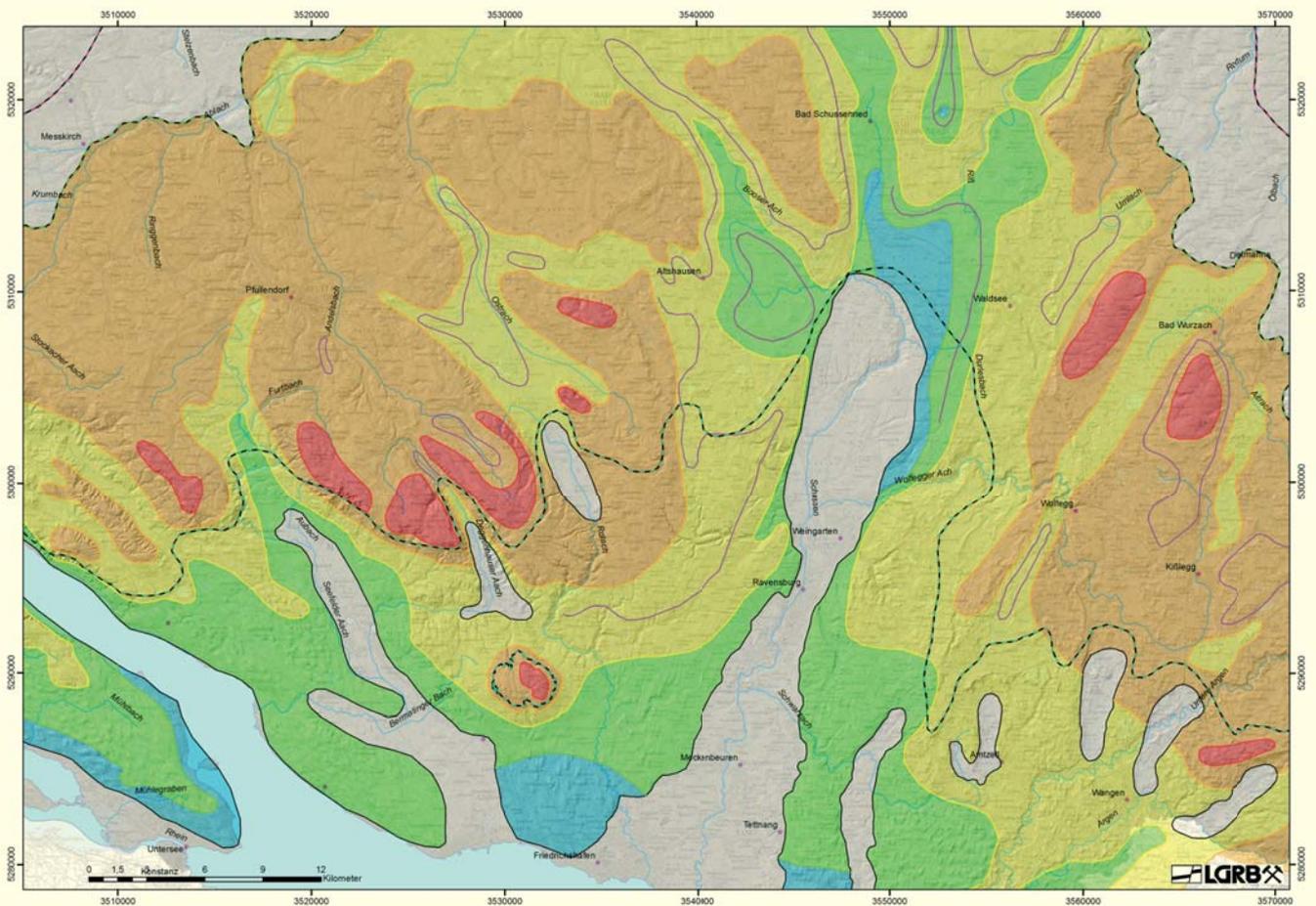


Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefe Becken- und Moränen-Landschaft



Impressum

Herausgeber: Regierungspräsidium Freiburg
Abt. 9: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)
Albertstraße 5, D-79104 Freiburg i. Br.
Telefon: (0761) 208-3000 (Zentrale) bzw. -3022 (Vertrieb),
Fax Poststelle: (0761) 208-3029
E-Mail: abteilung9@rpf.bwl.de bzw. vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de
<http://www.lgrb-bw.de> bzw. <http://rp.baden-wuerttemberg.de/rpf/Abt9>

Bearbeiter: Dietrich Ellwanger

unter Mitarbeit von Matthias Franz, Inge Neeb*, Isabel Rupf, Ralf Weinsziehr & Ulrike Wielandt-Schuster
(alle LGRB, außer * = Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte
Geowissenschaften, Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt)

Bearbeitungsstand: Dezember 2015

© Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.

Titelbild: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D2.
Ausschnitt aus Abb. 5.4.

Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefe Becken- und Moränen- Landschaft

REFERAT 92

BEARBEITER: DIETRICH ELLWANGER

Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9:
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RPF-LGRB)

LGRB-Fachbericht	2015/4	86 S.	16 Abb. (nur in Fachbericht 2015/4a)	4 Tab.	Freiburg i. Br., Dezember 2015
------------------	---------------	-------	--	--------	-----------------------------------



Inhalt	Seite
Vorbemerkung	3
1 Einleitung	4
1.1 Moränen, Schotterterrassen, glaziale Übertiefung	4
1.2 Das Bodensee-Amphitheater	6
1.3 Subglaziale Großformen und Quartärgliederung	7
1.4 Darstellungstechniken	8
1.5 Geologische Kartenwerke	9
2 Quartärgeologische Tradition im Alpenvorland.....	11
3 Chronostratigraphie	17
3.1 Deckenschotter (Höchsten, Heiligenberg, Unterpfauzenwald).....	17
3.2 Das Hoßkircher Becken	19
3.3 Kiesabbau Bittelschieß und Scholterhaus.....	20
3.4 Doppelzyklen, Nachbargebiete	23
3.5 Anwendung / Grenzen der Chronostratigraphie	26
4 Lithostratigraphie	27
4.1 Geogenetische Szenarien.....	27
4.2 Morphogenetische Entwicklung	34
5 Kartierung der Übertiefung	38
5.1 Geomorphologie und Erosionsflächen	39
5.2 Quartär als Einheit	41
5.2.1 Quartärmächtigkeit	42
5.2.2 Felsoberfläche	43
5.3 Quartär-Einheiten: Hauptdiskontinuitäten	45
5.3.1 Die Sedimentsukzessionen der verschiedenen Beckengenerationen	46
5.3.2 Tiefenskizzen der Hauptdiskontinuitäten D1-D3 und der Deckenschotter .	50
5.3.3 Kartierung und Systematik einzelner Becken	55
5.3.3.1 Das Obersee-Stammbecken und seine Zweigbecken.....	56
5.3.3.2 Ältere Becken (D2, D3).....	61
5.3.3.3 Systematische Klassifizierung der Becken	70
6 Fazit, Diskussion und Ausblick.....	72
Literatur.....	78
Anhang	85

Vorbemerkung

Der folgende Fachbericht ist ein aus aktuellem Anlass benötigter Diskussionsbeitrag zur Problematik übertieferter Becken am konkreten Beispiel des baden-württembergischen Rheingletschergebiets. Die Basis der übertieften Becken besteht aus subglazial entstandenen „Haupt-Diskontinuitäten“, die zugleich als Basis der Formationen der aktuellen Quartär-Lithostratigraphie dienen. Verschiedene Karten-Darstellungen dieser Diskontinuitäten sind die einzigen Abbildungen dieses Berichts. Ziel ist, die Diskontinuitäten zur Diskussion zu stellen und in einen quartärgeologischen Kontext einzubinden.

Dieser Kontext besteht aus der genannten, fazieskundlich hergeleiteten Lithostratigraphie und einer über hundertjährigen morpho-, chrono- und klimatostratigraphischen Kartier-Geschichte. Will man sich nur über Beckengenese informieren, dann genügen die Kapitel über Lithostratigraphie und über die Becken. Will man auch ältere Literatur oder die Verknüpfung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets mit den bayerischen und Schweizer Nachbargebieten einbeziehen, dann lohnt sich eine Kenntnis dieser Geschichte (s. Kap. 2 und 3).

Zwei Exkursionsvorschläge sind als Anlage beigefügt:

Exkursion (1) ist mehr chronostratigraphisch, Exkursion (2) mehr lithostratigraphisch orientiert.

1 Einleitung

In Baden-Württemberg gibt es drei ehemals vergletscherte Regionen, in denen subglazial übertiefte Becken und Täler eine Rolle spielen: den Umkreis des Bodensees (Oberschwaben und das westliche Bodenseegebiet), das Hochrheintal am Fuß des Schwarzwaldes und den Hochschwarzwald. Schwerpunkt des nachstehenden Fachberichts ist der Bodenseeraum, dessen landschaftsprägende Übertiefung auf den alpinen Rheinvorlandgletscher zurückzuführen ist. In den beiden anderen Gebieten sind es eher kleinräumig übertiefte Talabschnitte, die durch den Rhonegletscher und den Plateaugletscher des Feldbergs entstanden sind.

Der Prozess der glazialen Übertiefung ist eine Form der Erosion durch subglaziale Schmelzwässer unter der Bedingung eines erhöhten hydrostatischen Drucks aus dem alpinen Hochgebirge. Diese Art glazialer Ausräumung erzeugt ein neues Relief, das sich durch eine kräftige Tieferlegung der Topographie um mehrere 10 bis einige 100 Meter auszeichnet. Sie unterscheidet sich von der subglazialen Exaration, bei der durch direkten Kontakt von fließendem Gletschereis mit dem Gesteinsuntergrund durch Überschleifen von Festgestein oder „Pflügen“ in Lockersedimenten eine Tieferlegung von in der Regel nur wenigen Metern zustande kommt.

Eine räumliche und zeitliche Gliederung von Erosion ist stets ein anspruchsvolles Unterfangen, weil die Evidenz in der Regel aus einem größeren Kontext heraus interpretiert werden muss. Drei regionale Besonderheiten machen das oberschwäbische Rheingletschergebiet für die Beantwortung von Fragen der subglazialen Übertiefung besonders gut geeignet: (1) seine Lage zwischen Donau- und Rhein-System, (2) die Entwicklung der Alpenrhein-Einzugsgebiete durch verschiedene geologische Einheiten der Alpen, und (3) die Möglichkeit, einen Teil der ausgeräumten Sedimente im nicht allzu weit entfernten Oberrheingraben wiederzufinden und als „korrelative Abfolge“ mit den Erosionsprozessen zu verknüpfen.

1.1 Moränen, Schotterterrassen, glaziale Übertiefung

Glaziale Becken sind in der Quartärgeologie seit über einem Jahrhundert bekannt, z.B. als die „klassische“ Unterscheidung von Stammbecken und Zweig- oder Zungenbecken; sie haben jedoch für die stratigraphische Gliederung bis vor kurzem kaum eine Rolle gespielt. Stattdessen wurden die glazialen, fluvialen und lakustrinen Lockersedimente und ihre Formen mithilfe eines morphostratigraphischen Ansatzes eingeteilt, der v.a. auf Terrassenstratigraphie und der Position der Endmoränen-Züge basiert.

Man unterschied terrassenstratigraphisch vier Einheiten: Ältere und Jüngere Deckenschotter (Günz, Mindel) und Hoch- und Niederterrassenschotter mit Alt- und Jungendmoränen (Riss, Würm). – Diese Einteilung wurde durch PENCK & BRÜCKNER (1901-09) „Die Alpen im Eiszeitalter“ als „tetraglaziale alpine Quartärgliederung“ etabliert. Als „Viergliederung“ Günz, Mindel, Riss und Würm steht sie im Gegensatz zur „Dreigliederung“ in Elster, Saale und Weichsel, den ebenfalls auf PENCK zurückgehenden drei nordeuropäischen Vergletscherungen.

Die tetraglaziale Quartärgliederung wurde und wird auch im Sinne einer chronostratigraphischen Einteilung verwendet (LITT et al. 2005). In ursprünglicher Terminologie gelten Deckenschotter als altpleistozän, Riss als mittelpleistozän, Würm als jungpleistozän (heute Früh-, Mittel- und Spätpleistozän oder Unter-, Mittel- und Oberpleistozän). Die Deckenschotter im Bodensee- und Hochrheingebiet gelten als früh- oder unterpleistozän, Riss als mittel- und Würm als spät- oder oberpleistozän (in Bayern jedoch gilt Mindel seit den 1980er Jahren als mittelpleistozän). Als die Donau-Deckenschotter als prä-Günz-Element neu eingeführt wurden, galten sie zunächst als ältestpleistozän (z.B. JERZ & DOPPLER 1990), dann als pliozän (ELLWANGER et al. 1994), und heute, nach der Einbeziehung des Gelasiums ins Quartär, als früh- bzw. unterpleistozän (LITT et al. 2005).

Die Deckenschotter im Rheingletschergebiet sind fast ausschließlich als fluviale Systeme ausgebildet, glazial übertiefte Talabschnitte sind nur von zwei Schotterrinnen am Höchsten (Oberschwaben) und am Schienerberg (Hochrhein) bekannt. In Oberschwaben lassen sich die Deckenschotter aufgrund ihrer geröllpetrographischen Zusammensetzung aus drei alpinen Einzugsgebieten herleiten: die Donau-Deckenschotter aus den Nördlichen Kalkalpen (nur ganz im Osten Oberschwabens), die Günz-Deckenschotter aus den Helvetischen Decken, und die Mindel-Deckenschotter aus dem Einzugsgebiet des heutigen Alpenrheintals. Die Sedimente der ältesten Eisvorstöße des Rheingletschers entsprechen geröllpetrographisch den Mindel-Deckenschottern.

Glaziale Übertiefung ist somit ausschließlich relevant im Kontext der mittel- und spätpleistozänen Vergletscherungen. Landschaftstypisch ist ein lateraler Wechsel von tiefer gelegenen Becken und höher gelegenen Moränengebieten. Insgesamt tiefergelegt im Vergleich zum Niveau der präglazialen Deckenschotterlandschaft ist nur das Jungmoränen-Gebiet, es bildet das sog. Bodensee-Amphitheater. Im Altmoränengebiet entsprechen die Moränen-Hochgebiete in der Regel dem alten Niveau, das jedoch durch ältere glaziale Becken zerschnitten wird. Sowohl in der Moränenlandschaft als auch von den Becken gehen Schotterzüge aus, die überleiten zu einer Terrassenlandschaft, in der bis heute der Charakter der präglazialen Deckenschotterlandschaft erhalten ist.

In dieser teils danubischen, teils als Amphitheater zum Rhein orientierten Landschaft liegen die verschiedenen Endmoränenzüge in unterschiedlichen geomorphologischen Positionen: der LGM-Endmoränenwall markiert den Übergang von der Becken- zur Terrassenlandschaft und entspricht mit nur kleinen Abweichungen der „Europäischen“ Rhein-Donau-Wasserscheide; dagegen sind die Alt-Endmoränenwälle weithin Teil der danubischen Terrassenlandschaft. Dieser Unterschied der hydrographischen Funktion der Endmoränen ist wiederum der subglazialen Übertiefung geschuldet. Es ist daher zweckmäßig, Übertiefung, Moränen, Terrassen und entsprechende glaziale, fluviale und lakustrine Sedimente als Teile eines Ganzen zu betrachten und genetisch miteinander zu verknüpfen.

In diesem Sinne sind seit den 1990er Jahren subglazial übertiefte Becken des Rheingletschers ebenso wie Moränen und Terrassen ein zentrales Thema der baden-württembergischen Quartärgeologie. Das schlägt sich in einer Reihe von Publikationen nieder, angefangen mit einer ersten zusammenfassenden Darstellung übertiefer Becken des Rheingletschers in ELLWANGER et al. (1995); sowie in der Folge FIEBIG (1995, 2003), SZENKLER et al. (1997), SZENKLER & BOCK (1999) und

ELLWANGER et al. (2003, 2011a, b). Bis heute erscheinen jedoch auch Arbeiten, die weiterhin dem traditionellen Bild der Quartärgeologie des Alpenvorlandes verpflichtet sind. Ausgehend von PENCK & BRÜCKNER (1901-09), EBERL (1930), TROLL (1924), WEIDENBACH (1937) u.v.a. gehören zu diesen wichtigen modernen Folgearbeiten SCHREINER (1989, 1997), JERZ & DOPPLER (1990), HABBE (1991, 2003), VILLINGER (2003), DOPPLER et al. (2011), und zuletzt KELLER (2014).

1.2 Das Bodensee-Amphitheater

Ausgangspunkt für die Beschreibung von Beckenlandschaften am Gebirgsrand ist die klassische Unterscheidung von Stammbecken und Zweigbecken. Ein Stammbecken bildet das zentrale Element, von dem mehrere Zweigbecken radial nach außen gerichtet sind. Die Einhüllende der Zweigbecken kann, ähnlich wie End- und Seitenmoränen, den fächerartigen Umriss markieren, wie er für Vorlandgletscher charakteristisch ist.

In der würmzeitlichen Beckenlandschaft des Rheingletschers dient das Bodenseebecken als Stammbecken. Fast genauso groß ist das Schussenbecken, dazu kommen verschiedene große und kleine Zweigbecken, die heute mit wenigen Ausnahmen verlandet sind. Um diese jüngsten Becken herum sind zwei weitere, ältere Generationen übertieferer Becken nachgewiesen; für die älteren dient der Nordteil des Schussenbeckens als Stammbecken, für die mittlere Generation lassen sich zwei zentrale Stammbecken bei Friedrichshafen und bei Singen unterscheiden. Nach heutiger Kenntnis sind drei Becken-Generationen nachgewiesen. Sie bilden diejenigen geomorphologischen Großformen, aus denen sich die heutige Amphitheater-Landschaft zusammensetzt.

Drei Becken-Generationen bedeuten zugleich, das aktuelle Bodensee-Amphitheater als Ergebnis von (nur) drei Tieferlegungs-Impulsen herzuleiten, ausgehend von einem präglazialen Alpenvorland-Relief, in dem Übertiefung noch kaum eine Rolle spielt. Das präglaziale Relief kann man aus den Deckenschotter-Relikten zu einer Art Rampe mit Vorbergen rekonstruieren. Die Höhendifferenz zwischen rekonstruiertem Rampenrelief und den tiefsten Stellen der Felsoberfläche im Bodensee-Stammbecken beträgt über 1000 m. Im Mittel entspricht somit jeder Tieferlegungs-Schritt einer Ausräumung von im Maximum über dreihundert Metern an älteren Gesteinen des Felsuntergrunds (Molasse, unkorrigierte Werte ohne Berücksichtigung von Isostasie).

Die drei Ausräumungs-Generationen sind offensichtlich verknüpft mit drei großen mittel- und spätpleistozänen Vorlandvergletscherungen des Rheingletschers: Würmeiszeit, Risseiszeit sowie, als prä-Riss-Einheit, die Hoßkirch-Eiszeit. Sie entsprechen den nordeuropäischen Einheiten Weichsel, Saale und Elster (die Analogie betrifft nicht nur die Anzahl, sondern auch weitere Merkmale, z.B. Zeitmarken (z.B. das Vorkommen von Holstein-Zeitmarken sowohl in Hoßkirch- als auch in Elster-zeitlichen übertieften Becken bzw. Tälern). Dass es sich im Rheingletschergebiet um drei Vergletscherungen handelt, nicht nur zwei, wie in der klassischen alpinen Eiszeiten-Gliederung, ist nicht nur durch drei Becken-Generationen, sondern auch durch drei verschieden alte Endmoränenzüge und Moränenlandschaften sowie Schmelzwassersedimente und -formen belegt.

1.3 Subglaziale Großformen und Quartärgliederung

Der Fokus auf die großen subglazialen Strukturen der Landschaft statt nur auf „kleinere“ Moränenhügel und Terrassen eröffnet Möglichkeiten eiszeitliche Sedimente und Reliefformen neu einzuteilen.

In der Quartärgeologie war und ist es üblich, zwischen den Eiszeiten „interglaziale“ Warmzeiten zu unterscheiden: in Norddeutschland zwischen Weichsel, Saale und Elster die Warmzeiten Eem und Holstein. Im tetraglazialen Alpenvorland kam die interglaziale Natur der Warmzeiten zwischen Würm, Riss, Mindel und Günz ursprünglich sogar nomenklatorisch zum Ausdruck: Riss/Würm, Mindel/Riss, Günz/Mindel (heute gilt Riss/Würm als Eem; Mindel/Riss und Günz/Mindel sind unklar). Obwohl kaum durch Sedimente repräsentiert, gelten Interglaziale und Glaziale in der Chronostratigraphie als gleichberechtigt: beide sind Stufen. Die Grenzziehung zwischen glazialen und interglazialen Stufen erfolgt ziemlich willkürlich anhand von Pollenzonen, durch die sich die Klimaschwankungen am besten auflösen lassen (z.B. gibt es Warmphasen vor dem Übergang Würm-Holozän und Kaltphasen danach). Die aktuelle Glazial-Interglazial-Gliederung für das baden-württembergische Rheingletschersystem beginnt mit der Hoßkirch-Eiszeit, gefolgt von Holstein-Interglazial, Riss-Eiszeit, Eem-Interglazial, Würm-Eiszeit und schließlich Holozän (-Interglazial).

Die Ausräumung der übertieften Becken und Tieferlegung der Landschaft ist in erster Linie ein subglazialer Prozess, der während einer Vergletscherung stattfindet. Neuer Akkommodationsraum entsteht also mitten in der Eiszeit, nicht an deren Beginn oder Ende. Somit sind diese eiszeitlichen Erosionsflächen die geologischen Grenzen, welche für die Morphogenese der Landschaft als auch für die Architektur der Sedimentkörper entscheidend sind und nicht die Glazial/Interglazial-Grenzen.

Will man dennoch die geologische Entwicklung als Glazial-Interglazial-Gliederung darstellen, also unter Verwendung von Würm, Riss und Hoßkirch als Einheiten für Vergletscherungen des Rheingletschers, so muss man jede dieser Einheiten in zwei Teile mit Sedimentation teilen, die durch einen Erosionsimpuls voneinander geschieden sind: also zunächst Ablagerung von Sedimenten noch im alten Relief, dann subglaziale Erosion und Bildung einer Unkonformität, und schließlich Ablagerung von Sedimenten im neuen, tiefergelegten Relief. Die Einheiten Würm, Riss und Hoßkirch sind somit als Doppelzyklen zu verstehen. Entfällt die Erosionsphase, so kann sich die Sedimentation konform fortsetzen, z.B. als Superposition von Riss- und Würm-Sedimenten, oder als Sedimentation zusätzlicher Vergletscherungen, z.B. zwischen Riss und Würm.

Ein anderer Weg ist, unmittelbar von den Großformen auszugehen. Man orientiert sich dabei nicht an den gewohnten Grenzen zwischen Kalt- und Warmzeiten, sondern an den subglazialen Erosions- bzw. Übertiefungsflächen. Im hier neu generierten Akkommodationsraum beginnt die Abfolge mit Sedimenten der jeweils zuende gehenden Vergletscherung, gefolgt vom Interglazial und den Sedimenten der folgenden Eiszeit. Diese Abfolge wird als Formation bezeichnet, sie endet mit dem nächstfolgenden Übertiefungs-Ereignis. Es gibt also drei Erosionsflächen bzw. Haupt-Diskontinuitäten (HD1, HD2 und HD3), die als Formationsgrenzen dienen. Innerhalb der Formationen dienen die Transgressionsflächen der Eisvorstöße als Subformationsgrenzen (Basis der Doppelzyklen sowie eventueller Einfachzyklen). Diese lithostrati-

graphische Gliederung beginnt im Rheingletschergebiet mit der Steinental-Formation (glaziale Sedimente vor der ältesten Haupt-Diskontinuität), gefolgt von der Dietmanns-Fm (Basis = HD3), der Illmensee-Fm (HD2) und der Hasenweiler-Fm (HD1).

1.4 Darstellungstechniken

Neben den „allostratigraphischen“ Diskontinuitäten stützt sich Formationsgliederung auf eine petrographische und genetische Charakterisierung der Gesteine. Zur Einteilung und Verknüpfung der Sedimentpakete spielen genetische Szenarien, also Faziesmodelle und morphogenetische Sequenzen, eine ähnlich wichtige Rolle wie Zeitmarken in der Chronostratigraphie. Während Zeitmarken von Nachbardisziplinen der Geologie geliefert und verantwortet werden, also z.B. Palynologie für Biostratigraphie, Paläopedologie für Pedostratigraphie, Geophysik für numerische Datierungen, werden die genetischen Szenarien unmittelbar aus der Geologie heraus entwickelt. Die ihnen zugrunde liegenden geologischen Parameter müssen daher ähnlich eindeutig, belast- und reproduzierbar sein wie Zeitmarken. Man erreicht diese Reproduzierbarkeit, indem man bei der Bearbeitung der Sedimente bzw. Reliefformen drei Schritte konsequent unterscheidet:

- die petrographische Beschreibung der Sedimente bzw. geomorphologische Beschreibung der Reliefformen. Je nach Fragestellung verwendet man analytische und/oder aggregierende Beschreibungstechniken: für Sedimente z.B. Granulometrie (vgl. DIN EN ISO 14688, früher: DIN 4022) und/oder die Lithofazies-Technik (MIALL 1978, EYLES et al. 1983, vgl. FIEBIG 1999); für Relief z.B. Neigungsparameter und/oder eine Darstellung der Voll-, Hohl- und Talformen als ganze Elemente;
- die morphogenetische bzw. sedimentgenetische Interpretation. Dabei unterscheiden wir drei Stufen: (1) „Prozess“ als allgemeine Definition, z.B. fluvial; (2) „Raum“ als proximal-distale oder laterale Entwicklung und Veränderung dieser Prozesse, z.B. braided-mäandrierend (Faziessequenzen im Sinne von WALTHER 1893/94), (3) „Milieu“ als bestimmter Prozess an einer Stelle (Faziesseinheiten);
- die stratigraphische Gliederung.

Die Anwendung dieser Darstellungstechniken unterliegt unterschiedlichen Freiheiten: Die Trennung von „Beschreibung der Petrographie“ und „Interpretation der Genese“ steht nicht zur Disposition. Es ist ungünstig, statt einen Diamikt als Till zu interpretieren, das betreffende Sediment petrogenetisch als Geschiebemergel zu bezeichnen (DREIMANIS 1989, PIOTROWSKI 1992).

Wie weitgehend ein Sediment- oder Relief-Befund genetisch interpretiert werden kann, hängt davon ab, welche Beschreibungstechnik verwendet wird: Analytisch dargestellte Befunde sind eher darauf gerichtet, geotechnisch weiterverarbeitet zu werden (Durchlässigkeit, mechanische Belastbarkeit, Einzugsgebiete etc.), sie gestatten meist nur eine allgemeine genetische Interpretation. Aggregierende Beschreibungen sind eher geeignet, genetische Sequenzen oder sogar ein spezielles Bildungsmilieu herzuleiten.

Ob ein genetisch interpretiertes Sediment oder Relief als Baustein eines stratigraphischen Werdegangs dienen oder nur in diesen eingestuft werden kann, hängt vom Grad der Interpretation ab: Eine allgemeine Deutung – Prozess, z.B. fluvial – gelingt zwar so gut wie immer und ist auch wichtig, genügt aber in der Regel nicht als Grundlage für die Entwicklung einer stratigraphischen Gliederung. Ein spezielles Ablagerungsmilieu (Faziesseinheit, z.B. Setztill) ist oft schwierig zu deuten; wenn es gelingt, kann es ein Hinweis sein bzgl. der Verbreitung einer bestimmten Petrographie (bestimmter Reliefformen). Meist ist es eher möglich, die damit einhergehende genetische Sequenz anzugeben. Unterschiedliche Sequenzen können wiederum die Grundlage sein für unterschiedliche lithostratigraphische Einheiten. Dass Faziesseinheiten genetischer Sequenzen nicht immer im konkret zu beschreibenden Sediment unterscheidbar sind, sollte nicht dazu verführen, diese Sequenzen als Faziesseinheiten zu definieren (wie z.B. EVANS 2013). Mitunter gehen Sequenzen über mehrere Prozessbereiche (z.B. Tillsequenzen ~ glazial-fluvial-gravitativ); trotzdem will man diese Abfolgen nicht als Faziesseinheit interpretieren. Es ist wichtig, bei der genetischen Deutung Prozess, Sequenz (Faziesraum) und Faziesseinheit (Milieu) begrifflich zu trennen.

Dabei ist Stratigraphie nicht eine Fortsetzung der (genetischen) Interpretation: Man entwickelt sie, indem man zuvor erarbeitete geologische Forschungsergebnisse, paläontologisch oder physikalisch begründete Zeitmarken, geogenetische Szenarien u.a. auf Gesteinskörper anwendet mit dem Ziel, diese räumlich und zeitlich zu ordnen (zu gliedern).

Bei der Darstellung von Sedimenten vermittelt Petrographie, Genese und Stratigraphie gibt es also feste Regeln wie die Trennung von Beobachtung und Interpretation, und darüber hinaus Freiheiten, je nach Fragestellung geeignete Beschreibungs- und Interpretationstechniken und eine geeignete Stratigraphie zu wählen (analog für Reliefformen). Das hat zur Folge, dass formal richtige Sedimentdarstellungen sehr unterschiedlich ausfallen können: Kombiniert man (Fall 1) eine aggregierende Beschreibung (Lithofazies) mit einer Interpretation als genetische Sequenzen und entscheidet sich für eine lithostratigraphische Gliederung, so arbeitet man in einem inhaltlich geschlossenen Bearbeitungs-Schema. Kombiniert man dagegen (Fall 2) eine analytische Beschreibung der Sedimente (DIN EN ISO 14688) mit einer allgemeinen genetischen Interpretation (z.B. glazial) und / oder speziellen Faziesuntersuchungen (z.B. waterlain till), und gliedert mithilfe einer Zeitmarken-gestützten Chronostratigraphie, so hat dies mehr den Charakter einer Dokumentation voneinander unabhängiger Parameter. Je nach Kontext und Fragestellung kann beides zweckmäßig sein.

1.5 Geologische Kartenwerke

Für die Darstellung der Verbreitung quartärer Sedimente im Rheingletschergebiet sind v.a. drei Kartenwerke des LGRB von Bedeutung:

- die Geologische Übersichts- und Schulkarte im Maßstab 1 : 1 000 000, VILLINGER (2011), die eine Eiszeitengliederung mit einigen lithostratigraphischen Einheiten enthält.

- die aktuelle digitale geologische Karte im Maßstab 1 : 50 000 GK¹ (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015), basierend auf einer allo- und lithostratigraphischen Formationsgliederung;
- die Geologische Karte im Maßstab 1 : 25 000, ein recht heterogenes Kartenwerk mit einer über hundertjährigen Bearbeitungsdauer (1894-2011). Sie stellt klassische Eiszeitengliederungen dar.

Die Schulkarte hat den Vorzug, über Baden-Württemberg hinaus auch Nachbargebiete darzustellen. Man erkennt, wie das Bodensee-Rheingletschergebiet innerhalb des Molassebeckens genau den Übergang zwischen dem schmalen Westteil (Schweizer Mittelland, nur ca. 40 km vom Rand der Zentralalpen zum Faltenjura) und dem weitläufigen Ostteil markiert (Iller-Lech-Platte, über 80 km vom Alpenrand bei Kempten zur Schwäbischen Alb bei Ulm). Anhand der Schulkarte kann der für die Landschaftsgenese Oberschwabens maßgebliche, dem Quartär unmittelbar vorausgehende geologische Werdegang in drei Schritten wie folgt skizziert werden (Abkürzungen wie auf der Karte):

- Den Felsuntergrund für die quartären Sedimente bilden miozäne Molasse-sedimente (z.B. tOS), alpenwärts zunehmend mächtige kontinentale und marine Sande und Mergel, von den Alpen her auch Konglomerate (tOSg). Ihre Ablagerung kam zum Ende des Miozäns zum Erliegen. Seither unterliegt das nördliche Alpenvorland generell der Abtragung. Wie viel Molasse bis zum Beginn der Deckenschotter-Entwicklung abgetragen wurde, ist noch unklar: die Rede ist von einigen hundert Metern, im Schweizer Mittelland bis über ein Kilometer. – Da noch keine Verbindung zum Oberrheingraben bestand, war das Alpenvorland insgesamt zum Mittelmeer ausgerichtet, mit Donau, Po und Rhone als den großen Sediment-Transportsystemen und ihren Deltas als Haupt-Sedimentfallen. Ob und wie messinische Meeresspiegelschwankungen und letzte Jurafaltung sich auf diese Sediment-Umlagerungen und die Entwicklung der Einzugsgebiete von Donau und Rhone auswirken, ist ebenfalls noch weitgehend unklar.
- Ein erster, noch wenig belastbarer Sediment-Befund sind wenige Vorkommen von Streuschottern (tH z.T.). Diese oft recht groben Gerölle sind meist gut gerundet. Sie sind nicht als fluviale Sedimentkörper, sondern als Komponenten in einer Verwitterungsmatrix erhalten. Ob es sich um in-situ-Relikte der Abtragung oder um den Beginn des fluvialen Impulses handelt, bleibt unklar. In flussgeschichtlicher Deutung gelten sie als frühes Donausystem (Aare-Donau). Als Teil davon gilt der sogenannte pliozäne Alpenrhein, der ebenfalls mit Streuschottern begründet wird (das Szenario eines pliozänen Alpenrheins steht in Widerspruch zur lithostratigraphisch begründeten Deckenschotter-Entwicklung, VILLINGER 2011).
- Später im Pliozän sind von der Iller-Lech-Platte, im Hochrheingebiet und im Sundgau fluviale Sedimentkörper überliefert, die als älteste Deckenschotter gelten (Biber- und Donau-Deckenschotter (D), älteste Hochrhein-Deckenschotter (D), Sundgau-Schotter (tH), meist außerhalb Baden-Württembergs). Ebenfalls noch im Pliozän erfolgt die Umlenkung in den Oberrheingraben.

¹ <http://maps.lgrb-bw.de/>

Die digitale Karte GK (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015) in 1 : 50 000 kombiniert die Darstellung der Formationsgliederung mit einer frei wählbaren topographischen Grundlage, darunter einem gut auflösenden digitalen Höhenmodell (DGM). Dadurch wird die geomorphologische Grundlage der stratigraphischen Gliederung anschaulich. Das betrifft sowohl das Relief der Moränen und Terrassen als auch die räumliche Anordnung der übertieften glazialen Becken.

Dadurch kann man die Anordnung der glazialen Becken der jüngsten Beckengeneration im inneren Teil des Jungmoränengebiets im Kartenbild unmittelbar ablesen. Auch die meisten Becken der mittleren Generation sind im Kartenbild erkennbar, z.B. anhand der Anordnung der Jungmoränen und Niederterrassen. Nur zur Identifizierung der Becken der ältesten Generation werden, außer an der äußersten Peripherie des Vergletscherungsgebiets und am Rand der – von der Übertiefung nicht betroffenen – Deckenschotter-Gebiete, zusätzlich Bohrungen und andere Aufschlüsse benötigt.

Im Gebiet der Altmoränenlandschaft, insbesondere ihrem äußeren Teil, sind glaziale und fluviale Sedimente durch teilweise recht mächtige Deckschichten verhüllt. In der Karte sind diese Deckschichten, nicht die glazialen und fluvialen Sedimente, dargestellt. Dies entspricht dem DGM, das die Oberfläche der Deckschichten wiedergibt, erschwert jedoch die geomorphologische Erkennbarkeit der glazialen Formen.

Die analoge geologische Karte im Maßstab 1 : 25 000 zeichnet sich zwar durch eine hohe Detailgenauigkeit aus. Sie hat jedoch den Nachteil, über 100 Jahre geologische Kartierung mit wechselnden fachlichen Schwerpunkten zu reflektieren. Dies hat zur Folge, dass insbesondere die Darstellung quartärer Einheiten in verschiedenen Kartenblättern miteinander und mit den anderen Kartenwerken nur eingeschränkt kompatibel sind. Einige dieser Unterschiede sind in Kap. 2 dieses Fachberichts dargestellt.

Dieser Bericht fasst den Kenntnisstand des LGRB (Stand 2015) zusammen. Eine Fortschreibung wird u.a. erwartet aus dem geplanten und beantragten Forschungsprojekt zum Thema Übertiefung im Alpenraum (**I**nternational **C**ontinental **D**rilling **P**rogramme, **D**rilling **O**verdeepened alpine **V**alleys, ICDP-DOVE). Es soll im gesamten Alpenraum in den Jahren 2016-2018 durchgeführt werden. In Baden-Württemberg ist die Forschungsbohrung „Tannwald“ mit umfangreichen geophysikalischen Untersuchungen vorgesehen.

2 Quartärgeologische Tradition im Alpenvorland

Erste Vorstellungen über Eiszeiten und Eiszeitenstratigraphie der Alpen und im Alpenvorland wurden entwickelt in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert. Sie sind verbunden mit Namen wie Jean de CHARPENTIER, Ignaz VENETZ und vor allem Louis AGASSIZ. Diese Arbeiten sind wissenschaftshistorisch wichtig, spielen für die praktische Arbeit heute jedoch kaum noch eine Rolle. Das gilt auch für Fragen die tiefen Becken betreffend.

Als Beginn der modernen alpinen Quartärgeologie gilt weithin PENCK & BRÜCKNERS (1901-09) „Die Alpen im Eiszeitalter“ (AiE). Dieses Werk zeichnet sich bis heute durch einen erstaunlich hohen „impact factor“ aus (FIEBIG 2011). Streng genommen hat jedoch PENCK bereits 1879 die Lehre von drei skandinavischen Inlandeis-Vergletscherungen im Sinne von Glazial-Interglazial-Zyklen begründet (die später Elster, Saale, Weichsel genannt wurden). Nur drei Jahre später folgten drei alpine Vorlandvergletscherungen (Mindel, Riss, Würm, PENCK 1882), denen 1899 als älteste Einheit „Günz“ vorangestellt wurde (PENCK 1899). Damit war das tetraglaziale alpine System zur Jahrhundertwende bereits begründet. Mit der AiE-Monographie wurde es circumalpin angewandt und etabliert.

Glazial übertiefte Becken sind bereits bei PENCK (1882) erwähnt. Auch in AiE ist immer wieder die Rede davon; entscheidend für die „alpine“ Quartärgliederung sind darin jedoch Moränen und Terrassen.

In ihrer ursprünglichen Definition bilden Günz, Mindel, Riß und Würm eine terrassenstratigraphische Abfolge. Vier Niveaus werden unterschieden: Ältere Deckenschotter topographisch zuoberst, dann Jüngere Deckenschotter, dann Hochterrasse, und schließlich Niederterrasse als tiefstes Niveau. Die Niederterrasse wird sodann mit Hilfe einer genetischen Sequenz, genannt „glaziale Serie“, mit den angrenzenden Endmoränen verknüpft und als glazifluviale Bildung interpretiert. Damit ist die Niederterrasse eine fluviale Bildung durch Schmelzwasser, die eine Eiszeit repräsentiert (Würm).

Die glaziale Serie lässt sich analog für Hochterrasse und Rissmoränen anwenden, jedoch nicht mehr für die beiden Deckenschotter, Mindel und Günz. Für Mindel fehlt, jedenfalls im Rheingletschergebiet, der charakteristische Übergang von Terrassen der Jüngeren Deckenschotter zu korrelativen Endmoränen, von Günz-Moränen ist nur selten die Rede. Die Deckenschotter gelten in PENCKs Lesart trotzdem als Schmelzwasser-Bildungen, Mindel und Günz als Eiszeiten. Das oftmalige Fehlen glazialer Elemente wird als Folge unvollständiger Erhaltung interpretiert.

Die glaziale Serie dient somit als Werkzeug, um eine terrassenstratigraphische Abfolge als Eiszeitenfolge zu interpretieren. In ursprünglicher Bedeutung bezieht sich das auf Reliefformen, im Sinne einer morphogenetischen Sequenz. Erst im Laufe der Zeit wurde die glaziale Serie zu einem Faziesmodell erweitert, um auch glaziale, fluviale und lakustrine Sedimente zu verknüpfen. Moderne Darstellungen sind in der Regel eine Kombination aus morpho- und sedimentgenetischer Sequenz.

Indem man das Modell der glazialen Serie in der skizzierten Weise anwendet, kommt man zu einer bestimmten Sicht auf die Quartärgliederung: Terrassenstratigraphie beruht auf einem Wechsel von Erosion und Akkumulation. Durch die glaziale Serie werden Terrassenbildung und Sedimentation der Schotter von einem fluvialen zu einem glazifluvialen, also eiszeitlichen Vorgang. Das führt dazu, die Erosion zwischen den Terrassenniveaus als interglazial oder jedenfalls am kalt-warm-Übergang einzustufen. Landschaft und Sedimente bringen die glazial-interglazial-Klimazyklen unmittelbar zum Ausdruck, d.h. die in dieser Weise hergeleitete Morphostratigraphie ist eine Klimastratigraphie.

Nimmt man jedoch stattdessen subglazial übertiefte Becken als Grundlage, um eine Quartärgliederung auszuarbeiten, so ändert sich Einiges: Übertiefte Becken und ihre

Sedimentfüllungen beruhen ebenfalls auf dem Wechsel von Erosion und Akkumulation. Hier jedoch ist die Erosion subglazial, also gerade während der Vergletscherung, ebenso wie glaziale und Schmelzwasser-Sedimente. Auch hier steuern glazial-interglaziale Klimazyklen, aber die resultierenden Erosion-Akkumulation-Zyklen folgen einem anderen Rhythmus als glazial-interglazial. Beide Zyklen sind gegeneinander phasenverschoben. Das gilt sinngemäß auch für eine aus den Reliefformen übertiefer Becken abzuleitende Morphostratigraphie.

Zweifellos gibt es zahlreiche Fälle, in denen die glaziale Serie als Faziesmodell oder morphogenetische Sequenz zwanglos anwendbar ist (z.B. an Übergängen der Äußeren Jungendmoräne zu angrenzenden Niederterrassen-Feldern). Es war jedoch offensichtlich ein Fehler, daraus allgemeingültige glazial-interglazial-getaktete stratigraphische Einheiten abzuleiten, ohne zu berücksichtigen, was die Genese subglazialer Becken dazu lehrt und beiträgt.

Wie unterschiedlich man damit in verschiedenen Teilen des Alpenvorlandes umgegangen ist, illustriert die Typregion, Bayerisch Schwaben und Oberschwaben. DOPPLER et al. (2011) und KROEMER (2012) skizzieren eine moderne, auf der tetraglazialen Gliederung PENCKs aufbauende Terrassenstratigraphie, die in Oberbayern verwendet wird. Die Bezeichnungen Würm, Riss, Mindel und Günz, aber auch Ältere und Jüngere Deckenschotter sowie Hoch- und Niederterrasse bilden hier das Gerüst für eine stark differenzierende Gliederung (unter Einschluss glazialer Becken, z.B. am Samerberg). Ein wichtigerer Unterschied gegenüber PENCK ist die zeitliche Einstufung von Mindel ins Mittelpleistozän. Bei PENCK gehören alle Deckenschotter, also auch Mindel, ins Altpleistozän, in heutiger Terminologie Früh- oder Unterpleistozän. Hier ist die baden-württembergische (und Nordschweizer) Deckenschotter-Einstufung näher an der Lesart PENCKs als jene Bayerns.

Im 20. Jahrhundert war jedenfalls die Quartärstratigraphie durch glazial-interglazial-Systeme beherrscht. Erste Arbeiten und Kartierungen im Stil PENCKs entstanden bereits kurz nach dem Erscheinen von AiE. Ihr inhaltlicher Fokus lag zunächst weiterhin auf Morphostratigraphie. Erst später traten nach und nach auch die Sediment-Sachverhalte in den Vordergrund. In den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts trat schließlich die Chronostratigraphie mehr und mehr in den Vordergrund.

Nach dem ersten Weltkrieg war man zunächst darauf ausgerichtet, das tetraglaziale System an verschiedenen Orten zu präzisieren. Zusätzlich entdeckte Details gaben Anlass dazu, PENCKs Schema zu erweitern. Die neuen Einheiten wurden jedoch nicht circumalpin, sondern nur in ihrem jeweiligen, oft sehr lokalen Kontext definiert. Im Rheingletschergebiet wurden Günz, Mindel und Riss jeweils in mehrere Eiszeiten unterteilt (Günz I, II, Mindel I, II, Riss I, II, III). Günz wurde a priori als älteste Einheit definiert, d.h. keine Einheiten älter als Günz zugelassen (WEIDENBACH 1937). Ähnliches geschah im benachbarten Gebiet der Iller-Lech-Platte, hier wurden jedoch die Einheiten Donau, später auch Biber, als zusätzliche, prä-Günz-zeitliche Deckenschotter-, „Eiszeiten“ eingeführt und sogleich weiter unterteilt (EBERL 1930, SCHAEFER 1955). Beide Fortschreibungen verharren methodisch im Rahmen von PENCKs morphogenetischer Methode, die lediglich „verfeinert“ wurde, indem eine größere Anzahl von Terrassenniveaus unterschieden wurde. Auch Würm wurde geteilt, hier kamen jedoch bereits unterschiedliche Methoden zur Anwendung, wie es später in der Quartärwissenschaft allgemein üblich wurde (BÜDEL 1960). Die stratigraphischen



Zusammenhänge aller Einheiten waren schließlich so unübersichtlich geworden, dass eine weitreichende „Revision der Nomenklatur“ erforderlich war, damit gleichalte Einheiten wieder gleiche stratigraphische Bezeichnungen führen konnten (GRAUL 1962, SCHÄDEL & WERNER 1963).

Noch vor der Revision entstand als eine der ersten konsequent lithostratigraphisch orientierten Arbeiten die Gliederung der Deckenschotter in Oberschwaben durch SCHÄDEL (1950, 1953). Die von ihm vorgeschlagene Differenzierung in kristallinarme (<5%) Schotter mit und ohne Dolomit und kristallinreiche (>10%) Schotter nutzt verschiedene alpine Provenienzen, um Donau-, Günz- und Mindel-zeitliche Deckenschotter zu unterscheiden. Diese Einteilung wird bis heute verwendet (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Oberschwaben-Deckenschotter-Formation: Stratigraphische Bezeichnungen vor und nach der Revision der Nomenklatur durch GRAUL (1962) und SCHÄDEL & WERNER (1963).

Penck & Brückner	Schädel (1950)	Vor der Revision	Nach der Revision	DSK (2011 ff.) - Litholex
Mindel	kristallinreich	Altriss	Mindel	Oberschwaben-Deckenschotter-Formation mit Donau, Günz und Mindel als Subformationen
Günz	kristallinarm	Mindel II	Günz	
	kristallinarme Dolomitschotter	Mindel I & Günz	Donau	

Nach der Revision lag eine um zwei Einheiten erweiterte morphostratigraphische Gliederung „in der Tradition PENCKS“ vor (vgl. HABBE et al. 2007). Ihre Elemente waren Würm, Riss, Mindel, Günz, Donau und Biber. Sie war Ausgangspunkt weiterer Forschung und Kartierung, wobei erneut vorhandene Einheiten differenziert und neue hinzugefügt wurden. Zur Begründung wurde jedoch nicht mehr nur morpho- bzw. terrassenstratigraphisch argumentiert, sondern auch andere Daten und Methoden verwendet. Zum einen Sediment-Befunde aus Bohraufschlüssen, die v.a. im Rahmen von hydro- und rohstoffgeologischen Untersuchungen immer mehr zustande kamen. Zum anderen dem Trend folgend, die Einheiten im Sinne von regionalen Stufen einer Chronostratigraphie (hier im Alpenvorland) zu verwenden. Dafür werden die aus der Morphostratigraphie kommenden Kaltzeit-Stufen ergänzt durch interglaziale Warmzeit-Stufen. Erforderliche Zeitmarken kamen aus Palynologie und Paläopedologie, dazu physikalische Methoden wie Paläomagnetik und ¹⁴C-Datierungen.

Die Interglaziale wurden zunächst weiterhin in PENCK'scher Tradition entsprechend der angrenzenden Eiszeiten bezeichnet. Die Warmzeit zwischen Riss und Würm wurde also Riss/Würm-Interglazial genannt, entsprechend Mindel/Riss, Günz/Mindel etc. Bis in die 1990er Jahre wurde immer wieder die Frage diskutiert, ob Riss/Würm dem nordeuropäischen Eem zwischen Saale und Weichsel entspricht (vgl. FRENZEL 1995). Schließlich begann man, analog zur norddeutschen Praxis auch für die süddeutschen Warmzeiten eigene Namen (also nicht die der angrenzenden Glaziale) anzuwenden (BEUG 1979, FRENZEL 1991 u.a.). Verwendet wurden teilweise lokale Bezeichnungen (z.B. Pfefferbichl), teilweise lehnte man sich an die nordeuro-

päischen Bezeichnungen an (z.B. Eem sensu Krumbach, Holstein mit und ohne *Pterocarya* etc.). Nordeuropäische Warmzeit-Bezeichnungen wurden schließlich sogar in die Paläopedologie übernommen (z.B. Eem-Boden).

- Die sprachlich ähnlichen Bezeichnungen Riss/Würm (-Interglazial = Eem) und Riss-Würm-Komplex sollten nicht miteinander verwechselt werden. Riss-Würm-Komplex wurde Ende der 1980er Jahre als provisorische Einheit eingeführt, um in der oberschwäbischen Moränenlandschaft unterschiedliche Alter von Sediment und Relief zusammenfassen zu können (z.B. risszeitliche Sedimente in der – seinerzeit morphostratigraphisch kartierten – Würm-Moränenlandschaft). Die Kartierung der betroffenen Gebiete ist inzwischen in lithostratigraphischer Methode abgeschlossen, die Bezeichnung Riss-Würm-Komplex wird nicht mehr verwendet.

Zu den bis heute recht einflussreichen Studien, die nach der Revision entstanden, gehört die Arbeit von SCHREINER & EBEL (1981) über Deckenschotter zwischen Riss- und Illertal. Sie kombiniert Terrassenstratigraphie, die Untersuchung von Sedimentabfolgen und Paläopedologie. Unter Fortschreibung von SCHÄDEL (1950) wurde zwischen Günz und Mindel eine zusätzliche Deckenschotter-Einheit identifiziert. Als Haslach (-Eiszeit) fand sie Einzug sowohl in die baden-württembergische als auch in die bayerische Quartärgliederung.

Ein weiteres „Highlight“ in Methodenvielfalt war die neuerliche Aufteilung von Riss durch SCHREINER & HAAG (1982): Aus der Sedimentabfolge an der Typlokalität am Scholterhaus bei Biberach werden drei Eisvorstöße identifiziert, mit eisfreien Perioden im Sinne von Interstadialen mit Koniferen-Bewaldung dazwischen: im Liegenden der Vorstoß zum Älteren Riss, darüber zum äußeren und zuoberst zum inneren Wall des Doppelwallriss. Dazu Zungenriss, das pedostratigraphisch in der Moränenlandschaft identifiziert wird, sowie Jungriss, terrassenstratigraphisch im Rissal. Diese Einteilung wurde nur in Baden-Württemberg angewandt.

Bis heute umstritten ist eine weitere Neudefinition einer zusätzlichen Eiszeit aus dem Rheingletschergebiet, dem Saulgau-Kryomer (FRENZEL 1991). Diese Neudefinition beruht auf einem geringmächtigen „Geschiebemergel“ (= Diamikt, als Setztill interpretiert), der im Hangenden eines pollenanalytisch ermittelten Eem-Vorkommens im Altmoränengebiet bei Krumbach (Bad Saulgau) gefunden wurde. Es gibt jedoch auch die Interpretation, dieser Diamikt sei lediglich gravitativ umgelagert, also kein Till (in diesem Fall wäre die Deutung als Eiszeit obsolet, vgl. SCHREINER & WERNER 1980). Dazu kommen jedoch etliche ähnlich gelagerte Vorkommen von Diamikten in der weiteren Umgebung von Krumbach, die bezugnehmend auf den sog. Eem-Boden im Altmoränengebiet eingestuft werden. Der fossile Boden teilt sich an den fraglichen Stellen in einen oberen und einen unteren Boden: dazwischen wiederum Diamikte (AG BIBUS Univ. Tübingen, unpubl.²). Deutet man die Diamikte als Till, so kann der daraus abgeleitete Eisvorstoß sowohl prä- als auch post-Eem eingestuft werden, also spätes Riss oder frühes Würm, je nachdem ob man den unteren oder den oberen Boden als Eem s.s. einstuft. Für das Diamikt-Vorkommen in Krumbach kommt dagegen nur post-Eem, also Frühwürm, in Betracht.

² Ergebnis mehrerer nicht publizierter Diplomarbeiten

- Die Diskussion um das Saulgau-Kryomer macht deutlich, dass es zweckmäßig ist, mit zusätzlichen Eisvorstößen zu rechnen, die nur in speziellen Positionen nachweisbar sind und morphogenetisch keine Rolle spielen. Diese Art Vorkommen und daraus abgeleitete Einheiten tauchen immer wieder auf. Sie sind oft Gegenstand heftiger Diskussion. Eine robuste Stratigraphie sollte vom Aufkommen oder Wegfallen derartiger Elemente nicht beeinflussbar sein. Es kann sich fatal auf eine Gliederung auswirken, wenn z.B. die Abfolge der Einheiten lediglich formal abgezählt wird (vorletzte Eiszeit, drittletzte Eiszeit usw.), und dazwischen eine zusätzliche Einheit dazukommt oder wegfällt.

Die genannten und andere Arbeiten führten dazu, dass in den 1980er und 1990er Jahren Gliederungen mit bis zu zehn mittel- und spätpleistozänen Vergletscherungen diskutiert wurden, die mit verschiedenen, sich ergänzenden Methoden identifiziert worden waren. Dazu kam eine detaillierte morphostratigraphische Differenzierung zur internen Einteilung der würmeiszeitlichen Moränen- und Terrassenlandschaft. Sie knüpft an an PENCKs Zweiteilung in Äußeren und Inneren (Endmoränen-) Kranz und kommt zwischen Maximalstand und dem aktuellen Bodenseeufer auf bis zu neun „Stände“ (z.B. HABBE 1989, 1994).

Erste Versuche, auch die großen übertieften Becken und ihre Sedimentsukzession quartärgeologisch zu interpretieren, unternahm im Rheingletschergebiet GERMAN in verschiedenen Arbeiten, so zunächst in den 1950er Jahren in seiner Dissertation über das Wurzacher Becken. Später in den 1960er Jahren kamen Forschungsbohrungen v.a. im Federseebecken und Wurzacher Becken dazu (GERMAN et al. 1967, 1968). In beiden Fällen wurde der Versuch gemacht, die Beckensedimente entsprechend der jeweils üblichen morphostratigraphischen Gliederung einzuteilen (d.h. vor und nach der Revision). Das umgekehrte Vorgehen, eine methodisch neu zu begründende Gliederung aus den besonders mächtigen Sukzessionen abzuleiten, stand noch nicht zur Debatte.

Ein weiterer Meilenstein war das Ergebnis einer aus Mitteln der Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben (GGA) durchgeführten Forschungsbohrung im Wurzacher Becken (GRÜGER & SCHREINER 1993). Hier lag der Fokus auf Chronostratigraphie. Es gelang ein Nachweis der Eem-Warmzeit und mehrerer Früh- und Mittelwürm-Interstadiale. Es wurde nur ein Teil der Beckensukzession durchörtert, sodass Fragen zur Beckengenese in diesem Projekt kaum erörtert wurden. Eine ähnliche Abfolge war zuvor im Gernmühler Becken bei Samerberg in Oberbayern (GRÜGER 1983) gefunden worden. Immerhin gestatteten die beiden Abfolgen eine Verknüpfung aus dem Alpenvorland zu frühweichselzeitlichen Interstadialen Nordwesteuropas.

Am Ende des 20. Jahrhunderts war aus PENCKs tetraglazialer Quartärgliederung eine interdisziplinäre Klima-Wissenschaft geworden (vgl. z.B. DOPPLER et al. 2011). Daher blieb, trotz aller Methodenvielfalt und Erneuerung, die aus PENCKs Terrassenstratigraphie hergeleitete Tradition unangetastet, bei der stratigraphischen Gliederung von der Unterscheidung von Eiszeiten und Interglazialen auszugehen. Die interdisziplinär festgelegten Grenzen regionaler Warm- und Kaltzeit-Stufen liegen am Beginn und am Ende der v.a. pollenanalytisch definierten Interglaziale, die zugleich als Zeitmarken dienen (vgl. das Quartär der STD 2002, dazu LITT 2007).

3. Chronostratigraphie

Die aktuelle Quartär-Chronostratigraphie in Oberschwaben unterscheidet im Mittel- und Oberpleistozän Eiszeiten und Interglaziale. Als Evidenz dienen neben glazialen Sedimenten und Formen der Moränengebiete, fluvialen Terrassen und Schotterzügen auch Architektur und Sedimentsukzessionen der tiefen Becken. Die Zeitmarken, auf die sich die chronostratigraphische Gliederung stützt, stammen aus allen drei Bereichen, und auch aus den beiden großen Landschaften: der alten, zur Donau gerichteten Deckenschotterlandschaft, und dem jungen rheinischen Bodensee-Amphitheater.

Die Gliederung stützt sich ursprünglich auf wenige Schlüsselstellen, die mithilfe von Verfahren der traditionellen Morphostratigraphie des Rheingletschergebiets sowie verschiedenen Zeitmarken miteinander verknüpft werden. Davon ausgehend konnte inzwischen das gesamte Rheingletschergebiet flächenhaft entsprechend dargestellt werden; dadurch kommen auch weitere Zeitmarken dazu.

Die wichtigste Lokation ist das Hoßkircher Becken, wo mithilfe glazialer Diamikte eines pollenanalytisch nachgewiesenen Holstein-Interglazials eine prä-risszeitliche große Vergletscherung in post-Mindel-Deckenschotter-Position nachgewiesen ist. Das Hoßkircher Becken wurde Typlokalität für die Hoßkirch-Eiszeit und begründet die Süd-Nord-Korrelation Hoßkirch – Elster, Riss – Saale und Würm – Weichsel. Die Hoßkirch-Glazialsedimente sind räumlich klar von den Mindel-Deckenschottern geschieden, die ein deutlich höheres Alter aufweisen als jene.

3.1 Deckenschotter (Höchsten, Heiligenberg, Unterpfauzenwald)

Die Dreiteilung der Deckenschotter nach ihrer geröllpetrographischen Zusammensetzung wurde im Gebiet der Iller-Riss-Platte, also zwischen Risstal, Illertal, Schloß Zeil und Ulm ausgearbeitet. In diesem Gebiet entsprechen die lithostratigraphischen Muster der terrassenstratigraphischen Gliederung, d.h. das Terrassenniveau der Donau-Deckenschotter (älteste Einheit) ist das höchste, das der Günz-Deckenschotter das mittlere, und das der Mindel-Deckenschotter (Jüngere Deckenschotter) das tiefste.

Auch im Deckenschottergebiet Heiligenberg-Höchsten findet man Günz- und Mindel-Deckenschotter in ihrer typischen geröllpetrographischen Zusammensetzung. Hier jedoch liegen die Sedimente teilweise in Superposition, teilweise nebeneinander auf gleichem Niveau. Die ursprünglich terrassenstratigraphisch begründete Einstufung durch PENCK musste teilweise korrigiert werden (SCHÄDEL 1950, 1953, stratigraphische Bezeichnungen nach der Revision, Tab. 2.1).

Die Geröllpetrographie kann wie folgt charakterisiert werden:

- Donau-Deckenschotter sind „kristallinarm“ (<5%), enthalten viel Dolomit (in Nagelfluhen als hohle Gerölle), und werden stellenweise von einer kristallinen sog. Liegendfazies unterlagert (LÖSCHER 1976). Wie alle Dolomitschotter reflektieren sie ein kalkalpines Einzugsgebiet, die Liegendfazies subalpine Molasse. Sie kommen nur ganz im Osten Oberschwabens vor, Referenz ist der Erlenmoser Schotter bei Ochsenhausen. Der überwiegende Teil dieser Schotter liegt östlich der Iller (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben).

- Günst-Deckenschotter sind ebenfalls kristallinarm (<5%). Charakteristisch sind helle und gelbe Kalke aus dem randalpinen Subhelvetikum. Sie reflektieren ein randalpines Einzugsgebiet bis ins Gebiet der Helvetischen Decken, jedenfalls noch nicht das heutige Alpenrheintal. Referenzen sind der Zeiler Schotter und der Heiligenberger Schotter.
- Mindel-Deckenschotter sind „kristallinreich“ (>10%), teilweise werden Kristallinanteile bis 40% erreicht (SCHREINER & EBEL 1981), darunter Komponenten aus dem Penninikum und Unterostalpin. Sie reflektieren ein Einzugsgebiet, das dem heutigen Alpenrheintal entspricht. Referenzen sind der Tannheim-Laupheimer Schotter (HAAG 1982) und der Sylvenstaler Schotter. An wenigen Stellen gibt es auch glaziale Sedimente, kristallinreiche Diamikte, durch Zeitmarken eingestuft.

Die Zeitmarken zur chronostratigraphischen Einstufung der Deckenschotter stammen aus der Bio- und der Magnetostratigraphie. Es handelt sich um Mollusken- und Nagerfaunen, pflanzliche Großreste, Pollenspektren und paläomagnetische Messungen. „Absolute“ physikalische Datierungen wie burial dating liegen nicht vor, die Umrechnung in geochronologische Alter erfolgt mithilfe der STD 2002.

- Als Zeitmarken für die Donau-Deckenschotter dienen Molluskenfaunen bei Buch sowie Mäusemolaren und pflanzliche Großreste (keine Pollen) vom Uhlenberg als Beleg (DOPPLER et al. 2011). Die Mollusken stammen aus Feinsedimenten an der Basis und innerhalb der Schotter (MÜNZING 1974, 1990 (unpubl.), RÄHLE 1995). Dagegen stammen die Mäusezähne und Makroflorenreste aus den Deckschichten unmittelbar über dem Schotter (ELLWANGER et al. 1994). Beide Zeitmarken gelten als Tegelen (nach STD 2002 frühes Frühpleistozän bzw. Gelasium vor ca. 2,4-1,8 Ma).
- Paläomagnetische Messungen an feinkörnigen Sedimenten gibt es aus den Günst-Deckenschottern und aus dem kleinen Deckenschotterbecken von Lichtenegg (Höchsten) im Liegenden eines Mindel-Deckenschotter (FROMM 1989, ROLF 1992, ROLF et al. 2012).
 - Bei Heiligenberg handelt es sich um wenige Einzelmessungen an feinkörnigen Einschaltungen im Schotter.
 - Die Abfolge bei Lichtenegg besteht aus mehreren Sequenzen von Diamikten und Feinsedimenten (MENZIES & ELLWANGER 2010), an der Basis stellenweise ein dünnes Schotterband mit 8% Kristallin. Die paläomagnetische Messreihe betrifft die Feinsedimente.
 - In beiden Lokationen wurden inverse magnetische Orientierungen gemessen. Unter Berücksichtigung der anderen Zeitmarken diskutieren ROLF et al. (2012) eine Einstufung der Sedimente in die Matuyama-Epoche (nach STD 2002 vor 2,6-0,8 Ma).
- Eine Zeitmarke für die Mindel-Deckenschotter gibt das Polleninterglazial von Unterpfaufenwald. Die Pollensequenz stammt aus einem Torf, der den Top einer gradierten Sequenz aus kristallinreichen Diamikten, Feinsedimenten und humosen Sedimenten bildet. Nach HAHNE et al. (2012) handelt es sich um ein Bavel-Interglazial (nach STD 2002 spätes Frühpleistozän, Kalabrium, vor ca.

1 Ma). Im Liegenden der Diamikte befindet sich ein kristallinärmer Günz-Deckenschotter mit fossilem Boden.

Ein Teil dieser Untersuchungen stammt aus den 1970er und 1980er Jahren und steht zur Überarbeitung an. Das betrifft insbesondere die paläomagnetischen Messungen, die lange nur als NLfB-Berichte vorlagen (FROMM 1989, ROLF 1992). Die Ergebnisse sind inzwischen publiziert und aus aktueller Sicht kommentiert (ROLF et al. 2012).

Fazit: Seit den 1990er Jahren und auch nach gegenwärtigem Stand sind die Deckenschotter chronostratigraphisch ganz oder ganz überwiegend ins Frühpleistozän einzustufen. Das entspricht auch der gängigen Schweizer Lesart (z.B. Becken von Ecoteaux, PUGIN et al. 1993, Tiefer Deckenschotter von Allschwil, ZOLLINGER 1991, vgl. PREUSSER et al. 2011).

3.2 Das Hoßkircher Becken

Das Hoßkircher Becken befindet sich zwischen dem Endmoränenwall, der das Maximum der letzten Vergletscherung anzeigt (Würm-Maximum, LGM), und dem Mindel-Deckenschotter von Königseggwald. Der von Süd nach Nord gerichtete Lauf des kristallinreichen Deckenschotters ist quer durch das Becken abgeschnitten, das hier als Zweigbecken von Osten eingeschnitten ist. Die Erosion vom Top des Deckenschotters bis ins Beckentiefste beträgt rund 200 m.

Die Beckenfüllung ist aus mehreren Kernbohrungen recht gut bekannt. Sie besteht aus einem unteren Paket überkonsolidierter Sedimente und einem oberen Paket normal konsolidierter Sedimente.

- Das untere Paket beginnt mit einer diamiktischen Groblage, gefolgt von zunächst diamiktischen, noch subglazialen (b), dann laminierten und massigen lakustrinen Feinsedimenten (c). (a-c) stellen eine gradierte Sequenz dar. In zwei Bohrungen im Westteil des Beckens werden große Teile von (b) und (c) durch matrixärmere Grobsedimente (Schotter) ersetzt, die Schmitzen von verwittertem Material enthalten. Vermutlich handelt es sich um eine Vorbau-Sequenz.
- Nach einigen sandig-schluffigen Einschaltungen (d) folgen matrixreiche, teils massige, teils gescherte Diamikte, die als subglazialer Till eine zweite große Eisüberfahrung markieren (e).
- Das obere Paket ist stärker differenziert. Es besteht aus Grob- und Feinsedimenten, aber auch Diamikten und Sanden, die wir stellenweise als Füllung eines jüngeren und seichteren, weiter nach Norden reichenden subglazialen Beckens interpretieren.

Heute ist im Gebiet des Hoßkircher Beckens ein See vorhanden, der erst teilweise verlandet ist. Seine Hohlform ist jedoch nicht das Ergebnis einer dritten subglazialen Beckenerosion, sondern hängt damit zusammen, dass größere Sedimentpakete bei der Bildung der angrenzenden Endmoränenwälle aufgeschuppt wurden. Diese Art von randglazialen Stauchungsprozessen ist auch unter der glaziotektonischen Bezeichnung Hill-hole-pair bekannt. Die jungen, spät- und postglazialen Seesedimente wurden von MERKT et al. (1979) untersucht.

Man kann also drei Vergletscherungen in Superposition unterscheiden: eine älteste (a+b) aus subglazialer Beckenerosion und Diamikten (v.a. waterlain till), eine mittlere (e) aus dem subglazialen Till am Top der überkonsolidierten Sedimente, und eine jüngste aus der oberflächennahen Glaziotektonik.

In vier der Kernbohrungen konnten Sequenzen von Pollenspektren im Sinne von Zeitmarken interpretiert werden:

- Aus drei der Bohrungen in Schicht (c) stammen Nadelwald-Sequenzen, die als Holstein interpretiert werden (mittelpleistozäne Warmzeit vor ca. 420 ka). Dieser Befund ist wichtig und gilt als gut belastbar (HAHNE et al. 2012).
- Aus einer Bohrung wird im oberen Paket ein Eem-nahes Signal vermutet. Ursprünglich war von einer Pfefferbichl-Sequenz die Rede (BLUDAU in ELLWANGER et al. 1995), nach HAHNE et al. (2012) besser das Ende des Eem oder ein Frühwürm-Signal. Dieser Befund ist unsicher.

Wichtig ist, dass die Sedimente der drittletzten Vergletscherung, die zuunterst im Becken liegen, und die Feinsedimente mit den holsteinzeitlichen Pollen, Teil derselben gradierten Sequenz sind. Denn es bedeutet, dass die drittletzte Vergletscherung chronostratigraphisch unmittelbar vor der Holstein-Warmzeit einzustufen ist.

3.3 Kiesabbau Bittelschieß und Scholterhaus

Die beiden Kiesabbau in Bittelschieß (bei Krauchenwies) und Scholterhaus (bei Warthausen) sind in Hochterrassenschottern angelegt und erschließen eine ähnlich differenzierte Sedimentsukzession. Im unteren Teil der Abfolge in Bittelschieß ist eine lakustrine Einschaltung mit einer Holstein-Zeitmarke dokumentiert. Scholterhaus ist als Referenz für die Risseiszeit weithin anerkannt und gilt traditionell als wichtige Lokation für die alpine Quartärstratigraphie. Die stratigraphische und genetische Verknüpfung der beiden mit der Beckensukzession von Hoßkirch war und ist wichtig, um die aus den Beckensedimenten hergeleitete oberschwäbische Quartär-Chronostratigraphie in andere glaziale und fluviale Faziesbereiche zu übertragen und mit vorhandenen morphostratigraphischen Kartierungen kompatibel zu machen.

Für PENCK & BRÜCKNER (1901-09) dienen die Altendmoränen bei Scholterhaus zusammen mit der sog. 13-m-Terrasse im Risstal als Hochterrasse als Typlokalität für die Risseiszeit.

SCHREINER & HAAG (1982) kommen unter Berücksichtigung der an den Talhängen im Risstal aufgeschlossenen Sedimentabfolge zu einer anderen Einteilung. Am wichtigsten für die Argumentation ist das Profil der Kiesgrube Scholterhaus bei Warthausen:

- Oben Stauchendmoränenwälle (Scholterhaus)
 - Oberer Schotter (Ablagerungsalter: Mittleres Riss = Doppelwallriss),
 - Diamiktlage („Geschiebemergelband“) (Mittleres Riss = Doppelwallriss),
 - Mittlerer Schotter (Mittleres Riss = Doppelwallriss), unten aufgearbeitete Schmitzen aus unverwitterten und verwitterten (= entkalkten) Diamikten und Feinsedimenten,
 - Unterer Schotter (Älteres Riss), am Übergang zum Hangenden einzelne Blöcke

- Unten Felsoberfläche (Molasse)

Die unteren Schotter in Verbindung mit den aufgearbeiteten Schmitzen gelten als Nachweis für einen Eisvorstoß des „Älteren Riss“, die Schmitzen aus verwittertem Material für ein anschließend folgendes interstadales Klima. Die nun folgenden Schotter mit dem Geschiebemergelband und den Stauchungen deuten die Autoren als zwei Eisvorstöße des „Mittleren Riss“ (= Doppelwallriss). Entgegen PENCK verbinden sie die – jetzt als Doppelwallriss bezeichneten – Moränenwälle nicht mit dem Schotterfeld der 13-m-Terrasse, sondern mit einem etwas höheren Terrassenrest, der Baltringer Terrasse (also Endmoränen und Baltringer Terrasse als glaziale Serie des Mittleren Riss). 13-m-Terrasse und ein etwa 10 km intern konzipierter Eisrand bilden zusammen eine weitere glaziale Serie, die des Jüngeren Riss (Jungriss, von Doppelwallriss wieder durch eine interstadiale Phase geschieden).

Somit besteht Riss in der Konzeption sensu SCHREINER & HAAG aus drei Vergletscherungen, die mittlere aus zwei Vorstößen. Dass alle drei als Riss zusammengehalten werden, hat damit zu tun, dass die Phasen wärmeren Klimas dazwischen als Interstadiale und nicht als Interglaziale bezeichnet werden.

Der Abbau Bittelschieß erschließt eine ähnliche Abfolge wie Scholterhaus: unten Schotter, dann aufgearbeitete Diamikt-Schmitzen, mittlerer Schotter, Diamiktlage („Paulter Geschiebemergelband“, SCHÄDEL 1955), oberer Schotter, und die Topographie als Stauchmoränen- und Eiszerfalls-Landschaft. Die aufgeschlossene Abfolge hat sich mit fortschreitendem Abbau immer wieder geändert, z.B. reicht stellenweise die Glaziotektonik fast bis zum Top des unteren Schotters (ELLWANGER et al. 2011a). Besonders wichtig ist jedoch eine nur stellenweise vorhandene lakustrine Einschaltung, mit einem in der Vorbau-Sequenz (Topset, Foresets) entwickelten fossilen Boden (BIBUS & KÖSEL 1996) und einer Holstein-Pollensequenz in den feinkörnigen bottom sets (BLUDAU in ELLWANGER et al. 1995, MÜLLER 2001, HAHNE et al. 2012).

- Oben Stauchmoränen- und Eiszerfalls-Landschaft (Bittelschieß)
 - Oberer Schotter, teilweise sehr grob (subglazial, Eiszerfall),
 - Diamiktlage („Paulter Geschiebemergelband“), teilweise glaziotektonisch gestaucht; an der Basis mit aufgearbeitete Schmitzen aus unverwitterten und verwitterten (= entkalkten) Diamikten und Feinsedimenten
 - Mittlerer Schotter, teilweise in die Stauchung einbezogen (insbesondere der obere Teil)
 - Lakustrine Einschaltung, Delta, Topset mit fossilem Boden, Foresets, bottom sets mit Holstein-Pollensequenz (Zeitmarke)
 - Unterer Schotter, oben Schmitzen aus unverwitterten und verwitterten (= entkalkten) Diamikten und Feinsedimenten
- Unten Molassefels

Ursprünglich wurden Holstein (bottom sets) und fossiler Boden (Topsets) als verschieden alte Warmzeit-Marker gedeutet (BIBUS & KÖSEL 1996, BIBUS & ELLWANGER 1995). Das ist zwar grundsätzlich richtig, denn bottom sets sind bereits abgelagert, wenn Foresets und Topsets darüber progradieren, und erst dann folgt die – zeitlich unspezifische – Bodenbildung. Es kam aber zu dem Missverständnis, das Sedimentpaket zwischen bottom set und Boden als kaltzeitliche Schüttung zwischen zwei Warmzeit-Markern einzustufen.

Inzwischen werden beide Marker auf alle drei Elemente der Delta-Sequenz bezogen, wobei das Pollensignal synsedimentär, die Bodenbildung postsedimentär und also etwas jünger zu verstehen ist. Diese Interpretation und Einstufung ist für die Ausräumungs-Geschichte des Bodensee-Amphitheaters recht wichtig: In der Holstein-Warmzeit war das Alpenvorland auf keinen Fall vergletschert, es muss also eine topographische Verbindung ins alpine Einzugsgebiet gegeben haben. Der Bodensee in seinem heutigen Umriss kann also noch nicht ausgeräumt gewesen sein.

In den Abfolgen von Bittelschieß und Scholterhaus befinden sich somit jeweils warmzeitliche Bildungen zwischen unterem und mittlerem Schotter, und Diamiktlagen zwischen mittlerem und oberem Schotter. Verknüpft man beide im angedeuteten Sinne, so befindet sich zwischen Älterem und Mittlerem Riss sensu SCHREINER nicht ein Interstadial, sondern das Holstein-Interglazial, und in beiden Vorkommen bestätigt sich das „Mittlere Riss“ (sensu SCHREINER) als Doppelzyklus.

Die Frage, welche stratigraphische Stellung die Einheit Jungriss innehat, spielt in Bittelschieß keine Rolle, wohl aber im Risstal, wo die sehr großflächige 13-m-Terrasse entsprechend eingestuft wird und der etwas höhere kleine Terrassenrest bei Baltringen als Fortsetzung der Schotter am Scholterhaus gilt (SCHREINER & HAAG 1982). Zwei Studien zu den Deckschichten beider Terrassen identifizieren auf der Baltringer Terrasse zwei fossile Böden und auf der 13-m-Terrasse einen, der als Eem eingestuft wird (MIARA 1996, BIBUS & KÖSEL 1997). Die Böden wurden als interglaziale Bildungen und beide Schotter als Schmelzwassersedimente verstanden. Nun wurde argumentiert, dass die 13-m-Terrasse in eine vorletzte = Jungriss-Eiszeit, die Baltringer Terrasse in die drittletzte Eiszeit = Mittleres Riss sensu SCHREINER & HAAG (1982) einzustufen sind. Dieses Konzept wurde unterstützt durch palynostratigraphische Überlegungen, das Eem betreffend. Hier gibt es die in den 1980er und 1990er Jahren vielbeachtete „Frenzel-Schule“, die zwei verschiedenen alte Eem-Interglaziale unterschied: den „Krumbach-Typ“ (FRENZEL & BLUDAU 1987), dem Eem s.s. entsprechend, und den älteren „Pfefferbichl-Typ“ (FRENZEL 1978). Verschiedene Pollensukzessionen auch aus Oberschwaben wurden von BLUDAU und anderen als Pfefferbichl eingestuft. Pfefferbichl galt als pollenanalytischer Nachweis für ein Interglazial zwischen Mittlerem Riss und Jungriss. Die Teilung war durch zwei voneinander unabhängige Methoden nachgewiesen.

Aus heutiger Sicht sind beide Argumente obsolet. Das Bodenprofil auf der Baltringer Terrasse befindet sich an einem Hangfuss, also in einer besonders geschützten Position, das Profil auf der 13-m-Terrasse dagegen mitten auf einer großen Fläche. Insofern sind die beiden Profile nicht vergleichbar (BIBUS & KÖSEL 1997). – Die unterschiedlichen Pollenspektren resultieren nach GRÜGER (1983) und DRESCHER-SCHNEIDER (2000) aus verschiedenen Höhenstufen und Unterschieden in der regionalen Verbreitung der Vegetation (verschiedene Faziesbereiche des Eem-Interglazials).

Ein Exkursionsvorschlag zur Veranschaulichung von Hoßkircher Becken und den anderen Schlüssellokationen vgl. Anl. (1).

3.4 Doppelzyklen, Nachbargebiete

Die heute übliche Lesart der stratigraphischen Ergebnisse aus dem Hoßkircher Becken in Verbindung mit jenen der Deckenschotter, nämlich

- drei großen Vergletscherungen im Mittel- und Spätpleistozän, sowie
- drei deutlich älteren, frühpleistozänen Deckenschotter-Einheiten,

stand Anfang der 1990er Jahre noch nicht zur Diskussion. Dennoch war bereits offensichtlich, dass drei alpine post-Deckenschotter-Vergletscherungen zur nord-europäischen Gliederung aus Elster, Saale und Weichsel zu korrelieren sind, und dass das neue Schema nicht mehr vereinbar war mit der seinerzeit im Alpenvorland immer noch weithin gebräuchlichen Morphostratigraphie PENCK'scher Tradition. Das musste irgendwie zum Ausdruck gebracht werden. Es gab verschiedene Anläufe, mit Bezeichnungen teilweise in Anlehnung an Nachbargebiete.

Zunächst behelfen wir uns, indem wir Riss zweiteilten in Riss s.s. und Älteres Riss, in Anlehnung an SCHREINER & HAAG (1982) und mit Holstein als Innerriss-Warmzeit (z.B. ELLWANGER et al. 1995). Später versuchten wir einen Brückenschlag zu einer seinerzeit neu in der Schweiz diskutierten „nicht-klassischen“ Quartärgliederung (SCHLÜCHTER 1989). Erst nach 2000 begannen wir, für Oberschwaben eigene chrono- und lithostratigraphische Bezeichnungen zu verwenden (z.B. Hoßkirch-Vergletscherung).

In PENCKs alpiner Quartärgliederung gilt Mindel als drittletzte Vergletscherung. Nach der „Revision der Stratigraphie“ (vgl. Kap. 2.2) galt folgendes Schema:

- Würm aus Niederterrassen und Jungendmoränen, verknüpft durch glaziale Serie,
- Riss aus Hochterrassen und Altendmoränen, verknüpft durch glaziale Serie,
- Mindel aus kristallinreichen Mindel-Deckenschottern und ältere Alt(end)-moränen,
- kristallinarmer Günz-Deckenschotter (terrassenstratigraphisch, keine Endmoränen bekannt),
- Donau-Deckenschotter (Dolomitschotter, terrassenstratigraphisch, keine Endmoränen bekannt).

Vor Bekanntwerden der Verhältnisse des Hoßkircher Beckens wurde dieses Schema im oberschwäbischen Rheingletschergebiet verwendet. Soweit man sie bereits erkannt und von den risszeitlichen Altmoränen abgegrenzt hatte, wurden Moränen und glaziale Sedimente der drittletzten Vergletscherung als Mindel-Moränen kartiert und mit den ebenfalls drittletzt eingestuften Mindel-Deckenschottern verknüpft (SCHREINER & EBEL 1981, Blätter der GK25). Diese betrifft einen großen Teil der älteren Altmoränen der Iller-Riss-Platte, die auf geologischen Karten bis vor kurzem als Mindel-Moränen bezeichnet wurden (heute Hoßkirch-Moränen und -Sedimente). Nur ganz im Osten Oberschwabens ist ein kleiner Teil davon nach heutiger Kenntnis tatsächlich eine zeitgleiche Bildung zu den frühpleistozänen Mindel-Deckenschottern. Die ältere Altmoränenlandschaft im NW des Rheingletschergebiets wurde jedoch als Riss kartiert (vgl. jedoch VILLINGER 2011, ELLWANGER et al. 2005, 2011a, b, KELLER 2014).

Im bayerischen Alpenvorland ist ein dem Hoßkircher Becken vergleichbares Szenario, Deckenschotter plus glaziales Becken, nicht bekannt. Was übertiefte Becken angeht, war und ist das Gernmühlbecken bei Samerberg richtungsweisend, in dem ein Holstein-Interglazial pollenanalytisch in lakustrinen Beckensedimenten identifiziert wurde (GRÜGER 1983, DOPPLER et al. 2011). Die Holstein-führenden Sedimente befinden sich am Top einer Sequenz aus Till und lakustrinen Feinsedimenten.

Die glazialen Sedimente entsprechen also, wie jene in gleicher Position im Hoßkircher Becken, einer unmittelbar dem Holstein vorausgehenden drittletzten großen Vergletscherung. Was hier im Vergleich zum Hoßkircher Becken fehlt, ist ein benachbarter Deckenschotter-Zeugenberg. Es gab keinen Grund, bei der Einstufung der Beckensequenz von der PENCK'schen Tradition abzuweichen. Also stufte man das „Samerberg“-Holstein als Mindel/Riss ein und die glazialen Sedimente unten im Becken als Mindel. Diese Einstufung wurde sodann chronostratigraphisch auf – am Samerberg nicht, aber anderswo vorhandene – Mindel-Deckenschotter übertragen, und schließlich dort mit „älteren Altmoränen“ bzw. entsprechenden Sedimenten verknüpft.

Als wenige Jahre später die Befunde aus Hoßkirch bekannt wurden, blieb diese Einstufung bestehen. So entstand jene Diskrepanz zwischen oberschwäbischer und oberbayerischer Quartärstratigraphie, die bis heute nicht aufgelöst ist (z.B. DOPPLER et al. 2011).

Größere Übereinstimmungen gab es mit der „nicht-klassischen“ Schweizer Quartärgliederung (SCHLÜCHTER 1989). Das betrifft zum einen die Nordschweizer Deckenschotter, die wie jene aus Oberschwaben als Bildungen aus dem Frühpleistozän eingestuft wurden. Zum anderen beginnt die Reihe mittelpleistozäner Vergletscherungen mit einer „Grössten Helvetischen Vergletscherung“, die als „Most Extensive Glaciation“ (MEG) bezeichnet wurde. Dazu gehören auch glaziale Sedimente im Becken von Thalgut bei Bern, die, wie jene im Hoßkircher Becken, unmittelbar prä-Holstein eingestuft waren. Eine Verknüpfbarkeit mit PENCKs Eiszeitengliederung wird ausdrücklich verneint. So sind zwischen MEG und dem „Last Glacial Maximum“ (LGM) mehrere Eiszeiten eingeschoben, die Riss-Eiszeit sensu PENCK gehört jedoch nicht dazu. Zwischen Deckenschotter und der ersten dieser mittelpleistozänen Vergletscherungen definiert SCHLÜCHTER ein „morphotektonisches Ereignis“, durch das die gesamte Tieferlegung der Landschaft bewirkt wird. D.h. alle Deckenschotter sind auf dem hohen Niveau angesiedelt, alle Vergletscherungen auf dem tiefen Niveau.

Bei der Anpassung der Schweizer „Vorlage“ auf die oberschwäbischen Verhältnisse wurden die Bezeichnungen Würm und Riss beibehalten (u.a. mit Hinblick auf die in Oberschwaben gelegene Typlokalität für Riss). Riss wurde unterteilt in Doppelwallriss und Jungriss. Die Einheit „Älteres Riss“ wurde zu MEG. Die oft großen Sedimentmächtigkeiten dieser Einheit in Becken (z.B. Tannwaldbecken) und auch in fluvialen Schottern (z.B. im Klettgau) waren Anlass, zwischen MEG und Riss eine weitere Einheit einzuführen, die als „Most Voluminous Glaciation“ (MVG) bezeichnet wurde (z.B. ELLWANGER et al. 1999, SZENKLER & BOCK 1999).

Ein wichtiger konzeptioneller Schritt war die Unterscheidung von Doppel- und Einfachzyklen der Vergletscherungen, und, darauf aufbauend, die Verknüpfung der Ausräumung der übertieften Becken mit dem jeweils zweiten Vorstoß der Doppelzyklen (FIEBIG 1995, 2003). Zentrale Referenz waren hier zwei Forschungsbohrungen bei Waldburg, von denen die eine ein MEG-zeitliches Becken erschließt, die andere ein Riss-zeitliches. Würm, Riss und MEG werden als Doppelzyklen diagnostiziert. FIEBIG vergleicht Vergletscherungen der Canterbury Plains (Südinsel Neuseelands) mit jenen Oberschwabens und verwendet eine z.T. doppelsinnige, „schweizerisch-neuseeländische“ Terminologie: Old-MEG und Young-MEG für die beiden älteren Doppelzyklen; LGM und „Last-Glacial-Termination“ (LGT) für die Vorstöße zur äußeren und inneren Jungendmoräne, dazu Starvation-Cycles (Hungerzyklen) für Einfachzyklen, bezugnehmend auf die geringen Sedimentvolumen dieser Zyklen.

Die Verknüpfung von Beckenerosion mit den Wiedervorstößen der Doppelzyklen bedeutete die Abkehr von der Schweizer Idee einer morphotektonischen Wende. Stattdessen gehen wir seither aus von einer schrittweisen Ausräumung des Bodensee-Amphitheaters, mit drei bisher nachweisbaren Generationen großer subglazial übertiefter Becken, entsprechenden Schmelzwasser- und Sediment-Input-Signalen im Oberrheingraben und darüber hinaus. Dieses Konzept wird den Gegebenheiten des Rheinsystems bisher am besten gerecht. Es wurde zunächst als chronostratigraphische Gliederung und sodann als Erosions-Akkumulations-Zyklen in einer lithostratigraphischen Gliederung (Kap. 3, 4) jeweils für ganz Oberschwaben ausgearbeitet.

In ihrer Darstellung als chronostratigraphische Doppel- und Einfachzyklen sind sie Teil einer Glazial-Interglazial- (bzw. -Interstadial-) Systematik. Sie beruht auf Kartierergebnissen aus Oberschwaben, die wir mit folgenden, Temperatur- und Feuchtegesteuerten Szenarien verknüpfen:

Ein Doppelzyklus wird aus fünf Einheiten hergeleitet:

1. Subglaziale Sedimente eines vorstoßenden Gletschers bis zu verschiedenen „Supermaximalstand“-Loben als Beleg für Gletscherwachstum unter kalt-feuchten Bedingungen;
2. ein „geglättet“ verlaufender Endmoränenwall aus aufgestauchten Lockersedimenten, die aus intern angrenzenden Hohlformen hergeleitet werden (hill-hole). Das kompetente Verhalten aufgestauchter Schollen wird als Beleg für Verfestigung durch eine Eismatrix interpretiert (Übergang von kalt-feuchten zu extrem kalt- und trockenen Bedingungen);
3. Eiszerfallsformen und -sedimente, je nach Neigung des Untergrunds vom „kame & kettle“-Typ mit Osern oder als Abfolge von Kamesterrassen. Sie belegen großflächige Stagnation und Niederschmelzen (Sublimation) unter sehr kalten & trockenen Bedingungen;
4. subglaziale Sedimente und Formen eines (wieder) vorstoßenden Gletschers belegen ein mächtiges „deformable bed“ mit Drumlins und anderen Fließformen. Szenario: ein absinkender, aber an der Basis des deformable bed noch vorhandener Permafrostspiegel verhindert flächenhafte Drainage, dadurch Konzentration der Schmelzwässer auf tiefere Bereiche und dort Erosion

der Zweigbecken (vgl. HABBE 1987a). Im wassergesättigten Substrat noch vorhandene gefrorene Körper wirken als Protodrumlins. Der wiedervorstosende Gletscher belegt somit den Übergang von extrem-kalt-trockenen zu kalt- und feuchten Bedingungen;

5. in den glaziolakustrinen und lakustrinen Sedimentstapeln der Zweigbecken sind keine weiteren Eisvorstöße erkennbar, d.h. man kann von einer weitergehenden Erwärmung ausgehen (kühl-feucht usw.).

Dagegen besteht ein Einfachzyklus aus nur zwei Einheiten:

1. Subglaziale Sedimente eines vorstoßenden Gletschers (kalt-feucht);
2. Eiszerfallssedimente (Wiedererwärmung).

Ein Einfachzyklus entspricht somit einer Klima-Abfolge von warm-kalt-warm. Aber auch die beiden Vorstöße eines Doppelzyklus werden aus nur einer warm-kalt-warm-Abfolge hergeleitet, allerdings kombiniert mit feucht-trocken-feucht.

Auch die Schweizer Gliederung wurde seither fortgeschrieben und mit neuen Bezeichnungen versehen (z.B. PREUSSER et al. 2011). Die Deckenschotter-Zeit endet unverändert mit einer morphotektonischen Wende, jetzt Mid-Pleistocene-Revolution (MPR) genannt. Nach der MPR folgen je nach Lesart vier oder fünf mittel- und spätpleistozäne Eiszeiten: als älteste Einheit ist die Möhlin-Eiszeit (vormals MEG = Hoßkirch), als zweitälteste gilt die Habsburg-Eiszeit mit Anklängen an die MVG Oberschwabens, ferner Hagenholz, Beringen (Riss) und Birr (Würm). KELLER (2014) wirbt dafür, diese in Oberschwaben aufgegebenen Systematik wieder anzuwenden und schlägt teils neue Bezeichnungen, teils eine Rückkehr zu alten Bezeichnungen vor. Ganz aktuell ist eine geochronologische Studie von LOWICK et al. (2015), wonach die Sedimente der Typlokationen für Möhlin, Habsburg und Hagenholz geochronologisch gleich alt sind. Die Diskussion über diesen neuen Befund hat gerade erst begonnen. Akzeptiert man ihn, so beträfe der einzige, wenn auch gravierende Unterschied zwischen oberschwäbischer und Nordschweizer Gliederung die MPR.

3.5 Anwendung / Grenzen der Chronostratigraphie

Laut STD 2002 gelten die quartären Glaziale und Interglaziale als Stufen der regionalen Chronostratigraphie. Die fazieskundliche Unterscheidung in Doppel- und Einfachzyklen spielt dabei keine Rolle, denn die Zeitmarken, auf die sich diese chronostratigraphische Gliederung stützt, stammen aus der palynologischen Unterscheidung der „Interglaziale“: im Unterpleistozän das Vorkommen und Verschwinden bestimmter Baumarten, im Mittel- und Oberpleistozän die Einwanderungssukzession der Bäume nach den Eiszeiten (Kaltzeiten). Diese Vorgänge sind von regionalen Klimaverhältnissen abhängig und daher an verschiedenen Orten nicht gleichzeitig. Eine in dieser Weise identifizierte Schicht gilt als „nur relativ“ datiert.

Diese Einschränkung trifft nicht zu für die Magnetostratigraphie. Sie orientiert sich an Umkehrungen des Erdmagnetfeldes, das jeweils die ganze Erde betrifft. Eine bestimmte Umpolung an zwei Orten ist daher isochron.

Dies gilt in ähnlicher Weise für physikalische Datierungen und die daraus abgeleitete geochronologische Zeitskala: ihre Marken beruhen auf kernphysikalischen Prozessen bzw. radioaktivem Zerfall. Unter der Annahme konstanter Zerfallsgeschwindigkeiten erhält man numerische Alter, aus denen sich geologische Geschwindigkeiten ableiten lassen, z.B. für Sedimentation, Subsidenz, Kompaktion u.a., auch für Arten-Einwanderung und zeitliche Abstände magnetischer Umkehrungen. Ohne numerische Alter könnte man geologische Geschwindigkeiten nicht darstellen.

Problematisch erscheint dagegen die Anwendung numerischer Alter zur Beantwortung von Fragen der Art, ob zwei Sedimentpakete isochron oder diachron, also gleichzeitig oder zu verschiedenen Zeitpunkten, abgelagert sind. Diese Frage scheint besonders bequem mit „ja“ beantwortet werden zu können, wenn zwei identische numerische Alter vorhanden sind. Nachdem jedoch diese Alter als Wahrscheinlichkeits-Intervalle angegeben sind, als Mittelwert maximaler sowie kleinerer und größerer Werte geringerer Wahrscheinlichkeit, erhält man je nach Größe dieses Intervalls (der Vertrauensgrenze) mehr diachrone als isochrone Verknüpfungs-Wahrscheinlichkeiten. Der Nachweis für Gleichzeitigkeit ist daher besser mithilfe kurzzeitiger Ereignisse (z.B. Jökulhlauf-Fluten) zu führen.

4. Lithostratigraphie

Die aktuell in Oberschwaben gebräuchliche Quartär-Lithostratigraphie geht aus von den subglazial übertieften Becken und Tälern und den darin enthaltenen Sedimenten. Der Fokus liegt jedoch nicht in der Eigenschaft der Sedimente als hochauflösendes Archiv, sondern ihrer genetischen Verknüpfung mit den Sedimenten der an die Becken angrenzenden Moränen- und Terrassenlandschaft. Die Moränenlandschaft wiederum wird, statt aus vielen Eisrandlagen, großflächig aus subglazialen Prozessen hergeleitet. Die auf diese Weise charakterisierten Erosions- und Akkumulations-Szenarien sind klimagesteuert. Sie bilden die Grundlage der Lockergesteins-Lithostratigraphie für Oberschwaben, Donautal, Hochrhein und den südlichen Oberrheingraben.

4.1 Geogenetische Szenarien

Die lithostratigraphische Kartierung der Rheingletscher-Moränenlandschaft und ihrer Sedimente knüpft an die in den 1980er Jahren entstandene „Genetic Classification of Glacigenic Deposits“ (DREIMANIS 1989). Hier wird die im deutschen Sprachgebrauch teilweise verloren gegangene, wichtige Unterscheidung von Relief und Sediment wiederbelebt (z.B. Moräne für glaziales Relief, Till für glaziale Sedimente, und eine Einteilung der Sedimente und Formen in zwei Gruppen vorgenommen, die eine mit einem „aktiv“ vorstoßenden Gletscher verknüpft, die andere mit Eiszerfall, also dem „passiven“ Abschmelzen (downmelting) von stagnierendem Gletschereis (Kap. 1.4).

Als Ergebnis erhält man für glaziale Sedimente eine „Tillsequenz“, z.B. zusammengesetzt aus vier Tillfazies in Superposition (Prozesse beispielhaft)

oben

- Fließtill (flow till), gravitativ auf stagnierend abschmelzendem Eis umgelagert;

- Ausschmelzstill (melt out till), passiv ausgeschmolzen ohne Sortierung durch Wasser;
- Setzstill (lodgement till), durch Druckschmelzen aus aktivem Eis ausgeschmolzen;
- Deformationstill (deformation till); zerschert ältere Sedimente.

unten

Eine Tillsequenz bildet einen glazialen Zyklus ab, von der Eistransgression bis zum Verschwinden des Gletschereises. Unten und oben angrenzend findet man oft Sedimente aus nicht-glazialen Prozessbereichen, die ebenfalls Teil des Ablagerungszyklus sind, z.B. Vorstoßschotter oder fluviale, lakustrine und gravitative Sedimente der Eiszerfallslandschaft. Die Klassifikation dieser „Übergangs-Ablagerungen“ wird oft kontrovers diskutiert: ist die Umlagerung des Fließstill noch über Eis oder erst nach dessen Abtauen, dann wäre es, in gleicher Position, kein Till, sondern debris flow. Analog: ist waterlain till in erster Linie glazial oder lakustrin? In diesen Fällen gibt es neben der Verbindung zur Tillsequenz auch Bezüge zu fluvialen oder lakustrinen Sequenzen, die je nach Fragestellung ebenfalls zu berücksichtigen sind. Ist das Ziel, Eiszeiten-Elemente zu gliedern, so wird man sich zunächst auf die Tillsequenz beziehen.

Hinsichtlich der Reliefformen findet man in den „Genetic Classification ...“ dieselbe Unterscheidung wie bei der Tillsequenz, also Formen des aktiven Gletschers (z.B. Drumlins, Drumlinfelder) und des Eiszerfalls (z.B. Os, Kames, kuppige Eiszerfallslandschaften), und ebenfalls Übergänge zu anderen Klassen. Viele vormals vergletscherte Gebiete sind ganz oder teilweise im Sinne solcher Einteilungen kartiert, z.B. sind auf geologischen Karten im Jungmoränengebiet des Rheingletschers von alters her Drumlinfelder dargestellt, neuerdings auch Eiszerfallsgebiete.

Eine anschauliche Referenz für die Bildung einer Tillsequenz und entsprechender glazialer u.a. Formen sind die Verhältnisse heutiger Gletscher: im Vorfeld eines abschmelzenden Gletschers betritt man eine Eiszerfallslandschaft „in statu nascendi“, während sich gleichzeitig weiter intern aktiv fließendes Gletschereis befindet. Im subglazialen Milieu an seiner Basis entstehen, einer unmittelbaren Beobachtung kaum zugänglich, Deformations- und Setzstill. Ein gutes Beispiel für die WALTHER'sche Faziesregel: die Faziesbereiche des aktiven und des stagnierenden Gletschers sind nebeneinander wie die entsprechenden Sedimente einer Tillsequenz übereinander (durch Aufschluss ggf. Schurf im Gletschervorfeld der Beobachtung zugänglich). Falls die Gletscher zukünftig weiter abschmelzen, verschieben sich diese Faziesbereiche internwärts. Das subglazial aktive Milieu ist stets unter dem dann noch aktiven Gletschereis zu suchen, und vor diesem der Bereich der Stagnation. Am Ende stagniert der letzte Rest aktiven Eises und der Gletscher verschwindet. Als resultierende Moränenlandschaft bleibt überall eine Eiszerfallslandschaft.

Im oberschwäbischen Rheingletschergebiet beobachten wir im Bereich des „Last Glacial Maximum“ (LGM), ein analoges Szenario: auch hier Sedimente und Formen des Eiszerfalls an der Oberfläche, darunter Sedimente des aktiven Gletschers, die wiederum stellenweise sog. Vorstoßschotter überlagern, nach außen in proglaziale Schotter der Sanderflächen übergehend. All dies betrifft das Gebiet des LGM-Stauchendmoränenwalls und die von ihm umrahmte kuppige Jungmoränenlandschaft, jedoch nicht mehr den inneren Teil des Jungmoränengebiets, wo die großen

Drumlinfelder liegen. Drumlins und ihre Sedimente zeichnen sich dadurch aus, dass sie ein subglazial-aktives environment repräsentieren, ohne durch Eiszerfallsformen und entsprechende Sedimente überdeckt zu sein. Wie aber steht es hier um die WALTHER'sche Faziesregel? Eine Tillsequenz ohne Relikte des Eiszerfalls ist unvollständig. Wo sind sie?

Diese Frage wird leicht übersehen, solange man Drumlins und ihre Sedimente nur ganz allgemein „glazial“ oder als „Till“ bzw. „Moräne“ interpretiert, oder eine bestimmte Tillfazies oder Moränenform. Erst wenn man versucht, die Drumlinfelder und ihre Sedimente als Teil einer genetischen Sequenz zu klassifizieren, erkennt man, dass etwas fehlt (Kap. 1.4), und dass das, was fehlt, mit den Drumlins genetisch verknüpft ist.

Die „fehlenden“ Sedimente und Formen des Eiszerfalls befinden sich in den lateral an die Drumlinfelder angrenzenden subglazial übertieften Zweigbecken. Beide, Becken und Drumlinfelder, werden durch eine gemeinsame, oft unscheinbare Eisrandlage eingehüllt (im Rheingletschergebiet die Innere Jungendmoräne, IJE). Da die Becken per se tiefer liegen als angrenzende Drumlins, orientiert sich die Drainage der Schmelzwässer und ihrer Sedimentfracht beim Abschmelzen des Eises dorthin. Die Beckensedimente und die gelegentlich aus ihnen herausragenden Formen, und nicht die Sedimente und Formen der außen angrenzenden Eiszerfallslandschaft, bilden mit den Drumlinfeldern eine genetische Sequenz.

Die mit den Drumlins als Tillsequenz genetisch verknüpften Sedimente der subglazial entstandenen Becken bestehen, wie bei lakustrinen Systemen üblich, aus Aggradations- und Vorbau-Sequenzen. Die Aggradations-Sequenzen beginnen als Waterlain Till und gradieren in lakustrine Feinsedimente, dabei entsprechen sie den bottom sets der Vorbau-Sequenzen. Letztere bilden, je nach Eiskontakt und Relief, Os-, Delta- oder Fan-Systeme. Die vollständige lakustrine Sequenz endet mit der Verlandung des Seebeckens.

Zusammenfassend kann man zwei morpho- und sedimentgenetische Sequenzen unterscheiden: eine äußere, ältere mit Sedimenten des aktiven und stagnierenden Gletschers in Superposition, und eine innere, jüngere, wo sie lateral nebeneinander liegen. Die äußere, stellt einen glazial-fluvial-Übergang dar (das Szenario von Endmoränen und Schotterfeld der glazialen Serie stammt von hier), die innere dagegen einen glazial-lakustrin-Übergang. Für das äußere Szenario ist keine Verbindung mit den tiefen Becken der genannten glazial-lakustrin-Sequenz erkennbar, für das innere sind sie Haupt-Ablagerungsraum. Diese Unterscheidung kann auch für die glazialen und Schmelzwasser-Sedimente in der Altmoränenlandschaft angewandt werden.

Anders als bzgl. Tillfazies und Moränenformen finden sich zur Genese der tiefen Becken keine unmittelbar verwendbaren Hinweise in den „Genetic Classification ...“ (vgl. NIEWIAROWSKI 1988). Moderne Ansätze dazu beginnen meist mit hydromechanischen Überlegungen zum Verhalten der Grenze zwischen Fels und Eis, wie z.B. bei der Ausräumung sog. N-Channels und Tunneltäler. Sie erlauben Rückschlüsse und Ansätze zur Modellierung, den Prozess der Übertiefung betreffend (z.B. in MENZIES 2002). Unsere hier dargestellten Überlegungen zur Beckengenese stützen sich dagegen auf Kartierbeobachtungen und die Resultate von wenigen tiefen, aber hochwertigen Kernbohrungen der oberschwäbischen glazialen Becken.

Zu den Indizien, anhand derer man kartierend herausfinden kann, wie die Ausräumung vonstatten gegangen sein könnte, gehören die Beschaffenheit der Erosionsfläche und ihrer korrelativen Sedimente.

Die Erosionsfläche markiert den Wendepunkt von Erosion zu Sedimentation. Sie trennt präquartären Fels (im Rheingletschergebiet meist Molasse) und quartäre Sedimente der Beckenfüllung. Da sie in Oberschwaben bisher nicht in Aufschlüssen kartiert wurde, ist ihre Ausbildung nur durch Kernbohrungen bekannt. Der geologische Wechsel an dieser Stelle hat leider zur Folge, dass sich hier auch die bohrtechnischen Bedingungen ändern und gerade diese Kerne oft gestört sind. Soweit erkennbar war der Übergang in den verschiedenen Profilen in dreierlei Weise ausgebildet:

- (A) als einfache Grenzfläche zwischen ungestörten Gesteinen der Felsunterlage (z.B. Molassefels) und gleichförmigen glaziolakustrinen Beckensedimenten. Das ist der am häufigsten beobachtete Fall. Vermutlich wurde nicht das Beckentiefste und auch nicht der Beginn der Beckensequenz angetroffen (Hiatus);
- (B) mehrfacher Wechsel von Molasse und (meist) diamiktischen Sedimenten. Das lässt sich interpretieren als Abbruch eines gerade laufenden Tieferlegungsschrittes, z.B. durch Druckabfall. Die Tieferlegung erfolgt durch Ablösung von Fels (z.B. Molassefels) an Trennflächen (in vertikalen Bohrungen sind v.a. flache Trennflächen erkennbar), wobei kleinere oder größere Partien im Liegenden nach und nach mobilisiert werden. Es kann sich um mehrere Meter mächtige Felsschollen handeln. Einige der Trennflächen können aufgeweitet sein durch eingepresstes diamiktisches Material (squeeze flow till), andere Bestege aus Molasse-Zerreißel und/oder Harnische aufweisen;
- (C) über einer Erosionsfläche wie (A) oder einem Paket von dislociertem Fels wie (B) ein massiger Diamikt mit groben Komponenten, der sich deutlich unterscheidet von den darüber folgenden matrixreichen glaziolakustrinen Sedimenten. Dieser Diamikt wird interpretiert als eine durch subglazialen Druckabfall spontan aus Suspension abgelagerte Sedimentschicht und als „Basisgroblage“ bezeichnet, die als Grenzschiebt den Übergang von subglazialer Ausräumung zu subglazialer Ablagerung markiert.

Nur in (A) ist die Diskontinuität geometrisch als Fläche ausgebildet, in (B) und (C) sind es Schichten. Die Abfolge aus dislocierten Sedimenten (B), dem massigen Diamikt-Paket (C), und den darüber folgenden glaziolakustrinen Sedimenten des aufschwimmenden und zerfallenden Gletschers deutet eine Sequenz an, die ähnlich wie eine Tillsequenz abläuft: zunächst Deformation, dann ein Sediment, an dessen Ablagerung aktives Eis beteiligt ist, wenn auch nur im Sinne von Eiskontakt an seiner oberen Grenzfläche, über der glaziolakustrine Ablagerungen beginnen analog zu jenen aus stagnierendem Eis. Es fehlt nur die Eigenschaft „unmittelbar aus Eis ausgeschmolzen“ der „offiziellen“ Till-Definition DREIMANIS' (1989).

Die Beschaffenheit von (B) und (C) und ihre Interpretation als Eiskontakt-Bildungen erlauben die Deutung, dass die Ausräumungsprozesse mit speziellen subglazialen Schmelzwässern zu tun haben. Eine für subglaziale Verhältnisse typische hohe Sedimentfracht (Suspension und Komponenten), hoher hydrostatischer Druck aus den alpinen Einzugsgebieten und Gletscher-typisch starke Abflussschwankungen

spielen dabei wichtige Rollen. Somit steht die Beckenerosion am Beginn einer fluvialen Sequenz, in deren weiteren Verlauf korrelative Sedimente und Formen – als weitere Indizien für die Art und Weise des Becken-Erosionsprozesses – herangezogen werden können.

Jede fluviale Sequenz beginnt in einem intramontanen oder glazialen Faziesraum. Hier werden Sedimente produziert und über einen Fan oder Sander ins dreigliedrige fluviale System eingespeist, wo sie zunächst in einem verzweigten (braided), dann in einem mäandrierenden, und schließlich in einem anastomosierenden System transportiert und sedimentiert werden. Soweit einzelne Sedimentpakete schon im Produktionsgebiet abgelagert und erhalten sind, können sie schon sortiert oder noch unsortiert sein (im letzteren Fall wird man sie als gravitativ oder glazial abgelagert klassifizieren). Im Fan oder Sander findet man impulshaft geschüttete Kiesteppiche, teilweise aus Suspension abgelagert und ebenfalls noch wenig sortiert. Anschließend unterscheidet man Boden-, Misch- und Suspensionsfracht.

Neben proximal-distal wird die Faziesfolge bestimmt durch Schwellen und Sedimentfallen, entlang der Flussläufe von Rhein und Donau, die beide durch den Rheingletscher gespeist werden. – Der Rhein beginnt heute „intramontan“ in den Alpen, seine Hauptsedimentfalle ist das Bodensee-Becken mit dem Rheindelta. Die folgenden Landschaften, Hochrhein-Schwelle, Oberrheingraben, Mittelrhein-Schwelle, Niederrhein, Rheindelta und Nordsee sind durch das Bodensee-Becken von einem direkten alpinen Sedimentinput getrennt. Der eiszeitliche Rhein dagegen beginnt erst im Hochrheintal, seine Hauptsedimentfalle ist der Oberrheingraben. Auch entlang der Donau wechseln Landschaften mit engen Tälern durch die Schwäbische und Fränkische Alb mit weiten Tälern und entsprechend mehr Akkommodationsraum im Molassebecken. Größere Sedimentfallen sind das Pannonische Becken und schließlich das Donaudelta und Schwarze Meer. Über die genannten Faktoren hinaus wird die Aufnahme von Sediment im Oberrheingraben auch durch Kompaktion gesteuert (ELLWANGER et al. 2008), und entlang der Donau spielt Glaziosisostasie eine Rolle, z.B. auch bzgl. verschiedener Talwechsel in der Alb (FIEBIG & PREUSSER 2008, ELLWANGER et al. 2009).

Unter den heutigen topographischen Verhältnissen werden Donau und Rhein nur während der Vergletscherung direkt mit Sediment aus den Alpen gespeist. Das trifft zu während der Maximalstände, aber auch während der Internstände, also der Beckenerosion. Die fluviale Dynamik der Maximalstände ist z.B. erkennbar in den Sedimenten der Sanderflächen vor dem LGM-Moränenwall. Diese Fan-Systeme gehen bereits nach wenigen Kilometern in verzweigte Systeme über und unterscheiden sich dann kaum noch von präglazialen verzweigten Systemen der Deckenschotter, oder von Systemen, wie sie nach Auffüllung der übertieften Becken, z.B. des Eem-zeitlichen Bodensees, im Hochrheintal und darüber hinaus abgelagert wurden.

Es gibt aber auch Hinweise auf eine viel größere fluviale Dynamik. Sie könnte mit der Beckenerosion zu tun haben. Dazu gehören folgende Befunde:

- unmittelbar am Rand einiger übertiefter Becken findet man gelegentlich eine Blockstreu oder kleine Rinnen mit sehr groben Schottern als isolierte Hinweise auf hohe Dynamik (z.B. bei Seekirch am Federsee);
- in den Haupttälern bezeugen verschiedene großflächige Hoch- und Niederterrassen ebenfalls eine hohe Dynamik (z.B. die 13-m-Terrasse im Risstal oder die Hoch- und Niederterrassen im Hochrheintal). Die Schotter sind meist vom braided-Typ mit Barren und Vorbau-Sequenzen. Dass die großen Terrassenflächen mit diesen Schottern nicht genetisch verknüpft sind, sondern ein höherdynamisches Ereignis repräsentieren, zeigen gelegentlich am Top vorhandene, grobe, oft massige Schotterpakete (größer als die Schotter der Kiesteppe in den Sandern vor LGM, z.B. Niederterrasse bei Grenzach-Wyhlen);
- besonders eindrucksvoll ist der Schwemmfächer zwischen Mulhouse und dem Kaiserstuhl im südlichen Oberrheingraben (ORG). Wie aus verschiedenen Bohrungen hervorgeht, enthält er mehrere gradierte Sequenzen. Die oberste beginnt mit einer mehrere Meter mächtigen Grobsedimentlage, meist in 15-20 m Tiefe, deren Komponenten noch gröber sind als jene der Schotterpakete auf den Hochrhein-Terrassen; eine zweite Groblage befindet sich darunter in 30-40 m Tiefe; und auch noch tiefer sind immer wieder grobe Steine und Blöcke in die – ohnehin recht groben – Schotter eingestreut (hier bisher nicht als diskrete Groblagen darstellbar).

Diese Grobsedimente reflektieren besonders hochdynamische Impulse. Die Größe vieler Komponenten übersteigt jene der Sander-Schotter z.B. des LGM erheblich. Wir interpretieren die Groblagen daher als korrelative Sedimente der Beckenerosion. Zwar stammen die korrelativen Erosionsflächen aus Becken im alpenvorländischen Molassegebiet, während das Produktionsgebiet alpiner Grobsedimente in den Alpentälern zu suchen ist. Die hier vorhandenen Übertiefungen, deren Geometrien durch WILDI (1984) dargestellt wurden, hängen mit jenen des Alpenvorlandes räumlich und genetisch zusammen. Es ist ein gemeinsames Schmelzwassersystem mit einer großen Ausräumungsdynamik in den Alpentälern, die in den Groblagen des südlichen ORG kartiert werden können. Die genannten Impulse sind auch rheinabwärts wirksam, bis hin zu einer „paneuropäisch“-eventstratigraphischen Verknüpfung mit Vorgängen in der ‚Pas de Calais‘ und Biskaya (ELLWANGER et al. 2012a, b).

Zu den beiden jeweils von einer Eistransgression bzw. Tillsequenz abgeleiteten Szenarien (glazial-fluvial und glazial-lakustrin) kommt also ein drittes genetisches Szenario dazu, das mit Beckenerosion zu tun hat, im subglazialen Milieu beginnt, Schmelzwasser-geprägt ist und als Beginn einer fluvialen Sequenz interpretiert wird (subglazial-fluvial-erosiv). Die ersten beiden prägen v.a. die Moränenlandschaft, das dritte gibt den Impuls für die Tieferlegung der Landschaft.

Tab. 4.1: Fluviale, glaziale und lakustrine Sequenzen und die daraus abgeleitete lithostratigraphische Gliederung, sowie die chronostratigraphische Gliederung

Fluviale Sequenzen	Glaziale&Lakustrine Sequenzen	Lithostratigraphie		Chronostratigraphie
Talauenschotter*	Lakustrine Sequenz	Hasenweiler-		Holozän



	Glazial-lakustrin	Fm	Tettang-Sfm	Würm-Doppelzyklus
Niederterrassen-Schotter*	Glazial-fluvial	Illmensee-Fm	Kisslegg-Sfm	Unter- & Mittelwürm
				Eem
	Lakustrine Sequenz		Dürmentingen-Sfm	Riss-Doppelzyklus
	Glazial-lakustrin			
Hochterrassen-Schotter*	Glazial-fluvial	Dietmanns-Fm	Scholterhaus-Sfm	Unter- & Mittelriss
				Holstein
	Lakustrine Sequenz		Vilsingen-Sfm	Hoßkirch-Doppelzyklus
?	Glazial-lakustrin	Steinental-Fm	Steinhausen-Sfm	
	Tillsequenz			
	(?? Tillsequenz**)		(?Don-Äquivalent)	Cromer**
Mindel-Decken-schotter	Tillsequenz		Unterpfauzenwald-Sfm	Bavel Waal***
Günz-Decken-schotter				Eburon*** Tegelen***
Donau-Decken-schotter				Prätegelen***

* Die Schotter der Hochterrasse entsprechen der Dietmanns-Fm, ihre Terrassenoberfläche ist das Ergebnis des Illmensee-Erosionsimpulses; die Schotter der Niederterrasse entsprechen der Illmensee-Fm, ihre Terrassenoberfläche ist das Ergebnis des Hasenweiler-Erosionsimpulses; und die verschiedenen Niveaus der Talauenschotter entsprechen der Hasenweiler-Fm. Eine Terrassenoberfläche des Dietmanns-Erosionsimpulses wurde bisher nicht identifiziert (für die Talauenschotter ein zukünftiger Erosionsimpuls).

** bilanztechnisch anzunehmende Einheit, bisher nicht nachgewiesen, vgl. jedoch Kap. 4.2

*** Referenz: Forschungsbohrung Heidelberg (ELLWANGER et al. 2008, HAHNE et al. 2012)

Diese drei Szenarien geben den Rahmen für die lithostratigraphische Gliederung des oberschwäbischen Rheingletschergebiets. Die Übertiefungsfläche aus dem subglazial-fluvial-erosiven Impuls und die Eistransgressionsfläche der glazial-lakustrinen Sequenz bilden jeweils gemeinsam die Basis der drei an der Übertiefung beteiligten Formationen (Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm, Hasenweiler-Fm). Jede Formation beinhaltet den gesamten Sedimentstapel bis zur Basis der nächsten Formation. Zwei Eistransgressionsflächen der großflächig kartierten Tillsequenzen bilden die Basis von zwei Subformationen: die eine besteht nur aus dem deformable bed, ihre

Eiszerfallssedimente bilden den Beginn einer lakustrinen Sequenz in den übertieften Becken; die Tillsequenz in Superposition ist verknüpft mit Vorstoßschottern, Stauchendmoränenwällen und den während des Eiszerfalls ab- und umgelagerten Nachschütt-Schottern und -Sanden.

Die Stapelung bzw. Schachtelung der Sequenzen, die daraus entwickelte lithostratigraphische Gliederung und ihre Verknüpfung mit den Terrassenniveaus und den Doppelzyklen und Warmzeiten der chronostratigraphischen Gliederung sind in Tab. 4.1 dargestellt.

4.2 Morphogenetische Entwicklung

Die Formen und Sedimente der verschiedenen Eiszeiten sind im Rheingletschergebiet wie im übrigen Alpenvorland so angeordnet, dass stratigraphisch ältere Elemente sich in Bezug auf das jeweilige Stammbecken räumlich weiter außen befinden als jüngere. Das hat nichts mit unterschiedlicher Größe der Vergletscherungen zu tun, sondern ergibt sich aus der Zunahme der randalpinen Übertiefung im Laufe der Vergletscherungen. Gleiches Eisvolumen addiert sich bei späteren Eisvorstößen zu größeren Mächtigkeiten in den Becken und reicht daher weniger weit nach außen. In der Geologischen Schulkarte (chronostratigraphische Darstellung) repräsentiert das würmzeitliche Moränengebiet fast ausschließlich Gebiete innerhalb des Amphitheaters, der dann folgende Streifen der Risseiszeit umfasst bereits große Gebiete außerhalb der zu jener Zeit ohnehin noch kleineren und weniger übertieften Beckenlandschaft, und in dem äußeren Streifen der Hoßkirch-Eiszeit liegt außer wenigen Berührungspunkten mit den alten Becken in der Deckenschotter-Landschaft. In der lithostratigraphischen Lesart der digitalen GeoLa-Karte (GK 2015) bilden die Moränen der Hasenweiler-Fm das Zentrum des Amphitheaters, die Grenze zwischen Kisslegg- und Dürmentingen-Sfm der Illensee-Fm markiert weithin die Rhein-Donau-Wasserscheide und damit den Rand des Amphitheaters, und die Moränen der Dietmanns-Fm und jene der Steinental-Fm sind Teil der Deckenschotter-Landschaft.

Die in Kap. 4.1 dargestellte morpho- und sedimentgenetische Einteilung der Moränenlandschaft in vier Faziesbereiche (tiefe Becken, Drumlin, Eiszerfall, Stauchendmoränen) bzw. die in Kap. 3.4 dargestellten Doppelzyklen (Haupt- und Wiedervorstöße) sind in der Jungmoränenlandschaft am vollständigsten und in der risszeitlichen Altmoränenlandschaft ebenfalls immer wieder gut erkenn- und kartierbar, nicht jedoch im Gebiet der älteren Altmoränen (Hoßkirch). Das hat zu tun mit schlechterer Erhaltung älterer Elemente im Vergleich zu jüngeren, und mit den z.T. sehr mächtigen Deckschichten, die ältere Formen verhüllen.

Man kann nun einen Schritt weiter gehen und die räumliche Anordnung jüngerer, gut erkennbarer Formen und besser erhaltener Sedimente verwenden, um auf Paläo-Gegebenheiten, also das ältere Relief rückzuschließen. Ein besonders augenfälliges Beispiel für Abhängigkeiten dieser Art ist das Verhältnis des Würm-Hauptvorstoßes zur vorausgehenden Altmoränenlandschaft des donauwärtigen Rheingletschergebiets, wo so gut wie alle Sanderflächen vor dem LGM einem risszeitlichen Becken aufsitzen.

Dieselbe räumliche Steuerung kann man auch umgekehrt, also vom älteren zum jüngeren betrachten, wie es dem tatsächlichen Entwicklungsgang entspricht. Dabei lässt sich das Ausmaß der Abhängigkeit eines jüngeren Systems von einem älteren anhand von zwei Schlüsselfaktoren charakterisieren: (1) der jeweiligen Paläohydrographie (Paläogeographie), um die Veränderung zu beschreiben, und (2) der landschaftsverändernden Dynamik der Eisvorstöße als Motor der Veränderung. Die eine betrifft v.a. die Flussgeschichte des Alpenrheinsystems zunächst zur Donau, später zum Hochrhein, die andere die subglazialen Beckenerosions-Impulse, oder eben ihr Fehlen. Man geht aus von einer zuvor rekonstruierten, älteren Hydro-



graphie, verknüpft sie mit der geogenetisch zu erwartenden Dynamik des nächstfolgenden Vorstoßes, und vergleicht das erwartete Ergebnis mit der beobachteten oder ebenfalls rekonstruierten jüngeren Hydrographie.

Der einfachste Fall wäre nun, dass die landschaftsumformenden Vorstöße mit den großen hydrographischen Änderungen einhergehen (a) und die landschaftsüberkleidenden Vorstöße nur geringe Änderungen bewirken (b), vgl. Tab. 4.2. Das trifft jedoch nur teilweise zu. Denn zwei weitere Möglichkeiten sind denkbar: dass sich trotz starker Übertiefung die Hydrographie kaum ändert (c), und dass trotz geringer Unkonformitäten es zu erheblichen Veränderungen in der Hydrographie kommt (d), vgl. Tab. 4.3.

Tab. 4.2 Landschafts-Tieferlegung und theoretisch erwartete Reorientierung der Eisvorstöße.

Reorientierung	landschaftsüberkleidende Eisvorstöße	landschaftsumformende Eisvorstöße
gering	(b) Konforme Ablagerungen und geringe Unkonformitäten	(c)
stark	(d)	(a) starke Unkonformitäten meist in neuen Bahnen

Tab. 4.3 Landschafts-Tieferlegung und rekonstruierte bzw. prognostizierte Reorientierung der Eisvorstöße:

Reorientierung	landschaftsüberkleidende Eisvorstöße	landschaftsumformende Eisvorstöße
gering	(b) Konforme Ablagerungen und geringe Unkonformitäten: Scholterhaus-Sfm, Kisslegg-Sfm	(c) starke Unkonformitäten in kaum veränderten Bahnen: Vilsingen-Sfm, Dürmentingen-Sfm; übernächster prognostizierter Vorstoß
stark	(d) Konforme Ablagerungen in neuen Bahnen: Steinhausen-Sfm; nächster prognostizierter Vorstoß	(a) starke Unkonformitäten meist in neuen Bahnen: Tettwang-Sfm

Aus Tab. 4.3 geht hervor, dass alle vier Kombinationen in den bisherigen Eisvorstößen des Rheingletschers realisiert sind, und sich dazu das voraussichtliche Verhalten der nächsten Vorstöße prognostizieren lässt. Die beiden Vorstöße, die trotz großer Dynamik die Hydrographie kaum verändern, spielen in Oberschwaben in einer noch klar donauwärts gerichteten Landschaft. Der umgekehrte Fall, große Veränderung trotz geringer Dynamik, setzt eine ältere Landschaft voraus, in der neue Bahnen sich bereits andeuten oder durch geringe Veränderungen ausgelöst werden können. Dadurch wird aus der jeweils vorhandenen Ausgangs-Landschaft, die ja das Resultat früherer Dynamik darstellt, ein zweiter Steuerungsfaktor.

Dieses unterschiedliche Verhalten der sechs genannten Eisvorstöße wird auch in den folgenden Kurz-Charakterisierungen anschaulich:

1. Der Vorstoß der Steinhausen-Sfm (Hoßkirch) ist durch glaziale Sedimente dokumentiert, die konform auf der alten Deckenschotterlandschaft und der Alb

liegen. Ein Übergang in die periglaziale Schmelzwasserlandschaft nach Art der glazialen Serie ist bisher nicht kartiert. Das glaziale Relief und evtl. daraus entwickelter Übergang in die Schmelzwasserlandschaft ist weithin durch mächtige periglaziale Deckschichten verhüllt.

2. Der Vorstoß der Vilsingen-Sfm (Hoßkirch) ist durch die glazialen Becken der Dietmanns-Fm und durch den älteren Teil der Hochterrassenschotter (Dietmanns-Schotter) dokumentiert. In der Umrahmung des Schussenbeckens entwickelt sich die erste Beckengeneration (z.B. Waldburg-Wurzacher Becken, Tannwald-Becken, Federseebecken, Hoßkircher Becken), nordwestlich anschließend eine Moränenlandschaft mit randglazialen Eisstausee-becken (nicht oder nur gering übertieft), die weiterhin konform auf der alten Deckenschotterlandschaft und der Alb liegen. Im Westen (Singener Becken) sind die Verhältnisse bisher unklar.
3. Der Vorstoß der Scholterhaus-Sfm (Riss) ist vor allem durch seine Stauchmoränen dokumentiert. Korrelative Schmelzwassersedimente sind als proximale Hochterrassenschotter, der Übergang von den Endmoränen zu den proximalen Sanderflächen im Sinne der glazialen Serie nachgewiesen. Die Sedimente sind konform in der Landschaft aus dem Vilsingen-Vorstoß abgelagert. Ihr Charakter entspricht vielerorts noch dem der alten Deckenschotter-Landschaft.
4. Der Vorstoß der Dürmentingen-Sfm (Riss) dokumentiert sich in erster Linie durch seine Altmoränen-Drumlinfelder und durch glaziale Becken der Illmensee-Fm (mittlere Beckengeneration). Die Drumlins sind stellenweise auch innerhalb des LGM erkennbar. Viele der glazialen Becken sind Ausgang der Niederterrassentäler, die donauwärts die Altmoränenlandschaft zerschneiden. Die meisten sind durch Niederterrassenschotter bedeckt, nur bei besonders großen Becken (Wurzacher Becken, Federsee-Becken, Pfrunger Ried, Singener Becken) oder besonderer geographischer Lage wie am Illmensee ist der Beckencharakter an der Oberfläche unmittelbar anschaulich. Korrelative Schotter sind als unterer Teil des Niederterrassen-Schotterkörpers, aber auch als eigene Terrassenschotterkörper wie der 13-m-Terrasse im Risstal entwickelt. Dazu kommen Schotter in überdeckten Schmelzwasserrinnen innerhalb des Amphitheaters, die bisher nur stückweise bekannt sind (z.B. Buch bei Tettang).
5. Der Vorstoß zum LGM bzw. der Kisslegg-Sfm sedimentiert seine glazialen und korrelativen Schmelzwassersedimente als Vorstoß- und Nachschütt-Schotter weitgehend konform in der Landschaft aus dem Dürmentingen-Vorstoß. Der LGM-Stauchendmoränenwall markiert nach Norden die Rhein-Donau-Wasserscheide, die von hier ausgehenden, zur Donau gerichteten Niederterrassentäler stammen aus dem Vorstoß der Dürmentingen-Sfm.
6. Der Vorstoß zur IJE bzw. der Tettang-Sfm ist der erste Rheingletscher-Vorstoß ohne Sedimenttransport zur Donau, also vollständig innerhalb des Bodensee-Amphitheaters. Er dokumentiert sich durch seine Jungmoränen-Drumlinfelder und die glazialen Stamm- und Zweigbecken der Hasenweiler-Fm. Bei seinem Maximum gibt es noch Schmelzwasser-Überläufe aus Eisstauseen im Oberen Risstal und Aitrach-Illertal, anschließend ein hydrographisch neues, Eisrand-paralleles System von Schmelzwassertälern zum

Hochrhein (Argen, z.B. SCHWAB 2013, 2014). Große Teile des Bodensee-Stammbeckens und von Schussen- und Salemer Becken sowie alle kleineren Zweigbecken sind neue Reliefformen.

Die Entwicklung (1) bis (6) lässt sich auch an der Wanderung der Rhein-Donau-Wasserscheide der jeweiligen Maximalstände von West nach Ost ablesen (GK 2015).

Sowohl der aus Paläohydrographie und Gletscherdynamik abgeleitete Entwicklungsgang (Tab. 4.3) als auch ein Vergleich der Kurz-Charakterisierungen führen zu zwei neuen Einschätzungen: zum einen, dass der letzte Tieferlegungs-Schritt (Hasenweiler-Fm) eine kräftigere Landschaftsveränderung bewirkt als vorausgehende; und zum anderen, dass auch beim nächsten zu erwartenden Vorstoß Richtung Hochrhein noch einmal eine besonders kräftige Veränderung zu erwarten ist, obwohl es sich um einen landschaftsüberkleidenden Vorstoß handeln wird.

Diese Überlegungen zur Landschaftsveränderung durch jüngere Vorstöße hat auch Folgen für ältere. In der bisherigen Abschätzung der Ausräumung gehen wir davon aus, dass Hasenweiler-, Illmensee- und Dietmanns-Fm jeweils vergleichbar starke Impulse darstellen. Jetzt deutet sich an, dass der Hasenweiler-Impuls stärker gewesen sein könne als die beiden Vorgänger. Falls deren Anteil am Ausräumungsvolumen dadurch geringer anzunehmen ist als jenes der Hasenweiler-Fm, dann müsste man zum Ausgleich des Defizits eine Beteiligung noch älterer Eisvorstöße an der morphogenetischen Entwicklung erwägen. In Betracht kommt die in Mitteleuropa bisher nicht nachgewiesene osteuropäische Don-Vergletscherung (frühes Mittelpleistozän, MIS 16). Dass es hier bis heute an sedimentologischer Evidenz fehlt, könnte auch daran liegen, dass nicht gezielt danach gesucht wurde.

Ähnlich die Unsicherheit hinsichtlich zukünftiger Ereignisse. Ob Rheingletscher-Schmelzwässer oder sogar Eisloben noch einmal über die Wasserscheide zur Donau übertreten werden, ist zwar unwahrscheinlich, aber nicht völlig auszuschließen. Wenn ja, dann wäre es ein Vorstoß jener Art, die sich konform verhält, also keine zusätzlichen subglazialen Unkonformitäten bzw. übertiefte Becken größeren Ausmaßes erzeugt. Etwas mehr Landschaftsveränderung kann man in Richtung Westen (Hochrhein) erwarten (Tab. 4.3).

Dagegen ist kaum anzunehmen, dass ein zukünftiger Unkonformitäten-erzeugender Vorstoß noch einmal zur Donau übertritt. Dem allgemeinen Trend folgend und als proximaler Teil einer neuen fluvialen Sequenz des Rhein-Systems wird er sich ausschließlich zum Hochrheintal ausrichten und sich hier mit einer weiter nach Westen bzw. Südwesten verlagerten Randlage und einer kräftigen fluvialen Tieferlegung auswirken. Das Hochrheintal, ursprünglich im Klettgau, dann im heutigen Tal, wird sich dabei vermutlich in einem weiter südlich gelegenen Tal ansiedeln (MÜLLER 2013).

Eine weitere Frage ist, wann und wie das vom Rheingletscher freigegebene Gebiet vom östlich angrenzenden Illergletscher her besetzt wird. Einen Schwenk „gegen die Uhrzeigerichtung“ wie beim Rheingletscher findet man auch im Illergebiet. Zwar ist das alpine Iller-Einzugsgebiet ähnlich klein wie das des Alpenrheins zur Zeit der Günz-Deckenschotter. Wenn es jedoch zu einer ähnlichen Entwicklung in den Allgäuer Alpen kommt, wie sie aus der Provenienzanalyse der Oberschwaben-Decken-

schotter ersichtlich ist, ist eine vergleichbare Vergrößerung des Illergletschers in Zukunft wahrscheinlich. Die Westdrehung ist im Alpenvorland auch während der Würm-Vergletscherung fortgeschritten, z.B. im Talwechsel der Iller vom Memminger ins Canontal (ELLWANGER 1980), der die Übertritte von Illersedimenten in Rheingletscher-Schmelzwassertäler seit der Risseiszeit fortsetzt. Der letzte Vorfall ist der Übertritt des Schwemmkegels von Untermuken ins württembergische Allgäu. Die „Iller-Westerweiterung“ hat bereits begonnen.

Eine der als nächstes anzustrebenden Untersuchungen betrifft die Rekonstruktion der früh-mittelpleistozänen Entwicklung, also der Lücke zwischen Deckenschotter und Hoßkirch (Steinental-Fm). Um nach Sediment-Evidenz der Don-Vergletscherung in Oberschwaben zu suchen, wurde ICDP-DOVE die Bohrlokation Gaisbeuren bei Bad Waldsee vorgeschlagen, aber nicht berücksichtigt.

5. Kartierung der Übertiefung

Die Felsoberfläche (Quartärbasis) im Bodensee-Amphitheater setzt sich zusammen aus Diskontinuitäten verschiedener Geogenese. Sie erreicht ihre größte Tiefe im Bereich glazialer Becken, wo die Fläche unmittelbar aus subglazialer Erosion hervorgeht.

Das Relief glazialer Becken weist viele steile Bereiche auf, vor allem an den Flanken und Enden der Becken. Daher wirken sie unmittelbar nach Ausräumung, also noch unter subglazialen Bedingungen, einerseits als Sedimentfallen, d.h. es beginnt ihre Füllung durch Sedimente alpiner und lokaler Herkunft, zugleich triggern sie weitere Erosion, v.a. gravitative, aber auch fluviale Prozesse.

- Vom Beckenrand hat gravitativ umgelagerte Rutschmassen tragen wie das durch Gletscher und Schmelzwasser transportierte Sedimentmaterial zur Füllung der Becken bei. Ihre Abgleitflächen erweitern und verflachen die Becken-Hohlformen im Vergleich zur glazialen Form. Diese Rutschungen nehmen im Lauf der Zeit ab, an manchen Stellen, z.B. an steilen Hängen des glazialen Beckens von Deggenhausertal, dauern sie bis heute an. Die Füllung glazialer Becken ist daher stets eine Mischung aus frischen Sedimenten alpiner Provenienz und aus Material lokaler Herkunft (neben umgelagerter Molasse auch umgelagerte ältere quartäre Sedimente).
- Für fluviale Prozesse dienen die Becken sowohl als Vorflut – aktuell z.B. der Bodensee für den Alpenrhein – als auch als „obere Erosionsbasis“. Letztere betrifft die Tieferlegung der Schwelle des Beckenrandes. Man kennt das v.a. kleinräumlich bei Trompetentälchen z.B. am LGM, es betrifft aber auch großräumliche fluviale Systeme, die bis zur Donau bzw. zum Oberrheingraben reichen. Zu letzteren gehören Hoch- und Niederterrassen sowie die noch nicht unter einer gemeinsamen Fläche zusammengefassten, heute in die Niederterrasse eingeschnittenen Terrassenstufen. Ihre jeweiligen Sedimente sind korrelativ zu jenen, die innerhalb der Moränenlandschaft als Dietmanns-, Illmensee- oder Hasenweiler-Schotter bezeichnet werden, z.B. Sedimentfüllungen einiger Donaurinnen der Alb, Schotterrinnen im Alt- und Jungmoränengebiet, sowie Urstromtäler in der Jungmoränenlandschaft.

Gravitative Umlagerung erweitert somit die Beckenform selbst, während fluviale Prozesse die Umgebung der Becken einbezieht und dadurch die Orientierung folgender Eisvorstöße beeinflusst bzw. durch ihre korrelativen Sedimente ein Archiv für den Erosionsprozess erzeugt. Die Wirkung anderer glazialer Erosions- und Umlagerungsprozesse wie Exaration und Glaziotektonik betrifft andere Teile der Moränenlandschaft, nicht glaziale Becken.

Es gibt verschiedene Techniken zur Kartierung und Darstellung der Übertiefung. Am häufigsten betrachtet man das gesamte Quartär-Schichtpaket als Lockersediment-einheit, die es insgesamt abzudecken gilt. Als Ergebnis erhält man eine zusammenhängende Fläche, die Quartärbasis oder Felsoberfläche. Eiszeiten-Quartär als ungliederte Einheit entspricht jedoch einem quartärgeologischen Kenntnisstand des 19. Jahrhunderts. Mit den seither entstandenen Einteilungen des Quartärs besser kompatibel sind daher stratigraphisch und räumlich differenzierte Darstellungen. Zum einen kann man hier die Übertiefung als Funktion der Ausräumungs-Generationen betrachten, wie sie der lithostratigraphischen Gliederung des Rheingletscher-Quartärs der Geola-Karte zugrunde liegen (vgl. DSK 2011 ff., ELLWANGER et al. 2011b). Zum anderen kann man räumlich gleichartige Gruppen von glazialen Becken und damit verknüpfte fluviale Systeme unterscheiden, also fazieskundlich einteilen.

Jede dieser Darstellungen hat Vor- und Nachteile, die im Folgenden diskutiert werden. Nachdem unterschiedliche Inhalte dargestellt sind, werden auch verschiedene Datensätze zugrunde gelegt, und unterschiedliche Interpretationstechniken angewandt. Dies ist zu beachten, wenn man die Darstellungen vergleicht.

5.1 Geomorphologie und Erosionsflächen

Ein großer Teil der randalpinen subglazialen Übertiefung kommt bereits in der Topographie zum Ausdruck. Im baden-württembergischen Alpenvorland ist das Bodensee-Amphitheater solch eine durch Übertiefung geprägte Landschaft. Ihr Relief ist anschaulich z.B. in digitalen Höhenmodellen dargestellt.

Einen guten Eindruck der Übertiefungs-Topographie hat man bei guter Sicht vom Höchsten aus, einem 830 m NN hohen Molasseberg am Nordrand des Amphitheaters. Bei guten Sichtverhältnissen sieht man im Mittelgrund die Wasserfläche des Bodensees bei knapp 400 m NN (Wassertiefe bis über 250 m), im Hintergrund das Panorama der Alpen mit den Dreitausendern. Die „alte“, präglaziale Landschaft vor der Übertiefung erstreckte sich als flache Rampe bis zu den Alpenbergen, deren Formen weniger durch glaziale Erosion geprägt waren als heute. Aus diesem Gebirge verliefen Deckenschottertäler u.a. am Höchsten vorbei zur Donau. Die Differenz zwischen der paläogeographisch extrapolierten Rampe und der aktuellen Topographie entspricht jener Landschaftsumgestaltung, die durch die Ausräumung, von der hier die Rede ist, entstanden ist.

Die Übertiefung insgesamt ist jedoch größer als ihr topographisches Abbild. Der Grund dafür ist, dass jedes übertiefte Becken unmittelbar nach seiner Ausräumung als Akkommodationsraum wirksam wird. Unter glazialen Bedingungen herrscht kein Mangel an Sediment, sowohl aus den intramontanen Sediment-Produktionsgebieten als auch der näheren Umgebung der Becken. Im Bodenseeraum ist es das Boden-

see-Stammbecken des Rheingletschers, der seit seiner Ausräumung diese Sedimente aufnimmt und dabei vom Rand her progradierend (z.B. Rheindelta, Argendelta), in der Seemitte aggradierend mit alpinen lakustrinen Sedimenten nach und nach gefüllt wird. Dieser Prozess wird bis zu einer zukünftigen Verlandung noch einige Tausend bis Zehntausend Jahre andauern. Dazu kommen nördlich und westlich des Bodensees rund 50 ebenfalls übertiefte Zweigbecken unterschiedlichen Alters. In einigen jüngeren dieser Becken sind heute noch kleine Seen erhalten, die meisten sind jedoch verlandet und enthalten eine lakustrine Sedimentfüllung von einigen Zehnermetern bis über 100 m Mächtigkeit. Sie alle bilden zusammen die heutige Amphitheaterlandschaft.

Dazu kommen, sowohl neben den Zweigbecken als auch auf den glaziolakustrinen Beckensedimenten aufsitzend, die verschiedenen fluvial, glazial, gravitativ und äolisch entstandenen Sedimentpakete. Sie sind zwar fazieskundlich keine Beckensedimente, gehören aber ebenfalls zur quartären Sedimentfüllung des Amphitheaters. Die Grenzfläche all dieser Sedimente zu den präquartären Gesteinen entspricht der Quartärbasis bzw. Felsoberfläche und markiert die maximale Ausräumung seit der Deckenschotter-Rampe.

Man hat es also mit drei Flächen zu tun: (a) Paläotopographie der Deckenschotter (Rampe), (b) heutige Topographie des Amphitheaters, und (c) Quartärbasis bzw. Felsoberfläche.

Von den drei Flächen ist (b) aus topographischen Karten und Geländemodellen bekannt, (a) erhält man durch Rekonstruktion und alpenwärtige Verlängerung (Extrapolation) der Deckenschotter-Rampe. Die Differenz aus (b) und (c) entspricht der Quartärmächtigkeit bzw. (c) ergibt sich durch Abzug der Quartärmächtigkeit von (b). Quartärmächtigkeit und (c) lassen sich konstruieren unter Verwendung von Belegpunkten der Tertiär-Quartär-Grenze, z.B. aus Aufschlüssen, Kartierungen, Bohrungen, geophysikalischen Messungen u.a. Die Differenz aus (a) und (c) ergibt den Gesamtbetrag der Übertiefung.

Mit diesem Gesamtbetrag sind jedoch noch nicht alle beteiligten Sedimente erfasst. Für eine vollständige Sedimentbilanz sind zusätzlich diejenigen Sedimentvolumen zu addieren, die durch den Bodenseeraum hindurchtransportiert wurden (grober Anhaltspunkt für die Größenordnung: aktuelle Quartärmächtigkeit multipliziert mit der Anzahl der Ausräumungsschritte).

Diese Ausräumungsschritte leiten über zum zweiten Ansatz, der sich auf die Genese der Ausräumungsflächen als Basis der drei eiszeitlichen Formationen bezieht. Unter Einbeziehung der Paläotopographie der Deckenschotter hat man es mit vier Flächen zu tun: (i) Deckenschotter, (ii) Ausräumungsniveau der Dietmanns-Fm, (iii) Ausräumungsniveau der Illmensee-Fm, (iv) Ausräumungsniveau der Hasenweiler-Fm.

Die Flächen (ii), (iii) und (iv) lassen sich konstruieren unter Verwendung von Referenz-Profilen, in denen die Sediment-Sequenzen der Formationen genetisch interpretiert und stratigraphisch gegliedert sind. Maßgeblich ist die Basis der Sequenzen bzw. Formationen, dabei spielt keine Rolle, welche Einheit sich im Liegenden befindet (Tertiär oder älteres Quartär).

Jüngere (Zweig-) Becken sind außerdem geomorphologisch erkennbar, ältere nur dann, wenn ihre stets vorhandene Verhüllung durch jüngere Sedimente den Becken-Charakter nicht verändert hat.

Die Abfolge der Flächen illustriert in einer Art „Becken-Morphostratigraphie“ die schrittweise Tieferlegung des Amphitheaters. Die Ausräumungsschritte lassen sich bilanzieren, indem man die Differenz vom Top einer älteren Einheit zum Ausräumungsniveau der nächst jüngeren ermittelt. Die aktuelle Topographie des Amphitheaters ist ein „Zwischenstand“, der für diese Kalkulation keine Rolle spielt; erst jene wieder, die sich bis zum nächsten Ausräumungsereignis entwickelt haben wird.

Der zweite Ansatz ist kompatibel mit der in der GeoLa-Karte (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015) dargestellten, aus genetisch interpretierten Sedimenten und Reliefformen entwickelten Formationsgliederung Oberschwabens. Die räumliche Entwicklung mit drei Ausräumungs-Schritten erlaubt darüber hinaus, Trends für Richtung und Ausmaß einer zukünftigen Tieferlegung abzulesen.

Beide Ansätze sind Gegenstand laufender Arbeiten im LGRB. Die Darstellung der Quartärbasis bzw. Felsoberfläche ist aus dem INTERREG IV-Projekt GeoMol übernommen. Die Formationsgliederung ist Gegenstand der digitalen GeoLa-Karte, in der die Hauptdiskontinuitäten wie alle Schichtlagerungsflächen zur 3D-Darstellung der Geologie beitragen. Das Bearbeitungsgebiet entspricht dem baden-württembergischen Anteil des Vergletscherungsgebiets des Rheingletschers.

5.2 Quartär als Einheit

Die Kartierung der Felsoberfläche bzw. Quartärbasis und der Quartärmächtigkeit beruht auf der petrographischen Unterscheidung von Quartär und Präquartär in Bohrungen und Aufschlüssen. Für ihre Darstellung eignen sich Isopachen- bzw. Tiefenlinien-Karten oder 3D-Modelle. Dank zahlreicher Belegpunkte und -flächen sind die Darstellungen inzwischen recht genau.

Die Felsoberfläche besteht im Amphitheater aus tertiärer Molasse, im Westen und Nordwesten des Vergletscherungsgebiets auch aus Oberjura. Im Bereich einiger Hochgebiete wie dem Höchsten, dem Gehrenberg oder in der Umgebung von Überlingen steht die Molasse flächenhaft an der Oberfläche oder unter geringmächtiger Bedeckung an. Hier sind Topographie und Felsoberfläche identisch. In allen übrigen Gebieten sind mehr oder weniger mächtige quartäre Sedimente vorhanden. Abgesehen von wenigen Stellen mit natürlichen Aufschlüssen, z.B. an den steilen Hängen der Täler von Argen oder Wolfegger Ach, ist man darauf angewiesen, die Tertiär-Quartär-Grenze aus Bohrungen und geophysikalischen Daten zu ermitteln.

Neben Aufschlüssen sind Kernbohrungen die besten Belegpunkte, um Molasse und die Abfolge der darüber folgenden quartären Sedimentsukzession zu unterscheiden. Leider gibt es nicht allzu viele davon. Man ist deshalb vielerorts auf Spül- oder Hammerbohrungen angewiesen, wobei üblicherweise pro Bohrmeter eine Materialprobe sichergestellt wird. Dank der unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen und Provenienz der Sedimente aus Tertiär und Quartär – hier (sub-) tropische, da eiszeitliche Verhältnisse – kann man beide anhand von sedimentpetrographischen Merkmalen recht zuverlässig unterscheiden. Einige Beispiele: Tertiäre Buntmergel

und Sande mit Glimmer (typisch für Süßwassermolasse), graue tonige Feinsande und Glaukonitsande (Meeresmolasse). Quartär wird u.a. daran identifiziert, dass Cuttings aus alpinen Geröllen vorhanden sind. Schwierig wird es mit feinkörnigen glaziolakustrinen Sequenzen. Während Warvite („Bändertone“) meist noch als Quartär erkennbar sind (Cuttings als sog. „Schluffbollen“), können die hier ebenfalls vorhandenen, oft nur auf kurze Distanz gravitativ umgelagerten Sand- und Mergeleinschaltungen Molasse-ähnlich bis -identisch erscheinen. Hier kann helfen, weiter zu bohren, wenn darunter diamiktische Sedimente anstehen, die anhand von Geröll-Cuttings als „Quartär“ identifizierbar sein können. Fehlt jedoch eine entsprechende Schicht, wird die Unterscheidung von anstehender und umgelagerter Molasse schwierig.

Die Schwierigkeit ist also weniger die petrographische Unterscheidung, sondern die „geogenetische“ Interpretation der Lagerungsverhältnisse. Ist eine Molasseprobe umgelagert oder anstehend? Je nach Bohrlokation kann letzteres dann als einigermaßen sicher unterstellt werden, wenn anstehender Molassefels in ausreichend großer Mächtigkeit durch Proben repräsentiert ist. Als Anhaltspunkt dient das Taubenriedbecken, wo eine Schicht aus umgelagerter Molasse bis zu 15 m mächtig wird, und das Hasenweiler Becken mit seinen Fans aus umgelagerter Molasse > 10 m Mächtigkeit. In der Praxis wird jedoch ein Auftrag, „bis zur Molasse“ zu bohren, oft dadurch realisiert, dass wenige Dezimeter, vielleicht ein bis zwei Meter „in Molasse“ (richtig: in Molassematerial) gebohrt wird. Wo immer hier eine tiefer reichende Überbiegung landschaftsgenetisch nicht ausgeschlossen werden kann, bleibt also unklar, ob anstehende oder umgelagerte Molasse angebohrt ist. Man muss daher davon ausgehen, dass stellenweise die Quartärmächtigkeit und das Ausmaß der Überbiegung unterschätzt werden.

Allgemein bekannt und trotzdem immer wieder unvermeidlich ist der umgekehrte Fall, dass, v.a. in unverrohrten Spülbohrungen, quartäre Komponenten als Nachfall die Proben aus größerer Tiefe kontaminieren. Wird der Nachfall nicht erkannt, erhält man eine zu tiefe Lage der Felsoberfläche.

Für sedimentpetrographisch ermittelte Höhen einer aus subglazialen Prozessen hervorgehenden und dabei teilweise überbiegten Quartärbasis bzw. Felsoberfläche gibt es keine geologische Plausibilitätskontrolle, wie etwa in fluvialen Systemen die Tiefenlinien der Schotterbasis. Natürlich wird man, um umgelagerte und anstehende Molasse möglichst gut zu unterscheiden, wie bisher jeden einzelnen Belegpunkt weiterhin sorgfältig prüfen, benachbarte Bohrungen berücksichtigen, geophysikalische Untersuchungen einbeziehen u.a. Zwar gibt es in Oberschwaben zahlreiche Belegpunkte, aber ihre räumliche Verteilung ist kartiertechnisch ungünstig. Gerade in den tiefen Becken mit steiler Felsoberfläche und rasch wechselnder Quartärmächtigkeit ist die Datendichte oft zu gering. Um diesen unbefriedigenden Kenntnisstand fortzuschreiben, führt an einem methodisch neuen Ansatz kein Weg vorbei.

5.2.1 Quartärmächtigkeit

Die erste, mithilfe digitaler geologischer Daten erzeugte Zusammenfassung des oberschwäbischen Quartärs, war eine Isopachen-Darstellung (Abb. 5.1 oben). Isopachen haben im Vergleich zu Tiefenlinien den Vorzug, die mächtigen Sediment-

pakete unabhängig davon darzustellen, ob ihre Sedimentfallen konvex oder konkav sind. Diese Eigenschaft kommt den besonderen Verhältnissen im sub- und proglazialen Milieu entgegen. Subglazial können Sedimentfallen sowohl „unten“ im Substrat (N-Channel) als auch „oben“ im Eis liegen (R-Channels). Proglazial sind es die Stauchmoränen, die große Sedimentmächtigkeiten „nach oben“ akkumulieren. Beide werden durch Tiefenlinien nicht erfasst.

Die Darstellung beruht auf einer gegenüber heute geringen Anzahl von digitalen Bohrdaten. Die Quartärmächtigkeiten wurden geplottet, daraus Isopachen von Hand konstruiert und dann digitalisiert. Obwohl nur als unpubliziertes Manuskript vorliegend fand das Kärtchen rasch eine erstaunlich weite Verbreitung und wurde selbst in jüngster Zeit noch verwendet (HINDERER 2012).

Trotz starker Generalisierung ist die Dreiteilung des Rheingletschergebiets in Argen-, Schussen- und Bodenseelobus gut erkennbar. Da alte und junge Sedimente nicht unterschieden werden, z.B. im Schussenbecken junge Sedimente im Süden und Westen und ältere Sedimente im Norden und Osten, erscheinen die Akkumulationen breiter und länger als die topographisch angedeutete Form des Zweigbeckens. Mächtige konvexe Sedimentpakete spielen insbesondere im Bereich des Waldburgrückens eine Rolle.

Inzwischen steht eine weitaus höhere Datendichte zur Verfügung, aus der für diesen Fachbericht eine aktuelle Isopachen-Darstellung erzeugt wurde (Abb. 5.1 unten). Sie ist von praktischer Bedeutung z.B. hinsichtlich der Eindringtiefe geophysikalischer Signale.

5.2.2 Felsoberfläche

Das Relief der Felsoberfläche bzw. Quartärbasis ist als Tiefenlinien- und Höhenstufenplan in Abb. 5.2 dargestellt. Die Höhen entsprechen dort, wo Präquartär (v.a. tertiäre Molasse) an der Oberfläche ansteht bzw. in geringer Tiefe liegt, der aktuellen Topographie. In den übrigen Gebieten ist das quartäre Schichtpaket abgedeckt.

Das abgedeckte Relief wurde mithilfe aller verfügbaren Bohrprofile der LGRB-Bohrdatenbank konstruiert (GeoMol Lca Projektteam 2015). Soweit die Quartärbasis in den Bohrprofilen erfasst wird, sind die entsprechenden Höhen übernommen (zur methodisch unvermeidlichen Unsicherheit dieser Werte vgl. Kap. 5.2). In Bohrungen, die die Quartärbasis nicht erreichen, dient die Endteufe als Mindestteufe (d.h. die Quartärbasis liegt tiefer als die Endteufe).

In Abb. 5.2 sind beide Landschaftstypen, die alte Deckenschotter-Rampe und das junge Amphitheater, und innerhalb der beiden verschieden große glazial übertiefte Becken erkennbar. Viele dieser Becken sind bereits aus der Topographie bekannt, darunter große Becken wie das Bodenseebecken und das Schussenbecken (mehrere 10er Kilometer), mittelgroße Becken wie bei Isny, Pfrunger Ried, Salem u.a. (5-10 Kilometer), und viele kleine und schmale Becken in der 2-5 km-Ordnung, z.B. bei Karsee, Osterhofen, Illmensee, Hasenweiler u.a. Geographisch sind sie mehr oder weniger fächerförmig angeordnet, wie es charakteristisch ist für Vorlandvergletscherungen (ELLWANGER et al. 2012a). Im Bereich der Becken ist die Geometrie der Felsoberfläche oft nicht allzu genau bekannt. Das liegt an der meist geringen Belegpunktdichte.

Die Raumlage einiger älterer glazialer Becken ist in der heutigen Topographie kaum ersichtlich. So ist etwa bei Hoßkirch das Becken der Dietmanns-Fm nach Osten, Norden und Westen um einiges größer als es die heutige Topographie nahelegen würde. Nur die Begrenzung nach Süden stimmt mit ihr überein, wo der Beckenrand durch den Molassesockel der angrenzenden Deckenschotter markiert wird.

Besonders groß ist der Unterschied zwischen Quartärbasis und Topographie im Bereich des Waldburg-Beckens. Hier wird geomorphologisch zwischen Argen- und Schussenlobus des Rheingletschers unterschieden, die durch den Waldburg-Rücken voneinander geschieden sind. In der Felsoberfläche ist diese Zweiteilung nicht erkennbar (allerdings gibt es nicht allzu viele Belegpunkte), stattdessen deutet sich zwischen dem besonders tiefen Schussenbecken im Westen und dem Tal der Oberen Argen im Südosten insgesamt eine tiefe Felsoberfläche an. Unmittelbar am Waldburg-Rücken sind zwei verschieden alte glaziale Becken aus zwei über 200 m tiefen Forschungsbohrungen erkennbar (FIEBIG 1995, 2003): Im Osten ein Becken der Illensee-Fm, dessen Umriss sich in der Topographie noch abzeichnet; darunter und im Bereich der Burg ein Becken der Dietmanns-Fm. Es ist dies aber kein Fall von Reliefumkehr wie bei Deckenschotter-Vorkommen, wo dieselben Sedimente früher in einem Tal und jetzt in einer Zeugenberg-Position liegen, sondern den im Bereich der Mittelmoräne gestapelten und gut erhaltenen Sedimentpaketen geschuldet, durch die aus einer Becken-Tieflage ein sich über die Umgebung emporragender Rücken entwickeln konnte.

Wo überall muss man mit an der Oberfläche nicht erkennbaren übertieften Becken rechnen? Generell handelt es sich um Gebiete, die seit ihrer Beckenerosion und der unmittelbar anschließenden Ablagerung der Beckensedimente nicht von der fortschreitenden Tieferlegung der Landschaft erfasst wurden, die mehrfach durch Eis überfahren wurden, und deren Relief durch dabei abgelagerte Sedimentpakete den Charakter einer Hohlform verloren haben. Diese Bedingungen sind in äußeren Teilen der Jungmoränenlandschaft (Kisslegg-Sfm) und inneren Teilen der Altmoränenlandschaft (Dürmentingen- und Scholterhaus-Sfm) erfüllt.

Bisher ist es eher zufällig, wenn in diesem Gebiet eine neue Bohrung eine Sedimentsequenz aufschließt, die auf ein bisher nicht bekanntes glaziales Becken hinweist. Die für die Konstruktion der Felsoberfläche benötigte Orientierung der Beckenform ist zunächst meist nicht bekannt und muss durch weitere Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen ermittelt werden. Zu den wenigen auf diese Weise gut erkundeten Strukturen gehört das Hoßkircher Becken, das durch zehn hochwertige Schlauchkernbohrungen recht gut erschlossen ist. Das ist jedoch die Ausnahme, meistens sind in einem Becken nur wenige Bohrungen verfügbar (z.B. zwei Schlauchkernbohrungen im Waldburg-Becken).

Es ist also eine oft ungleiche Datengrundlage, die der Konstruktion dieser polygenetischen Felsoberfläche zugrunde gelegt wird. Daher ist es dringend erforderlich, die vorhandenen Daten durch einen homogenen Datensatz zu ergänzen, der ein großes Gebiet, idealerweise das ganze Amphitheater, umfassen sollte. Das geht nur mit non-invasiven, geophysikalischen Methoden. Die gute petrographische Unterscheidbarkeit von Molasse und frischen alpinen Quartärsedimenten bietet eine ideale Voraussetzung, z.B. für eine elektromagnetische Kartierung, wie sie vor kurzem am Cuxhavener Tunneltal, ebenfalls zur Abgrenzung quartär übertiefter Strukturen in

einem tertiären Felsuntergrund, erfolgreich angewandt wurde (Airborne Electro-Magnetics, AEM, STEINMETZ et al. 2015). Eine auf diese Weise generierte homogene Referenz zielt zunächst auf eine Fortschreibung der Geometrie der Felsoberfläche. Sie führt zu einer Neubewertung der Bohrdaten, und diese zur Fortschreibung der Hauptdiskontinuitäten. Das geplante ICDP-DOVE-Bohrprojekt Tannwald dient u.a. zur Erhebung und Präzisierung dafür maßgeblicher Gesteinsparameter.

5.3 Quartär-Einheiten: Hauptdiskontinuitäten

Die Kartierung der Hauptdiskontinuitäten ist Teil der lithostratigraphischen Bearbeitung. Drei Generationen subglazial übertiefter Becken und die Sedimente der entsprechend definierten Dietmanns-, Illmensee- und Hasenweiler-Formationen sind Ausdruck von drei klimagesteuerten Erosions-Akkumulations-Zyklen (Kap. 4). Ihre Kontrolle erfolgt durch Glazial-Interglazial-Zyklen, die nach dem hier zugrunde gelegten geogenetischen Szenario jeweils ein extrem kalt-trockenes Minimum aufweisen, das dem Erosionsimpuls unmittelbar vorausgeht (Kap. 3). Zugleich begründen die Glazial-Interglazial-Zyklen eine regionale Stufengliederung mittel- und oberpleistozäner Kalt- und Warmzeiten (Hoßkirch, Riss und Würm als Kaltzeit-Stufen im Rheingletschergebiet). Das Klima-Minimum jeder Stufe ist Teil der jeweils als Doppelzyklen kartierten Sedimente und Formen von drei großen Vergletscherungen, die – ursprünglich morphostratigraphisch definierte – Kartiereinheiten verschiedener analoger Kartenwerke (z.B. der GK25 oder der geologischen Schulkarte) darstellen und ebenfalls Hoßkirch, Riss und Würm genannt werden (Oberes Würm etc. als Untereinheit der regionalen Stufen).

Die Ausräumungsflächen sind also einerseits stratigraphische „Haupt“-Grenzen (Leithorizonte als Basis der Formationen der lithostratigraphischen Gliederung), andererseits „innerglaziale“ Flächen (Grenzen geringerer Ordnung innerhalb der Vergletscherungen der Glazial-Interglazial-Zyklen). Gemeinsam mit korrelativen Grenzen außerhalb der übertieften Becken, z.B. der Basis der Deformationsschichten der Drumlinfelder, sind sie als „Haupt-Diskontinuitäten“ durchnummeriert: D3 (Basis der Dietmanns-Fm, innerglaziale Fläche der Hoßkirch-Eiszeit), D2 (Illmensee-Fm, Riss-Eiszeit), und D1 (Hasenweiler-Fm, Würm-Eiszeit). Zugleich trennen D3, D2 und D1 jeweils einen älteren landschaftsübergreifenden und einen jüngeren landschaftsverändernden Eisvorstoß: Steinhausen-Sfm – D3 – Vilsingen-Sfm, Scholterhaus-Sfm – D2 – Dürmentingen-Sfm, Kisslegg-Sfm – D2 – Tett nang-Sfm.

Für die Unterscheidung der Beckengenerationen sind folgende Kartierergebnisse wichtig:

- generell reichen ältere Eisvorstöße weiter ins Vorland als jüngere, jedoch gibt es Ausnahmen, z.B. durch die Linksdrehung der Vorstöße;
- die Linksdrehung betrifft jeweils die Hauptrichtung der Vorstöße: Hoßkirch nach NNE, Riss nach NNW, Würm nach NW. Die Abstände der Maximalstände sind nach NE größer, nach W kleiner. Nach Westen kann daher ein jüngerer Vorstoß weiter reichen als ein älterer;
- daraus folgt: im NE-Quadranten des Rheingletscher-Amphitheaters und seiner Umrahmung sind verschieden alte Becken sowohl proximal-distal als auch

seitlich versetzt und daher räumlich gut unterscheidbar; in Richtung NW zum Hochrhein nur, soweit sie seitlich versetzt sind.

5.3.1 Die Sedimentsukzessionen der verschiedenen Beckengenerationen

Genetisch interpretierte und stratigraphisch gegliederte Sukzessionen der Sedimentsequenzen aus den tiefen Becken sind das grundlegende Kartier-Kriterium zur Unterscheidung der Beckengenerationen. Die verschiedenen Sukzessionen setzen sich zusammen aus der (glazio-) lakustrinen Beckenfüllung und den Sedimenten und Formen jüngerer Vorstöße, soweit sie das jeweils betrachtete Becken erreicht oder überfahren haben.

Die Sukzession in den Becken beginnt also stets mit glaziolakustrinen und lakustrinen Sedimenten. Darüber folgen je nach Situation periglaziale, glaziale oder Schmelzwasser-Sedimente. Damit diese Sukzessionen vollständig sind, müssen Erosionsimpulse, die jüngere Becken erzeugen, jeweils räumlich versetzt sein. Sind sie es nicht, d.h. sind mehrere erodierende Vorstöße in dasselbe Tal gerichtet, wird eine ältere Sedimentfüllung durch jüngere Erosion ganz oder teilweise ausgeräumt sein. Die Sukzession ist dann unvollständig, was insbesondere im westlichen Teil des Rheingletschergebiets immer wieder der Fall ist.

Sinngemäß gelten diese Muster von Überlagerung und Erosion auch für die vielen kleineren Depressionen anderer Genese der Moränenlandschaft, wie Toteislöcher, hill-hole und Interdrumlin. Im Riss-Altmoränengebiet sind diese kleinen Becken typische Eem-Fundpunkte, z.B. das hill-hole-Becken bei Füramoos (MÜLLER 2001), oder die Interdrumlin-Becken bei Krumbach (FRENZEL & BLUDAU 1987) und vom Blinden See (KNIPPING 1999).

Die nachfolgende Übersicht ordnet die Schichtenfolgen im Bereich der übertieften Becken, ausgehend von den Formationen, an deren Beginn die Beckenbildung steht, und entsprechend ihrer Position im Amphitheater. Im Zuge der Überfahrungen und Sedimentablagerung jüngerer Vergletscherungszyklen kann die ursprüngliche Becken-Geomorphologie mehr und mehr unkenntlich werden, bis hin zum Extremfall einer „Reliefumkehr“ wie z.B. an der Waldburg (Kap. 5.3.3). Die nachfolgende Beschreibung der Sedimentsukzessionen kann auch als Erläuterung der Geologischen Karte 1 : 50 000 (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015) gelesen werden.

Die Übersicht beginnt mit der Steinental-Fm, die zwar schon glaziale Becken enthält, die aber nichts mit der Bildung des Amphitheaters zu tun haben, dann Dietmanns-Fm, Illmensee-Fm und Hasenweiler-Fm:

- Alle glazialen Sedimente des Rheingletschers, die noch in der alten Deckenschotter-Landschaft abgelagert wurden, d.h. vor Beginn der Morphogenese des Amphitheaters, sind in der Steinental-Fm zusammengefasst. Hierzu gehören drei isolierte, frühpleistozäne Sediment-Vorkommen: der Unterpfauzenwald-Till, der einen Günz-Deckenschotter überlagert, sowie die beiden Abfolgen aus glazialen, glaziolakustrinen und lakustrinen Sedimenten bei Lichtenegg am Höchsten und Schrotzburg am Schiener Berg (DSK 2011 ff.). Beide erfüllen kleine Becken im Liegenden von Mindel bzw. Tiefen Deckenschottern. Flächenhaft verbreitet sind dagegen die Sedimente der Stein-

hausen-Sfm (letzter Vorstoß der Hoßkirch-Vergletscherung). Es handelt sich um glaziale Sedimente über Deckenschottern oder Molasse bzw. Oberjura.

- Die Morphogenese des Bodensee-Amphitheaters beginnt mit übertieften Becken der Dietmanns-Fm. Sie entstehen beim Vorstoß der Vilsingen-Sfm (Hoßkirch-Internstand bzw. Wiedervorstoß). Ausgeräumt sind ältere Sedimente der Steinhausen-Sfm, der Deckenschotter und v.a. Molasse bis zur Haupt-Diskontinuität D3.

An Ablagerungen findet man in jedem dieser Becken

- glaziolakustrine und lakustrine „Dietmanns-Beckensedimente“ in aggradierender und Vorbau-Fazies. Je nachdem wie lange der Sedimentinput anhält bzw. Becken-Akkommodationsraum noch vorhanden ist, kann innerhalb oder am Top der Sukzession eine Holstein-Zeitmarke zur chronostratigraphischen Kontrolle der Einstufung vorhanden sein.

Über den Dietmanns-Beckensedimenten folgen sodann je nach Position

- (außerhalb der Scholterhaus-Altendmoränen) Torfe und/oder Periglazialsedimente;
- (im Bereich und innerhalb der Scholterhaus-Altendmoränen) Sedimente der Scholterhaus-Sfm (Riss-Maximalstand): v.a. glaziale Sedimente (Tillsequenz), z.B. im Hoßkircher oder Tannwald-Becken;
- (im Bereich der Dürmentingen-Sfm) zusätzlich Sedimente der Dürmentingen-Sfm (Riss-Wiedervorstoß): glaziale Sedimente (Tillsequenz, z.B. im Tannwald-Becken) oder Schmelzwasser-Sedimente ohne oder in Verbindung mit erneuter Beckenerosion der Illmensee-Fm (Wattenweiler, Hoßkirch, Bad Wurzach);
- (im Bereich der Kisslegg-Sfm) zusätzlich Sedimente der Kisslegg-Sfm (Vorstoß zum Würm-Maximalstand): glaziale und Schmelzwasser-Sedimente, im Bereich des LGM-Walls auch glaziotektonische Ausschüfung oder Aufstapelung (Hoßkirch, Tannwald, Waldburg). In dieser Position ist kaum noch ein Reliefbezug zur ursprünglichen Becken-Topographie vorhanden.

Bisher ist im Rheingletscher-Amphitheater kein Fall bekannt, dass Sedimente der Hasenweiler-Fm im Hangenden von Beckensedimenten der Dietmanns-Fm abgelagert sind.

Die Seespiegelhöhe(n) während der (glazio-) lakustrinen Phase und vor erneuter Eisüberfahung ergeben sich anhand von Deltasedimenten am Beckenrand. Entsprechende Evidenz liegt für die Becken der Dietmanns-Generation bisher nicht vor.

Im Übrigen sind auf den Hochgebieten neben den Becken glaziale und Schmelzwasser-Sedimente ab- und umgelagert. Je nach Charakter des Vorstoßes sind diese Sedimente überschliffen, gestaucht, in einzelnen Paketen inkorporiert, in Superposition (kenntlich z.B. durch fossile Böden), oder insgesamt deformiert.

- Der zweite Schritt der Morphogenese des Bodensee-Amphitheaters ist verknüpft mit der Ausräumung der übertieften Becken der Illmensee-Fm. Sie entstehen beim Vorstoß der Dürmentingen-Sfm (Riss-Internstand bzw. Wiedervorstoß). Sie greifen in der Regel tiefer als Dietmanns-Becken (außer im NE in Teilen des Wurzacher Beckens). Sie entstehen beim Vorstoß zum Vilsingen-Sfm (Hoßkirch-Internstand bzw. Wiedervorstoß). Ausgeräumt sind ältere Sedimente der Steinhausen-Sfm und der Deckenschotter, v.a. aber Molasse bis zur Haupt-Diskontinuität D2.

An Ablagerungen findet man

- glaziolakustrine und lakustrine „Illmensee-Beckensedimente“ (aggradierend und Vorbau). Je nach Sedimentinput und Akkommodationsraum können innerhalb oder am Top der Sukzession eine Eem-Zeitmarke sowie Frühwürm-Interstadiale abgelagert sein, z.B. im Wurzacher Becken. Darüber folgen je nach Position
- (außerhalb des LGM) Torfe und/oder Periglazialsedimente;
- (innerhalb des LGM) Sedimente der Kisslegg-Sfm (Würm-Maximalstand): glaziale und Schmelzwasser-Sedimente, im Bereich des LGM-Walls auch glaziotektonische Ausschüfung oder Aufstapelung (zahlreiche Beispiele am Beginn der Niederterrassentäler. Der ursprüngliche Beckenrand entspricht dem Rand der Sanderflächen).
- Hasenweiler-Beckensedimente sind in ihren eigenen Becken abgelagert. In einigen größeren Zweigbecken grenzen sie jedoch intern an Illmensee-Beckensedimente, wobei das jüngere Hasenweiler- in die Sedimente des älteren Illmensee-Beckens eingeschnitten ist. Teilweise sind an den Übergängen Molasseschwellen nachgewiesen oder vermutet, z.B. in Wilhelmsdorf zwischen Hasenweiler Becken und Pfrunger Ried.

Die Seespiegelhöhen während der (glazio-) lakustrinen Phase lassen sich anhand von Deltasedimenten am ehemaligen Beckenrand abschätzen. Diese Deltas sind durch jüngere Eisüberfahrungen z.B. der Tettngang-Sfm umgestaltet, z.B. am Kogen in dem Drumlinfeld zwischen Schussenbecken und Tannauer Becken (östlich von Tettngang). Top Foresets ergibt hier einen Paläoseespiegel bei 550 m NN. Ähnlich ein Vorkommen südlich des Bodensees bei Gossau (SCHLÜCHTER et al. 1987) ergibt 500 m NN. Die unterschiedlichen Werte können verschiedene Seespiegel oder Unterschiede im glaziosostatischen Verhalten abbilden.

Im Übrigen sind auf den Hochgebieten neben den Becken glaziale und Schmelzwasser-Sedimente der Dürmentingen-Sfm und der Kisslegg-Sfm ab- und umgelagert. Der Vorstoß zum LGM überfährt einen Teil dieser Alt-moränenlandschaft, dabei werden ältere Sedimente überschleift, gestaucht, inkorporiert oder in Superposition überlagert (kenntlich z.B. durch fossile Böden). Stellenweise sind Drumlinformen der Dürmentingen-Sfm unter einer dünnen Schicht von Kisslegg-Sedimenten noch erkennbar. – Überfahrene glaziale Becken der Illmensee-Generation bilden den Beginn vieler Niederterrassentäler.

- Der dritte und bisher letzte Schritt der Morphogenese beginnt mit der Ausräumung der übertieften Becken der Hasenweiler-Fm. Sie entstehen beim Vorstoß der Tettang-Sfm (Würm-Internstand bzw. Wiedervorstoß) und greifen in der Regel tiefer als Illmensee-Becken (Ausnahmen stellenweise im Hochrheintal). Ausgeräumt sind Sedimente der vorausgehenden Kisslegg-Sfm und ältere quartäre Sedimente, v.a. aber Molasse bis zur Haupt-Diskontinuität D1.

An Ablagerungen findet man

- glaziolakustrine und lakustrine „Hasenweiler-Beckensedimente“. Darüber folgen keine weiteren glazialen Sedimente, jedoch, je nach Position
- Torfe und/oder Periglazialsedimente oder
- Junge Schotter (Hasenweiler Schotter, z.B. der Argen im Tannauer Becken).

Die Entwicklung der Seespiegelhöhen von der glaziolakustrinen bis zur aktuellen lakustrinen Phase ist aus Deltasedimenten der Argen ablesbar: bei Weingarten (480 m NN), bei Liebenau (470 m NN), Tettang obere (460 m NN), mittlere (440 m NN), und schließlich das heutige Argendelta bei Langenargen (410 – 400 m NN, Seespiegel 395 m NN, vgl. SCHWAB 2013, 2014).

Auf den Hochgebieten neben den Becken befinden sich die Drumlinfelder und Grundmoränenflächen der Tettang-Sfm, die als Sedimentpaket aus Deformationstill über Molasse oder älterem Quartär ausgebildet ist.

In der traditionellen Morphostratigraphie werden verschiedene spätglaziale Eisrandlagen bezeichnet und geometrisch dargestellt, z.B. der Konstanzer Stand, der Lindauer Stand, verschiedene inneralpine Stände (die Oberschwaben nicht mehr betreffen), die alle den Charakter von Wiedervorstößen haben, vgl. KELLER & KRAYSS 2005, DE GRAAFF et al. (2007), BECKENBACH et al. (2014). Hier ist zu fragen, ob diese Wechsel von passiv-stagnierendem Abschmelzen und aktiven Vorstößen sich mit dem vertragen, was in der Entwicklung der Seespiegelhöhen dokumentiert und aus den verschiedenen Argendeltas und dem sukzessiven Einschneiden der Argentäler erkennbar ist. Dass es sich um großflächigen Eiszerfall unter stagnierenden Bedingungen, und nicht um aktiv oszillierende Eisränder handelt, ist belegt durch verschiedene Os-Systeme und ihre subglazial-fluvialen Vorbau-Sequenzen. Ein Szenario der Eisrand-parallelen Hydrographie verschiedener Argentäler im Bereich des Schussenbeckens und angrenzender Hochgebiete, einschließlich zeitweiser Eiskontakte (im stagnierenden Eis) wird dargestellt in SCHWAB (2013, 2014). Eine Evidenz für einen Konstanzer oder Lindauer Stand im Sinne eines Wiedervorstoßes oder gar verknüpft mit globalen Klimasignalen ist in alledem nicht erkennbar.

Um die genannten Sukzessionen zu identifizieren und zu unterscheiden, muss die unterschiedliche Fazies der glazialen, fluvialen und lakustrinen Sedimente genetisch interpretiert und (litho-) stratigraphisch gegliedert werden können. Dafür sind gute Aufschlüsse und hochwertige Sedimentproben aus Kernbohrungen unverzichtbar. Nur ganz einfache Sequenzen wie aggradierte glaziolakustrin-lakustrine Abfolgen

lassen sich auch aus gestörten Proben, z.B. aus Spülbohrungen, einigermaßen identifizieren. Sobald jedoch Grobkorn dazu kommt, ist z.B. die für die Interpretation entscheidende Unterscheidung zwischen Vorbau und Diamikten einer Tillsequenz an Spülproben kaum möglich. Das ist immer dann der Fall, wenn mehrere Till- und Schmelzwasser-Sequenzen beteiligt sind. Hier kommt man ohne Aufschlüsse und Kernbohrungen nicht aus.

5.3.2 Tiefenskizzen der Hauptdiskontinuitäten D1-D3 und der Deckenschotter

Ähnlich wie die Felsoberfläche (Quartärbasis) lässt sich auch die Raumlage der Hauptdiskontinuitäten und der Deckenschotter-Rampe durch Isolinien darstellen. Ihre Aneinanderreihung illustriert den Ausräumungs-Werdegang von der präglazialen bis zur heutigen Situation.

Anders als bei der Felsoberfläche sind hier die verschiedenen Ausräumungs-Prozesse und -Generationen zu unterscheiden, d.h. jede Teilfläche wird als morphogenetische Sequenz interpretiert und sodann litho- bzw. allostratigraphisch eingestuft. Die Morphogenese beginnt mit dem Impuls der subglazialen Übertiefung, die eine kräftige Tieferlegung bewirkt. Sie löst weitere Erosions- (und Akkumulations-) Prozesse aus, die sich auch nach Abschmelzen des Eises fortsetzen: gravitative Umlagerung v.a. um die glazial übertieften Becken herum, und fluviale Erosion, die auch in den periglazial gebliebenen und im weiter entfernten Vorland wirksam ist. Die fluvialen Systeme steuern die räumliche Ausrichtung der jeweils nächstfolgenden morphogenetischen Sequenz; die subglaziale Übertiefung und fluviale Erosion führt zur Zerschneidung älterer Ausräumungsflächen.

In den hier angefertigten Skizzen der Hauptdiskontinuitäten sind die subglazial und gravitativ erzeugten Flächen für jede Generation dargestellt, nicht jedoch fluviale Flächen. Beispiel: in der D1-Skizze ist das Deggenhausertal-Becken unter Einbeziehung der Rutschflächen an den Hängen dargestellt, das junge, in die Drumlin-Hochflächen eingeschnittene Argen-Urstromtal jedoch nicht. – Durch dieses Verfahren erhält man für D1 und D2 jeweils zusammenhängende Flächen, während sich D3 und Deckenschotter aus unterschiedlich großen Zeugenberg-Inseln und -Halbinseln zusammensetzen, die erst durch Extrapolation eine gemeinsame Fläche ergeben. – Würde man die jeweils junge fluviale Erosion ebenfalls darstellen, wären auch D2 und D1 zerschnitten.

Die **D1-Diskontinuität** ist in Abb. 5.3 dargestellt. Sie bildet die Basis der Sedimente der Hasenweiler-Fm. Wie alle Haupt-Diskontinuitäten setzt sie sich zusammen aus vier Faziesbereichen: (i) dem Stammbecken des Bodensees bzw. des Obersees, (ii) den davon ausstrahlenden Zweigbecken, (iii) verschiedenen „kleinen Becken“, und (iv) den Moränengebieten zwischen den Becken. Letztere bestehen aus Drumlinfeldern und verwandten Formen, also Vollformen (Drumlins) und Hohlformen (Interdrumlins). Von (i) nach (ii), (iii) und schließlich (iv) werden die Hohlformen immer kleiner. Der Außenrand der D1 entspricht jenem der Tettang-Sfm.

Die Hohlformen (i), (ii) und (iii) werden in den Tiefenlinienplänen konkret dargestellt. Dagegen wird (iv) als einheitliche Fläche generalisiert, ohne einzelne Voll- und Hohlformen zu berücksichtigen (Faustregel: etwas tiefer als Interdrumlin). Damit wird

der genetischen Eigenschaft als deformable bed Rechnung getragen (vgl. Kap. 4). Für eine großmaßstäbliche Betrachtung einzelner Hohl- und Vollformen dient das DGM.

Sowohl die D1-Zweigbecken (ii) als auch die kleinen D1-Becken (iii) sind topographisch als Depressionen zwischen den höher gelegenen Moränengebieten in der Landschaft gut erkennbar. Ihre Sedimentfüllung ist auf der geologischen Karte (GK 2015) soweit möglich als „Hasenweiler-Beckensedimente“ eingetragen, oder, falls eine Abgrenzung nicht möglich ist, allgemein als „Hasenweiler-Fm“, oder (methodisch unsauber) überlagernde, d.h. jüngere periglaziale Deckschichten.

Die Mächtigkeit der Beckensedimente und damit Tiefenlage der D1-Diskontinuität ist von Becken zu Becken verschieden. Sie wird aus Bohrungen, seismischen Messungen und anderen Aufschluss-Quellen ermittelt. Eine ungefähre Abschätzung lässt sich bei kleinen Becken als Extrapolation des Oberflächenreliefs bewerkstelligen.

Ihre größte Tiefe, unterhalb des Meeresspiegels, erreicht die D1 im Obersee-Stammbecken (i). Die hier abgelagerten Bodensee-Sedimente sind eine Fazieseinheit der Hasenweiler-Beckensedimente.

Vom Stammbecken gehen nach Oberschwaben und zum Hochrheintal vier große D1-Zweigbecken (ii) aus: bei Friedrichshafen das Schussenbecken nach Norden, bei Fischbach-Markdorf das Salemer Becken nach NW, bei Meersburg als Teil des Bodenseebeckens das Überlinger See-Becken nach WNW, und bei Konstanz das Gnadensee-, Zellersee- und Untersee-Becken nach Westen. Sie alle setzten sich nach außen, teilweise auch lateral als ältere Becken fort (D1-D2). In der alten Vorstoßrichtung des Rheingletschers nach NE (Isny, Leutkirch, Bad Wurzach) ist eine Gruppe für sich radial angeordneter kleiner D1-Becken (iii) vorhanden, die jedoch keine bzw. keine gleichwertige Verbindung zu den hier weiter außen vorhandenen älteren Zweigbecken aufweisen.

Die D1-Diskontinuität ist auch dort als zusammenhängende Fläche dargestellt, wo sie durch jüngere fluviale Ausräumung zerschnitten ist, z.B. durch das Argen-Urstromtal. Diese fluviale Ausräumung reicht fast überall tiefer als D1 und trägt damit zu einer stärkeren Ausrichtung zum Hochrhein für zukünftige Vergletscherungen bei.

Die **D2-Diskontinuität** ist in Abb. 5.4 dargestellt. Sie bildet die Basis der Sedimente der Illmensee-Fm. Sie besteht aus ähnlichen vier Faziesbereichen wie die D1: Stammbecken, größere Zweigbecken, kleinere Zweigbecken sowie Moränengebiete zwischen den Becken. Der Außenrand der D2 entspricht jenem der Dürmentingen-Sfm, ihr Innenrand wird durch tiefere Lage der D1 markiert (hier ist die D2 nicht erhalten).

Anders als für die D1 lassen sich für die D2 zwei Stammbecken der Illmensee-Fm rekonstruieren: ein oberes, vor allem zur Donau gerichtetes Stammbecken am Alpenausgang, etwa zwischen Friedrichshafen und Ravensburg im Schussenbecken, und ein unteres, distales, zum Hochrhein gerichtetes Stammbecken im Raum Singen. Beide sind voneinander geschieden durch eine Molasseschwelle, deren Relikte bei Meersburg und im Bodanrück anstehen. Ihre Beckensedimente sind östlich von Ravensburg und im Singener Becken erhalten. Soweit bekannt

überwiegen bei Ravensburg feinkörnige lakustrine Sedimente, während bei Singen ein höherer Anteil von Schottern vorhanden ist.

Beide Stammbecken sind strahlenförmig umrahmt von D2-Zweigbecken. Darunter sind große Becken, die mit älteren (D2-D3) oder jüngeren Becken (D1-D2) verknüpft sind, und kleinere Becken, die nur die Illmensee-Fm repräsentieren. Ein Sonderfall ist das Schussen-Federseebecken, das als einziges alle drei Beckengenerationen umfasst (sowohl Stamm- als auch Zweigbecken). Um das Schussenbecken herum findet man die Kombination D2-D3 (das Isnyer Becken, das Waldburg-Wurzacher Becken sowie die Becken von Saulgau, Hoßkirch und Taubenried); weiter westlich nur D1-D2 (Fortsetzung des Salemer Beckens bis Pfullendorf, des Überlinger See-Beckens bei Orsingen). Auch für das Singener Becken und seine Zweigbecken ist bisher nur D2 in Verlängerung der D1-Becken erkennbar. Kleinere D2-Becken sind überall vorhanden (Maierhöfen bei Isny, Osterhofen, Eichen-Stafflangen, Ostrach, Illmensee usw.).

Viele der genannten Becken markieren Wasserscheiden in der heutigen Landschaft, oft die Rhein-Donau-Wasserscheide. Sie steuern den Verlauf des LGM-Stauchmoränenwalls, ihre Beckensedimente sind durch meist glaziale und fluviale Sedimente des jüngeren Kisslegg-Eisvorstoßes überdeckt. Zentrale Bereiche wie bei Ravensburg liegen sogar im Bereich der Tettang-Sfm. Auf geologischen Karten erscheinen sie daher oft nicht als Beckenlandschaft mit glaziolakustrinen Sedimenten, sondern als glaziale Sedimente oder Schmelzwasser-Sedimente dieser jüngeren Vorstöße. In der Topographie (im DGM) ist die ursprüngliche Beckenarchitektur trotz der Überdeckung oft noch erkennbar.

Der proximale Teil der D2-Diskontinuität ist durch die D1-Tieferlegung ausgeräumt, d.h. das inneralpine D2-übertiefte Alpenrheintal sowie seine Fortsetzung im Schussenbecken und Bodensee. Dabei ist die tiefergehende D1-Erosion jeweils links von den D2-Becken erfolgt.

Die **D3-Diskontinuität** ist in Abb. 5.5 dargestellt. Sie bildet die Basis der Sedimente der Dietmanns-Fm. Sie ist zum größeren Teil nur in Zeugenberg-Inseln und Halbinseln unter unterschiedlicher Bedeckung erhalten. Man kann unterschiedliche glaziale Becken und Moränengebiete unterscheiden. Größere zusammenhängende Gebiete mit D3 findet man nach NW am Übergang zur Schwäbischen Alb, und nach NE am Übergang zur Iller-Riss-Platte. Der Außenrand der D3 entspricht jenem der Vilsingen-Sfm, ihr Innenrand wird durch tiefere Lage der D2 und D1 markiert (hier ist die D3 nicht erhalten).

Tiefe D3-Becken sind nur im östlichen und zentralen Teil des Vergletscherungsgebiets nachgewiesen. Ein D3-Stammbecken deutet sich an im Schussenbecken bei Bad Waldsee. Zu den D3-Zweigbecken gehören das Isnyer Becken, das Waldburg-Wurzacher Becken, das Tannwald-Becken am Oberen Risstal, das Federseebecken, das Hoßkircher Becken sowie die Becken von Saulgau und Taubenried. Am besten durch Bohrungen erkundet ist das Hoßkircher Becken, die mächtigsten Dietmanns-Beckensedimente sind im Tannwald-Becken nachgewiesen.

Bei vielen der D3-Becken ist die Beckenform in der Topographie der Oberfläche nicht mehr erkennbar. Wenn die Dietmanns-Beckensedimente nur durch Einzelaufschlüsse belegt sind, hat man zwar einen Nachweis für ein D3-Becken, nicht aber für

seine Raumlage und Begrenzung. Heutige Topographie und die Geometrie der D3-Becken stimmen überein im distalen Teil des Wurzacher Beckens sowie wo immer eines der Becken unmittelbar an eine Deckenschotter-Erhebung angrenzt, z.B. am Südrand des Hoßkircher Beckens und am Ostrand des Tannwald-Beckens.

In einigen D2-Becken befinden sich im Liegenden der Illensee-Beckensedimente ältere quartäre Ablagerungen, die als Dietmanns-Beckensedimente eingestuft werden. Wie sehr die dadurch belegten D3-Becken geometrisch von den D2-Becken abweichen, ist meist nicht bekannt. Oft wird das D3-Becken durch die Ausräumung des D2-Beckens erweitert, z.B. im Isnyer Becken. Im Wurzacher Becken bei Dietmanns sind jedoch beide Becken in gleicher Breite ausgebildet, und an der Waldburg ist ein kleineres D2-Becken in ein größeres D3-Becken eingeschnitten.

Der N- bis NNW-Teil des Rheingletschergebiets gehört ebenfalls zum Vergletscherungsgebiet der Vilsingen-Sfm. Hier bilden jedoch nicht die wenig konsolidierten Sande und Mergel der Molasse die Felsoberfläche, sondern harte Kalke des Oberjura, deren Oberfläche mit etwa 3° nach SE einfällt. Mehrere Vorstöße des Rheingletschers überschreiten hier die Donau, deren verschiedene Täler steil in die Felsoberfläche eingeschnitten sind. Dazu kommen eher flach-beckenförmige Depressionen der Jura-Oberfläche. Beide sind durch glaziale, glaziolakustrine und fluviatile Sedimente von mitunter rasch wechselnder Mächtigkeit verschüttet. Ob die glaziolakustrinen Sedimentfallen in diesem Gebiet nur durch das gegenläufige Einfallen von Oberjura und Eis bedingt sind, oder auch subglaziale Übertiefungsimpulse wie bei den tiefen Becken eine Rolle spielen, ist bisher unklar. Ein größeres Blocksedimentvorkommen bei Meßkirch (WERNER 1975) kann als Hinweis auf einen Ausräumungsimpuls gedeutet werden. Falls überhaupt, handelt es sich um eine subglaziale Erosion, die von jener im Schussenbecken räumlich getrennt ist.

Das gilt auch für das Gebiet des Singener Beckens: es gehört ebenfalls zum Vereisungsgebiet der Vilsingen-Sfm, auch hier ist bisher kein D3-Becken im Untergrund nachgewiesen, aber dieses Gebiet liegt in der Hauptabflussrichtung zum Rhein. Angesichts der Größenordnung der Tieferlegung ist man zunächst geneigt, einen Teil der Ausräumung mit dem Dietmanns-Ausräumungsimpuls zu verknüpfen, andererseits legt die Linksdrehung des Rheingletschersystems nahe, dass die Erosion nach Westen später einsetzt. Verkompliziert wird hier die Situation durch die Möglichkeit, dass auch eine D3-Ausräumung von Westen (Walensee-Rheingletscher) möglich erscheint.

Das präglaziale Relief vor der Übertiefung, d.h. die Deckenschotter-Landschaft, ist in Abb. 5.6 skizziert. Diese „alte“ Landschaft lässt sich aus den Riedeln und Zeugenbergen der Deckenschotter unter der Annahme rekonstruieren, dass sie als fluviatile Ablagerungen ursprünglich in Tälern am Gebirgsrand abgelagert wurden. Im Hochrheintal, nördlich von Heiligenberg und auf der Iller-Riss-Platte sind diese alten Landschaftselemente noch vorhanden. Das höhere Gebiet an den ehemaligen Talflanken sowie die Verlängerung dieser Landschaft zu den Alpen müssen extrapoliert werden, z.B. im Bereich des Bodensee-Amphitheaters über die randalpine Übertiefung hinweg. Alpenseitig gibt es nur selten Relikte, an die man anknüpfen kann, z.B. an der Schweineburg bei Isny. Eine belastbare geologische Evidenz für die Deckenschotterlandschaft am Alpenrand und in den Alpen, aus der sich z.B. die

Größenordnung der durch die Ausräumung bedingte Isostasie abschätzen ließe, ist bisher nicht bekannt.

Am Höchsten bei Lichtenegg und am Schiener Berg bei Schrotzburg befinden sich jeweils im Liegenden von Mindel- bzw. Tieferen Deckenschottern zwei kleine über-tiefte Becken, die glaziale und glaziolakustrine Sedimente enthalten. Sie markieren den Beginn der subglazialen Übertiefung als Klima-gesteuerte Geodynamik, nicht jedoch den Beginn der Entwicklung des Bodensee-Amphitheaters, da sich beide Vorkommen im Liegenden von (Mindel bzw. Tieferen) Deckenschottern befinden.

Die hier zur Diskussion gestellten Geometrien der Hauptdiskontinuitäten und Deckenschotter beschränken sich auf den baden-württembergischen Teil des Rheingletschergebiets. Es fehlen die in Bayern, Vorarlberg und der Nordostschweiz gelegenen Teile des Vorlandgletschergebiets und die Verknüpfungen mit dem inner-alpinen Einzugsgebiet. Teilweise geht es nur darum, mit bereits vorhandenen Kartierungen der Felsoberfläche im Bereich subglazial übertiefte Täler zu korrelieren (z.B. WILDI 1984 u.a.), z.B. mithilfe einer fazieskundlichen Verknüpfung mit den Sedimenten und Formen der angrenzenden Moränenlandschaften. Schwieriger dürfte es werden, inneralpine Hauptdiskontinuitäten zu identifizieren, die als korre-lativ zu D2, D3 oder der alten Deckenschotterlandschaft gelten können. Es ist davon auszugehen, dass die Landschaftsveränderungen im alpinen Raum größer sind als im Vorland, z.B. auch durch isostatische Hebung, ausgelöst durch den Wechsel von fluvialer zu glazialer Abtragung (dieser Effekt müsste sich auch in der D1 der Alpen-täler zeigen). Eine Erweiterung des Bearbeitungsgebiets ist dringend erforderlich, wird aber nur gelingen können, wenn man sich grenzüberschreitend über die methodischen Grundlagen verständigt.

Eine grenzüberschreitende Bearbeitung des gesamten Rheinvorlandgletschergebiets ist auch Voraussetzung, wenn man eine **D0-Erosionsfläche** einer zukünftigen Beckenerosion ausarbeiten will. Je nachdem wie man den Trend fortschreibt, der in den oberschwäbischen Becken-Generationen erkennbar ist, resultiert eine mehr oder weniger weit nach Süden und/oder Westen verlagerte D0-Ausräumung. Im aktuellen Relief könnte sie z.B. nach Süden ins Thurtal reichen, nach Westen zur Mündung der Thur in den Rhein. Ob entsprechende Trends der Beckengenerationen in der Ostschweiz damit übereinstimmen, ist nicht bekannt.

Neben den Hauptdiskontinuitäten spielen auch die jeweils abgelagerten Sedimente eine wichtige Rolle. Wir gehen davon aus, dass die Deckenschotter-Paläotopo-graphie die Ausgangstopographie für den D3-Erosionsimpuls darstellt. Nach dieser Ausräumung wird die D3 durch Sedimente der Dietmanns-Fm verschüttet, wodurch nach und nach eine neue Paläotopographie entsteht, die eine Ausgangstopographie für den D2-Erosionsimpuls bildet. Nun wird die D2 durch die Sedimente der Illmensee-Fm verschüttet, wodurch eine wiederum neue Paläotopographie als Ausgangstopographie für den D1-Erosionsimpuls entsteht. Unsere aktuelle Land-schaft bildet einen Zwischenschritt bei der – dank geringer Geodynamik der holozänen Warmzeit zurzeit weitgehend unterbrochenen – Verschüttung der D1 dar, die sich bis zu und wohl auch während einem nächsten Eisvorstoß fortsetzen wird. Erst die dann entstandene zukünftige Topographie, in der z.B. der heutige Bodensee verlandet und durch fluviale und glaziale Sedimente überdeckt sein wird, ist Ausgangstopographie für den D0-Erosionsimpuls.

Um den künftigen D0-Impuls abzuschätzen, reicht es also nicht, nur den morphogenetischen Entwicklungsgang D3-D2-D1 fortzuschreiben, sondern man muss auch die nach den Ausräumungsimpulsen jeweils abgelagerten Sedimentpakete berücksichtigen. Letztere bestehen aus glazial-lakustrin-Sequenzen, die je nach Form und Funktion der verschiedenen Becken variieren. Im folgenden Kapitel werden Fallstudien einiger wichtiger Becken sowohl als Erosionsformen als auch bzgl. ihres Sedimentinhalts knapp dargestellt. Man erhält eine Systematik, die über die Unterscheidung der Stamm- und Zweigbecken hinausgeht. Welche Art D0-Becken wo zu erwarten ist, lässt sich dadurch besser konkretisieren als bei ausschließlich morphogenetischer Betrachtung.

5.3.3 Kartierung und Systematik einzelner Becken

Die traditionelle Einteilung in Stammbecken und Zweigbecken bezieht sich auf die räumliche Anordnung in einem Vorlandgletscher oder Gletscherlobus: im Zentrum das Stammbecken, radial davon ausgehend die Zweigbecken. Neben diesem „Normalfall“ gibt es in verschiedenen Varianten. So kann sich das Ende eines Zweigbeckens zu einem weiteren Unterzentrum entwickeln, um das herum sich ein eigener Kranz von Zweigbecken scharf. Umgekehrt gibt es auch den Fall, dass radial um ein Zentrum Zweigbecken angeordnet sind ohne Zentralbecken in der Mitte. Sowohl der Normalfall als auch die Varianten beziehen sich auf bestimmte Vergletscherungen mit subglazialer Beckenbildung, nicht eine Abfolge von Vergletscherungen.

Andere Becken sind weder Stamm- noch Zweigbecken. Z.B. befinden sich viele kleine und auch größere Becken auf Wasserscheiden wie der Rhein-Donau-Wasserscheide, also dem Übergang des Bodensee-Amphitheaters zur alten donauwärtigen Rampe. Ihre Position hat mit Großformen der Landschaft zu tun, ist also reliefgesteuert. Die Mehrzahl dieser Becken ist während einer Vergletscherung ausgeräumt. Sie alle bestimmen jedoch die Lage der Schmelzwasserüberläufe in einer nächstfolgenden Vergletscherung und steuern die Richtung von Eisvorstößen und Moränenwällen. Am Beginn vieler Schmelzwassertäler findet man diese Art durch jüngere Sedimente überdeckter älterer glazialer Becken.

Einige große Zweigbecken sind im Zuge mehrerer Eisvorstöße entstanden, d.h. sie wurden mehrfach ausgeräumt und mit Beckensedimenten gefüllt. Wenn ein starker Vorstoß ein Becken ausräumt, und ein weniger starker Vorstoß nachfolgt, dann sind in der Regel die Sedimente beider Vorstöße erhalten. Im umgekehrten Fall (erst kleinere, dann größere Vergletscherung) ist das Erhaltungspotential für die älteren Beckensedimente gering. Welcher Effekt vorherrscht, hängt mit der Position innerhalb des Amphitheaters ab: in seitlich gelegenen Becken schwächen sich die jüngeren Vorstöße eher ab, während sie sich in der Haupt-Vorstoßrichtung eher verstärken. Dieser Effekt ist besonders deutlich, wenn ein Stammbecken mit einem Zweigbecken verknüpft wird oder umgekehrt.

Eine weitere Unterscheidung betrifft die Funktion der Becken als Sedimentfallen bzw. für den Durchtransport von Sedimenten: der Transportweg der Sedimente verläuft aus den intramontan übertieften Tälern über die jeweiligen Stammbecken in eines der beiden großen Schmelzwassertäler (Donau, Rhein). Im Gegensatz dazu erhalten die Hochgebiete neben den Becken mit ihrem „deformable bed“ kaum neue Sedimente zugeführt. Die aus der Deformation entwickelten Moränenformen

(Rogenmoränen, Drumlins, Flutes) dokumentieren Unterschiede in der Fließdynamik des Gletschers. Es ist zu erwarten, dass sie sich auf die Formen angrenzender Becken auswirken. Dabei scheint das generelle Gefälle des Untergrunds – nach außen oder nach innen – von Bedeutung zu sein.

Die vielerlei Möglichkeiten, Becken zu klassifizieren, illustriert die folgende „Datensammlung“ verschiedener Becken aus dem baden-württembergischen Rheingletschergebiet. Ordnungs-Kriterien sind die genannten Merkmale, also Beckengeneration, Position im Gletscherlobus, Abhängigkeit vom Relief, Anzahl der Ausräumungs-Impulse und der Fazies und Gliederung der Beckensedimente und jüngerer Überlagerung. Die Aufzählung ist nicht vollständig, die Ausarbeitung skizzenhaft, und eine Erweiterung zu landesgeologischen Fallstudien steht noch aus.

5.3.3.1 *Das Obersee-Stammbecken und seine Zweigbecken*

Das Obersee-Stammbecken ist ein D1-Becken mit einer Füllung aus Sedimenten der Hasenweiler-Fm. Es enthält weder ältere Diskontinuitäten noch ältere Sedimente. Angesichts der großen Tieferlegung von bis zu einem Kilometer gegenüber der alten Deckenschotter-Landschaft wäre es auch höchst unwahrscheinlich, wenn hier alte Elemente in Superposition erhalten wären. Gut möglich jedoch, dass ältere Sedimentpakete nur gering verändert umgelagert wurden und einen Teil der jungen Beckenfüllung bilden.

Die jeweilige Funktion der anderen Becken in Bezug zur Landschaftsentwicklung deutet sich u.a. an in ihrem Verhältnis zum Obersee-Stammbecken. Das betrifft die Übergänge, Ausräumtiefen, Funktion in der Schmelzwasser-Hydrographie, Sedimenttransport und Sediment-Ablagerung. Hier unterscheiden wir große Zweigbecken (mehrere Vorstöße), kleine Becken im Allgäu und kleine Becken im nordwestlichen Bodenseeraum.

Zunächst also vier große Zweigbecken:

- Das Schussenbecken (Abb. 5.7) ist vom Obersee-Stammbecken durch eine kräftige Stufe in der Felsoberfläche geschieden und enthält, soweit bisher bekannt, in seinem gesamten Verlauf nach Norden selten mehr als 100 m Hasenweiler-Beckensedimente. Damit erreicht es bei weitem nicht Tiefe und Sedimentmächtigkeit wie das Stammbecken. Als D1-Zweigbecken folgt es jedoch einer Richtung, die durch die D2- und D3-Stammbecken vorgegeben ist, die sich nach Osten und Norden anschließen. Nach Westen grenzt es an ein Hochgebiet mit hochreichender Molasse. Seine Geometrie entspricht dem, was aus der Topographie zu erwarten ist.

Als D1-Ausräumungsform und mit Hinblick auf den unteren Teil seiner Sedimentfüllung ist das Schussenbecken ein Süd-Nord-orientiertes glaziales Element, mit Schmelzwasser-Abfluss durch das (Obere) Risstal zur Donau. Als Eisstausee mit einem – entsprechend dem Niederschmelzen des stagnierenden und zum Teil aufschwimmenden Gletschers – immer tieferem Seespiegel gehört es zu einem von Ost nach West verlaufenden, mehr oder weniger eisrandparallelen Entwässerungssystem (Argen-Urstromtal). Davon zeugen auf der Ostseite des Schussenbeckens mehrere kleine und kurzlebige

Delta-Vorbauten, z.B. bei Weingarten und Liebenau, und als Fortsetzung an der Westseite des Beckens entsprechend hoch gelegene Abflusstäler, die sich bis zum Hochrheintal verfolgen lassen. Mit dem weiteren Absinken des Seespiegels bis zum heutigen Bodensee-Niveau entwickelt sich das Schussental, das von Nord nach Süd in den Bodensee gerichtet ist. Teile des Argen-Urstromtals werden zu Seitentälern der Schussen (Wolfegger Ach, Schwarzach u.a.), mit Schwemmkegeln bis zu großen Fan-Systemen an ihrer Mündung ins Schussenbecken.

- Das Salemer Becken ist vom Stammbecken durch eine Schwelle aus hoher Molasse und wenigen Metern Till und drumlinisierten Schmelzwassersedimenten geschieden. Als D1-Becken endet es zwischen Frickingen und Taisersdorf, von hier setzt es sich als D2-Becken bis Pfullendorf fort. Die Mächtigkeit der Beckensedimente schwankt stark: soweit bekannt, beträgt sie um etwa 50 m, maximal 100 m, diese Werte sind jedoch möglicherweise zu gering. In der Umrahmung des Salemer Beckens sind nach Süden bis zum Überlinger See korrelative Drumlinfelder über Molasseanhöhen entwickelt. Dagegen befindet sich nach Norden ein Anstieg von mehreren hundert Metern zur – in Resten noch vorhandenen – alten Deckenschotterlandschaft von Heiligenberg und Höchsten. Im proximalen Teil des Beckens etwa bis Salem erstrecken sich hier verschiedene Drumlinfelder und andere Reliefformen eines deformable bed (z.B. an den Hängen des Gehrenbergs), weiter distal sind steilere Molassehänge entwickelt. Die hier vorhandenen eiszeitlichen Umlagerungssedimente bestehen fast ausschließlich aus Molassematerial. Sie dokumentieren einen entsprechenden Sedimenttransport ins Becken mit der Folge, dass die Beckensedimente einen besonders hohen Anteil an Molassematerial enthalten. Hier besteht die Gefahr, diese Beckensedimente in Bohrungen fehlerhaft als Molasse anzusprechen.

Das Argen-Urstromtal quert auch das Salemer Becken. Es verläuft zunächst auf seiner Nordseite bei Deggenhausen und setzt sich auf der Südseite Richtung Owingen und von dort im Mahlspürer Tal zum Überlinger See-Becken fort.

- Das Überlinger See-Becken: seine D1-Fläche geht, soweit bekannt, ohne Schwelle aus dem Stammbecken hervor. Die Beckenflanken sind hier besonders steil. Bei Sipplingen ist ein großes Rutschschollen-System entwickelt. Insbesondere hier sind in den Beckensedimenten hohe Anteile von Molassematerial zu erwarten. Es gibt zwar keine Bohrungen, aber eine Art subaquatischer Fan in der aktuellen Oberfläche der Sedimentfüllung bildet den erhöhten Sedimentinput ab.

Das D1-Becken reicht bis kurz vor Orsingen, weiter nach NW schließt sich ein eher kleiner Stummel eines D2-Beckens an.

Das Argen-Urstromtal mündet aus dem Stockacher Aachtal von Norden ins Überlinger See-Becken und setzt sich im Stahringer Tal nach Süden fort. Ein älterer Überlauf nach Süden befindet sich zwischen Wahlwies und Steißlingen.

- Das Untersee-Becken mit Zellersee- und Gnadensee-Becken (Abb. 5.8): Auch am Übergang der D1-Fläche vom Stammbecken zu den Untersee-Becken ist keine Schwelle erkennbar. Durch diese Becken, zwischen Bodanrück und Seerücken, führt der Sediment-führende Abfluss des Rheinsystems, der zum Hochrhein gerichtet ist, mit der Folge, dass die Beckenfüllung hier an vielen Stellen durch subglaziale Vorbau-Sequenzen dominiert wird. Dazu gehören das Mettnau-Os, Teile der Reichenau, und insbesondere die Sedimente bei Konstanz, durch die hier heute sogar ein fluvialer Abschnitt, der Seerhein, vorhanden ist. Nur im schmalen, zwischen Schiener Berg und Seerücken nach SW gerichteten Unterseebecken sind keine Vorbau-Sequenzen bekannt. Vermutlich erfolgt hier ein Sediment-Durchtransport.

Das D1-Becken vom Zellersee grenzt nach Westen an das Singener Becken, ein zentrales D2-Becken (Stammbecken) mit davon ausgehenden Teil- oder Zweigbecken. Der Verlauf des Argen-Urstromtals ist hier unklar: entweder den D2-Becken folgend bis Ramsen und von dort nach Süden zum Hochrheintal, oder östlich vom Schienerberg durch den Untersee.

In diesem durch starkes Relief geprägten Gebiet ist der Außenrand des Tettang-Eisvorstoßes unklar. Es spricht einiges dafür, dass er weiter nach Westen reicht als die traditionelle Randlage bei Stein am Rhein. Hier ist eine Neukartierung erforderlich, die grenzüberschreitend erfolgen und das Thurtal und die jeweils angrenzenden Moränenlandschaften einbeziehen sollte.

Die Übergänge vom Stamm- in die Zweigbecken sind also am Untersee und Überlinger See ohne größere Stufe, am Schussenbecken als kräftige Stufe, und am Salemer Becken als Moränenschwelle ausgebildet. Die extern anschließenden D2-Becken (bzw. die Teile davon, die außerhalb der D1-Becken liegen) sind nach Norden größer als nach Westen im Überlinger See-Becken. Das Singener Becken ist als neues Stammbecken hier ein Sonderfall.

Sieben kleine D1-Becken (Abb. 5.7, 5.9-10) liegen zwischen Schussenbecken und der bayerischen Landesgrenze innerhalb der Drumlinlandschaft. Sie lassen keinen Bezug zum Stammbecken erkennen. Ihre Sedimentfüllung besteht aus wenigen 10er Metern glaziolakustrinen und lakustrinen Feinsedimenten sowie progradierend abgelagerten Sanden und Grobsedimenten.

Alle diese Becken beginnen am aktuellen oder einem früheren Talstück der Argen. Zwar ist das Argen-System flussgeschichtlich eine proglaziale Entwicklung, die mit dem Niederschmelzen der letzten Eisbedeckung einhergeht. Die offensichtliche räumliche Verbindung mit den subglazialen Becken deutet jedoch auf eine vorausgehende gemeinsame subglaziale Anlage hin, z.B. in einer Art Tunneltal-System, aus der sich beim Niederschmelzen des Eises zunächst ein proglaziales Urstromtal und schließlich das heutige, „zentripetale“ Flusssystem entwickeln. Als mögliche Evidenz für das Tunneltalsystem kommen hohe Argental-Terrassen in Betracht.

Zusammen deutet sich eine radiale Ausrichtung dieser Becken an, die allerdings nicht von einem Zentralbecken, sondern einem zentralen Talsystem ausgehen. Die Becken wurden daher sicherlich nicht gleichzeitig, sondern, wahrscheinlich von innen

nach außen, eines nach dem anderen ausgeräumt und teilweise wieder gefüllt (diese Höherauflösung der Beckenausräumung gilt sinngemäß vermutlich auch für Zweigbecken mit zentralem Stammbecken). Unklar ist, welche Ordnung von Klimazyklen die höher aufgelösten Impulse kontrolliert (wenige Jahrzehnte?).

Von Ost nach West handelt es sich um folgende Elemente:

- Am kleinsten und am weitesten flussauf gelegen ist das Becken bei Handwerks. Es ist vom Oberen Argental ausgehend nach SE gerichtet und inzwischen stark fluvial überprägt.
- Etwas westlich davon folgt nach NE in Richtung Argenbühl das Gießbach-Becken (Abb. 5.9). Es ist geomorphologisch gut erkennbar. Zwar sind keine Bohrungen bekannt, jedoch mehrere kleine Aufschlüsse in Bachtobeln zum Gießbach mit unterkonsolidierten lakustrinen Feinsedimenten des D1-Beckens, und südöstlich darüber überkonsolidierte Feinsedimente und Diamikte eines älteren, vermutlich D2-Beckens (Deformationstill aus Illmensee-Beckensedimenten, Übergang zum Isnyer Becken). Auch an der NW-Seite sind glaziale Sedimente kartiert; stellenweise ist Molasse in geringer Tiefe zu erwarten (bisher nicht aufgeschlossen).
- Im Stadtgebiet von Wangen folgt das NNE gerichtete Oflings-Becken. Seine Schichtenfolge ist durch einige Bohrungen bekannt. Das Becken geht aus vom Oberen Argental und wird vom Tal der Unteren Argen schräg durchschnitten. Warum hier das Untere Argental nicht dem Weg durch das Becken folgt, ist unklar. Es zeigt jedoch, dass nicht die Argen sich entlang der Becken eingeschnitten hat, sondern die Becken aus dem subglazialen Vorläufer hervorgehen.
- Am Westrand von Wangen folgt das Karsee-Becken (Abb. 5.10). Es beginnt im Bereich des Unteren Argentals und ist ziemlich genau nach Norden gerichtet. An seiner Westseite sind mehrere Os-Strukturen entwickelt, die in Kiesgruben und Bohrungen aufgeschlossen sind (FIEBIG 1995, 2003, Gutachten LGRB (2001).
- Das nun folgende Becken von Amtzell befindet sich etwas nördlich vom Zusammenfluss von Oberer und Unterer Argen und weist ebenfalls nach Norden. In der Geola-Karte (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015) sind hier die Hasenweiler Beckensedimente nicht an der Oberfläche kartiert und abgegrenzt, stattdessen allgemein „Hasenweiler-Fm“. Soweit topographisch erkennbar, beginnt das Becken nicht am heutigen Argental, sondern am Schwarzachtal, einem früheren Argenlauf (der bei Liebenau mit einem Delta in den Schussen-Eisstausee mündete). Aus Bohrungen sind bei und nördlich von Amtzell mehrere Beckensequenzen aus waterlain till und laminierten Feinsedimenten nachgewiesen.
- Das größte und letzte Becken dieser Reihe ist das Tannauer Becken (Abb. 5.7). Es setzt sich aus zwei Teilen zusammen, einem höheren, älteren, nördlichen, nach NNE gerichteten, und einem tieferen, jüngeren, südlichen, nach NNW gerichteten Teil. Beide sind durch eine Geländestufe von etwa 30 m voneinander getrennt. Der Nordteil geht aus vom Schwarzachtal, das als alter Argenlauf diesen Teil des Beckens quert (Argen-Urstromtal). Der Südteil

beginnt bei Laimnau im heutigen Argental. Vermutlich entstand das Tannauer Becken in zwei Ausräumsschritten: der Nordteil ausgehend vom Schwarzachtal (ähnlich wie das benachbarte Becken von Amtzell), und unabhängig davon der Südteil ausgehend vom heutigen Argental. Wie es zur Verbindung von Süd- und Nordteil kam, ist noch in Diskussion.

Einige weitere, eher kleine D1-Becken sind ebenfalls abgesetzt vom Obersee-Stammbecken. Ihre Position ist durch älteres Relief vorgezeichnet: Die beiden nach Norden gerichteten Becken von Hasenweiler und Deggenhausertal schließen intern an D2-Becken an, das nach Westen gerichtete Mindelsee-Becken befindet sich im äußeren Teil des D2-Beckens:

- Das Hasenweiler Becken ist ein typisches D1-Becken westlich der Schussen. Es ist in der Topographie gut erkennbar; seine Umrahmung durch seitliche Kamesterrassen bzw. Terrassenleisten sowie die Schwelle zu den älteren Becken bei Wilhelmsdorf entspricht morphostratigraphisch der Inneren Jungendmoräne; und es enthält eine typische Beckenfüllung aus glaziolakustrinen und lakustrinen Sedimenten. Die aktuelle Oberfläche besteht aus periglazialen Sedimenten, die als Fans aus den angrenzenden Molasse-Hochgebieten umgelagert sind. Ein progradierender alpiner Sedimentinput fehlt, nachdem unmittelbar südlich angrenzend die Landschaft deutlich abfällt. Nach Norden folgen das große D2-Becken des Pfrunger Rieds sowie die D3-Becken von Taubenried und von Hoßkirch. Das Hasenweiler Becken ist als Typlokalität für die Hasenweiler-Fm definiert (DSK 2011 ff. - Litholex).
- Das Deggenhausertal-Becken ist besonders tief eingeschnitten zwischen die Deckenschotterplateaus von Heiligenberg und Höchsten (bis zu 300 m). Es ist in seinem oberen Bereich als D2-Becken, weiter südlich als D1-Becken angelegt, der Übergang ist durch kräftige Rutschungen an den Talhängen kenntlich. Der D2-Teil ist ein vergleichsweise kleiner Stummel, was vermutlich dem kräftigen Relief geschuldet ist. Heute verläuft die Deggenhauser Aach in diesem übertieften Tal, folgt sodann dem Ost-West verlaufenden Argental bis ins Salemer Becken, und von dort zusammen mit der Salemer Aach bis zur Mündung in den Bodensee bei Immenstaad.
- Auf dem Bodanrück zwischen Überlinger See und Untersee befindet sich das Mindelsee-Becken. Es ist als D2-Becken angelegt, in das ein D1-Becken eingeschnitten ist (d.h. das D2-Becken liegt nicht extern, sondern seitlich versetzt). Durch seine Hochlage und dadurch bedingt kleinem Sediment-Einzugsgebiet ist es noch nicht verlandet.

Ohne Verbindung zu D2-Becken sind die D1-Becken bei Owingen, Deisendorf und Uhdingen-Mühlhofen. Ähnlich verschiedene Interdrumlin-Becken in stark reliefierten Drumlinfeldern; z.B. der noch nicht vollständig verlandete Schleinsee. In einigen Fällen ist unklar, ob es sich um eine Interdrumlin-Hohlform (Teil einer deformable bed-Fläche) oder ein kleines subglazial ausgeräumtes Becken handelt (z.B. der Schlossweiher bei Ratzenried).

5.3.3.2 Ältere Becken (D2, D3)

Das aktuelle Bodenseebecken entspricht nicht den D2- oder D3-Stammbecken des Rheingletschers in Oberschwaben. Nachdem die älteren Vergletscherungen weiter nach außen (Norden) reichen als jüngere, ist auch das D2-Stammbecken weiter außen zu erwarten als das D1-Stammbecken, und analog das D3-Stammbecken weiter außen als das D2-Stammbecken. Eine als D2-Stammbecken deutbare Struktur ist an den Schultern des D1-Schussenbeckens zu erkennen, vor allem an seiner Ostseite zwischen Friedrichshafen und Ravensburg. Die Entwässerung von hier, einschließlich aller umgebenden Zweigbecken, ist zur Donau gerichtet (z.B. ELLWANGER et al. 2011b). Das gilt auch für das noch weiter extern (etwa bei Bad Waldsee) gelegene D3-Stammbecken.

Ein zweites D2-Zentralbecken (je nach Lesart ein sekundäres Stammbecken oder ein großes Zweigbecken mit eigenem Kranz von Becken) befindet sich bei Singen, seine Entwässerung ist zum Hochrhein gerichtet. Ein D3-Becken ist hier bisher nicht nachgewiesen (entsprechende Hinweise in ELLWANGER et al. 2003, 2011a konnten bei einer späteren Überprüfung, HAHNE et al. 2012, nicht verifiziert werden).

Wie oben dargestellt, gehen wir davon aus, dass das Bodensee-Amphitheater seit der alten Deckenschotter-Rampe in drei Schritten ausgeräumt wurde, mit einer extrapolierten Deckenschotter-Höhe über dem Bodensee bei 1000 m NN, und einer D1-Ausräumung bis 0 m NN. Daraus mittelt sich für die D2 eine Höhe von ca. 400 m NN, und für D3 ca. 700 m NN. Das entspricht recht gut der für D2 kartierten Höhe im Hinterland von Friedrichshafen und Tettnang (entsprechende Sedimente sind östlich vom aktuellen Schussenbecken erhalten, z.B. bei Ravensburg). Für weiter extern gelegene Bereiche sind diese Werte nicht übertragbar, z.B. liegt die D2 im Singener Becken etwas tiefer, ebenso das D3-Stammbecken bei Bad Waldsee.

Unterschiedliche Übergänge zwischen Stamm- und Zweigbecken wie in der D1 sind auch in der D2 erkennbar. Neben den Stammbecken unterscheiden wir große Zweigbecken aus mehreren Ausräum-Ereignissen, kleinere Becken an der Wasserscheide, und andere, meist kleine Becken. Die beiden großen D2-Zweigbecken östlich der Schussen sind mit D3-Becken kombiniert, jene auf der Westseite mit D1-Becken. Das Schussenbecken ist aus allen drei Beckengenerationen zusammengesetzt (D1, D2 und D3); nach Westen folgt das Pfrunger Ried-Becken (D2), und das Hoßkircher Becken (D3), jeweils mit deutlichen Schwellen zum Schussenbecken und aus unterschiedlicher Richtung ausgeräumt (D2 von Süden, D3 von Osten kommend). Diese Verteilung hat mit der Reorientierung des Rheingletschers von der Donau zum Rhein zu tun.

Anders als bei den jungen D1-Becken ist der interne Teil der D2- und D3-Becken-sedimente von jüngeren glazialen und fluvialen Ablagerungen überdeckt. Soweit die Großformen topographisch noch erkennbar sind, handelt es sich um Beckenlandschaften mit glazialen und fluvialen Kleinformen (Moränen, Terrassen) an der Oberfläche, d.h. in der geologischen Karte sind letztere dargestellt. Die Kleinformen sind teilweise entsprechend der Becken-Großform orientiert (z.B. Kamesterrassen), teilweise durch die Gletscher- und Schmelzwasserdynamik (z.B. Drumlins).

Im Einzelnen handelt es sich um folgende Becken bzw. Beckenlandschaften:

- Beckenlandschaft um Isny, Leutkirch und Arnach (Abb. 5.11): charakteristisch für dieses Gebiet ist der starke topographische Gegensatz zwischen der tiefliegenden Niederterrassen- und Jungmoränenlandschaft und den Hochgebieten aus Adelegg-Bergland, Deckenschotter-Zeugenbergen und der „alten“ Deckenschotter-Riedellandschaft, die nördlich von Schloß Zeil beginnt und als Iller-Riss-Platte bezeichnet wird.

Die Sedimente der Niederterrassen und Jungmoränen stammen vom Eisvorstoß der Kisslegg-Sfm. Die Jungmoränen stellen eine typische Eiszerfallslandschaft dar, in der gescherte Diamikte und überschiffene Hügel des Eisvorstoßes überdeckt sind durch Sedimente und Formen eines stagnierenden Gletschers. Zusammen bilden sie eine Tillsequenz, besonders charakteristisch ausgebildet in der Umgebung von Kisslegg (daher wurde hier die Typlokalität festgelegt). Die Eiszerfallslandschaft wird eingerahmt von der LGM-Randlage, die bei Arnach und Leutkirch als markanter Stauchendmoränen-Gürtel entwickelt ist, weiter nach Süden bei Isny jedoch unscheinbar und abschnittsweise unter Hangschutt der Adelegg begraben. Dazu kommen große Niederterrassen-Flächen, die bei Arnach und Leutkirch außerhalb LGM hydrographisch zu Iller und Donau gerichtet sind, bei Isny innerhalb LGM zu Argen und Rhein. Ihre fluvialen Sedimente stammen teils unmittelbar vom angrenzenden Rheingletscher, teils als Überlauf aus dem Wurzacher Becken (Rheingletscher-Niederterrassenschotter), teils aus dem Bergland (Schotter von Argen, Eschach, Kürnach).

Erst unter dem Sedimentpaket der Kisslegg-Sfm und den Niederterrassenschottern folgt die Sedimentfüllung der subglazial übertieften Becken und Rinnen aus der D2-Ausräumung. Vom Jungmoränengebiet ausgehend sind mehrere nach Osten und Norden gerichtete Teilbecken ausgebildet (z.B. bei Reichenhofen, auf die Eschachmündung zielend, am Badsee u.a. Dazu das Isnyer Becken, das sich zu einem Zentralbecken entwickelt hat. Sie alle enthalten v.a. Sequenzen glaziolakustriner und lakustriner Sedimente. Das ändert sich im Bereich von LGM und davor, wo es ein subglazial-fluviales Rinnensystem mit entsprechenden Schottern gibt (tiefe Aitrach-Rinne und Argen-Eschach-Rinne zur Donau, dazu mit etwas anderer Genese im Isnyer Becken die Argen-Aach-Rinne zum Rhein, vgl. HGK 1989, 2010). Das Isnyer Becken ist zusätzlich von mehreren kleinen D2-Zweigbecken umrahmt, durch ihre Lage unmittelbar am Hangfuß mit kolkförmigen Umrissen. Ihre Sedimentfüllung besteht am Fuß der Adelegg aus Schottern, sonst aus lakustrinen Sequenzen.

Die Sedimentfüllung der D2-Becken und -Rinnen sowie die darüber folgenden Tillsequenzen der Kisslegg-Fm und Niederterrassenschotter bilden gemeinsam das Sedimentpaket der Illmensee-Fm. Ob die D2-Becken bis zur Felsoberfläche (Quartärbasis) ausgeräumt sind (Grenze zwischen Molasse und Illmensee-Fm), oder ältere quartäre Sedimente der Dietmanns-Fm das Liegende bilden, ist an vielen Stellen nicht erwiesen. Punktuelle Nachweise für ältere Sedimente sind bekannt vom zentralen Teil des Isnyer Beckens, vom Badsee-Becken und vom Arnacher Becken.

Die Eisvorstöße der Dietmanns- und Illmensee-Fm gehen jeweils bis an den Fuß des Berglandes. Das führte hier jeweils zu einer kräftigen Seitenerosion

mit der Folge, dass der Hangfuß immer weiter nach außen (Osten) verschoben wurde. Der D3-Vorstoß reicht dadurch im Isnyer Becken weniger weit nach außen, als der D2-Vorstoß, an einigen Stellen ging sogar der Kisslegg-Vorstoß am weitesten. Im Bereich der Eschach/Kürnach-Mündung ist der Beckenrand so weit nach Osten versetzt, dass die Schotter eines älteren Eschachtals angeschnitten wurden. Sie stehen terrassenstratigraphisch zwischen den Deckenschottern und den Illmensee-Schottern der übertieften Rinnen.

- Das Waldburg-Wurzacher Becken (Abb. 5.12) beginnt südwestlich des Waldburgrückens und erstreckt sich nach NE bis in den Raum Dietmanns. Es handelt sich um ein D3-Becken, das, außer an seinem distalen Ende, mehr oder weniger stark als D2-Becken überprägt ist. Sein proximaler Teil ist das Waldburg-Becken. Es beginnt im Gebiet der Waldburg und setzt sich entlang des Waldburgrückens, einer Verlängerung der LGM-Endmoräne, fort. Sein distaler Teil entspricht dem Wurzacher Becken, das auf beiden Seiten in Deckenschotter-Hochgebiete der Iller-Riss-Platte eingeschnitten ist. Zwischen den beiden Teilen ist das Wolfegger Achtal eingeschnitten.

Unmittelbar bei Waldburg ist durch zwei Bohrungen ein D3-Becken unmittelbar an der Burg nachgewiesen, in das, etwas seitlich nach Osten versetzt, ein D2-Becken nicht ganz so tief eingeschnitten ist. Die Sedimentfolge besteht im Bereich der Burg aus Dietmanns-Beckensedimenten, einer Tillsequenz der Scholterhaus-Sfm, einem Till der Dürmentingen-Sfm und den Sedimenten des Waldburgrückens. Im Bereich des D2-Beckens östlich des Waldburgrückens ist nur der untere Teil der Dietmanns-Beckensedimente erhalten. Ihr oberer Teil und die Scholterhaus-Tillsequenz sind ausgeräumt und durch Dürmentingen-Beckensedimente wieder erfüllt, die zusammen mit dem Dürmentingen-Till an der Burg als „genetische Sequenz nicht in Superposition“ interpretiert werden. Darüber sind glaziale und Schmelzwasser-Sedimente der Kisslegg-Sfm abgelagert. Das D2-Becken ist also in Dietmanns-Beckensedimente eingeschnitten. Es ist, trotz seiner Überdeckung und im Gegensatz zum D3-Becken, geomorphologisch erkennbar. Der Waldburgrücken gilt traditionell als Mittelmoräne zwischen „Schussen- und Argenlobus“. Stratigraphisch gehört sie zur Kisslegg-Sfm und wird oberhalb der D2-Erosion eingestuft. Der Rücken ist von seiten des Schussenbeckens abgelagert und z.T. aufgestaucht, also genetisch eine Seitenmoräne des Schussenlobus. Dies entspricht auch den glaziotektonischen „strike slip“-Mustern, die als Tälchen entlang des Rückens erkennbar sind.

Für die Fortsetzung der beiden an der Waldburg identifizierten Becken gibt es zwei Lesarten: bei der einen setzt sich das Becken nach Norden fort (in der Karte der Felsoberfläche erkennbar, Abb. 5.2), die LGM-Seitenmoräne läuft schräg (= „quer“) zum Becken, ähnlich wie bei vielen D2-Becken an der Rhein-Donau-Wasserscheide. Die andere verbindet das Waldburg-Becken nach Nordost mit dem Wurzacher Becken.

Das Wurzacher Becken ist in der aktuellen Topographie als übertieftes Becken bzw. Tal erkennbar. Seine Sedimentfüllung gehört überwiegend in die Illmensee-Fm. Auch hier sind unter der D2 stellenweise ältere glaziale und

lakustrine Sedimente der Dietmanns-Fm durch Bohrungen nachgewiesen, jedoch anders als an der Waldburg: soweit erkennbar ist das D2-Becken breiter als das D3-Becken, d.h. das D2-Becken ist überwiegend in Molasse eingeschnitten, und die D3 nur eingeschachtelt im Beckentiefsten und hoch über dem Becken in der angrenzenden Moränenlandschaft erhalten. Genetisches Szenario: (i) Tiefe Ausräumung des schmalen D3-Beckens, (ii) Sedimenteintrag auch gravitativ von den Beckenschultern (Dietmanns-Fm), dabei Verbreiterung des Beckens; Hauptabfluss nach Norden (Dietmanns-Schotter bei Eggmannsried), (iii) weniger tiefe aber breitere Ausräumung des D2-Beckens, (iv) Sedimenteintrag (Illmensee-Fm), zunächst Illmensee-Beckensedimente, dann, von proximal nach distal, Sedimente des LGM-Stauchendmoränenwall, des Rohrsee-Gletscherlobus (Vorstoß zum Supermaximalstand), Niederterrassenschotter und junge Riedsedimente.

Auf der proximalen Seite des Wurzacher Beckens ist eine bis zu 5 m mächtige Bodenbildung aufgeschlossen, die „Altanner Serie“. Falls nicht umgelagert, repräsentiert sie vermutlich das Zeitintervall zwischen Vilsingen-Sfm und Scholterhaus-Sfm, ist also Teil der Dietmanns-Fm.

Auf der distalen Seite des Wurzacher Beckens endet das D2-Becken am Altmoränen-Innenwall bei Dietmanns (Randlage der Dürmentingen-Sfm). Ab hier (daher Dietmanns als Typlokalität) setzt sich das D3-Becken noch einige Kilometer nach NE fort: zunächst folgt ein Abschnitt, in dem die Beckensedimente überdeckt sind durch glaziale und fluviale Sedimente der Scholterhaus-Sfm. Am distalen Ende grenzt das Becken an Mindel-Deckenschotter, die durch mächtige periglaziale Umlagerungssedimente überdeckt sind. Ob es dazwischen auch einen Bereich gibt, wo die Beckensedimente nur durch Umlagerungssedimente bedeckt sind, ist unklar.

Auf jeden Fall reicht im Wurzacher Becken das D3-Becken weiter nach außen als das jüngere D2-Becken. Einen ähnlichen Trend sieht man auf den benachbarten Deckenschotter-Hochgebieten. Hier sind glaziale Sedimente nicht nur der Vilsingen-Sfm (korrelativ zur D3-Ausräumung), sondern auch von zwei älteren Eisvorstößen des Rheingletschers überliefert: der Steinhausen-Sfm (ältester bisher bekannter middlepleistozäner Eisvorstoß = Hauptvorstoß des Hoßkirch-Doppelzyklus, vgl. Kap. 3), und, am weitesten außen gelegen, der unterpleistozäne Till von Unterpfaufenwald (Sfm). Sie dokumentieren die älteste Moränenlandschaft des Rheingletschergebiets.

- Das Schussenbecken setzt sich zusammen aus allen drei Beckengenerationen:
 - einem D1-Zweigbecken mit Hasenweiler Beckensedimenten (Kap. 5.3.3.1). Es beginnt am Obersee-Stammbecken und reicht nach Norden ungefähr bis Bad Waldsee;
 - einem mehrteiligen D2-Becken mit Illmensee-Beckensedimenten. Es beginnt im Bereich der Tettlinger Drumlinfelder als D2-Stammbecken, gegenüber dem D1-Becken etwas nach Osten versetzt. Nördlich von Bad Waldsee teilt es sich auf in drei Zweigbecken: ein großes nach NNW

(Federseebecken, Abb. 5.13), und zwei kleinere nach Norden (Eichen-Stafflanger Becken), und nach NNE (Risstalbecken);

- o einem ebenfalls mehrteiligen D3-Becken mit Dietmanns-Beckensedimenten, mit einem Stammbecken nördlich von Bad Waldsee, das sich nach Norden fächerförmig verbreitert und in zwei Zweigbecken aufteilt: am weitesten nach Norden erstreckt es sich im Federseebecken (Abb. 5.13), seine größte Sedimentmächtigkeit erreicht es im Tannwald-Becken am Ostrand des Schussenbeckens (Abb. 5.14).

Als Reliefform lässt sich das Schussenbecken vom Obersee bis zu den distalen Enden der Zweigbecken zunächst als D1-Becken, nördlich von Bad Waldsee als D2-Becken durchgängig verfolgen. Einige D2-Beckenteile und alle bisher identifizierten D3-Beckenelemente sind jedoch topographisch nicht erkennbar.

Dazu gehören südlich von Bad Waldsee größere D2-Beckenteile an der östlichen Schulter des D1-Beckens. Punktuell ist hier auch die D3-Beckengeneration nachgewiesen (Bohrungen). Weiter nördlich befindet sich auf der östlichen Seite des Schussenbeckens das Tannwald-Becken (D3) mit über 100 m mächtigen Dietmanns-Beckensedimenten, während auf der Westseite das Federseebecken überwiegend Sedimente der Illmensee-Fm enthält (im Liegenden der D2 meist Molasse, an wenigen Stellen auch Dietmanns-Beckensedimente, ähnliche Architektur und Genese wie im Wurzacher Becken). Generell reicht die D2 im Schussenbecken weiter nach außen als die D3.

Am Übergang vom D3-Stammbecken zum Tannwald-Zweigbecken ist in der D3-Fläche keine Schwelle erkennbar. Dies lässt sich paläohydrographisch interpretieren, dass hier der Rheingletscher-Hauptabfluss lag, sich fortsetzend in den Dietmanns-Schottern und Hochterrassenschottern entlang des Risstals. Für das Tannwald-Zweigbecken wird außerdem diskutiert, dass die von West nach Ost zunehmend große Tiefe der D3 und die entsprechende Mächtigkeitszunahme der Dietmanns-Beckensedimente mit synsedimentärer Subsidenz zu tun haben könnten. Die größte Tiefe bzw. Mächtigkeit befindet sich unmittelbar vor dem Anstieg zum östlich angrenzenden Deckenschotter (Differenz rund 300 m). Die hier ermittelten Tiefen der D3 dürfen daher nicht unkorrigiert in klimagesteuerte Ausräumungsszenarien für das Bodensee-Amphitheater übernommen werden (Fehler vermutlich > 100 m).

Auch für das Federseebecken deuten sich neotektonische Einflüsse an: hier sind es die schräg-kreuzförmigen Umriss des Beckens, die allein glaziodynamisch kaum darstellbar sind und daher als Ausdruck einer morphotektonischen Beeinflussung interpretiert werden.

Der Nordteil des Schussenbeckens ist eingebettet in westlich und östlich angrenzende Deckenschotter-Hochflächen, d.h. westlich vom Federseebecken und östlich vom Tannwald-Becken. In diesen Deckenschottern ist bisher kein Bereich als durch Subsidenz tiefergelegt beschrieben. Es gibt jedoch einige auffällig tief liegende Vorkommen. Ob diese glaziotektonisch als größere Schubschollen dislociert oder durch endogene Prozesse in-situ abgesunken sind, ist bisher unklar. Die ursprüngliche Deutung, wonach es

sich um terrassenstratigraphisch tiefliegende Vorkommen handelt, die eine frühpleistozäne Ausräumung des Alpenrheins belegen, kann als falsifiziert gelten.

Zwischen Federseebecken und Risstal befindet sich ebenfalls ein Hochgebiet, allerdings tiefer als die Deckenschotter und durch das Eichen-Stafflinger Becken (D2) zweigeteilt. Der Ostteil besteht aus glazialen und Schmelzwassersedimenten der Dietmanns-Fm, der Westteil bis zum Federseebecken aus höherer Molasse. Darüber folgt eine Bedeckung durch glaziale Sedimente: um die Becken herum durch subglaziale Sedimente der Dürmentingen-Sfm, weiter außen Eiszerfalls- und glaziotektonisch gestauchte Sedimente der Scholterhaus-Sfm. Westlich vom Federsee befindet sich das Dürmentinger Drumlinfeld, Typregion der Dürmentingen-Fm.

Federsee-, Eichen-Stafflinger und Risstalbecken werden als D2-Becken gemeinsam von der Randlage des Dürmentingen-Eisvorstoßes eingehüllt. Dagegen liegen Sedimente der Vilsingen-Sfm weiter extern, obwohl die dabei ausgeräumten D3-Becken weniger weit reichen als die D2-Becken. Das hat vermutlich damit zu tun, dass die Übertiefung erst mit dem Vilsingen-Eisvorstoß beginnt, d.h. die D3-Becken knüpfen nicht an ältere Becken oder ein vorhandenes Amphitheater an, sondern entstehen als neue Elemente in der alten Deckenschotter-Landschaft (weniger reliefgesteuert sondern durch Glaziodynamik). Auch jüngere Beckenausräumung erreicht nicht immer den korrelativen Eisrand, z.B. jene auf Wasserscheiden.

- Die Altshäuser Depression ist eine schüsselförmige Vertiefung in der Hochfläche westlich des Schussenbeckens. Es liegt überwiegend in der Eiszerfalls-Landschaft der Kisslegg-Sfm, im Norden es durch den LGM-Wall begrenzt. In seinem Südteil befindet sich eine Transfluenz des Tettngang-Eisvorstoßes mit für die Tettngang-Sfm untypischen Eisrand- und subglazialen Schmelzwasserformen; dazu möglicherweise eine weitere Transfluenz, in das Fleischwanger Teilbecken (Pfrunger Ried) gerichtet (Dürmentingen-Sfm?).

Innerhalb der Depression sind einzelne beckenförmige Elemente erkennbar, nach Norden folgt ein D2-Becken ins Schwarzachtal, das möglicherweise bereits als D3-Becken angelegt ist; nach Westen das Hoßkircher D3-Becken (in das ein West-Ost gerichtetes D2-Becken vom Pfrunger Ried her eingeschnitten ist).

Das Relief der Altshäuser Depression entspricht als Ganzes nicht jenem, das für ein durch subglaziale Schmelzwässer ausgeräumtes Becken zu erwarten wäre. Möglicherweise spielt Exaration hier eine größere Rolle bei der Landschafts-Umgestaltung als anderswo. Daher ist hier keine Zuordnung zu einer der Beckengenerationen D2 oder D3 fazieskundlich ableitbar. Die Verbindung zum definitiv mit der Dietmanns-Fm zu verknüpfenden Hoßkircher Becken macht jedoch eine ältere Vorgeschichte wahrscheinlich.

- Das Pfrunger Ried-Becken ist eine recht große, von den beiden D2-Stammbecken im Schussenbecken und bei Singen räumlich getrennte

Beckenform innerhalb der Moränenlandschaft der Kißlegg-Subformation. Die aktuelle Rhein-Donau-Wasserscheide verläuft quer durch das Becken: in seinem Südwestteil der Rotach-Mühlbach von Pfrungen über Wilhelmsdorf zum Rhein, auf seiner Ostseite die Ostrach von Fleischwangen über den Ort Ostrach zur Donau. Dazwischen befinden sich recht mächtige Riedsedimente (Torfe). D.h. der Verlauf der natürlichen Rhein-Donau-Wasserscheide wird durch das Torfwachstum kontrolliert. Ob die Wasserscheide ohne organische Sedimente ähnlich verlaufen würde, ist unklar.

Dabei ist das Pfrunger Ried-Becken eingeschnitten zwischen den Deckenschotter-Riedeln von Höchsten und Heiligenberg im Westen und den Deckenschotter-Zeugenbergen von Rinckenberg und Königseggwald im Osten. Sein besonderer Umriss kommt daher, dass es sich aus zwei Teilbecken zusammensetzt, die proximal bei Wilhelmsdorf bzw. Fleischwangen beginnen, sich nach einigen Kilometern (Höhe Pfrungen) zu einem zentralen Becken vereinen und distal (Höhe Riedhausen) sich wieder in die zwei Teilbecken aufteilen. Das westliche Teilbecken endet im Taubenried-Zweigbecken, das östliche im Ostrachtal nördlich vom LGM-Wall. Trotz dieser spannenden Architektur ist es das bisher am wenigsten erkundete glaziale Becken des Rheingletschers. Angesichts des hier erkennbaren glaziodynamischen Gleichgewichts ist zu vermuten, dass es sich ausschließlich um eine D2-Beckenbildung handelt. Eine ältere Anlage im Sinne eines ähnlich großen D3-Beckens (wie am Federsee oder Wurzacher Becken) ist unwahrscheinlich. Ob die beiden Teilbecken im zentralen Teil durch eine Schwelle voneinander geschieden sind oder ein gemeinsames Tiefstes aufweisen, ist nicht bekannt.

Als Zentralbecken ist das Pfrunger Ried-Becken von insgesamt vier kleineren D2-Becken umgeben: auf der Westseite vom Illmensee-Becken neben dem schon genannten Taubenriedbecken (beide zum Andelsbachtal), nach Norden von dem Zweigbecken ins Ostrachtal und einem weiteren, nach Osten ins Hoßkircher Becken. Sie alle liegen im Bereich des LGM.

- Das Illmensee-Becken (Abb. 5.15) ist ein S-N-erstrecktes und vergleichsweise hochliegendes D2-Becken, das in die Deckenschotter-Riedellandschaft von Heiligenberg-Höchsten eingeschnitten ist. Das benachbarte Pfrunger Ried-Becken liegt deutlich tiefer (zum Vergleich: die Höhen der heutigen Topographie und der D2 betragen im Illmensee-Becken knapp 700 m NN bzw. bis 640 m NN, im Pfrunger Ried etwa 610 m NN bzw. bis 500 m NN). Durch seine isolierte Position ist es als Typlokalität für die Illmensee-Fm besonders gut geeignet.

Der für die D2-Ausräumung maßgebliche Eisvorstoß der Dürmentingen-Sfm überdeckte das gesamte Deckenschottergebiet, einschließlich des noch höher aufragenden Molassebergs am Höchsten. Dass Schmelzwasser gleichzeitig das hochliegende Illmensee als auch das tiefe Pfrunger Ried-Becken ausräumen, erscheint auch im subglazialen Milieu fraglich. Eher wahrscheinlich erscheint ein mehrphasiges D2-Ausräumungsszenario (zunächst das höhere Illmensee-Becken, später die tieferen Pfrunger Ried-Teilbecken). Dieselbe Überlegung macht eine D3-Vorgeschichte für das Pfrunger Ried-Becken unwahrscheinlich.

Die Sedimentfüllung des Illmensee-Beckens besteht aus Illmensee-Beckensedimenten und glazialen und fluvialen Sedimenten der Kisslegg-Sfm. Der proximale Teil der Beckensedimente ist durch eine Forschungsbohrung am Süden des Sees erschlossen.

Beim folgenden Vorstoß der Kisslegg-Sfm waren der Höchsten und ein Teil der umgebenden Deckenschotter-Riedel nicht mehr durch Eis bedeckt. Das Illmensee-Becken wurde über eine Transfluenz vom Pfrunger Ried-Becken her mit Eis erfüllt, das sich im Illmensee-Becken nach Süden und Norden ausbreitete: nach Süden in eine abflusslose Senke, hier ist ein Moränenbogen mit einem vorgelagertem Os ausgebildet (heute als Halbinsel im See erkennbar); nach Norden ist ein kleiner LGM-Wall erkennbar, durch ein Trompetentälchen zerschnitten (Andelsbachtal). Die nördlich anschließenden, angesichts des geringen Einzugsgebiets erstaunlich mächtigen Niederterrassenschotter sind durch eine Diamiktlage zweigeteilt (flowtill des „Supermaximalstandes“, darüber nur Kisslegg-Vorstoß, darunter bis zurück zum Dürmentingen-Vorstoß).

- Das Taubenriedbecken geht als nach NW gerichtetes, z.T. über 100 m tiefes Zweigbecken ohne erkennbare Schwelle in der D2 aus dem Pfrunger Ried-Becken hervor. Es zerschneidet den Günz-Deckenschotter und ist topographisch durch den – hier recht markanten – LGM-Wall zweigeteilt. Dadurch ist sein Westteil hydrographisch zum Andelsbachtal gerichtet, sein Ostteil ins Pfrunger Ried. In der Sanderfläche vor der Endmoräne bildet das Taubenried eine Depression unklarer Genese in der Kiesoberfläche (Nachsackung über Toteis oder geringer Sedimenteintrag).

In der Sedimentsukzession des Taubenried-Beckens sind, durch verschiedene Bohrungen belegt, die beiden glazialen Sequenzen der Illmensee-Fm erkennbar, dazu periglaziale Einschaltungen: unten eine mächtige Basisgrob- (Vorstoß), Diamikte (glaziolakustrine Sequenz, Eiszerfall) und periglaziale Umlagerungssedimente aus Molassematerial (Illmensee-Beckensedimente mit einer glazialen Sequenz der Dürmentingen-Sfm); darüber folgen eine weitere Diamiktschicht (glaziolakustrine Eisstauseesedimente vor dem vorstoßenden LGM-Gletscher), dann glaziale, fluviale und lakustrine Sedimente des LGM (glaziale Sequenz der Kisslegg-Sfm). In älteren Publikationen (Ellwanger 1990) ist von drei Eisvorstößen ins Taubenriedbecken die Rede (Bezeichnungen wie in den 1980er Jahren üblich: Beckenausräumung in der Risseiszeit, die obere Diamiktlage als Zwischenvorstoß d.h. Jungriss oder Frühwürm, und LGM; das entspricht etwa der Illmensee-Fm). Keller (2014) unterscheidet sogar vier Vergletscherungen, um eine Verknüpfung mit der aktuellen Schweizer Gliederung zu bewerkstelligen: die Möhlin Eiszeit (= Hoßkirch) für die Beckenausräumung, die Habsburg-Eiszeit für die untere Diamiktlage, die Beringen-Eiszeit für die obere Diamiktlage (= Riss), und zuoberst das LGM. Ob es vertretbar ist, Beckenerosion und die unterste Sequenz der Beckenfüllung in zwei Eiszeiten zu verorten, sei dahingestellt.

- Das ins Ostrachtal gerichtete Zweigbecken entspricht während des Kisslegg-Vorstoßes dem Hauptabfluss aus dem Pfrunger Ried zur Donau. Ob auch die D2 vom Pfrunger Ried-Becken ins Ostrachbecken durch-

gänglich ist, oder die beiden durch eine Schwelle voneinander getrennt sind, ist nicht bekannt.

- Das Hoßkircher Becken (Abb. 5.16) enthält an seiner Westseite eine West-Ost-gerichtete Vorbau-Sequenz, die sich aus dem Pfrunger Ried-Becken herleitet und daher eine D2-Ausräumung und -Sedimentation dokumentiert. Sie ist „von außen“ an ein D3-Becken angedockt.

Als D3-Becken ist das Hoßkircher Becken eine viel diskutierte Form im Rheingletschergebiet. Dabei geht es jedoch darum, dass hier eine drittletzte Vergletscherung, die Hoßkirch-Eiszeit, als prä-Riss und post-Mindel und daher Äquivalent zur norddeutschen Elster-Eiszeit definiert wurde (Kap. 3).

Für Beckengenese spielt das Hoßkircher Becken eine wichtige Rolle, weil es mit zehn tiefen Kernbohrungen recht gut erkundet ist. Sein Südrand ist dadurch bekannt, dass er an den Mindel-Deckenschotter von Königseggwald angrenzt. Nord-, West- und Ostrand sind in der heutigen Topographie nicht erkennbar, jedoch ist aus den Bohrungen bekannt, dass das Becken stellenweise unter dem LGM-Wall hindurch reicht (der das heutige Seebecken nach Norden begrenzt). Wichtig ist, dass der für die D3-Ausräumung verantwortliche Gletschervorstoß von Osten, also vom Schussenbecken her erfolgt ist (also ein durch eine Molasseschwelle getrenntes Zweigbecken des D3-Schussenbeckens, zugleich das am weitesten westlich gelegene, nachweislich zu D3 gehörende Becken des Rheingletschers. Die Ausräumung beträgt rund 200 m (Intervall Top Deckenschotter vs. Beckentiefstes).

- Einige bisher kaum untersuchte Vorkommen von Dietmanns-Beckensedimenten befinden sich am Nordostrand des Rheingletschergebiets am Anstieg zur Schwäbischen Alb. Soweit bekannt, handelt es sich sowohl um übertiefte Becken als auch um Eisstau-Vorkommen. Zu den offenen Fragen gehört, ob die geringe Beckenbildung der im Vergleich zur Molasse größeren Härte der Jurakalke oder der distalen Position geschuldet ist (geringe Eismächtigkeit über „alter“ Landschaft).
- Der Außenrand des Amphitheaters, z.B. im Bereich der Rhein-Donau-Wasserscheide, wird durch den LGM-Wall nachgezeichnet. Mit den hier vorhandenen Schmelzwasser-Überläufen des Kisslegg-Vorstoßes beginnen jeweils Niederterrassentäler. Diese Stellen sind jedoch in der Regel durch D2-Becken vorgezeichnet (Abb. 5.16). Dabei läuft der LGM-Wall quer oder schräg zu den Becken. Die Niederterrassen-Verebnungen beginnen unmittelbar am Wall mit dem Übergangskegel, oder sie gehen, wenn der Wall eine Lücke aufweist, aus einem Trompetentälchen oder sog. Gletschertor hervor. In diesem Fall liegt die Wasserscheide innerhalb des Walls (z.B. im Pfrunger Ried).

Bei den großen Becken ist oft eine weiträumige Niederterrassenlandschaft entwickelt. Die Schmelzwasser-Sedimente sind im Bereich der Sander meist

als proximale Kiesteppich-Fazies entwickelt, weiter außen setzen sie sich, weiterhin einem D2-Becken (ggf. auch D3-Becken) aufsitzend, in braided-river-Fazies fort (z.B. Wurzacher oder Federsee-Becken). Diese Ausbildung von Wall und Sander sind die bestimmenden Elemente der glazialen Serie sensu Penck (Kap. 2.1).

Bei kleinen Becken ist dagegen vor dem LGM-Wall das Tal zunächst noch beckenförmig (D2) aufgeweitet (Sander) und setzt sich dann als fluvial eingeschnittenes, meist deutlich schmaleres Niederterrassental fort (durch das Altmoränengebiet zur Donau). Diesen charakteristischen Typus finden wir bei Maierhöfen und Osterhofen an der Ostseite des Kisslegg-Vergletscherungsgebiets, vor allem aber zahlreiche Beispiele westlich vom Federsee. Auch das Risstal zwischen Unternessendorf und Jordanbad gehört zu dieser Gruppe; erst sein dann folgender Abschnitt (z.B. im Stadtgebiet von Biberach) ist ausschließlich fluvial eingeschnitten. Das Risstal stellt bis zum LGM einen Hauptabfluss zur Donau dar, wichtiger als das benachbarte, sehr viel größeren Federsee-Becken. D.h. man kann jedenfalls nicht immer aus einem großen Becken auf ein großes Schmelzwassersystem schließen (und umgekehrt).

Warum kleine D2-Becken auffällig häufig an Wasserscheiden auftreten, ist noch in Diskussion. Vermutlich hat es mit dem in Bezug auf die Gletscherfließrichtung gegenläufigen Gefälle in Verbindung mit der nach außen freien Drainage zu tun.

5.3.3.3 Systematische Klassifizierung der Becken

Die skizzierten Becken und Gruppen von Becken sind anhand der eingangs genannten Kriterien vorläufig geordnet, also stratigraphischen und glaziodynamischen Kriterien, der Abhängigkeit vom Relief und der Fazies und Überlagerung der Beckensedimente. Wichtig ist nun, die landschaftsgenetische Bedeutung all dieser Merkmale in den verschiedenen Becken zu erkennen und zu interpretieren. Verschiedene Überlegungen dazu sind oben in den Einzelbeschreibungen der glazialen Becken vorweg genommen. Einige davon lassen sich verallgemeinern, z.B.

- dass von Zweigbecken umrahmte „sekundäre“ Zentren in Gebieten auftreten, die als Vergletscherungsgebiete gerade aufgegeben bzw. neu hinzugewonnen werden;
- dass die Hauptrichtung eines Vorstoßes (nicht immer identisch mit Hauptentwässerung) dadurch ersichtlich sein kann, ob ein Zweigbecken unmittelbar aus seinem Stammbecken hervorgeht oder von diesem durch eine Schwelle getrennt ist.
- Dass Stammbecken aus nur einem Erosionsimpuls herzuleiten sind und somit in den verschiedenen Beckengenerationen an unterschiedlichen Stellen auftreten, leuchtet nur ein, wenn die inneralpine Landschaft mit ihren übertieften Tälern, aus denen sich die Stammbecken herleiten, ebenfalls erheblichen Veränderungen unterliegt. Davon kann man grundsätzlich ausgehen, auch wenn eine mit der oberschwäbischen Entwicklung verknüpfte Ausarbeitung für das Alpenrheinsystem bisher fehlt. Die Frage, wo ein zukünftiges D0-Stamm-

becken am wenigsten zu erwarten ist, kann jedenfalls klar beantwortet werden: dort, wo sich heute das Bodensee-Becken befindet.

- Ein Beispiel für reliefgesteuerte Beckenbildung ist gegeben, wo sich jüngere Zweigbecken mit älteren Stamm- oder Zweigbecken verbinden: hier folgt der jüngere Vorstoß erkennbar einer vom älteren erzeugten Bahn, aber er gestaltet sie dabei kräftig um, entsprechend der veränderten glaziodynamischen Funktion. Ein Beispiel ist das Schussenbecken, wo alle drei Vorstöße an der Ausräumung beteiligt sind und jeweils unterschiedliche Teilbecken bilden.
- Eine andere Art der Reliefsteuerung kontrolliert diejenigen Becken, die entlang der Rhein-Donau-Wasserscheide positioniert sind. Dabei handelt es sich überwiegend um D2-Becken. D1-Becken liegen überwiegend innerhalb des Amphitheaters und erreichen die Wasserscheide nicht mehr, D3-Becken bilden sich dagegen noch auf der alten Deckenschotter-Rampe, also bevor die Wasserscheide als Grenze zwischen Rampe und Amphitheater wirksam sein konnte.

Diese Unterscheidungen zeigen, dass die verschiedenen Becken nicht nur unterschiedliche Funktionen in den Gletschersystemen ausüben, sondern dass sie auch unterschiedlich häufig auftreten, je nach Entwicklungsstand der Landschaftsgenese. Ob die höhere Auflösung der Beckenbildung, wie sie sich für D1 an der Argen und D2 am Illmenseebecken andeutet, zu weiteren klassifizierbaren Typen von Becken führen kann, oder einen Kartierbefund unter günstigen Bedingungen darstellt, ist bisher unklar.

Dank der guten geomorphologischen Auflösung des oberschwäbischen Rheingletschergebiets (z.B. Kap. 4.2) ist es möglich, bereits aus dem Befund dieses Teilgebiets eine schlüssige systematische Ordnung verschiedener Typen glazialer Becken zu entwickeln (Ansätze dazu vgl. LGRB 2015). Eine vollständige Klassifizierung sollte sich jedoch auf Daten aus allen Teilgebieten eines Gletschersystems stützen, d.h. auch Ostschweiz, Landkreis Lindau, Vorarlberg. Es ist nicht gesagt, dass sich aus diesen Kartierungen zusätzliche, für die Klassifizierung der Becken relevante Befunde tatsächlich ergeben werden, denn die meisten dieser Teilgebiete sind weniger gut aufgelöst als Oberschwaben. Es gibt aber gute Gründe, die Kartierung zu vervollständigen:

Zum einen ist es Aufgabe geologischer Kartierung, auch weniger gut aufgelöste Gebiete beckengenetisch zu interpretieren (innerhalb Baden-Württembergs betrifft das v.a. den Raum Singen). Zum andern weisen die aus der oberschwäbischen Entwicklung ableitbaren Trends dahin, künftige Stammbecken (D0 ff.) weiter südlich und westlich im Gebiet der Nordostschweiz zu lokalisieren. Dabei ist zu erwarten, dass der entsprechende Vorstoß einer älteren Bahn folgen wird (ähnlich wie bei Zweigbecken verschiedener Generationen). Hier handelt es sich um die Becken und Beckengenerationen des Thurtals, die im Sinne der o.g. Merkmale dargestellt und interpretiert werden sollten.

Im Umgang mit glazialen Becken reicht es nicht, den Blick nur in die geologische Vergangenheit zu richten. Zur Ergänzung wird eine prognostische, in die Zukunft gerichtete Blickrichtung benötigt. Nur so kann man den gegenwärtigen geologischen Ist-Zustand richtig bewerten, bei dem es sich um einen eher zufälligen Zwischen-

stand handelt. Für den Entwicklungsgang sind die Anfangs- und Endpunkte der Landschafts-Generationen weitaus wichtiger, also die Haupt-Diskontinuitäten D1, D2 und D3 an der Basis der Formationen sowie der Zustand des maximalen Infills an ihrem Ende.

Auch was Entwicklung und Einsatz geeigneter Erkundungs- und Dokumentationsverfahren für glaziale Becken betrifft, stehen wir am Anfang. Mit der Quartärbasis als Gesamtbild, den Hauptdiskontinuitäten und Deckenschottern als Momentaufnahmen des Werdegangs, beide ergänzt durch Fallstudien einzelner besonders charakteristischer Becken, lassen sich die bisher vorhandenen, aus traditionellen Kartierungen gewonnenen Ergebnisse angemessen darstellen und interpretieren. Sobald jedoch in hoffentlich nicht allzu ferner Zukunft geeignete Parameter großflächig kartiert und dadurch eine Interpretation möglich wird, die alle Steuerungsfaktoren berücksichtigt, werden auch dynamische Darstellungstechniken, v.a. Modellierungen, erforderlich sein.

6. Fazit, Diskussion und Ausblick

Glaziale Übertiefung ist der entscheidende Prozess für die vergangene und zukünftige eiszeitliche Landschaftsgenese des oberschwäbischen Rheingletscher-Vergletscherungsgebiets. Sie gab die entscheidenden Impulse zur Bildung des heutigen Bodensee-Amphitheaters und kontrolliert dabei auch die Verbreitung, Fazies und Mächtigkeit der glazialen, lakustrinen und fluvialen Gletscher- und Schmelzwasser-Sedimente. Die geologischen Hauptgrenzen sind daher nicht die Glazial-Interglazial-Übergänge wie in der Klimastratigraphie, sondern fazieskundlich hergeleitete Haupt-Diskontinuitäten (D1, D2 und D3). Die hier begründeten Erosions-Akkumulations-Zyklen sind somit phasenverschoben gegenüber den sie steuernden Glazial-Interglazial-Zyklen und der davon abgeleiteten Klimastratigraphie. Das neue System wurde als lithostratigraphische Formationsgliederung ausgearbeitet und liegt der digitalen GK 50 (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015) des oberschwäbischen Rheingletschergebiets zugrunde. Räumliche Darstellungen der Haupt-Diskontinuitäten sind ebenfalls Teil von GK 2015: als Felsoberfläche (Quartärbasis), als isochrone D1, D2 und D3 plus Deckenschotter (als Referenz für eine präglaziale Ausgangs-Topographie), sowie als Fallstudien einzelne Becken.

Wie groß ist somit die „maximale Erosionsleistung“ einer Eiszeit? Diese Frage lässt sich für Oberschwaben in drei Schritten beantworten:

- Ausgehend von der Felsoberfläche (Quartärbasis): sie liegt im Oberseebecken bei < 0 m NN, die präglaziale „alte“ Deckenschotter-Landschaft hier bei rund 1000 m NN. Unter der Annahme, dass die maximale Übertiefung immer wieder an derselben Stelle erfolgt, ergibt das bei drei gleichgroßen Tieferlegungsschritten (D1, D2, D3 in der Würm-Eiszeit, Riss-Eiszeit und Hoßkirch-Eiszeit) einen Mittelwert von rund 350 m pro Eiszeit:

Der Wert von 350 m bezieht sich auf das Minimum der Felsoberfläche, die überall sonst im Amphitheater höher liegt, d.h. dort erhält man bei gleichen Annahmen geringere Werte.

Unterstellt man bei gleichen Annahmen zusätzliche Eiszeiten, die die Landschaft tieferlegen, werden die Ausräum-Beträge pro Eiszeit geringer: bei vier Schritten 250 m, bei fünf Schritten 200 m (vgl. jedoch unten – zusätzliche Eiszeiten konkret eingestuft).

Der Wert von 350 m ist unkorrigiert in Bezug auf Sedimenteintrag zwischen den Tieferlegungen. Aktuell beträgt der Sedimentinhalt großer D1-, D2- und D3-Becken meist zwischen 100 m und 200 m (Bodenseebecken > 400 m). Diese Sedimente werden bei den gegebenen Annahmen ebenfalls ausgeräumt. Dadurch erhöht sich die mittlere Mächtigkeit des ausgeräumten Sedimentstapels auf 450 m, 550 m etc.

- Ausgehend von den Haupt-Diskontinuitäten: Die Entwicklung von der alten Deckenschotter-Rampe zum heutigen Amphitheater – in ELLWANGER et al. (2003, 2011b) nur an Schnitten (2D) veranschaulicht – wird durch die Höhengschichten-Kartenskizzen der D1, D2 und D3 nun räumlich dargestellt. Dadurch ist es nun möglich, die Tieferlegung an verschiedenen Stellen zu ermitteln (unkorrigierte Werte ohne Sedimentmächtigkeit der Formationen).

Man erkennt, wie die Beckenbildung sich nach Süden und Westen, aus dem Einzugsgebiet der Donau zu jenem des Rheins verschiebt. Als Stammbecken (= Zentrum der Vorland-Vergletscherung) werden für D3 das Tannwaldbecken (zwischen Biberach und Bad Waldsee), für D2 die Ostseite des Schussenbeckens zwischen Ravensburg und Friedrichshafen, und für D1 das Oberseebecken interpretiert.

Die maximale Tieferlegung beträgt

- im D3-Stammbecken zum benachbarten Venusberg-Deckenschotter rund 300 m. Dieser Wert enthält einen Subsidenz-gesteuerten Anteil (BUNESS et al. 2015);
- im D2-Stammbecken zum extrapolierten Deckenschotter-Niveau rund 500 m und zum extrapolierten D3-Niveau etwa 300 m;
- im D1-Stammbecken zum extrapolierten Deckenschotter-Niveau rund 1000 m, zum extrapolierten D3-Niveau etwa 700 m und zum extrapolierten D2-Niveau etwa 400 m.

Diese Werte sind unkorrigiert (s.o.). Sie beziehen sich auf die Skizzen der Haupt-Diskontinuitäten (Abb. 5.3-5.6).

Die hier als Stammbecken interpretierten Formen liegen in unterschiedlichen Entfernungen zum aktuellen Alpenrand. Dadurch wird die Annahme, maximale Übertiefung erfolge immer wieder an derselben Stelle, in Frage gestellt mit der Folge, dass die mittlere Tieferlegung sich erhöht (s.o.). Es ist jedoch auch eine höhere Ausräumung bei D1 gegenüber D2 und D3 erkennbar. Das hat vermutlich mit der Reorientierung des Rheingletschers zum Hochrhein zu tun. Somit sind für eine Fortschreibung in die Zukunft diese größeren Werte, und nicht jene zur Donau relevant. – Will man die Ausräumung des Bodensee-Amphitheaters auf vier oder fünf Tieferlegungs-Vergletscherungen beziehen (statt der hier kartierten drei), so betrifft das nur Ereignisse älter als D2 (zur

Donau gerichtet). D.h. für eine Fortschreibung in die Zukunft bleiben die D1-Werte unverändert relevant.

- Ausgehend von Fallstudien einzelner Becken: sie illustrieren die unterschiedlichen Funktionen verschiedener Becken im Vorlandgletscher-System (genetische Klassifikation der Becken). Dadurch wird es möglich, unterschiedliche Ausräumung und Sedimentation für verschiedene Stellen des Vergletscherungsgebiets konkreter zu rekonstruieren (prognostizieren), insbesondere die Lage ehemaliger (künftiger) Stammbecken.

Dabei zeigt sich, dass die verschiedenen Beckengenerationen (= D1, D2, D3) sich hinsichtlich der jeweils zur Ausbildung gekommenen genetischen Klassen von Becken unterscheiden. Diese Unterschiede wiederum haben mit der Entwicklung der Vergletscherungsgebiete zu tun.

Die größten Übertiefungen sind mit Stammbecken und davon in Hauptabflussrichtung ausgehenden Zweigbecken verknüpft: D3 zur Donau, D1 zum Hochrhein, D2 beide Richtungen (Ausräumungs-Beträge wie bei den Haupt-Diskontinuitäten).

Somit beträgt die Tieferlegung der Felsoberfläche pro landschaftsverändernder Eiszeit im oberschwäbischen Rheingletschergebiet etwa 350 m, das entspricht der Ausräumung eines Sedimentstapels von 450 – 550 m. Die Beträge sind für ältere Eiszeiten zur Donau geringer, für die letzte Eiszeit zum Hochrhein größer (die Schmelzwasser-Überläufe zur Donau werden bei einer zukünftigen Eiszeit vermutlich wegfallen, d.h. noch einmal größere Beträge).

Räumlich deutet sich an, dass der Schwerpunkt künftiger glazialer Tieferlegung linksrheinisch (südlich des Bodensee) zu erwarten ist. Will man auch eine stärkere Ausdehnung des Rheingletschers nach Westen in Betracht ziehen, kommt erschwerend dazu, dass hier auch Ausläufer des (Walensee?) Mittellandgletschers eine Rolle spielen. In diesem Puzzle an tief eingeschnittenen, teilweise übertieften Tälern empfiehlt es sich, einige der hier vorhandenen subglazialen Becken und Eisrandlagen aus lithostratigraphischer Sicht neu zu evaluieren.

Im Hochrhein-Talsystem beträgt die fluviale Erosion von den Deckenschottern zur Felssohle im heutigen Talgrund über 300 m. Das ist eine ähnliche Größenordnung wie jene der subglazialen Übertiefung. Ist diese fluviale Erosion mit subglazialer Erosion vergleichbar?

Die subglaziale Übertiefung ist auf kurze Impulse während den ebenfalls kurzzeitigen Vergletscherungs-Phasen beschränkt. Die Ausräumung der glazialen Becken in den genannten drei Schritten umfasst vermutlich nur wenige Tausend Jahre, ihre Auffüllung einige Zehntausend Jahre. Im Gegensatz dazu bildet der Hochrhein bzw. seine Vorgänger in den über 2 Ma seiner Entwicklung ein fluviales System, das vom Gebirge, vom Eisrand einer Vergletscherung oder von der oberen Erosionsbasis eines übertieften Beckens ausgehend sich auf seine Vorflut im Oberrheingraben einstellt. Insgesamt überwiegt in dieser Zeit Erosion. Wann Erosion, Durchtransport

oder Akkumulation vorherrscht, ergibt sich aus dem Verhältnis von Akkomodationsraum und Input (CROSS et al. 1993), das neben oberer und unterer Erosionsbasis und dem genannten Input auch wesentlich durch Hebung und Subsidenz gesteuert wird.

Das Rheinsystem ist heute in mehrere Schwellen und Sedimentfallen unterteilt:

- Heute und „interglazial“: alpines Sedimentliefergebiet – Bodensee-Becken – Hochrhein-Schwelle – Oberrheingraben (– Mittelrhein-Schwelle – Niederrhein, Rheindelta und Nordsee);
- Vergletscherungs-Maximalstände: alpiner (Rhein-) Gletscher – Hochrhein-Schwelle – Oberrheingraben (– Mittelrhein-Schwelle – nordeuropäische Tiefebene und Eisstausee – Schwelle bei Calais und Dover – Biskaya);
- „alte“ Deckenschotter-Landschaft: alpines Sedimentliefergebiet und Hochrhein-Gebiet (keine Schwelle) – Oberrheingraben (– Mittelrhein-Schwelle – Niederrhein- und Nordsee-Tiefebene – Rheindelta bei der Doggerbank).

Vor der Bildung der randalpinen Amphitheater war der Oberrheingraben die erste große Sedimentfalle. Hochrhein-Talsystem und Hochrhein-Deckenschotter sind Elemente einer alpinen Vorbergzone.

Im frühen Mittelpleistozän, z.T. auch zuvor, ist in vielen Tälern die sog. Cromerzeitliche Talverschüttung weit verbreitet. Recht gut interpretierbar ist sie z.B. bei Heidelberg an der Mündung des Neckartals vom Odenwald in den Oberrheingraben. Die Ablagerung der z.T. lakustrinen Sedimente der Ludwigshafen-Fm und ihrer Neckar-aufwärtigen Fortsetzung bis Mauer gilt als Subsidenz-gesteuert (ELLWANGER et al. 2008). Im mittleren und Südschwarzwald gehören dazu die verschiedenen Talsedimente der Wasser-Sfm (Breisgau-Fm, z.B. im Dreisamtal). Ob das Hochrheintal von dieser Talverschüttung ebenfalls betroffen war, ist unklar. Möglicherweise betrifft sie einen älteren Teil der besonders mächtigen Hochterrassen-Sedimente im Klettgau. Der große Höhenunterschied zu den tieferen Deckenschottern könnte jedoch auch bedeuten, dass hier eine Hebung beginnt, möglicherweise korrelativ zur Subsidenz der weiter nördlich angesiedelten Talverschüttungen.

Im späten Mittelpleistozän und Spätpleistozän unterliegt das Hochrheintal den wechselnden Bedingungen „interglazial“ und „Maximalstand“. „Interglazial“ erfolgt kein alpiner Sedimentinput, da die aus randalpinen Übertiefung hervorgegangenen Sedimentfallen wirksam sind. „Maximalstand“ entspricht einem besonders starken Sediment-Input, der überwiegend in den Oberrheingraben durchtransportiert wird. Sobald die randalpinen Becken durch Sediment erfüllt sind, erfolgt wieder ein direkter Input aus den Alpen in den Oberrheingraben, allerdings nicht, wie bei den Deckenschottern, unmittelbar aus einer Vorbergzone heraus, sondern nach einem längeren randalpin-fluvialen Abschnitt. D.h. die Sedimente sind im Hochrheintal weniger grobkörnig.

Wie also verhalten sich fluviale Erosion und glaziale Übertiefung zueinander?

- In der alten Deckenschotter-Landschaft und der „Talverschüttungs-Phase“ spielt die Übertiefung keine Rolle. Die Eintiefung erfolgt als fluviale Erosion (bereits der größere Teil der Erosion im Hochrhein-System).

- Mit den großen Vergletscherungen im späten Mittelpleistozän beginnt jene Zeit, in der sich starker, geringer und mäßiger Sedimentinput ins Hochrheintal abwechseln. Dabei spielen anhaltende oder periodische Vertikalbewegungen, ausgelöst durch Isostasie oder Glazioisostasie, wahrscheinlich eine Rolle (ähnliches zeigt auch das Verhalten der Donaurinnen am Südrand der Schwäbischen Alb, ELLWANGER et al. 2009). Dazu kommt die stark wechselnde fluviale Dynamik (ihr Maximum, korrelativ zur Beckenerosion, führt v.a. zu Seitenerosion und Terrassenbildung).

Täler in Vergletscherungsgebieten sind immer wieder in die subglaziale Felssohle eingeschnitten, z.B. das zentripetal ins Beckenzentrum gerichtete Argental. – Folgt ein Tal einem älteren Becken, dann hängt es von der Art des Beckens und der Entwicklung des Tals ab, ob das Beckentiefste fluvial unterschritten wird oder nicht.

Glaziale und fluviale Erosion wirken bei der Tieferlegung der Landschaft zusammen, jede nach ihren Regeln. Dabei ist die subglaziale Ausräumung ein „aktiver“ Vertiefungs-Impuls, während fluviale Erosion eine Reaktion auf relative Hebung darstellt, die durch viele Faktoren beeinflusst ist (indirekt durch Vorflut und obere Erosionsbasis, direkt als endogene, isostatische und glazioisostatische Hebung – die Vorflut im Oberrheingraben wiederum durch endogene Subsidenz oder Hebung und durch Sedimentinput und Kompaktion usw.). Durch die vielen Steuerungsfaktoren ist fluviale Erosion kaum prognostizierbar, während bei glazialen Becken zumindest in Oberschwaben verschiedene Trends klar erkennbar sind. Die subglaziale Übertiefung und Beckenerosion ist auf jeden Fall der schnellere, katastrophische Prozess. Für fluviale Erosion gibt es eine vielfältige Forschungsgeschichte, während subglaziale Prozesse erst seit wenigen Jahrzehnten und subglaziale Übertiefung erst seit wenigen Jahren im Fokus stehen.

Unsere lithostratigraphische Formationsgliederung und -darstellung fußt auf eben diesen noch wenig fokussierten Übertiefungen. Ein großer Teil der zugrundegelegten Daten stammt aus Arbeiten, die anderen Fragestellungen verfolgen, z.B. traditionelle Kartierungen quartärer Eiszeiten und Interglaziale (Kap. 2 und 3). Hier besteht ein erheblicher Bedarf an zielgerichteten Nach- und Neuuntersuchungen unter Einsatz neuer, auf die aktuellen Fragestellungen fokussierter Methoden, z.B. die Geometrien der glazialen Becken und Haupt-Diskontinuitäten betreffend. Zugleich werden Verknüpfungen mit anderen Geo-Themen sichtbar, wodurch dort ebenfalls Untersuchungen möglich werden, um Fragen der Beckenerosion zu erhellen. Nachfolgend eine Auswahl:

- Die Datengrundlage der Formations-Kartierung ist insbesondere im Bereich der übertieften Becken sehr lückenhaft. Die hier notwendige geophysikalische Kartierung wurde im Rahmen des beantragten Projekts ICDP-DOVE begonnen (BUNESS et al. 2015) und sollten in eine flächenhafte, z.B. aerogeophysikalische Datenerhebung nach dem Vorbild von STEINMETZ (2015) fortgesetzt werden.
- Das durch die subglaziale Erosion der übertieften Becken mobilisierte Sediment wurde in verschiedenen Sedimentfallen abgelagert, die außerhalb des Vergletscherungsgebiets liegen. Die dabei größte Sedimentfalle ist der Oberrheingraben. In seinem Südteil wurde eine zum oberschwäbischen Rhein-

gletschergebiet korrelative Formationsgliederung ausgearbeitet (ELLWANGER et al. 2003, 2011, DSK 2011 ff.). Die lithostratigraphische Verknüpfung wird u.a. durch eine Sedimentvolumenkalkulation gestützt (grobe Abschätzung in NEEB et al. 2004).

- Zur weiteren Ausarbeitung dient ein gemeinsames DFG-Projekt mit Univ. Darmstadt, AG Prof. Hinderer und LIAG Hannover, AG Prof. Frechen; diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen).
- Die zu den Ausräumungsimpulsen der subglazialen Becken korrelativen Sedimente im südlichen Oberrheingraben sind sehr grob und dokumentieren eine hohe Geodynamik, die über das Oberrheingebiet hinausgeht. Um dies zu untermauern, wurde ein pan-europäisches Korrelations-Szenario entworfen, das die subglaziale Beckenerosion am Alpenrand mit der Öffnung der Straße von Dover und Sedimentinput in der Biskaya verknüpft (Impulsstratigraphie, ELLWANGER et al. 2012a, b, WIELANDT-SCHUSTER et al. 2012 und et al. 2014).
- Durch Abschmelzen der Gletscher induzierte glazioisostatische Hebungen sind z.B. aus unterschiedlichen Höhen spätglazialer Seeterrassen am Bodenseeufer ablesbar (erforderliche Detailkartierung). Ähnlich: isostatische Auswirkungen auf das eisrandparallele Flussnetz der Schwäbischen Alb und ihre Höhlensysteme (Szenarien in ELLWANGER et al. 2009).
- Die subglaziale Ausräumung und der Transport großer Sedimentvolumen in den Oberrheingraben und darüber hinaus führen zu isostatischen Hebungen in den Alpen. Die aufgrund der Genese der subglazialen Stammbecken und ihrer Sedimentfüllung postulierten inneralpinen Landschaftsveränderungen sind ohne derartige Hebungen nicht vorstellbar (WIELANDT-SCHUSTER et al. 2014).
- Eine subglaziale Grundwasser-Neubildung unter hohem hydrostatischen Druck an der Basis glazialer Becken des Rheingletschers wird von BERTLEFF et al. (1993) am Beispiel von Thermalwassersystemen der Schwäbischen und Fränkischen Alb diskutiert und von ELLWANGER et al. (2009) mit der aktuellen Quartär-Formationsgliederung verknüpft.

Die genannten Beispiele beziehen sich auf Vorgänge, die mithilfe geologischer und geophysikalischer Argumente mit den Ausräumungsprozessen der subglazial über-tiefen Becken vernetzt sind und dadurch zum Verständnis des Systems beitragen können und werden. All das betrifft jedoch nur den klimagesteuerten Teil. Er wird ergänzt durch die alpine endogene Tektonik, denn die Gebirgsbildung ist ja die Voraussetzung für die weit südlich gelegene quartäre Vergletscherung. Das führt zu der Schwierigkeit, endogen-tektonische Bewegungen und solche, die durch Glazio-isostasie und Isostasie bewirkt sind, zu unterscheiden. Ein erster Schritt in diese Richtung sind die geplanten Untersuchungen im Tannwald-Becken, wo vermutlich synsedimentäre Tektonik für einen Teil der Sedimentfüllung des Beckens verantwortlich ist (ICDP-DOVE). Für die geologische Landesaufnahme stellt sich darüber hinaus die Aufgabe, morphotektonische Erscheinungen zu kartieren. Hier bieten die neuen digitalen Höhenmodelle vielversprechende Perspektiven.

Literatur

- BECKENBACH, E., MÜLLER, T., SEYFRIED, H. & SIMON, T. (2014): Potential of a high-resolution DTM with large spatial coverage for visualization, identification and interpretation of young (Würmian) glacial geomorphology – a case study from Oberschwaben (southern Germany). – *E&G, Quat. Sci. J.*, **63**(2):107–129. DOI: 10.3285/EG.63.2.01
- BERTLEFF, B., ELLWANGER, D., SENKLER, C., EICHINGER, L., TRIMBORN, P. & WOLFENDALE, N. (1993): Interpretation of hydrochemical and hydroisotopical measurements on palaeogroundwaters in Oberschwaben, South German Alpine Foreland, with focus on Quaternary Geology. In: Internat. Atomic Agency, Vienna (Hrsg.): *Isotope techniques in the study of Past and Current Environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere.* 337–357.
- BEUG, H.J. (1979): Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb. – *Geologica Bavarica*, **80**:91–106.
- BIBUS, E. & ELLWANGER, D. (1995): Gravel pit Bittelschieß. Glacial deposits and fossil soils at the Höchsten. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Quaternary field trips in Central Europe*, **1**:435–474.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1996): Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, **46**:65–90.
- (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – *TGA*, **D3**:89 S.
- BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. – *Würzburger Geogr. Arb.*, **8**:1–45.
- BUNESS, H., GABRIEL, G., WIELANDT-SCHUSTER, U. & ELLWANGER, D. (2015): Reflexionsseismische Erkundung des Tannwald Beckens (Baden-Württemberg). – Poster **75.** Jahrestag. Dt. Geophys. Ges., Hannover 23. - 26.03.2015.
- CROSS, T.A., BAKER, M.R., CHAPIN, M.S., CLARK, M.S., GARDNER, M.H., HANSON, M.S., LESSENGER, M.A., LITTLE, E.L.D., McDONOUGH, K.J., SONNENFELD, M.D., VALASEK, D.W., WILLIAMS, M.R. & WITTER, D.N. (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: ESCHARD, R. & DOLIGEZ, B. (Hrsg.): *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations.* 11–33, Paris (Technip).
- DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2007): Landschaftsentwicklung und Quartär. In: FRIEBE, J.G. (Hrsg.): *Geologie von Voralberg.* 21–32, Wien (Geologische Bundesanstalt Österreich).
- DIN EN ISO 14688 (2013): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden – Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14688-2002 + Amd 1:2013); Deutsche Fassung EN ISO 14688-1:2002 + A1:2013; Berlin.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, J. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *E&G, Quat. Sci. J.*, **60**(2-3):329–365.
- DREIMANIS, A. (1989): Tills: their genetic terminology and classification. In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (Hrsg.): *Genetic classification of glacial deposits.* 17–83, Portland (CRC Press).
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee – Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. Öster. Akad. Wiss.*, **12**:39–92.
- DSK (2011 ff.): *LithoLex, Lithostratigraphisches Lexikon Deutschland im Internet.* Deutsche Stratigraphische Kommission. – www.bgr.bund.de/litholex
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande – Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen des Lech- und Illergletschers. 427 S. Augsburg (Filser).
- ELLWANGER, D. (1980): Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F.* **76**:93–126.
- (1990): Zur Riß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg). – *Jh. Geol. LA Baden-Württ.*, **32**:235–245.

- ELLWANGER, D., FEJFAR, O. & VON KOENIGSWALD, W. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – Münchner Geowiss. Abh., **26**:173–191.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): XI. Baden-Württemberg – Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. In: BENDA, Y. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands, 255–295, Berlin/Stuttgart/New York (Springer).
- ELLWANGER, D., FIEBIG, M., HEINZ, J. & BLUDAU, W. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach) (Exkursion L am 9. April 1999). – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **81**:217–230.
- ELLWANGER, D., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & NEEB, I. (2003): Eine landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrhein zum Oberrhein. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. GeoArcheoRhein, **4**:81–124.
- ELLWANGER, D., NEEB, I., BEUERLE, R., STRAUB, I. & WINKELHAUSEN, H. (2005): Modul Lithostratigraphische Basiskarte. In REGIONALVERBAND OBERSCHWABEN / LGRB (Hrsg.): Sequenzstratigraphische Karte der quartären Lockergesteine der Region Bodensee-Oberschwaben 1 : 100.000. Freiburg, Ravensburg.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., SIMON, T., WIELANDT-SCHUSTER, U., GREILING, R.O., HAGEDORN, E., HAHNE, J. & HEINZ, J. (2008): Long sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. – E&G, Quat. Sci. J., **57**(3-4):316–337.
- ELLWANGER, D., SIMON, T. & UFRICHT, W. (2009), mit einem Beitrag von HAHNE, J.: Die Lockersediment-Füllung des Blautals: Ergebnis der neuen Forschungs-Kernbohrung am Kindergarten in Blaubeuren. – Laichinger Höhlenfreund, **44**:157–176.
- ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2011a): Quartärgeologie des Rheingletschergebietes (Exkursion I am 29. April 2011). – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **93**:387–417.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRANZ, M. & SIMON, T. (2011b): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). – E&G, Quat. Sci. J., **60**(2-3):306–328.
- ELLWANGER, D., FRANZ, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012a): Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben – Oberrhein, Geosystem Rhein. – LGRB -Informationen **26**:7–24.
- ELLWANGER, D., WIELANDT-SCHUSTER, U., FRECHEN, M., HOSELMAN, C. & WEIDENFELLER, M. (2012b): Quaternary correlation along the Rhine. – Bayreuther Forum Ökologie, **117**:39–40.
- EVANS, D.J.A. (2013): Tills. In: ELIAS, S.A. (Hrsg.): Encyclopedia of Quaternary Science, **2**:62-75, Oxford (Elsevier)
- EYLES, N., EYLES, C.H. & MIAL, A.D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – Sedimentology, **30**:393–410.
- FIEBIG, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen Alpenvorland – ein Vergleich. – Diss. Univ. Freiburg, 122 S.
- (1999): Zur geologischen Aufnahme von quartären Lockergesteinen. – Z. geol. Wiss., **27**(1-2):135–152.
- (2003): Lithofazielle Untersuchungen an pleistozänen Sedimenten im östlichen Rheingletschergebiet. – ZDGG, **154**(2-3):301–342.
- (2011): Editorial. – E&G, Quat. Sci. J., **60**(2-3):278–281.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2008): Pleistocene glaciations of the northern Alpine Foreland. – Geographica Helvetica, **63**(3):145–150.
- FRENZEL, B. (1978): Das Interglazial bei Pfefferbichl bei Buching, Landkreis Füssen. Führer zur Exk.-Tagung IGCP Proj. 73/1/24, Quatern. Glaciations Northern Hemisphere, DFG, 181–184.

– (1979): Entwurf einer Beschreibung der Typus-Regionen und Typus-Lokalitäten des Pleistozäns im Alpenvorland als Diskussionsgrundlage für die Sitzung der Subkommission für Quartärstratigraphie in Hohenheim. – Unpubl. Manuskript Univ. Hohenheim, 22 S.

– (1991): Über einen frühen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Paläoklimaforschung 1, Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre. 377–400, Stuttgart (Fischer).

– (1995): Southwestern Traverse. Is the Eemian Interglacial the equivalent of the Riß/Würm warm period? The Krumbach site. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe. 1492–1496; Munich (Pfeil).

FRENZEL, B. & BLUDAU, W. (1987): On the duration of the interglacial to glacial transition at the end of the Eemian interglacial (deep sea stage 5e): Botanical and sedimentological evidence. In: BERGER, W.H. & LABEYRIE, L.D. (Hrsg.): Abrupt climatic changes – Evidence and implications. – NATO ASI Series C, **216**:151–162, Dordrecht (Reidel).

FROMM, K. (1989): Paläomagnetische Altersbestimmungen an eiszeitlichen Quartärablagerungen bei Heiligenberg (Oberschwaben). – NLFB / GGA, Bericht Nr. 105863, 19 S., Hannover.

Geobasisdaten © Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg, www.lgl-bw.de.

GeoMol LCA Projektteam (2015): GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee–Allgäu. – LGRB-Informationen 30, Freiburg.

GERMAN, R., BORNEFF, J., BRUNNACKER, K., DEHM, R., FILZER, P., KÄSS, W., KUNTE, H., MÜLLER, G. & WITT, W. (1967): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Urfedersee 2. – Oberrhein. geol. Abh., **16**:5–116.

GERMAN, R., FILZER, P., DEHM, R., FREUDE, H., JUNG, W. & WITT, W. (1968): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Wurzacher Becken 1 (DFG). – Jh. Vaterl. Naturk. Württ., **13**:33–68.

GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – Petermanns geogr. Mitt., **4**:253–271.

GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. – Geologica Bavarica, **84**:21–40.

GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riss-Würm und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – N. Jb. Geol. Pal. Abh, **189**:81–117.

HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial im östlichen Rheingletschergebiet zwischen Riß und Iller in Abgrenzung zur Günz- und Rißvereisung. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **64**:225–266.

HABBE, K. A. (1987a): On the Origin of the Drumlins of the South German Alpine Foreland. – Programs & Abstracts – XIIth INQUA Congress, Ottawa 1987, S.179.

– (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland – Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen. – Zeitschr. Geomorph. NF, Suppl. **70**:33–50.

– (1989): Die pleistozänen Vergletscherungen des süddeutschen Alpenvorlandes – ein Resümee. – Mitt. Geograph. Ges. München, **74**:27–51.

– (1991): Permafrost in hochletztaltzeitlichen glazifluvialen Sedimenten – und was daraus folgt. – Quartär, **41/42**:7–18.

– (1994): Das deutsche Alpenvorland. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands, 439–475, Gotha (Perthes).

– (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich – Bemerkungen zu einigen neuen Korrelierungsversuchen. – ZDGG, **154**(2-3):171–192.

HABBE, K.A., ELLWANGER, D. & BECKER-HAUMANN, R. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlands. – E&G, Quat. Sci. J., **56**(1-2):66–83.

- HAHNE, J., ELLWANGER, D., FRANZ, M., STRITZKE, R. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben – eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. – LGRB-Informationen **26**:119–154.
- HEINZ, J. (2001): Sedimentary Geology of Glacial and Periglacial Gravel Bodies (SW-Germany): Dynamic Stratigraphy and Aquifer Sedimentology. – TGA, **59**:102 S.
- HGK (1989): Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg Oberschwaben, Leutkircher Heide und Aitrachtal mit Erläuterungen. – GLA Freiburg, LfU Baden-Württ., RP Tübingen, Abt. Wasserwirt., 122 S.
- HGK (2010): Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, Argen-Aach-Rinne und Isnyer Becken mit Erläuterungen. Min. Umwelt, Naturschutz Verkehr Baden-Württ. (Hrsg.), 142 S. Karlsruhe, Freiburg
- HINDERER, M. (2012): From gullies to mountain belts: a review of sediment budgets at various scales. – Sed. Geol, **280**:21–59.
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25000 (GK 25). – Geol. Jb. **A112**:243 S.
- JERZ, H. & DOPPLER, G. (1990): Paläoböden in Bayerisch Schwaben. In: Bayer. Geol. LA München (Hrsg.): Progr. u. Exk.-Führer zur 9. Tagung Arbeitskreis „Paläoböden“ der Dt. Bodenk. Ges., 24. - 26.5.1990, Günzburg.
- KELLER, O. (2014): Erwägungen zur Korrelation mittelpleistozäner Relikte des Rheingletschers mit der Nordschweizer Stratigraphie. – E&G, Quat. Sci. J., **63**(1):19–43.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – Nat-forsch. Ges. Zürich, **150**(1–2):19–32.
- KNIPPING, M. (1999): Pollenanalytische Untersuchungen an inter- und frühglazialen Sedimenten in Oberschwaben. Kurzfassung des Vortrags bei der 40. Jahrestagung der Hugo-Obermaier Gesellschaft, 4.–18. April 1998 in Iserlohn-Letmathe. – Quartär, **49/50**:139–154.
- KROEMER (2012): Pencks Heirs – Pleistocene Stratigraphy in Southern Bavaria. – DEUQUA, **117**:35–36.
- LGRB (2001): WSG-Folgegutachten zu WSG Edenhaus, Wangen im Allgäu. Gutachten LGRB, Az. 1306.03/98-4763 Wr/Geh vom 17.12.2001
- LGRB (2015): Erosions-Akkumulations-Zyklen & Beckengenese im östlichen Rheingletschergebiet. DEUQUA Exkursion, Allgäu 21.–23.Sept.2015. – unveröff. LGRB-Exkursionsführer, **1**:25 S.; www.lgrb-bw.de/download_pool/FB_EAZuBiR.pdf
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. Stratigr., **41**:385–399.
- (2007): Das Quartär als chronostratigraphische Einheit. – E&G, Quat. Sci. J., **56**(1/2):3–6.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geogr. Arb., **45**:157 S.
- LOWICK, S. E., BUECHI, M. W., GAAR, D., GRAF, H. R. & PREUSSER, F. (2015): Luminescence dating of Middle Pleistocene proglacial deposits from northern Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. – Boreas, **44**(3): 459–482.
- MENZIES, J. (2002): Modern and past glacial environments. 576 S., Oxford (Butterworth-Heinemann).
- MENZIES, J. & ELLWANGER, D. (2010): Insights into subglacial processes inferred from the micromorphological analyses of complex diamicton stratigraphy near Illmensee-Lichtenegg, Höchst, Germany. – Boreas, **40**(2):271–288.
- MERKT, J., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Stratigraphische Korrelierung spät- und post-glazialer limnischer Sedimente in Seebecken Südwestdeutschlands. Schlussbericht Teil A., DFG-Forschungsvorhaben, **142**(2):74 S.

- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: MIALL, A.D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology. – Canadian Soc. Pet. Geol. Mem., **5**:597–604.
- MIARA, ST. (1996): Deckschichtenuntersuchungen zur Gliederung der Rißeiszeit beiderseits der Iller im Gebiet des Rhein- und Illergletschers (westliches Alpenvorland, Deutschland). – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **78**:359–374.
- MÜLLER, E.R. (2013): Mittelpleistozäne Schottervorkommen zwischen dem Thurtal und Schaffhausen. – Swiss Bull. angew. Geol., **18**(1):3–27.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem Südwestdeutschen Alpenvorland. – TGA, **D7**:118 S.
- MÜNZING, K. (1974) mit einem Beitrag von OHMERT, W.: Mollusken aus dem älteren Pleistozän Schwabens. – Jh. Geol. LA Baden-Württ., **16**:61–78.
- MÜNZING, K. (1990): Neue Funde von Mollusken aus Biber- und Donauzeitlichen Ablagerungen. Protokollbeitrag AGAQ Höchstes 30.4-01.5.1990, S.2-3, unveröff.
- NEEB, I., LÄMMERMANN-BARTHEL, J., HINDERER, M., ELLWANGER, D., & FRECHEN, M. (2004): Sediment budget of Pliocene and Quaternary unconsolidated deposits of the Rheingletscher area, Swiss Midlands and the Upper Rhine Graben. In: DFG (Hrsg.) Abstracts IODP - ICDP Joint Colloquium, 17.–19. March 2004, University Bremen, 4 S.
- NIEWIAROWSKI, W. (1988): Levels in subglacial channels and their significance in determining the channel origin and evolution. – Geograph. Polonica, **55**:113–128.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. 483 S. Leipzig (Barth).
- (1899): Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. Vortrag, gehalten den 14. Dezember 1898; Wien (Selbstverlag des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-09): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde., 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PIOTROWSKI, J. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Die Geowissenschaften, **10**(4):100–108.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – E&G, Quat. Sci. J., **60**(2-3):282–305.
- PUGIN, A., BEZAT, E., WEIDMANN, M. & WILDI, W. (1993): Le bassin d'Ecoteaux (Vaud, Suisse): Témoin de trois cycles glaciaires quaternaires. – Eclogae geologicae Helveticae. **86**/2:343–354.
- RÄHLE, W. (1995): Altpleistozäne Molluskenfaunen aus den Zusamplattenschottern und ihrer Flußmergeldecke vom Uhlenberg und Lauterbrunn (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben). – Geologica Bavarica, **99**:3–118.
- Reg.-Präs. Freiburg, LGRB, (Hrsg.) (2015): Geologische Karte 1 : 50 000 (GeoLa), Kartenansicht. <http://maps.lgrb-bw.de> [07.12.2015].
- ROLF, C. (1992): Statistische Untersuchungen zur Zuverlässigkeit magnetischer Untersuchungen mit dem Spinnermagnetometer an Sedimentproben aus Oberschwaben. – NLfB / GGA, Bericht Nr. 110230, 11 S.
- ROLF, C., FROMM, K. & ELLWANGER, D. (2012): Zur Magnetostratigraphie an Deckenschottern aus dem südlichen Oberschwaben. – LGRB-Informationen, **26**:171–180.
- SCHÄDEL, K. (1950): Untersuchungen über das Altdilluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee. – Diss. Univ. Tübingen, 169 S.
- (1953): Die Stratigraphie des Altdilluvium im Rheingletschergebiet. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **34**:1–20.
- (1955): Der vorrißezeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **110**:125–135.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter & Gegenwart, **14**:5–26.

- SCHAEFER, I. (1955): Sur la division du Quaternaire dans l'avant pays des Alpes en Allemagne. – Actes IV. Congr. Int. Quat (INQUA) 1953, **2**:910–914.
- SCHLÜCHTER, C. (1989): Thalgut: Ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **82**:277–284.
- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W.A., BURGA, C.A. & WYNISTORF, E. (1987): Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. – *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, **132**/3:135–174.
- SCHREINER, A. (1989): Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – *Jh. Geol. LA Baden-Württemberg*, **24**:121–130.
- (1997): Einführung in die Quartärgeologie. 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. (1980), unter Mitarbeit von J. WERNER: Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). – *Geol. Jb.*, **A56**:5–43.
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazial-Vorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – *Geol. Jb.*, **A59**:3–64.
- SCHREINER, A. & HAAG, T. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**:137–161.
- SCHWAB, A. (2013): Als die Argen noch zur Donau floss. – *Im Oberland*, **24**(2):4–12.
- (2014): Wie die Argen ihren Weg zum Bodensee fand. – *Im Oberland*, **25**(1):3–12.
- STD (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Potsdam (GeoForschungsZentrum), Frankfurt a. M. (Forschungsinstitut Senckenberg). Internet-Publ.: www.stratigraphie.de/std/
- STEINMETZ, D., WINSEMANN, J., BRANDES, C., SIEMON, B., ULLMANN, A., WIEDERHOLD, H. & MEYER, U. (2015): Towards an improved geological interpretation of airborne electromagnetic data: a case study from the Cuxhaven tunnel valley and its Neogene host sediments (northwest Germany). – *Netherlands J. Geosci.*, **94**(2):201–227, doi:10.1017/njg.2014.39
- STEININGER, F. F. & PILLER, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**:1–19.
- SZENKLER, C., BERTLEFF, B. & ELLWANGER, D. (1997): Glacial sedimentology, glaciotectonics and erosional events in the Singen basin complex and its hydrogeological consequences (South German Alpine Foreland, Lake Constance area). – *Gaea heidelbergensis*, **3**:328–329.
- SZENKLER, C. & BOCK, H. (1999): Quartärgeologie und Rohstoffgeologie im Singener Beckenkomplex, Westliches Rheingletschergebiet (Hegau, Lkrs. Konstanz). – *Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **81**:183–216.
- TROLL, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee Gletscher; Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. In: ENGELHORN, J. (Hrsg.): *Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde*. **23**(1):121 S.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. – *ZDGG*, **154**(2-3):193–253.
- (2011), mit Beiträgen von BRÜSTLE, W., FLECK, W., GROSCOPF, R., HUTH, T., LINK, G., RUCH, C., WAGENPLAST, P., WERNER, W., ZEDLER, H. & ZWÖLFER, F.: *Geologische Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1.000.000, Erläuterungen*. 374 S. Freiburg (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- WALTHER, J. (1893/94): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. 1055 S., Jena (Fischer).
- WEIDENBACH, F. (Hrsg.) (1937): *Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg*. Stuttgart.
- LGRB (2001): WSG-Folgegutachten zu WSG Edenhaus, Wangen im Allgäu. Gutachten LGRB, Az. 1306.03/98-4763 Wr/Geh vom 17.12.2001

WERNER, J. (1975): Erläuterungen zu Blatt 8020 Meßkirch. – Geol. Kt. 1:25 000 Bad.-Württ., 209 S., Stuttgart.

WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **77**:541–551.

WIELANDT-SCHUSTER U., ELLWANGER D., FRECHEN M., HOSELMANN CH. & WEIDENFELLER M. (2012): Correlation along the Rhine. Abstract Book, INQUA - SEQS Sardinia Sept. 26th-30th, 2012.

WIELANDT-SCHUSTER, U., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., & WEIDENFELLER, M. (2014): Formationsgliederung im Rheinsystem – genetische Szenarien. In: KOINIG, K.A., STARNBERGER, R. & SPÖTL, CH. (Hrsg.): DEUQUA 2014, 37. Hauptvers. Dt. Quartärvereinigung, Innsbruck 2014, 24. – 29. Sept., Abstracts, 151–153.

ZOLLINGER, G. (1991): Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie am südlichen Oberrheingraben – am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei Allschwil (Kanton Basel-Landschaft). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **84**(3):739–752; Basel.

Anhang (1)

Exkursion Mittleres Rheingletschergebiet: Schlüsselstellen der Rheingletscher-Chrono- und Lithostratigraphie

Route: Höchsten – Lichtenegg – Denkingen – Pfullendorf – Bittelschieß – Hoßkirch – Illmensee – Hasenweiler (– Höchsten).

Literatur: ELLWANGER et al. 1999, 2011a, ROLF et al. 2012, HAHNE et al. 2012, MENZIES & ELLWANGER 2010, DSK 2011 ff.)

Geologische Karte 1 : 50 000 (GeoLa) (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015)

- Höchsten, Aussichtspavillon, Beckenlandschaft des Bodensee-Amphitheaters, mit verschiedenen tiefen Becken einschließlich Bodensee-Stammbecken (s. Kap. 3, ELLWANGER et al. 2011a).
- Lichtenegg, Aufschluss einer aktiven Rutschung. Deckenschottern über glazialen und glaziolakustrinen und lakustrinen Sedimenten. Paläomagnetik, Matuyama-Epoche, Frühpleistozän (ROLF et al. 2012, HAHNE et al. 2012, MENZIES & ELLWANGER 2010).
- Umgebung von Denkingen, Geröllpetrographie der Deckenschotter: kristallinreiche Mindel-Deckenschotter bei Sylvenstal, kristallinarme Günz-Deckenschotter am Falken, Deckenschotter-Terrassenstratigraphie und in Superposition (Litholex: Oberschwaben-Deckenschotter-Fm).
- Umgebung von Pfullendorf, Wall der Äußeren Jungendmoräne bei Aach-Linz, Stauchendmoräne, Deckenschotter-Landschaftsgeschichte, Niederterrasse (ELLWANGER et al. 1999).
- Bittelschieß bei Krauchenwies, Aufschluß in Dietmanns-Schottern, Holstein-Interglazial, Glaziotektonik (s. Kap. 3, ELLWANGER et al. 2011a). – In der benachbarten Kiesgrube Weihwang ein Altmoränen-Drumlin mit luvseitiger Kofferfalte.
- Hoßkirch – Illmensee – Hasenweiler, glaziale Becken in der Umrahmung des Pfrunger Ried. Das Pfrunger Ried ist eines der großen glazialen Becken des Rheingletschergebiets (s. Kap. 5). – Kleinere subglaziale Becken, die um das Pfrunger Ried herum angeordnet sind:
- Hoßkircher Becken im NE des Pfrunger Rieds, Typlokalität der Hoßkirch-Eiszeit (s. Kap. 3, ELLWANGER et al. 2011a, HAHNE et al. 2012);
- Taubenried-Becken im NW des Pfrunger Rieds (s. Kap. 5);
- Illmensee-Becken im W des Pfrunger Rieds, Transfluenz, Typlokalität der Illmensee-Fm (s. Kap. 5);
- Hasenweiler Becken im S des Pfrunger Rieds, Typlokalität der Hasenweiler-Fm (s. Kap. 3, ELLWANGER et al. 2011a).

Anhang (2)

Exkursion Östliches Rheingletschergebiet: Klimagesteuerte Erosions- und Akkumulationszyklen, Rheingletscher- Lithostratigraphie

Route: Schloss Zeil – Kisslegg – Achberg – Tettnanger Wald – Tett nang-Biggenmoos (Kogen) – Grünkraut (Kögel) – Waldburg (Burg, Badstube) – Arnach – Dietmanns – Unteressendorf.

Literatur: LGRB-Exkursionsführer

(http://www.lgrb-bw.de/download_pool/FB_EAZuBiR.pdf), DSK 2011 ff.

Geologische Karte 1 : 50 000 (GeoLa) (Reg.-Präs. Freiburg, LGRB 2015)

- Schloss Zeil, Schlossterrasse, Deckenschotter und Beckenlandschaft der Leutkircher Heide (LGRB-Exkursionsführer, Litholex: Oberschwaben-Deckenschotter).
- Umgebung von Kisslegg, Eiszerfallslandschaft, Typregion der Kisslegg-Sfm (LGRB-Exkursionsführer, Litholex: Illmensee-Fm).
- Umgebung von Achberg, Drumlinlandschaft, Typregion der Tett nang-Sfm (LGRB-Exkursionsführer, Litholex: Hasenweiler-Fm).
- Tett nanger Wald, Bodensee-Stammbecken der Hasenweiler-Fm, Argendelta Topset- und Foreset-Sedimente mit Toteis-Sackungstektonik, Deltaterrasse mit Toteislöchern, Bottomset-Sedimente mit Os-Aufragungen, Schmelzwasserschotter (LGRB-Exkursionsführer).
- Tett nang-Biggenmoos (Kogen), Drumlinlandschaft, deformable bed und Glaziotektonik der Tett nang-Sfm, Delta-Topset- Und Foreset-Sedimente eines Stammbeckens der Illmensee-Fm (LGRB-Exkursionsführer).
- Grünkraut (Kögel), Drumlinlandschaft und deformable bed der Tett nang-Sfm, Illmensee-Schotter (LGRB-Exkursionsführer).
- Waldburg, Becken der Dietmanns-Fm und der Illmensee-Fm in Bohrungen an der Burg und bei den Tennisplätzen, LGM-Mittel- bzw. Seitenmoränenwall am Schussenbecken, „Reliefumkehr“ (LGRB-Exkursionsführer).
- Arnach, LGM-Stauchendmoränenwall mit Gletschertor und subglazialer Entwässerung (Os), LGRB-Forschungsbohrung (LGRB-Exkursionsführer).
- Dietmanns, Wurzacher Becken (Becken der Illmensee- und Dietmanns-Fm), Typlokalität der Dietmanns-Fm (LGRB-Exkursionsführer).
- Unteressendorf, Tannwald-Becken der Dietmanns-Fm, subglaziale Erosion und tektonische Subsidenz, geophysikalische Untersuchungsverfahren (s. Kap. 4-5, LGRB-Exkursionsführer).

Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Abbildungen der übertieften Becken

ABBILDUNGEN

Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9:
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RPF-LGRB)

LGRB-Fachbericht	2015/4a	16 S.	16 Abb.	0 Tab.	Freiburg i. Br., Dezember 2015
------------------	----------------	-------	---------	--------	-----------------------------------



Bearbeiter:

Dietrich Ellwanger*

unter Mitarbeit von

Matthias Franz*, Inge Neeb**, Isabel Rupf*, Ralf Weinsziehr* & Ulrike Wielandt-Schuster*

*
Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)
Albertstraße 5
79104 Freiburg i. Br.
Telefon: (0761) 208 3000
Fax: (0761) 208 3029
Email: abteilung9@rpf.bwl.de
Internet: <http://rp.baden-wuerttemberg.de/rpf/Abt9>

**
Technische Universität Darmstadt
Institut für Angewandte Geowissenschaften
Schnittspahnstraße 9
64287Darmstadt



Inhalt

<u>Quartärmächtigkeit</u>	<u>Abb. 5.1</u>
<u>Felsoberfläche / Quartärbasis</u>	<u>Abb. 5.2</u>
<u>Haupt-Diskontinuität D1</u>	<u>Abb. 5.3</u>
<u>Haupt-Diskontinuität D2</u>	<u>Abb. 5.4</u>
<u>Haupt-Diskontinuität D3</u>	<u>Abb. 5.5</u>
<u>Extrapolation der Deckenschotter</u>	<u>Abb. 5.6</u>
<u>Schussenbecken (D1)</u>	<u>Abb. 5.7</u>
<u>Unterseebecken (D1-2)</u>	<u>Abb. 5.8</u>
<u>Gießbach-Becken (D1)</u>	<u>Abb. 5.9</u>
<u>Karsee-Becken (D1)</u>	<u>Abb. 5.10</u>
<u>Arnacher Becken (D2)</u>	<u>Abb. 5.11</u>
<u>Waldburg-Wurzacher Becken (D2-3)</u>	<u>Abb. 5.12</u>
<u>Schussen- & Federseebecken (D2-3)</u>	<u>Abb. 5.13</u>
<u>Tannwaldbecken (D3)</u>	<u>Abb. 5.14</u>
<u>Illmensee Becken (D2)</u>	<u>Abb. 5.15</u>
<u>Hoßkircher Becken (D2-3)</u>	<u>Abb. 5.16</u>

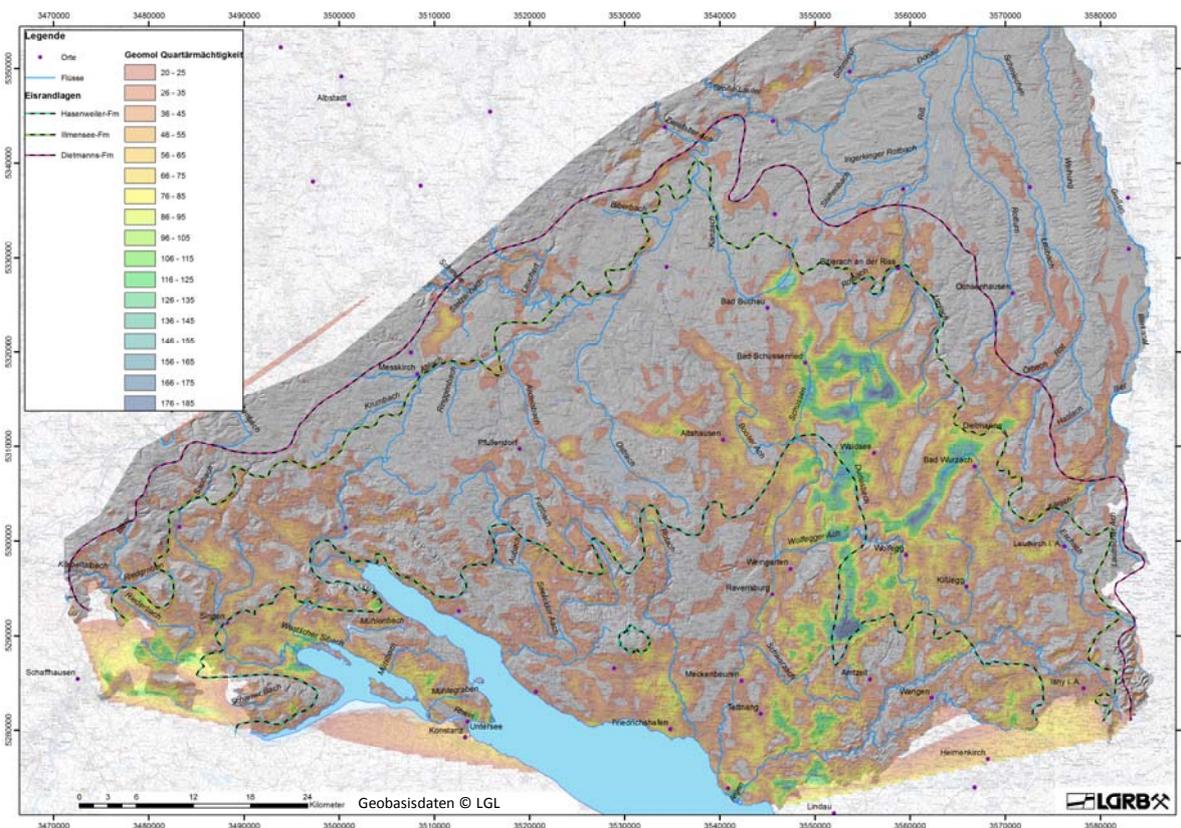
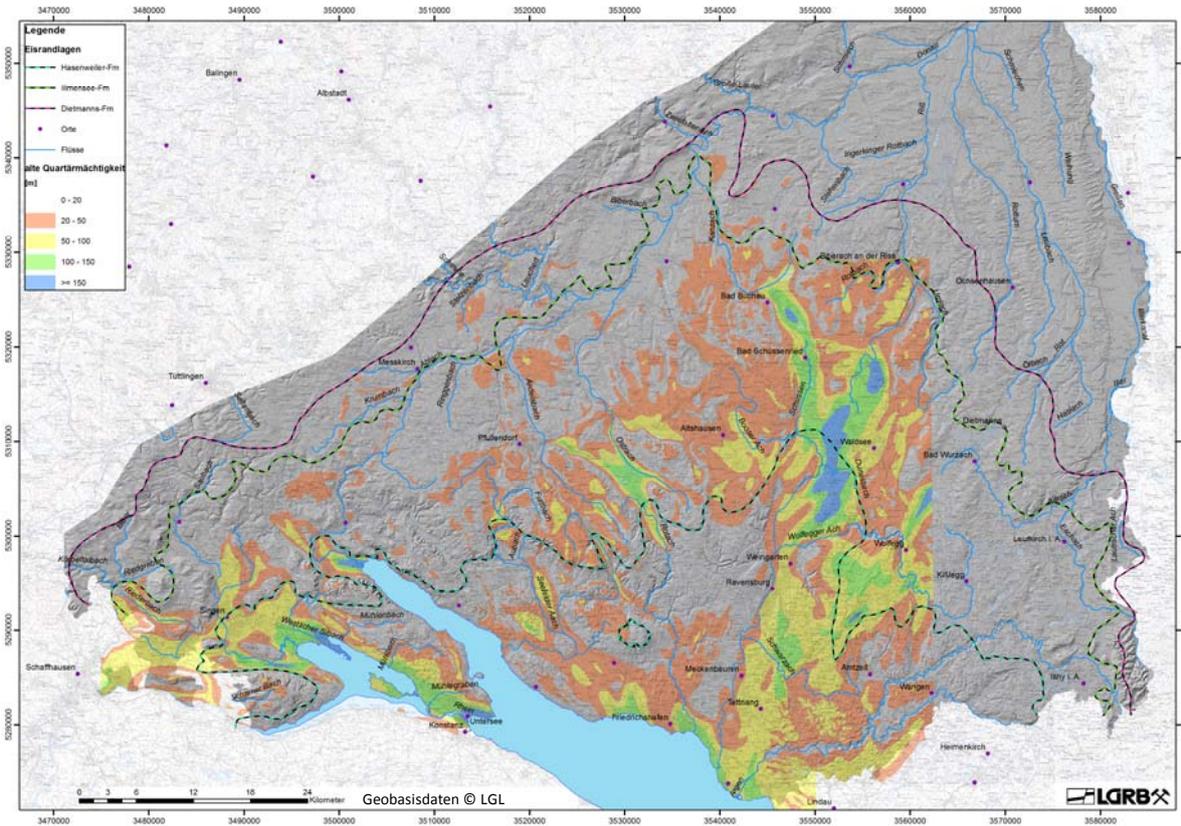


Abb. 5.1: Quartärmächtigkeit, dargestellt in Intervallen und Isopachen ab 20 m. Bearbeitungsstand: Oben 1998, unten 2015. Vgl. Kap. 5.2.1.

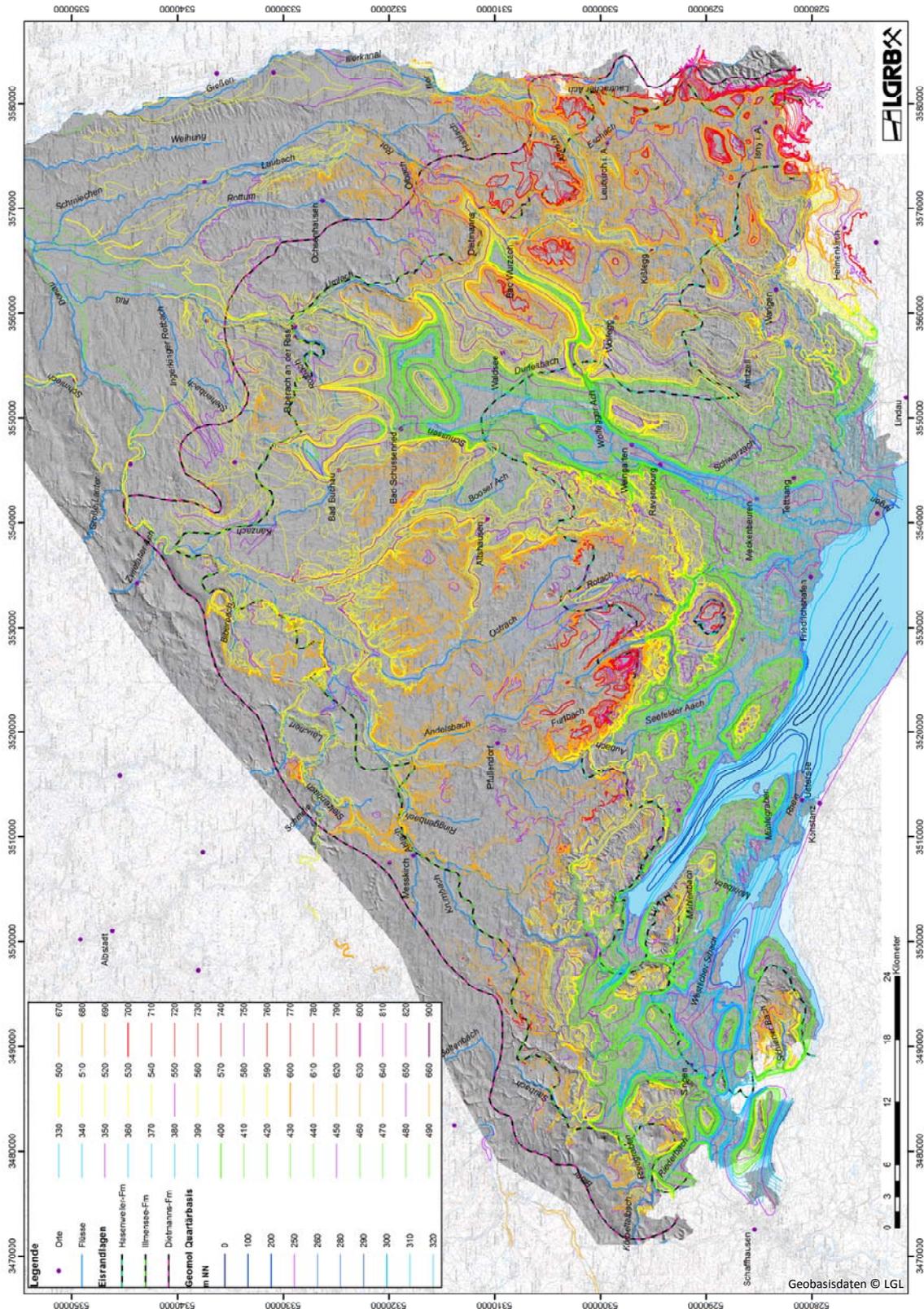


Abb. 5.2: Felsoberfläche bzw. Quartärbasis als Isolinien-Darstellung (Quelle: GeoMol 2015). Bearbeitungsstand Mai 2015. Vgl. Kap. 5.2.2.

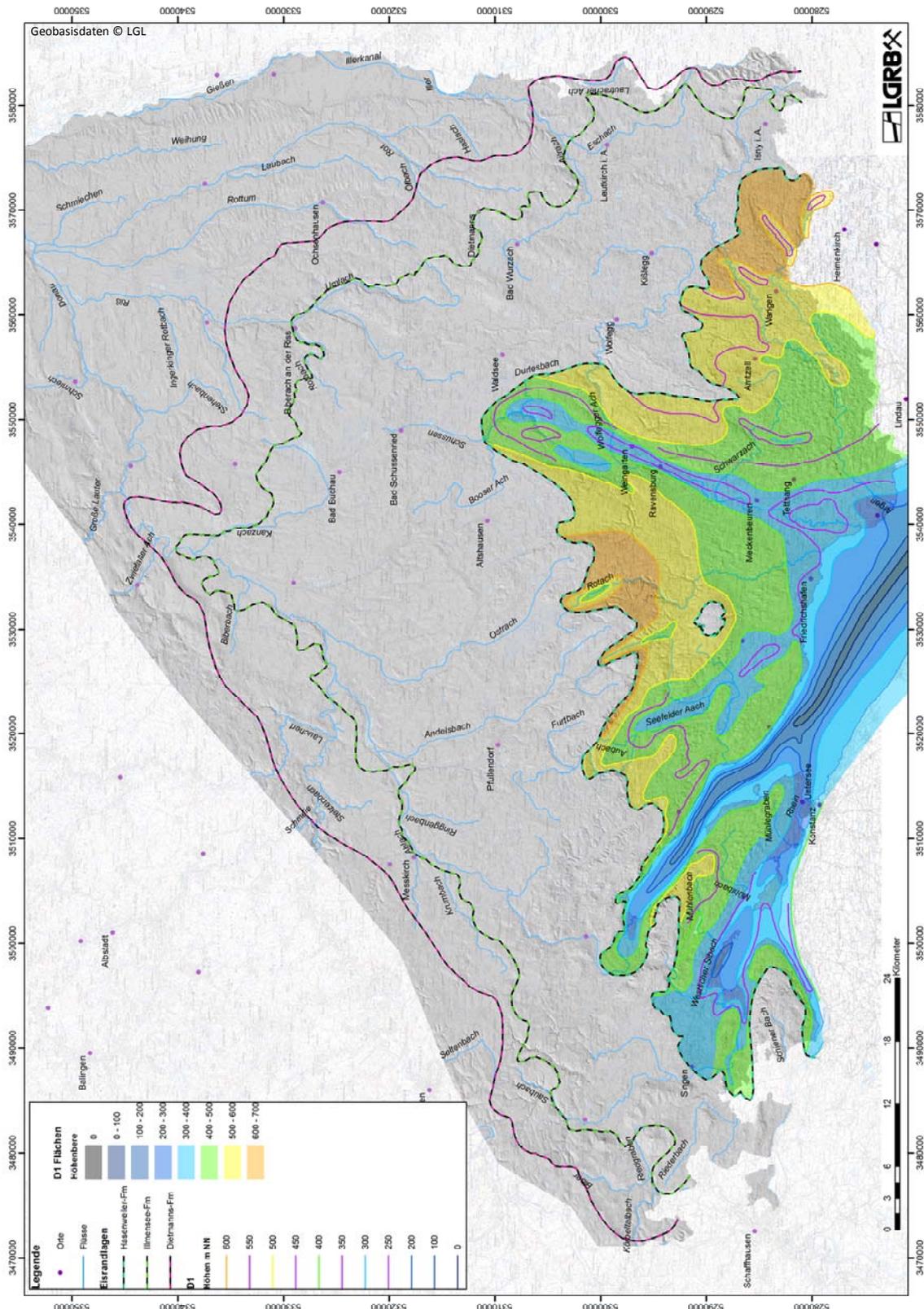


Abb. 5.3: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D1, dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Fläche aus glazialer Tiefenerosion einschließlich der dadurch ausgelösten gravitativen Umlagerung, jedoch ohne korrelative und jüngere fluviale Erosion. Vgl. Kap. 5.3.2.

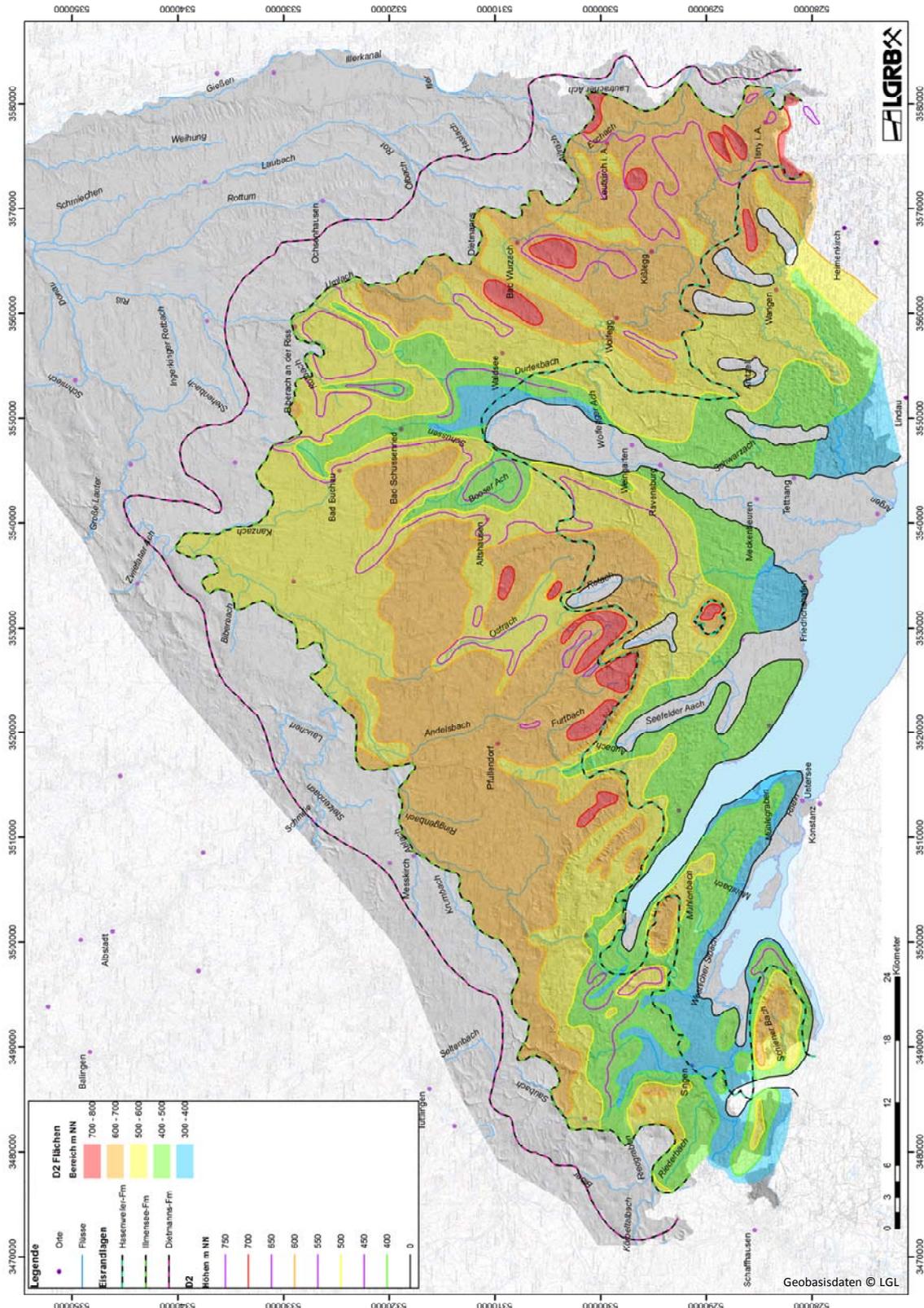


Abb. 5.4: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D2, dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Fläche aus glazialer Tiefenerosion einschließlich der dadurch ausgelösten gravitativen Umlagerung, jedoch ohne korrelative und jüngere fluviale Erosion. Intern und in einzelnen Becken durch D1 unterbrochen, Vgl. Kap. 5.3.2.

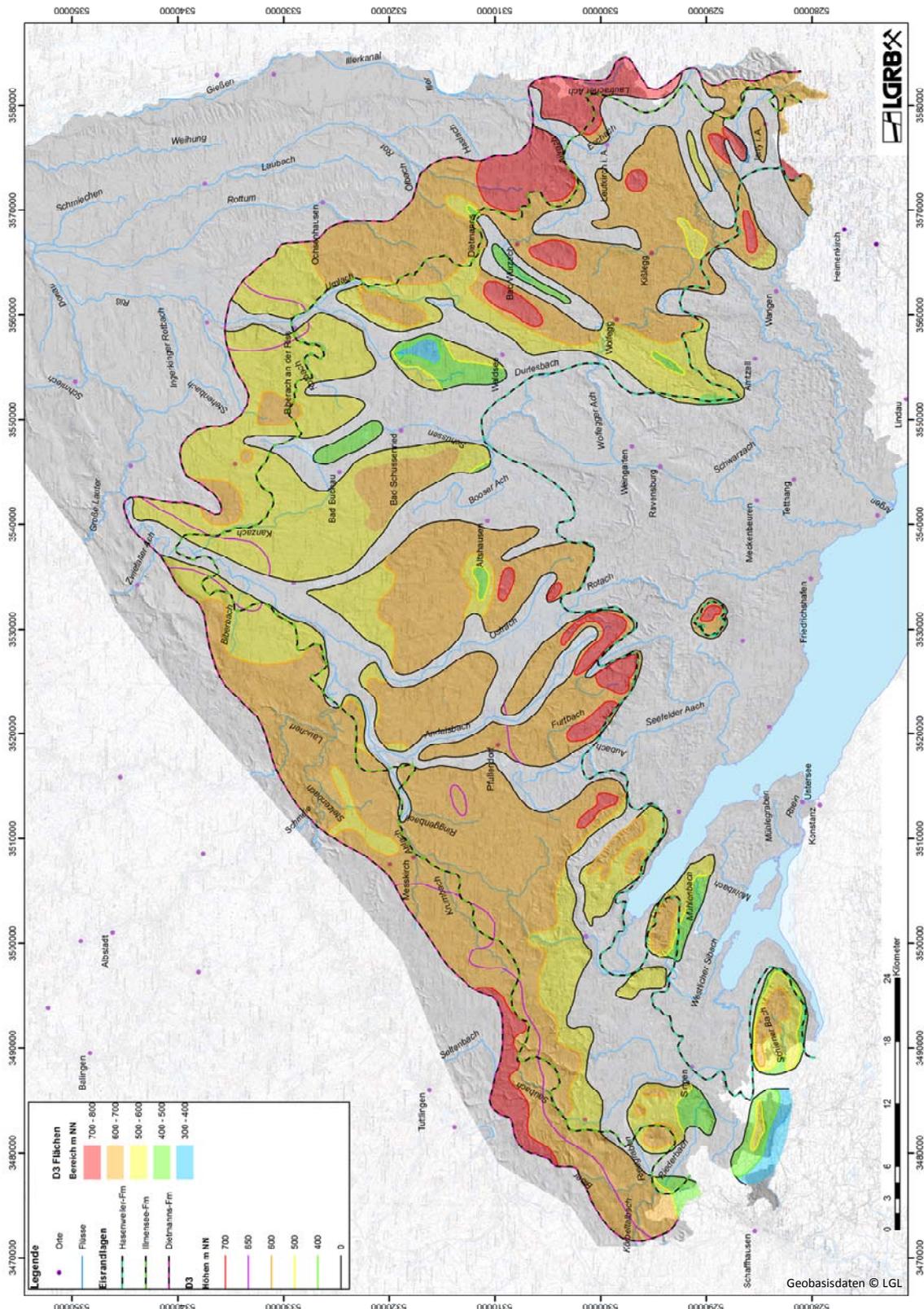


Abb. 5.5: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D3, dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Fläche aus glazialer Tiefenerosion einschließlich der dadurch ausgelösten gravitativen Umlagerung. Unterschnitten durch jüngere fluviale Erosion und durch jüngere glaziale Übertiefung. Die großen D3-Becken nach Ost und Nord sind durch D2 verbreitert, aber nicht tiefergelegt. Vgl. Kap. 5.3.2.

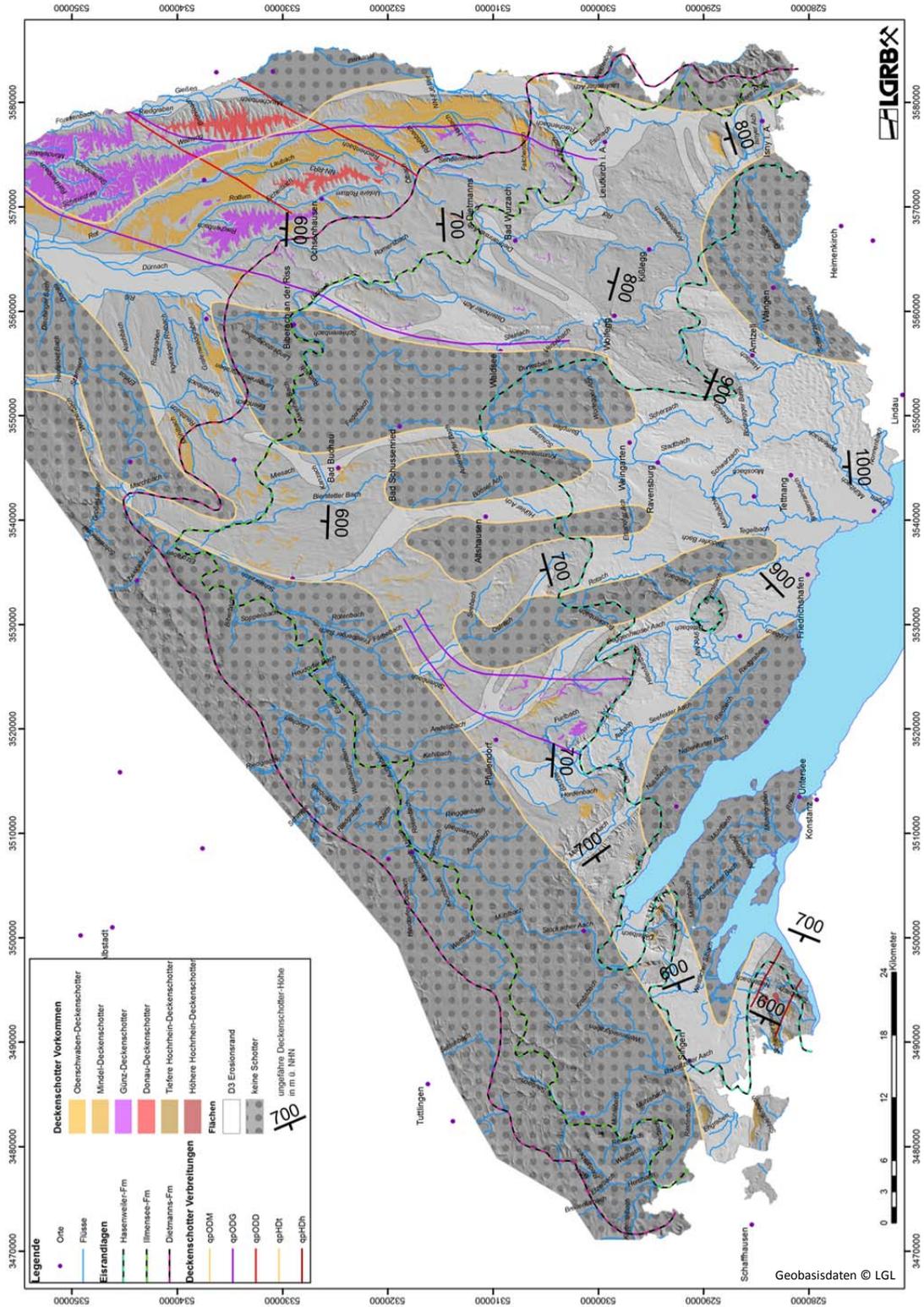


Abb. 5.6: Sammeldarstellung aller Deckenschotter. Rekonstruktion und Extrapolation ihrer Verbreitung von der Donau ins Bodensee-Amphitheater, punktuell sind ungefähre Höhen angegeben. Die Rekonstruktion dient der Abschätzung der Ausräum-Beträge zu den Haupt-Diskontinuitäten. Terrassenstratigraphische Höhenunterschiede, Top und Basis der Schotter sind nicht differenziert. Vgl. Kap. 5.3.2.

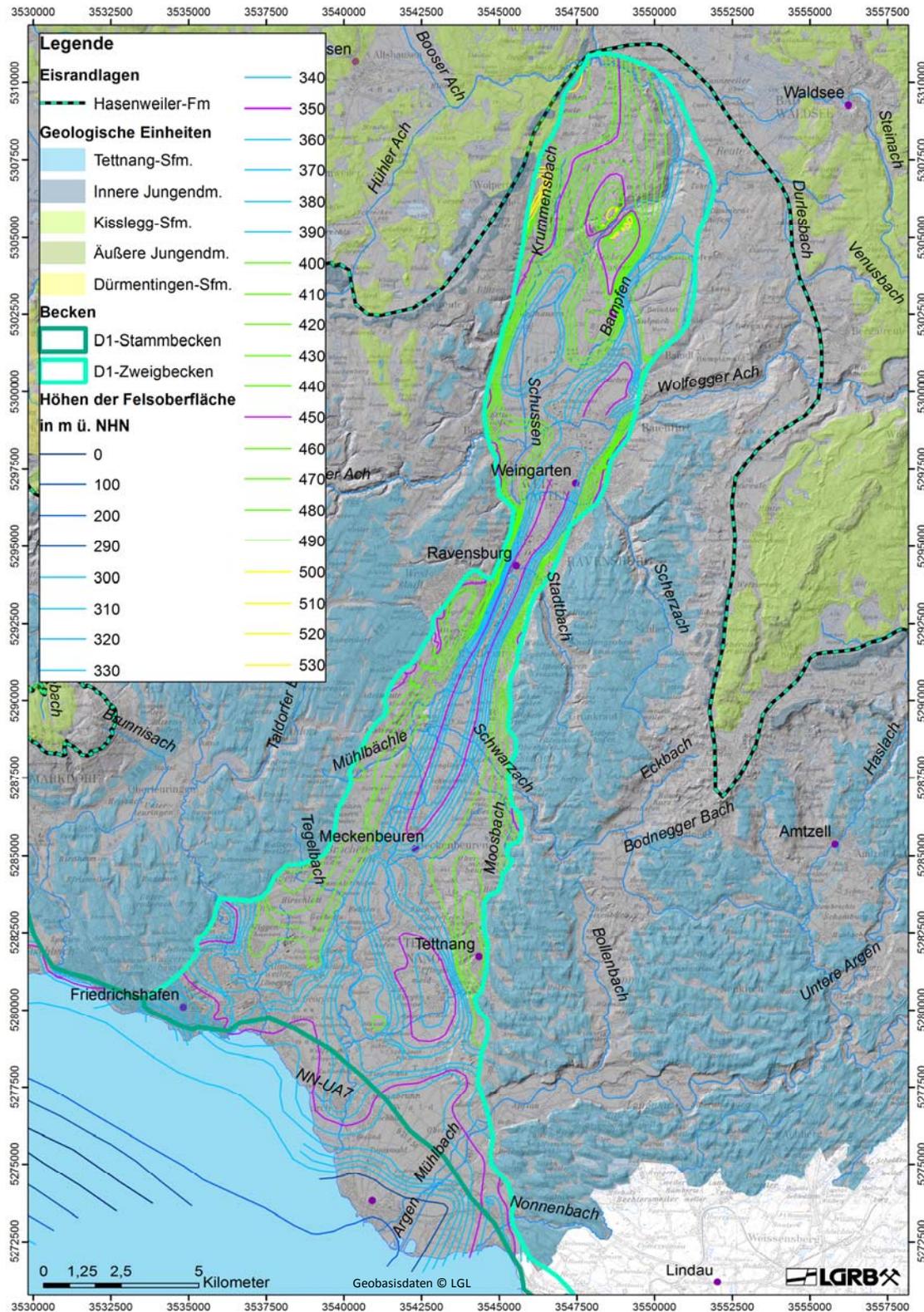


Abb. 5.7: Das D1-Schussenbecken mit Bodensee-Stammbecken (Kap. 5.3.3.1). Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Die Felsoberfläche entspricht im zentralen Teil des Schussenbeckens der D1, distal und am Beckenrand geht sie in D2 über. Proximal ist am Übergang vom Stammbecken eine Stufe in der D1 ausgebildet.

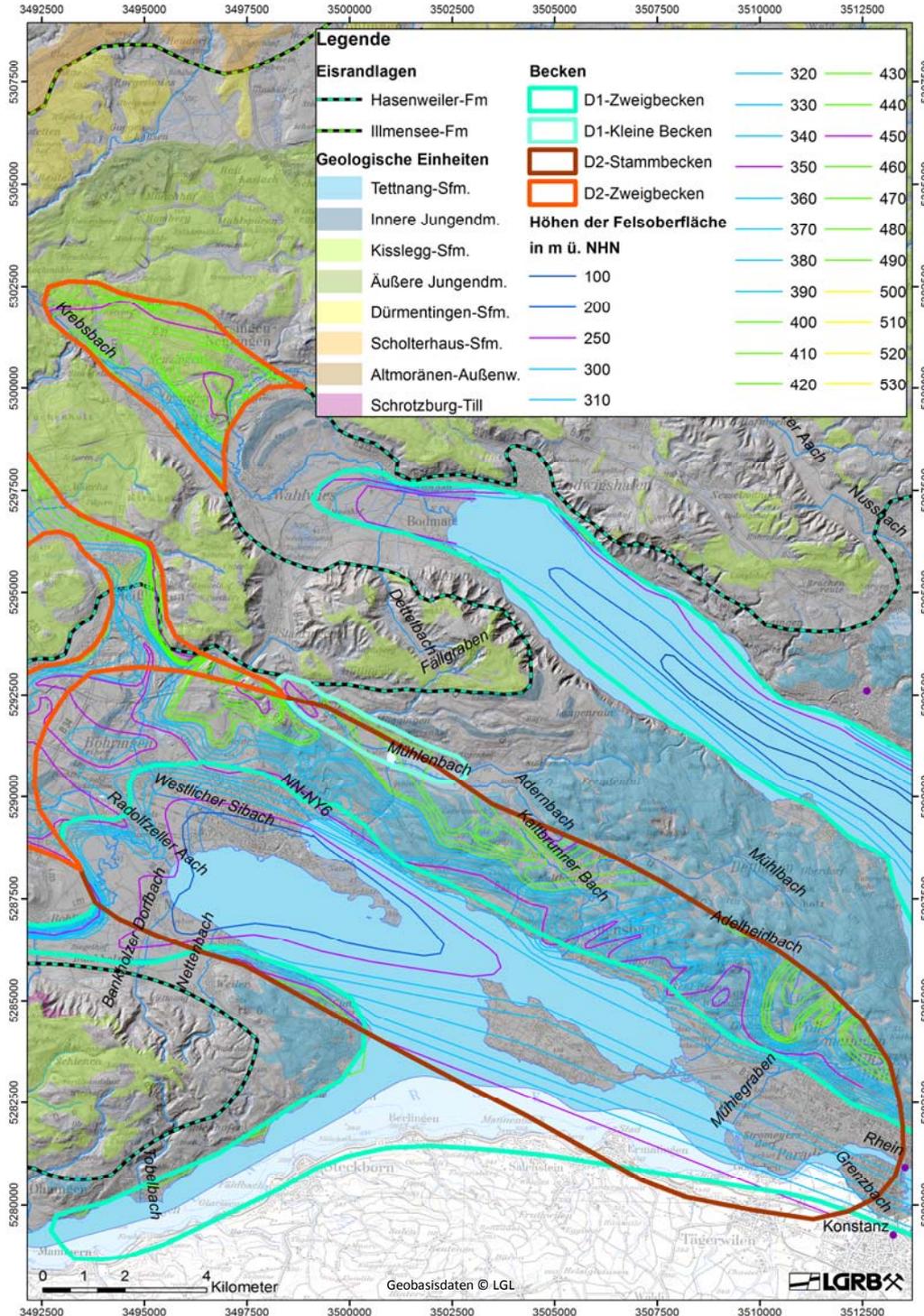


Abb. 5.8: Untersee-Becken (D1) sowie Teile des Singener Beckens (D2) und des Überlinger See-Beckens (D1), vgl. Kap. 5.3.3.1. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Die D1-Becken befinden sich im Bereich der Wasserflächen und daran unmittelbar angrenzend, die D2-Becken distal (Singener Becken) und am nördlichen Beckenrand. Richtung Hochrhein ist nur ein D1-Becken vorhanden; je nach Rekonstruktion des Paläoreliefs vor Ausräumung errechnet sich die D1-Erosion zwischen 200 m und 400 m.

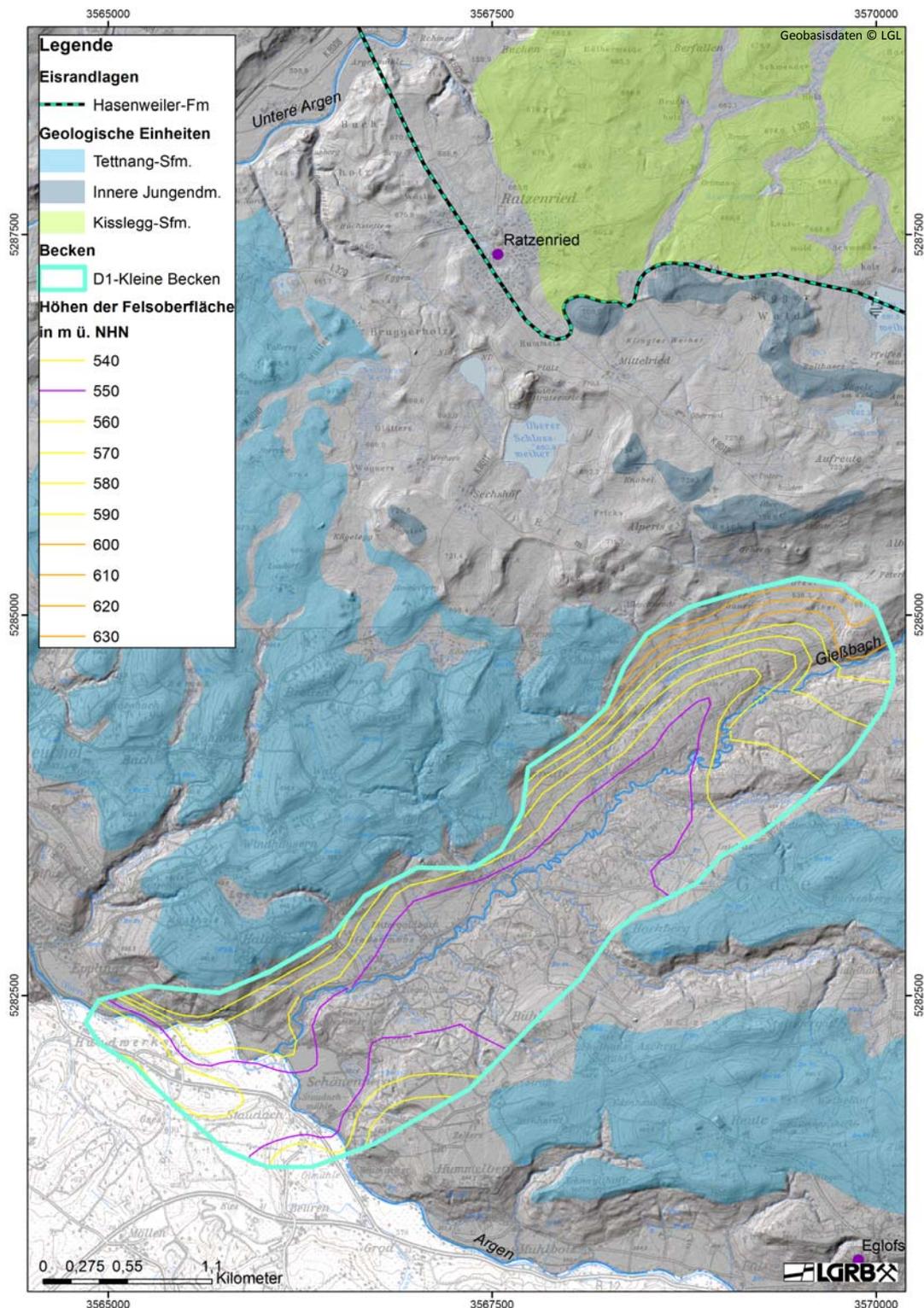


Abb. 5.9: Das Gießbach-Becken (D1), vgl. Kap. 5.3.3.1. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Das Gießbach-Becken ist eines von sieben kleinen Becken, die genetisch mit einem Argen-Tunneltal verknüpft werden. Auf der NW-Seite des Beckens entspricht die Hauptdiskontinuität D1 der Felsoberfläche, die SW-Seite ist in Sedimente der Illmensee-Fm eingeschnitten.

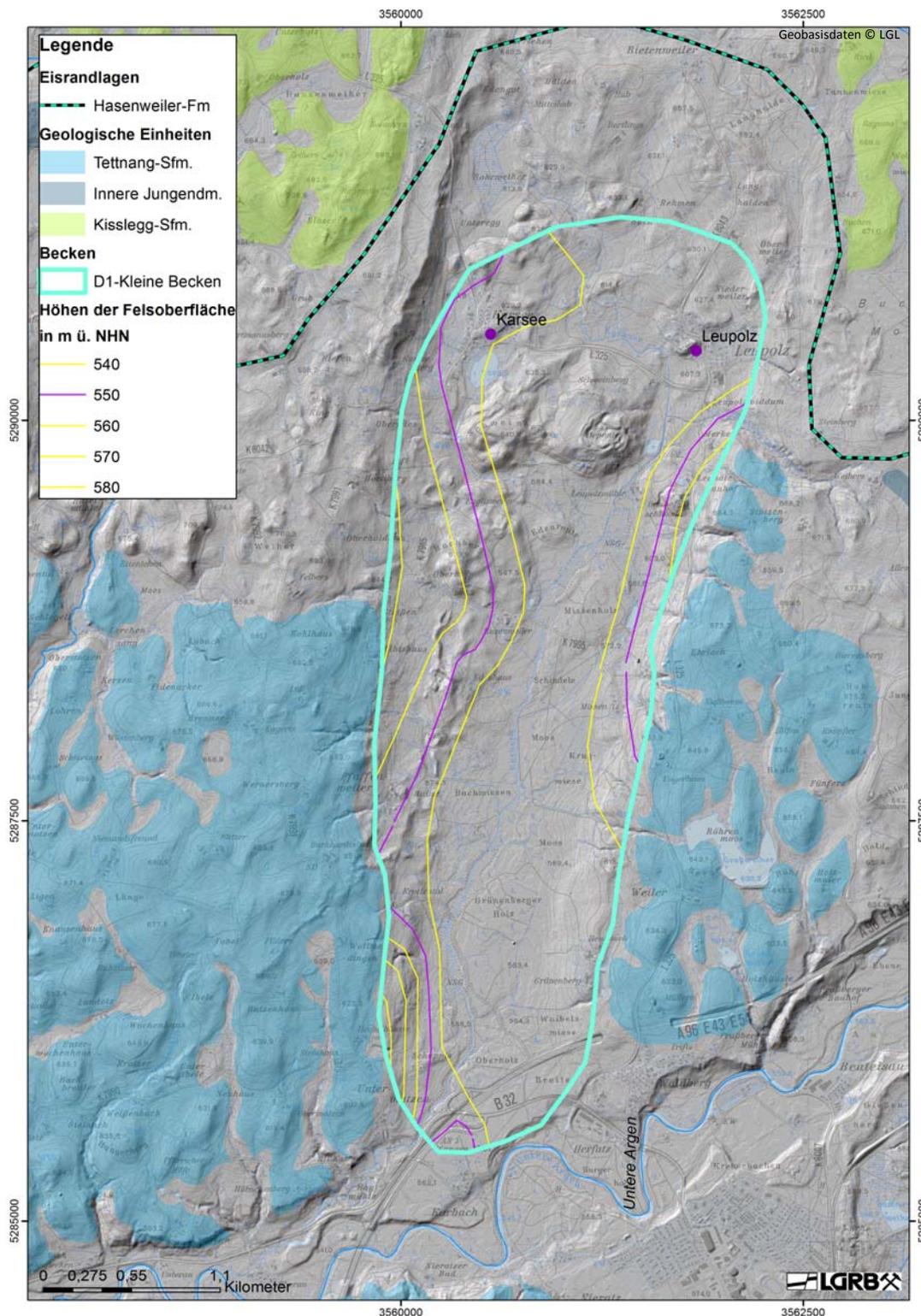


Abb. 5.10: Das Karsee-Becken (D1), vgl. Kap. 5.3.3.1. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar GeoMol (2015).

Auch das Karsee-Becken gehört zu den vom Argental ausgehenden D1-Becken. Auf seiner Westseite ist im DGM ein Os-System zu erkennen. Am distalen Ende im Norden und auf der SE-Seite ist die D1 jeweils in Sedimente der Illmensee-Fm eingeschnitten, die zur D2-Beckenlandschaft um Isny, Leutkirch und Arnach gehören.

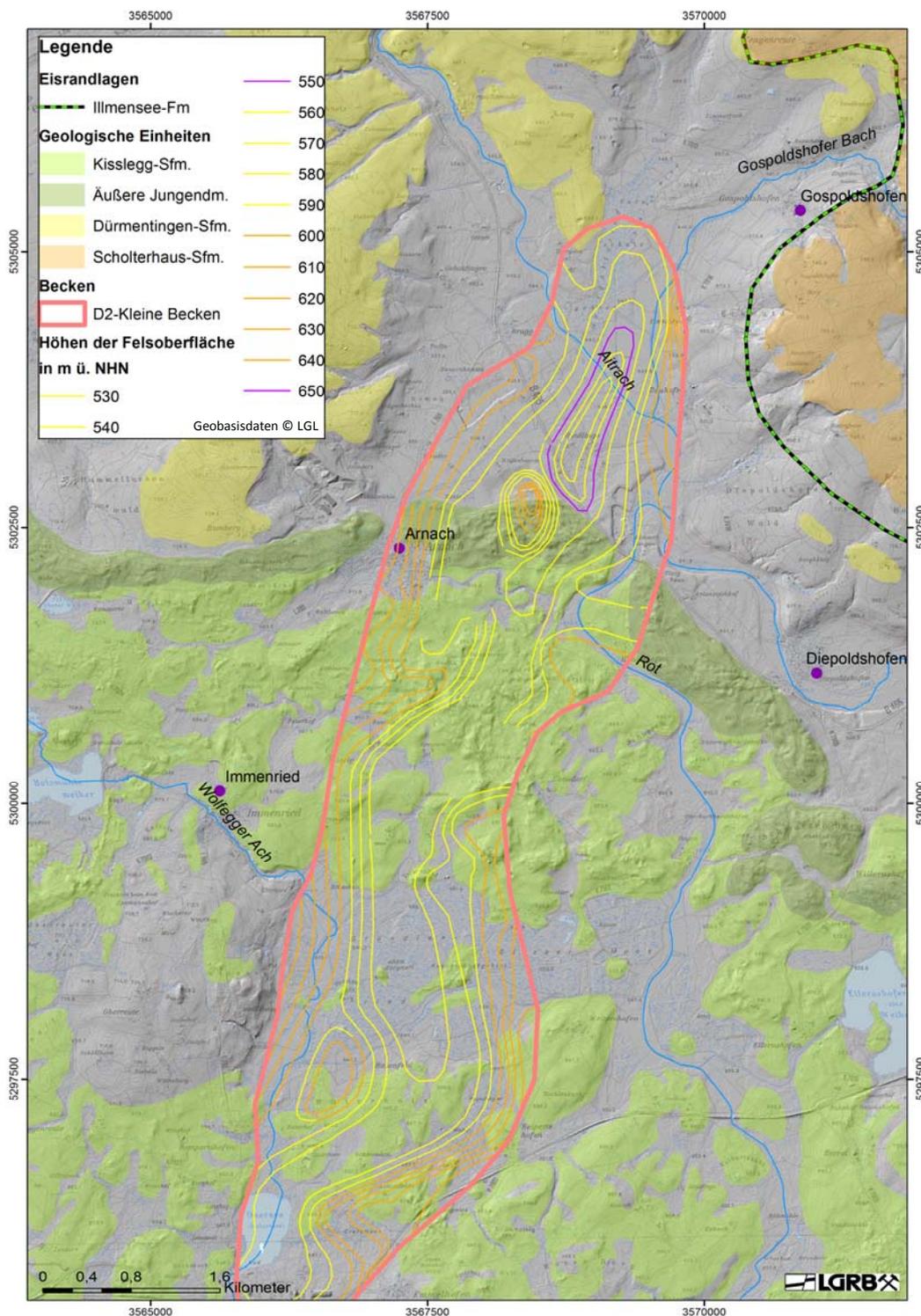


Abb. 5.11: Das Arnacher Becken (D2), vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar GeoMol (2015).

Das Arnacher Becken gehört zur Beckenlandschaft um Isny, Leutkirch und Arnach. Obwohl die Becken durch Sedimente der Kisslegg-Sfm, der Äußeren Jungendmoräne und der Niederterrasse überdeckt sind, ist das Beckenrelief topographisch gut erkennbar.

Im Nordteil ist auf Höhe des LGM mitten im Becken eine ungewöhnliche Hochlage der Felsoberfläche dargestellt, vermutlich eine gestauchte Molassescholle handeln.

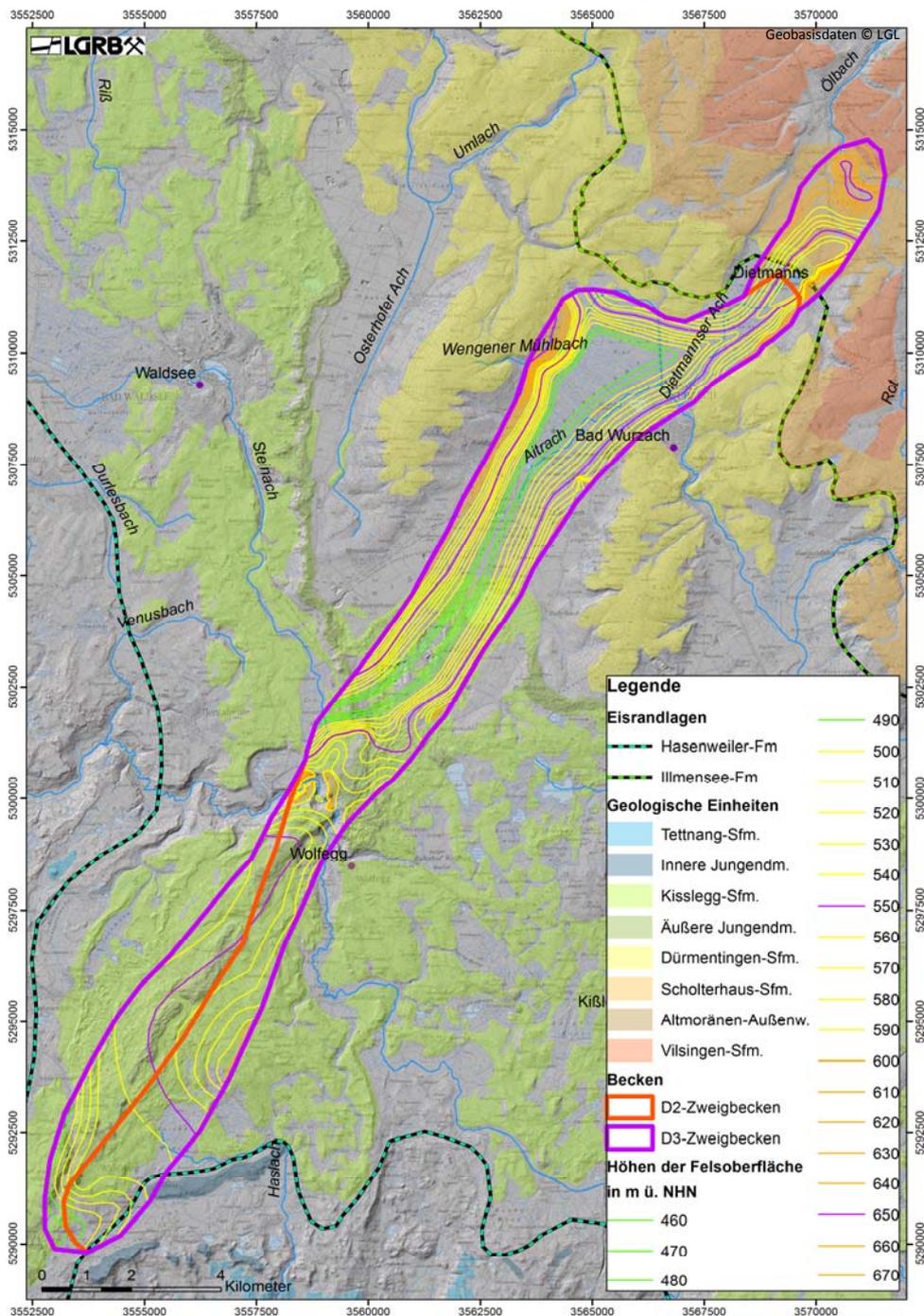


Abb. 5.12: Das Waldburg-Wurzacher Becken (D2 und D3), vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Am distalen Ende ist ein D3-Becken einem D2-Becken vorgelagert (Wurzacher Becken). Beide Beckenteile sind als Reliefformen topographisch erkennbar. Am proximalen Ende des Beckens ist das D2-Becken in das D3-Becken eingeschnitten (Waldburg-Bohrungen, vgl. Exkursionspunkt Waldburg in Anlage 2). Hier ist das D3-Becken topographisch nicht erkennbar, und die Felsoberfläche für die Beckenstruktur unplausibel.

Das Wurzacher (Teil-) Becken ist noch Teil der „alten“, zur Donau einfallenden Deckenschotter-Landschaft, das Waldburgbecken gehört zum Bodensee-Amphitheater.

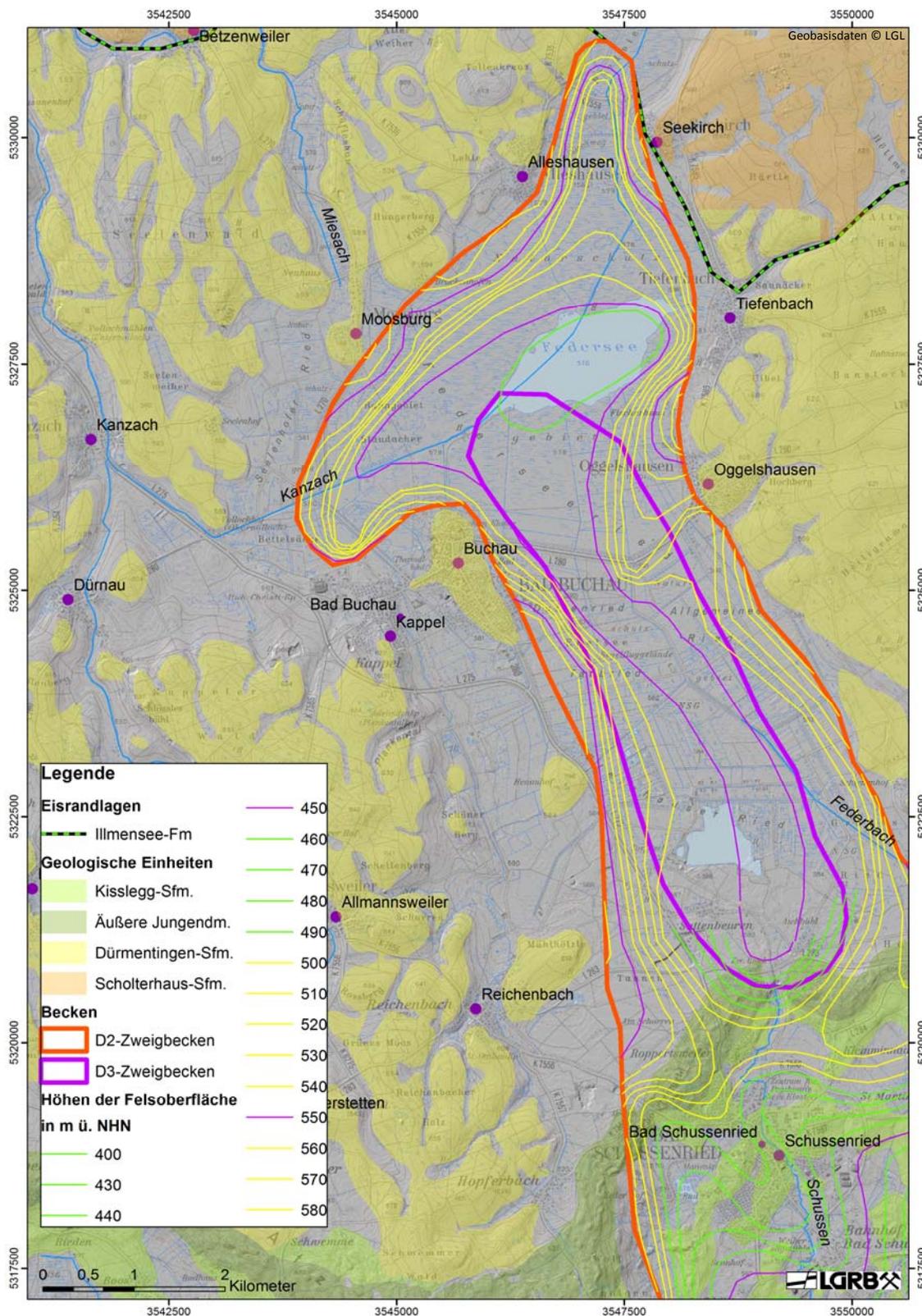


Abb. 5.13: Das Federseebecken (D3 und D2), vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Das Federseebecken bildet das Nordende des Schussenbeckens. Es ist Teil der „alten“, zur Donau einfallenden Deckenschotter-Landschaft. Westlich schließt das Altmoränen-Drumlinfeld von Dürmentingen an.

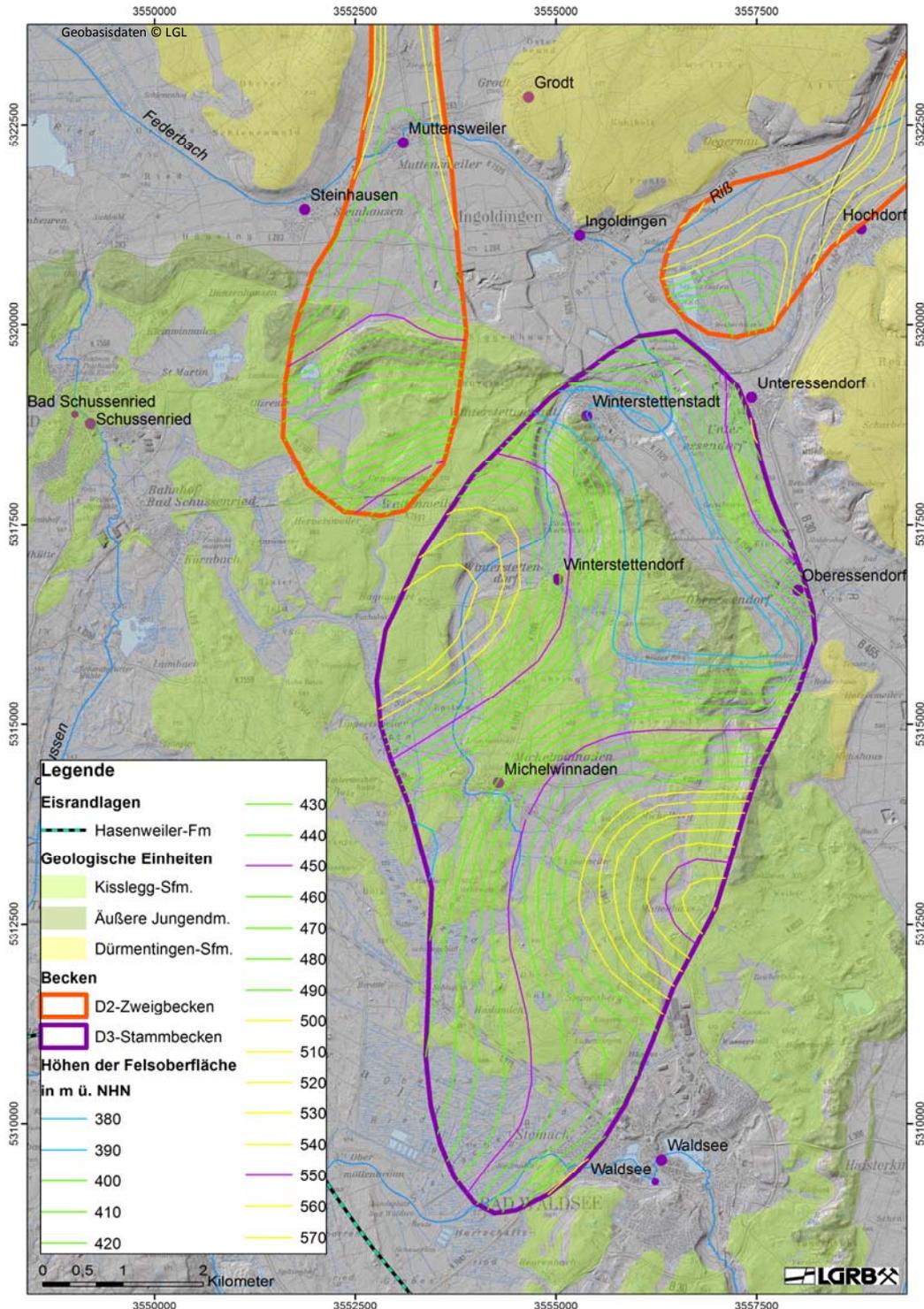


Abb.5.14: Das Tannwald-Becken (D3), vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Im Tannwald-Becken ist als bisher einzigem oberschwäbischem Becken neben subglazialer Ausräumung auch tektonische Subsidenz an der Bildung des Akkommodationsraums beteiligt (BUNESS et al. 2015).

Am seinem Südenende befindet sich bei Gaisbeuren ein möglicherweise noch älteres Becken (ähnlich isoliert wie die Becken vom Höchst und Schrotzburg, trägt jedoch im Gegensatz zu diesen bereits zur Ausräumung des Bodensee-Amphitheaters bei).

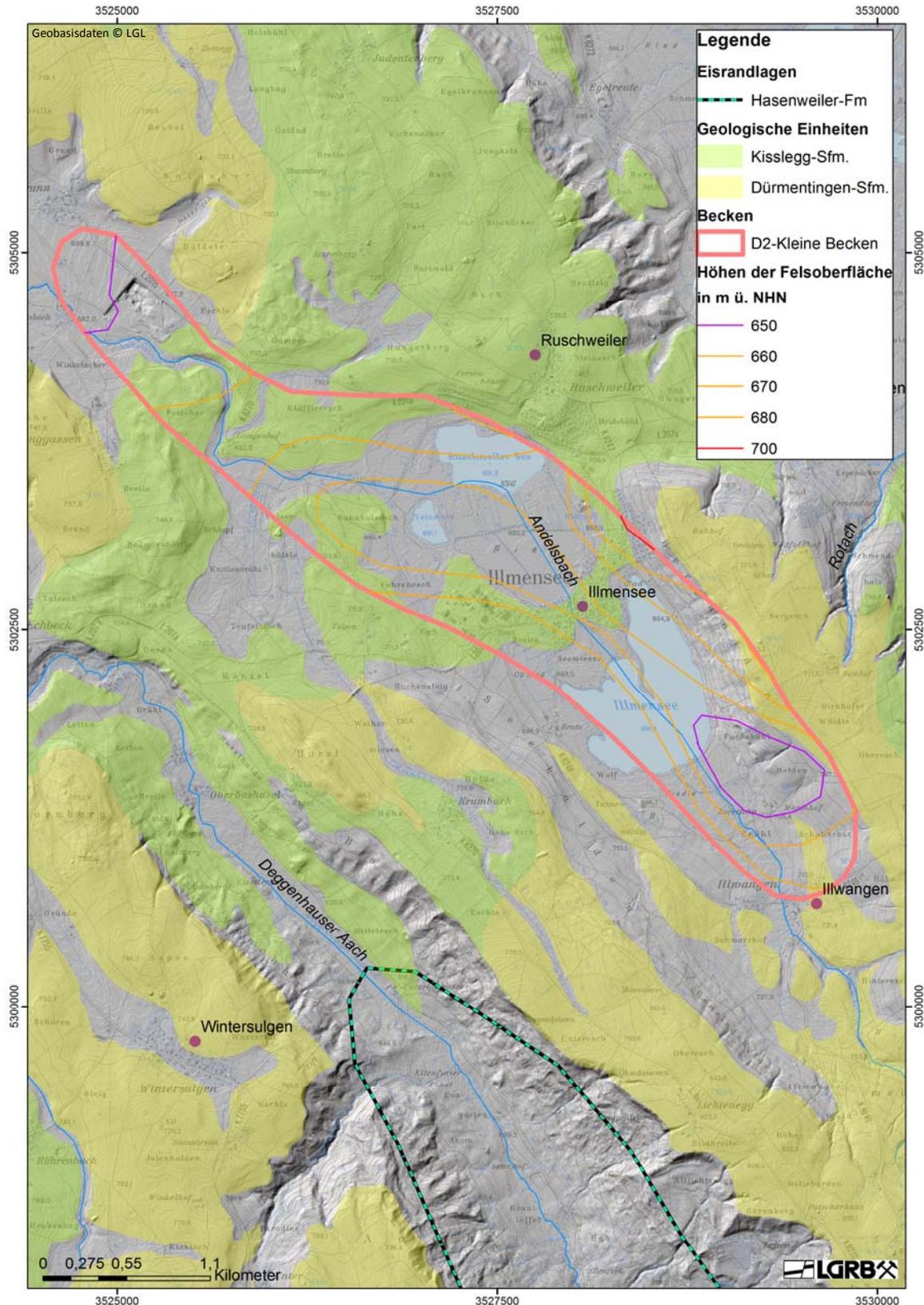


Abb. 5.15: Das Illmensee-Becken (D2), vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015).

Eine Besonderheit dieses Beckens ist seine Lage zwischen Deckenschottern, wo es zur „alten“ Landschaft gehört und nicht zur Ausräumung des Amphitheaters beiträgt.

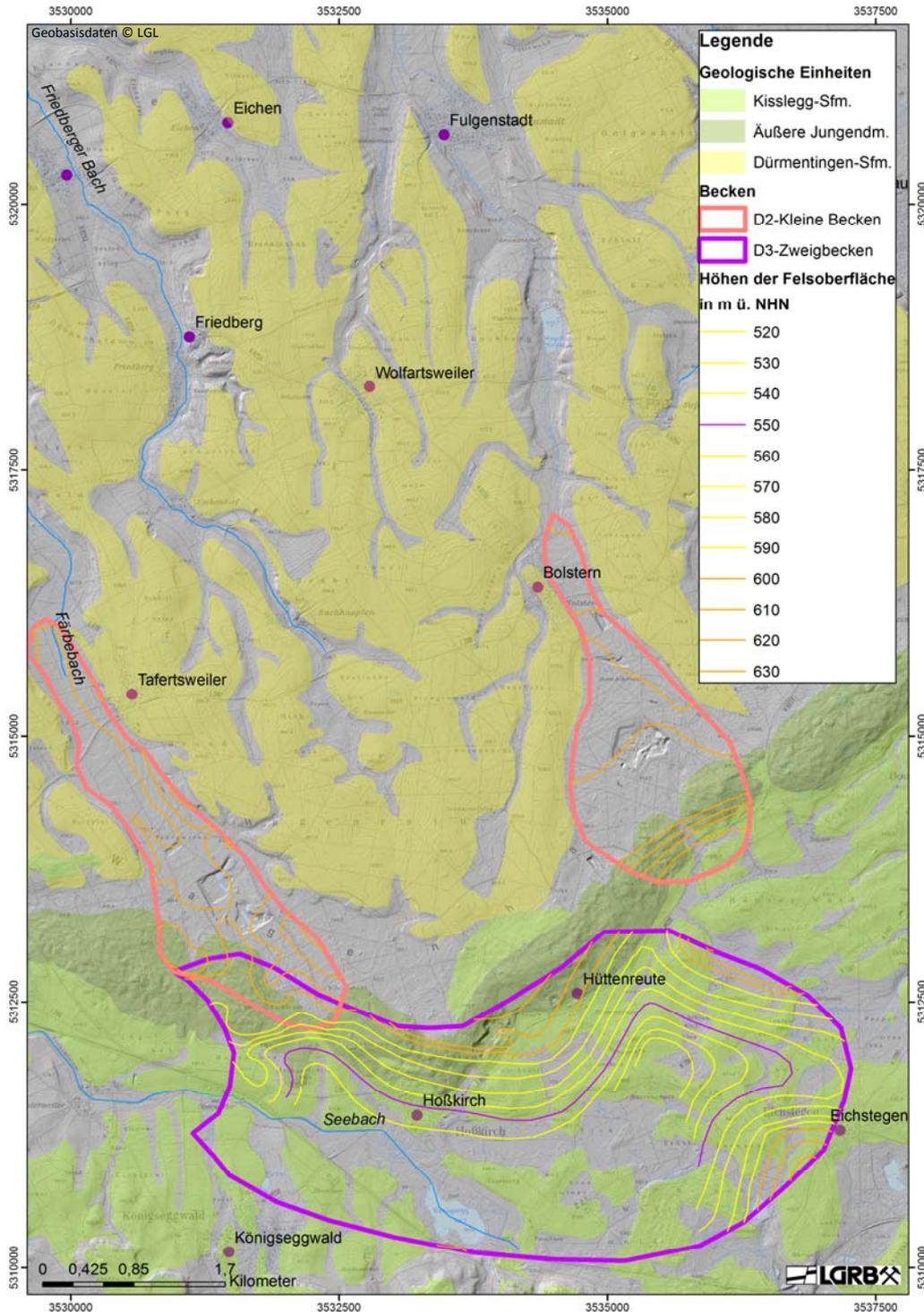


Abb. 5.16: Das Hoßkircher Becken (D3) und die D2-Becken von Bolstern und Tafertsweiler mit ihren Niederterrassen-Tälchen, vgl. Kap. 5.3.3.2. Die Höhenlinien stellen die Felsoberfläche dar (GeoMol 2015). Höhenlinien der Felsoberkante (GeoMol 2015).

Das Hoßkircher Becken ist von Osten als westlichstes Zweigbecken des Gletschers der Vilsingen-Sfm aus dem Schussenbecken ausgeräumt. Die beiden D2-Becken gehen hervor aus Eisvorstößen der Dürmentingen-Sfm aus dem Altshauser Becken (Bolstern) und dem Pfrunger Ries (Tafertsweiler). Diese Eisstrom-Richtungen deuten auf eine kräftige Auffüllung des Hoßkircher Beckens zwischen D3 und D2 hin.

LGRB – Fachberichte

1/2006	(2006)	Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (1. Ausg. 03-2002/überarb. Ausg. 06-2006); 20 S., 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt.	10,- €
1/2006	(2006)	Hydrogeologische Untersuchungen zur Beurteilung von Tiefbaggerungen durch den Oberen Zwischenhorizont in der Rheinniederung nördlich von Karlsruhe; 66 S., 37 Abb., 37 Tab.	10,- €
1/2007	(2007)	Hochauflösende Reflexionsseismik auf dem Rhein und dem Rheinseitenkanal zwischen Mannheim und Rheinfelden; 60 S., 32 Abb., 7 Tab., 1 CD-ROM	18,- €
1/2008	(2008)	Verweilzeiten des Grundwassers in oberflächennahen Grundwasserleitern in Baden-Württemberg; 31 S., 4 Abb., 5 Tab.	10,- €
2/2008	(2008)	Untergrundtemperaturen in Baden-Württemberg; 28 S., 14 Abb., 2 Tab.	10,- €
2015/1	(2015)	Organische Kohlenstoffvorräte der Böden in Baden-Württemberg; 64 S., 28 Abb., 17 Tab.	*
2015/2	(2015)	Ermittlung langjähriger CO ₂ -Emissionen und Beurteilung der Moore Oberschwabens auf Basis historischer und aktueller Höhennivellements; 44 (+69) S., 15 (+107) Abb., 24 (+3) Tab. (Angaben zum Anhang in Klammern)	*
2015/3	(2015)	Identifikation kleinräumiger Risikogebiete zur Reduzierung der diffusen Phosphateinträge in Oberflächengewässer	*

LGRB – Informationen

...	
Heft 18	(2006)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2006 - Gewinnung, Verbrauch und Sicherung von mineralischen Rohstoffen; 202 S., 209+ 12 Abb., 15 Tab., 1 Kt.	*
Heft 19	(2007)	Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg); 130 S., 118 Abb., 12 Tab.	10,- €
Heft 20	(2008)	Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg; 106 S., 79 Abb., 21 Tab., 1 Kt.	15,- €
Heft 21	(2008)	Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse; 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh., 10 Beilage.	15,- €
Heft 22	(2009)	Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg; 146 S., 53 Abb., 5 Tab.	15,- €
Heft 23	(2009)	Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg; 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt.	15,- €
Heft 24	(2009)	Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg; 98 S., 62 Abb., 22 Tab., 40 Kt.	15,- €
Heft 25	(2010)	Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg; 142 S., 78 Abb., 17 Tab., 1 Beil.	15,- €
Heft 26	(2012)	Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg; 216 S., 107 Abb., 35 Tab., 1 Beil.	20,- €
Heft 27	(2013)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013 Bedarf, Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Dritter Landesrohstoffbericht – 204 S., 228 Abb., 7 Tab.	10,- €
Heft 28	(2013)	Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben – Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projektes GeORG – 103 S., 49 Abb., 7 Tab.	10,- €
Heft 29	(2014)	Geologische Ergebnisse der Geothermiebohrungen Urach 1, Urach 3 und Urach 4; 152 S., 38 Abb., 3 Tab., 2 Anh.	15,- €
Heft 30	(2015)	GeoMol LCA Projektteam (2015): GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. – 142 S., 78 Abb., 22 Tab. – in Druck	

Alle oben aufgeführten Schriften sind im LGRB-Online-Shop käuflich zu erwerben.
Preise zuzüglich Versandkosten. Nicht aufgeführte Titel sind zurzeit vergriffen.

* = diese Produkte sind kostenlos downloadbar unter <https://produkte.lgrb-bw.de/schriftensuche>