute Eisvorstöße des Rheingletschers bevorzugt zum Hochrhein-Gebiet hin bewegen (ELLWANGER et al. 2011).

Untersuchungen zur Rinnengenese im Alpenvorland liegen von HABBE (1996a) bzw. HABBE (1996b) vor und behandeln den Bewegungsmechanismus von Vorlandgletschern im nördlichen Molassebecken, von dem die glaziale Erosion und Übertiefung abhängig sind. Neuere Arbeiten über die Bildung von übertieften Glazialbecken im Alpenvorland und Alpenraum sind in FIEBIG et al. (2010) genannt. In PREUSSER et al. (2010) werden die Verteilung und die Geometrie von übertieften Glazialbecken zusammengefasst und mögliche Prozesse erläutert. Innerhalb der Alpen stehen tiefe, glazial ausgeschürfte Täler oft in Verbindung mit tektonischen Strukturen und dadurch bedingtem leichter erodierbarem Gesteinsmaterial. Häufig liegen die tiefsten Täler im Bereich des Zusammenflusses verschiedener Gletscher. Die länglichen Becken und Rinnen sind in der Fließrichtung der Gletscherströme wie zum Beispiel der des Ammersees oder des Bodensee-Stammbeckens orientiert und befinden sich innerhalb eines leicht erodierbaren Untergrundes (Molassebecken). Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen wurden Beckenstrukturen von über 300 m Mächtigkeit gefunden (PLUM et al. 2008).

Weitere Veröffentlichungen, welche die Vorkommen von glazialer Übertiefung in der Schweiz oder in Österreich behandeln, sind z. B. NAGRA (2002a); JORDAN (2010); STUCKI et al. (2010); BRÜCKL et al. (2010); ANSELMETTI et al. (2010); REITNER et al. (2010) und PREUSSER et al. (2011). Die genauen Entstehungsprozesse sowie Herkunft und Alter der glazialen Übertiefung im Alpenvorland sind jedoch weiterhin unklar (PREUSSER et al. 2010). Ungewissheiten gibt es bei der Bewertung der Erosionsgeschwindigkeit und dem Alter der Ausschürfung der Glazialbecken. Auch über die Rolle der Schmelzwassermenge bzw. des Schmelzwasserdrucks bei der glazialen Übertiefung kann keine exakte Aussage getroffen werden (PREUSSER et al. 2010).

Untersuchungen der Becken mit geophysikalischen Methoden und Bohrungen zeigen, dass die unterschiedlichen Generationen von ausgeschürften Tälern und Becken oft das Resultat von mehr als einem glazialen Zyklus sind (FIEBIG et al. 2011). Folgender Querschnitt eines Glazialbeckens des Rheingletschers verdeutlicht das Prinzip der mehrphasigen Entstehung (Abb. 33).

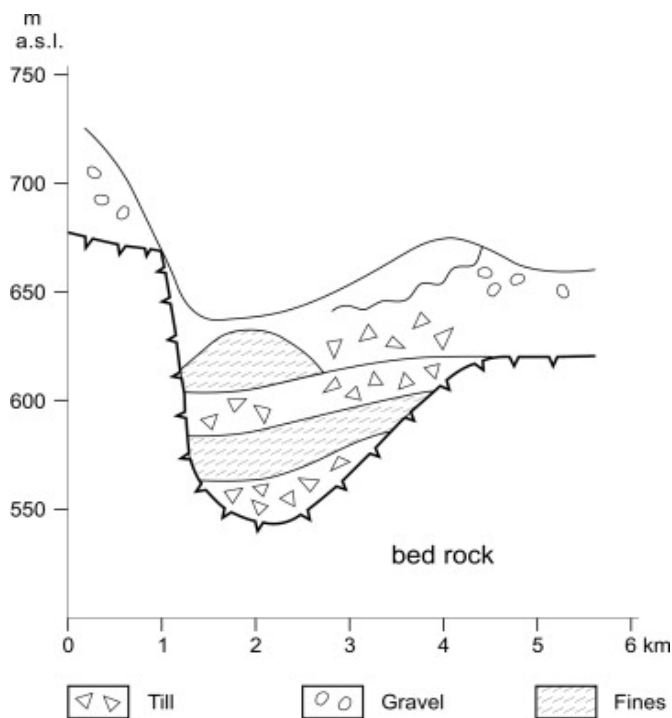


Abb. 33: Querschnitt durch ein Glazialbecken des Rheingletschers mit mindestens mehreren glazialen und interglazialen Periode (FIEBIG et al. 2011). Höhenangaben in m über dem Meeresspiegel (m a.s.l.).

Des Weiteren wird davon ausgegangen, dass schon bestehende Täler vom Eisstrom bevorzugt werden und somit begünstigte Bereiche für die Entstehung der glazialen Übertiefung darstellen. Ebenfalls können bestehende Seen einen permafrostfreien Bereich ermöglichen, der leichter auszuschürfen ist (NAGRA 2002b). Je tiefer die schon vorhandenen übertieften Glazialbecken sind, desto eher folgen die Gletschervorstöße diesen Vorprägungen. Mit dem Rückzug der Gletscher aus dem Alpenvorland bildeten die ausgeschürften Becken ausgedehnte Seen, die zum Teil heute noch bestehen (u. a. Bodensee, Ammersee, Chiemsee) (JERZ 1984).

6.6 Zukünftige Rinnenbildungen

Da für die Bildung von übertieften Glazialbecken nach bisherigen Erkenntnissen am Bildungs-ort Eisüberdeckung notwendig ist, kann es nur im Verbreitungsgebiet des ehemaligen Vorlandgletschers erneut zur Bildung von übertieften Glazialbecken kommen oder bestehende Becken können weiter ausgeschürft werden. Eine genaue Aussage darüber, wo genau im Alpenvorland zukünftig Becken gebildet werden, ist ungewiss, da das Ausmaß der Gletscherausbreitung, die von der Massenbalance und der Eisdynamik kontrolliert wird, nicht bekannt ist. Unter Berücksichtigung der Entwicklung des Rheingletschers zeigt sich die Reorientierung von der Donau zum Rhein und eine Änderung der Orientierung der

übertieften Glazialbecken. Sollte diese weiterhin Bestand haben, orientieren sich zukünftige Eisvorstöße des Rheingletschers und die Richtungen der Glazialbecken wahrscheinlich mehr am heutigen Rheinverlauf.

Die genauen Entstehungsprozesse und Alter der glazialen Übertiefung im Alpenvorland sind jedoch nicht abschließend geklärt (PREUSSER et al. 2010). Ungewissheiten gibt es weiterhin bei der Erosionsgeschwindigkeit und dem Alter der Ausschürfung der Glazialbecken. Auch über die Rolle der Schmelzwassermenge bzw. des Schmelzwasserdrucks bei der glazialen Übertiefung kann für die Zukunft keine exakte Aussage getroffen werden (PREUSSER et al. 2010). Für diese klimaabhängigen Prozesse gilt, dass sie aufgrund der Ungewissheiten bei der Prognose der Klimaentwicklung (siehe Kapitel 5.4) nicht vollständig vorhersagbar sind. Daher kann nur aus der Vergangenheit geschlossen werden, dass Kaltzeiten mit der Intensität des Hoßkirch, Riss- oder Würm-Komplexes, die zur Bildung von übertieften Glazialbecken und Ablagerung der Dietmanns-, Illmensee-, und Hasenweiler-Formation geführt haben, bei entsprechenden klimatischen Verhältnissen auch in Zukunft eine weitere Bildung von übertieften Glazialbecken möglich machen. Wann, wie oft und mit welchen Intensitäten diese Kaltzeiten in Zukunft wieder auftreten, ist nicht vorhersagbar. Daraus folgt, dass die Breite oder Tiefe zukünftig zu erwartender Glazialbecken ebenfalls nicht abschätzbar sind.

6.7 Glazigene Deformationen im Nebengebirge

Glazigene Deformationen sind Schichtverstellungen und Lagerungsstörungen bis hin zum Schuppenbau, die während einer Kaltzeit meist durch das direkte Einwirken eines mächtigen Gletschers entstanden sind. In Folge einer glazigenen Deformation können Schollen älterer Sedimente in quartären Schichten, Schichtwiederholungen und starke Schichtverstellungen auftreten. Darüber hinaus können Rutschungen und Sediment-einsackungen beim Abschmelzen von Toteisblöcken entstehen. Daneben können auch gravitativ-autoplastische Prozesse stattfinden. Hinweise auf glazigene Deformationen kann auch der Internbau von Moränen liefern, der Stauchungen und Verschuppungen aufweist.

Glazigene Deformation wurde an vielen pleistozänen Schottern im Voralpenraum in Kiesgruben festgestellt. Darunter finden sich verwerfungsartige Strukturen, die auf Sackungen über abschmelzendem Toteis oder Gletscherstauchungen zurückzuführen sind (z. B. SCHREINER 2000).

6.8 *Zukünftige Entwicklung*

In der Zukunft werden in Kaltzeiten, in denen eine Eisüberdeckung vorliegt, erneut glazigene Deformationen entstehen. Deren Art und die dazu führenden Prozesse sowie deren Tiefenwirkung werden mit denen der Vergangenheit vergleichbar sein, da ein zukünftiges Nebengebirge aus einem ähnlichen Sedimentinventar wie in der Vergangenheit gebildet, bestehen wird. Über die beschriebenen Deformationen hinaus werden tiefreichende glazigene Störungen mit bruchhaften Schichtversätzen oder glazigen induzierte Erdbeben in der nächsten eine Million Jahre nicht entstehen, weil dazu die Rahmenbedingung einer ausreichend mächtigen Eisüberdeckung nicht gegeben ist.

Ungewissheiten in der Prognose der zukünftigen glazigenen Deformationen im Bereich der untersuchungswürdigen Togesteinsformationen ergeben sich vor allem aus der Kopplung an die Klimaentwicklung, bei der nicht vollständig vorhersagbar ist, zu welchem Zeitpunkt Kaltzeiten eintreten und wie lange sie in welcher Intensität einwirken werden. Auch die genaue Raumlage der Deformationen ist für die Zukunft nicht abschätzbar, da sie von zahlreichen Parametern beeinflusst wird. Dazu zählen z. B. die dann unbekanntenen Untergrundstrukturen, die jeweils vorliegende Topographie, die Bewegungsrichtungen der Gletscher und die Intensität der Prozesse. Daher kann lediglich prognostiziert werden, dass glazigene Deformationen im Verlauf der nächsten eine Million Jahre mehrfach ablaufen werden.

7 *Überregionale Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland*

In diesem Kapitel werden die überregionalen Entwicklungen beschrieben, die in Süddeutschland in der nächsten eine Million Jahre auf die Geosphäre einwirken und die rezenten Gegebenheiten verändern. Die Entwicklungen werden definiert und ihre Ausprägungen in der Vergangenheit skizziert, bevor ein Ausblick auf die zukünftige Entwicklung erfolgt. Ergänzend erfolgt eine Diskussion der Ungewissheiten, mit denen die Prognose der Entwicklungen der Geosphäre behaftet sein kann.

7.1 *Vertikale Bewegung der Erdkruste*

Unter vertikaler Bewegung der Erdkruste wird eine über lange geologische Zeiträume andauernde und weiträumig ausgedehnte Auf- oder Abwärtsbewegung verstanden. Sie erzeugt im Gegensatz zu tektonisch induzierten Bewegungen keine Störungen des Gesteinsgefüges, die als Folge einer spannungsabbauenden Deformation auftreten. Aufgrund der Weiträumigkeit der Bewegungen kann eine Vertikalbewegung von Landmassen eine Transgression oder Regression (s. a. Kapitel 11.1) zur Folge haben. In Süddeutschland

ist das Auftreten von vertikalen Bewegungen aber eng mit der alpinen Orogenese verknüpft, so dass eine strikte Trennung zu tektonisch induzierten Bewegungen nicht möglich ist.

In Süddeutschland haben die alpidische Gebirgsbildung und die Entwicklung des Oberrheingrabens in der geologischen Vergangenheit zu weiträumigen Bewegungen der Erdkruste geführt und beeinflussen diese auch weiterhin. Vertikale Bewegungen in Form von Hebungen werden vor allem im Bereich der Alpen beobachtet. In verschiedenen Veröffentlichungen werden Prozesse diskutiert, die in der Vergangenheit allein oder in Kombination zur Hebung der Alpen geführt haben können, darunter Mantelprozesse, Krustenverdickung oder lithostatische Ausgleichsprozesse nach dem Abschmelzen von Eis und/oder Erosion von Gesteinsmaterial (z. B. CEDERBOM et al. 2011; CHAMPAGNAC et al. 2009).

Auch das Alpenvorland ist von vertikalen Bewegungen der Erdkruste betroffen. Bedingt durch die Abwärtsbewegung des Untergrundes, deren Ursache die Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatisch-Afrikanische Krustenplatte war (BACHMANN & MÜLLER 1995), war das Molassebecken vom Oligozän bis zum Miozän Senkungsgebiet. Im Oberen Miozän vor etwa 11 Millionen Jahren im schweizerischen Molassebecken und 5-6 Millionen im österreichischen Molassebecken begann sich das Alpenvorland zu heben (KUHLEMANN & KEMPF 2002). Ursache dieser Bewegungen sind post-kollisionale isostatische Ausgleichsprozesse und die spätalpine Verkippung der Erdkruste im Alpenvorland (STRASSER et al. 2009). Außerdem kann der Fernschub der alpinen Kompression auch eine vertikale Komponente aufweisen (NAGRA 2002a). Der Einfluss des alpinen Fernschubs auf vertikale Bewegungen im Schweizer Mittelland wird z. B. in NAGRA (2002a) diskutiert. Dort wird ein Abklingen dieses Fernschubs angenommen.

Für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen liegen aktuell keine direkten Untersuchungen zum Beispiel aus geomorphologischen Beobachtungen vor, mit deren Hilfe zukünftige Hebungs- oder Senkungsraten abgeschätzt werden könnten. An die Region angrenzend liegt das Schweizer Mittelland, für welches im Rahmen des Entsorgungsnachweises BE/HAA/LMA der NAGRA (2002) umfassende Untersuchungen zu vertikalen Bewegungen und Bewegungsraten gemacht wurden (Abb. 34). Dieser Bereich ist von ähnlichen geodynamischen Mechanismen geprägt wie der der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen und weist langfristige durchschnittliche Hebungsraten von 0,1 mm/a auf (NAGRA 2002a).

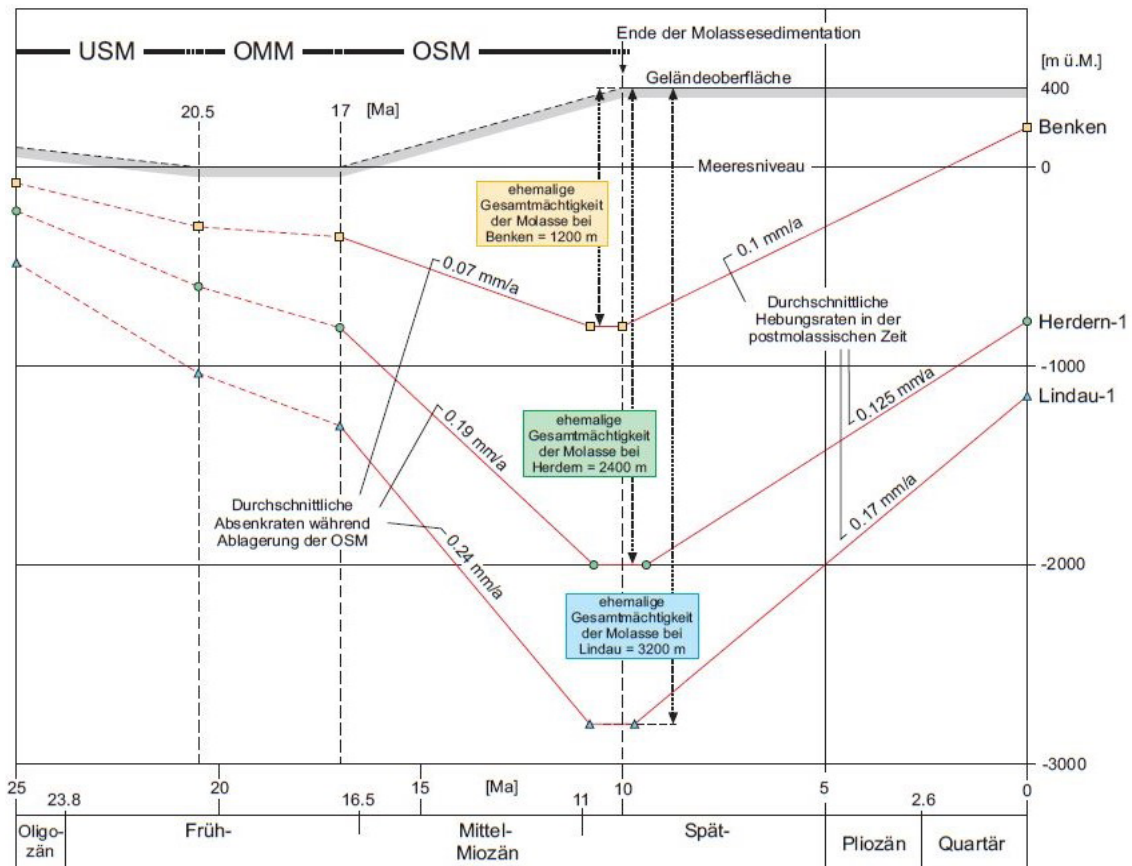


Abb. 34: Eingrenzung des Wendepunktes zwischen Subsidenz und Hebung des Untergrundes ab dem späten Oligozän mit Daten aus den Tiefbohrungen Benken, Gerdern-1 und Lindau-1 (NAGRA 2002a).

Allerdings weisen nach LEMCKE (1974) jungtertiäre Erosionswerte von etwa 200 m bis 250 m im Bereich von Pfullendorf auf geringere Hebungsraten im Vergleich zu 300 m bis 700 m im Raum Benken hin. Langfristige Hebungsraten im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen liegen somit tendenziell unterhalb der im Schweizer Mittelland ermittelten Werte. Geringere Hebungsraten wurden auch auf der Schwäbischen Alb festgestellt. Die durch geomorphologische Untersuchungen ermittelten Werte betragen durchschnittlich 0,01 mm/a in einem Zeitraum von ungefähr 12 Millionen Jahren (STRASSER et al. 2009, STRASSER 2011).

Darüber hinaus gibt es weitere Prozesse, die in Süddeutschland zu vertikalen Bewegungen der Erdkruste beitragen können. So finden westlich des betrachteten Bereiches Hebungen im Südschwarzwald statt, der seit der Entstehung des Oberrheingrabens als Teil der Grabenschultern im Mittel um 0.05 – 0.066 mm/a gehoben wurde (MICHALSKI 1987). Geodätische Messungen von rezenten Vertikalbewegungen zeigen im Raum Donaueschingen gegenüber dem Referenzpunkt Laufenburg eine stärkere Absenkung. Diese Absenkung

korreliert aber mit der geologischen Störungszone des Hegau-Bodensee-Grabens und ist somit tektonischen Ursprungs. Die signifikantesten Senkungen treten in der Interferenzzone des Hegau-Bodensee-Grabens mit einer N-S streichenden Grabenbruchzone im Raum Tuttlingen-Hegau auf. Im Bereich des Bodensees wurde dagegen eine Hebungstendenz festgestellt (NAGRA 2002a).

7.2 *Zukünftige vertikale Bewegungen der Erdkruste*

Für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen und seiner Umgebung besteht seit dem späten Miozän ein genereller Trend der Aufwärtsbewegung und Erosion, der auch in der Zukunft weiter anhalten wird. Mit welchem Betrag und welcher Kontinuität dieser Hebungsprozess vor sich geht, ist zum jetzigen Zeitpunkt nicht prognostizierbar. Aufgrund der übergeordneten geodynamischen Mechanismen, die im Zürcher Weinland wie auch im übrigen nordwestlichen Alpenvorland wirken und der beobachteten Hebungsraten der Schwäbischen Alb, sind keine größeren großräumigen Vertikalbewegungen zu erwarten. Es wird erwartet, dass sich für den zukünftigen Zeitraum von einer Million Jahren großräumige Hebungsraten einstellen, die unterhalb von 0,1 mm/a liegen.

7.3 *Krustendeformation*

Als Krustendeformation werden nicht tektonisch bedingte, kurzfristig auftretende Verformungen bezeichnet, die im Zusammenhang mit isostatischen Ausgleichsbewegungen stehen, welche durch die wechselnde Auflast bei einer regionalen Vergletscherung verursacht werden. Nach Modellvorstellungen führt die Auflast des Gletschers zu einem Abfluss von darunter liegendem Mantelmaterial in Richtung des Gletscherrandes. Dabei wird Krustenmaterial abgesenkt und im weiteren Umfeld des Gletschers kommt es durch diese Verlagerung zu Aufwärtsbewegungen (Abb. 35).

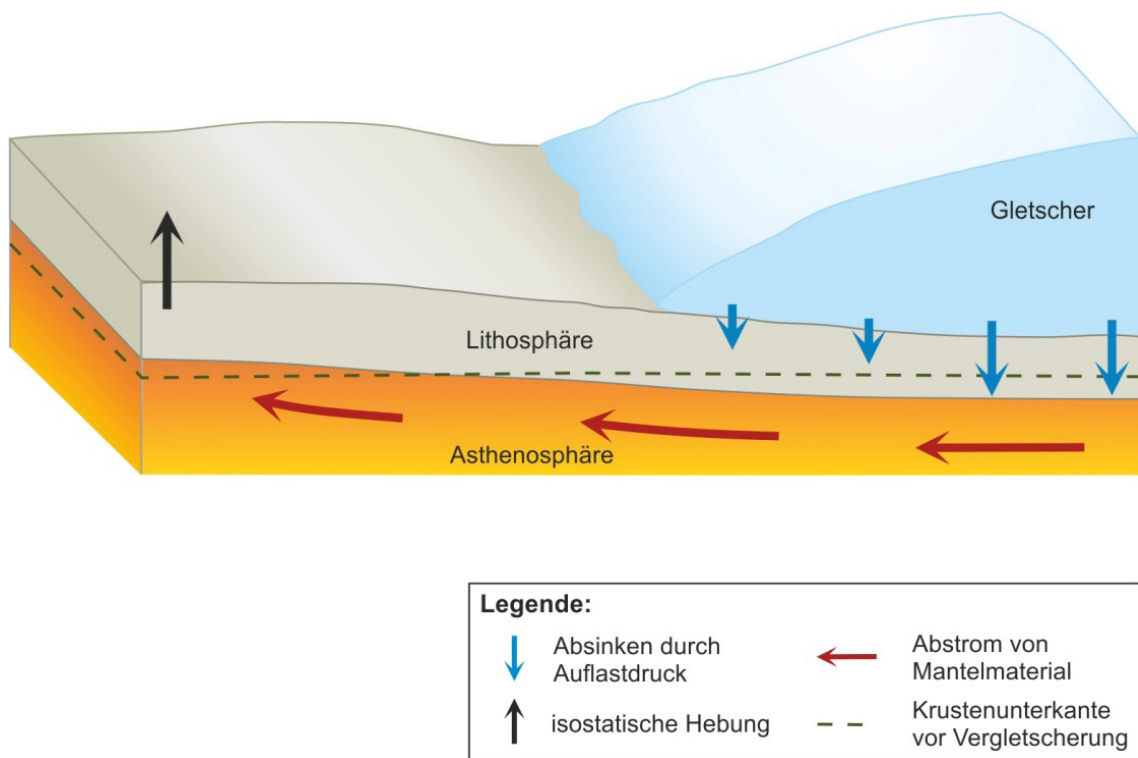


Abb. 35: Skizze des Prinzips der isostatischen Ausgleichsbewegungen bei Gletscherauflast (MRUGALLA 2011).

Verschiedene Autoren diskutieren auch für die Alpen und das Alpenvorland Krustendeformationen, die im Zusammenhang mit isostatischen Ausgleichsbewegungen stehen (u. a. GUDMUNDSSON 1994; STOCCHI et al. 2005). Gudmundsson hält es für möglich, dass ein großer Anteil der rezenten Hebungsraten der Alpen durch glazial bedingte, isostatische Ausgleichsprozesse hervorgerufen wird. Neuere Untersuchungen, die auf der Rekonstruktion der Eisflächengeometrie des letzten glazialen Maximums basieren, zeigen allerdings, dass glaziale Ausgleichsbewegungen nicht zur Erklärung der asymmetrischen Hebungsraten herangezogen werden können (PERSAUD & PFIFFNER 2004). Das modellierte Absenkungsschema von Krustenmaterial stimmt nicht mit der Verteilung maximaler Eisdicken überein (Abb. 36).

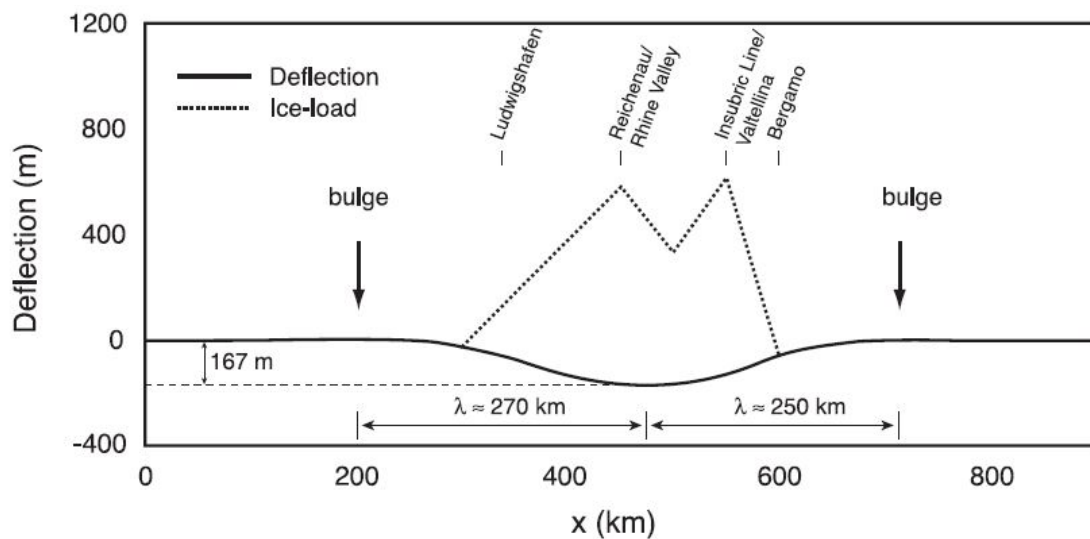


Abb. 36: Modell von PERSAUD & PFIFFNER (2004) zur Rekonstruktion der Absenkung von Krustenmaterial bei einer Gletscherauflast mit Verteilung von zwei Maxima der Eisdicken über dem Rheintal und Valtellina. Die Absenkung von Krustenmaterial spiegelt die zwei Peaks der Eismächtigkeit nicht wider.

Ob isostatische Ausgleichsbewegungen durch die erhöhte Auflast bei einer Vergletscherung zu einer Krustendeformation im Bereich des Rheingletschers geführt haben, wird auch in NAGRA (2002a) diskutiert. Eine mögliche Erklärung der deutlichen rezenten Hebungen im Bodenseegebiet könnten glazial bedingte isostatische Hebungen sein. Allerdings können dann ähnlich signifikante Hebungen in eisfreien Gebieten der Nordschweiz nicht auch als Folgen von isostatischen Ausgleichsbewegungen angesehen werden, sondern müssen andere Ursachen haben. Es ist anzunehmen, dass die Auswirkungen des Abschmelzens der Eismassen auf Krustenbewegungen der letzten Kaltzeit nur geringfügig ausgeprägt bzw. nicht vorhanden sind.

7.4 Zukünftige Krustendeformationen

In der nächsten eine Million Jahre wird mit weiteren Kaltzeiten gerechnet, von denen einige auch die Intensität der Hoßkirch- oder Riss-Kaltzeit erreichen können. Allerdings erreichte der Rheingletscher während der letzten Kaltzeit im Bereich der Alpen Eismächtigkeiten von maximal 1500 m – 1800 m, was im Vergleich zu den maximalen Eismächtigkeiten des Skandinavischen Eisschildes, der eine Mächtigkeit von 2500 m – 3000 m besaß, weitaus geringer ausfällt. (KELLER & KRAYSS 1993). Demgegenüber war die mittlere Eismächtigkeit des würmkaltzeitlichen Rheingletschers von 350 m – 400 m äußerst gering (KELLER & KRAYSS 1993). Isostatische Ausgleichsbewegungen, wie sie in Skandinavien auftreten, werden daher ausgeschlossen.

7.5 Erdbeben

Erdbeben entstehen durch die plötzliche Freisetzung von Deformationsenergie, die sich in begrenzten Bereichen der Lithosphäre aufgebaut hat. Als Folge der Energiefreisetzung breiten sich seismische Impulse oder Wellen aus, die kurzzeitige Erschütterungen auslösen. Sie treten zu etwa 95 % an den Rändern der Kontinentalplatten auf. Weitere Ursachen für Erdbeben sind tektonisch und vulkanisch bzw. durch Einsturzbeben in Verkarstungsgebieten bedingt oder sie werden anthropogen, z. B. durch Explosionen, induziert. Darüber hinaus können Erdbeben auch während einer Kaltzeit im Zusammenhang mit großen Eisstauseen ausgelöst werden, wenn sich diese über Gebieten mit hohen angestauten Deformationsenergien bilden. Erdbeben entstehen unter diesen Bedingungen vor allem, wenn sich die Spannungsverhältnisse bei einem plötzlichen Entleeren dieser Seen in kurzer Zeit ändern.

Auch abtauende, mächtige Inlandeismassen im Bereich aktiver Störungszonen können durch sich anschließende isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste Erdbeben erzeugen. Nach STEWART et al. (2000) müssen im Untergrund allerdings bestimmte Bedingungen erfüllt sein, um solche Erdbeben zu erzeugen. Diese sind eine im Verhältnis zur Krustendicke hohe Eismächtigkeit und das Vorliegen einer kompressiven Spannungsverteilung im Untergrund, auf welche die Gletscherauflast einwirkt. Derart hohe Eismächtigkeiten als Voraussetzung fehlen im Alpenvorland.

In seismisch aktiven Bereichen treten Erdbeben gehäuft auf. Für die Bundesrepublik Deutschland wurde eine erdbebengeographische Einteilung vorgenommen, in der die aktiven Gebiete nach Intensität des stärksten Bebens und Tiefe des Erdbebenherdes sortiert ausgewiesen sind (LEYDECKER 2002; LEYDECKER et al. 2008). Abb. 37 zeigt die Verteilung und Intensität der Erdbeben in Deutschland für den Zeitraum vom Jahr 800 bis zum Jahr 2010.

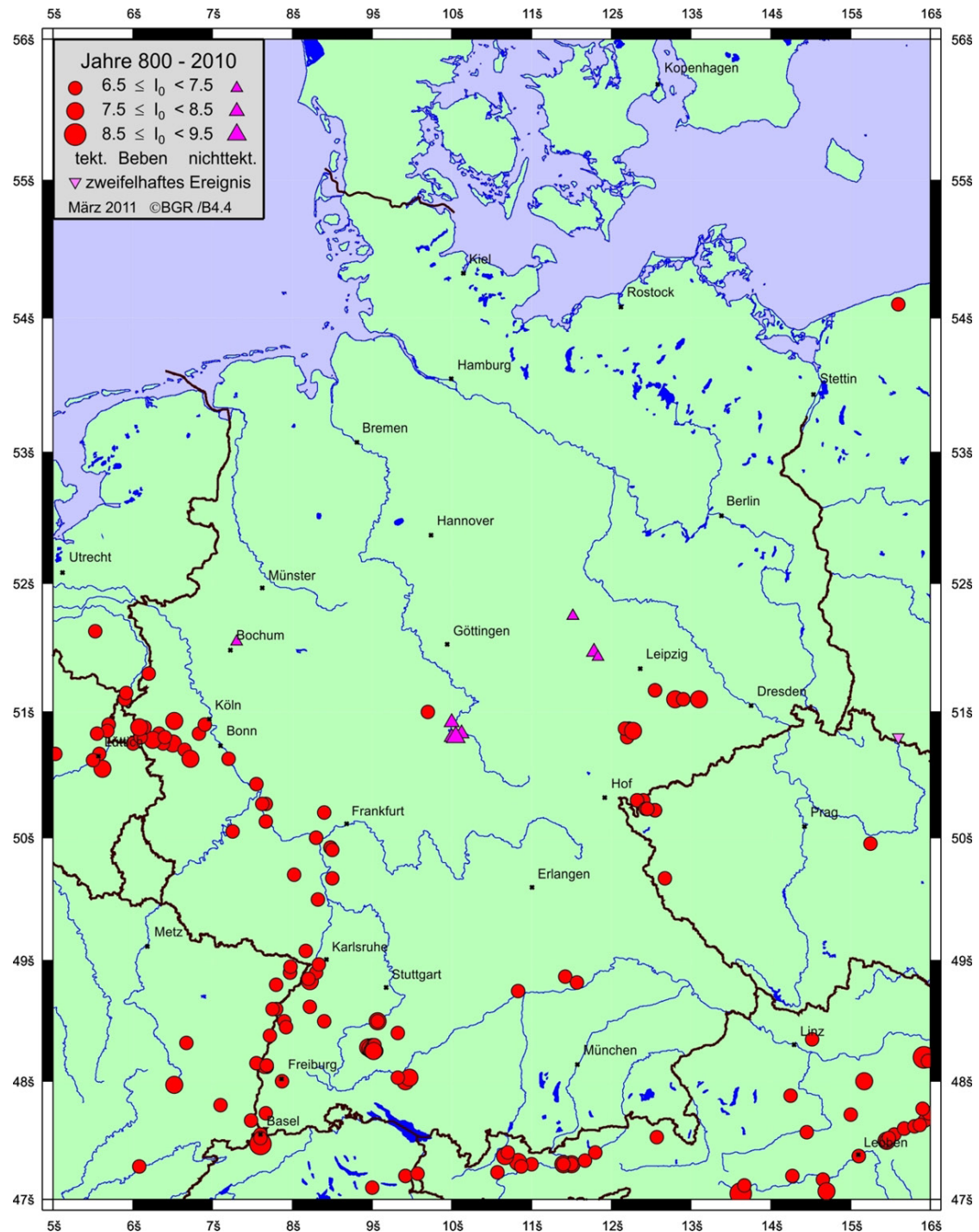


Abb. 37: Karte der Epizentren der Schadenbeben in der Bundesrepublik Deutschland und angrenzenden Gebieten der Jahre 800 bis 2010 (BGR 2011). Dargestellt ist die Epizentralintensität, abgekürzt mit I_0 .

In Baden-Württemberg liegt die größte Seismizität im Oberrheingraben und dessen näherer Umgebung sowie im Bereich der Zollernalb (Abb. 38) (GEYER et al. 2011). Die Ursache der Beben wird auf sinistrale Verschiebungen an rheinisch streichenden Störungsflächen zurückgeführt (REINECKER & SCHNEIDER 2002).

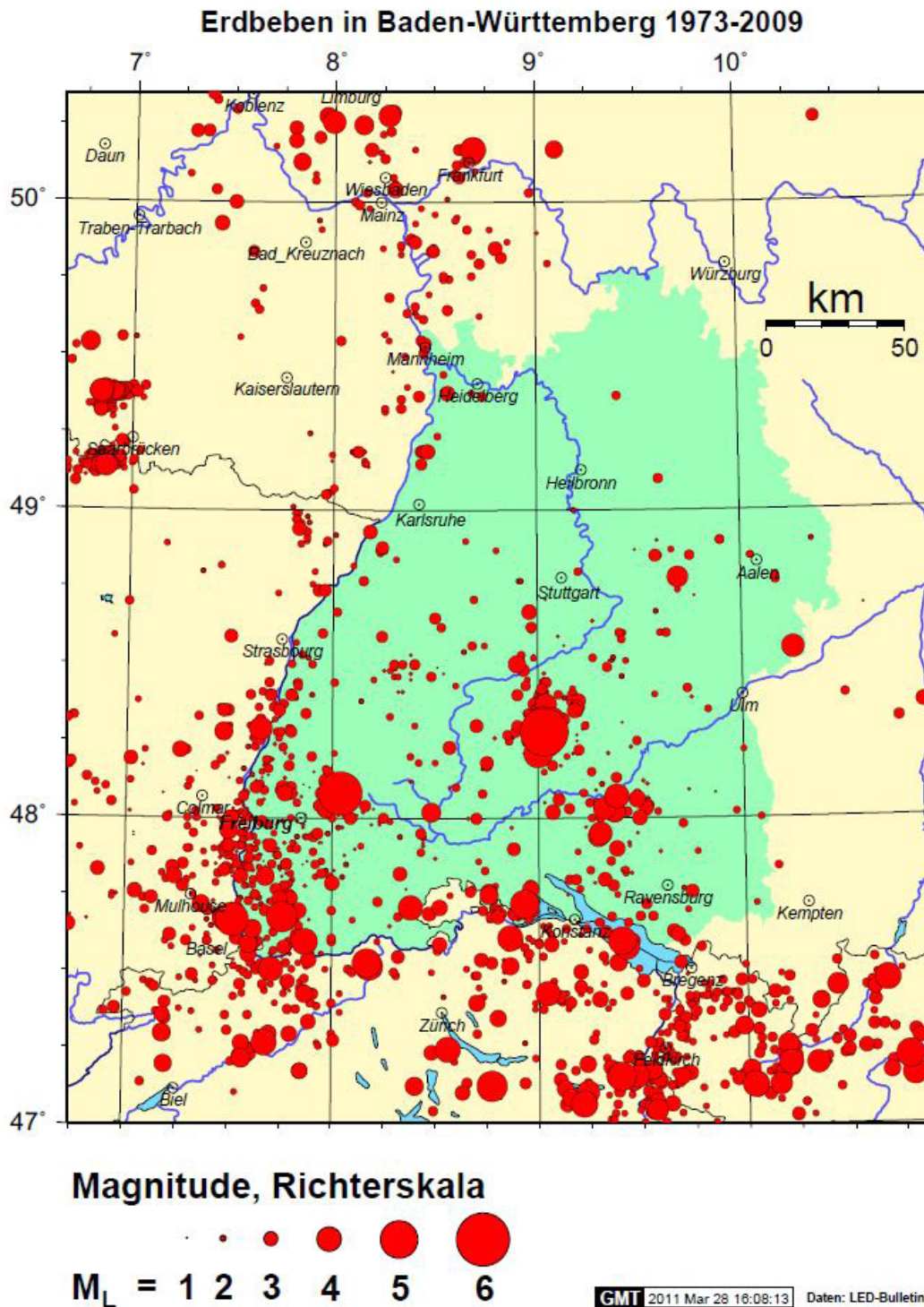


Abb. 38: Karte der Erdbeben von 1973 bis 2009 in Baden Württemberg (LGRB 2011). Karte der Erdbeben seit 1973 mit Beben ab etwa Magnitude $M_L=2.5$.

Außerhalb der Hauptebebenengebiete ist die Seismizität geringer. Die dort auftretenden schwächeren Beben lassen sich auch hier meist mit tektonischen Strukturen in Verbindung bringen. Darüber hinaus werden gelegentlich auch sogenannte Einsturzbeben, die durch Einstürze von unterirdischen Hohlräumen entstehen, detektiert (GEYER et al. 2011).

In Baden-Württemberg ereignen sich alle paar Wochen schwache Erdbeben, die lokal von der Bevölkerung wahrgenommen werden und etwa einmal in zehn Jahren können mittelstarke Beben auftreten, die zu Gebäudeschäden führen können (GEYER et al. 2011). Stärkere Erdbeben sind sehr selten, können aber nicht völlig ausgeschlossen werden (BRÜSTLE 2005).

Im Gebirge können stärkere Beben zur Ausbildung von räumlich begrenzten Auflockerungs- und Störungszonen im Meterbereich führen, in denen die hydraulische Leitfähigkeit erhöht ist. Welche Auswirkungen Erdbeben speziell auf Tongestein haben können, wurde bisher nur punktuell untersucht. Die plötzliche Freisetzung von Deformationsenergie führt zur Bildung von neuen Brüchen, die zur Reaktivierung älterer Brüche oder zur Änderung von vorhandenen Kluftöffnungsweiten führen. Dies kann eine Änderung der Durchlässigkeit und damit zusammenhängend eine Änderung der Salinität sowie erdbebenbedingte Porenwasser- und/oder Fluidmigration bewirken. Bei Tonsteinen, Phylliten und Schiefen können sich Klüfte aber auch durch den lithostatischen Druck „selbstständig“ wieder schließen, so dass langfristig nicht mit einer Erhöhung der Gebirgspermeabilität durch Störungszonen zu rechnen wäre (SASS et al. 2011).

7.6 *Zukünftige Entwicklung von Erdbeben*

Aus dem Fehlen aktiver Störungszonen und den zu erwartenden geringen bzw. fehlenden Eismächtigkeiten (Kapitel 6.3) folgt, dass eistektonisch erzeugte Erdbeben im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen geringfügig ausgeprägt oder im Norden dieses Bereiches ganz auszuschließen sind. Aufgrund der fehlenden Voraussetzung sind vulkanische Beben nicht zu erwarten (s. a. Kapitel 11.4).

Stärkere Erdbeben könnten zu Lageverschiebungen im Aquifersystem führen und darüber hinaus Auswirkungen auf die Grundwasserströmung haben. Solche stärkeren Beben sind für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen aber auszuschließen, da sie bei der Auswahl auf Basis der „AkEnd-Kriterien“ (AkEnd 2002) berücksichtigt wurden (HOTH et al. 2007).

Eine Prognose von Erdbeben ist nicht möglich, da ein Spannungsaufbau im Untergrund zwar messbar ist, sich seine bevorstehende Entladung aber nicht messbar ankündigt. Auch eine genaue Prognose der Stärke der Beben ist über statistische Abschätzungen hinaus nicht möglich. Da diese Statistiken vielfach auf historischen Beobachtungen beruhen, kann deren Extrapolation auf eine Million Jahre in die Zukunft nur als Näherung verstanden werden.

8 Regionale Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland

In diesem Kapitel werden die exogenen geologischen Entwicklungen beschrieben, die regional auf die Bereiche mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen wirken und in der nächsten eine Million Jahre eintreten werden oder die permanent ablaufen und die rezenten Gegebenheiten verändern. Die Entwicklungen werden jeweils kurz beschrieben und ihre Ausprägungen in der Vergangenheit skizziert, bevor der Ausblick in die Zukunft erfolgt. Ergänzend erfolgt eine Diskussion der Ungewissheiten, mit denen die Entwicklungen an einem generischen Endlagerstandortmodell verbunden sein könnten.

8.1 Geomorphologie

In der Geomorphologie werden die formbildenden Prozesse und die durch sie geschaffenen Formen der Erdoberfläche beschrieben und klassifiziert. In diesem Kapitel wird nachfolgend auf die Topographie sowie die Oberflächengewässer und deren Entstehung in Süddeutschland eingegangen.

8.1.1 Topographie

Bereiche der Opalinuston-Formation, welche die in der Tonstudie (Hoth et al. 2007) beschriebenen Mindestanforderungen für ein Endlagerwirtsgestein erfüllen, erstrecken sich entlang der Bodenseeregion bis hin zur Donau-Iller-Lech-Platte. In seiner nördlichen Ausdehnung reicht der betrachtete Bereich bis auf die Schwäbische/Fränkische Alb, dort werden Geländehöhen von über 800 m über NN erreicht. Im Südwesten grenzt der Bereich an das Schweizer Mittelland mit Geländehöhen um 400 m über NN. Das Süddeutsche Molassebecken zeichnet sich durch flache Hügel und breite Muldentäler mit Geländehöhen um 500 m über NN aus. Die Region kann der alpinen Vorlandmolasse hinzugerechnet werden und ist im Gegensatz zum Südrand des Alpenvorlandes (Subalpine Molasse) nicht von der Deckenüberschiebung der Alpen geprägt.

Zu den charakteristischen Landschaftselementen im süddeutschen Alpenvorland zählen vor allem glaziale und fluviale Ablagerungen, die sich in zahlreichen typischen Landschaftsformen wie Moränen, Drumlins und Flussterrassen widerspiegeln. Die heutige Topographie der Region entwickelte sich nach dem Rückzug der Gletscher unter periglazialen Bedingungen durch Ablagerungs- und Abtragungsprozesse während des Hoßkirch-, Riss- und Würm-Komplexes (siehe Kapitel 6). In der Bodenseeregion führte die Vorlandvergletscherung zur Bildung von drei Generationen glazialer Becken. Das Bodensee-Stammbecken, das als zentrales Becken der letzten Vergletscherung entstanden ist, stellt mit den tiefsten Punkt der Topographie dar. Der Wasserspiegel des Bodensees liegt bei 395 m über NN. Die Becken bilden die Form eines Amphitheaters (ELLWANGER et al. 2011) (Abb. 39).

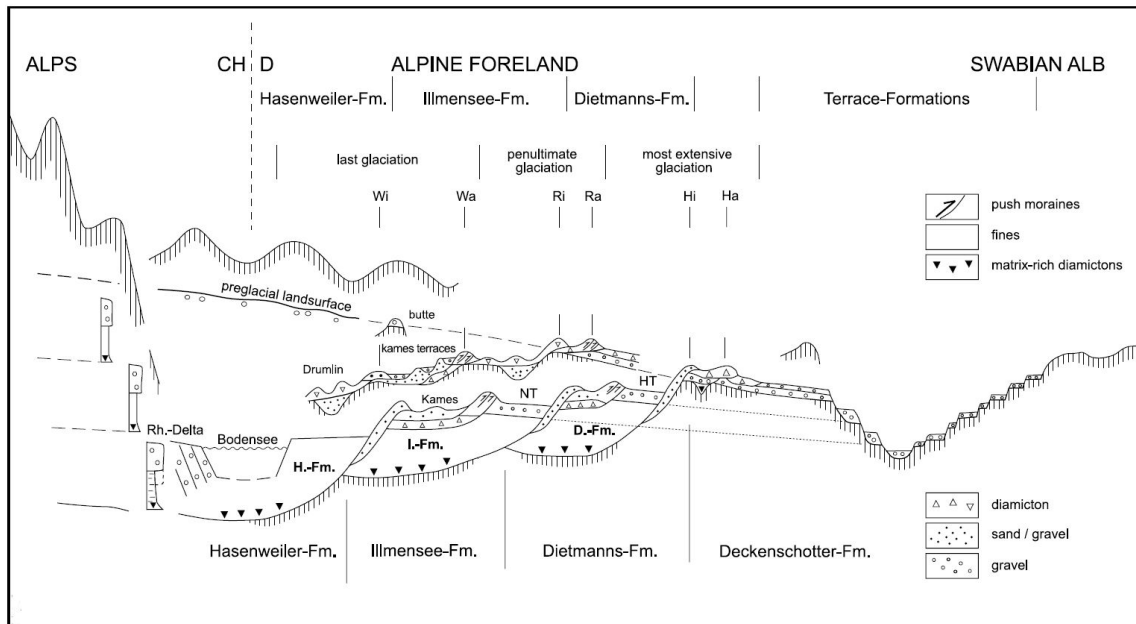


Abb. 39: Schematischer Schnitt durch das Bodenseegebiet von den Alpen (Süden) mit den übertieften Glazialbecken und jeweiligen Formationen (Hasenweiler-, Illmensee- und Dietmanns-Formation), über die Terrasselandschaft des Donautals zur Schwäbischen Alb (Norden) (ELLWANGER et al. 2011).

Nordöstlich des Bodenseebeckens folgen die Flussterrassen der Iller-Riss-Platte. Das Fluss- und Schmelzwassersystem war seinerzeit ausschließlich zur Donau hin orientiert. Die Terrassenlandschaft bildete sich durch sukzessive Eintiefung der alpinen Flüsse in ältere, frühpleistozäne Deckenschotter (ELLWANGER et al. 2011). Während der inter- und spätglazialen Stadien schnitten sich Flusssysteme in die Schotter und Moränenablagerungen einer vorausgegangenen Kaltzeit ein. Während der Hochglaziale füllten dann Schmelzwasserflüsse die eingetieften Täler aufgrund der großen Menge an Geröllfracht wieder auf, erreichten aber nicht die Höhe des vorherigen Niveaus (DOPPLER et al. 2011) (Abb. 40).

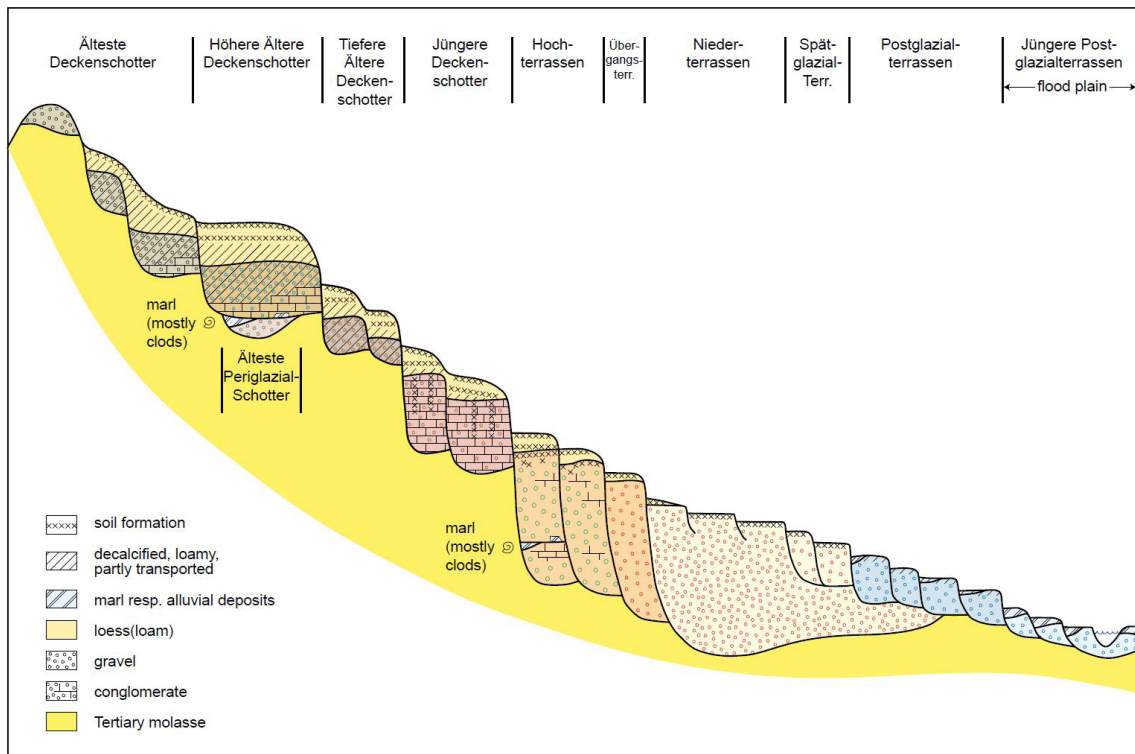


Abb. 40: Schematische Darstellung der Terrassentreppen des nordwestlichen Alpenvorlandes (ohne Maßstab), DOPPLER et al. 2011.

Im Nordwesten der Region überwiegen ältere Moränenablagerungen. Die Ablagerungen von Moränen und Schottern reichen bis zum Hochrhein (zwischen Basel und Bodensee) und führen schließlich zum Rheingraben (ELLWANGER et al. 2011). Generell weist die Landschaft ein negatives Sedimentbudget auf (ELLWANGER et al. 2011).

8.1.2 Zukünftige Entwicklung der Topographie

Für die nächsten eine Million Jahre ist vor allem während der zu erwartenden Kaltzeiten mit vergleichbaren Veränderungen der Erdoberfläche wie in der Vergangenheit zu rechnen. Die sukzessive Entwicklung der Terrassenlandschaft wird sich in ähnlichem Maß fortsetzen. Die genaue Ausgestaltung dieser Veränderungen hingegen kann nicht prognostiziert werden, da eine Vielzahl von Prozessen wirken, die sich z. T. auch überlagern können. Für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation wird nicht mit der Schaffung eines ausgeprägten Reliefs gerechnet, da keine weitreichenden vertikalen Bewegungen der Erdkruste (Kapitel 7.1) oder tektonische Bewegungen (Kapitel 9) zu erwarten sind.

8.1.3 Oberflächengewässer

Die größten Oberflächengewässer in der Region sind der Rhein und die Donau, die zu den bedeutendsten Flüssen in Mitteleuropa zählen und zur Nordsee bzw. in das Schwarze Meer entwässern (Abb. 41). Somit verläuft auch die Europäische Wasserscheide durch den betrachteten Bereich. Die Flüsse im Nordosten des Gebietes, z. B. Iller und Riss, münden in die Donau, Flüsse im Südwesten, z. B. Schussen, in den Rhein.

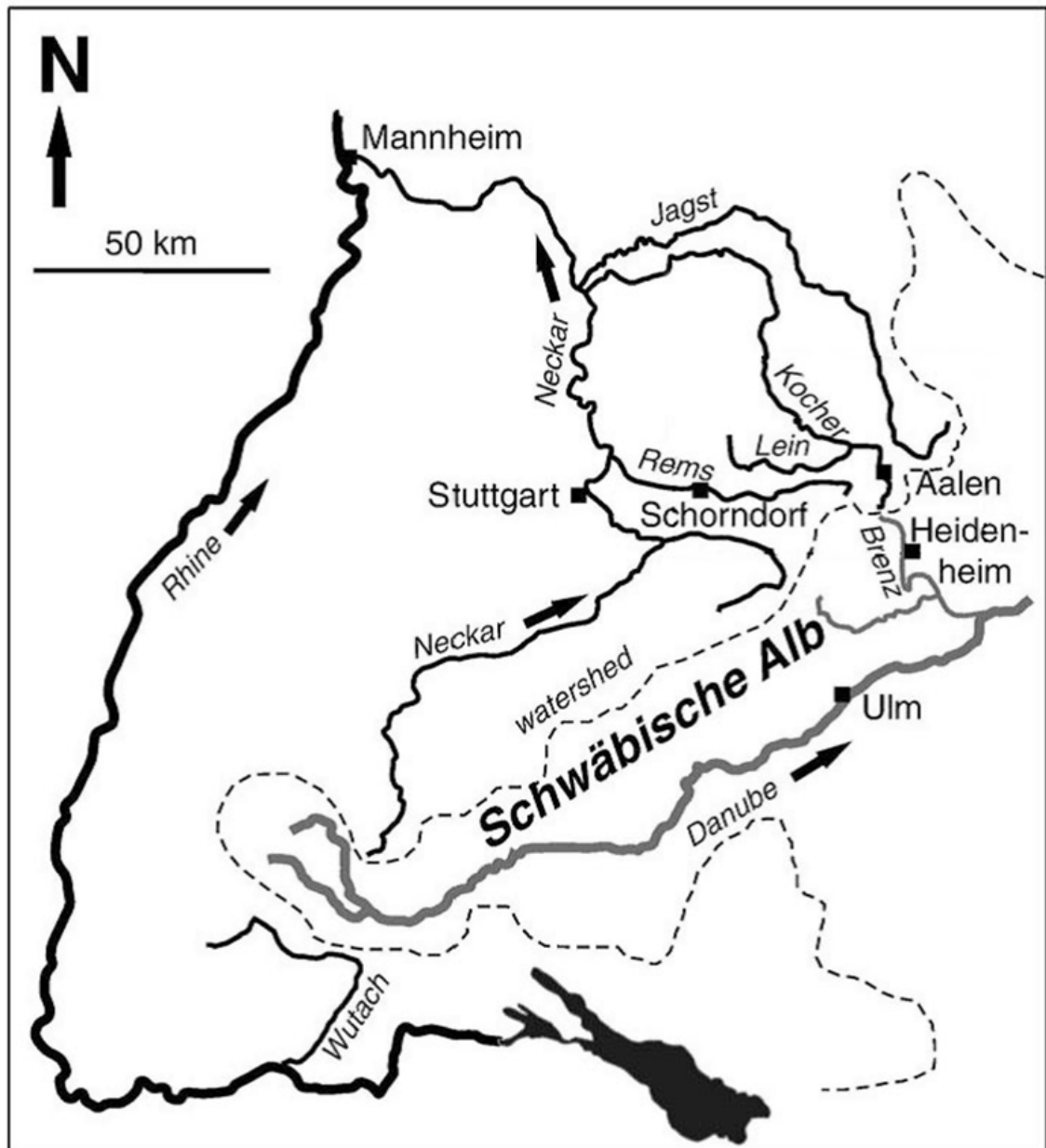


Abb. 41: Heutiges Flusssystem der Donau und des Rheins und die Wasserscheide (gestrichelte Linie) in Südwestdeutschland. Nach STRASSER et al. 2010.

Seit dem Jungtertiär weitete sich das Einzugsgebiet des Oberrheins immer weiter aus und das danubische Flussnetzsystem wurde verkleinert (VILLINGER 1998). Auch der Alpenrhein floss im Pliozän und Unterpleistozän noch nach Norden zur Donau (KELLER 2009). Die Verschiebung der Wasserscheide dauert auch heute noch an. Die Ausbreitung der Rheingletscher im Alpenvorland führte durch die Ausschürfung des Bodenseebeckens zu einer veränderten Topographie und lenkte den Verlauf des Alpenrheins in Richtung Westen zum Aare-Oberrhein (KELLER 2009).

Die heutige Wasserscheide verläuft auf der Schwäbischen Alb durch den stark verkarsteten Oberjura (Abb. 41). Der Karst ist die Ursache für die geologische Besonderheit der Donauversickerung, bei der das Wasser der Donau zeitweise und teilweise unterirdisch abfließt und über die Aachquelle schließlich zum rheinischen Flusssystem fließt.

Neben den Flüssen ist der Bodensee das größte Oberflächengewässer in der Region. Mit 535 km² Fläche und 254 m Tiefe ist er der zweitgrößte See Mitteleuropas (Abb. 42) (IGKB 2004). Die Oberflächenwässer stehen miteinander in Verbindung, da der Rhein durch den Bodensee fließt. Allerdings vermischen sich die Wässer des Rheins (Alpenrhein und Seerhein) durch die Einschichtung von Flusswasser nur bedingt mit dem Bodenseewasser (IGKB 2004). Der Bodensee beeinflusst auch die Grundwasserströmung in Teilen des Nebengebirges, da einige Grundwasser führende Schichten zum Bodensee hin entwässern (siehe Kapitel 10.1).



Abb. 42: Satellitenaufnahme vom Bodensee (Quelle: NASA WORLD WIND).

8.1.4 Zukünftige Entwicklung der Oberflächengewässer

Durch die zukünftige Entwicklung im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation in Süddeutschland werden sich die heutigen Oberflächengewässer in der nächsten eine Million Jahre erheblich verändern. Die derzeitige Gestalt des Bodensees wird dann vermutlich nicht mehr existieren. Eine nachhaltige Veränderung tritt vor allem unter kaltzeitlichen Bedingungen (s. a. Kapitel 6) und spätestens bei einer erneuten Überfahung des Gebietes durch einen Vorlandgletscher (Kapitel 6.3) ein. Durch die Verschiebung der Wasserscheide wird die Obere Donau zukünftig vollständig zum Rhein umgeleitet werden.

Zahlreiche Prozesse wirken auf die Erdoberfläche unterschiedlich stark ein und können sowohl zyklisch wiederkehren als auch ein einmaliges Ereignis darstellen. Da all diese Prozesse weder zeitlich noch in Bezug auf ihre Intensität oder ihr Zusammentreffen genau prognostiziert werden können, kann auch keine Aussage darüber getroffen werden, wie sich die Topographie bzw. die Lage und Form der Oberflächengewässer im Gebiet der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in einer Million Jahre lokal entwickelt.

8.2 Erosion

Unter dem Begriff „Erosion“ werden Vorgänge zusammengefasst, bei denen es zu Materialverlagerungen kommt und die Topographie durch lineare und flächenhafte Abtragung verändert wird. Die lineare Abtragung wird hauptsächlich durch fluviatile Prozesse hervorgerufen, sie kann jedoch, wie z. B. bei der Trogtalbildung, auch glazial bedingt sein. Flächenhafte Abtragung, die auch als Denudation bezeichnet wird, entsteht durch Windabtragung (äolisch) oder marin im küstennahen Bereich sowie durch Frost-/Tauwechsel.

Die Erosionsraten sind abhängig vom Relief, der Vegetation, dem herrschenden Klima sowie von der Art und Zusammensetzung des Gesteinsuntergrundes. Insbesondere in tektonisch aktiven Regionen, in denen ein ausgeprägtes Relief entsteht, wirkt die Erosion stärker. Das Molassebecken ist als Gebiet ohne ausgeprägtes Relief von Erosionsvorgängen weniger betroffen. Allerdings ist die Erosion im Molassebecken eng mit der geodynamischen Entwicklung der Alpen verknüpft. Durch die Hebungen im Alpenvorland vor etwa 10 Millionen Jahren begannen daran gekoppelte Erosionsprozesse. Davor war das Gebiet Sedimentationsraum (STRASSER et al. 2009). Erosionsraten wurden für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen nicht explizit bestimmt. Als Einschätzung können durchschnittliche Abtragungswerte, wie sie bei einem moderaten Relief mit Naturwald in Süddeutschland vorkommen, hinzugezogen werden. Diese befinden sich in einem Bereich von etwa 0,005 mm/a (EINSELE & HINDERER 1997). Durch unterschiedliche Methoden ermittelte quartäre Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb ergeben im Mittel etwa 0,0025 mm/a (ABEL et al. 2000).

Die lineare Abtragung durch fluviatile Prozesse findet im Zusammenhang mit der Hebung der Geländeoberfläche statt. Unter der Voraussetzung, dass die lineare, fluviatile Eintiefung entlang der Haupttäler mit der regionalen Hebung im Gleichgewicht steht, können die fluviatilen Erosionsraten bestimmt werden (NAGRA 2002a). So ergeben sich z. B. für die Schweizer Vorlandmolasse eine durchschnittlich gemittelte fluviatile Eintiefung von etwa 0,006 mm/a im Klettgau bis hin zu 0,0125 mm/a im Thurtal-Irchel-Gebiet. Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen kann von einem vergleichbaren Prozess ausgegangen werden, da sich auch hier die Eintiefung durch fluviatile Prozesse feststellen lässt. Wird der Gleichgewichtszustand wie im Falle des Rheins durch ein verändertes Einzugsgebiet gestört, kann es zu einer deutlich tieferen linearen Erosion kommen (NAGRA 2002a). So bewirkte auch der im Holozän stattfindende Wechsel vom danubischen zum rheinischen Flusssystem eine deutlich höhere Erosionsleistung in einem Gebiet im Raum Geislingen und Aalen, das von der Flussanzapfung betroffen war (STRASSER et al. 2010). Da der Prozess der Eintiefung durch fluviatile Prozesse in die flächenhaften Ablagerungen der Deckenschotter auch heute anhält, kann angenommen werden, dass auch für die Zukunft eine Hebungstendenz besteht. Berechnungen der Erosionsraten im Pleistozän im Vergleich zum Holozän oder den Warmzeiten zeigen auch hier den klimatischen Einfluss der Kalt- und Übergangszeiten auf die Oberflächenprozesse (STRASSER et al. 2010).

Sehr spezifische Erosionsprozesse treten im Zusammenhang mit den Bedingungen einer Kaltzeit auf. Im Permafrostbereich wirkt die Erosion durch den jahreszeitlich bedingten Wechsel von Tauen und Gefrieren. Dabei kommt es beispielsweise bei einer reliefarmen Topographie zu Sediment- und Gesteinsumlagerungen, die an der Oberfläche als Steinkreise oder -netze (s. a. Abb. 27) zu erkennen sind. Zusätzlich wirkt verstärkt die äolische Erosion, da die Permafrostgebiete meist nur einen spärlichen Bewuchs aufweisen und Lockermaterial schnell vom Wind abgetragen werden kann. Bereits bei einer geringen Geländeneigung kann es auch zu Gleit- und Fließbewegungen (Solifluktion) der aufgetauten Bodenschicht kommen, wodurch partienweise der Untergrund freigelegt wird. An diesen Stellen kann dann wiederum die äolische Erosion stärker einwirken.

Bei einer Vorlandvereisung kommen im Eisrandbereich noch die erosiven Einwirkungen der Schmelzwässer hinzu (s. Kapitel 6.5). Diese können sowohl an der Gletscherbasis als auch an dessen Stirnseite ablaufen. Häufig erfolgt dabei ein rascher Wechsel von Sedimentation und erneuter Erosion. Ein weiterer Erosionsprozess, der bei einer Gletscherrandlage auf die Oberfläche einwirkt, ist die Exaration, die im Bereich der Gletscherstirn eine Ausschürfung der Sedimente erzeugt. Ermöglichen die klimatischen Verhältnisse eine vollständige Eisüberdeckung, laufen die Erosionsprozesse unter dem Gletscher ab. Die einwirkenden Hauptkomponenten sind dann die Detersion (Gletscherschliff) und das Abfließen von druckbedingt oder von an der Oberfläche durch Tauen gebildete Schmelzwässern. Unter dem Gletscher werden z. T. hohe Erosionsleistungen erreicht, die auch zur Rinnenbildung oder zur Bildung übertiefter Täler führen können (s. a. Kapitel 6.5).

8.3 *Zukünftig ablaufende Erosionsvorgänge*

Die geologischen Prozesse im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation führen nicht zu einer deutlichen Erhöhung des Reliefs, so dass sich die Erosionsraten in Zukunft nicht wesentlich verändern werden. Bei einer zukünftigen flächenhaften Erosion kann es zu einem Reliefausgleich kommen, bei dem Erhebungen eingeebnet würden. Die lineare Erosionsrate durch die Donau oder den Rhein wird in ähnlichem Maß fortgesetzt werden und sich bedingt durch die erwarteten Hebungen in den Untergrund einschneiden. Allerdings sind keine großräumigen Vertikalbewegungen zu erwarten, so dass auch nur geringe lineare Erosionsraten unterstellt werden (vgl. Kapitel 7.1).

In zukünftigen Kaltzeiten ist in den von glazigener Erosion betroffenen Bereichen mit einer erneuten Abtragung des Nebengebirges zu rechnen, die allerdings von der Sedimentation durch Schmelzwässer bzw. durch Gletscherbewegungen weitgehend kompensiert wird. Durch die Erosion werden die Topographie und die Zusammensetzung der oberflächennahen Sedimente ständig verändert. Dadurch greift die Erosion auch in die hydrogeologischen Rahmenbedingungen ein.

Ungewissheiten bei der Prognose der Erosion bestehen vor allem aufgrund des Verlaufs der klimatischen Entwicklung. Daher ist nicht exakt prognostizierbar, in welchem Maß und/oder zu welcher Zeit Erosionsprozesse wirken. Eine Überschreitung des für die Vergangenheit festgestellten Ausmaßes ist jedoch nicht zu erwarten, da die Prozesse in ähnlicher Weise auch zukünftig ablaufen werden.

8.4 *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. Als mögliche Transportmedien mit unterschiedlicher „Tragkraft“ kommen Luft, Wasser und Gletschereis in Frage. Neben der Tragkraft des Transportmediums spielen bei dieser Art der Sedimentation auch die Eigenschaften der Feststoffe, wie spezifisches Gewicht, Größe, Gestalt usw., eine Rolle. Die chemische Sedimentation wird z. B. durch den Sättigungsgrad, die Temperatur oder die Konzentration an gelösten Stoffen und Gasen beeinflusst. Im Fall der biochemischen Sedimentation, entweder in Form von Abscheidungen von Stoffwechselprodukten durch Organismen oder durch Ablagerung von abgestorbener Biomasse, müssen vor allem geeignete Lebensräume und -bedingungen vorhanden sein.

Bei der äolischen Sedimentation (Feststofftransport in der Luft) kommt es zu einer Auffüllung von morphologischen Hohlformen oder auch zur Bildung von Dünen. Aufgrund der begrenz-

ten Tragkraft der Luft wird bei dieser Form der Sedimentation hauptsächlich feinkörniges und leichtes Material, wie z. B. Löss, abgelagert. Stellt Wasser das Transportmedium dar, kann eine fluviatile (in Flüssen), eine fluvioglaziale (Schmelzwässer), eine limnische (in Seen) oder eine marine (im Meer) Sedimentation erfolgen. Als chemischer Prozess ist im Wasser auch das Ausfällen von Sedimenten entsprechend dem Ausfällungszyklus von Kalk bis Salz, oder das Ausfällen in Quellen z. B. in Form von Sintern, Kalktuffen u. ä. möglich. Unter kaltzeitlichen Bedingungen entstehen unter anderem verschiedene Formen von Moränen, Drumlins, Oser oder Sander.

Vom Oligozän bis zum Miozän war das Molassebecken, bedingt durch die Abwärtsbewegung der Europäischen Platte unter die Adriatisch-Afrikanische Krustenplatte, Sedimentationsraum (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996). Es wird davon ausgegangen, dass die Menge an anfallendem Sediment im Molassebecken in erster Linie von tektonischen Prozessen, der geodynamischen alpinen Entwicklung und untergeordnet von eustatischen Meeresspiegelschwankungen kontrolliert wurde (KUHLEMANN & KEMPF 2002). So ist zum Beispiel der verminderte Sedimenteintrag im deutschen Teil des Molassebeckens vor etwa 21 Millionen Jahren auf Extensionstektonik und geringe Reliefbildung zurückzuführen (FRISCH et al. 1998). Aber auch das vorherrschende Klima spielte eine wichtige Rolle. Der weltweite Anstieg der Erosionsraten im Pliozän ist in Zusammenhang mit dem globalen Klima zu sehen (CEDERBOM et al. 2011). Mit der Faltung und Hebung des Schweizer Jura vor etwa 11 Millionen Jahren endete die großflächige Sedimentation im Molassebecken. Diese Entwicklung vollzog sich dabei von West nach Ost, sodass erst vor ungefähr 5 - 6 Millionen Jahren auch im Österreichischen Molassebecken die großflächige Sedimentation endete (KUHLEMANN & KEMPF 2002).

8.5 *Zukünftig ablaufende Sedimentationsvorgänge*

Für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteine wurden, wie in Kapitel 7.1 beschrieben, keine tektonisch bedingten Senkungen festgestellt, die zu einer Beckenbildung und Sedimentation innerhalb von einer Million Jahre führen würden. Nur der Bodensee fungiert rezent als Sedimentfalle. In der jüngeren geologischen Vergangenheit fand während Kaltzeiten in Teilen des Molassebeckens glazigene Sedimentation statt, ein Vorgang, der auch in Zukunft zu erwarten ist. Da die glazigene Sedimentation zumindest im Vorfeld, beim Vorrücken des Gletschers, mit erheblicher Erosion verbunden ist, führt diese Sedimentation nicht zu einer ausschließlichen Erhöhung der Sedimentabfolge. Der mächtigkeitsverringere Anteil der Erosion ist deshalb abzuziehen. Ein Teil des Nebengebirges wird in seiner Zusammensetzung also nur umgestaltet und durch zusätzliche Sedimente ergänzt. Dies hat auch eine Umgestaltung der Topographie (Kapitel 8.1) sowie des hydrogeologischen Systems (Kapitel 10.1) zur Folge. Eine zusätzliche Auflast kann

zur Diagenese von tiefer liegenden und derzeit noch unverfestigten Sedimenten führen. Damit verbunden ist auch eine Änderung der Spannungsverteilung im Untergrund. Neben den bereits erläuterten Sedimentationsvorgängen ist auch eine kaltzeitliche Ablagerung fluviatiler und limnischer Sedimente im Bereich von Schmelzwasserabflusssystemen im Vorfeld eines Gletschers oder in einer Permafrostzone möglich. Eine kaltzeitlich geänderte Topographie kann in den nachfolgenden Warmzeiten zur Ausbildung von neuen Flusssystemen und Oberflächengewässern führen, die von den heutigen abweichen und lokal zu einer Sedimentation führen.

Eine Ungewissheit bei der Prognose der zukünftigen Entwicklung der glazigenen Sedimentation besteht in der Abschätzung der zukünftigen Sedimentmächtigkeit. Vor allem die Tatsache, dass die glazigene Sedimentation in ihrem zeitlichen Ablauf während Kaltzeiten eng an Erosionsprozesse gekoppelt ist, macht eine quantitative Abschätzung der zu erwartenden Mächtigkeiten unmöglich. Zeitpunkt, Lokation und Art der Sedimentation sind ebenso wenig abzuschätzen.

8.6 Diagenese

Diagenese ist die z. B. durch Druck- und Temperaturänderungen, chemische Lösung sowie Ausfällung, lang- oder kurzfristig ablaufende Umbildung lockerer Sedimente zu festen Sedimentgesteinen (MURAWSKI & MEYER 2010). Bei dieser Umbildung ändern sich abhängig vom Sedimenttyp und der Intensität der Diagenese auch Eigenschaften, wie Permeabilität, Porosität, Festigkeit und Wärmeleitfähigkeit. Eine einsetzende Diagenese könnte demnach die hydraulischen Eigenschaften eines Aquifers verändern. Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation bestehen die unverfestigten Schichten, die in Zukunft diagenetisch verändert werden können, aus quartären und tertiären Sedimentgesteinen.

8.7 Zukünftige Entwicklung der Diagenese

Eine ähnlich geringe Verfestigung wie bei quartären Sedimentgesteinen wird auch für zukünftige Ablagerungen im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen erwartet, die sowohl glazial oder durch Sedimentation bedingt zur Ablagerung kommen. Die Festgesteine des Nebengebirges und des Wirtsgesteins, vor allem die in größeren Tiefen, haben schon in der Vergangenheit ein bestimmtes Diagenesestadium erreicht.

Eine Prognose zur diagenetischen Veränderung von Sedimenten ist für die nächsten eine Million Jahre nur eingeschränkt möglich, da die Mächtigkeiten zukünftiger Ablagerungen nicht vorhersehbar sind. Es kann daher lediglich angenommen werden, dass Teile der heute

oberflächennah vorhandenen Lockersedimente bei einem Auflastdruck durch zukünftig abgelagerte Sedimente tiefenabhängig die Diagenese durchlaufen werden.

8.8 Mikrobielle Prozesse

In der gesamten Geosphäre kommen unterschiedliche Mikroorganismen vor, die dort z. T. auch in chemische Prozesse von Stoffkreisläufen eingreifen. Beispiele für Stoffkreisläufe, in die Mikroorganismen eingebunden sind, sind der Kohlenstoff-, der Stickstoff-, der Phosphor- und der Schwefel-Kreislauf. Im Rahmen dieser Einbindung kann es zu Änderungen der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine, von gesteinsbildenden Prozessen und des Grundwasserchemismus kommen.

Die von Mikroorganismen (nachfolgend hauptsächlich Bakterien) besiedelten Habitate zeigen bei den Lebensraumparametern große Bandbreiten. Sie decken ein breites Temperaturspektrum ab und können in aerober bis anaerober Umgebung leben. Hohe Salz- oder andere Mineralkonzentrationen und längere Trockenheit schließen das Überleben von Mikroorganismen nicht aus. Das Temperaturmaximum bis zu dem die meisten Bakterien dauerhaft lebensfähig sind, liegt bei ca. 60 °C. Eine Besiedelung mit Bakterien ist aber auch unter extremen Bedingungen, wie in der Antarktis mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt des Wassers, oder im hochtemperierten und -mineralisierten Umfeld von hydrothermalen Exhalationen in Tiefseebereichen (Black Smoker) möglich. Daraus ergibt sich eine Temperaturspanne von -15 °C bis 115 °C, in der mikrobielle Prozesse stattfinden können. In der Geosphäre reicht der für Bakterien optimale Temperaturbereich (bis 60 °C) bei einem ungestörten geothermischen Gradienten von 3 °C pro 100 m bis in eine Tiefe von ca. 2.000 m.

Durch bakterielle Abbauprozesse kann die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine im Nebengebirge beeinflusst werden. Auch gesteinsbildende Prozesse, wie z. B. die Bildung von Eisenerzkonkretionen vom Typ Minette, werden von Bakterien hervorgerufen.

Aufgrund des natürlichen Temperaturfeldes, in dem das Nebengebirge liegt, ist eine Besiedelung der Schichten mit Bakterien sehr wahrscheinlich. In Bezug auf die Sedimente und Festgesteine können die dadurch verursachten Umwandlungen jedoch als unbedeutend eingeschätzt werden.

Auswirkungen mikrobieller Aktivitäten speziell auf Tongesteine werden in MELESHYN (2011) vor dem Hintergrund des Langzeitverhaltens eines Endlagers für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle beschrieben. Dabei wurden fünf mikrobielle Prozesse mit maßgeblichen Einflüssen identifiziert, von denen zwei auch unter natürlichen Bedingungen ablaufen

können, sofern ausreichend Wasserstoff für den Stoffwechsel der Mikroben zur Verfügung steht. Diese zwei Prozesse sind:

1. Mikrobielle Reduktion von Fe(III) in der Tonmineralstruktur führt zu einem Anstieg der Schichtladung der Tonminerale, was eine Reduzierung des Quelldruckes und der spezifischen Oberfläche zur Folge hat. Ab einem bestimmten Fe(III)- Reduktionsumfang geht die Kationenaustauschkapazität des Tongesteins deutlich zurück (Verringerung der Rückhalteeigenschaften).
2. Mikrobielle Reduktion von Fe(III) wird von Auflösungsprozessen an den Tonminerale begleitet. Die Auflösung kann durch Mikroben auch direkt ohne Fe(III)-Reduktion erfolgen. Zusätzlich zu den im ersten Punkt beschriebenen Prozessen wird dabei die Anionenaustauschkapazität reduziert. Porosität und Permeabilität des Tongesteins können soweit reduziert werden, dass der Fluidruck sich bis hin zu einem Überdruck entwickelt und sich die plastischen Eigenschaften des Tonsteins temporär reduzieren, was durch Rissbildung begleitet werden kann.

Darüber hinaus laufen im Grundwasser mikrobielle Prozesse ab, die Teil von Stoffkreisläufen sind. Insbesondere der Stickstoff- und Schwefelkreislauf sind darin eingebunden. Sowohl die bakteriell bedingte Nitrat- als auch die Sulfatreduktion laufen im anaeroben Bereich ab.

Bei der Nitratreduktion (Denitrifizierung), als Teilprozess des Stickstoffkreislaufs, wird Nitrat (NO_3^-) von Bakterien letztlich zu elementarem Stickstoff abgebaut, der dann in die Atmosphäre freigesetzt wird (MÜLLER 1999). In Grundwasserleitern mit einem entsprechenden Stoffeintrag, der oft durch landwirtschaftliche Düngung verstärkt wird, findet sich eine Tiefenstufung, bei der dieser Prozess mit dem Erreichen von anaeroben Verhältnissen in der entsprechenden Tiefe im Grundwasser abläuft. Während beim Prozess der Nitratreduktion ein wesentlicher Anteil auf anthropogenem Eintrag beruht, wird die Sulfatreduktion im Schwefelkreislauf stärker vom geologischen Hintergrund beeinflusst. Unter Beteiligung von sulfatreduzierenden Bakterien erfolgt unter anaeroben Bedingungen ein Sulfatabbau (SO_4^{2-}) zu Schwefelwasserstoff (H_2S) als Endprodukt (MÜLLER 1999).

8.9 Zukünftig ablaufende mikrobielle Prozesse

Für die zukünftige Entwicklung kann prognostiziert werden, dass zu jeder Zeit mikrobielle Aktivität möglich sein wird. In Kaltzeiten werden allerdings in den oberflächennahen Schichten an niedrige Temperaturen angepasste kryophile Formen überwiegen. Wie in der Vergangenheit ist jedoch nicht damit zu rechnen, dass die durch diese Bakterien verursachten Umwandlungsprozesse die Gesteinszusammensetzung maßgeblich verändern. Dies gilt auch für zukünftig zur Ablagerung kommende Sedimente. Auch mit mikrobiell bedingten

Prozessen im Grundwasser, die den Grundwasserchemismus verändern können, ist zu rechnen. Das Grundwasser steht im Kontakt mit den Nebengebirgsschichten, so dass über chemische Austauschvorgänge ein indirekter Einfluss mikrobieller Prozesse auf die Schichten gegeben sein kann.

9 Tektonische Entwicklungen der Geosphäre in Süddeutschland

In diesem Kapitel wird die tektonische Entwicklung der Geosphäre in Süddeutschland und deren direkte Auswirkungen für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation beschrieben. Dabei werden nur große Störungen und Störungszonen erläutert. Im Fall einer konkreten Standorterkundung müsste eine detaillierte Aufnahme der vorliegenden Klüfte und Störungen sowie ihrer Genese erfolgen, bevor eine Prognose ihrer möglichen Auswirkungen und der zukünftigen Entwicklung erstellt wird.

Großräumige Deformationen, die im Zusammenhang mit der Bildung eines Orogens stehen, werden im Kapitel 11.1 behandelt. Außerdem erfolgt keine Ausgliederung der tektonischen Entwicklung des Wirtsgesteins, da die Opalinuston-Formation einen Teil der Gesamtabfolge darstellt. Aufgrund der besonderen geomechanischen Eigenschaften von Tongesteinen werden Störungen und Klüfte speziell in der Opalinuston-Formation im Kapitel 4.3.1 betrachtet.

9.1 Störungen und Störungszonen in der Geosphäre

Trennfugen im Gebirge, an denen Verstellungen der angrenzenden Schollen im Zentimeter- bis Kilometerbereich stattgefunden haben, werden als Störungen bezeichnet (MURAWSKI & MEYER 2010). Bei einem lokal gehäuften Auftreten von Störungen, die bei gleicher Ausrichtung auch auf die gleichen Spannungszustände im Gebirge zurückzuführen sind, wird der Begriff Störungzone verwendet. Störungen entstehen im Gebirge, wenn sich der Spannungszustand in Form von Kompressionen oder Extensionen so ändert, dass eine bruchhafte Deformation mit einem Versatz an den Bruchflächen entsteht. Auslöser solcher Spannungsänderungen können z. B. überregionale tektonische Prozesse sowie Karstbildungen mit Einsturz der hangenden Schichten in die entstandenen Hohlräume sein.

Störungen im Nebengebirge können Einfluss auf die hydrogeologischen Strömungsverhältnisse haben, wenn sie, wie in Abb. 43 dargestellt, selbst Wegsamkeiten darstellen (1), vorher getrennte Aquiferbereiche miteinander verbinden (2) oder lokale Aufhebung der Stockwerksgliederung oder verbundene trennen (3). Genaue Kenntnisse über Störungen und Störungszonen sind daher von großer Bedeutung für die hydrogeologische Charakterisierung des Gebirges.

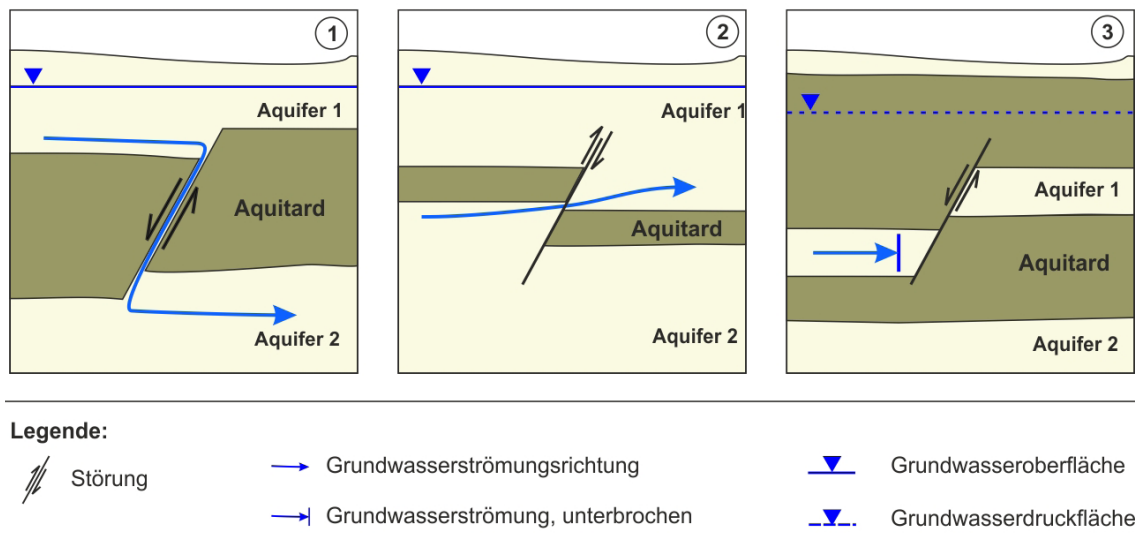


Abb. 43: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (verändert nach MRUGALLA 2011).

Der Strukturbau im betrachteten Bereich gehört der Süddeutschen Großscholle an, die von bedeutenden tektonischen Lineamenten umgrenzt wird und in sich eine Einheit darstellt (AMELUNG et al. 2007). Die Großscholle wird im Westen von den Randstörungen des Oberrheingrabens, im Norden von der Rhenoharzynischen Suturezone, im Osten durch die Böhmisches Masse und im Süden von der alpinen Faltenmolasse begrenzt (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996).

Darüber hinaus ist die Süddeutsche Großscholle selbst von Bruchzonen aus unterschiedlichen Epochen der strukturellen Entwicklung durchzogen, die auf ein wechselndes Spannungsfeld in der geologischen Vergangenheit hinweisen. Im Oberkarbon dominierten erzgebirgische (variszische) (NE-SW) und eggische (NNW-SSE) Lineamente. Diese Lineamente beeinflussten die Entwicklung und räumliche Ausdehnung von Becken und Schwellen, wie der Permokarbontröge (RUPF & NITSCH 2008). Vom Perm bis zum Jura erfolgte eine allgemeine Dehnung der Kruste, bei der schon bestehende Regionalstrukturen, mit variszischem oder stefanisch-frühpermischem Bildungsalter, aber auch Strukturen mit neuerem Bildungsalter, die Mächtigkeitsablagerungen bestimmten (GEYER et al. 2011). Bei den nachjurassischen Bewegungen hatten die beiden känozoischen Beckenstrukturen, das Molassebecken und der Oberrheingraben, einen großen Einfluss auf das rezente Bruchbild der Süddeutschen Großscholle (GEYER et al. 2011). Der größte Teil dieser Bewegungen fand vom Eozän bis in das Miozän statt.

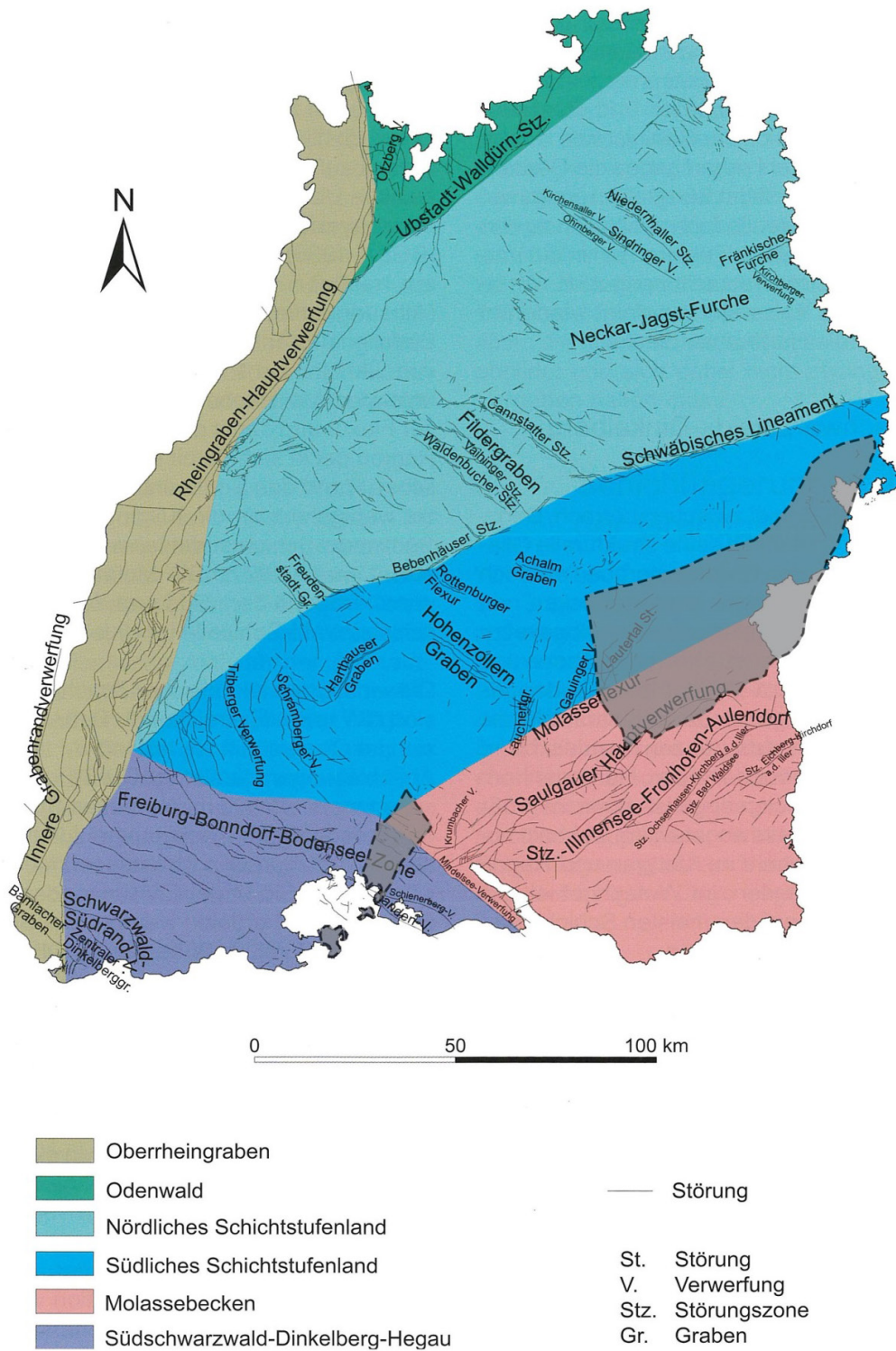


Abb. 44: Tektonische Regionen und wichtige Strukturen in Baden-Württemberg mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation (grau) in Süddeutschland (RUPF & NITSCH 2008).

Mit dem Oberrheingraben entwickelten sich überwiegend rheinisch (NNE-SSW) streichende Lineamente wie die Oberrheingraben-Hauptverwerfung. Daneben treten mit dem Hohenzollerngraben herzynische Störungsrichtungen (WNW–ESE) auf. Außerdem gibt es schwäbische Störungsrichtungen (WSW-ENE), die durch das Schwäbische Lineament und die Neckar-Jagst-Furche repräsentiert werden (VILLINGER 2011). Zusammen werden die verschiedenen Störungsrichtungen auch als Schwäbisch-Fränkisches Bruchmuster bezeichnet (Abb. 44). Neuere Untersuchungen sprechen von sechs verschiedenen Richtungsgruppen im Schwäbisch-Fränkischen Bruchmuster, die sowohl dextrale als auch sinistrale Scherrichtungen zeigen (SCHWARZ 2012). Die Versatzhöhen der Störungszonen betragen zwischen wenigen Metern bis zu 200 m. Noch größere Versätze sind selten (VILLINGER 2011). Die mehrfach wechselnde Orientierung und Intensität der Spannungsfelder führte zu einer Vergitterung von verschiedenen Strukturen. Manche Störungen und Störungszonen wurden auch mehrmals mit verschiedenem Bewegungssinn reaktiviert und überprägt. Andere Strukturen wie zum Beispiel die spätvariszisch (E-W) orientierten Scherzonen des Schwarzwaldes wurden aufgrund ihrer Orientierung durch spätere jungpaläozoische oder känozoische Spannungsfelder nicht mehr reaktiviert. Auch mechanische Anisotropien wie zum Beispiel magmatische Körper, Mylonitzonen oder Kataklasezonen im Grundgebirge führten dazu, dass bestimmte Regionen auf erneut ansetzende tektonische Spannungen unterschiedlich reagieren. (GEYER et al. 2011). Generell überwiegen im gesamten Störungsmuster Abschiebungen und Schrägabschiebungen vor Aufschiebungen und Faltenbildung (GEYER & GWINNER 1991).

Rezente Bewegungen sind vor allem aus dem Oberrheingraben bekannt. Dort treten Störungen in pleistozänen Sedimenten auf (z. B. NIVIÈRE 2008). Aber auch im Bereich der Zollernalb ist eine rezente seismische Aktivität bekannt (STANGE & BRÜSTLE 2005; REINECKER & SCHNEIDER 2002) (siehe Kapitel Erdbeben).

Der betrachtete Bereich der untersuchungswürdigen Opalinuston-Formation im Molassebecken wird der autochthonen Vorlandmolasse zugeordnet (DOPPLER et al. 2005). Dieser Teil des nordalpinen Molassebeckens ist im Gegensatz zur Faltenmolasse, die in den Deckenbau der Alpen miteinbezogen ist, ungefalted. Den strukturellen Nordrand des Molassebeckens bildet die Molasseflexur (Albsüdrandflexur), an der das Einfallen der mesozoischen Nebengebirgsschichten über kurze Distanz von etwa 1° auf etwa 5° unter dem Molassebecken zunimmt (RUPF & NITSCH 2008). Die wichtigsten tektonischen Bruchlinien im Molassebecken sind WSW-ENE bis WNW-ESE streichende Abschiebungen, teils nach Norden und teils nach Süden einfallend, deren Versatz selten mehr als 100 m erreicht (Abb. 45) (GEYER et al. 2011, RUPF & NITSCH 2008). Die Bruchlinien sind im Zuge der Alpenorogenese als Scherbrüche entstanden und wurden später in einer Dehnungsphase, verbunden mit dem Abbiegen und einer Dehnung des Molasseuntergrundes (Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatisch-Afrikanische Platte), als Abschiebungen reaktiviert

(BACHMANN & MÜLLER 1992). Die tektonischen Bruchlinien sind stockwerksübergreifend (z. B. Tiefenbohrung Bad Buchau 1, Tiefenbohrung Aulendorf; BERTLEFF et al. 2005). Jüngere Störungen sind im Quartär entstanden und streichen N-S (RÜHAAK et al. 2010).

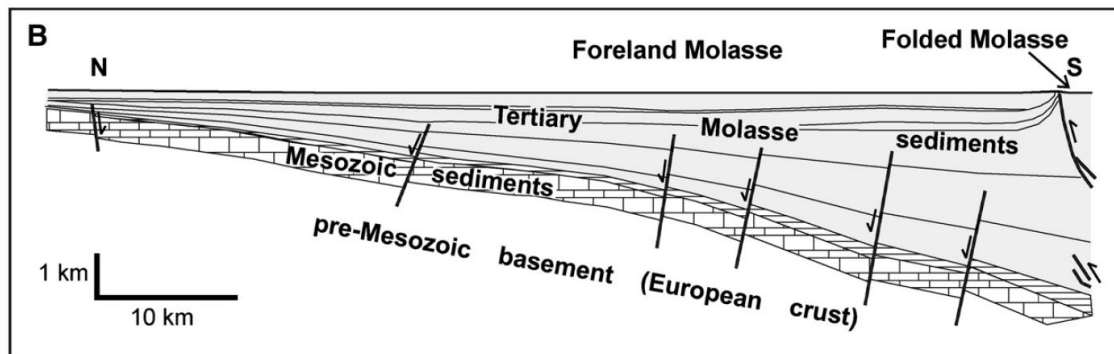


Abb. 45: N-S Profil durch das Süddeutsche Molassebecken (RHEINECKER et al. 2010).

Der regionale Bereich zwischen Bodensee und Memmingen ist von mehreren Störungszonen durchzogen, die im Großen und Ganzen in SW-NE Richtung streichen (CLAUSER et al. 2002). Die zwei bedeutendsten Störungszonen sind die Saulgauer Hauptverwerfung (Saulgau-Pfullendorfer Verwerfung) und die etwa 40 km südlich gelegene Störungzone Illmensee-Fronhofen-Aulendorf (siehe Abb. 44). Das Hegau-Bodensee Gebiet wird von herzynisch streichenden (WNW-ESE), jungen Grabenbrüchen durchquert, die den Hegau-Bodensee-Graben bilden. Diese Strukturen lassen sich bis zum Oberrheingraben verfolgen (NAGRA 2002a). Im Bereich des westlichen Bodenseegebietes treffen die Albstadt-Scherzone und die Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Zone aufeinander. Das Alter dieser Störungszonen wird in das Mittel- bis Obermiozän eingeordnet, was mit dem Alter der beginnenden Heraushebung der Alpen und des Alpenvorlandes zusammenfällt.

Die SW-NE streichenden Störungen im westlichen Molassebecken sind als Prospektionsziele der Kohlenwasserstoff-Industrie bekannt, da die Störungen als Fallenstrukturen fungieren und die Bildung von Erdöllagerstätten möglich machen können (Abb. 46). Die Erdöl- und Erdgaslagerstättenfunde wurden dabei entlang von mehreren SW-NE streichenden, synthetischen und antithetischen Abschiebungen gemacht (BRINK et al. 1992; HEINZ et al. 2002). Die Existenz von Erdölfällen im Bereich dieser Störungszonen deutet darauf hin, dass die Störungen nicht hydraulisch wirksam sind.

Die wichtigsten Lagerstätten liegen bei Fronhofen-Illmensee, Oberschwarzach und Pfullendorf-Ostrach. In Fronhofen-Illmensee fungiert der Trigonodusdolomit, der geklüftet und kavernös ist, als Hauptträgerhorizont. Daneben sind Schichten des Unteren Muschelkalk, des Mittel- und Ober-Keuper, und Sandsteine des Mittel- und Ober-Jura sowie der Unteren Süßwassermolasse Speichergesteine. In Oberschwarzach bilden die Bausteinschichten

der Unteren Meeresmolasse die Speichergesteine und in Pfullendorf-Ostrach ist das Hauptträgergestein der Stubensandstein. Weitere Speichergesteine in Pfullendorf-Ostrach stellen u.a. die Sande des Unterjura und Ober-Keuper dar (BERTLEFF et al. 2005).

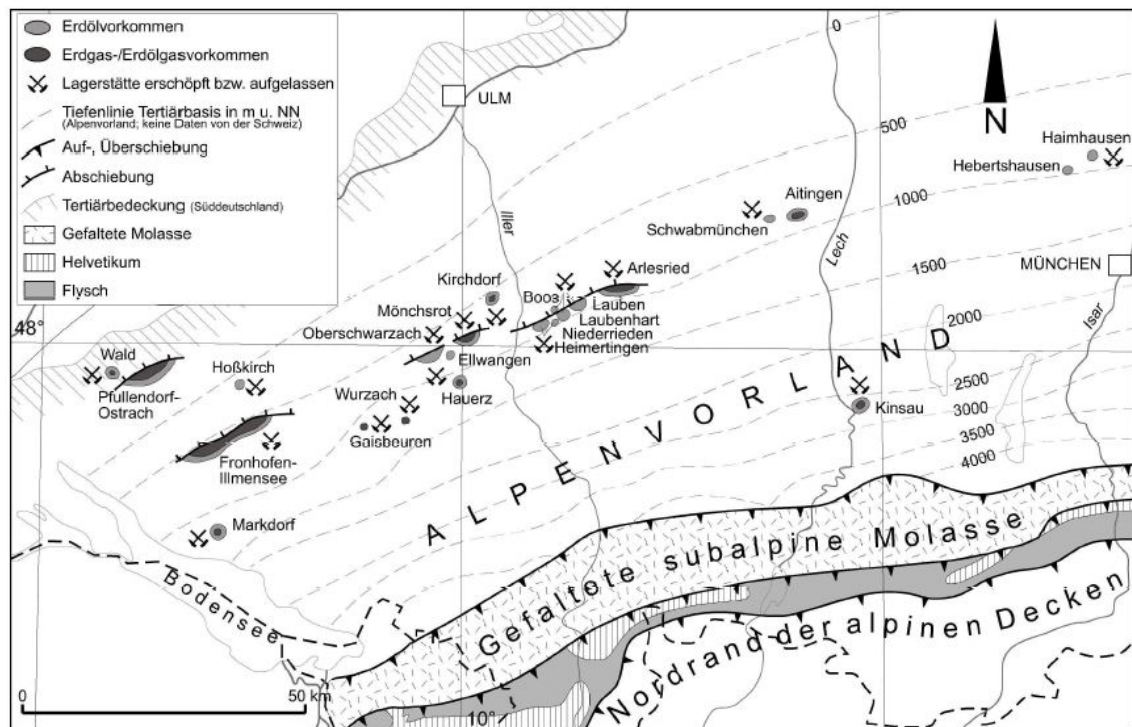


Abb. 46: Übersichtskarte zur Verbreitung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten im Molassebecken von Südwest-Deutschland (aus HEINZ et al. 2002).

Daneben sind im Molassebecken Vorkommen von mineralisierten Tiefenwässern in Verbindung mit geothermischen Anomalien bekannt und in zahlreichen Mineralbädern wie Bad Saulgau, Bad Buchau oder Bad Waldsee erschlossen (BERTLEFF et al. 2005). Dort wo Störungszonen auf den hochpermeablen Kluft- und Karstgrundwasserleiter des Ober-Jura treffen, können sich Zonen erhöhter Durchlässigkeit bilden. Dies wird zum Beispiel bei Saulgau und Bad-Buchau vermutet (RÜHAAK et al. 2010).

Da das Gebiet des Molassebeckens, in dem Erdöl- und Erdgaslagerstätten oder auch die oben genannten Wärmeanomalien vorkommen können, nicht direkt im betrachteten Bereich der untersuchungswürdigen Opalinuston-Formation liegt, wird auf eine weitere Ausführung dieser Störungszonen und der damit verbundenen Phänomene, wie zum Beispiel mögliche Migrationswege für Kohlenwasserstoffe verzichtet.

9.2 *Zukünftige Entwicklung von Störungen und Störungszonen in der Geosphäre*

Es ist zu erwarten, dass der aktuelle Zustand mit der Verteilung und Art der großräumigen Störungszonen über den Zeitraum von einer Million Jahre fortbesteht, da dieser Zustand auch in der geologischen Vergangenheit über längere Zeiträume vorlag. Auch zukünftig werden endogen-tektonisch verursachte Gebirgsspannungen an bestehenden Störungen abgebaut. Aufgrund der unterschiedlichen Lithologie des Nebengebirges weisen Störungen und Klüfte in den einzelnen lithologischen Einheiten unterschiedliche hydraulische Wirksamkeiten auf.

Die Ungewissheiten bei der Prognose der Bildung neuer großräumiger Störungen und Störungszonen im Zusammenhang mit der Entwicklung der Tektonik in Süddeutschland sind als gering einzuschätzen, da im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation rezent nur sehr geringe tektonische Bewegungen beobachtet werden. Darauf weist die nur geringe Seismizität in diesen Gebieten hin, die nach HOTH et al. (2007) in der Erdbebenzone 1 und kleiner liegen. So ist in Zukunft nicht zu erwarten, dass im Nebengebirge größere zusammenhängende Klufnetzwerke oder neue Störungen entstehen, die Wegsamkeiten für Lösungen oder eindringendes Grundwasser ausbilden.

9.3 *Spannungsfeld*

Das großräumig herrschende Spannungsfeld in Deutschland wird durch überregionale Plattenbewegungen bestimmt. Für Westeuropa sind die Spreizung entlang des mittelatlantischen Rückens (Seafloor Spreading) und die Nordwärtsdrift der afrikanischen Platte bestimmend. Durch diese Vorgänge ergibt sich ein konstantes Spannungsfeld, mit einer NW-SE orientierten Hauptrichtung der maximalen horizontalen Kompressionsspannung. Allerdings zeigt das großräumig herrschende Spannungsfeld im nördlichen Alpenvorland eine leichte Variation. Es wird dort vermutlich nicht nur durch die Plattenbewegung kontrolliert, sondern zusätzlich durch die gravitative potenzielle Energie im Einflussbereich der Alpen (REINECKER et al. 2010). Im Rahmen der genannten Arbeit wurden Ausbrüche der Bohrlochwand und induzierte Klüfte in Bohrungen des Molassebeckens untersucht, deren Auswertung im Bereich der untersuchungswürdigen Opalinuston-Formation eine NNW-SSE Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannung ergibt. Da in Südostdeutschland die maximale horizontale Hauptspannung in N-S Richtung und ebenfalls rechtwinklig zum Streichen der Alpen orientiert ist, zeigt sich der Einfluss der Alpen (Abb. 47).

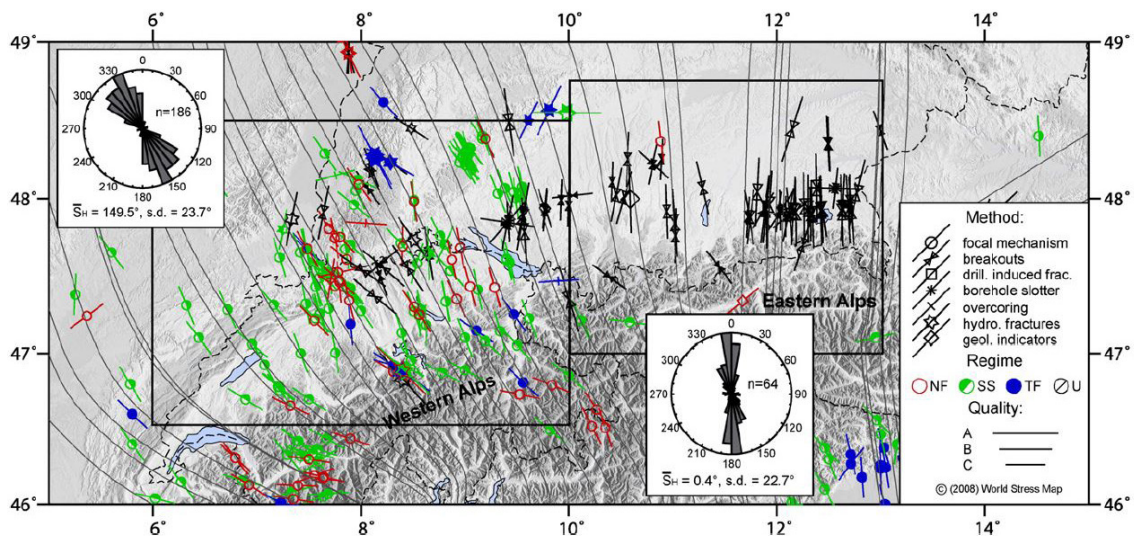


Abb. 47: Heutige Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannung im Molassebecken. Die maximale horizontale Hauptspannung rotiert von N-S in den östlichen Alpen nach NNW-SSE in den westlichen Alpen. Die Linien zeigen die Orientierung der größten horizontalen Spannung S_H . Die Länge der Linien entspricht der Qualität des Datensatzes. Die Farben der Datensätze weisen auf das tektonische Regime hin (rot Abschiebung (NF), grün Blattverschiebung (SS), blau Aufschiebung (TF), schwarz unbekannt (U), REINECKE et al. 2010).

Das tektonische Regime wird in den Strike-Slip-Bereich eingeordnet. Untersuchungen des Baden-Württembergischen Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau über Herdflächenlösungen von Erdbeben in der Oberkruste des Molassebeckens zeigen Strike Slip und (Schräg-) Abschiebungen an (Abb. 48) (STANGE & STREHLAU 2002).

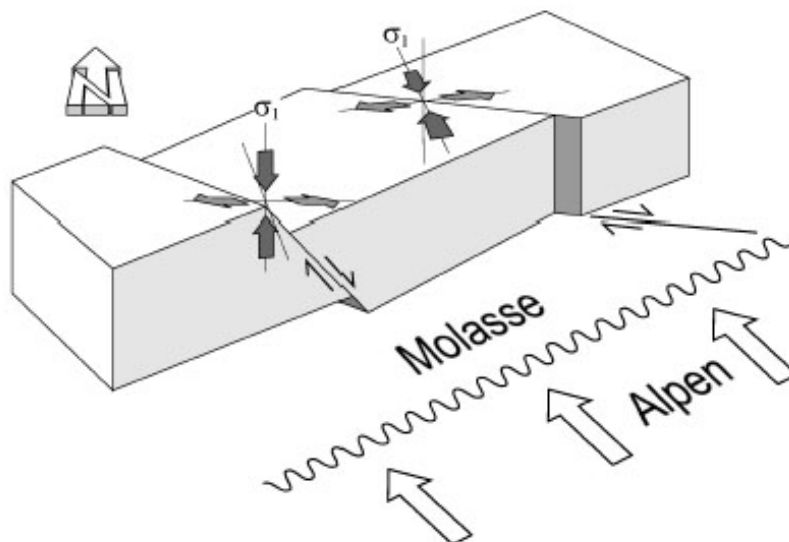


Abb. 48: Skizze der Hauptspannungsrichtungen, exemplarischen Bruchflächen und der Alpenkompression im Molassebecken (STANGE & STREHLAU 2002).

9.4 *Zukünftige Entwicklung des Spannungsfeldes*

Die Ungewissheiten im Zusammenhang mit einer Veränderung des großräumigen Spannungsfeldes sind als gering einzuschätzen, da das Spannungsfeld im gesamten mitteleuropäischen Raum stabil ist. Die alpine Orogenese bzw. Nordwärtsdrift der afrikanischen Platte führte in der geologischen Vergangenheit über große Zeiträume zu Änderungen des Spannungsfeldes. Verglichen mit der stärksten Hebungsphase im Miozän ist die Entwicklung der alpinen Orogenese deutlich zurück gegangen und macht eine erneute Entwicklung eines Orogens und daraus resultierende Änderung des Spannungsfeldes innerhalb des Betrachtungszeitraums unwahrscheinlich.

10 *Hydrogeologie*

Das Kapitel Hydrogeologie umfasst die Beschreibungen der herrschenden Randbedingungen in Bezug auf die Grundwasserströmung und den -chemismus sowie deren Änderungen im Verlauf von einer Million Jahre in der Zukunft. Es folgen Informationen zu den geologischen Einflussfaktoren und schließlich eine Betrachtung der Ungewissheiten bei der Prognose der zukünftigen Entwicklung des Systems.

10.1 *Grundwasserströmung*

Im betrachteten Bereich sind im Wesentlichen drei tiefe, voneinander abgetrennte Grundwasserstockwerke zu unterscheiden: die neogenen Grundwasserkörper der Oberen Meeresmolasse (OMM), die tiefen, hochgespannten Aquifere des Oberen Jura und die des Oberen Muschelkalk (Abb. 49) (BERTLEFF et al. 1987). Des Weiteren bilden die quartären Ablagerungen, die im Zusammenhang mit der Vergletscherung des Alpenvorlandes entstanden sind, einen heterogenen oberflächennahen Grundwasserspeicher, der Süßwasser enthält.

Wichtige Kennwerte für die hydrogeologische Gliederung sind die Porosität und die Permeabilität/Transmissivität der Schichtfolgen. Eine Grundwasserströmung ist in Lockergesteinen möglich, wenn durch eine Vernetzung der Poren mit der Schaffung von Fließwegen die effektive Porosität hoch genug ist. Die effektive Porosität kann dabei kleiner bis gleich der Gesamtporosität in der jeweiligen Schicht sein. Die Transmissivität ist das Maß für die Durchströmbarkeit und Mächtigkeit der wasserführenden Schichten. Tabelle 4 stellt eine Übersicht der Stratigraphie, Petrographie und hydrogeologischen Gliederung der Gebirgsschichten in der Region dar.

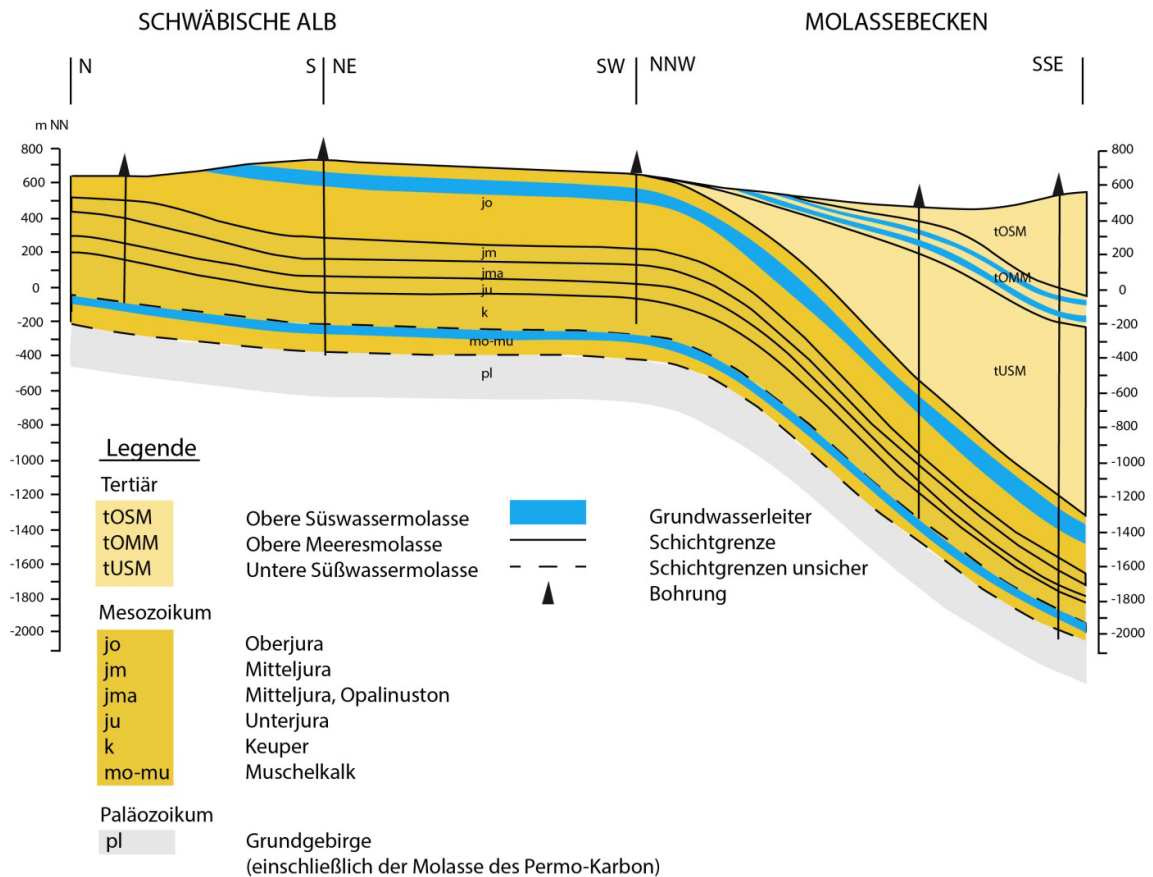


Abb. 49: Die wesentlichen tieferen Aquifere im Süddeutschen Molassebecken. Verändert nach HOTH et al. (2007).

Tab. 4: Übersicht über die nutzungsrelevanten hydrostratigraphischen Baueinheiten des Nebengebietes der Region und Typ des jeweiligen Grundwasserleiters.

Stratigraphie		Hydrogeologie
Quartär	Deckenschotter, Rinnenfüllungen, Talkiese etc.	Lockergesteinsgrundwasserleiter
Obere Meeresmolasse	Baltringer Schichten	Poren- und Kluftgrundwasserleiter
	Heidenlöcher Schichten	Poren- und Kluftgrundwasserleiter
Oberer Jura	Untere und Obere Felskalkformation, Liegenden Bankkalkformation	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
Oberer Muschelkalk	Rottweil-Formation	Kluftgrundwasserleiter

Im folgenden Abschnitt werden die Hauptaquifere, gegliedert nach der stratigraphischen Abfolge, näher beschrieben.

Oberer Muschelkalk

Der Obere Muschelkalk bildet einen Kluffgrundwasserleiter im Molassebecken, wobei vor allem die klüftigen Dolomite und Kalksteine der Rottweil Formation (Trigonodusdolomit) wasserführend sind (Abb. 50) (STOBER et al. 2013). Örtlich können zu dem Grundwasserleiter auch Teile des Mittleren Muschelkalk und Unteren Keuper hinzugerechnet werden (BERTLEFF et al. 2005, GEYER et al. 2011). Der für den Wasserfluss wirksame Porenraum setzt sich aus dem unregelmäßig verteilten Kluffnetzwerk und der primären Dolomit-Porosität zusammen (STOBER & VILLINGER 1997). Die Mächtigkeit nimmt Richtung SE ab, im äußersten Südosten keilt der Obere Muschelkalk dann gänzlich aus. Liegt der Untere Muschelkalk als sandige Randfazies vor (Basissandstein oder Melser Sandstein), kann ein weiterer gering mächtiger Grundwasserleiter ausgebildet sein (STOBER et al. 2013). Die Druckspiegelhöhen liegen ca. 200 – 250 m tiefer als die des Oberjura. Druckdepressionen deuten auf eine Grundwasserfließrichtung zum mittleren Neckar hin (BERTLEFF et al. 2005).

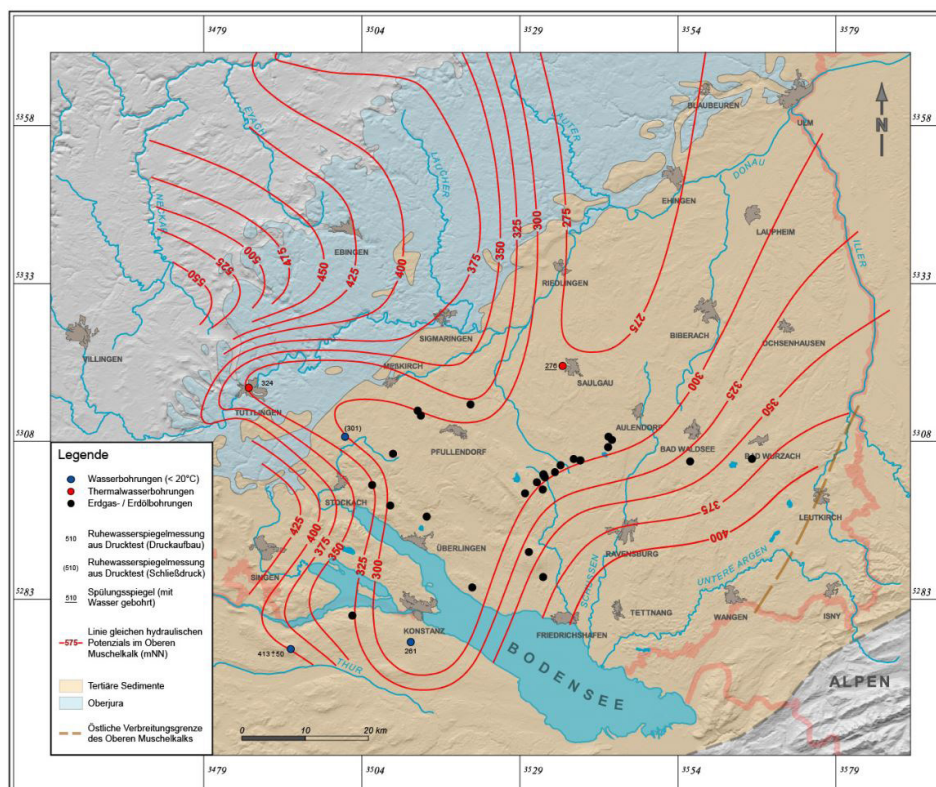


Abb. 50: Karte des hydraulischen Potentials des oberen Muschelkalk im Süddeutschen Raum (STOBER & JOGOCY 2011). Die blauen Punkte stellen Wasserbohrungen (< 20° C), die roten Punkte Thermalwasserbohrungen und die schwarzen Punkte Erdgas-/Erdölbohrungen dar. Die roten Linien stellen Linien gleichen hydraulischen Potentials im Oberen Muschelkalk (mNN) dar. Die braune gestrichelte Linie zeigt die östliche Verbreitungsgrenze des Oberen Muschelkalk.

Oberer Jura

Der Kluft- und Karstgrundwasserleiter des Oberen Jura ist für geothermische Nutzungszwecke das bedeutendste und ergiebigste Grundwasserstockwerk des süddeutschen Molassebeckens (STOBER & VILLINGER 1997). Aufgebaut ist er aus massigen, teils geschichteten Kalk- und Dolomitgesteinen der Unteren und Oberen Felskalkformation (Mittel- bis Oberkimmeridium, ki2 bzw. ki3) und die Liegenden Bankkalkformation (Oberkimmeridium ki4). Die Fließwege sind im Wesentlichen auf die Karsthohlräume und Klüfte sowie untergeordnet auch auf Schichtfugen beschränkt. Wie stark der Oberjura verkarstet ist, hängt vor allem von der Fazies ab (FRITZER et al. 2010). Die größte Durchlässigkeit zeigen frühdiagenetisch entstandene Dolomite und kavernöse Dedolomite, die auch als „zuckerkörniger Lochfels“ bekannt sind und deren Porosität häufig sekundär durch die Dolomitierung erhöht wurde. Darüber hinaus treten Verkarstungsprozesse vermehrt in größeren Störungszonen auf, die durch die größere Zerklüftung eine erhöhte Durchlässigkeit haben (BMU 2012). Mit zunehmender Entfernung von der Donau und mit dem Absinken des Schichtpaketes des Oberjura nach Südosten geht der Grad der Verkarstung zurück (STOBER & VILLINGER 1997). Geschichtete, mergelige und nicht in der massigen Fazies ausgebildete Schichtglieder des Oberen Jura (der liegende Impressamergel, die Wohlgeschichtete Kalk- und Lacunosamergel-Formation sowie die hangenden Zementmergel- und Hangende Bankkalk-Formation) neigen zu geringerer Verkarstung. Vor allem die Zementmergel sind Grundwassergeringleiter und dichten das Grundwasserstockwerk nach oben ab. Nur geringfügig können Wasserwegsamkeiten in Klüften gegeben sein (STOBER & VILLINGER 1997). Die helvetische Fazies im Beckensüdrand ist sehr schwach durchlässig, dort tritt keine Verkarstung auf (BERTLEFF et al. 2005).

Die Verkarstung der Schichtenfolge des Oberjura begann mit der Kreidezeit von der Oberfläche aus (VILLINGER 1997). Mit dem Einschneiden der Donau in das Gebirge begann eine intensivere Tiefenverkarstung, welche die Einheiten der Unteren und Oberen Felskalk-Formation und der Liegenden Bankkalk-Formation (ki2 – ki4) bzw. der Massenkalkfazies unterhalb der Molassebedeckung betrifft. Die Mächtigkeit dieser Einheiten beträgt im Molassebecken zwar um die 100 – 300 m, da die Verkarstung aber sehr ungleichmäßig verteilt ist, kann von einer „Netto-Mächtigkeit“ der Einheiten von nur 20 bis 50 m ausgegangen werden (VILLINGER 1997). Zusätzlich kann eine Speicherung des Grundwassers in vernetzten Klüften der hangenden und liegenden Gesteinsschichten erfolgen.

Obwohl die Schichten des Oberen Jura deutlich unterhalb des Bodensees liegen, beeinflusst dieser die großräumige Grundwasserfließrichtung und dient als Vorflutniveau (BMU 2012). Westlich von Ravensburg dienen der Bodensee-Hochrhein und der Aareunterlauf als Vorfluter, östlich die Donau (STOBER & VILLINGER 1997). Somit ist die Rhein/Donau-Wasserscheide auch in dem tiefen Aquifersystem ausgeprägt (Abb. 51).

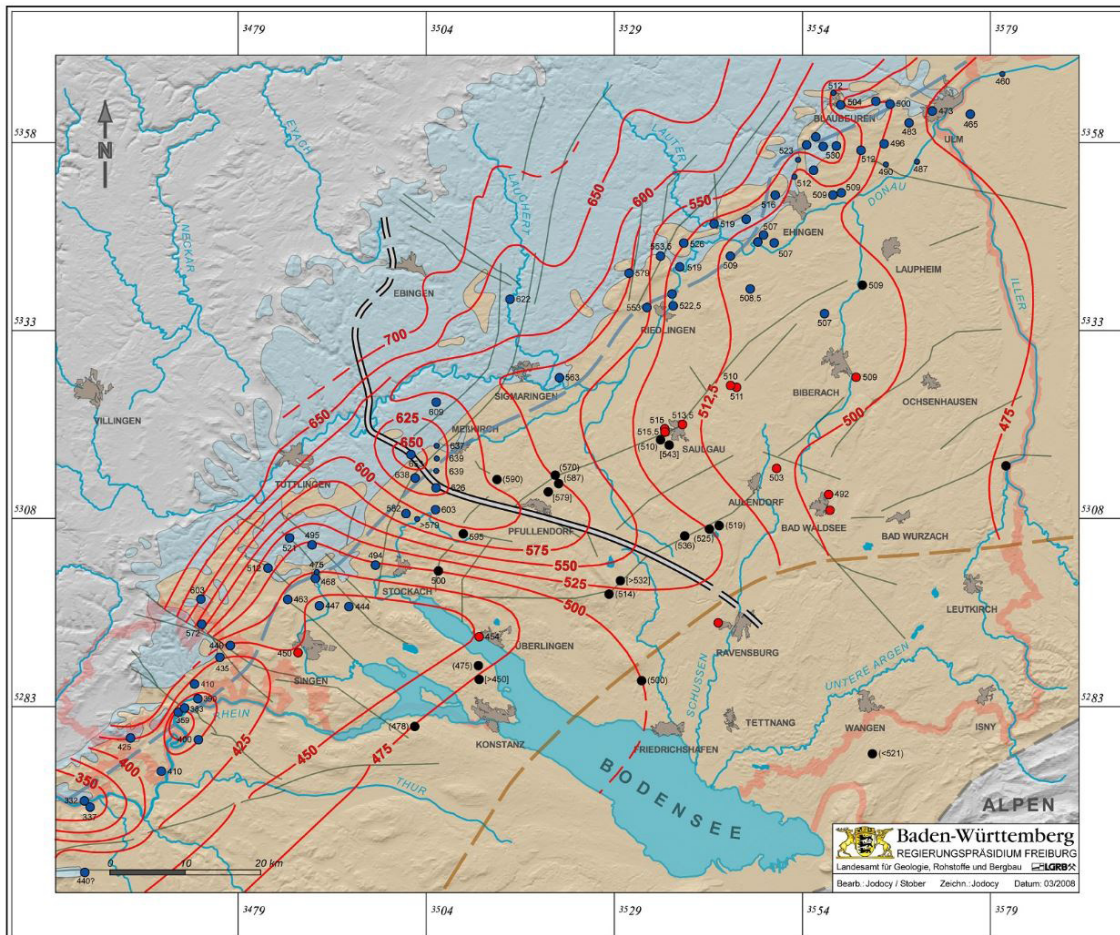


Abb. 51: Karte des hydraulischen Potenzials des höheren Oberjura und Grenzlinie der helvetischen Oberjura-Fazies (STOBER & JODOCY 2001). Die blauen Punkte stellen Wasserbohrungen (< 20° C), die roten Punkte Thermalwasserbohrungen und die schwarzen Punkte Erdgas-/ Erdölbohrungen dar. Die roten Linien sind Linien gleichen hydraulischen Potenzials im Oberjura (mNN). Die braune gestrichelte Linie stellt die Nordgrenze der helvetischen Oberjura-Fazies dar. Blaue Linien sind Verwerfungen und die doppelt gestrichelte Linie die Grundwasserscheide zwischen Rhein und Donau.

Die Grundwasserneubildung findet hauptsächlich lateral über die Schwäbische Alb statt, zusätzlich gibt es einen geringen Wasserzufluss aus Molasseschichten. Im Beckenzentrum deutet das vergleichsweise hohe Alter der Grundwässer auf sehr geringe Durchlässigkeiten und einen quasistationären Zustand hin (VILLINGER 1997).

Obere Meeresmolasse (OMM)

Die Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse bilden durch den heterogenen Aufbau keinen einheitlichen Grundwasserleiter, sondern zwei Grundwasserkörper, die hydraulisch voneinander getrennt sind. Die Ablagerungen sind während zwei Sedimentationszyklen entstanden, bei innerhalb derer eine Wechselfolge aus Schluffmergeln, mergeligen Feinsanden und Fein- bis Grobsanden abgelagert wurde. Wasserführend sind in der

Abfolge die Sandsteine. Im ersten Sedimentationszyklus sind dies die glaukonitreichen Fein- und Mittelsande der Heidenlöcher Schichten (Basissandsteine), die 70 bis 100 m mächtig sind. Im zweiten Sedimentationszyklus lagern sich Grobsande ab, die Baltringer Schichten, die circa 20 – 40 m Mächtigkeit erreichen. Die Sandsteine sind geklüftet und bilden einen Poren- und Kluffgrundwasserleiter. Das Bindemittel der Sandsteine ist karbonatisch. Die hydraulische Trennung ist durch eine bis zu 100 m mächtige Sandschiefer-Schluffmergelserie gegeben (GEYER et al. 2011). Im Westen der Region ist das Strömungsbild des Grundwassers auf den Bodensee ausgerichtet.

Bis auf die Obere Meeresmolasse fungieren die übrigen Molassesedimente überwiegend als Grundwassergeringleiter. Die tonigen Schichten sind in ihrer Gesamtheit vertikal gering wasserdurchlässig und enthalten nur einzelne sandigere, wasserdurchlässige Schichtabschnitte. Durch die geringe Durchlässigkeit sind lange Verweilzeiten des Grundwassers schon in geringer Tiefe möglich. Da die Molasseschichten des Tertiärs somit Wasserstauer sind, trennen sie die tiefer liegenden Aquifere wie das Karstgrundwasserstockwerk des Oberen Jura von Oberflächeneinflüssen (KÖHLER et al. 1985). Durchlässige Schichten, wie die Graupensandrinne, sind nur von lokaler Bedeutung.

Quartär

Die quartären Grundwasserleiter sind aufgrund ihrer Ergiebigkeit intensiv genutzte Grundwasserleiter von teilweise überregionaler Bedeutung. Sie bildeten sich in Zusammenhang mit der Vergletscherung des Alpenvorlandes (siehe 6.3). Die durchlässigsten Grundwasserschichten im Alpenvorland sind dabei die Porengrundwasserleiter der fluvioglazialen Kiese und Sande und zum Teil auch der Nagelfluh. Die Porengrundwasserleiter in den fluvioglazialen Kiesen und Sanden können bereichsweise durch weniger durchlässige tonige Zwischenschichten hydraulisch in Stockwerke getrennt sein. Quartäre Becken- und Moränensedimente setzen sich neben matrix- und komponentengestützten Diamikten, die grundwasserführend sind, auch aus Tonen, Schluffen oder Feinsanden zusammen, die als Grundwassergeringleiter fungieren (GEYER et al. 2011).

Die ausgedehnten glazifluvialen Deckenschotter, die heute noch auf Höhenzügen erhalten sind, wurden durch die Erosion mit Talbildung in kleinere Flächen aufgeteilt (z. B. Iller-Riss-Platte). Jungquartäre Flusskiese und Sande bilden ebenfalls ergiebige Porengrundwasserleiter, die je nach Anteil an Feinbestandteilen Grundwasserleiter bis Grundwassergeringleiter sind und oft in hydraulischem Kontakt mit dem angrenzenden Festgestein und Fließgewässern stehen (WABoA 2012). Durch die hohe Durchlässigkeit in den oft sandig-kiesigen Sedimenten sind auch die Grundwasserfließgeschwindigkeiten überwiegend hoch bis sehr hoch (GEYER et al. 2011).

Die größten Gewässer in der Region, der Rhein, die Donau und Iller, stehen in Verbindung mit den Grundwasservorkommen in den Talkiesen. Die Oberflächengewässer bilden die Vorfluter für das Grundwasser (siehe Kapitel 8.1.3).

Das Grundwassersystem der quartären Talkiese der Donau am Rand der Schwäbischen Alb ist komplex aufgebaut. Richtung Schwäbischer Alb werden die quartären Talkiese vom Oberen Jura begrenzt, von dort kommt es zum Einstrom von Karstgrundwasser. Zusätzlich dringen kleinere Grundwassermengen an der Sohle des Grundwassersystems durch die gering durchlässigen Sedimente der Molasse (GEYER et al. 2011). Mit zunehmender Mächtigkeit der Molasseschichten bilden diese eine hydraulische Trennschicht zwischen dem unterlagernden Oberen Jura und dem Kiesgrundwasserleiter des Donautals.

Weitere Grundwasservorkommen

Grundwasservorkommen, die nur lokale Bedeutung erlangen, gibt es in geklüfteten Sandsteinen oder klüftigen Kalkstein-, Kalkmergelstein- und Kalksandsteinen des Unteren und Mittleren Jura (z. B. Eisensandstein-Formation). Der Oberkeuper und obere Mittelkeuper enthalten eine Wechselfolge von Grundwassergeringleitern in Tonsteinen und Kluftgrundwasserleitern in klüftigen und z. T. porösen Sandsteinkörpern oder Dolomitsteinbänken. Im Gipskeuper und Unterkeuper setzt sich die Wechselfolge aus Grundwassergeringleitern und Kluftgrundwasserleitern fort. Im Oberen Buntsandstein treten schwebende Grundwasserkörper in der Rötton-Formation und im Plattensandstein auf. Weiterhin sind Grundwasservorkommen insbesondere in konglomeratischen Lagen und im Bausandstein des Mittleren und unteren Buntsandstein bekannt (WaBoA 2012).

10.2 Zukünftige Entwicklung der Grundwasserströmung

In der Zukunft ist damit zu rechnen, dass die Gesteinsformationen im Untersuchungsgebiet ähnlich wie zuvor beschrieben weiterhin als Grundwasserleiter, bzw. -geringleiter, fungieren, so dass eine Grundwasserströmung über den Betrachtungszeitraum von einer Million Jahre grundsätzlich bestehen bleibt. Die Grundwasserleiter des Quartärs sind von Prozessen betroffen, die oberflächennah einwirken. Geringe Änderungen z. B. des Oberflächenreliefs können sich stark auf die Ausbildung der Fließrichtungen auswirken. Ebenso stark wirken sich auch klimatische Änderungen aus. Für die kaltzeitlichen Prozesse sind die Änderungen in den Kapiteln Permafrost (Kapitel 6.1) und Vorlandvereisung (Kapitel 6.3) genauer beschrieben.

Die Vielzahl der Einflussfaktoren, deren Eintreten zeitlich nicht genau prognostizierbar ist, bedingen, dass die räumliche und zeitliche Änderung der Grundwasserströmung in den oberflächennahen Grundwasserleiter nicht exakt vorhersagbar ist. Lediglich für

Permafrostbedingungen kann das weitgehende Erliegen der Strömung angenommen werden. Wann Permafrost innerhalb der nächsten eine Million Jahre am Standort vorliegen wird und wie lange und mit welcher Intensität er jeweils andauert, ist bedingt durch die Ungewissheiten bei der Klimaprognose (s. Kapitel 5.1) jedoch nicht bestimmbar.

10.3 Hydrochemische Verhältnisse im Nebengebirge

In den grundwassererfüllten Bereichen des Nebengebirges stellen sich abhängig von der Zusammensetzung der Gesteine sowie durch die Art und Menge der gelösten Stoffe im Grundwasser bestimmte hydrochemische Verhältnisse ein. Die Grundwässer und das Gebirge streben z. B. durch Auflösungen und Ausfällungen einen chemischen Gleichgewichtszustand an. Generell nimmt die geogene Mineralisation des Grundwassers innerhalb mächtiger lithologischer Einheiten oder im hydrogeologischen Stockwerksbau mit der Tiefe zu. Je nach der Summe der gelösten Stoffe werden die Wässer als Süßwasser (< 1 g/l), Brackwasser (1 – 10 g/l), Salzwasser (10 - 100 g/l) und Sole ab 100 g/l bezeichnet (MÜLLER 1999). Darüber hinaus wird Grundwasser mit einer Austrittstemperatur $\geq 20^\circ$ C als Thermalwasser und kohlendioxidhaltiges Grundwasser mit ≥ 1000 mg/l freiem gelöstem CO_2 als Sauerling bezeichnet (BEGRIFFSBESTIMMUNGEN - QUALITÄTSSTANDARTS FÜR DIE PRÄDIKATISIERUNG VON KURORTEN, ERHOLUNGORTEN UND HEILBRUNNEN 2005).

Die Mineralisation der Wässer wird vor allem durch die leicht löslichen Evaporite, wie Stein- und Kalisalz sowie Gips und Anhydrid beeinflusst. Gips und Anhydrid kommen gesteinsbildend im Mittleren Muschelkalk und Gipskeuper vor und in geringerem Ausmaß auch im Unteren Muschelkalk und im Unter- und Mittelkeuper. Eine ebenfalls große Rolle spielen die Minerale Kalzit und Dolomit, die im Oberjura und Oberen und Unteren Muschelkalk, aber auch in vielen anderen stratigraphischen Abschnitten in Form von einzelnen Lagen, Linsen, als Porenzement oder fein verteilt vorliegen. So entstehen durch die Zusammensetzung der Gesteine aquiferspezifische hydrochemische Verhältnisse wie Ca-SO_4 -Wasser im Gipskeuper oder Na-HCO_3 -Wässer in den Keuper- sowie den Unter- und Mitteljura-Sandsteinen. Durch Pyrit-Oxidation und mikrobielle Sulfat-Reduktion sind in den Unterjura-Ölschiefen Schwefelwässer enthalten. So können mehrere Grundwasserstockwerke mit unterschiedlichem Chemismus, Alter und hydraulischem Potenzial ausgebildet sein (WABoA 2012). Zusätzlich können im Gebirge Kohlenwasserstoffe enthalten sein, welche die hydrochemischen Verhältnisse beeinflussen können. Allerdings kommen größere Ansammlungen von Kohlenwasserstoffen im Molassebecken nur außerhalb des Bereiches der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen vor und sind an entsprechende Speichergesteine und Erdöl-/Erdgasfallen gekoppelt. Auf die hydrochemischen Aspekte der wichtigsten grundwasserführenden Schichten im Molassebecken wird in folgendem Abschnitt näher eingegangen.

Obere Muschelkalk

Die Tiefenwässer des Oberen Muschelkalk im Bereich des Molassebeckens sind durchgängig hochmineralisiert (STOBER & JODOCY 2011). Der Gesamtlösungsinhalt (TDS) ändert sich mit der Tiefe. Ab einer Tiefe von 500 m beträgt er deutlich über 1000 mg/l. Auch der Chemismus der Grundwässer variiert mit der Tiefe. Wässer aus geringeren Tiefen (z. B. Bohrung Benken) sind dem $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Typ zuzuordnen, tiefer liegende Wässer sind durch sehr hohe Natrium- und Chlorid-Gehalte charakterisiert. Während die Wässer aus geringeren Tiefen ein pleistozänes Alter aufweisen, sind die Grundwässer in größeren Tiefen älter und nahmen schon seit dem Tertiär nicht mehr am aktiven Wasserkreislauf teil (BERTLEFF et al. 2005; STOBER & JODOCY 2011). Die höchsten TDS-Werte des Oberen Muschelkalk-Aquifers liegen bei 74,8 g/l. Im Unteren Muschelkalk sind mit dem als Randfazies ausgebildeten Melser Sandstein weitere geringmächtige und durchlässige Schichten vorhanden. Für Tiefenwässer aus dem Melser Sandstein des Unteren Muschelkalk wurden noch höhere Gesamtlösungsinhalte von 116 g/l gemessen (STOBER et al. 2013).

Obere Jura

Der Kluff- und Karstgrundwasserleiter des Oberen Jura ist im süddeutschen Raum für die Nutzung der Tiefen Geothermie von großer Bedeutung, weshalb er schon längere Zeit ein Zielhorizont für Hydrogeothermiebohrungen und dementsprechend gut untersucht ist (z. B. BERTLEFF et al. 1987).

Der Wassertyp im Oberjura-Aquifer ändert sich mit der Tiefenlage und kann auch mit der Verteilung der Durchlässigkeit korreliert werden. Die niedrig mineralisierten Wässer weisen hohe Kalzium- und hohe Hydrogenkarbonat-Gehalte auf, zum Teil auch hohe Magnesium-Gehalte. Mit zunehmender Tiefe steigt der Natrium-Gehalt und auch die Sulfat- und Chlorid-Werte nehmen zu (STOBER & JODOCY 2011). Insgesamt können im gesamten süddeutschen Molassebecken im Oberen Jura sechs Wassertypen durch ihre Ionenverhältnisse unterschieden werden (BIRNER et al. 2009; BIRNER et al. 2011), wovon vier im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen auftreten. Zum einen existiert ein nördlicher donauparalleler Bereich mit holozänen Ca-Mg-HCO_3 -Wässern, die höhere ^2H - und ^{18}O -Gehalte aufweist und junge oberflächennahe Wässer führt. Der Chemismus dieser Wässer wird stark von Zustrom an rezentem und sauerstoffreichem Grundwasser aus der Schwäbischen Alb beeinflusst. Im nördlichen Bereich des zentralen Beckens kommen Na-Ca-Mg-HCO_3 -Wässer vor, die als Ionenaustauschwässer klassifiziert werden können. In den Bohrungen Jordanbad GB1 und Aulendorf GB1 wurden Wässer vom Typ $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ angetroffen, die sonst charakteristisch für den südlichen Bereich des zentralen Beckens in Bayern sind. Noch weiter südlich tritt Tiefenwasser in zunehmend geringer permeablen Gesteinen der helvetischen Fazies vom Na-Ca-HCO_3 -Typ auf, das niedrigere ^2H - und ^{18}O -Gehalte aufweist, was für ein pleistozänes Alter und somit

längere Verweilzeiten spricht (BIRNER et al. 2011; GEYER et al. 2011). Dieses Tiefenwasser wird nicht durch Zusickerung erneuert (BERTLEFF & WATZEL 2002).

Der Gesamtlösungsinhalt von Tiefenwässern des Oberen Jura ist insgesamt niedriger als der der Tiefenwässer im Muschelkalk. Richtung Süden nimmt mit zunehmender Tiefe die Mineralisation zu (von 500 mg/l TDS im nördlichen Bereich bis zu 1000 mg/l TDS im südlichen Bereich des Molassebeckens) (BIRNER et al. 2011) Der höchste gemessene Gesamtlösungsinhalt stammt aus der Helvetischen Fazies des Oberen Jura und liegt bei 36,6 g/l aus einer Tiefe von etwa 3700 m (STOBER & JODOCY 2011). Die häufigsten Analysen der Wässer stammen von Tiefen aus etwa 400 m u. Gelände, wo sich die Werte in einem Bereich zwischen 0,32 g/l und 0,75 g/l Gesamtlösungsinhalt befinden. Die Temperatur der Grundwässer nimmt nach Süden hin zu, was zum einen auf die zunehmenden Tiefe und zum anderen auf die steigende Überdeckung des Oberen Jura mit relativ gering leitenden Molasseschichten zurückzuführen ist (STOBER & JODOCY 2011).

Obere Meeresmolasse (OMM)

Innerhalb der Oberen Meeresmolasse fungieren die Baltringer Schichten im oberen Bereich und die Heidenlöcher Schichten (Basissandstein) im unteren Bereich als Grundwasserleiter. Für die hydrochemischen Verhältnisse in der Oberen Meeresmolasse wird in BERTLEFF et al. (2005) ebenfalls eine Entwicklung von einem nördlichen beckenrandnahen Bereich zu einem südlichen beckeninneren Bereich beschrieben. Das sub- bis niederthermale Grundwasser im nördlichen Molassebecken stammt aus Tiefen oberhalb von 200 m und entspricht einem Ca-Mg-HCO₃-Typ. In tieferen Beckenbereichen wurde bei Bad Wurzach aus den Baltringer Schichten und dem hangenden Albstein aus ca. 420 m Tiefe ein Kationenaustauschwasser vom Na-HCO₃-Typ gefördert.

Die hydrochemische Entwicklung eines Grundwassers hängt von der längeren Verweilzeit im Aquifer ab. Lange Grundwasserverweilzeiten ermöglichen vermehrt Kationenaustauschreaktionen. Im beckeninneren Bereich wurden Tiefenwässer vom Na-HCO₃-SO₄-Typ und speziell in den tiefsten Abschnitten der Heidenlöcherschichten wurde Grundwasser vom Typ Na-HCO₃-Cl (Bohrung Kißlegg 13) erschlossen. Am nördlichen beckenrandnahen Bereich weist das Grundwasser ein Alter von wenigen Jahren bis maximal 11.000 Jahren (holozänes Alter) auf, wogegen das Grundwasser im tieferen beckeninneren Bereich pleistozänes Alter aufweist.

Quartär

Die Grundwässer in den quartären Kiesen und Sanden, der Becken- und Moränensedimente und der tertiären Sedimentgesteine, die sich im Bereich des Molassebeckens befinden, sind Wässer vom Typ Ca-HCO₃. Diese entstehen, wenn Kalzit entweder gesteinsbildend

oder als Porenzement fein verteilt vorliegt oder wenn keine großen Mengen von anderen leicht löslichen Mineralen vorhanden sind. Der Lösungsinhalt des Grundwassers von ca. 200 – 700 mg/l ist für ein Süßwasser als mittelhoch einzustufen. Während die quartären Sande und Kiese oft sehr ergiebige Porengrundwasserleiter sind, bestehen die Becken- und Moränensedimente oft aus Ton, Schluff und Feinsand und sind Grundwassergeringleiter. Jungquartäre Flusskiese und -sande, wie sie an der Grenze zum Schweizer Mittelland vorkommen, können Wässer mit stark wechselndem Lösungsinhalt enthalten. Diese Grundwasservorkommen sind stark von Randzuflüssen aus dem angrenzenden Festgestein beeinflusst (Schwarzwald) und stehen in hydraulischem Kontakt mit oberirdischen Fließgewässern (WABoA 2012). Folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die Zusammensetzung der Grundwässer.

Tab. 5: Repräsentative Analyse der Zusammensetzung geogener Grundwassertypen, die im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen oberflächennahe Grundwässer bilden. In der Tabelle werden die Medianwerte der wichtigsten Kationen und Anionen angegeben. Bei Analyse wurden anthropogen beeinflussten Grundwässer nicht berücksichtigt (WABoA 2012).

Lösungs- inhalt	Quartäre Kiese und Sande	Becken- und Moränensedi- mente	Tertiäre Sedi- mente
Ca [mmol/l]	4,29	4,12	4,48
Mg [mmol/l]	1,21	1,45	1,41
Na [mmol/l]	0,63	0,12	0,12
K [mmol/l]	0,04	0,01	0,02
HCO ₃ [mmol/l]	4,97	5,07	4,87
Cl [mmol/l]	0,38	0,09	0,13
SO ₄ [mmol/l]	0,77	0,37	0,43
NO ₃ [mmol/l]	0,14	0,27	0,26
TDS [mg/l]	479	450	445

10.4 Zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse

Die zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse in der Region hängt von mehreren Faktoren ab. So können sich im Lauf der Zeit die Hydrochemie der oberflächennahen Grundwässer z. B. durch Erosion oder Sedimentation verändern, wenn durch diese Prozesse andere Gebirgsbereiche durchströmt werden. Über Austauschvorgänge kommt es zur Einstellung eines veränderten chemischen Gleichgewichts, was zur Ausbildung von anderen Wassertypen führen kann. Auch können Auswirkungen einer Kaltzeit, z. B. das Auftreten von großen Schmelzwassermengen, zu erhöhten Süßwassereinträgen und damit zu einer Änderung des Chemismus führen. Für die tiefen Grundwasserleiter kann in Zukunft auch weiterhin davon ausgegangen werden, dass der im Molassebecken verbreitete Anstieg der TDS-Werte mit zunehmender Tiefe bestehen bleibt.

Eine genaue Prognose der zukünftigen Änderungen der oberflächennahen hydrochemischen Verhältnisse ist ebenfalls nicht möglich, da nicht bekannt ist, welche Zusammensetzung die zukünftig zur Ablagerung kommenden Sedimente in der Region haben werden.

Austauschvorgänge innerhalb dieser neu gebildeten Ablagerungen werden den Grundwassertyp jedoch maßgeblich bestimmen. Tiefere Grundwasserstockwerke werden in ihrer jetzigen Form bestehen bleiben, da sie unbeeinflusst von oberflächennahen Prozessen sind und auch in der geologischen Vergangenheit über längere Zeiträume keine wesentlichen Veränderungen erfahren haben.

11 Erläuterung von wenig wahrscheinlichen oder auszuschließenden Entwicklungen

In diesem Kapitel werden diejenigen Prozesse erläutert, die z. B. in benachbarten Regionen ablaufen oder die geologisch allgemein von Bedeutung sind, insgesamt aber im betrachteten Bereich nicht erwartet werden.

11.1 Orogenese

Unter dem Begriff „Orogenese“ werden alle tektonischen Prozesse zusammengefasst, die großräumige Deformationen ausgelöst haben und in Zusammenhang mit der Bildung eines Orogens stehen. Auch rezent wirkende tektonische Ereignisse zählen dazu. Definiert ist die Orogenese in MURAWSKI & MEYER (2010) als ein episodischer und das Gesteinsgefüge verändernder, nicht reversibler tektonischer Vorgang. Sie führt zur Bildung eines Falten- und Deckgebirges, dem sogenannten Orogen, das häufig eine deutliche

Gliederung in eine Innen- und Außenseite aufweist. Auslöser dieser Gebirgsbildungen ist die plattentektonisch bedingte Kollision von Kontinentalplatten. Plattentektonisch bedingte Bewegungen führen zu großräumigen Deformationen im Gebirge und bestimmen das vorherrschende Spannungsfeld in der Erdkruste.

In Mitteleuropa zeigte die kaledonische (Ordovizium – Unter-Devon), die variszische (Mittel-Devon – Perm) und die alpidische Orogenese (Ober-Trias – rezent) Auswirkungen. Aus den in Mitteleuropa abgelaufenen Orogenesen wird ersichtlich, dass es sich dabei insgesamt um langsam ablaufende Prozesse handelt, die sich über viele Millionen Jahre erstrecken.

Das Grundgebirge der Süddeutschen Großscholle ist Teil der variszischen Orogenese, mit der nach KOSSMAT (1927) benannten Saxothuringischen und Moldanubischen Zone. Die Bildung der Alpen gehört zur jüngsten Orogenese, die durch die Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatisch-Afrikanische Krustenplatte ausgelöst wurde. Bei der letzten aktivsten Phase der alpinen Gebirgsbildung nahm der Deformationsbereich der Alpen eine Breite von 180 km ein (Abb. 52) (CHAMPAGNAC et al. 2009).

Heute ist die aktive Auffaltung der Alpen weitestgehend abgeschlossen. In den Französischen und Schweizer Alpen lag die Hebungsrate in den letzten 10 bis 15 Millionen Jahren relativ konstant zwischen 0,4 und 0,7 mm/a (BERNET et al. 2001). Einzelne Regionen zeigen auch höhere Hebungsraten, wie beispielsweise die St.-Gotthard-Region. Hier beträgt die allgemeine Hebungsrate in den letzten 4 bis 10 Millionen Jahren bis zu 1 mm/a (SCHAER et al. 1975). Dies kann aber regionale Ursachen, wie das unterschiedliche Verhalten einzelner tektonischer Einheiten der Alpen, haben.

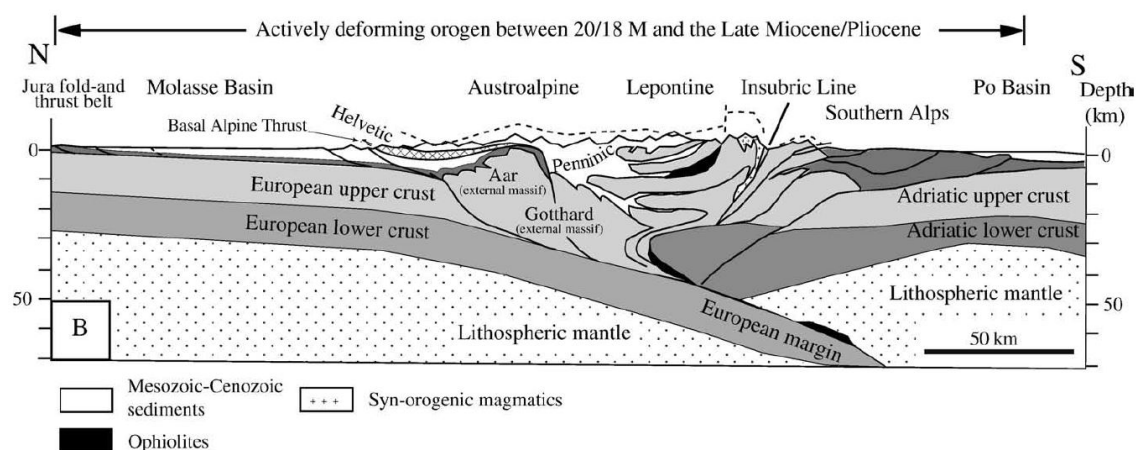


Abb. 52: Topographie der Alpen mit den wichtigsten tektonischen Einheiten und der Änderung der von Deformation betroffenen gebieten mit der Zeit (CHAMPAGNAC et al. 2009).

Das durch die Subduktion bedingte flexurartige Abbiegen des Untergrundes führte ab dem Obereozän zur Bildung des Molassebeckens, das den Schutt der sich hebenden Alpen aufnehmen konnte (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996). Verbunden mit der Subduktion und Verbiegung der Europäischen Platte kam es zu einer fortschreitenden Vertiefung des Beckens (BACHMANN et al. 1987). Die Komplexität der alpidischen Orogenese führte auch zu einer Vielzahl an tektonischen Bewegungen. Zum einen verursachte die Krusteneinengung eine Verkürzung des Alpenkörpers (TESAURO et al. 2005). Zum anderen verursachte die Adriatische Mikroplatte in der Vorlandkruste der Alpen Extensions- und Strike-Slip-Tektonik (REGENAUER-LIEB & PETIT 1997). Die nordwärts gerichtete Verlagerung der alpinen Vorlandschwelle ist heute aber weitestgehend stagnierend.

Während der aktiven Phase der alpinen Gebirgsbildung war auch das nördliche Alpenvorland von tektonischen Bewegungen beeinflusst. Vom Oligozän bis zum Miozän griff die tektonische Einengung schrittweise auf das Molassebecken über und zog die Molassesedimente in die Orogenese mit ein, so dass die Struktur der Faltenmolasse entstand (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996). Die Faltenmolasse ist heute aus alpenparallelen Mulden und Schuppen aufgebaut. Nördlich der Faltenmolasse, in der sich auch die Bereiche der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen befinden, sind die Gesteine der autochthonen Vorlandmolasse in überwiegend ungestörter Lagerung anzutreffen.

Der Einfluss der Orogenese in Form des alpinen Fernschubs im Schweizer Mittelland wird in NAGRA (1991) und NAGRA (2002a) diskutiert, aufgrund des Abklingens der alpinen Gebirgsbildung wird angenommen, dass daraus keine Auswirkungen auf die tektonischen Bewegungen im nördlichen Alpenvorland abzuleiten sind (NAGRA 2002b).

Zukünftige Entwicklung

Die Entwicklung der alpidischen Orogenese ist verglichen mit der stärksten Hebungsphase im Miozän deutlich zurück gegangen und macht eine erneute Entwicklung eines Orogens unwahrscheinlich. Allerdings gehört der Süddeutsche Raum zum voralpinen Molassebecken und befindet sich somit indirekt im Einfluss des alpiden Orogens. Dies zeigt sich unter anderem im Störungsmuster, im vorherrschenden Spannungsfeld und vertikalen Bewegungen der Erdkruste (siehe Kapitel 7.1, 9.1, 9.3).

11.2 Transgression oder Regression

Transgression bezeichnet die Verschiebung der Küstenlinie in landeinwärtiger Richtung. Im Gegenzug bezeichnet Regression umgekehrt die rückläufige Bewegung der Küstenlinie. Trans- und Regressionen sind die Folge von vertikalen Bewegungen der Erdkruste (Kapitel 7.1), von kalt- oder warmzeitlichen Klimaverhältnissen und damit einhergehend

von global gleichzeitig erfolgenden eustatischen Meeresspiegelschwankungen. In der Vergangenheit haben die kaltzeitliche Bindung von Wasser in Form von Eis und Schnee sowie das warmzeitlich verursachte Abschmelzen von Gletschern weltweit zu Schwankungen des Meeresspiegels um mehr als 100 m geführt (MURAWSKI & MEYER 2010). Das völlige Abschmelzen der heutigen globalen Eismassen würde, nach einer Abschätzung von ALLISON et al. (2009), einen Meeresspiegelanstieg um rund 65 m nach sich ziehen.

Zukünftige Entwicklung

Wegen der Höhenlage der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Süddeutschland (Geländehöhen um 500 m ü NN) sind die Auswirkungen einer Transgression oder Regression nicht zu betrachten, da der Bereich nicht erreicht wird. Dies gilt auch für den Fall, dass nach einem anthropogen bedingten vollständigen Abschmelzen der globalen Eismassen ein Meeresspiegelanstieg von ca. 65 m erfolgt.

11.3 Überregionale Grabenzonenbildung

Die Grabenbildung (Taphrogenese) ist wie die Orogenese auf die Plattentektonik zurückzuführen. Während die Orogenese auf Kompression im Bereich von Subduktionszonen beruht, wirkt bei der Grabenbildung Extension, die durch aufsteigendes und zirkulierendes Magma im Erdmantel erzeugt wird. Dabei kommt es zu einer Aufwölbung des Erdmantels, die mit einer Verdünnung der unteren Erdkruste und einer Bruchdeformation in der oberen Erdkruste einhergeht. Dieser Vorgang führt zum Einbruch von Gräben über den Mantelaufwölbungen, zu einem relativen Absinken der zentralen Grabenteile und einer gleichzeitigen Heraushebung der Randbereiche (Abb. 53). Erstreckt sich die Grabenbildung weiträumig entlang auseinanderdriftender Plattengrenzen, werden die dort gebildeten Gräben zusammenfassend auch als Grabenzone bezeichnet. Im marinen Bereich kann die Grabenbildung auch von der Sedimentation mächtiger grob- und feinklastischer Abtragungsprodukte begleitet sein.

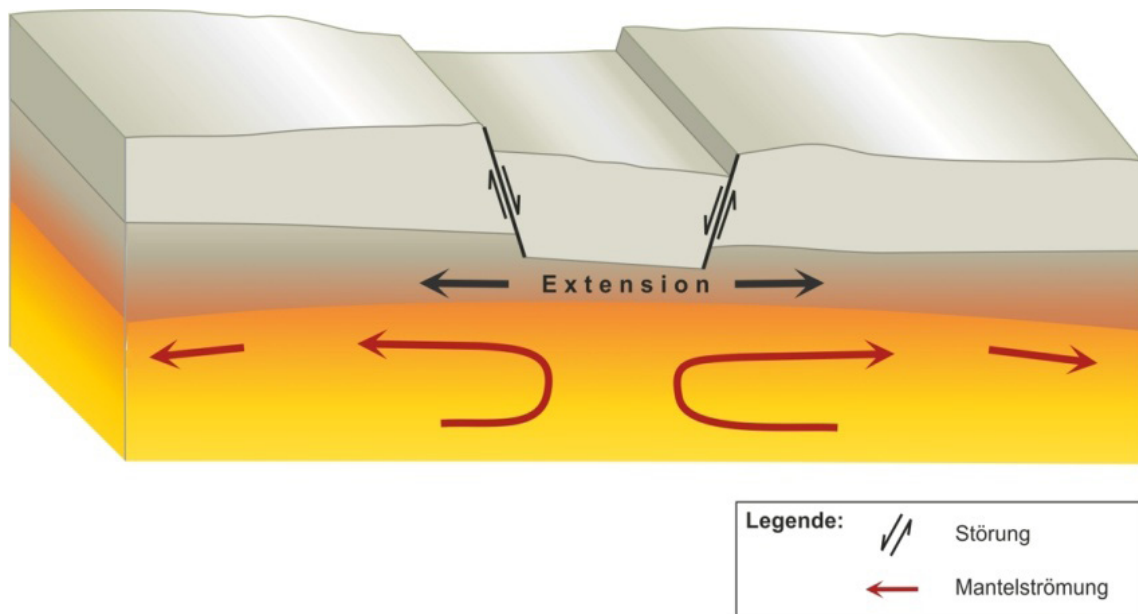


Abb. 53: Schema der Grabenbildung durch Konvektionsströmungen im Mantel (MRUGALLA 2011).

Halten diese Rahmenbedingungen im Erdmantel über längere Zeit an, sind eine Aufspaltung von Kontinentalplatten und im Zusammenhang mit tief reichenden Störungen, die bei der Grabenbildung angelegt werden, das Auslösen von Vulkanismus möglich. Im Bereich kontinentaler Gräben wird häufig basaltischer Vulkanismus beobachtet. Der Aufstieg dieser basaltischen Magmen erfolgt aus dem Erdmantel entlang von Schwächezonen und orientiert sich in der oberen Erdkruste an der dort herrschenden Hauptspannungsrichtung. Weitere Auswirkungen aufgrund einer Grabenbildung zeigen sich bei der Morphologie sowie bei den Fließrichtungen der Oberflächen- und Grundwässer.

In Deutschland sind z. B. das Rheintal, die Hessische Senke und das Leinetal Grabenstrukturen. Diese Strukturen gehören zu einer Grabenzone, die vom Mittelmeer bis Norwegen reicht (Mittelmeer-Mjösen-Zone). Seismische Aktivitäten, die im Zusammenhang mit diesen Gräben stehen, sind fast ausschließlich aus dem Rheintalgraben und einem seitlichen Grabensystem, dem Egergraben bekannt. Die Einsenkung des oberen Rheintalgrabens begann vor ca. 45 Millionen Jahren im Mittel-Eozän.

Zukünftige Entwicklung

Für den Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen sind keine Hinweise auf eine überregionale Grabenzonenbildung bekannt. Eine Grabenbildung wird für den diskutierten Bereich innerhalb der nächsten eine Million Jahre nicht unterstellt.

11.4 **Magmatismus und hydrothermale Aktivität**

Magmatismus ist ein Sammelbegriff für alle Vorgänge und Bildungen, die im Zusammenhang mit aus dem Erdmantel oder aus tieferen Bereichen der Erdkruste aufsteigendem Magma stehen. Neben der flüssigen Komponente können auch Gase und Dämpfe aufsteigen. Außerdem ist mit dem Magmaaufstieg ein Wärmefluss verbunden, der das natürliche Temperaturfeld ändert und auf den Wärmefluss beruhende Prozesse in Gang setzen kann. Dazu gehört z. B. die wärmebedingte Änderung von Gesteinseigenschaften (Kontaktmetamorphose) und von Grundwasserfließrichtungen. Unterschieden werden beim Magmatismus intrusive und extrusive Vorgänge, bei denen es sich um in der Tiefe erstarrte oder bis an die Oberfläche vorgedrungene Magmen handelt. Intrusive Bildungen werden als Plutonite und die damit verbundenen Vorgänge als Plutonismus bezeichnet, extrusive als Vulkanite und Vulkanismus. Magmatismus wird entlang von Plattengrenzen z. B. bei der Orogenese oder der Grabenbildung beobachtet. Außerdem können auch tief reichende seismisch aktive Schwächezonen das Auftreten von Magmatismus begünstigen.

Unter hydrothermaler Aktivität werden durch hochtemperierte Lösungen im Umfeld von Magmakörpern ausgelöste Vorgänge verstanden. Wässrige Lösungen können nach MÜLLER 1999 überkritisch werden und damit eine Maximaltemperatur von mehr als 374,1 °C (kritische Temperatur) und Drücke von mehr als $2 \cdot 10^7$ Pa (kritischer Druck) erreichen. Bei den hydrothermalen Lösungen handelt es sich meist um Restlösungen aus der auskristallisierten Gesteinsschmelze oder um im Nebengestein vorhandene Lösungen, die durch den Wärmefluss im Umfeld des Magmakörpers erhitzt wurden. Verbleiben diese Lösungen im Untergrund, können sich im Zuge der Abkühlung z. B. hydrothermale Erzlagerstätten bilden, die oft in Form von Gängen vorkommen. Dringen die Lösungen mit hohen Temperaturen bis dicht an die Oberfläche, können sie auch in Form von heißen Quellen oder Geysiren zu Tage austreten. Beispiele dafür finden sich vor allem auf Island und in Deutschland im Bereich der Eifel. Aufgrund des hohen Mineralgehalts dieser Wässer können durch Wechselwirkungen sowohl lokal die Gesteinseigenschaften des Gebirges als auch die hydrochemischen Verhältnisse in den Gesteinsschichten verändert werden.

In der jüngeren geologischen Vergangenheit trat Vulkanismus in Deutschland im Tertiär im Zusammenhang mit der Grabenbildung (Kapitel 11.3) und der alpidischen Orogenese (Kapitel 11.1) auf. Letzte größere Ausbrüche sind noch aus dem Übergang zum Holozän in der Eifel bekannt (Laacher-See-Vulkan vor ca. 13.000 und Ulmener Maar vor ca. 11.000 Jahren). Eiszeitliche Auslöser für Magmatismus können weitgehend ausgeschlossen werden, da durch die zu erwartende Eisauflast (s. a. Kapitel 6.3) weder tiefgreifende Störungen noch erhebliche Krustenbewegungen entstehen, die zu tektonisch aktiven Schwächezonen führen.

In Südwestdeutschland befinden sich die nächstgelegenen jüngeren Vulkanit-Vorkommen im Kaiserstuhl und Umgebung, in einem Gebiet von Bad Urach bis Kirchheim sowie im Hegau. Der Kaiserstuhl ist mit der Grabenbildung des Oberrheingrabens assoziiert und in dessen Kreuzungsbereich mit tektonischen Störungszonen entstanden. Für die miozänen Vulkanite des Kaiserstuhls wurde ein Alter von 18 - 16 Millionen Jahren ermittelt (KELLER 1984). Im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet wurden bisher etwa 360 vulkanische Schloten und magmatische Gänge nachgewiesen, die auf einer Fläche von 40 × 50 km verteilt sind (VILLINGER 2011). Auch dieses Vorkommen liegt in einem von Tektonik stark betroffenen Gebiet und befindet sich zusätzlich im Bereich der Uracher Wärmeanomalie. Das Alter dieser Vulkanite wird in das Unter- bis spätes Mittelmiozän vor circa 17 – 11 Millionen Jahren eingeordnet, wobei sie nach neueren Untersuchungen in einer deutlich kürzeren Zeitspanne entstanden sein sollen (KRÖCHERT et al. 2009). Im Hegau begann der Vulkanismus zur Ablagerungszeit der Oberen Süßwassermolasse (VILLINGER 2011) vor ca. 15 Millionen Jahren und dauerte mit Unterbrechungen bis ca. 6 – 8 Millionen Jahren. Auch diese Vulkanit-Vorkommen befinden sich im Vergitterungsbereich großräumiger Störungszonen, der Albstadt-Scherzone und der Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Zone.

Zukünftige Entwicklung

Für die Zukunft von einer Million Jahre ist im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen aufgrund der Rahmenbedingungen nicht mit magmatischen Vorgängen und den damit verbundenen hydrothermalen Prozessen zu rechnen. In Deutschland ist lediglich in der Eifel und im Vogtland eine Reaktivierung vulkanischer Tätigkeit möglich. Diese Gebiete liegen jedoch in einer Entfernung zu dem betrachteten Bereich, die eine direkte Beeinflussung ausschließt. Bei den tektonischen Bedingungen im Untergrund ist nicht zu erwarten, dass im Rahmen der ausklingenden alpidischen Orogenese in einer Million Jahre eine neue Großstörung angelegt wird, die den Aufstieg von Magma möglich macht.

Die wesentliche Voraussetzung für das Auftreten von hydrothermalen Lösungen ist ein aktiver Magmatismus, der im betrachteten Gebiet nicht zu erwarten ist. Daher ist auch nicht mit dem Ablaufen von hydrothermalen Aktivitäten innerhalb der nächsten eine Million Jahre zu rechnen.

11.5 Gesteinsmetamorphose

Die Gesteinsmetamorphose ist nach MURAWSKI & MEYER (2010) ein temperatur- und druckabhängiger Umwandlungsprozess, bei dem Gesteine unter Beibehaltung des festen Zustands im Untergrund verändert werden. Abgegrenzt wird die Metamorphose von Verwitterungsvorgängen und von der völligen Aufschmelzung dadurch, dass das

Gestein bei diesen Prozessen den festen Zustand nicht beibehält. Über den Temperatur- und Druckbereich erfolgt auch eine Abgrenzung zur Diagenese (Kapitel 8.6). Ebenfalls anhand der Temperatur- und Druckbedingungen, aber auch auf Basis des jeweiligen Prozessablaufs oder –auslösers, werden in MURAWSKI & MEYER (2010) zahlreiche Arten der Metamorphose unterschieden.

Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen treten im mesozoischen und känozoischen Gebirge keine metamorph veränderten Gesteine auf.

Zukünftige Entwicklung

In der Zukunft von einer Million Jahre werden sich keine Bedingungen einstellen, die eine Metamorphose auslösen können. Es tritt keine Senkung der Erdkruste in Form von vertikalen Bewegungen auf, die eine entsprechende Druck- und Temperaturerhöhung bewirken würde. Auch der Ablauf einer Kontaktmetamorphose im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen ist aufgrund des dort fehlenden Magmatismus (Kapitel 11.4) unwahrscheinlich. Eine Erhöhung der Gebirgsmächtigkeit durch eine extrem hohe Sedimentation ist ebenfalls unwahrscheinlich, so dass für die heute vorhandene Gesteinsabfolge auch kein Druckanstieg durch eine größere Auflast generiert wird. Die Metamorphose der Gesteine wird daher in der nächsten eine Million Jahren nicht ablaufen.

11.6 Meteoriteneinschlag

Neben den terrestrischen wirken sich auch extraterrestrische Einflüsse, wie ein Meteoriteneinschlag, auf die geologischen Verhältnisse aus. Meteoriten sind in MURAWSKI & MEYER (2010) definiert als kosmische Körper, die in den Anziehungsbereich der Erde gelangen und auf die Erdoberfläche aufschlagen. Unterschieden werden sie nach ihrer Zusammensetzung in Steinmeteorite, in Eisen-Meteorite und in Eisen-Stein-Meteorite. Darüber hinaus zählen zu den kosmischen Körpern auch Asteroiden (kleine Planeten mit Umlaufbahn um die Sonne) und Kometen (aus verschiedenen Gasen in fester Phase mit Staub- und Mineralanteilen). Da all diese Körper beim Auftreffen auf die Erde (Impakt) ähnliche Auswirkungen zeigen, wird nachfolgend nicht zwischen ihnen unterschieden, sondern nur von Meteoriten gesprochen.

Bei einem Impakt kommt es lokal zu einer extremen Druck- und Temperaturerhöhung, die zu einer Umwandlung der Gesteine bis hin zu deren Aufschmelzung führen kann. In MURAWSKI & MEYER (2010) wird dieser Vorgang auch als Stoßwellenmetamorphose bezeichnet. Dabei entstehen aus den Ausgangsgesteinen Brekzien mit glasiger Matrix oder reine Glasbildungen, die als Tektite oder allgemeiner als Impaktite bezeichnet werden. An der Oberfläche entstehen durch einen Meteoriteneinschlag konzentrische

oder radiale Impaktkrater, die abhängig von der Größe des Meteoriten Durchmesser von mehreren Kilometern haben können. Meteorite mit einem Durchmesser von > 1 km verursachen Krater mit Durchmessern von >10 km und einigen hundert Metern Tiefe. Die Zerrüttung der Erdkruste geht dabei noch wesentlich tiefer (z. B. KOEBERL & ANDERSON 1996; KOEBERL & HENKEL 2005). Vor ca. 65 Millionen Jahren schlug ein Meteorit auf der Erde im Bereich der mittelamerikanischen Halbinsel Yucatan ein, der einen Krater von 180 km Durchmesser erzeugte und nach FRATER (2005) eine Sprengkraft von ungefähr 108 Megatonnen TNT-Äquivalent besaß. Dieser Einschlag und die damit verbundenen kurz- und langfristigen Auswirkungen, z. B. auf das Klima, werden als Ursache für das Aussterben vieler Spezies an der Grenze zwischen Kreide und Tertiär gesehen. Zum Vergleich: das weltweite Atomwaffenarsenal beträgt etwas mehr als 104 Megatonnen TNT-Äquivalent (FRATER 2005).

Mit dem Nördlinger Ries und dem Steinheimer Becken liegen zwei bedeutende Impaktkrater in der Nähe der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen. Das Nördlinger Ries hat eine Ausdehnung von ca. 22 - 24 km und eine Kratertiefe, die rezent etwa 100 m beträgt. Vor dem Impakt war das kristalline Grundgebirge von 620 – 750 m mächtigem mesozoischen Deckgebirge bedeckt (STOEFLER et al. 2001). Durch den Einschlag entstand ein Krater, dessen zentraler Teil im Mittel 600 m unter der Riesebene bis in das kristalline Grundgebirge eingetieft ist (HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 1999). Die Tiefe der Zerrüttung des kristallinen Grundgebirges wird bis zu 5 km vermutet (POHL 1977). Das Alter des Einschlags wird mit ungefähr 14,6 Millionen Jahren angegeben. Das Steinheimer Becken hat einen Durchmesser von ca. 3,5 km und wird auf ein ähnliches Alter geschätzt. Es wird vermutet, dass die beiden Ereignisse zusammen stattgefunden haben.

Nach FRATER (2005) treten Impakte mit einer tief reichenden Wirkung nur selten auf. Allgemein nimmt die Einschlagswahrscheinlichkeit mit zunehmender Größe der Meteorite ab, da diese deutlich seltener vorkommen als kleine. In FRATER (2005) wird das Auftreten von Meteoriten mit einer Einschlagskraft von ca. 102 Megatonnen TNT-Äquivalent auf der Erde etwa alle 1.000 Jahre erwartet. Der Einschlag eines mehrere Kilometer großen Meteoriten, wie er am Übergang der Kreide zum Tertiär stattfand, wird nur alle 100 Millionen Jahre erwartet. Nach HERTZSCH (2013) ist die Einschlagswahrscheinlichkeit von Impaktereignissen mit einer tief reichenden Wirkung an einer gegebenen Stelle sogar noch geringer. Sehr kleine Meteoriten treffen hingegen täglich auf die Erdoberfläche, meist ohne dabei Auswirkungen zu zeigen.

Zukünftige Entwicklung

Ein direkter Impakt eines Meteoriten mit einem großen Sprengkraftäquivalent im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen könnte das Nebengebirge und je nach Tiefenwirkung auch Teile des Wirtsgesteins zerstören. Insgesamt ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein großer Meteorit innerhalb der nächsten eine Million Jahre ein Endlager direkt trifft, sehr gering, so dass dieses Ereignis und seine Auswirkungen für ein Endlagerstandortmodell vernachlässigt werden können.

12 Zusammenfassung

In der vorliegenden geowissenschaftlichen Langzeitprognose wird die geologische Entwicklung der Bereiche mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (HOTH et al. 2007) und daran angrenzende Gebiete in Süddeutschland für die zukünftigen eine Million Jahre ohne Endlagereinfluss beschrieben.

Die Zusammensetzung der Geosphäre bildet die geologische Rahmenbedingung für deren weitere Entwicklung. Ein zukünftiges Nebengebirge wird aus ähnlichen Sedimenten wie den derzeitigen bestehen und auch die abgelagerten oder abgetragenen Mächtigkeiten werden denen der vergangenen eine Million Jahre entsprechen. Zu Veränderungen des Nebengebirges bis hin zu vollständigen Umgestaltungen kommt es hauptsächlich im oberflächennahen Bereich. Für die letzten eine Million Jahre waren vor allem glaziale Prozess für eine Veränderung der oberflächennahen Gesteinsschichten des Nebengebirges ausschlaggebend. Grundsätzlich ist aufgrund der erwarteten Entwicklung des Klimas mit ca. zehn weiteren Kalt- und Warmzeiten und den damit verbundenen Umgestaltungen des Nebengebirges zu rechnen, von denen mehrere das Potenzial haben könnten, eine Vorlandvereisung im Alpenvorland hervorzurufen. Bereiche, die näher an den Alpen liegen und in der Vergangenheit von einer Vergletscherung betroffen waren, können wieder von einer Vorlandvereisung betroffen sein. Für das Wirtsgestein sind Voraussetzungen für eine Veränderung der lithologischen Zusammensetzung innerhalb der nächsten eine Million Jahre nicht gegeben. Das heutige Erscheinungsbild und die Eigenschaften der Tongesteine bleiben erhalten.

Die geologische Entwicklung der Geosphäre in Süddeutschland wird von überregionalen Entwicklungen beeinflusst. So besteht seit dem späten Miozän ein genereller Trend der Aufwärtsbewegung, der auch in der Zukunft weiter anhalten wird. Die für den zukünftigen Zeitraum von einer Million Jahren zu erwartenden Hebungsraten liegen unterhalb von 0,1 mm/a. Krustendeformation durch isostatische Ausgleichsbewegungen spielen eine untergeordnete Rolle, da die erreichten Eismächtigkeiten des Rheingletschers gegenüber denen des Skandinavischen Eisschildes gering sind.

Regional wirken zukünftig eine Vielzahl von Prozessen, die sich z. T. auch überlagern können. Die geologischen Prozesse im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation führen zu keiner deutlichen Erhöhung des Reliefs, so dass sich die Erosionsraten in Zukunft nicht wesentlich verändern werden. Bedingt durch die zu erwartenden Hebungen werden sich die Flüsse weiter in den Untergrund einschneiden. Zur Bildung von übertieften Glazialbecken kann es in Süddeutschland auch zukünftig nur innerhalb des Verbreitungsgebietes des ehemaligen Rheingletschers kommen. Im Zuge der Vorlandvereisung fand glazigene Sedimentation statt, ein Vorgang, der auch in Zukunft zu erwarten ist.

Bei der tektonischen Entwicklung ist zu erwarten, dass der aktuelle Zustand mit der Verteilung und Art der großräumigen Störungszonen über den Zeitraum von einer Million Jahre fortbesteht. Auch zukünftig werden endogen-tektonisch verursachte Gebirgsspannungen an bestehenden Störungen abgebaut. Im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation werden rezent nur sehr geringe tektonische Bewegungen beobachtet. Darauf weist die nur geringe Seismizität in diesen Gebieten, die nach HOTH et al. (2007) in der Erdbebenzone 1 und kleiner liegen. Die Ungewissheiten im Zusammenhang mit einer Veränderung des großräumigen Spannungsfeldes sind als gering einzuschätzen, da das Spannungsfeld im gesamten mitteleuropäischen Raum stabil ist.

In der Zukunft ist damit zu rechnen, dass die Gesteinsformationen im Untersuchungsgebiet weiterhin als Grundwasserleiter bzw. -geringleiter, fungieren, so dass eine Grundwasserströmung über den Betrachtungszeitraum von einer Million Jahre grundsätzlich bestehen bleibt. Die Grundwasserleiter des Quartärs sind von Prozessen betroffen, die oberflächennah einwirken. Für die tiefen Grundwasserleiter kann davon ausgegangen werden, dass der in der Molassezone verbreitete Anstieg der TDS-Werte mit zunehmender Tiefe auch weiterhin bestehen bleibt. Tiefere Grundwasserstockwerke werden in ihrer jetzigen Form erhalten bleiben, da sie unbeeinflusst von oberflächennahen Prozessen sind und auch in der geologischen Vergangenheit über längere Zeiträume keine wesentlichen Veränderungen erfahren haben.

Zu den wenig wahrscheinlich oder auszuschließende Entwicklungen in Süddeutschland gehört eine Transgression oder Regression, bedingt durch die Geländehöhen der Bereiche der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen um 500 m. Die alpine Orogenese ist, verglichen mit der stärksten Hebungsphase im Miozän, deutlich zurück gegangen und macht eine erneute Entwicklung eines Orogens im Betrachtungszeitraum unwahrscheinlich. Des weiteren sind keine Hinweise auf eine überregionale Grabenzonenbildung bekannt. Aufgrund der geologischen Rahmenbedingungen ist auch nicht mit magmatischen Vorgängen und den damit verbundenen hydrothermalen Prozessen zu rechnen. In der Zukunft von einer Million Jahre werden sich keine Bedingungen einstellen, die eine Metamorphose auslösen können.

Literaturverzeichnis

- ABEL, T., SAUTER, M. & HINDERER, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb.– Laichinger Höhlenfreund, 35, 2: 65-90; Laichingen.
- AkEnd (2002): Auswahlverfahren für Endlagerstandorte, Empfehlungen des AkEnd.– Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte, W&S Druck, Köln.
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. – Dissertationen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel.–, 185 S.; Basel.
- ALLISON, I., ALLEY, R. B., FRICKER, H. A., THOMAS, R. H. & WARNER, R. C. (2009): Ice sheet mass balance and sea level.– Antarctic Science, Vol. 21: 413-426.
- AMELUNG, P., JOBMANN, M. & UHLIG, L. (2007): Untersuchungen zur sicherheitstechnischen Auslegung eines generischen Endlagers im Tonstein in Deutschland - GENESIS - (Anlagenband Geologie der Referenzregionen im Tonstein).– DBETec-Bericht, veröffentl. im Internet Stand 04/2009: 67 S., 38 Abb., 3 Tab.; Peine.
- ANSELMETTI, F. S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FURRER, H., GRAF, H. R., LOWICK, S. E., PREUSSER, F. & RIEDI, M. A. (2010): A ~180,000 years sedimentation history of a perialpine overdeepened glacial trough (Wehntal, N-Switzerland).– Swiss J Geosci, 103: 345–361.
- BACHMANN-VÖGELIN, F. (1966): Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistozänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland.– Kunz-Druck AG; Pfäffikon ZH.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin.– Eclogae Geol. Helv., 85: 519-530.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1995): Das süddeutsche Molassebecken – seine Entwicklung seit dem Variszikum: eine Einführung.– Exkursionsf. Veröff. GGW, 195: 14–16; Berlin.
- BACHMANN, G. H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland).– Tectonophysics, 137: 77-92; Amsterdam.

- BECKER-HAUMANN, R. A. (2001): The depositional history of the Bavarian Allgäu area at the turn of the Tertiary/Quaternary, Northern Alpine Foreland, Germany — a set of paleogeological maps.– *Quaternary International*, 79: 55-64.
- Begriffsbestimmungen - Qualitätsstandards für die Prädikatisierung von Kurorten, Erholungsorten und Heilbrunnen (2005). Deutscher Heilbäderverband e.V. & Deutscher Tourismusverband e.V.– 12. Auflage; Gütersloh (Flöttmann Verlag).
- BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands.– 1. Aufl.: 408 S.; Berlin (Gebrüder Bornträger).
- BENZ, B. (2003): Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand: digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem Geographischen Informationssystem. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Zürich.– *Physische Geographie*, 43: 180 S.
- BERNET, M., ZATTIN, M., GARVER, J. I., BRANDON, M. T. & VANCE, J. A. (2001): Steady-state exhumation of the European Alps.– *Geology*, 29: 35-38.
- BERTLEFF, B., HAMMER, W., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., STOBER, I., STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1987): Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. Eine Übersicht. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*.– 138: 411-423; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- BERTLEFF, B., ONDREKA, J., PLUM, H., STORZ, R., SCHLOZ, W., SELG, M. & TRAPP, C. (2005): Erläuterungen zum Projekt Bereitstellung hydrogeologische und geothermische Grundlagen zur Nutzung der tiefen Geothermie/Hydrogeothermie in der Region Bodensee-Oberschwaben.– Regionalverband Bodensee-Oberschwaben/ Regierungspräsidium Freiburg, LGRB; Freiburg i. Br.
- BERTLEFF, B. & WATZEL, R. (2002): Tiefe Aquifersysteme im südwestdeutschen Molassebecken. Eine umfassende hydrogeologische Analyse als Grundlage eines zukünftigen Quantitäts – und Qualitätsmanagements.– *Abhandl. des LGRB BW*, 15: 75 – 90, Abb. 16; Freiburg.
- 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.

- BIRNER, J., JODOCY, M., FRITZER, T., SCHNEIDER, M. & STOBER, I. (2009): Projektgebiet - Molassebecken. (Schulz. R. : Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland (Endbericht. - BMU Forschungsvorhaben 0327542).– LIAG Archiv-Nr. 0128452: 44-60; Hannover.
- BIRNER, J., MAYR, C., LUTZ, T., SCHNEIDER, M., BAUMANN, T. & WINKLER, A. (2011): Hydrochemie und Genese der tiefen Grundwässer des Malmaquifers im bayerischen Teil des süddeutschen Molassebeckens.– Z. geol. Wiss., 39, 3/4: 291-308; Berlin.
- BMU (2006): Erstellung statistisch abgesicherter thermischer und hydraulischer Gesteinseigenschaften für den flachen und tiefen Untergrund in Deutschland. Phase 1 – Westliche Molasse und nördlich angrenzendes Süddeutsches Schichtstufenland.– Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit FKZ 0329985.
- BMU (2012): Umweltauswirkungen von Fracking bei der Aufsuchung und Gewinnung von Erdgas aus unkonventionellen Lagerstätten – Risikobewertung, Handlungsempfehlungen und Evaluierung bestehender rechtlicher Regelungen und Verwaltungsstrukturen.– Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit FKZ 371123299.
- BOCK, H., DEHANDSCHUTTER, B., MARTIN, C. D., MAZUREK, M., DE HALLER, A., SKOCZYLAS, F. & DAVY, C. (2010): Self-sealing of fractures in argillaceous formations in context with the geological disposal of radioactive waste. OECD/NEA Report 6184.– OECD Nuclear Energy Agency: 312 S.; Paris, France.
- BOULTON, G. S., GUSTAFSON, G., SCHELKES, K., CASANOVA, J. & MOREN, L. (2001): Palaeo-hydrogeology and geoforecasting for performance assessment in geosphere repositories for radioactive waste disposal (Pagepa). Final report.– Office for Official Publications of the European Communities. Nuclear Science and Technology, EUR 19784 EN: 147 S., 2 Ann.; Luxemburg.
- BRIDGE, J. S. & DEMICCO, R. V. (2008): Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits.–: 815 S. ; Cambridge/U.K (Cambridge University Press).
- BRINK, H.-J., BURRI, P., LUNDE, A. & WINHARD, H. (1992): Hydrocarbon habitat and potential Swiss and German Molasse Basin: a comparison. – Eclogae Geol. Helv., 85: 715-732.
- BRÜCKL, E., BRÜCKL, J., CHWATAL, W. & ULLRICH, C. (2010): Deep alpine valleys: examples of geophysical explorations in Austria.– Swiss J Geosci, 103: 329–344.

- BRÜSTLE, W. (2005): Neue Erdbebenkarte für Baden-Württemberg erschienen.– LGRB-Nachrichten, 9: 2 S.; Freiburg i. Br.
- CEDERBOM, C. E., VAN DER BEEK, P., SCHLUNEGGER, F., SINCLAIR, H. D. & ONCKEN, O. (2011): Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5–4 Ma. Basin Research.– Blackwell Publishing Ltd, 23, 5: 528-550.
- CEDERCREUTZ, J. (2004): Future Climate Scenarios for Olkiluoto with Emphasis on Permafrost.– POSIVA OY, Posiva 2004-06: 71 S., 32 Fig., 4. Tab.; Olkiluoto/Finland.
- CHAMPAGNAC, J.-D., SCHLUNEGGER, F., NORTON, K., BLANCKENBURG, F. v., ABBÜHL, L. M. & SCHWAB, M. (2009): Erosion-driven uplift of the modern Central Alps.– Tectonophysics, 474: 236–249.
- CLAUSER, C., DEETJEN, H., HÖHNE, F., RÜHAAK, W., HARTMANN, A., SCHELLSCHMIDT, R., RATH, V. & ZSCHOCKE, A. (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. Endbericht zum Auftrag 9X0009-8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS).– Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen: 159 S.
- DELISLE, G., CASPERS, G. & FREUND, H. (2003): Permafrost in north-central Europe during the Weichselian: how deep? ICOP 2003 Permafrost: Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003.– A.A. Balkema Publishers, 1 187-191; Zurich, Switzerland.
- DELISLE, G., GRASSMANN, S., CRAMER, B., MESSNER, J. & WINSEMANN, J. (2007): Estimating episodic permafrost development in northern Germany during the Pleistocene. In: Glacial Sedimentary Processes and Products, Special Publication. Hambrey, M.J., Christoffersen, P., Glasser, N.F., Hubbard, B. (Editoren).– International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication: 39, 109-119.
- DEUQUA (2011): Editorial.– E&G/Quaternary Science Journal, 60, 2-3.
- DOPPLER, G., HEISSIG, K. & REICHENBACHER, B. (2005): Die Gliederung des Tertiärs im Süddeutschen Molassebecken. Newsletters on Stratigraphy.– 41, 1-3: 359-375.

- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria.– E&G/Quaternary Science Journal, 60, 2-3: 329–365, 5 Fig., 5 Tab.; Greifswald.
- EINSELE, G. & HINDERER, M. (1997): Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins.– Geol Rundsch, 86: 288 - 310.
- ELIAS, S. A. E. (2007): Encyclopedia of Quaternary Science.– Elsevier, 1-4, 1. Edition: 3365 S.; Amsterdam.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRANZ, M. & SIMON, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany).– E&G/Quaternary Science Journal, 60, 2-3: 306-328; Greifswald.
- FIEBIG, M., ELLWANGER, D. & DOPPLER, G. (2011): Chapter 14 - Pleistocene Glaciations of Southern Germany. Developments in Quaternary Sciences.– 15: 163-173; (Elsevier).
- FIEBIG, M., PREUSSER, F., DECKER, K. & SCHLÜCHTER, C. (2010): Preface: special section of papers dealing with overdeepened basins and valleys in the alpine realm.– Swiss J Geosci, 103: 327–328.
- FINK, J. & MAJDAN, H. (1954): Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes.– Jb geol. Bundesanstalt, 97: 211-249; Wien.
- Florineth, D. & Schlüchter, C. (2000): Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum.– Quaternary Research, 54, 3: 295-308.
- FORSSTRÖM, L. (1999): Future glaciation in Fennoscandia.– Posiva OY, POSIVA, 99-30: 31 S.; Helsinki.
- FRANZ, M. & NITSCH, E. (2009): Zur lithostratigraphischen Gliederung des Aalenium in Baden-Württemberg.– Regierungspräsidium Freiburg - Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) LGRB-Informationen 22: 123-146; Freiburg i. Br.
- FRATER, H. (2005): Landschaftsformen. Unsere Erde im Wandel - den gestaltenden Kräften auf der Spur.– 1: 247 S.; Berlin (Springer).

- FRENCH, H. (2008): Recent contributions to the study of permafrost. Permafrost and Periglacial Processes.– 19, No. 2: 179-194.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.– Bayerisches Geologisches Landesamt, 4. neubearbeitete Auflage: 329 S.; München.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. & Brügel, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. Tectonophysics.– 297, 1–4: 1-15.
- FRITZER, T., SETTLES, E. & DORSCH, K. (2010): Bayerischer Geothermieatlas.– Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie; München.
- 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 S.; Stockholm.
- GAUTSCHI, A. (2001): Hydrogeology of a fractured shale (Opalinus Clay): Implications for deep geological disposal of radioactive wastes.– Hydrogeology Journal 9, 1: 97-107; Berlin / Heidelberg (Springer).
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg.– 5. Aufl.: 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, O. & GWINNER, M. (1991): Geologie von Baden-Württemberg.– 4. Auflage: 482 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRASSMANN, S., CRAMER, B., DELISLE, G., HANTSCH, 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, 27: 298-306; Amsterdam.
- GROTZINGER, J. & JORDAN, T. (2010): Understanding Earth.–, 6. Edition: 654 S. ; New York/ USA (W. H. Freeman and Company)- ISBN 1429240032.
- GUDMUNDSSON, G. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation.– Eclogae Geol. Helv., 87: 545-557.

- HABBE, K. A. (1991): Permafrost in den hochletztaltzeitlichen Sedimenten - und was daraus folgt.– Quartär, 41/42: 7-18; Bonn.
- HABBE, K. A. (1996a): Über glaziale Erosion und Übertiefung.– Eiszeitalter und Gegenwart, 46: 99-119; Hannover.
- HABBE, K. A. (1996b): Überlegungen zum Bewegungsmechanismus vorstoßender kaltzeitlicher Gletscher und zur glazialen Erosion und Übertiefung.– Eclogae geol. Helv., 89, 3: 1007-1022; Basel.
- HABBE, K. A., ELLWANGER, D. & BECKER-HAUMANN, R. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes.– E&G/Quaternary Science Journal, 56, 1-2: 66-83; Greifswald.
- HAEBERLI, W. (2004): Eishaus + 106a; Zu Klima und Erdoberfläche im Zürcher Weinland während der kommenden Million Jahre. Kolloquium zum Thema glaziale Tiefenerosion.– Zürich.
- HAEBERLI, W. (1984): Geothermal Effects of 18 Ka BP Ice Conditions in the Swiss Plateau: Annals of Glaciology – Annals of Glaciology, 5: 56-60.
- HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINECKER, J., KURFESS, D. & MÜLLER, B. (2008): The World Stress Map database release 2008.– Web-service des GFZ Potsdam unter www.world-stress-map.org.
- HEINZ, J., MIT BEITRÄGEN VON BABIES, H. G., KIMMIG, B., KOSTIC, B., SCHUH, M. & WERNER, W. (2002): Erläuterungen zu Blatt L 8122 Weingarten. - Karte der mineralischen Rohstoffe Baden-Württemberg 1 : 50 000.– S. 99; Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg).
- HEKEL, U. (1990): Zwischenergebnisse aus dem Forschungsprojekt „Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien“. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.– Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 141: 275-280; Stuttgart - ISSN 0012-0189.
- HENKE, K. F. & HILLER, M. (1985): Veränderung bodenmechanischer Parameter bei überkonsolidierten Peliten durch die Verwitterung – Versuch einer Deutung anhand des Opalinutons. (Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein).–: 83-96; Berlin (Springer).

- HERTZSCH, J.-M. (2013): Zur Wahrscheinlichkeit der Beeinträchtigung der Integrität untertägiger Endlager durch Impaktereignisse.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- HOTH, P., WIRTH, H., REINHOLD, K., BRÄUER, V., KRULL, P. & FELDRAPPE, H. (2007): Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands. Untersuchung und Bewertung von Tongesteinsformationen.– Bundesanstalt f. Geowiss. u. Rohstoffe: 118 S.; Berlin.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999): Die Geologische Karte des Rieses 1:50 000. (2., überarbeitete Auflage).– Geologica Bavarica 104: 132 S.; München.
- IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (In: HOUGHTON, J. T. et al. (eds.).– Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 881 S.; Cambridge/U.K. (Cambridge University Press).
- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. (In: SOLOMON, S. et al. (eds.): Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change).– Cambridge University Press: 996 S.; Cambridge.
- JAHN, S. (2015): Projekt AnSichT - Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein. -Endlagerstandortmodell SÜD. Teil II: Zusammenstellung von Gesteinseigenschaften für den Langzeitsicherheitsnachweis.– Bundesanstalt für Geowiss. u. Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht, Stand; Hannover.
- JERZ, H. (1984): Das Eiszeitalter in Bayern; Geologie von Bayern II.–: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JORDAN, P. (2010): Analysis of overdeepened valleys using the digital elevation model of the bedrock surface of Northern Switzerland.– Swiss J Geosci, 103: 375–384.
- KAPPAS, M. (2009): Klimatologie. Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderung für Natur- und Sozialwissenschaften.– 356 S., 100 Abb.; Heidelberg (Spektrum).
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs.– Bochumer Geogr. Arb., 35: 211 S.; Paderborn (Schöningh Verl.).

- KASSE, C., VANDENBERGHE, J., VAN HUISSTEDEN, J., BOHNCKE, S. J. P. & BOS, J. A. A. (2003): Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany).– *Quaternary Science Reviews*, 22, 20: 2141-2156.
- KELLER, J. (1984): Der Jungtertiäre Vulkanismus Südwestdeutschlands: Exkursionen im Kaiserstuhl und Hegau.– *Fortschr. Miner.*, 62, 2: 2-35.
- KELLER, O. (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees; ein geologischer Lebenslauf. Umweltwandel am Bodensee.– Maurer, H.: 33-92; (UVK-Verlag).
- KELLER, O. (2009): Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte.– *Schriftenr. Ver. Gesch. Bodensee*, 127: 193-208; Friedrichshafen.
- 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.
- KELLY, M. A., BUONCRISTIANI, J.-F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France.– *Eclogae geol. Helv.*, 97: 57–75.
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die Nördlichen Kalkalpen.– *Geol. Bl. NO-Bayern*, 47: 17-150.
- KOEBERL, C. & ANDERSON, R. R. (1996): The Manson Impact Structure, Iowa. Anatomy of an Impact Crater.– *Geological Society of America*: 468 S.; Boulder.
- KOEBERL, C. & HENKEL, H. (2005): *Impact Tectonics*.–: 552 S.; Berlin (Springer).
- KÖHLER, W.-R., VILLINGER, E., WERNER, J., FUHRMAN, A. & GRIMM-STRELE, J. (1985): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte von Baden-Württemberg, Grundwasserlandschaften. *Hydrogeol. Kt. Baden-Württ.* –: 12 S.; Freiburg i.Br.
- KOPPE, W. (2009): *Geographie Infothek*.– Klett Verlag, Leipzig: www.klett.de.
- KRÖCHERT, J., SCHMIEDER, M., THEYE, T. & BUCHNER, E. (2009): Considerations on the age of the Urach volcanic field (Southwest Germany) – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (ZDGG)* 160, Heft 4: 325 - 331.

- 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.
- LEMCKE, K. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart.– *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67, 1: 121-133.
- LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit : Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze; *Geologie von Bayern I.– VII: 175 S.*; Stuttgart (Schweizerbart).
- LEMCKE, K. & UNGER, H. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes.– Bayer. Geologisches Landesamt.
- LEYDECKER, G. (2002): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800-2001. BGR-Bericht.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- LEYDECKER, G., SCHMITT, T., BUSCHE, H. & SCHAEFER, T. (2008): Seismo-engineering parameters for sites of interim storages for spent nuclear fuel at German nuclear power plants.– *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28, 9: 754-762.
- LGRB (2001): Karte der Erdbeben von 1973 bis 2009 in Baden-Württemberg.- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau; Freiburg.
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– *Newsletters in Stratigraphie*, 41, 1-3: 385-399; Berlin, Stuttgart.
- 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.
- MELESHYN, A. (2011): Microbial processes relevant for the long-term performance of radioactive waste repositories in clays.– BMWi-FKZ 02 E 10548, Report GRS-291; Braunschweig.
- MERKLEIN-LEMPPEL, I. (1985): Ursachen und Mechanismen des Trocknungs-Befeuchtungs-Zerfalls Überkonsolidierter Pelite. (Heitfeld, K.H.: *Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein*).– 59-74; Berlin (Springer).

- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura(Malm).– Geologisches Jahrbuch, 115; Hannover.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment.– Earth-Science Reviews, 13, 1: 1-62.
- MICHALSKI, I. (1987): Apatit-Spaltspuren – Datierungen des Grundgebirges von Schwarzwald und Vogesen. Die post-variskische Entwicklung.– Dissertation Univ. Heidelberg.
- MRUGALLA, S. (2011): Geowissenschaftliche Langzeitprognose. Bericht zum Arbeitspaket 2 - Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben.– Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Stand: 20.04.2014; Hannover.
- MRUGALLA, S. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland - ohne Endlagereinfluss. Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (AnSichT).– Ergebnisbericht 189 S.; Hannover.
- MÜLLER, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. Deutsch-Englisch. 1. Edition.– 367 S.; Berlin (Springer).
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (2010): Geologisches Wörterbuch.– 12: Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- NAGRA (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen.– NTB 90-04: 277 S.; Wettingen, Schweiz.
- NAGRA (1994): Sedimentstudie Zwischenbericht 1993 - Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1990 bis 1994 und Konzept für weitere Untersuchungen.– NAGRA, NTB 94-10: 68 S.; Wettingen.
- NAGRA (2002a): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland.–, NTB 99-08: 238 S.; Wettingen, Schweiz.
- NAGRA (2002b): Projekt Opalinuston. „Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse - Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle“.– NAGRA, NTB 02-03: 560 S.; Wettingen, Schweiz.

- NAGRA (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager - Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse.– NAGRA, NTB 08-03: 428 S.; Wettingen.
- NASA (1999): Clouds and the Energy Cycle.– National Aeronautics and Space Administration. The Earth Science Enterprise Series, NASA Facts NF-207; Maryland, USA.
- NIVIÈRE, B., BRUESTLE, A., BERTRAND, G., CARRETIER, S., BEHRMANN, J. & GOURRY, J. C. (2008): Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 27, 0277-3791: 541-555.
- NUSSBAUM, C., BOSSART, P., AMANN, F. & AUBOURG, C. (2011): Analysis of tectonic structures and excavation induced fractures in the Opalinus Clay, Mont Terri underground rock laboratory (Switzerland).– *Swiss J Geosci*, 104: 187–210.
- PEARSON, F. J., ARCOS, D., BATH, A., BOISSON, J.-Y., FERNÁNDEZ, A. M., GÄBLER, H.-E., GAUCHER, E., GAUTSCHI, A., GRIFFAULT, L., HERNÁN, P. & WABER, H. N. (2003): Mont Terri Project - Geochemistry of Water in the Opalinus Clay Formation at the Mont Terri Rock Laboratory.– Office fédéral des eaux et de la géologie OFEG, *Berichte des BWG 5 Berne*.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*.– Leipzig (Tauchnitz).
- 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.– *Informationen / Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau*, 20: 106 S.; Freiburg i. Br.
- POHL, J. (1977): *Geologica Bavarica*.– 75: 323 - 329; München.
- PRESTEL, R. & SCHLOZ, W. (2011): Aufstiege von tiefem Kohlendioxid (CO₂) durch die Opalinuston-Formation in Baden-Württemberg.– *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg*, 167: 163-190.
- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland – *E&G/Quaternary Science Journal*, 60, 2-3: 282-305; Greifswald.

- PREUSSER, F., REITNER, J. & 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; Basel.
- REGENAUER-LIEB, K. & PETIT, J. P. (1997): Cutting of the European continental lithosphere; plasticity theory applied to the present Alpine collision.– *J. Geophys. Res.*, 102: 7731-7746.
- REINECK, H.-E., SCHWERD, K. & GERDES, G. (2001): Sedimentationsprozesse in den jüngeren Tonmergelschichten und Bausteinschichten der Unteren Meeresmolasse am Grünen im Allgäu (nordalpines Molassebecken, Bayern).– *Senckenbergiana maritima*, 31, 1: 49-63.
- REINECKER, J. & SCHNEIDER, G. (2002): Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollerngraben und die Albstadt-Erdbeben – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, 84: 391-417; Stuttgart.
- REINECKER, J., TINGAY, M., MÜLLER, B. & HEIDBACH, O. (2010): Present-day stress orientation in the Molasse Basin. *Tectonophysics*.– 482: 129-138.
- REINHOLD, K., STARK, L., KÜHNLENZ, T. & PTOCK, L. (2014): ProjektAnSichT-Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein (ANSICHT). Endlagerstandortmodell SÜD - Teil I: Beschreibung des geologischen Endlagerstandortmodells.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht, Stand: 20.04.2014; Hannover.
- REITNER, J. M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria).– *Swiss J Geosci*, 103: 385–405.
- RENSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (2003): Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation.– *Quaternary Science Reviews*, 22, 2-4: 209-223, 8 Fig., 3 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- RIEDEL, H. (1989): Schwermetallgehalte im Sedimentgestein (Braunjura a) als mögliche geogene Grundwasserbelastung. Diplomarbeit Universität Stuttgart.– zitiert in: Schmidt 1996.

- ROEHL, H. J. & SCHMID-ROEHL, A. (2005): Lower Toarcian (upper Liassic) black shales of the Central European epicontinental basin; a sequence stratigraphic case study from the SW German Posidonia Shale.– Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 82: 165-189.
- RÜHAAK, W., RATH, V. & CLAUSER, C. (2010): Detecting thermal anomalies within the Molasse Basin, southern Germany.– Hydrogeology Journal 18, 8: 1897-1915.
- RUPF, I. & NITSCH, E. (2008): Das geologische Landesmodell von Baden-Württemberg; Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse – Informationen / Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, 21: 81 S.; Freiburg i. Br.
- SASS, I., HOPPE, A., ARNDT, D. & BÄR, K. (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“. Abschlussbericht.– Inst. Ang. Geowiss. TU Darmstadt (IAG): 218 S.; Darmstadt.
- SCHAER, J. P., REIMER, G. M. & WAGNER, G. A. (1975): Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: A comparison between precise levelling and fission-track apatite age. Tectonophysics.– 29: 293-300.
- SCHERER, K. & FICHTNER, H. (2007): Das Klima aus dem All.– Physik Journal, 6, 3: 59-63, 6 Abb.; Weinheim (Wiley-VCH Verlag).
- SCHMIDT, R. (1996): Feinstratigraphie des Opalinuston (Dogger [alpha]) der mittleren Schwäbischen Alb, Baden-Württemberg.– Ed. Schmidt; Tübingen.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie.– E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- SCHREINER, A. (2000): Über die Entstehung des Bodenseebeckens (SW-Deutschland) [On the origin of the basin of the Lake of Constance].– Zbl. Geol. Paläont. Teil I 3/4.
- SCHWARZ, H.-U. (2012): Das Schwäbisch-Fränkische Bruchmuster.– Z. dt. Ges. Geowiss., 163, 4: 411-446; Stuttgart.
- SHACKLETON, N. J., BERGER, A. & PELTIER, W. R. (1980): An alternative astro-nomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677.– Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 81: 251–261; Edinburgh.

- STANGE, S. & BRÜSTLE, W. (2005): The Albstadt/Swabian Jura seismic source zone reviewed through the study of the earthquake of March 22, 2003.– Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver, 87: 391 - 414; Stuttgart.
- STANGE, S. & STREHLAU, J. (2002): Ober- und Unterkrustenbeben der Molasse nördlich der Alpen: Herdflächenlösungen und Spannungsfelder.– Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, (Internetseite www.lgrb.uni-freiburg.de); Freiburg i. Br.
- STEWART, I. S., SAUBER, J. & ROSE, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity.– Quaternary Science Reviews, 19, 14-15: 1367-1389.
- STOBER, I. & JODOCY, M. (2011): Geothermische Nutzhorizonte im westlichen Teil des Süddeutschen Molassebeckens.– Z. geol. Wiss., 39, 3/4: 161-172; Berlin.
- STOBER, I., JODOCY, M., BURISCH, M. & PERSON, R. (2013): Tiefenwässer im Oberen Muschelkalk Aquifer des Oberrheingrabens und des südwestdeutschen Molassebeckens.– Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie; Heidelberg.
- STOBER, I. & VILLINGER, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken.– Jh. geol. Landesamt Baden-Württ, 37: 77–96; Freiburg i. Br.
- 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.
- STOEFFLER, D., ARTEMIEVA, N. A., PIERAZZO, E. & IVANOV, B. A. (2001): Ries Crater, Germany: Geology and Numerical Modeling of Impact Cratering.– Meteoritics & Planetary Science, 36.
- STRASSER, A., STRASSER, M. & SEYFRIED, H. (2010): Quantifying erosion over timescales of one million years: A photogrammetric approach on the amount of Rhenish erosion in southwestern Germany.– Geomorphology, 122: 244–253.
- STRASSER, M. (2011): Höhlen der Schwäbischen Alb als Pegelschreiber für Flussgeschichte und Tektonik in Südwestdeutschland seit dem Miozän [Diss.]– Universitätsbibliothek der Universität Stuttgart: 107 S.; Stuttgart.
- STRASSER, M., A., S., PELZ, K. & SEYFRIED, H. (2009): A mid Miocene to early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwest Germany).– Geomorphology, 106: 130–141.

- STUCKI, M. D., REBER, R. & SCHLUNEGGER, F. (2010): Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland.– *Swiss J Geosci*, 103: 363–374.
- TESAURO, M., HOLLENSTEIN, C., EGLI, R., GEIGER, A. & KAHLE, H.-G. (2005): Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps.– *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94: 525–537.
- VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas.– *Quaternary Science Reviews*, 22, 20: 2053-2060.
- VILLINGER, E. (1997): Der Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und des baden-württembergischen Molassebeckens (SW-Deutschland).– TGA, Reihe C: 31 S.; Tübingen.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins.–80: 361-398; Stuttgart (Schweizerbart).
- VILLINGER, E. (2011): Geologische Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg. Erläuterungen.– Regierungspräsidium Freiburg Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, 13. völlig neu überarb. Aufl.: 374. S.; Freiburg i. Br.
- WaBoA (2012): WaBoA Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.– Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden Württemberg, 4. erweiterte Ausgabe.
- WAGNER, W. J. (1998): Österreichs 120 Paradiese. Der grosse Bildatlas unserer Heimat.–: 256 S.; (KREMAJR & SCHERIAU).
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present.– *Science*, University of California, Earth Sciences Department, 292: 686-693; Santa Cruz, USA.
- ZEPP, H. (2008): Geomorphologie: Grundriß Allgemeine Geographie. 1. Edition.– 385 S.; Stuttgart (UTB).

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1: Mineralogische Zusammensetzung des Opalinuston Süddeutschland in Gew.-%. Aus AMELUNG et al. 2007. Weitere Parameter sind im Bericht von JAHN (2015) zu finden.....	28
Tab. 2: Unterschiedliche Klassifikationen der wichtigsten Eisvorstöße in Norddeutschland, dem nordwestlichen und nordöstlichen Alpenvorland während der letzten eine Million Jahre.....	52
Tab. 3: Unterscheidungsmerkmale der Flusstypen mäandrierend, braided river und anastomosierend (nach BRIDGE & DEMICCO 2008; MIALI 1977 und VANDENBERGHE 2003 in MRUGALLA 2011).....	63
Tab. 4: Übersicht über die nutzungsrelevanten hydrostratigraphischen Baueinheiten des Nebengebirges der Region und Typ des jeweiligen Grundwasserleiters.....	111
Tab. 5: Repräsentative Analyse der Zusammensetzung geogener Grundwassertypen, die im Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen oberflächennahe Grundwässer bilden. In der Tabelle werden die Medianwerte der wichtigsten Kationen und Anionen angegeben. Bei Analyse wurden anthropogen beeinflussten Grundwässer nicht berücksichtigt (WABOA 2012).....	120

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Der Bereich der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation in Süddeutschland aus der „Regionalen Tonstudie“ der BGR, bei denen die Mindestanforderungen erfüllt sind (grün). Teile des Bereichs werden durch einen Karstgrundwasserleiter charakterisiert, der nicht durch tertiäre Sedimente abgedeckt ist (HOTH et al. 2007).....	8
Abb. 2: Profilschnitt Schwäbische Alb-Molassebecken (HOTH et al. 2007).....	10
Abb. 3: Mächtigkeitsverteilung des Muschelkalk zwischen Freiburger Bucht und Allgäu (Verändert nach GEYER et al. 2011).....	13
Abb. 4: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Keuper zwischen Kraichgau und Allgäu. Verändert nach GEYER et al. (2011).....	15
Abb. 5: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Unterjura zwischen Freiburger Bucht und Allgäu. Verändert nach GEYER et al. (2011).....	16
Abb. 6: Schematische Darstellung der Faziesverteilung im Mitteljura zwischen Wutach und Ries. Verändert nach GEYER et al. (2011).....	18
Abb. 7: Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung des Weißen Jura zwischen Klettgau und Ries (GEYER et al. 2011).....	19
Abb. 8: Schematisches Ost-West Profil mit der generalisierten stratigraphischen und faziellen Entwicklung des Zentralen Molassebeckens (KUHLMANN & KEMPF 2002).....	21
Abb. 9: Ursprüngliche Mächtigkeit und ehemalige Verbreitung der Oberen Meeresmolasse sowie Verbreitung der Brackwassermolasse (Graupensandrinne) in Südwestdeutschland (BMU 2006).....	24
Abb. 10: Ammonit <i>Leioceras opalinum</i> aus der Bohrung Benken aus 652 m Bohrtiefe (Bild: NAGRA).....	27
Abb. 11: Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons. Das Schema rechts unten zeigt die verschiedenen Ablagerungsräume Festland, Küste und Plattform, Flachwasser und Becken (NAGRA 2002a).....	29
Abb. 12: Mächtigkeiten der Opalinuston-Formation im Alpenvorlandbecken (HOTH et al. 2007).....	30
Abb. 13: Kleine Störung im Opalinuston aus der Bohrung Benken (NAGRA 2002b).....	32
Abb. 14: Komponenten der Milanković-Zyklen (geändert nach ZACHOS et al. 2001 in MRUGALLA 2011).....	38
Abb. 15: Globale Strahlenbilanz (GROTZINGEN & JORDAN 2010 in MRUGALLA 2011).....	40
Abb. 16: Meeresströmungen als „Globales Förderband“. Die roten Linien stellen warme, salzarme Meeresströmungen an der Oberfläche dar und die blauen kalte, salzreiche Strömungen in der Tiefe (aus MRUGALLA 2011).....	41
Abb. 17: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (IPCC 2001 in MRUGALLA 2011).....	43

Seite

Abb. 18: Gegenüberstellung von Klimaverläufen, die global an verschiedenen Stellen ermittelt wurden. (1) LÜTHI et al. 2008; 2) BOULTON et al. 2001; 3) SHACKLETON et al. 1980; in MRUGALLA 2011).	45
Abb. 19: Entwicklung der in Klimamodelle eingehenden Komponenten seit Mitte der 1970er Jahre (geändert nach IPCC 2001, Box 3, Fig. 1, aus MRUGALLA 2011).	46
Abb. 20: Klimaentwicklungen in den nächsten 125.000 Jahren basieren auf verschiedenen Modellen (geändert nach CEDERCREUTZ 2004 in MRUGALLA 2011).	49
Abb. 21: Abfolge von Komplexen während des Pleistozän im nordwestlichen Alpenvorlandes im Vergleich zum nordöstlichen Alpenvorland (geändert nach DSK 2002).	51
Abb. 22: Schema der Vervielfachung der Ungewissheiten bei der Modellierung des zukünftigen Klimas (MRUGALLA 2011).	55
Abb. 23: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung während des Hoßkirch-, Riss-, und Wurm-Komplex mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation (grau) in Süddeutschland (verändert nach ELLWANGER et al. 2011).	57
Abb. 24: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach GASCOYNE 2000 und KARTE 1979, in MRUGALLA 2011).	59
Abb. 25: Karte der Permafrostausbreitung in NW Europa für das letzte glaziale Maximum (RENSSEN & VANDENBERGHE 2003).	61
Abb. 26: Angeschnittener Eiskeil in rezentem Permafrost auf Bunge Land, Neusibirische Inseln (MRUGALLA 2011).	65
Abb. 27: Steinringe in rezentem Permafrost auf Spitzbergen (MRUGALLA 2011).	66
Abb. 28: Eismächtigkeiten und Schnitt durch die Göetscher im Alpenvorland zur Zeit ihrer letzten Maximalverbreitung (DEUQUA 2011).	68
Abb. 29: Modell des würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstandes mit Eisausbreitung und Isohypsen der Eisoberfläche (in WAGNER 1998, nach KELLER & KRAYSS 1993).	69
Abb. 30: Typische Landschaftselemente bei bestimmten Eisrandlagen im Vorfeld eines Flachlandgletschers (geändert nach KOPPE 2009 in MRUGALLA 2011). Das dargestellte Schema zeigt eine Situation im Flachland, ist aber auf eine Situation im Alpenvorland übertragbar.	72
Abb. 31: Reliefkarte der Alpen mit den wichtigsten übertieften Glazialbecken (rote Flächen). Die schwarze Linie zeigt das Limit der maximalen Eisausbreitung im Pleistozän, die rote Linie das Limit des letzten Eisvorstoßes (PREUSSER et al. 2011).	74

Seite

Abb. 32: Beckenverteilung und der sich aus mehreren Eisvorstößen ergebenden maximalen Eisbedeckung mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (grau) in Süddeutschland (verändert nach ELLWANGER et al. 2011).....	76
Abb. 33: Querschnitt durch ein Glazialbecken des Rheingletschers mit mindestens mehreren glazialen und interglazialen Periode (FIEBIG et al. 2011). Höhenangaben in m über dem Meeresspiegel (m a.s.l.).....	78
Abb. 34: Eingrenzung des Wendepunktes zwischen Subsidenz und Hebung des Untergrundes ab dem späten Oligozän mit Daten aus den Tiefbohrungen Benken, Gerdern-1 und Lindau-1 (NAGRA 2002a).....	82
Abb. 35: Skizze des Prinzips der isostatischen Ausgleichsbewegungen bei Gletscherauflast (MRUGALLA 2011).....	84
Abb. 36: Modell von PERSAUD & PFIFFNER (2004) zur Rekonstruktion der Absenkung von Krustenmaterial bei einer Gletscherauflast mit Verteilung von zwei Maxima der Eisdicken über dem Rheintal und Valtellina. Die Absenkung von Krustenmaterial spiegelt die zwei Peaks der Eismächtigkeit nicht wider.....	85
Abb. 37: Karte der Epizentren der Schadenbeben in der Bundesrepublik Deutschland und angrenzenden Gebieten der Jahre 800 bis 2010 (BGR 2011). Dargestellt ist die Epizentralintensität, abgekürzt mit I_0	87
Abb. 38: Karte der Erdbeben von 1973 bis 2009 in Baden Württemberg (LGRB 2011). Karte der Erdbeben seit 1973 mit Beben ab etwa Magnitude $M_L=2.5$	88
Abb. 39: Schematischer Schnitt durch das Bodenseegebiet von den Alpen (Süden) mit den übertieften Glazialbecken und jeweiligen Formationen (Hasenweiler-, Illmensee- und Dietmanns-Formation), über die Terrasselandschaft des Donautals zur Schwäbischen Alb (Norden) (ELLWANGER et al. 2011).....	91
Abb. 40: Schematische Darstellung der Terrassentreppen des nordwestlichen Alpenvorlandes (ohne Maßstab), DOPPLER et al. 2011.....	92
Abb. 41: Heutiges Flusssystem der Donau und des Rheins und die Wasserscheide (gestrichelte Linie) in Südwestdeutschland. Nach STRASSER et al. 2010.....	93
Abb. 42: Satellitenaufnahme vom Bodensee (Quelle: NASA WORLD WIND).....	94
Abb. 43: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (verändert nach MRUGALLA 2011).....	103
Abb. 44: Tektonische Regionen und wichtige Strukturen in Baden-Württemberg mit Darstellung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformation (grau) in Süddeutschland (RUPF & NITSCH 2008).....	104
Abb. 45: N-S Profil durch das Süddeutsche Molassebecken (RHEINECKER et al. 2010).....	106

Seite

Abb. 46:	Übersichtskarte zur Verbreitung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten im Molassebecken von Südwest-Deutschland (aus HEINZ et al. 2002).....	107
Abb. 47:	Heutige Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannung im Molassebecken. Die maximale horizontale Hauptspannung rotiert von N-S in den östlichen Alpen nach NNW-SSE in den westlichen Alpen. Die Linien zeigen die Orientierung der größten horizontalen Spannung SH. Die Länge der Linien entspricht der Qualität des Datensatzes. Die Farben der Datensätze weisen auf das tektonische Regime hin (rot Abschiebung (NF), grün Blattverschiebung (SS), blau Aufschiebung (TF), schwarz unbekannt (U), REINECKE et al. 2010).....	109
Abb. 48:	Skizze der Hauptspannungsrichtungen, exemplarischen Bruchflächen und der Alpenkompression im Molassebecken (STANGE & STREHLAU 2002).	109
Abb. 49:	Die wesentlichen tieferen Aquifere im Süddeutschen Molassebecken. Verändert nach HOTH et al. (2007).....	111
Abb. 50:	Karte des hydraulischen Potenzials des oberen Muschelkalk im Süddeutschen Raum (STOBER & JOGOCY 2011). Die blauen Punkte stellen Wasserbohrungen (< 20° C), die roten Punkte Thermalwasserbohrungen und die schwarzen Punkte Erdgas-/Erdölbohrungen dar. Die roten Linien stellen Linien gleichen hydraulischen Potenzials im Oberen Muschelkalk (mNN) dar. Die braune gestrichelte Linie zeigt die östliche Verbreitungsgrenze des Oberen Muschelkalk.....	112
Abb. 51:	Karte des hydraulischen Potenzials des höheren Oberjura und Grenzlinie der helvetischen Oberjura-Fazies (STOBER & JOGOCY 2001). Die blauen Punkte stellen Wasserbohrungen (< 20° C), die roten Punkte Thermalwasserbohrungen und die schwarzen Punkte Erdgas-/Erdölbohrungen dar. Die roten Linien sind Linien gleichen hydraulischen Potenzials im Oberjura (mNN). Die braune gestrichelte Linie stellt die Nordgrenze der helvetischen Oberjura-Fazies dar. Blaue Linien sind Verwerfungen und die doppelt gestrichelte Linie die Grundwasserscheide zwischen Rhein und Donau.....	114
Abb. 52:	Topographie der Alpen mit den wichtigsten tektonischen Einheiten und der Änderung der von Deformation betroffenen gebieten mit der Zeit (CHAMPAGNAC et al. 2009).....	122
Abb. 53:	Schema der Grabenbildung durch Konvektionsströmungen im Mantel (MRUGALLA 2011).....	125