Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: 92 (2015)

Artikel: Neue Erkenntnisse und Argumente zu den Eiszeiten in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum
Autor: Keller, Oskar
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-832646

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

92. Band | Seiten 259–289 | 22 Abbildungen | 4 Tabellen | St. Gallen 2015

Neue Erkenntnisse und Argumente zu den Eiszeiten in der Nordschweiz und im Bodenseeraum

Oskar Keller

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung 259

1 Einführung 260

2 Deckenschotter-Eiszeiten und Becken-Eiszeiten im Überblick 262

3 Abfolge der Becken Eiszeiten 266
3.1 Stratigraphie 266
3.2 Terminologie 266

4 Glazialgeologische Profile zu den Becken-Eiszeiten 267
4.1 Profil Rheintal im Raum Koblenz 267
4.2 Profil Linthbecken 269
4.3 Profil Hosskirch 271
4.4 Profil Kiesgrube Bittelschiess 272

5 Argumente für vier Becken-Eiszeiten 273

6 Neuerungen gegenüber der traditionellen Eiszeitenfolge 275
6.1 Allgemeines 275
6.2 Nordschweiz 275
6.3 Nördlicher Bodenseeraum 275

7 Charakteristik der Becken-Eiszeiten . 278
7.1 Grösstes Rheinisches Glazial = Möhlin = Hosskirch 279
7.2 Habsburg-Glazial 279
7.3 Beringen-Glazial = Riss-Glazial .. 280
7.4 Birrfeld-Glazial = Würm-Glazial . 280

8 Zu den Deckenschotter-Eiszeiten 281
8.1 Allgemeines 281
8.2 Nordöstlicher Bodenseeraum 282
8.3 Nordschweiz 282

9 Zeitliche Ordnung 284

10 Schlussfolgerungen 286

Literaturverzeichnis 288

Kurzfassung

In der Nordschweiz sowie im nördlichen Bodenseeraum sind zwei Typen von eiszeitlichen Vorlandvergletscherungen zu unterscheiden: Deckenschotter-Eiszeiten und Becken-Eiszeiten. Die Vergletscherungen der Deckenschotterzeit erfolgten im Frühpleistozän (frühes Eiszeitalter) und breiteten sich noch über ein Molasse-Hochland aus. Ausgelöst durch die Umlenkungen der Aare und vor allem des Alpenrheins von der Donau zur niedrig gelegenen Oberrhein-Ebene kam es zur starken fluvialen Talbildung. Die anschliessend während dem Mittel- und Spätpleistozän in diesen Tälern vorrückenden Gletscher schufen übertiefte Becken und Tröge. Diese Vorlandvergletscherungen werden deshalb als Becken-Eiszeiten bezeichnet. Basierend auf Sedimentabfolgen in Schmelzwasser-

Dr. phil. Oskar Keller, Falzigenweg 1, CH-9450 Lüchingen, o.keller@paus.ch

tälern und in tiefen Trögen können in der Nordschweiz vier Becken-Eiszeiten nachgewiesen werden, getrennt durch Interglaziale (IG), von alt nach jung: Möhlin-Glazial – IG Holstein – Habsburg-Glazial – IG Meikirch – Beringen-Glazial – IG Eem – Birrfeld-Glazial – Postglazial.

Möhlin-Glazial: Ausgedehnteste Vergletscherung, die über den östlichen Jura hinweg bis auf die Südabdachung des Schwarzwaldes vorrückte, Grösstes Rheinisches Glazial GRG.

Habsburg-Glazial: Ausbreitung ähnlich wie das jüngste Glazial mit zurück liegenden Zungen, an deren Fronten die Hochterrassen wurzeln.

Beringen-Glazial: Die Eisströme vereinigten sich in der zentralen Nordschweiz und überschritten noch den Hochrhein zwischen Schaffhausen und Waldshut; bisher als Riss-Eiszeit bezeichnet.

Birrfeld-Glazial: Letzte und jüngste Eiszeit mit relativ geringen Ausmassen, aber mit markanten Frontbildungen (Moränenwälle, Schotterfelder); extern Schüttung der Niederterrassen; bisher Würm-Eiszeit genannt.

Im süddeutschen Rheingletscherraum sind dieselben vier Becken-Eiszeiten zu identifizieren, sie werden aber anders benannt. Älteste Eiszeit ist auch hier das Grösste Rheinische Glazial GRG mit der Bezeichnung ***Hosskirch***. Neu kann das ***Habsburg-Glazial*** wahrscheinlich gemacht werden. Das nächste Glazial ist ***Riss***, dessen Benennung beibehalten wird. Das letzte und jüngste Glazial ist wie bisher ***Würm***.

Die Chronostratigraphie (zeitliche Abfolge) baut auf den Zeitmarken für die Interglaziale auf. Demnach verteilen sich die Glaziale folgendermassen über das jüngere Pleistozän: GRG = Möhlin = Hosskirch ±350 ka BP (in 1000 Jahren v. h.), Habsburg ±250 ka BP, Beringen = Riss ±150 ka BP, Birrfeld = Würm 30–15 ka BP.

Bei den frühpleistozänen Deckenschotter-Eiszeiten muss zwischen den auf die Donau ausgerichteten Gletschern und Schotterfeldern im Nordosten des Rheingletschers, respektive den zum Hoch/Oberrhein entwässernden Gletschern unterschieden werden. Im Nordosten sind die Eiszeiten ***Biber, Donau, Günz, Haslach*** und ***Mindel*** erkannt worden. In der Nordschweiz umfassen die Höheren Deckenschotter ***zwei*** (eventuell vier) ***Vergletscherungen***, die Tieferen Deckenschotter ebenfalls ***zwei*** (eventuell vier) ***Glaziale***. Aufgrund der Funde von Kleinsäuger-Fossilien dürften die ältesten der Höheren Deckenschotter bis ins früheste Pleistozän zurückreichen.

1 Einführung

Bis gegen das Jahr 2000 hatte im nordalpinen Raum die viergliedrige Eiszeitenfolge Günz – Mindel – Riss – Würm, die um die vorletzte Jahrhundertwende von A. PENCK (PENCK & BRÜCKNER 1909) aufgestellt worden war, allgemeine Gültigkeit. Neuere Forschungen, insbesondere die Auswertung von Bohrungen zur Grundwasser-Prospektion, für Deponie-Standorte oder für Tunnelbauten, aber auch die Bearbeitung riesiger, tiefreichender Kiesabbau-Areale, führten zur Erkenntnis, dass das tetraglaziale Penck'sche Eiszeitgebäude nicht mehr genügt und um etliche Glaziale erweitert werden muss.

Während Jahren haben sich O. Keller und E. Krayss immer wieder mit der Problematik der Eiszeitenfolge in der Nordschweiz und im Bodenseeraum auseinander gesetzt. Auf Anregung der Arbeitsgruppe für alpines Quartär (AGAQ) und unter Berücksichtigung der umfassenden Untersuchungen zu den jüngeren Eiszeiten von GRAF (2009b) entwickelten sie eine Chronostratigraphie (zeitliche Abfolge) der jüngeren Eiszeiten für die Nordschweiz (KELLER & KRAYSS 2010). Diese fand auch ihren Niederschlag in der Gemeinschaftspublikation von PREUSSER, GRAF, KELLER, KRAYSS & SCHLÜCHTER (2011) zur quartären Vergletscherungsgeschichte der Nordschweiz. Gleichzeitig erschienen Arbeiten über das Ausbreitungsgebiet des nördlichen Rheingletschers von ELLWANGER et al. (2011a und 2011b), die

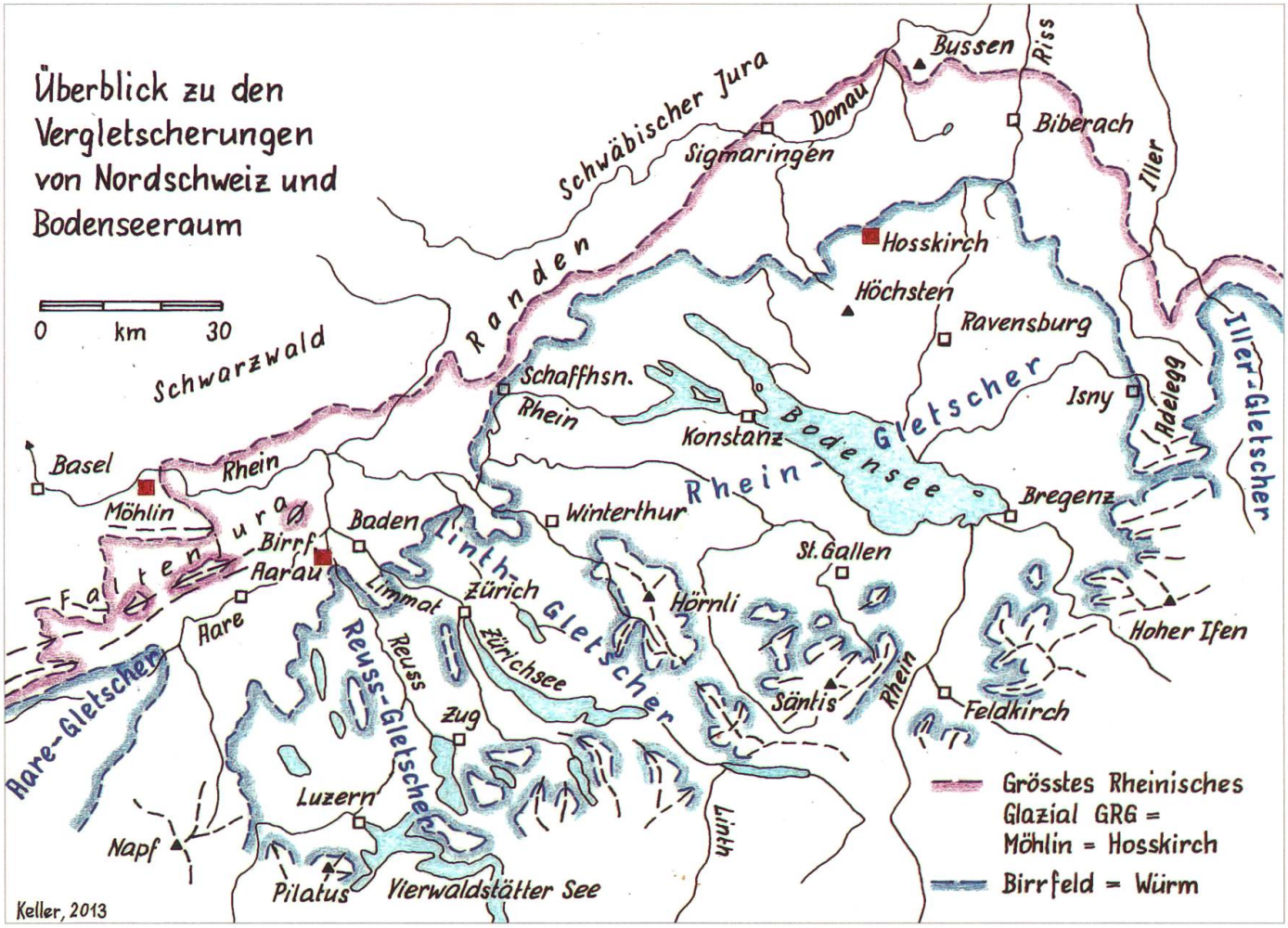


Abbildung 1:
Während der ersten Becken-Eiszeit, dem Grössten Rheinischen Glazial GRG, waren das gesamte Schweizer Mittelland und der Bodenseeraum bis über die Donau hinaus unter einer zusammenhängenden Eisdecke begraben. Demgegenüber waren die Ausmasse der jüngsten Eiszeit Birrfeld oder Würm wesentlich geringer. Karte: O. Keller.

sich mit neuen Aspekten des dortigen Eiszeitgeschehens befassten. Als Weiterentwicklung der obigen Publikationen sind Untersuchungen zur Korrelation des Bodensee-Rheingletschers mit der Nordschweiz zu betrachten (KELLER 2014), an denen sich E. Krayss anfänglich intensiv beteiligte.

In der Region Nordschweiz-Bodensee können zwei prinzipiell verschiedene Typen von eiszeitlichen Vergletscherungen auseinander gehalten werden. Einerseits handelt es sich um Vergletscherungen, die aus den Alpen heraus einstige Hochgebiete im Vorland überfahren haben: die ***Deckenschotter-Eiszeiten***. Anderseits sind es Glaziale, deren Eisströme im Vorland tiefe Becken und Tröge ausschürften und über sie hinaus vorstiessen: die ***Becken-Eiszeiten***.

Chronologisch-zeitlich werden neueste Erkenntnisse und Argumente zu den Becken-Eiszeiten vorgestellt und diskutiert. Kurz wird auch auf die Deckenschotter-Eiszeiten eingegangen. Geographisch-räumlich geht es um die Vorland-Vergletscherungen im Bodensee-Rheingebiet, im Linth-Rhein-System, im Reuss-Vorland sowie im Aare-Hochrheingebiet ab Olten (Abbildung 1).

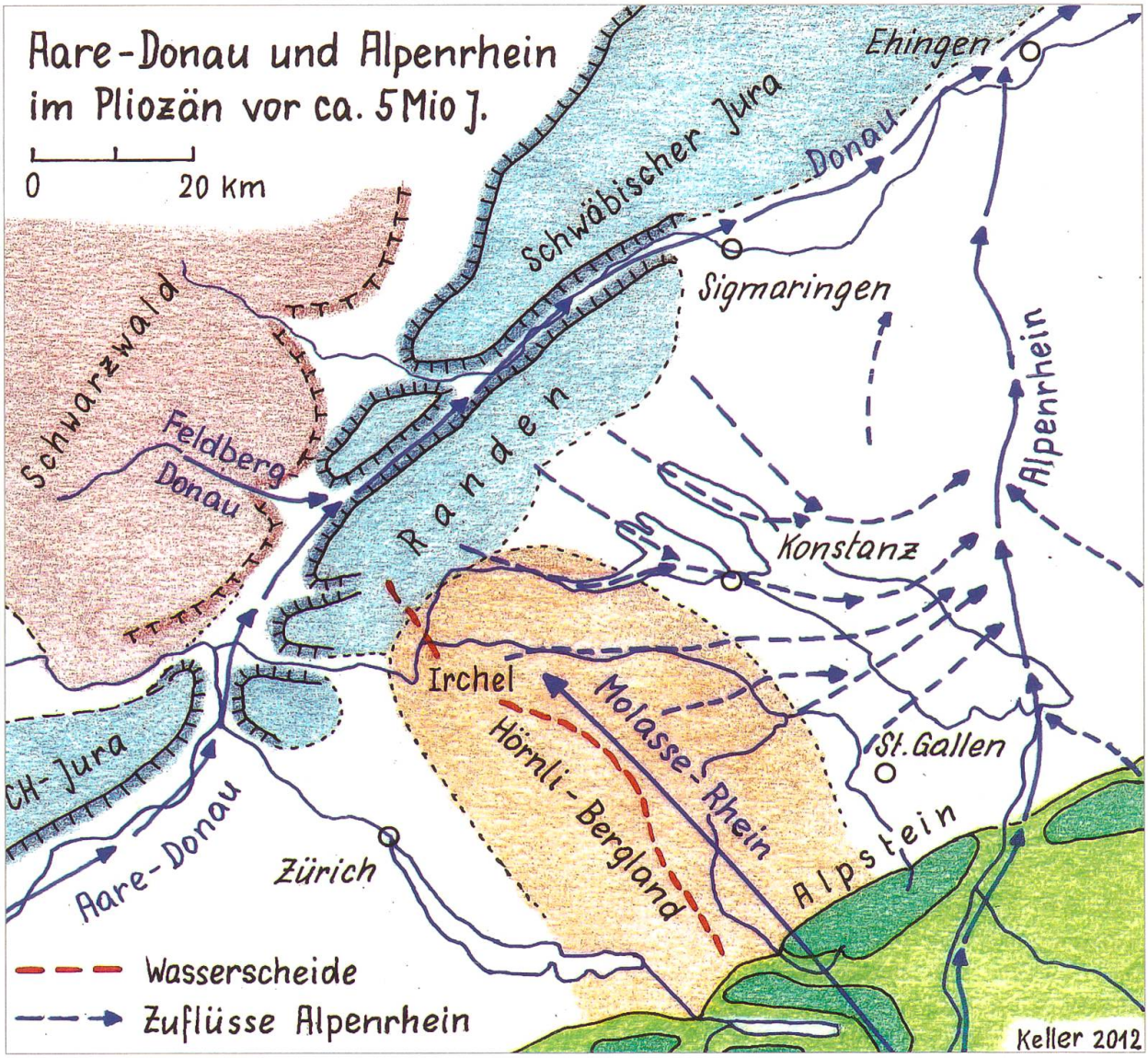


Abbildung 2:
Die Aare bildete im frühen Pliozän den Oberlauf der Donau. Bedingt durch den mächtigen Molasse-Schuttfächer des Ur-Rheins war sie gezwungen nördlich um den Randen herum abzufliessen. Der Alpenrhein sammelte alle Gewässer des Bodenseeraums und war ein Nebenfluss der Donau.
Karte: O. Keller.

2 Deckenschotter-Eiszeiten und Becken-Eiszeiten im Überblick

Bis ins jüngste Tertiär (Pliozän) war das den Alpen nördlich vorgelagerte Molasse-Becken bis auf ein Niveau von ca. 1'000 m ü. M. angehoben worden. Dieses nordalpine Molasse-Hochland wurde von einer Ur-Aare-Donau entlang dem Jura-Südfuss nach Osten ins Pannonische Becken (Ungarn) entwässert (Abbildung 2). Diesem Urstrom flossen entsprechend der allgemein nordwärts gerichteten Abdachung des Hochlandes auch Ur-Reuss, Ur-Linth-Limmat und der Alpenrhein als Nebenflüsse zu (LINIGER 1962, HOFMANN 1996, VILLINGER 1998, 2003, KELLER 2009). Weiter östlich gilt für Iller, Lech, Isar und Inn noch immer der Abfluss zur Donau.

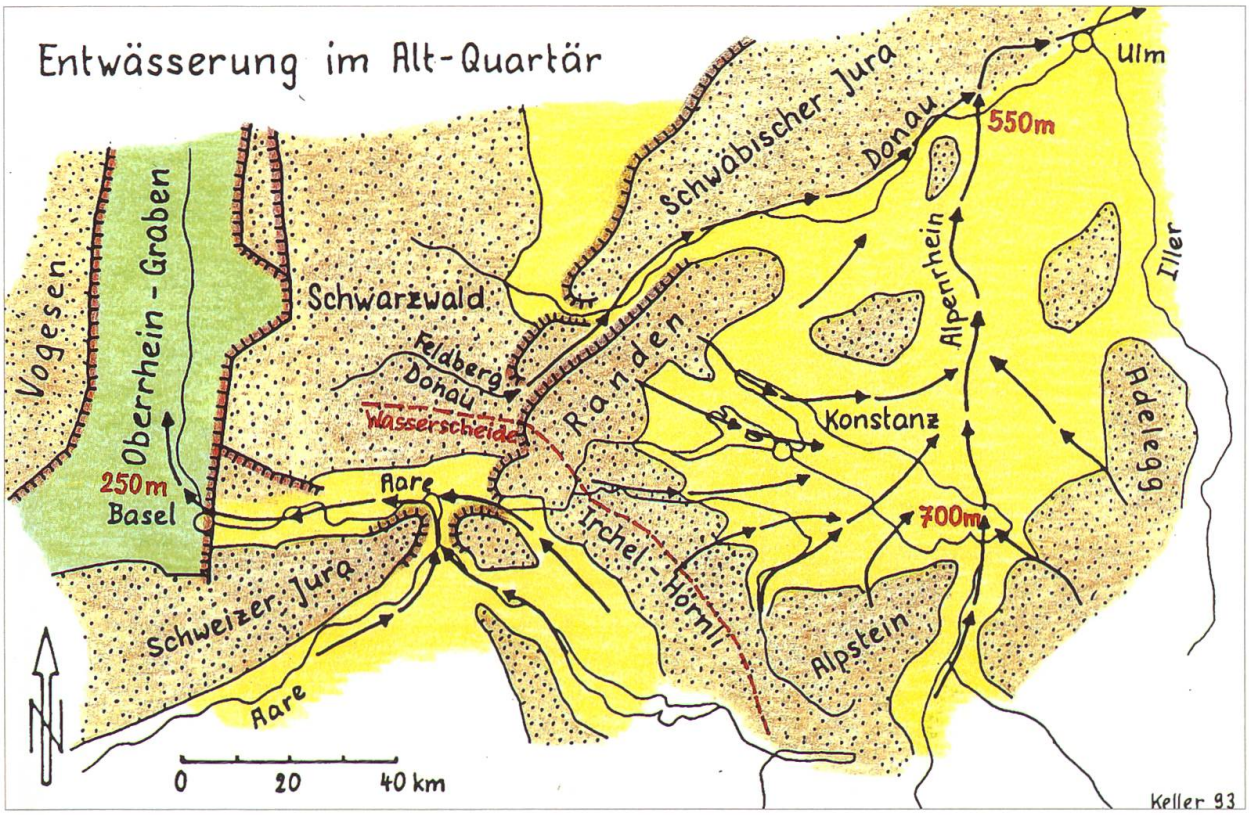


Abbildung 3:
Nachdem sich die Aare vor gut 4 Mio. Jahren von der Donau abgekoppelt hatte, fand sie später im tief liegenden Oberrhein-Graben den Weg zur Nordsee. Der Alpenrhein aber blieb der zum Schwarzen Meer gerichteten Donau tributär. Karte: O. Keller.

Im Jungtertiär vor 4,2 Mio. Jahren wurde die Aare vermutlich infolge Absenkungen im östlichen Schweizer Jura, respektive Hebungen im Südost-Schwarzwald von der Donau weg nach Westen umgelenkt. Sie entwässerte jetzt um den Jura herum über den Sundgau zwischen Basel und Belfort zum Doubs und mit ihm ins Mittelmeer. Um etwa 2,9 Mio. Jahre v. h. war die allgemeine Absenkung des Oberrhein-Grabens so weit fortgeschritten, dass die Aare im Raum Basel nach Norden umschwenkte und nun als Oberrhein zur Nordsee abfloss (LINIGER 1962, ZIEGLER & FRAEFEL 2009). Die bereits tiefe Lage des Oberrhein-Grabens löste im Aare-System (Aare, Reuss, Linth-Limmat) eine erste fluviale Eintiefung der Täler aus, die sich bis in die Alpen ausgewirkt haben dürfte. Östlich einer Hochzone Randen-Irchel-Hörnli blieb der Alpenrhein jedoch auf höherem Niveau weiterhin der Donau tributär (Abbildung 3).

Mit dem Beginn des Quartärs (Pleistozän = Eiszeitalter) vor ca. 2,5 Mio. Jahren kam es in den Alpen zu immer ausgedehnteren Vergletscherungen und ersten Eisvorstössen ins Vorland. Dabei wurden von den Gletscherfronten ausstrahlend die Deckenschotter in die hoch liegenden Entwässerungstäler eingeschüttet. Zahlreiche Deckenschotter-Relikte finden sich heute in erhöhter Lage im Gebiet zwischen dem Irchel und dem östlichen Jura. Ihre Gerölle belegen Vorstösse des Aare-Reuss- und des Linth-Rhein-Gletschers (VERDERBER 1992, GRAF 1993, PREUSSER et al. 2011). Beim Bodensee-Rheingletscher sind sie gehäuft auf den Höhen rund um den Bodensee vertreten (SCHREINER & EBEL 1981, HAAG 1982,

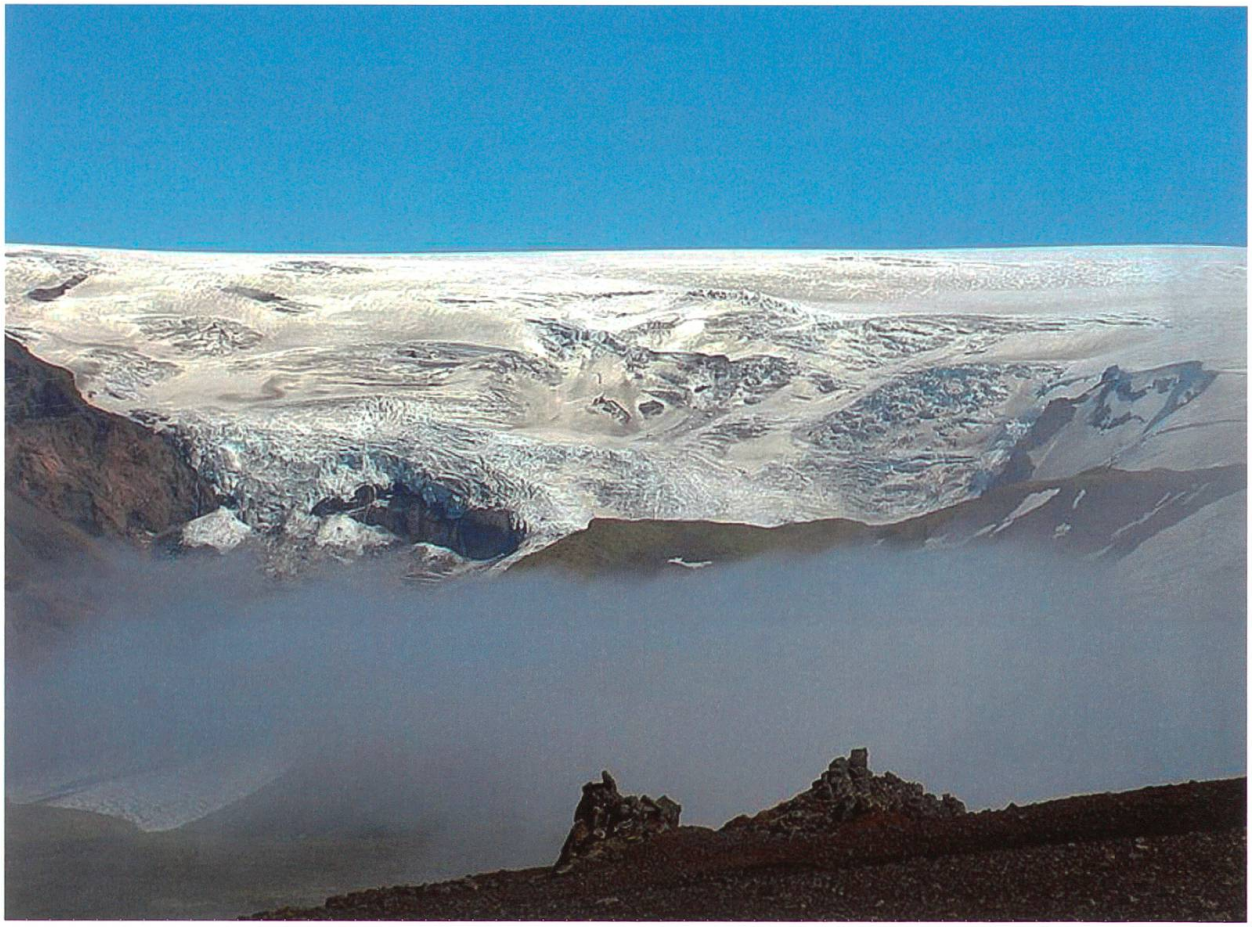


Abbildung 4:
Die Front des Myrdals Jökull (Island) vermittelt einen Eindruck zu den über das Bodensee-Hochland sich ausbreitenden Vorlandgletschern der Deckenschotter-Eiszeiten. Foto: Wikimedia Commons, Chris 73.

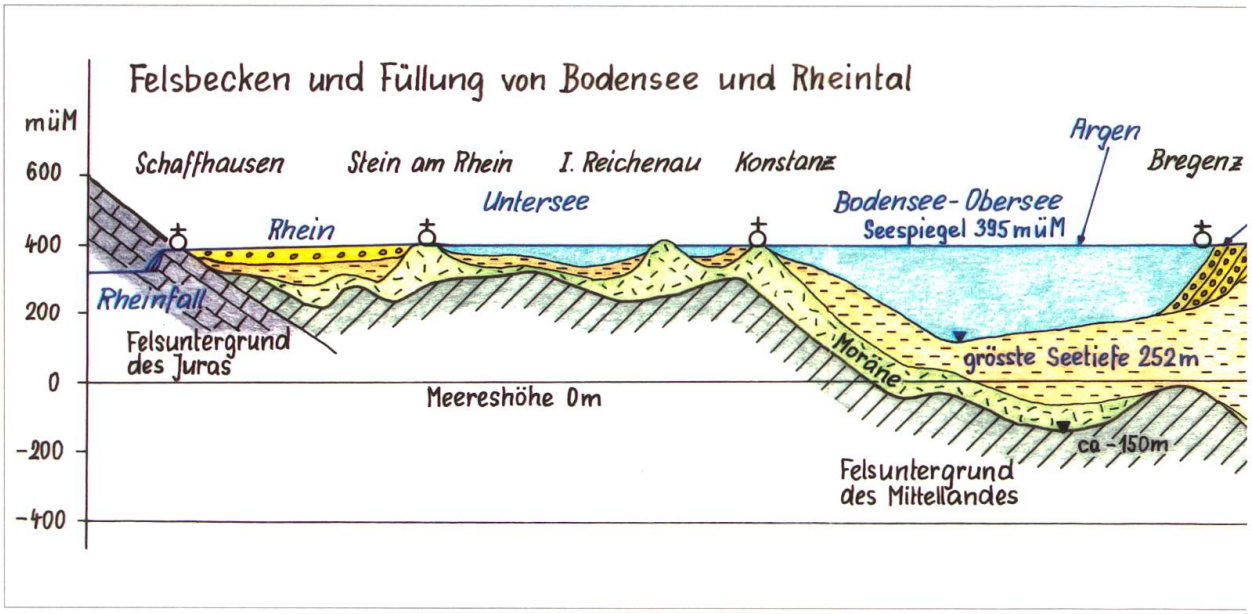


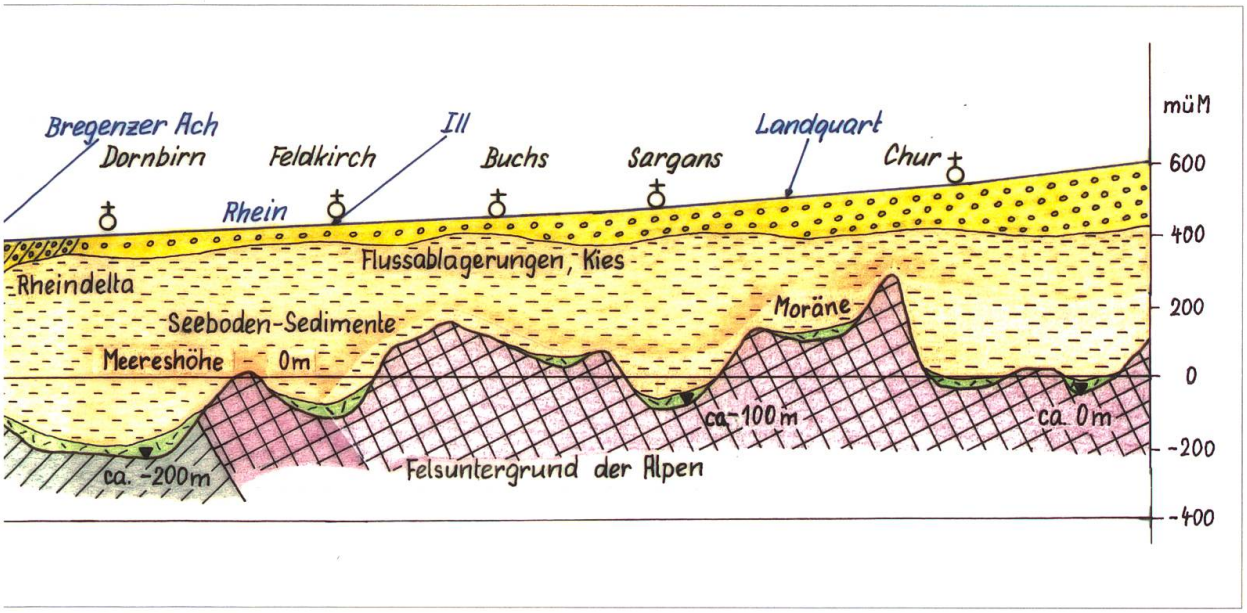
Abbildung 5:
Profil entlang Alpenrhein – Bodensee – Hochrhein bis Schaffhausen. Das Felsbecken von Bodensee und Rheintal wurde glazial tief ausgeschürft. Es erstreckt sich von Schaffhausen bis über Chur hinaus. Die resistenten Jurakalke am Rheinfall bilden die Überlaufschwelle. Profil: O. Keller.

HOFMANN 1996, SCHREINER 1996, 2003, GRAF 2009a). Von den westlichen Zungen des Rheingletschers flossen jeweils Schmelzwässer zur Aare Richtung Oberrhein über. In den Interglazialen (Zwischeneiszeiten) entwässerte der Alpenrhein aber stets wieder zur Donau (Abbildung 4).

Als nach der letzten Deckenschotter-Eiszeit der Überlaufweg aus dem Bodenseeraum nach Westen tiefer lag als die Achse nach Norden zur Donau, wandte sich der Alpenrhein endgültig, das heisst auch interglazial, von der Donau weg nach Westen zum Oberrheingraben (VILLINGER 2003, KELLER 2009). Damit setzte im Hochrhein-Alpenrheingebiet verstärkte fluviale Erosion ein, ausgerichtet auf die tief liegende Erosionsbasis im Raum Basel. Sie griff im Einzugsgebiet von Aare, Reuss, Linth-Limmat und Alpenrhein bis in die Alpen zurück. Diese Umgestaltung des Gewässernetzes und die starke fluviale Durchtalung wird nach einem Vorschlag von SCHLÜCHTER (1988) als MPR = Mittelpleistozäne Reorganisation bezeichnet.

Die Eisströme der nachfolgenden Becken-Eiszeiten weiteten die Alpenrand- und Vorlandtäler aus und schürften mächtige Becken und Tröge in die Tiefe. Charakteristisch für diese ist deren starke Übertiefung, indem die Felsböden im zentralen Gebiet wesentlich tiefer liegen als die Felsschwellen an ihrem unteren Ende. So ist das Bodensee-Rheintalbecken um rund 600 m übertieft, liegt doch der Fels beim Rheinfall auf knapp 400 m ü. M., im unteren Rheintal aber 200 m unter dem Meeresspiegel (Abbildung 5). Unter dem Urnersee (Vierwaldstätter See) steht die Felssohle auf rund -150 m ü. M. an, im Linthbecken auf etwa Meereshöhe (SCHINDLER 2004, OBERHAUSER 2007, KELLER 2009a, SPILLMANN et al. 2011.

Hingegen wiesen die Ostalpenflüsse stets ein durch die Donau bedingtes, hoch liegendes Entwässerungsnetz auf. Dementsprechend kam es nicht zu einer tiefen fluvialen Durchtalung wie im Rheinsystem, auch die Ausschürfung glazialer Becken blieb geringer. Vorlandbecken sind zwar vorhanden, aber mit mässigen Übertiefungen, z. B. Starnberger See, Chiemsee oder Rosenheimer Becken am Inn.



3 Abfolge der Becken-Eiszeiten

3.1 Stratigraphie

Das Pleistozän (Eiszeitalter) wird in Früh-, Mittel- und Spätpleistozän gegliedert. Im Frühpleistozän sind die älteren Eiszeiten, insbesondere die Deckenschotter-Eiszeiten einzuordnen. Das Mittel- und Spätpleistozän umfasst die Becken-Eiszeiten, nach PENCK & BRÜCKNER (1909) die Riss- und die Würm-Eiszeit.

Erst in den 1980er Jahren traten Zweifel an der bisherigen Ordnung auf (SCHLÜCHTER 1985, Fig. 35, p. 80; 1988). Für den Zeitraum der Becken-Eiszeiten postulierten MÜLLER & SCHLÜCHTER (1997) 5 Glaziale, während nach KELLER & KRAYSS (1999) vor Würm und dem Riss-Eiszeitenkomplex eine Grösste Helvetische Vergletscherung (GHV) angenommen wurde. Forschungsergebnisse von SCHINDLER (1985, 2004), KEMPF (1986), HOFMANN (1994, 1996), WYSSLING (2002, 2008), ELLWANGER & VILLINGER (2003), GRAF (2009b), KELLER & KRAYSS (2010) machten klar, dass mehr als die zwei Glaziale Riss und Würm für das Mittel- und Spätpleistozän zu fordern sind.

Für die Nordschweiz wurde eine Stratigraphie mit 4 (fraglich 5) Becken-Eiszeiten (GRAF 2009b, PREUSSER et al. 2011), für den süddeutschen Bodenseeraum eine solche mit 3 Becken-Eiszeiten (ELLWANGER et al. 2011b) aufgestellt (Tabelle 1). Gemäss KELLER (2014) ist auch im nördlichen Bodenseegebiet mit 4 Becken-Eiszeiten wie in der Nordschweiz zu rechnen. Von besonderer Bedeutung ist die allgemeine Erkenntnis, dass nicht Riss, sondern eine ältere, nämlich die erste Becken-Eiszeit diejenige mit der grössten Ausdehnung ist.

3.2 Terminologie

In der Nordschweiz wird seit einigen Jahren darauf verzichtet die Penck'schen Eiszeitnamen zu verwenden, um Verwirrungen zu vermeiden (GRAF 2009b). Die Glaziale werden neu nach Örtlichkeiten benannt, wo die Vorlandgletscher deutliche Frontbildungen hinterlassen haben. Im süddeutschen Bodenseeraum dagegen werden Riss und Würm für die zwei jüngsten Vorlandvergletscherungen beibehalten und durch weitere Bezeichnungen für neu erkannte, ältere Eiszeiten ergänzt. Daraus ergibt sich die Gegenüberstellung in der Tabelle 1.

Tabelle 1: Abfolge der Eiszeiten

		Nordschweiz (GRAF 2009b)	**Süddt. Bodenseeraum** (ELLWANGER et al. 2011b)	**Traditionelle Namen** (PENCK & BRÜCKNER 1909)
Pleistozän	Spät-	Birrfeld	Würm	Würm
	Mittel-	Beringen Hagenholz Habsburg Möhlin*	Riss Hosskirch*	Riss
	Früh-	DS-Eiszeiten	DS-Eiszeiten	Mindel Günz

* Möhlin = Hosskirch bilden das Grösste Rheinische Glazial.
DS = Deckenschotter

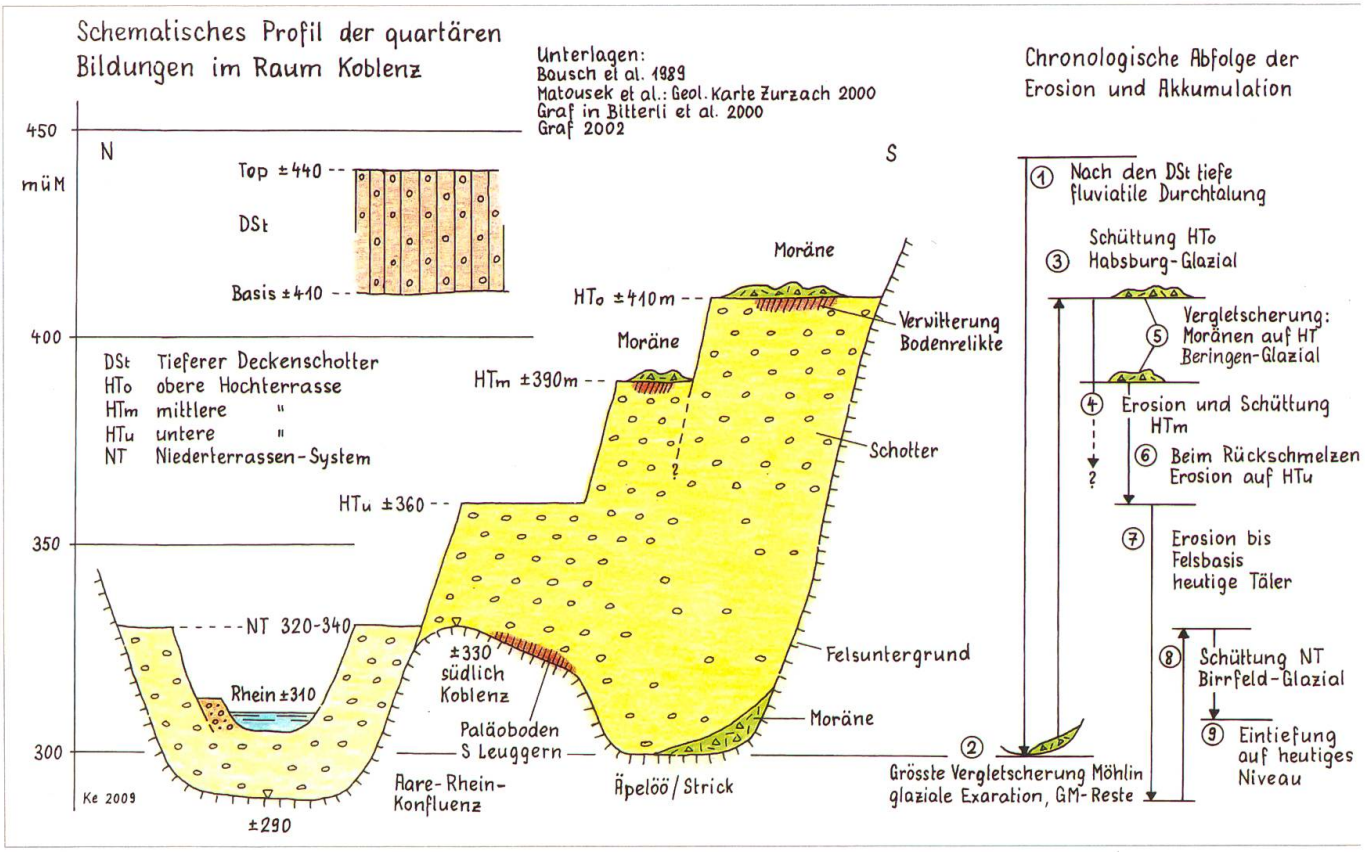


Abbildung 6:
Schematisches Profil durch die pleistozänen Sedimentabfolgen im Raum Koblenz/Aare-Rhein-Konfluenz. Die Terrassen lassen sich aufgrund von Aufschotterungen, Erosionsstufen, Moränen und Bodenbildungen den einzelnen Becken-Eiszeiten zuordnen. Profil: Keller & Krayss 2010.

4 Glazialgeologische Profile zu den Becken-Eiszeiten

Um den Becken-Eiszeiten auf die Spur zu kommen, wurden im Raum der Nordschweiz sieben Schlüsselregionen untersucht, vorhandene Artikel bearbeitet sowie Profile umgezeichnet und neu interpretiert (KELLER & KRAYSS 2010). Entsprechendes wurde für den süddeutschen Bodenseeraum unternommen (KELLER 2014). Einige besonders aussagekräftige Profile werden im Folgenden wiedergegeben, erklärt und ausgewertet.

4.1 Profil Rheintal im Raum Koblenz *(Abbildung 6)*

Das schematische Profil der Abbildung 6 ist publiziert in KELLER & KRAYSS (2010). Die Oberflächenformen wurden bei Feldbegehungen gewonnen, die Tiefenstrukturen basieren auf zahlreichen Bohrungen (GRAF 2000, 2009b).

Im Gebiet Äpelöö-Strick liegt ein altes aufgeschottertes Rheintal vor. Im Vergleich mit den auf den umgebenden Höhen vorkommenden Deckenschottern ergibt sich eine sehr markante Tieferschaltung von rund 140 m, die im Zusammenhang mit der fluvialen Eintiefung ((1) in Abbildung. 6) nach der Umlenkung des Alpenrheins nach Westen verständlich und typisch für die MPR ist.

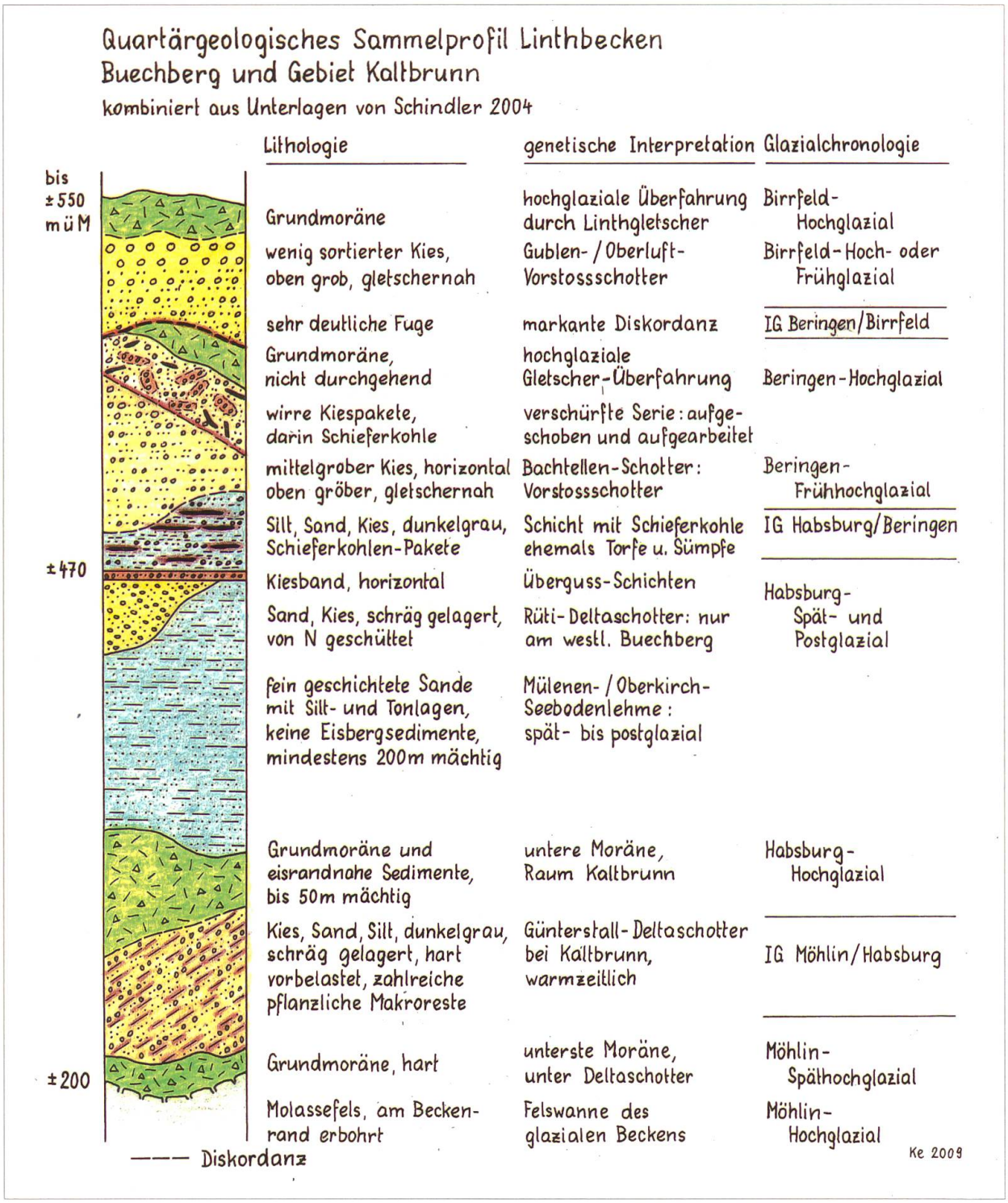


Abbildung 7:
Das Sammelprofil ist anhand etlicher Detailprofile erarbeitet worden. Die Sedimentabfolge lässt auf vier Vorland-Vergletscherungen schliessen. Profil: Keller & Krayss 2010.

Die stellenweise erbohrte Grundmoräne (2) belegt, dass dieses Tal mindestens zum Teil glazialen Ursprungs ist. Der vereinigte Aare-Reuss-Gletscher muss diese Gegend überfahren haben. Seine äussersten Relikte finden sich auf der Südabdachung des Schwarzwaldes. Der Paläoboden von Leuggern zeugt für eine anschliessende warme Interglazialphase.

Die bis 100 m mächtigen Schotter (3) wurden als ‹Hochterrasse› HTo geschüttet, die sich nach Süden bis zur Habsburg verfolgen lässt. Dort verzahnen sich die Schotter mit Moräne. Sie wurden von der Gletscherfront bei der Habsburg aus als Schotterstrang (Schotterfeld) ins unterste Aaretal und ins Rheintal eingefüllt.

Abschnittsweise sind der oberen Hochterrasse HTo und der mittleren HTm Moränen flächig aufgesetzt, Belege für die Überfahrung durch einen Gletscher (5). Wo der zugehörige Gletscher endete, ist nicht genau festzulegen, jedenfalls nördlich des heutigen Rheins im untersten Wutachtal, wo das Eis einen See im unteren Klettgau aufstaute. Bodenrelikte zwischen Moräne und Schotter deuten eine Warmphase vor der Eisüberfahrung an.

Nach dieser Vergletscherung kam es zur Tiefenerosion durch den Rhein (7). Eintiefung in Schotterfüllungen bedeutet eine Interglazialperiode, in deren Verlauf der Fluss wenig Grobsediment führt. Die Tieferlegung des Rheinlaufs erfolgte zweiphasig, indem zuerst eine Erosionsterrasse, die untere Hochterrasse HTu, ausgebildet wurde. Der Rhein verfehlte dabei sein altes Tal über Äpelöö-Strick und schuf sich etwas nördlich davon bei Koblenz-Waldshut ein neues Flusstal. Dieses wurde danach während dem nächsten Glazial mit den Niederterrassen-Schottern NT teilweise wieder aufgefüllt (8). Sie lassen sich Rhein-aufwärts bis ins Rafzerfeld verfolgen, wo sie in riesigen Kiesgruben abgebaut werden. Damals stirnte der Gletscher an seinem Ostrand zwischen Rafz und Rüdlingen. Nach dieser jüngsten Vergletscherung begann sich der Rhein erosiv auf das heutige Niveau (9) einzurichten.

Es lassen sich also aus dem Profil 4 Glaziale ableiten, getrennt durch Warmphasen. Die Abfolge der Glaziale geht aus dem Schema Erosion – Akkumulation in der Abb. 6 hervor: Möhlin (2) – Habsburg (3) – Beringen (5) – Birrfeld (8).

4.2 Profil Linthbecken (Abbildung 7)

Unter Linthbecken wird der Raum zwischen Zürich-Obersee und Walensee verstanden. Üblicherweise spricht man von der Linthebene. Diese bildet aber nur die heutige Oberfläche eines glazialen Beckens, das zwischen Buechberg und Benkner Büchel bis gegen Meereshöhe hinunterreichen dürfte. Zudem steigen am Buechberg sowie zwischen Uznach und Kaltbrunn mächtige Quartär-Ablagerungen bis 200 m über die Ebene empor. Der Bau der Rickenbahn brachte grosse Aufschlüsse, die damals von BROCKMANN-JEROSCH (1910) insbesondere auf pflanzliche Grossreste untersucht wurden. Auf alle vorhandenen Aufschlüsse stützte sich die umfassende Arbeit von JEANNET (1923). Nebst verschiedenen weiteren Untersuchungen ist vor allem die sehr detaillierte und minutiös durchgeführte Bearbeitung des Quartärs des Linthbeckens von SCHINDLER (2004) von höchster Bedeutung. Aus seinen zahlreichen Einzelprofilen liess sich das vorliegende Sammelprofil erstellen (Abbildung 7 aus KELLER & KRAYSS 2010).

Grundmoräne kleistert den Beckenboden und -rand im Raum Kaltbrunn aus. Sie ist im Zusammenhang mit derjenigen Vergletscherung zu sehen, die den Beckenboden schuf, die erste Becken-Eiszeit. Darauf auflagernd folgen die von BROCKMANN-JEROSCH und JEANNET untersuchten Deltaschotter mit reichlich Pflanzenresten eines älteren Interglazials. Leider wurden damals keine Pollenanalysen gemacht, die das Interglazial genauer hätten bestimmen lassen.

Über diesen Deltaschottern folgt eine bis 50 m mächtige Grundmoräne, die von mindestens 200 m mächtigen Seesedimenten überla-

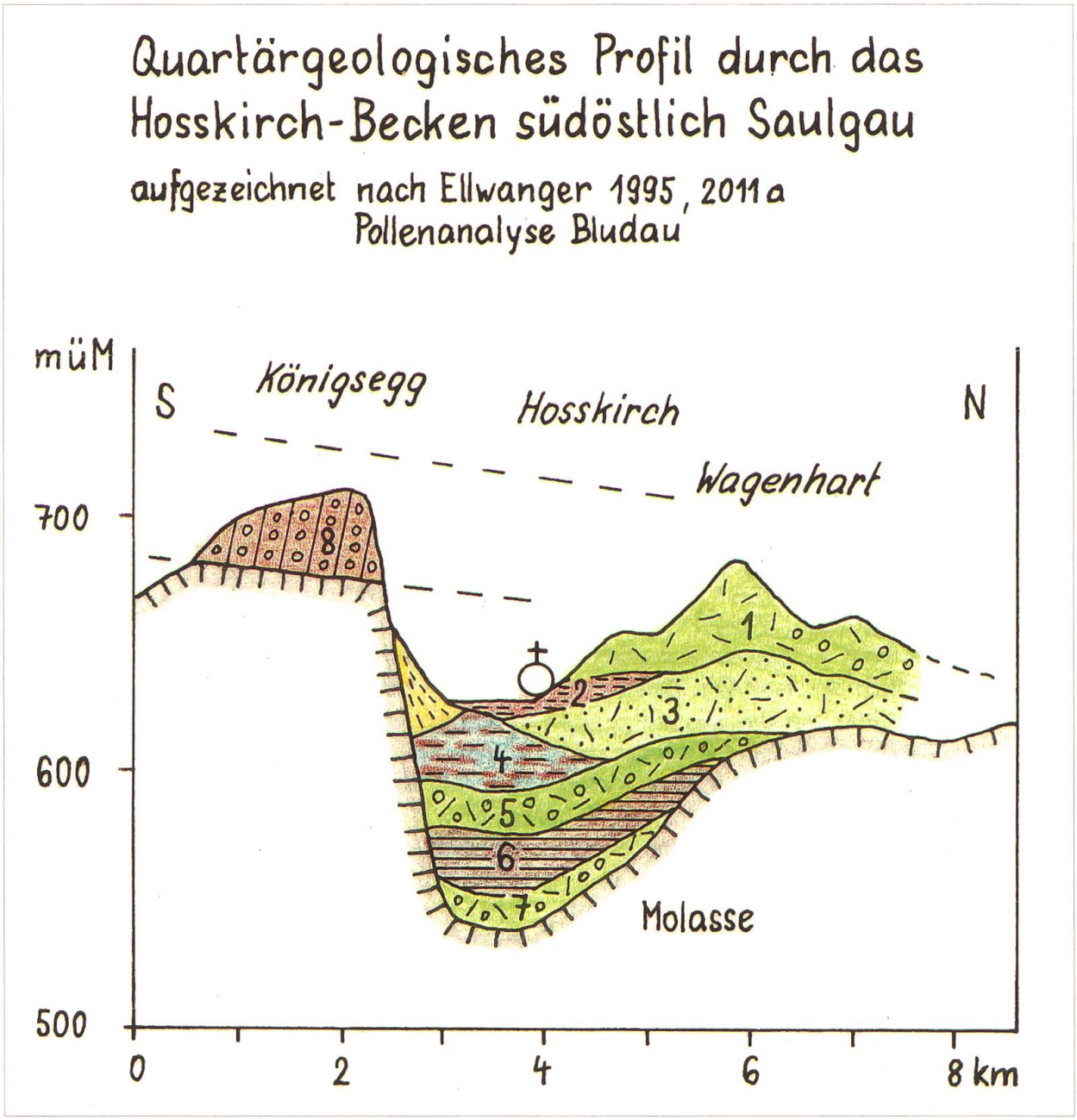


Abbildung 8:
Das Hosskirch-Becken (Lage siehe Abbildungen 1 und 15) ist südseits durch Kuppen mit Deckenschottern begrenzt, nordseits durch frontale Moränenwälle der letzten Eiszeit. Die Abfolge der Beckensedimente und die zwischengeschalteten warmzeitlichen Schichten weisen vier Glaziale aus. Auswertung des Profils siehe beigefügte Tabelle. Profil: O. Keller.

gert wird. Ihre Oberkante von durchwegs 470 m ü. M. ist am Buechberg, bei Kaltbrunn und noch auf der Südseite des Walensees nachgewiesen (SCHINDLER 2004). Solche ausgedehnte, hochliegende Seesedimente finden sich typischerweise auch in anderen tiefen Becken über der zweit-untersten Moräne und bezeugen damit eine ausgeprägte Seenphase nach dieser zweiten Becken-Vergletscherung.

Die darüber lagernden Sedimente mit zwei weiteren Grundmoränen sowie mit interglazialen Schieferkohlen lassen auf zwei weitere

Auswertung Profil Hosskirch (Abbildung 8)

Lithologie	Genetische Interpretation	Glazialchronologie gemäss Ellwanger 2011a	Glazialchronologie gemäss Autor
1 Moräne und Kiese	Frontaler Moränenwall	Würm-Eiszeit	Würm-Glazial
2 Feinsedimente mit warmzeitlicher Flora	Interglazial; gemäss Bludau ‹Buchen-Warmzeit›	IG ‹Buchen-Warmzeit›	IG Eem (nicht klassisch)
3 Diamikte, Grundmoräne	Moränendecke, Eisüberfahrung	Jungriss-Vergletscherung	gesamtes Riss-Glazial
4 Feinsande und Silte, warmzeitliche Flora	Älteres Interglazial, jünger als Holstein gemäss Bludau	Warmzeit Typ ‹Pfefferbichl›	IG Meikirch
5 Konsolidierte Diamikte	Moräne eines Gletschervorstosses	Doppelwall-Riss	Habsburg-Glazial
6 Feinsedimente mit warmzeitlicher Flora	Älteres Interglazial vom Typ Holstein gemäss Bludau	Samerberg-Holstein-Warmzeit	IG Holstein
7 stark konsolidierte Diamikte	Vergletscherung mit Beckenbildung und basaler Moräne	Hosskirch	GRG (Grösstes Rheinisches Glazial)
8 Verkittete Schotter	Tieferer Deckenschotter	Mindel-Deckenschotter	Jüngstes DS-Glazial

Vorlandvergletscherungen mit Interglazialen schliessen.

Zusammenfassend können im Linthbecken 4 Vergletscherungen als Zeugen von 4 Kaltzeiten nachgewiesen werden. Diese entsprechen wahrscheinlich der Abfolge Möhlin – Habsburg – Beringen – Birrfeld.

4.3 Profil Hosskirch (Abbildung 8)

Das kleine Hosskirch-Becken ist ein gegen Nordwest gerichteter Ausläufer des grossen Schussen-Beckens, das seinerseits vom inneren Bodenseebecken nordwärts ausstrahlt. Von ELLWANGER, der eine Reihe Bohrungen auswertete, liegen mehrere Publikationen vor (ELLWANGER 1990, ELLWANGER et al. 1995, 1999). Das Becken ist durch eine vielschichtige Sedimentabfolge ausgezeichnet (Abbildung 8 mit Auswertung aus KELLER 2014). Vier Moränenhorizonte lassen auf vier Vorland-Vergletscherungen schliessen, insbesondere weil sie durch Interglaziale getrennt sind, die sich aus den Pollenanalysen von BLUDAU (zitiert in ELLWANGER et al. 1995) ergeben.

Die Basis-Moräne (7) ist wahrscheinlich im Zuge der glazialen Becken-Ausschürfung entstanden. Sie muss jünger sein als die Deckenschotter (8), die südwärts den Molasse-Höhen aufsitzen (ELLWANGER et al. 1995, 1999). Sie ist jedoch älter als das über ihr liegende Holstein-Interglazial (6), das aufgrund der darin gefundenen Flügelnuss-Pollen (Pterocarya) belegt ist. Für die Flügelnuss ist charakteristisch, dass sie letztmals im Holstein vorkommt, da sie anschliessend in Mitteleuropa ausgestorben ist. Das nächste über Moräne (5) folgende Interglazial (4) ist nicht genau definierbar. Es ist anzunehmen, dass es dem Meikirch-Interglazial (nahe Bern untersucht) entspricht. Das dritte Interglazial (2) ist eine Warmzeit, die das Eem ersetzen dürfte, das von zahlreichen Funden bekannt ist. Eem ist die sich vor der letzten Eiszeit einschiebende Zwischeneiszeit.

Um die gemäss dem Profil notwendigen Eiszeiten zu erhalten, schlägt ELLWANGER (2011a) zwei Riss-Eiszeiten vor. Einfacher kann das Habsburg-Glazial gesetzt und Riss weiterhin als eine einzige Eiszeit betrachtet werden.

Zusammenfassend sind im Hosskirch-Becken 4 Eiszeiten ausgewiesen, wobei die Beckenbildung nach den Deckenschottern in der ersten Becken-Eiszeit erfolgte: Hosskirch – Habsburg (neu) – Riss – Würm.

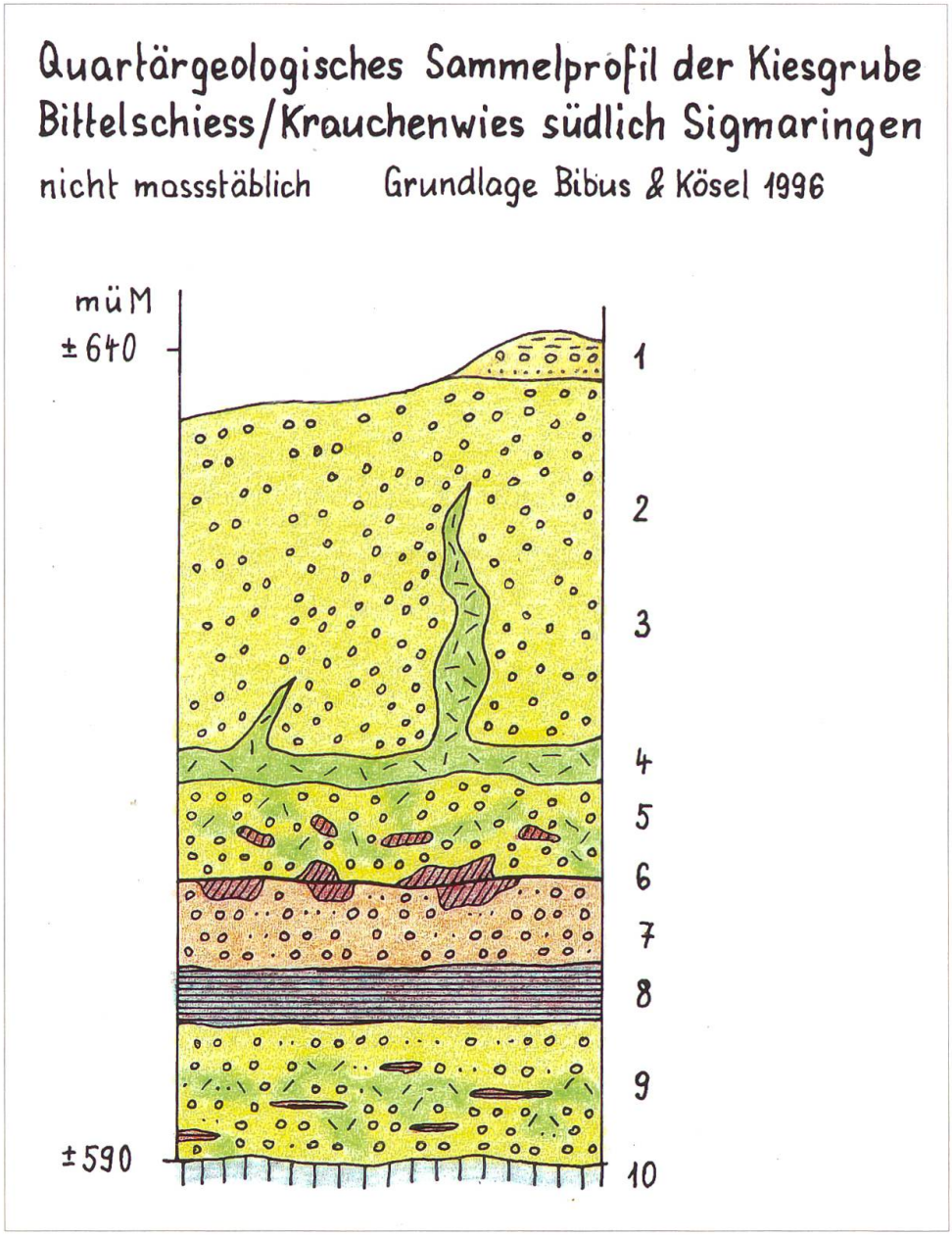


Abbildung 9:
Die Kiesgrube Bittelschiess (Lage siehe Abbildung 15) liegt 10 km ausserhalb der Frontwälle der letzten Eiszeit. Es können nur zwei Schichten mit Moränenmaterial unterschieden werden, was auf zweimalige Eisüberfahrung schliessen lässt. Auswertung des Profils siehe beigefügte Tabelle. Profil: O. Keller.

4.4 Profil Kiesgrube Bittelschiess
(Abbildung 9)

Die Kiesgrube Bittelschiess/Krauchenwies liegt nahe der Donau südlich von Sigmaringen. Seit Jahrzehnten werden hier die bis 50 m mächtigen Kiese abgebaut. Das Profil (Abbildung 9 mit Auswertung aus KELLER 2014) ist ein Sammelprofil der sehr unterschiedlich über den Gesamtaufschluss verteilten Sedimenttypen. Vor allem ELLWANGER (1990, 1995), ELLWANGER et al. (1999) sowie BIBUS & KÖSEL (1996, 2001) haben sich eingehend mit den Sedimentabfolgen auseinander gesetzt.

Massgebend ist wie in Hosskirch der Nachweis des Holstein-Interglazials in den Beckentonen (8). Demnach sind die darunter über dem Molassefels vorhandenen Schotter mit Moräne (9) der ältesten und ersten Becken-Eiszeit zuzuweisen, deren Eisströme sich hier bis über die Donau hinaus ausbreiteten.

Auswertung Profil KG Bittelschiess (Abbildung 9)

	Lithologie	Genetische Interpretation	Glazialchronologie gemäss Bibus & Kösel 1996 Ellwanger et al. 2011a	Glazialchronologie gemäss Autor
1	Rinnenkies, Feinsand, Silt	Toteisloch-Füllung, Formumkehr		Riss-Spätglazial
2	Schotter, z. T. gestaucht	Eisrandnahe Schotter, glazial-tektonisch gestört	Doppelwall-Riss (Innenwall)	Riss-Glazial, jüngerer Teil (Innenwall-Riss?)
3	in Kiese eingearbeitete Diamikte	durch Eisdruck hochgepresste Moräne	Paulter Schwankung	
4	Moräne, Diamikt	basale Moräne, Eisüberfahrung	Doppelwall-Riss (Aussenwall)	Riss-Glazial, älterer Teil (Aussenwall-Riss?)
5	Schotter mit Bodenfetzen und Diamikten	eisrandnah, eingearbeitete Bodenteile und Diamikte		Vorstoss Riss-Gletscher
6	Diskordanz mit Paläobodenresten	Bodenrelikt, diskordant abgeschert		IG Meikirch
7	Schotter und Sande	Proglaziale, eisferne Schüttung	Älteres Riss	Schotter Habsburg-Glazial
8	Warvenartige Beckentone	Beckensedimente, warmzeitl. Flora	IG Holstein	IG Holstein
9	Schotter mit eingearbeiteten Diamikten und Lehmen	Basale Ablagerungen bei Gletscherpräsenz	Hosskirch-Glazial	GRG (Grösstes Rheinisches Glazial)
10	Molasse, USM	Glazial bearbeiteter Felsboden		Felsüberprägung im GRG

Über den Beckentonen folgen Schotter ohne Moräne (7). Für sie wird postuliert, dass sie das Habsburg-Glazial repräsentieren. Dabei wird berücksichtigt, dass die Vorland-Vergletscherung damals nur etwa so weit vorrückte wie in der letzten Eiszeit, was bei der Typus-Lokalität bei der Habsburg (Kap. 4.1) auch der Fall ist. Das bedeutet, dass die Gletscherfront um 10 km weiter im Süden bei Pfullendorf lag. Von hier aus sind Schmelzwässer zur Donau abgeflossen und haben den besagten Schotter abgelagert. Moräne dieser Eiszeit darf hier demzufolge gar nicht vorkommen.

Entlang und über der Erosionsfurche (Diskordanz) finden sich Bodenreste (6), die ein Interglazial belegen, das jünger als Holstein ist und Meikirch sein dürfte. Darüber bauen sich mächtige Schotter mit eingearbeiteter Moräne auf (4–2). Es sind Ablagerungen der Risseiszeit, deren Gletscher wenig über Bittelschiess hinaus vorstiessen. Die letzte Eiszeit fehlt, denn diese Kiesgrube liegt weit ausserhalb der Reichweite ihrer Vergletscherung.

Zusammenfassend können hier 3 Glaziale auseinander gehalten werden: Hosskirch – Habsburg (neu) – Riss. Die 4. und jüngste Eiszeit Würm hat nicht bis hierher gereicht.

5 Argumente für 4 Becken-Eiszeiten

Breit abgestützt auf zahlreiche Einzeluntersuchungen an Aufschlüssen und Bohrkernen publizierte GRAF (2009b) eine ‹Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz›. Darin ist er der Auffassung, dass Habsburg zwar als eigenständige Vorlandvergletscherung zu betrachten sei, aber innerhalb des Möhlin-Glazials einen Wiedervorstoss nachfolgend zum Hauptvorstoss gemäss seiner Korrelationstabelle TAFEL 19 darstellen könnte. Wie es aus den Profilen der

Abbildungen 6 und 7 zu ersehen ist, sprechen die Sedimentabfolgen für zwei voneinander unabhängige Glaziale. Insbesondere können im Linthbecken diese zwei Eiszeiten durch das sie trennende, warmzeitliche Günterstall-Delta klar auseinander gehalten werden. Es erscheint zudem sinnvoll, die basalen Moränen in etlichen weiteren tiefen Becken (KELLER & KRAYSS 2010) einer älteren Eiszeit (Möhlin) zuzuweisen, als die deutlich davon getrennten, in den Profilen höher positionierten Moränen (Habsburg). Auch die mächtigen Hochterrassen, die von den Frontlagen der Habsburg-Vergletscherung wegführen, weisen auf ein eigenständiges, von Möhlin unabhängiges Glazial hin.

Die von GRAF (2009b) eingeführte Hagenholz-Eiszeit wurde an den in Bohrungen für den Hagenholztunnel bei Kloten aufgefundenen Moränen definiert. Zu dieser Vergletscherung gibt es keine deutlichen Frontlagen. Da der Gletschervorstoss wenig belegt ist, wird er in KELLER & KRAYSS (2010) als Vorstossphase des Beringen-Glazials aufgefasst.

Im nördlichen Bodensee-Rheingletschergebiet werden von ELLWANGER et al. (2011a, 2011b) drei Glaziale im Mittel- und Spätpleistozän unterschieden: Hosskirch als grösste Vergletscherung, Riss und Würm. Einerseits kleistern Hosskirch-Moränen etliche Becken basal aus und finden sich unter Interglazial-Ablagerungen der Holsteinzeit. Anderseits werden die höchst liegenden Moränen-Horizonte, die innerhalb der markanten und jüngsten Eisrandbildungen auftreten, der Würm-Eiszeit zugerechnet. Was in Bohrprofilen an Moräne zwischen Hosskirch und Würm vorkommt, wird gesamthaft in die Riss-Eiszeit gestellt. Darin eingebettet finden sich stellenweise interglaziale Pollenspektren oder Bodenbildungen (Abbildungen 8 und 9). Diesen Befunden wird mit einer Zweiteilung von Riss Rechnung getragen. In Anlehnung an die Erkenntnisse in der Nordschweiz kann aber auch die ältere dieser Eiszeiten als eigenständiges Habsburg-Glazial aufgefasst werden, das ungefähr die Ausmasse der jüngsten, der Würm-Vergletscherung erreicht hat.

Sowohl in der Nordschweiz als auch am nördlichen Rheingletscher sprechen die Befunde für 4 Becken-Eiszeiten, die sich aufgrund der Abfolge und ihrer Vergletscherungsausmasse korrelieren lassen:

	Nordschweiz	**nördl. Rheingletscher**	
Jünger	Birrfeld-Glazial	Würm-Glazial	Markante Eisfrontbildungen
	Beringen-Glazial	Riss-Glazial	Zweitgrösste Vergletscherung
	Habsburg-Glazial	Habsburg-Glazial	Ausmass ca. wie jüngstes Glazial
Älter	Möhlin-Glazial	Hosskirch-Glazial	Grösste Rheinische Vergletscherung (GRG)

6 Neuerungen gegenüber der traditionellen Eiszeitenfolge

6.1 Allgemeines

PENCK & BRÜCKNER (1909) erkannten 4 Eiszeiten, die sie mit Schottersträngen, die von den Gletscherfronten wegführen, verknüpft haben:

Jünger	Würm-Eiszeit	Niederterrassen-Schotter
	Riss-Eiszeit	Hochterrassen-Schotter
	Grosses Interglazial	
	Mindel-Eiszeit	Tiefere Deckenschotter
Älter	Günz-Eiszeit	Höhere Deckenschotter

Die zwei jüngeren Eiszeiten sind nach neuer Gliederung Becken-Eiszeiten. Zusätzlich kommen zwei weitere Eiszeiten dazu, die vor Riss einzufügen sind, aber nachfolgend zum Grossen Interglazial gemäss PENCK: Möhlin als Grösstes Rheinisches Glazial GRG und das Habsburg-Glazial. Diese zwei neuen Eiszeiten können in der Nordschweiz mehrfach nachgewiesen werden. Im nördlichen Bodenseeraum ist Hosskirch als GRG gut gesichert, während das Habsburg-Glazial neu postuliert wird (Kap. 4 und 5). Zu allen vier Becken-Eiszeiten sind in den Abbildungen 10 bis 15 Karten der Vergletscherungen gezeichnet.

6.2 Nordschweiz

Die letzte und jüngste Vorlandvergletscherung, das Birrfeld-Glazial, entspricht ohne Einschränkungen dem bisherigen Würm, es handelt sich hier einzig um eine Namensänderung. Hingegen kann Riss nicht mehr verwendet werden, denn traditionell wurden alle glazialen Bildungen ausserhalb der Birrfeld-Endmoränen der Riss-Eiszeit zugeschrieben, aber ohne die Deckenschotter. Das bedeutet, dass Riss auch als ausgedehnteste Eiszeit angesehen worden ist, wobei Ungereimtheiten bekannt waren. Nach der neuen Auffassung markieren die äussersten glazialen Bildungen (Moränen, Erratiker) den Aussenrand des Möhlin-Glazials als GRG. Ebenfalls neu wurde das Habsburg-Glazial eingeführt, von dessen Frontpositionen die Hochterrassen wegführen, welche früher ins Riss gestellt worden sind. Im Weiteren wurden bisher die markanten glazialen Frontbildungen im oberen Klettgau westlich Schaffhausen als Riss interpretiert. Heute sind sie namengebend für das Beringen-Glazia. Die neuen Bezeichnungen sind von GRAF (2009b) eingeführt worden.

6.3 Nördlicher Bodenseeraum

Das letzte und jüngste Glazial war von PENCK (1909) nach einem Flüsschen in Südwest-Bayern mit ‹Würm› benannt worden. In der süddeutschen Fachliteratur wird dieses Glazial nach wie vor mit Würm bezeichnet. Auch die Benennnung ‹Riss› bleibt erhalten, aber mit teilweise neuen Zuweisungen. Die äussersten glazialen Ablagerungen (Moränendecken, erratische Streuschotter, unscheinbare Moränenwälle) wurden bis vor wenigen Jahren im Nordwesten vom Hegau bis zum Molasseberg des Bussen in die Riss-Eiszeit gestellt. Im Nordosten hingegen ab dem Bussen bis zur Adelegg wurden sie der Mindel-Eiszeit zugewiesen (HAAG 1982). In diesem Geländestreifen verläuft eine recht deutliche Abfolge von zwei nahe beieinander angeordneten Wallsystemen. Sie waren und verbleiben Riss, das so genannte Doppelwall-Riss. Sie ordnen sich intern zu den äussersten glazialen Ablagerungen an (vergleiche Abbildung 14).

Nach den neuen Erkenntnissen sind im gesamten Gebiet nördlich des Bodensees im Nordwesten wie im Nordosten alle äussersten Glazialbildungen Hosskirch (ELLWANGER & VILLINGER 2003), gleich zu setzen mit dem Grössten Rheinischen Glazial GRG (KELLER 2014). Riss liegt überall intern, im Nordosten wie bisher, im Nordwesten neu, kommen doch auch hier Doppelwall-Ab-

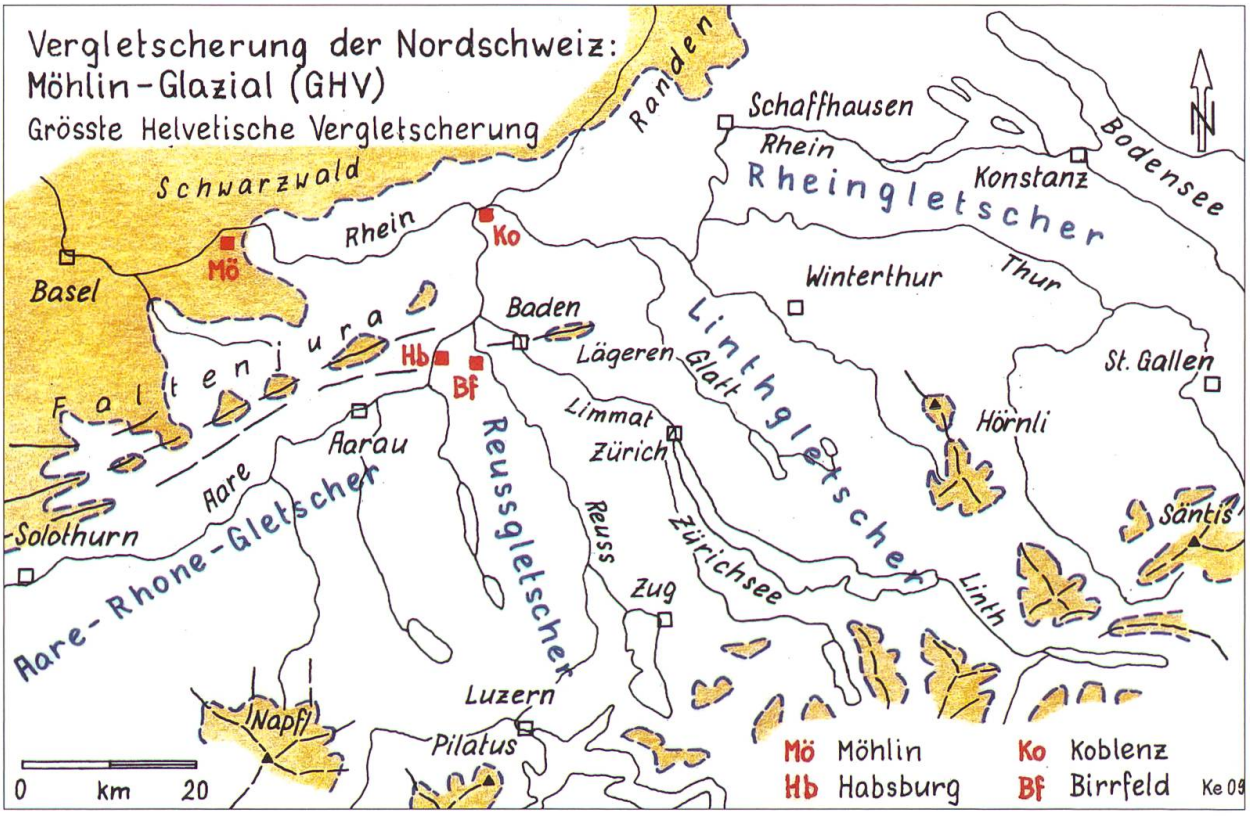


Abbildung 10:
Ausdehnung der Vergletscherung des Möhlin-Glazials. Die vier mächtigsten Gletscher der Nordschweiz schlossen sich im Raum zwischen Jura und Randen zusammen. Karte: Keller & Krayss 2010.

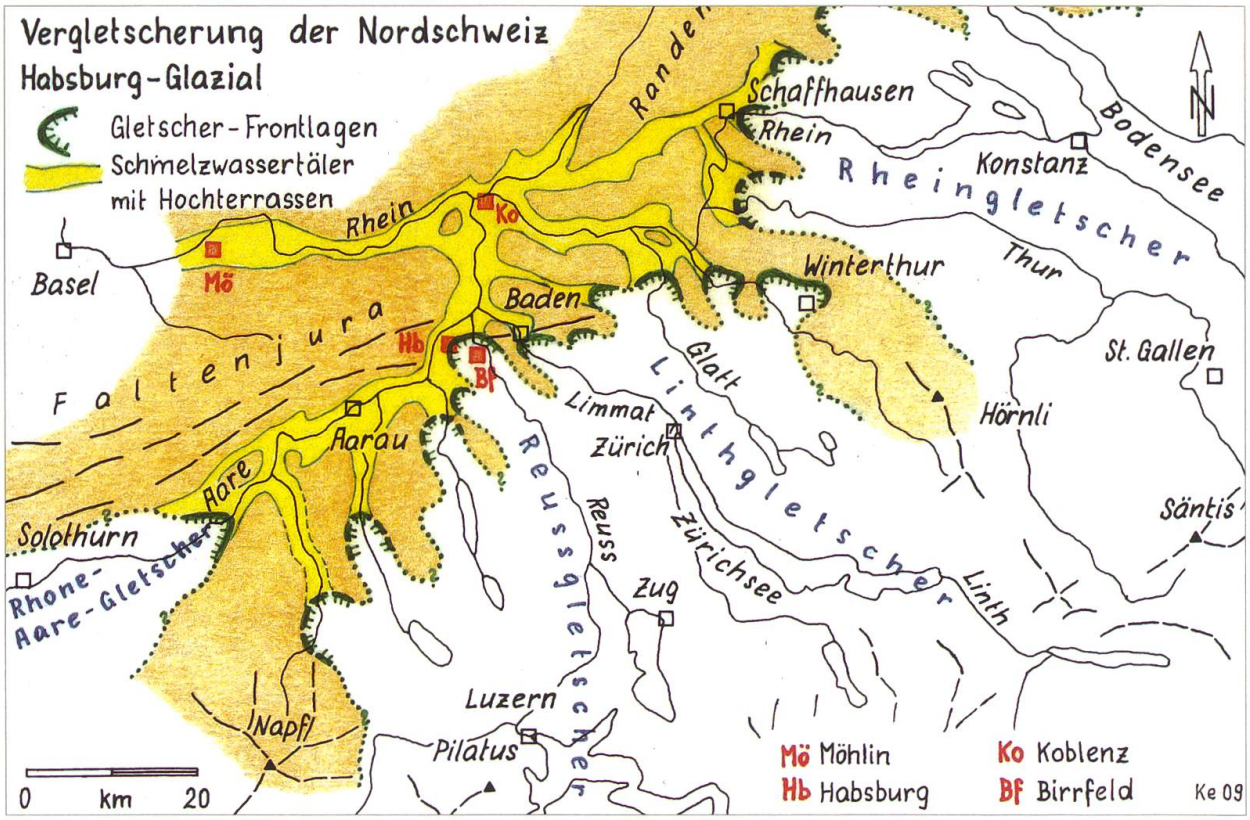


Abbildung 11:
In zahlreiche Zungen aufgespalten endeten die Vorlandgletscher des Habsburg-Glazials südlich von Hochrhein und unterer Aare. Die Frontlagen sind durch die Ansatzstellen der Hochterrassen festgelegt. Karte: Keller & Krayss 2010.

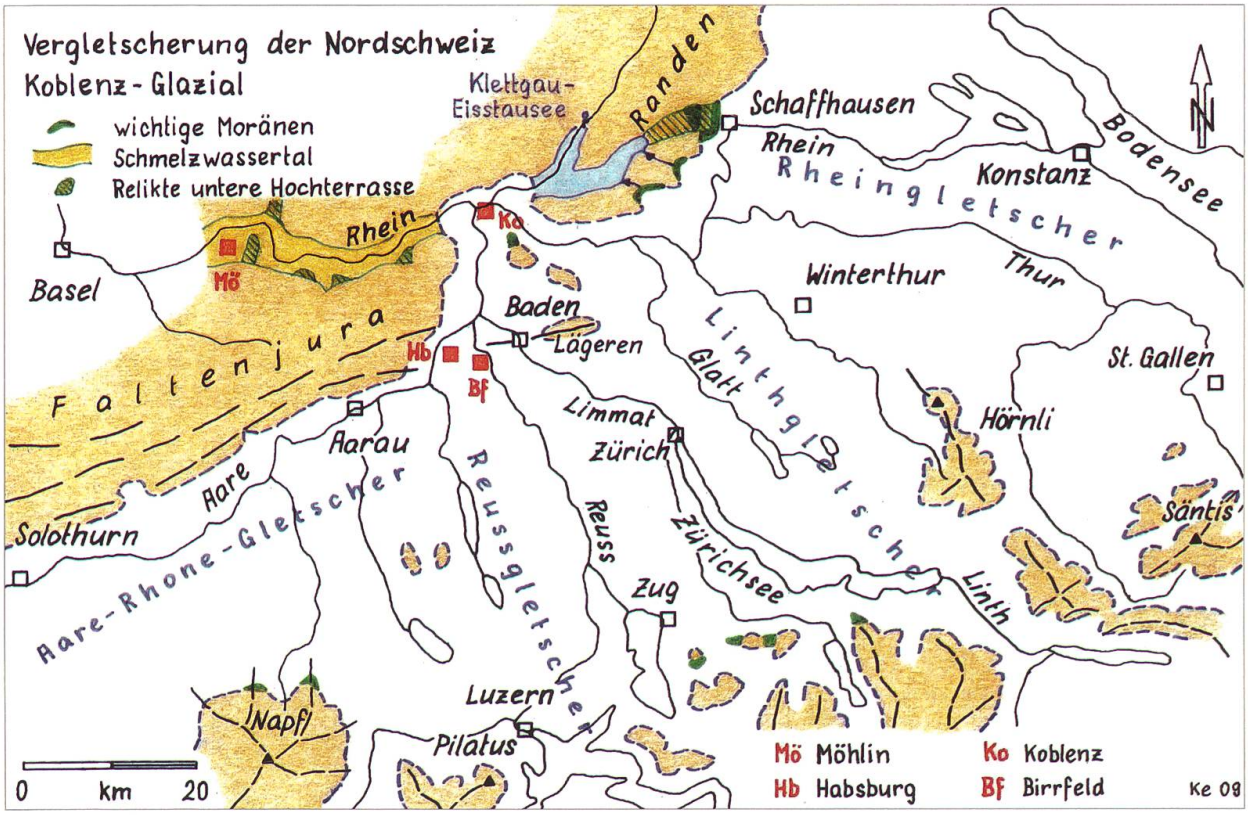


Abbildung 12:
Im Beringen-Glazial flossen die grossen Vorlandgletscher wieder zusammen und überschritten die Aare-Hochrhein-Achse. Im unteren Klettgau entwickelte sich ein ausgedehnter Eisstausee. Westlich Schaffhausen hinterliess der Rheingletscher mächtige Frontmoränen. Karte: Keller & Krayss 2010.

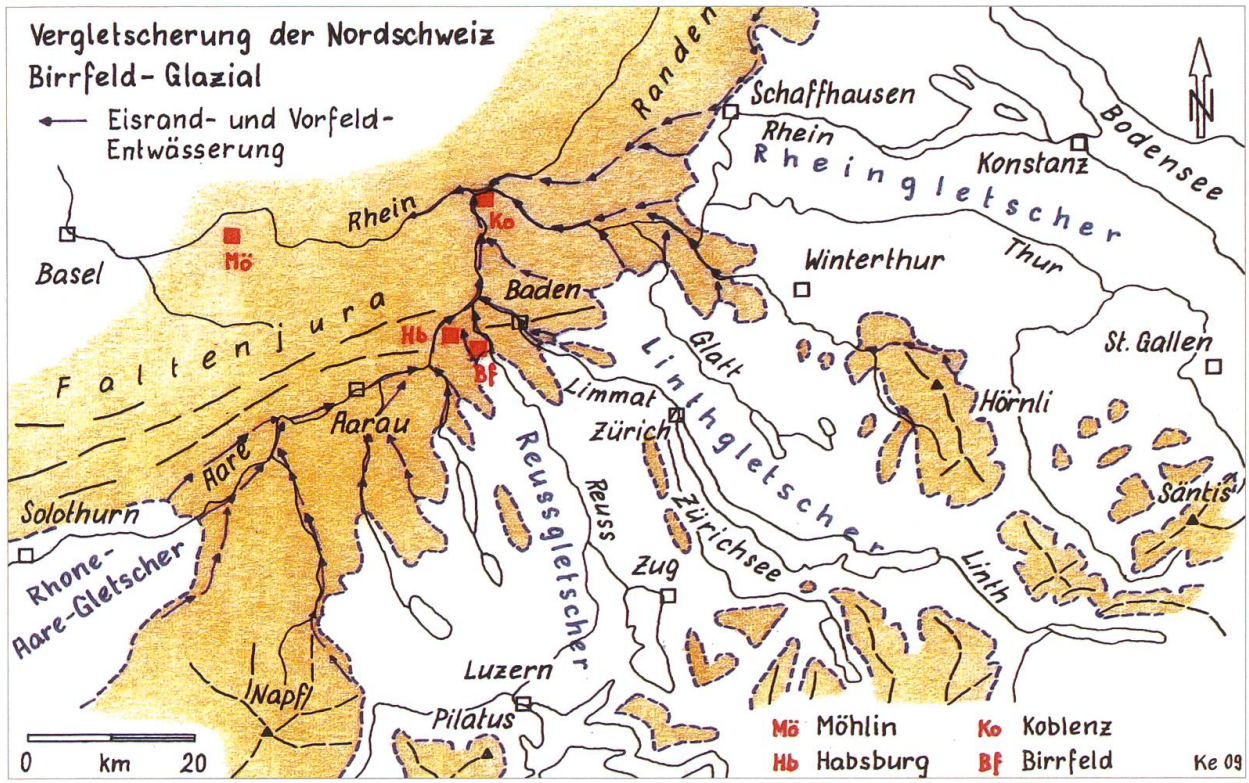


Abbildung 13:
Die Ausmasse der Vergletscherung der jüngsten Eiszeit Birrfeld entstprechen in etwa denjenigen der Habsburg-Vergletscherung. Front- und Seitenmoränen sind markant und gut erhalten. Entlang der Schmelzwasserströme wurden die meist ausgeprägten Niederterrassen geschüttet. Karte: Keller & Krayss 2010.

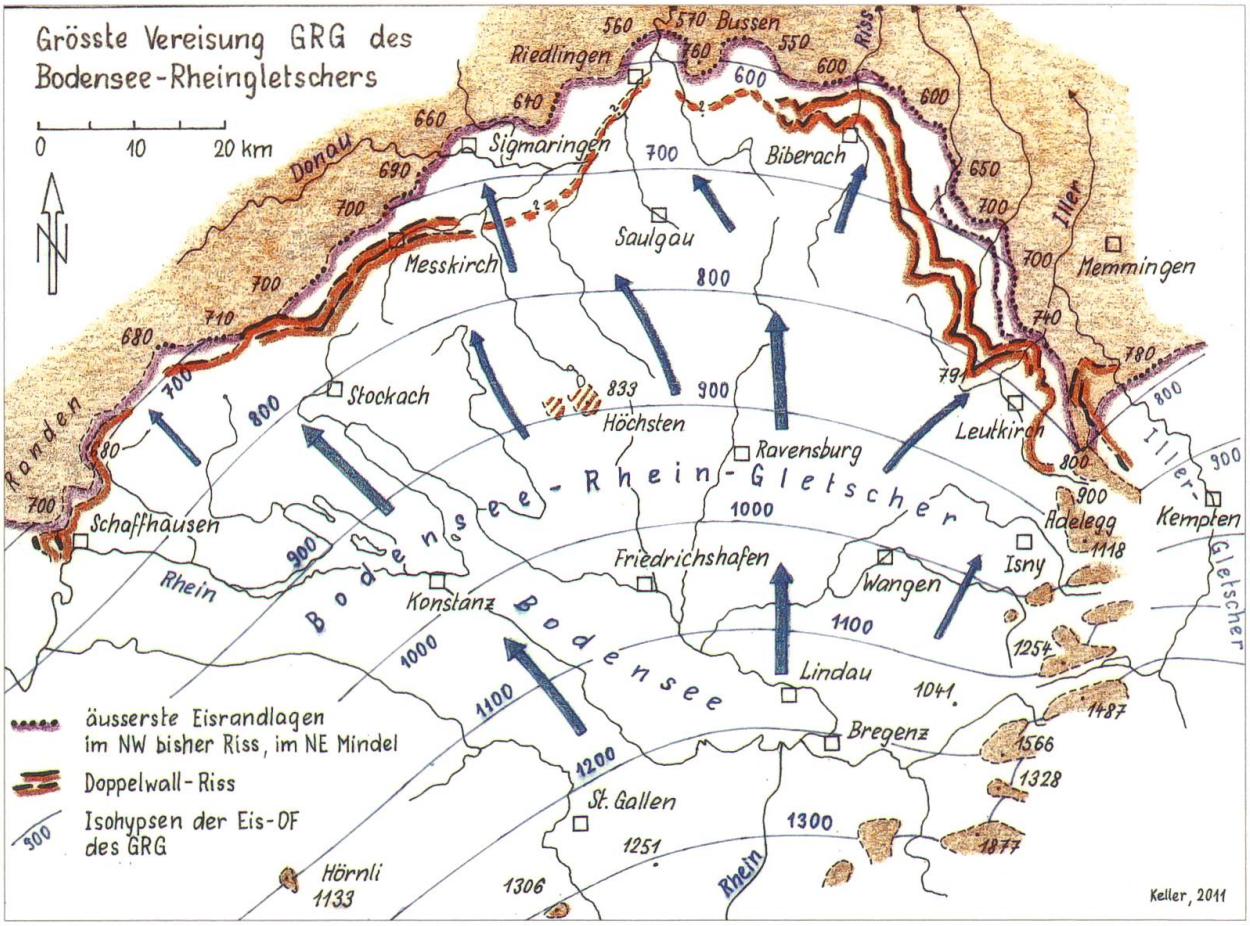


Abbildung 14:
Das GRG am Rheingletscher, auch als Hosskirch bezeichnet, entspricht dem Möhlin-Glazial der Nordschweiz. Der Gletscher überschritt im Nordwesten auf breiter Front die Donau. Die Höhenlagen der Frontbildungen lassen eine gut dokumentierte Rekonstruktion der Eisoberfläch zu (Isohypsenbild). Wenig intern ist die durch Doppelwälle charakterisierte Riss-Vergletscherung festlegbar. Sie ist Beringen der Nordschweiz gleichzusetzen. Karte: O. Keller.

schnitte wie etwa im Raum Messkirch vor. Ein weiteres Glazial, das sich zeitlich zwischen Hosskirch und Riss einschiebt, ist bisher nicht erkannt worden, da es mit seiner geringeren Ausdehnung räumlich intern zur Riss-Grenze liegt und von der Riss-Vergletscherung überfahren und eingedeckt worden ist. Neu kann es an etlichen Stellen wahrscheinlich gemacht werden, wie es an den Beispielen in Kap. 4.3 und 4.4 gezeigt wurde. Es dürfte sich um eine Entsprechung zum Habsburg-Glazial handeln, das in der Nordschweiz definiert wurde (KELLER 2014).

7 Charakteristik der Becken-Eiszeiten

Während den Eiszeiten waren die Alpentäler von Eisströmen erfüllt, die sich als Eisstromnetz über die Pässe hinweg zusammenschlossen. Nur die höchsten Bergkämme und -gipfel überragten die Eismassen (Abbildung 16). Im Vorland breiteten sich die Gletscher fladenartig aus. Die an ihren Fronten austretenden Schmelzwässer schütteten ausgedehnte Schotterfelder auf (Abbildung 17).

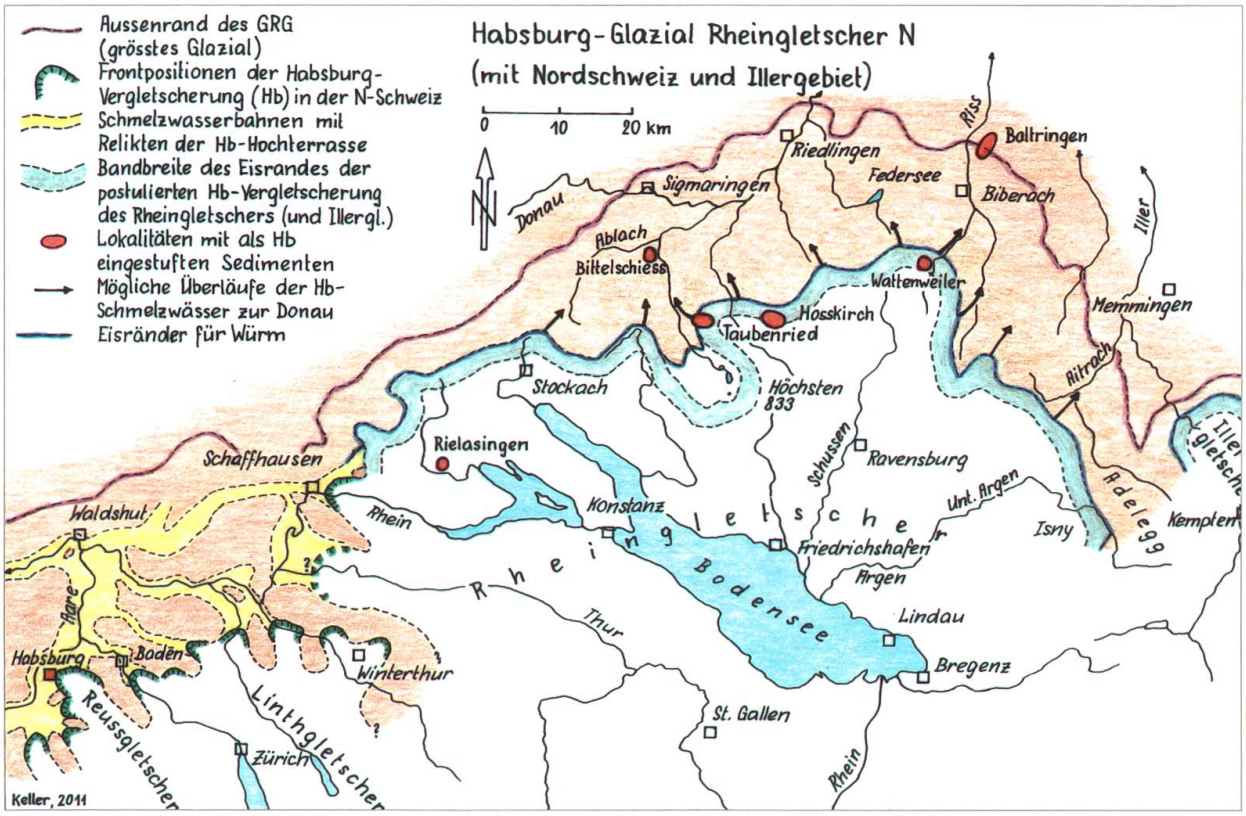


Abbildung 15:
Am Rheingletscher-Nord ist das Habsburg-Glazial morphologisch nicht fassbar. Es wird daher eine Bandbreite für den Eisrand entlang der deutlichen Front der jüngsten Vergletscherung Würm = Birrfeld postuliert, da Habsburg in der Nordschweiz in etwa gleiche Ausmasse erreichte. An etlichen Lokalitäten finden sich Sedimente, für die Habsburg anzunehmen ist. Karte: O. Keller.

7.1 Grösstes Rheinisches Glazial = Möhlin (N-CH) = Hosskirch (S-Dt.)

Vergletscherung,

- die in einer ‹Eisüberfahrung› die grösste Ausdehnung aller Vergletscherungen erreichte.
- deren Eisströme die meisten tiefen Becken im Nordschweizer Mittelland sowie am und um den Bodensee ausschürften.
- deren Vorlandgletscher als einzige über den östlichen Jura hinweg bis auf die Südostabdachung des Schwarzwaldes empor reichten und östlich von Sigmaringen auf breiter Front die Donau überschritten.
- deren äusserste Front im Nordwesten am Hochrhein bei Möhlin lag, im Nordosten nahe der Donau nördlich Biberach.

7.2 Habsburg-Glazial (N-CH und S-Dt.)

Vergletscherung,

- die weit zurück lag, die tiefen Becken und Tröge aber gerade noch überfuhr.
- die in der Nordschweiz den Jurafuss nicht mehr erreichte und nördlich des Bodensees knapp auf die Wasserscheide zur Donau vorrückte.
- von deren Frontlagen in der Nordschweiz die mächtigen Hochterrassen in die Abflusstäler geschüttet wurden und die in den tiefen Becken beim Abschmelzen hoch liegende Seen entstehen liess.
- deren Frontablagerungen durch die nachfolgenden Vergletscherungen überfahren und insbesondere im Bodenseeraum zerstört wurden.

7.3 Beringen-Glazial (N-CH) = Riss-Glazial (S-Dt.)

Vergletscherung,

- die in der Nordschweiz die Hochterrassen überfuhr und den Rhein zwischen Schaffhausen und Waldshut noch überschritt.
- die sich im Norden über die Rhein-Donau-Wasserscheide hinweg ausbreitete und östlich Sigmaringen bis an die Donau vorrückte.
- die rund um den Rheingletscher frontnah teils mächtige Sedimente ablagerte und markante parallele Wälle hinterliess (Doppelwall-Riss).
- die in der Nordschweiz keine deutlichen Frontformen aufbaute, hingegen über den mächtigen Seesedimenten in den Becken oftmals Vorstoss-Schotter mit besonderem Habitus absetzte.

7.4 Birrfeld-Glazial (N-CH) = Würm-Glazial (S-Dt.)

Vergletscherung,

- die in etwa die deutlich zurückliegenden Aussenränder des Habsburg-Glazials erreichte und die sich nördlich des Bodensees bis auf die Wasserscheide zur Donau vorschob.
- die an ihrem Aussenrand markante Frontwälle und Eisrandterrassen hinterliess.
- in deren Entwässerungsbahnen die Niederterrassen eingeschüttet wurden.
- deren Eisströme die tiefen Becken selektiv ausräumten und die beim Abschmelzen zahlreiche Seen entstehen liess, die oft bis heute überdauerten.

Abbildung 16:
Vergletscherte, über die Eisströme aufragende Bergketten kennzeichneten den Alpenraum während den Becken-Eiszeiten. Randgebirge im Norden Grönlands. Foto: Wikimedia Commons, Hendrik Harms.

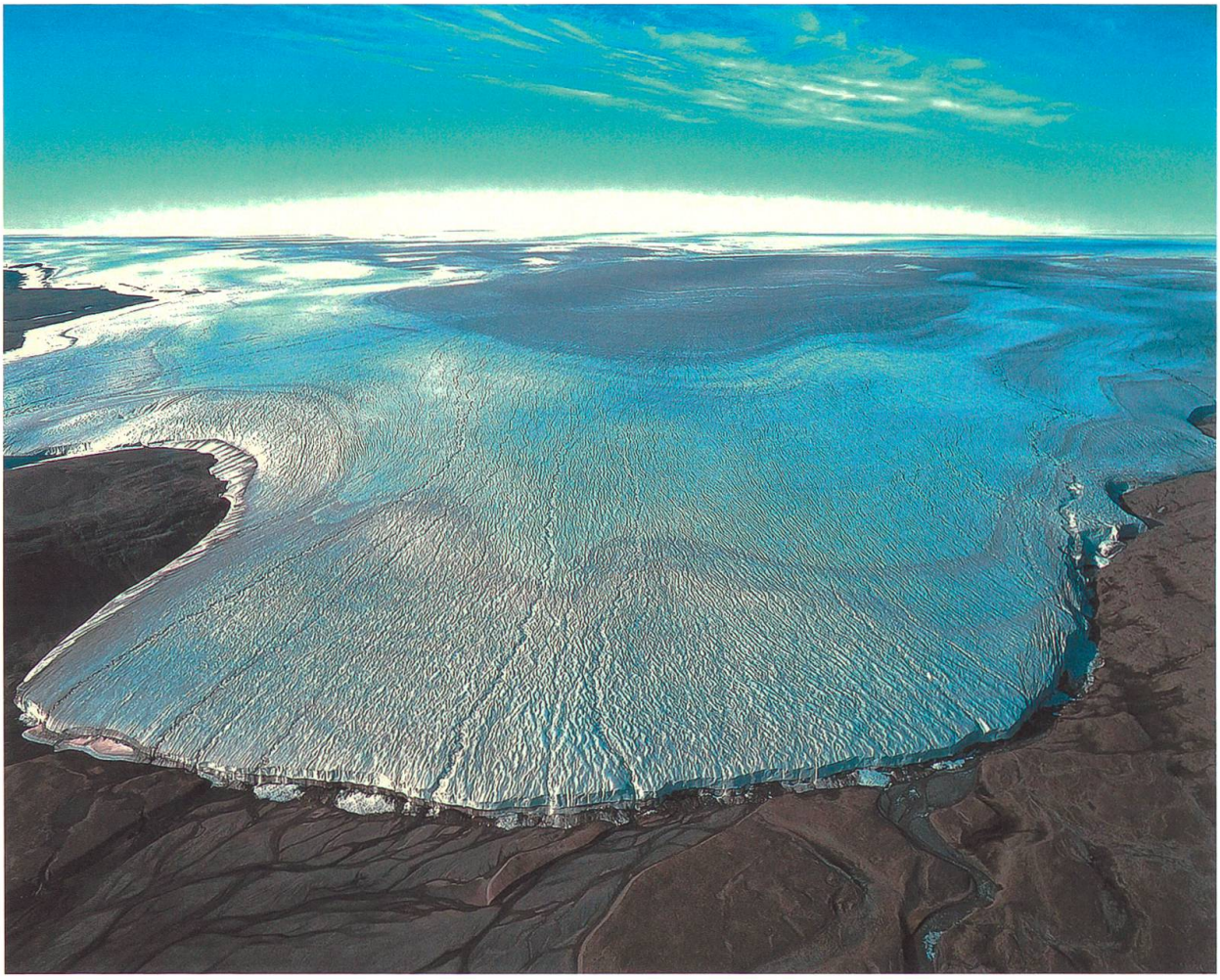


Abbildung 17:
Flach sich ausbreitende Zunge des Rhein-Vorlandgletschers im Donauraum. Links unten Sander mit wirr verzweigten Schmelzwasserströmen. Vorlandgletscher im Nordwesten Grönlands. Foto: Wikimedia Commons, Brandigg.

8 Zu den Deckenschotter-Eiszeiten

8.1 Allgemeines

Der Begriff ‹Deckenschotter› stammt aus der Zeit, als die Forscher noch annahmen, dass sie sich wie eine Decke über das einstige Hochland ausgebreitet hätten. Heute wird davon ausgegangen, dass sie in weiten Tälern des einstigen Molasse-Hochlandes einsedimentiert worden sind. Die ehemaligen Hochlandhügel sind inzwischen abgetragen worden, vorab im Zuge der fluvialen und glazialen Ausräumung während und nach der MPR. Die Deckenschotter sind älter als die Umlenkung des Alpenrheins, wurden also vor der MPR abgelagert.

Meist sind die Deckenschotter gut verkittet und liegen direkt der Molasse auf (Abbildung 18). Da diese, vor allem OSM (Obere Süsswassermolasse), grossenteils schlechter verfestigt ist als die ihr auflagernden Deckenschotter, bilden diese Kappen, die die liegende Molasse vor Erosion schützen.

Die Deckenschotter wurden am Aussenrand vor den frühpleistozänen Vorlandgletschern durch die Schmelzwasserströme abgelagert. Gelegentlich kommen eisrandnahe oder moränige Deckenschotter vor, die zeigen,

Abbildung 18:
Stark verkitteter Deckenschotter auf dem Irchel im Nordwesten von Winterthur in 650 m ü. M. Er ist unmittelbar auf Molasse-Sandstein abgelagert worden. Foto: O. Keller.

dass die Gletscher schon damals bis ins Vorland vorgerückt sind (VERDERBER 1992, SCHREINER 2002, GRAF 2009a).

Im Zusammenhang mit der Verbreitung der Deckenschotter sind zwei Regionen getrennt zu besprechen (Abbildung 19).

8.2 Nordöstlicher Bodenseeraum

Im Nordosten des Rheingletschergebiets im Raum zwischen Biberach und Leutkirch sind die Deckenschotter weit verbreitet und liegen flächig nebeneinander, wobei die jüngeren jeweils in die älteren eingeschachtelt sind. Ihr Gefälle zeigt nach Norden bis Nordosten, ist also auf die Donau ausgerichtet. Ursprünglich wurde von zwei Deckenschottern ausgegangen, die älteren und höheren wurden mit der Günz-Eiszeit verknüpft, die jüngeren und tieferen mit Mindel (PENCK & BRÜCKNER 1909). Inzwischen konnte weiter aufgegliedert werden. Vor und älter als Günz wurde ein Donau-Eiszeitenkomplex erkannt (EBERL 1930), später ein Biber-Eiszeitenkomplex (SCHAEFER 1957). Schliesslich wurde innerhalb Mindel eine warmzeitliche Bodenbildung entdeckt, das Unterpfauzenwald-Interglazial (SCHREINER & EBEL 1981, SCHREINER 1996, BIBUS et al. 1996). Damit wurde der ältere Teil zu Haslach, der jüngere blieb Mindel. Es können hier somit mindestens fünf getrennte Sedimentkörper mit kaltzeitlichen Schottern unterschieden werden.

8.3 Nordschweiz

Im Westen des Rheingletschergebiets und in der Nordschweiz liegt eine andere Situation vor als im Nordosten des Bodenseeraumes.

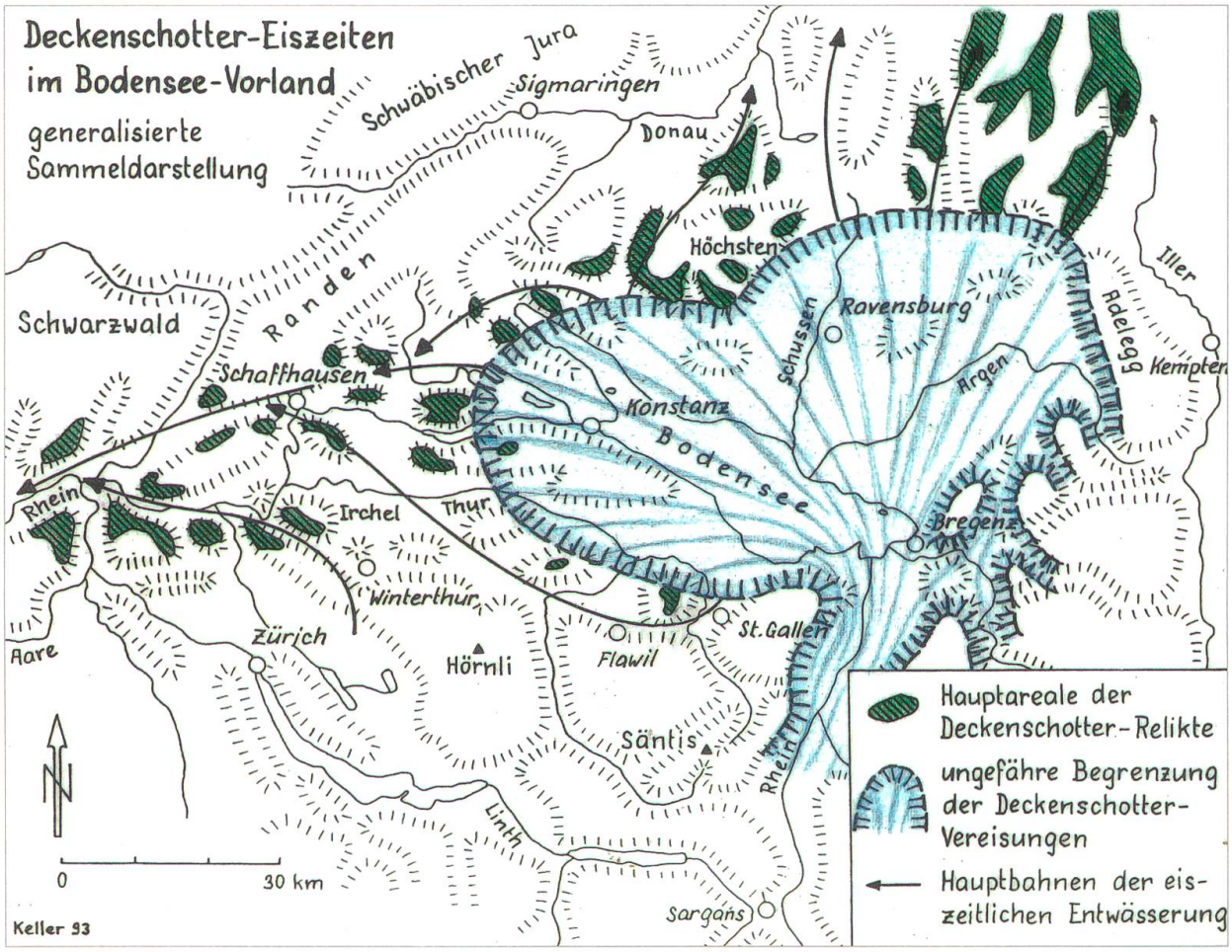


Abbildung 19:
Ungefähre Ausdehnung der Vorlandgletscher ohne Zuordnung zu bestimmten Deckenschottern. Ebenso sind die Deckenschotter generell nicht differenziert dargestellt. Die Schmelzwässer flossen jeweils im Norden zur Donau, im Westen aber zum Oberrhein im Raum Basel. Karte: O. Keller.

Sie wurde von GRAF (1993, 2009a) eingehend analysiert. Ab dem Sipplingerberg (nördlich Überlingen) und ab dem Seerücken sind die Deckenschotter zum Oberrhein nach Westen ausgerichtet und gehorchen einem dementsprechenden Abflussregime. Gemäss GRAF ist zwischen höheren (und älteren), respektive tieferen (und jüngeren) Deckenschottern zu unterscheiden. Sowohl in der Zusammensetzung der höheren wie der tieferen Deckenschotter kann in je zwei Sedimenteinheiten Gletscherpräsenz nachgewiesen werden, unsicher deuten andere Sedimentserien weitere Eiszeiten an. Dazwischen eingeschaltet finden sich Horizonte mit warmzeitlichen Ablagerungen.

Die Sprunghöhe zwischen den höheren und den tieferen Deckenschottern liegt um die 100 m, was eine markante Phase der Tiefenerosion bedeutet (GRAF 2009a). Vermutlich haben tektonische Hebungen im Vorland oder/und Absenkungen im Oberrheingraben diese Erosionsphase ausgelöst.

Es ergibt sich aus den bisherigen Darlegungen folgende Charakteristik: Sowohl in den höheren als auch innerhalb der tieferen Deckenschotter sind die liegenden (unteren) Schottereinheiten älter als die hangenden (darüber folgenden). Gesamthaft sind aber die höheren Deckenschotter älter als die jüngeren (Abbildung 20).

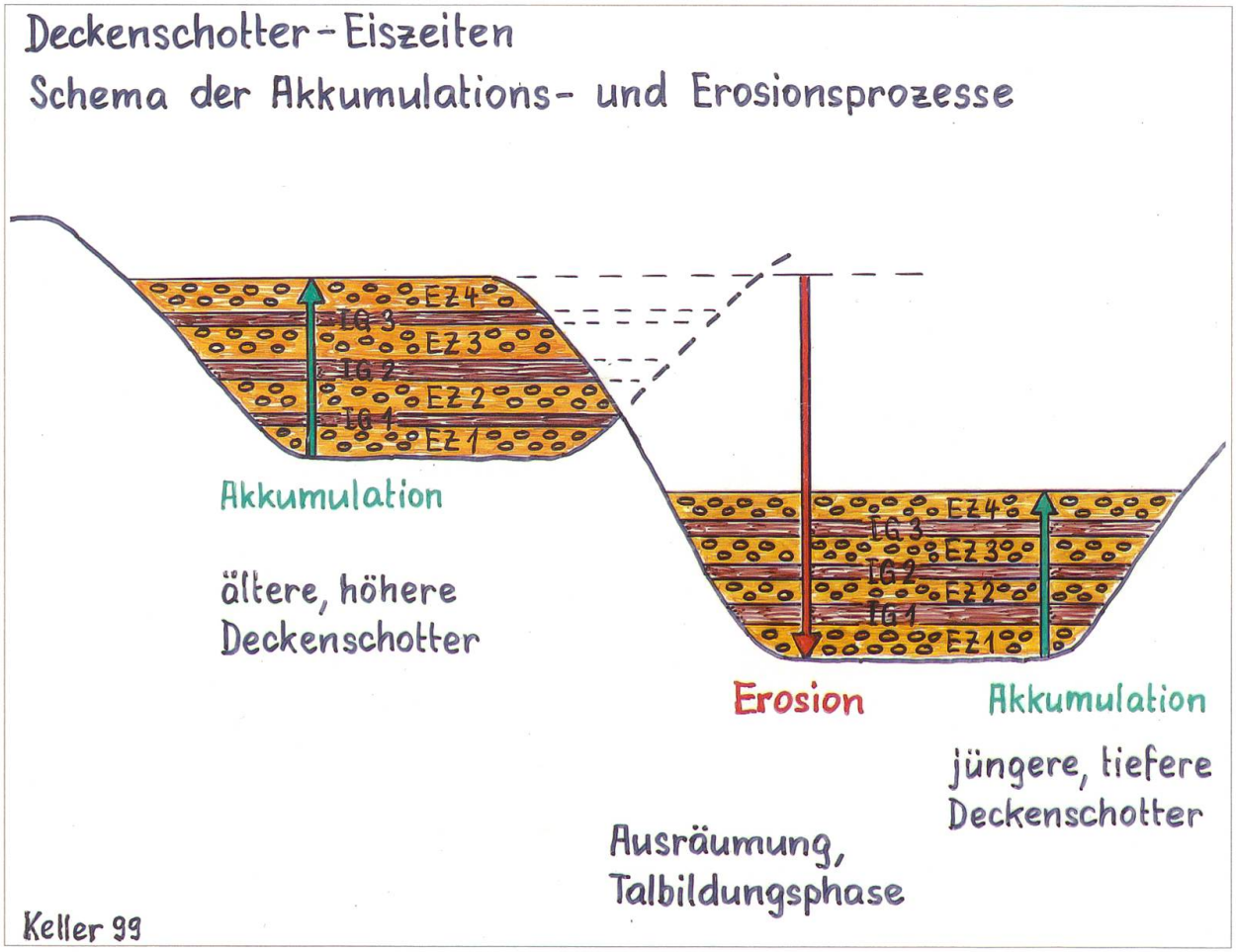


Abbildung 20:
Im Westen des Rheingletschers und in der Nordschweiz können höhere und tiefere Deckenschotter unterschieden werden. Die höheren und älteren weisen zwei, eventuell 4 Eiszeiten auf, die übereinander liegen, ebenso die tieferen. Eine markante Periode der Eintiefung der Talsysteme trennt die beiden Komplexe. Grafik: O. Keller.

9 Zeitliche Ordnung

Nachdem dargelegt worden ist, warum und wie die klassische Eiszeitenfolge für den Raum Nordschweiz-Bodenseeregion anhand der morphostratigraphischen Analysen zu erneuern und zu ergänzen ist, fehlt noch eine zeitlich absolute Einstufung der Eiszeiten. Eine chronostratigraphische Gliederung gelingt nur, wenn genügend absolute Altersdaten zur Verfügung stehen.

Neuere Methoden der Altersbestimmung an Sedimenten zur Bestimmung der Altersstellung von Eiszeiten sind in Erprobung, weisen aber noch zahlreiche Probleme und Ungereimtheiten auf. Die seit mehr als 50 Jahren gebräuchliche Altersbestimmung mit der ^{14}C-Methode ist auf die Eiszeiten nur beschränkt anwendbar. Sie ist auf das Vorhandensein von organischem C (Kohlenstoff) angewiesen, der in eiszeitlichen Ablagerungen verständlicherweise nur in Ausnahmen zu finden ist (Holz, Torf, Knochen, Zähne). Zudem kommt diese Methode nur für die letzte Eiszeit in Frage, da sie verlässlich bis etwa 30'000 Jahre, unsicher bis gegen 60'000 Jahre zurückreicht (Abbildung 21).

Generell sicherer können interglaziale Sedimente mit Pollenanalyse und weiter zurückreichenden absoluten Altersbestimmungen

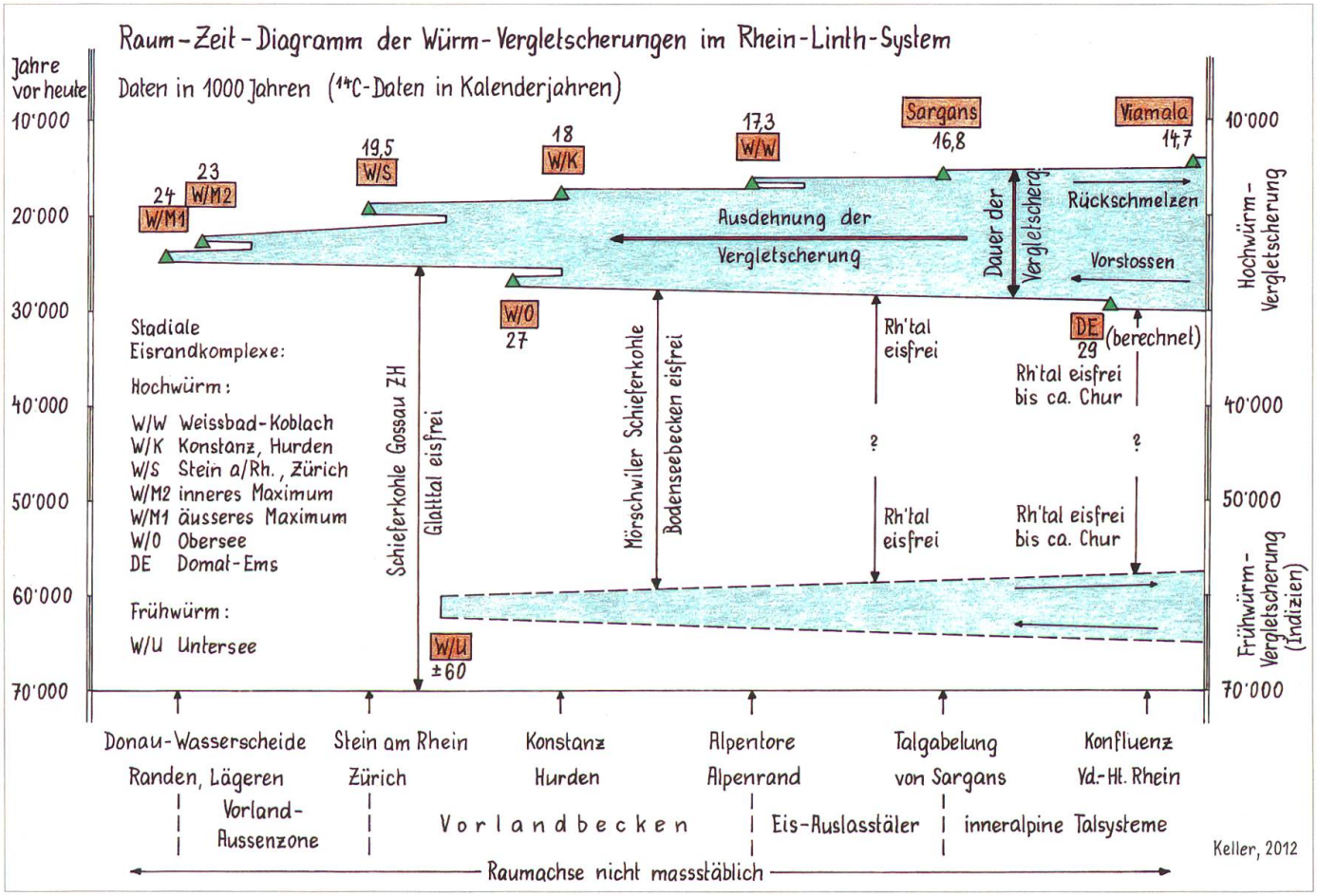


Abbildung 21:
Vorstossweiten der frühwürmen und der hochwürmen Vergletscherung im Gebiet zwischen Alpen und Donau/Randen. Auf der Raumachse sind die für die Vergletscherungen wichtigen Lokalitäten nicht massstäblich eingetragen. Die durch 14C-Daten festgelegten Eisrandlagen sind gemäss der Zeitachse und ihrer Lage im Vorland in der Grafik eingezeichnet. Für das Frühwürm fehlen sichere Daten, hingegen ist das Hochwürm gut dokumentiert. Im Mittelwürm war das gesamte Vorland eisfrei. Grafik: O. Keller.

wie Uran-Thorium, Luminiszenz-Messungen, Magnetfeld-Inversionen datiert werden. Für den Zeitraum der Becken-Eiszeiten weisen die zwischen den Glazialen eingeschobenen Interglaziale folgende Zeitmarken auf: Holstein 330–310'000 Jahre v. h. (LITT et al. 2007), Meikirch-Komplex 240–180'000 J. v. h. (PREUSSER 2010), Eem 126–115'000 J. v. h. (mehrfach bestimmt). Die Umlenkung des Alpenrheins mit der MPR fällt vermutlich in das Unterpfauzenwald-Interglazial, das unsicher zum Cromer-Komplex gehört und damit mindestens 480'000 Jahre alt wäre.

Mit diesen absoluten Zeitmarken kann eine Chronostratigraphie (zeitliche Abfolge) der Glaziale und Interglaziale hergeleitet werden, die in der Abbildung 22 zusammengestellt ist. Glaziale sind in der entsprechenden Spalte blau gefärbt, Interglaziale rot. Übergangszeiten, die den Hochglazialen vorausgehen, sind gelb dargestellt. In der Spalte ‹Vorstossweite› ist schematisch angedeutet, wie weit die jeweiligen Vergletscherungen ins Vorland vorgedrungen sind. Mit den aus Tiefsee-Bohrkernen gewonnenen Sauerstoff-Isotopenkurven können Kalt- und Warmzeiten

bis weit zurück (bis 2 Mio. Jahre) nachgewiesen werden. Sie stellen damit eine durchgehende Klimakurve des Pleistozäns dar und dienen als globale Referenz für stratigraphische Korrelationen. Die Perioden werden als Marine Sauerstoffisotopen-Stufen (MIS) von der Gegenwart ausgehend nummeriert. So bezeichnet z. B. die MIS 6 eine Kaltzeit, die MIS 7 eine Warmzeit. Sie sind in der Spalte ‹MIS› mit Nummern aufgeführt.

Zu den Deckenschotter-Eiszeiten sind nur wenige zeitliche Hinweise bekannt. An höheren, älteren Deckenschottern wurden an geeigneten sandigen Horizonten paläomagnetische Messungen vorgenommen. Dabei konnte bei Heiligenberg nördlich Meersburg (FROMM 1989) und am Irchel (GRAF 1993) inverse Magnetisierung nachgewiesen werden. Der Erdmagnetismus weist von Zeit zu Zeit Umpolungen auf. Wird die heutige Ausrichtung (Brunhes-Epoche) als normal festgelegt, so war sie in der Matuyama-Epoche von 780'000 Jahre zurück bis 2'500'000 Jahre v. h. mehrheitlich invers. Damit sind die höheren Deckenschotter jedenfalls älter als rund 800'000 Jahre. Zudem wurde in den höheren Deckenschottern am Irchel eine Kleinsäuger-Fauna gefunden (BOLLIGER et al. 1996), die auf mindestens 1,8 Mio. Jahre v. h. datiert ist, womit diese Deckenschotter im frühesten Pleistozän abgelagert worden sind. Allgemein bedeutet dies, dass für die Deckenschotter und ihre Glaziale nur eine sehr grobe chronologische Einstufung möglich ist (Abbildung 22).

10 Schlussfolgerungen

Für den Grossraum Nordschweiz-Bodensee stellt die MPR (Mittelpleistozäne Reorganisation) mit der Umlenkung des Alpenrheins eine markante Zäsur dar, die die frühpleistozänen Deckenschotter-Eiszeiten scharf von den mittel- und spätpleistozänen Becken-Eiszeiten trennt. In der Nordschweiz sind im Zeitraum der Becken-Eiszeiten 4 Glaziale nachweisbar, nämlich das Möhlin-Glazial als GRG (Grösstes Rheinisches Glazial), das Habsburg-Glazial, das Beringen-Glazial und das Birrfeld-Glazial. Auch im nördlichen Bodenseeraum können 4 Becken-Eisszeiten unterschieden werden, die sich mit den Nordschweizer Glazialen korrelieren lassen, aber andere Bezeichnungen erhalten haben: Hosskirch als GRG, Habsburg (noch mit Unsicherheiten behaftet), Riss und Würm.

Die frühpleistozänen Deckenschotter-Eiszeiten sind im Nordosten des Bodenseeraums auf die Donau als Vorfluter für die Schmelzwässer ausgerichtet, im westlichen Bodenseegebiet und in der Nordschweiz jedoch auf den Hochrhein. Eine Korrelation zwischen den beiden Deckenschotter-Regionen kann daher nicht vorgenommen werden. Jedenfalls ist mit mindestens 4 Deckenschotter-Eiszeiten zu rechnen. Eine zeitliche Einstufung ist bis jetzt nur ansatzweise möglich.

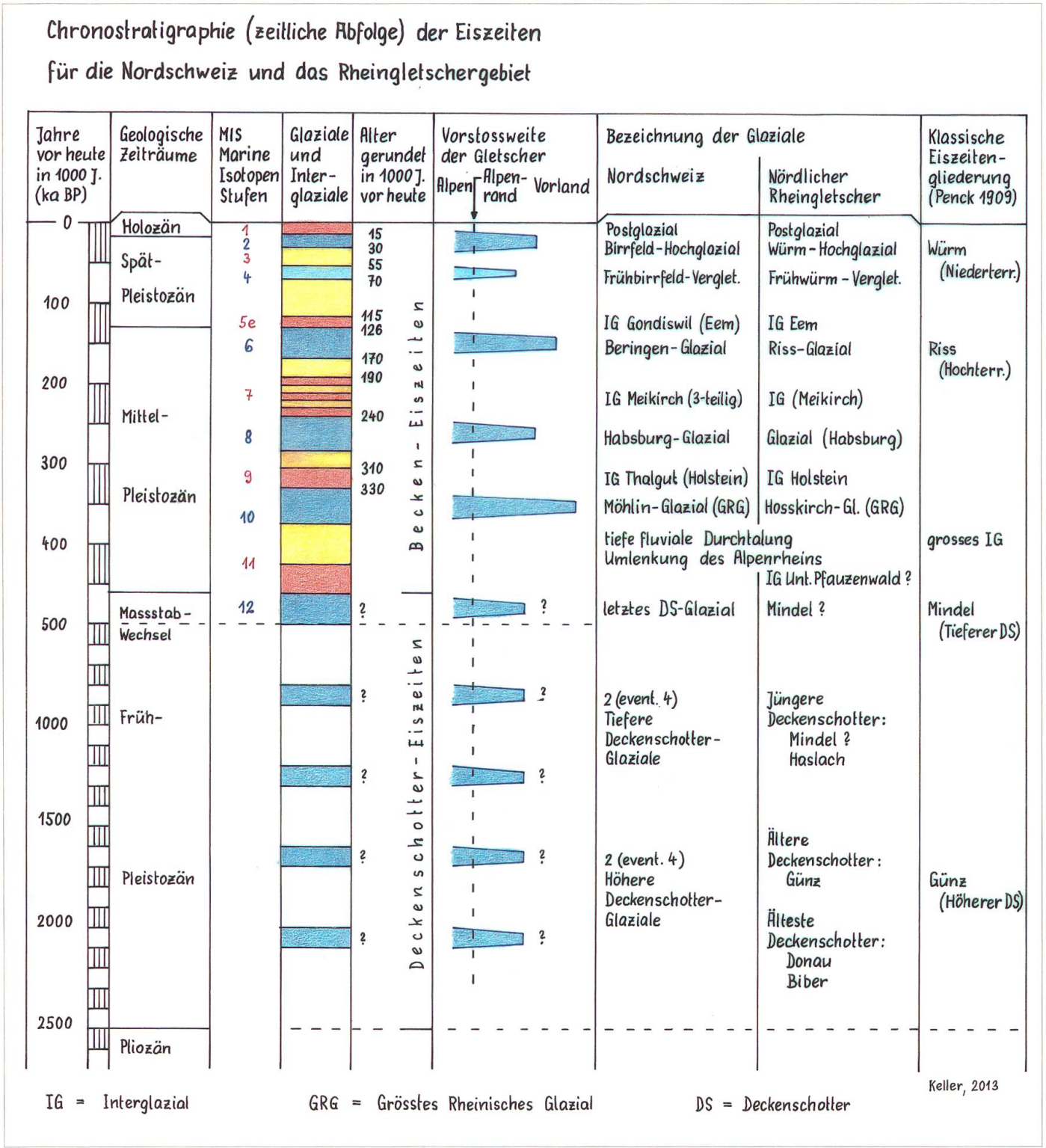


Abbildung 22:
Das Quartär wird in das Pleistozän (Eiszeitalter) und das Holozän (Nacheiszeit) gegliedert. Im Frühpleistozän ist zeitlich sehr wenig bekannt, daher der Massstabwechsel. Die Becken-Eiszeiten lassen sich recht sicher mit den Erkenntnissen aus Tiefsee-Bohrungen parallelisieren. Die Umlenkung des Alpenrheins leitete die Periode der Becken-Eiszeiten ein. Grafik: O. Keller.

Literaturverzeichnis

BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1996): Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Risseiszeiten Komplexes im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter und Gegenwart, 46: 65–90.

BIBUS, E. & KÖSEL, M. (2001): Paläoböden von Neufra, Bittelschiess, Baltringen und Rosna. – Unpublizierte Manuskripte der Arbeitsgemeinschaft Alpenvorlandquartär (AGAQ), Tübingen, 7 S.

BOLLIGER, T., FEIJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D.W. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geologicae Helvetiae, 89: 1043–1048.

BROCKMANN-JEROSCH, H. (1910): Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Deltas bei Kaltbrunn (bei Uznach, Kanton St. Gallen) und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. – Jahrbuch St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft. Habilschrift Universität Zürich.

EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. – Benno Filser Verlag, Augsburg.

ELLWANGER, D. (1990): Zur Riss-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg). – Jahresheft geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 32: 235–245.

ELLWANGER, D. (1995): Stop 22: Gravel Pit of Bittelschiess, trip 9, Rhein Traverse. – In SCHIRMER, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe (XIV INQUA-Congress, Berlin.

ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. – In BENDA, L. (Ed.): Das Quartär Deutschlands. – Deutsche Quartärvereinigung: 258–271.

ELLWANGER, D., FIEBIG, M. & HEINZ, J. (Pollenanalyse BLUDAU, W.) (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 81: 217–230.

ELLWANGER, D. & VILLINGER, E. (2003): Quartär in Baden-Württemberg, klima/lithostratigraphisches Übersichtsschema. – L. Amt Geol. Rohst. Bergbau Baden-Württembg., Freiburg i. Br.

ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2011a): Quartärgeologie des Rheingletschergebietes (Exkursion I am 29. April 2011). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 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, Quaternary Science Journal, 60/2–3: 306–328.

FROMM, K. (1989): Paläomagnetische Altersbestimmungen an eiszeitlichen Quartärablagerungen bei Heiligenberg (Oberschwaben). – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 19 S.

GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. – Dissertation ETH Zürich, 151 S.

GRAF, H. R. (2000): In: BITTERLI, T., GRAF, H. R., MATOUSEK, F. & WANNER, M.: Blatt 1050 Zurzach. Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen 102. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.

GRAF, H. R. (2009a): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – E&G, Quaternary Science Journal, 58/1: 12–53; Stuttgart.

GRAF, H. R. (2009b): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 168. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.

HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nördlichen Rheingletschergebietes zwischen Riss und Iller. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F: 64: 225–266.

HOFMANN, F. (1994): Beobachtungen zur Quartärgeologie des Schaffhauser Klettgaus (Schweiz). – Eclogae geologicae Helvetiae, 87/1: 241–263; Basel.

HOFMANN, F. (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. – Eclogae geologicae Helvetiae, 89/3: 1023–1041; Basel.

JEANNET, A. (1923): Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. – In: BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A. & WEBER, J.: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie VIII: 106–370.

KELLER, O. (2009a): Geologische Geschichte des Alpenrheintals. – In: BROGGI, M.F. (Hrsg.): Natur und Landschaft im Alpenrheintal. – Liechtenstein, Politische Schriften 45: 9–50, Liechtenst. Akad. Ges., Schaan.

KELLER, O. (2009b): Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte. – Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, 127: 193–208; Friedrichshafen.

KELLER, O. (2014): Erwägungen zur Korrelation mittelpleistozäner Relikte des Rheingletschers mit der Nordschweizer Stratigraphie. – E & G, Quaternary Science Journal 63/1, 19–43.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. – Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau. – Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft, 55: 39–67; Frauenfeld.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – E&G, Quaternary Science Journal, 59/1–2: 88–119.

KEMPF, T. (1986): In: Direktion der öffentlichen Bauten des Kantons Zürich: Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich, Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1:25'000, 211 S. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 69; ETH 8092 Zürich.

LITT, T., BEHRE, K. E., MEYER, K. D., STEPHAN, H. J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart, 56/1–2: 7–65; Stuttgart.

LINIGER, H. (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. – Regio basiliensis 7, Basel.

MÜLLER, B. U. & SCHLÜCHTER, C. (1997): Zur Stellung der Zeller Schotter in der Alpinen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil. – Eclogae geologicae Helvetiae, 90/2: 211–227; Basel.

OBERHAUSER, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1 : 100'000. – Geol. Bundesanstalt Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 1999 S. – Leipzig (Tauchnitz).

PREUSSER, F. (2010): Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz (Exkursion E am 8. April 2010). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 92: 83–98.

PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – E&G, Quaternary Science Journal, 60/2–3: 282–305.

SCHAEFER, I. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1: 50'000. – Bayrisches Geol. Landesamt, München.

SCHINDLER, C. (1985): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, 74. – 119 S.; ETH Zürich.

SCHINDLER, C. (2004): Zum Quartär des Linthgebietes zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 159 S. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.

SCHLÜCHTER, C. (1985): In: INQUA-Guidebook to the Excursions, Symposium 1985, ETH Zürich.

SCHLÜCHTER, C. (1988): A non-classical summary of Quaternary stratigraphy in the northern alpine Foreland of Switzerland. – Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie, 32: 143–157.

SCHREINER, A. (1996): Die Einführung der Haslacheiszeit und die 3-Teilung der Risseiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (SW-Deutschland). – Eclogae geologicae Helvetiae, 89/3: 991–1005.

SCHREINER, A. (2003): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – Zschr. Geol. Paläont. Teil I, Heft 3–4: 357–368, Stuttgart.

SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geologisches Jahrbuch A59: 3–64.

SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri, 224 S. – Natf. Ges. Uri, 24.

VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – Dissertation Universität Freiburg i. Br., Nr. 1695.

VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. 80: 361–398.

VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. – Zschr. Dt. geol. Ges. 154/2–3: 193–253.

WYSSLING, G. (2002): Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. – Vereinigung Pro Sihltal, Jahrheft 52. 14 S.; Zürich.

WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster. Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen 128. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.

ZIEGLER, P.A. & FRAEFEL, M. (2009): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. – Swiss J. Geoscience 102: 57–75. Birkhäuser, Basel.