

Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: - (2005)

Artikel: Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein
Autor: Keller, Oskar
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832658>

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: 20.08.2025

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

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

Oskar Keller (Eggersriet SG)

1 EINLEITUNG

Ein vorläufig letztes Mal führte die jüngste, die Würm-Eiszeit, zu einer vollständigen Vergletscherung des alpinen Rheingebietes und des gesamten Bodenseeraumes bis nahe Eglisau. Indessen blieb der zeitlich grösste Teil dieses Glazials ohne Vereisung des Alpenvorlandes. Die bedeutendsten Umwälzungen in der Landschaftsentwicklung sind jedoch den Vergletscherungsphasen zuzuschreiben.

Die Zeugen des Würm-Glazials werden seit rund 150 Jahren von zahlreichen Forschern erkundet, kartiert und auf ihre Aussagekraft für die glazialen Prozesse untersucht. So ist das Ausbreitungsgebiet des Rheingletschers zu einer der am besten erforschten Regionen der Eiszeitvergletscherung geworden. Gestützt auf Arbeiten von lokalen Forschern und auf eigene Studien haben PENCK und BRÜCKNER in ihrem Monumentalwerk «Die Alpen im Eiszeitalter» (1909) bereits vor hundert Jahren die wesentlichen Grundzüge des würmeiszeitlichen Rhein-Vorlandgletschers erfasst. Vielen nachfolgenden Glazialgeologen gelang es, diesen Eiszeitgletscher Schritt um Schritt weiter und feinmaschiger zu enträtseln. Eine Zusammenfassung solcher Arbeiten mit Literaturhinweisen bis 1983 gab HANTKE (1978–83) im dreibändigen Werk «Eiszeitalter». Gesamtdarstellungen der rheinischen Vergletscherung in Kartenbildern erarbeiteten JÄCKLI (1970), HANTKE (1980) sowie KELLER und KRAYSS (1980, 2005). Eine generalisierte Darstellung der maximalen Vorlandvereisung zeigt die Abbildung 1.

Seit PENCK und BRÜCKNER (1909) wird den Eiszeitgletschern eine grosse Gestaltungskraft bei der Ausformung der Landschaft zugeschrieben. Die gut begründete und klassische Vorstellung der Glazialerosion, auf die insbesondere die alpinen Trogtäler (Hinterrheintal), die über-

tieften Täler (Alpenrheintal) und die Becken im Vorland (Bodensee) zurückgeführt werden, ist heute allgemein anerkannt. Offensichtlich und kaum umstritten sind auch die Mechanismen bei den verschiedenartigen Aufschüttungen entlang der Eisränder durch die Eisströme selbst oder durch deren Schmelzwässer. Andersartige Erklärungen zur Bildung der übertieften Täler und hochliegenden Schotter gibt seit jeher HANTKE, neuerdings ergänzt durch ein «Mittelmoränenmodell» in Zusammenarbeit mit WAGNER (z. B. 2003).

Da das vorliegende Werk zentral dem Rhein gewidmet ist, enthält dieser Beitrag vorerst einen Überblick über das letzteiszeitliche Geschehen im gesamten rheinischen Alpen- und Vorlandgebiet. Die glaziale und postglaziale Landschaftsentwicklung im Gefolge der Vereisung hingegen wird anhand charakteristischer Beispiele entlang der Rheinachse erläutert.

2 ÜBERBLICK ÜBER DIE LETZTE EISZEIT (RHEINGLETSCHERRAUM)

2.1 Problematik der Eiszeit- Entschlüsselung

Die Hinterlassenschaften der letzten Eiszeit sind zahlreich und weitgehend gut erhalten. Dies deshalb, weil sie als geologisch junge Gebilde noch wenig durch Verwitterung und Erosion abgetragen sind. Wichtiger jedoch ist das Prinzip, dass jede eiszeitliche Vergletscherung das zerstört und umpflügt, was in früheren Glazialen geschaffen worden ist. Diesem Schicksal entgingen (bisher) die würmeiszeitlichen Relikte.

Aber selbst innerhalb der letzten Eiszeit gilt dieser Mechanismus, wurden doch die Zeugen der Vorstossperiode bis zur Maximalvergletscherung vom Eis überfahren und damit einge-

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

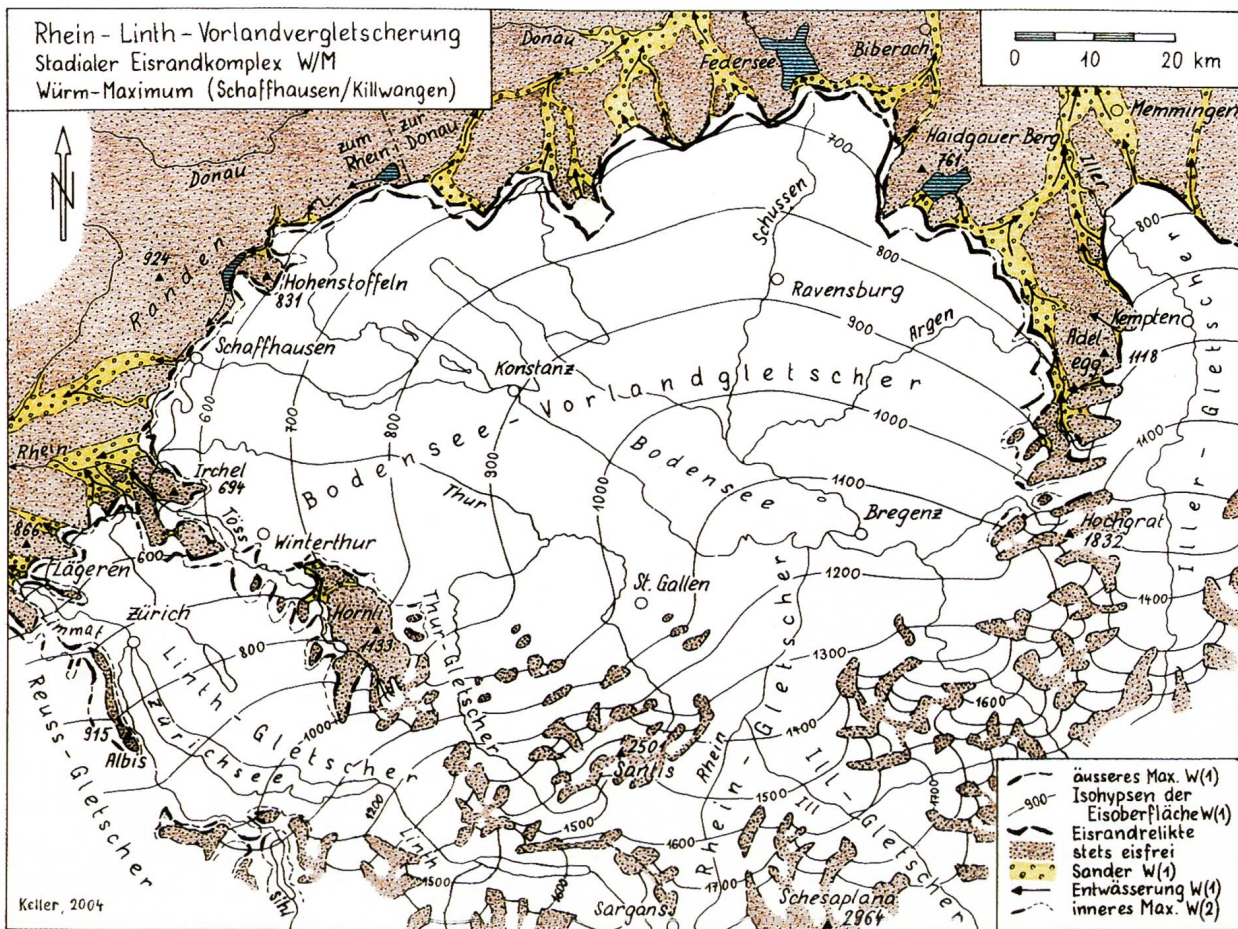


Abb. 1. Rhein-Linth-Gletscher in den Maximalständen der Würmeiszeit. Die inneralpinen Eismassen gelangen durch das Rheintal und das Walensee-Seeztal ins Vorland und breiten sich vor allem im Bodenseebecken mächtig aus.

deckt oder gar vernichtet. Detailliert kennt man daher vor allem die Rückschmelzphasen der jüngsten Vereisung. Erst in den letzten 50 Jahren verdichtete sich das Wissen um die Vorgänge im Frühglazial der Würmeiszeit, indem durch zahlreiche tiefe Bohrungen und Aufschlüsse die älteren Sedimente erfasst werden konnten. Zudem gelang es durch moderne Datierungsverfahren, insbesondere die ^{14}C -Methode, sowie durch Untersuchung der Sedimentstrukturen und mittels Vegetationsstudien, vorab Pollenanalyse, die Zeiträume und die klimatischen Verhältnisse immer besser zu erfassen.

2.2 Zum Früh- und Mittelwürm

Nach neueren Erkenntnissen scheinen die Eiszeiten im jüngeren Quartär einen rund 100 000-Jahre-Rhythmus aufzuweisen, wobei eine charakteristische Reihenfolge des Ablaufs festzustellen ist (Abb. 2). Nach einem ausge-

sprochen warmen Interglazial (Zwischeneiszeit) setzt die Eiszeit schleichend mit kälteren (Stadiale) und wärmeren Perioden (Interstadiale) im Wechsel ein, bis ein erster glazialer Temperaturmässiger Tiefpunkt erreicht ist. Dieser lange dauernden Phase entspricht in der letzten Eiszeit das Frühwürm. Das Mittelwürm umfasst einen etwas klimagünstigeren Zeitraum, der dann ins Hochglazial mit dem maximalen Eisvorstoss überleitet. Schliesslich wird rasch, aber trotzdem mit Klimaeinbrüchen, über das Spätglazial das nacheiszeitliche Interglazial erreicht.

In den 1990er Jahren waren aus dem Rhein- und Linthgebiet bereits eine Reihe Daten und Untersuchungen an Sedimenten aus Bohrungen sowie auch Pollenprofile vorhanden. Eine längst vermutete frühwürmzeitliche Vorlandvergletscherung konnte damit mit grösserer Wahrscheinlichkeit modelliert werden. Die Rekonstruktionen ergaben einen Rhein-Linth-Gletscher,

Glazialzyklus

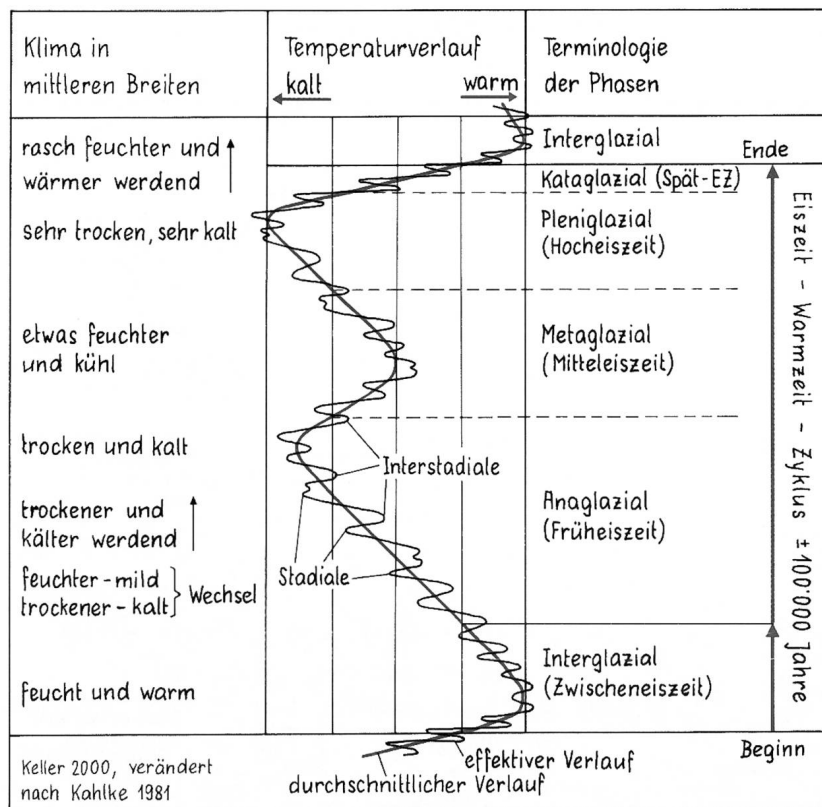


Abb. 2. Untersuchungen an Tiefseebohrkernen zeigen, dass der Gang der Temperaturen in den jüngeren Glazialen ein charakteristisches Muster aufweist. Generalisiert ergibt sich der dargestellte Verlauf einer Eiszeit.

der bis in den Untersee gereicht, respektive im mittleren Zürichsee geendet hätte (Abb. 3). Seine Ausmasse erreichten demnach nicht diejenigen im Würm-Maximum (Abb. 1). Am ehesten scheint sich diese Vorlandvergletscherung, das Untersee-Stadial, am Ende des Frühwürms ereignet zu haben, was sich aus den ¹⁴C-Datierungen und aus Vergleichen mit den Klimakurven (Sauerstoff-Isotopenkurven) aus Tiefsee-Bohrkernen ableiten lässt. Denkbar ist aber auch eine Einstufung in ein älteres Frühwürm-Stadial.

Wie Sedimente, Pollensequenzen, Pflanzenreste und ¹⁴C-Daten vor allem aus den Mörschwiler Schieferkohlen belegen, war im gesamten anschließenden Mittelwürm das Bodenseebecken eisfrei. Nach dem frühwürmen Untersee-Stadial muss der Rheingletscher bis in die inneren Alpentäler zurückgewichen sein. Auch im Alpstein (Säntisgebirge) waren die Lokalgletscher stark abgeschmolzen, denn in diesen Zeitabschnitt fallen die Funde von Tier-

knochen und menschlichen Abschlagwerkzeugen in der Wildkirchlihöhle. Aus den inneralpinen Positionen heraus erfolgte dann der wärmezeitliche Maximalvorstoss der Gletscher.

2.3 Das Hoch- und Spätglazial der letzten Eiszeit

Aus Vergleichen mit den Verhältnissen im Tiroler Inntal, gestützt durch Rekonstruktionen und Berechnungen, ist anzunehmen, dass der Hauptvorstoss des Rheingletschers in der letzten Eiszeit aus dem Raum Chur (Domat-Ems) erfolgte, wobei die inneren Alpentäler damals bereits vergletschert waren. Im Gebiet von Ravensburg-Konstanz konnte eine Aufbau-Eisrandlage erkannt werden, die als Obersee-Stadial bezeichnet wird. Nach dem anschliessenden

Ravensburger Interstadial rückte das Eis bis zum Maximalstand von Schaffhausen vor (Abb. 1) und überdeckte das weite Bodenseebecken in einer Halbellipse von 110 x 40 km. Auch die gesamte Voralpenregion im Toggenburg, Appenzellerland und im Bregenzerwald versank unter den Eismassen. Über weite Strecken wurden an den Eisfronten hohe und markante Wallmoränenzüge angehäuft. Der ganze Nordteil dieses «Eiskuchens» entwässerte über mehrere Flusssysteme zur Donau. Aus dem Hegau fand das Schmelzwasser einen Abfluss durch den Klettgau, und aus dem Hörnligebiet entwickelte sich das Bichelsee- und das Tösstal als Entwässerungsweg zum Rhein. Dabei wurden nebst der erosiven Eintiefung dieser Täler oft mächtige Sander (Gletscher-Vorfelder) aufgeschüttet.

Das nach dem Höchststand einsetzende allgemeine Rückschmelzen verlief etappenweise mit Stagnations- oder auch Wiedervorstoss-

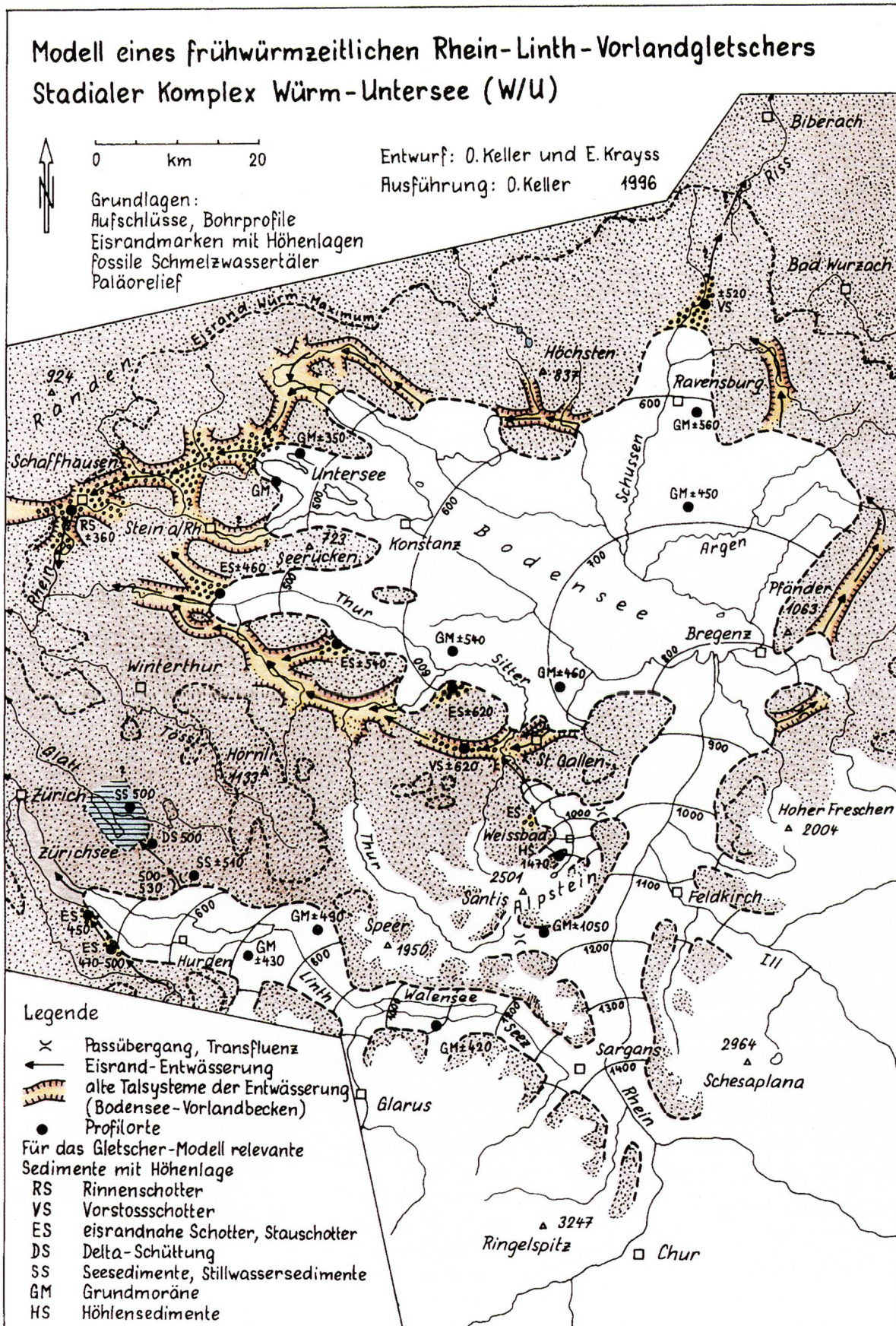


Abb. 3. Das Modell der Frühwürm-Vereisung basiert auf Indizien wie ältere glaziale Sedimente, fossile Schmelzwassertäler, Eisrandmarken sowie auch auf Hinweisen zu einem Alt-Relief.

Unterbrüchen. Wiederum wurden reihenweise internere Stirn- und Seitenmoränen in Wallform angehäuft. Vor der Eisfront liegende Geländesenken füllten sich mit Schmelzwasser als Eisstau- oder Vorfeldseen. Das aus dem Eis austretende Schmelzwasser baute neue Sander auf, die Randtäler wurden vertieft oder frisch angelegt. Die jeweiligen Etappenhalte werden stadiale Eisrandkomplexe genannt. Stadial, weil sie Signale von Klimarückschlägen bedeuten; Komplexe, weil meist mehrere Eisrandlagen mit Wällen und Terrassen eng hintereinander liegen. Im Rheingletscherraum können zurück bis ins Rheintal die in der Abbildung 4 dargestellten Komplexe unterschieden werden.

Besonders markant ist das Stein am Rhein-Stadial (Abb. 8) entwickelt, indem es sich fast ohne Unterbrüche mit Hilfe von Eisrandwällen, Schmelzwassertälern und Sandern rund um den Bodensee verfolgen lässt. Im Appenzellerland hatten sich die Zungen von Sitter- und Urnäschgletscher, im Toggenburg von Thur- und Neckergletscher bereits vom Bodensee-Vorlandgletscher abgelöst. Das Konstanz-Stadial (Abb. 11) zeichnet sich durch zahlreiche Stauseen rund um den noch den Bodensee-Obersee erfüllenden Vorlandgletscher aus. Im Weissbad-Koblach-Stadial stiessen die kleinen, selbständigen Lokalgletscher in den Randalpen (Speer, Alpstein, Dornbirner Ach-Berge) offenbar rasch und kräftig nochmals vor, während die grossen Haupttalgletscher nur eine Stagnationsphase einlegten. Das anschliessende Abschmelzen muss rasch erfolgt sein, sind doch zurück bis in die inneren Alpentäler keine

deutlichen Eisrandlagen mehr zu finden. Erst im so genannten Gschnitz-Stadium erscheinen wieder sichere Eisfrontbildungen, etwa unterhalb Klosters oder bei Andeer (Abb. 16).

2.4 Zeitraum und Klima

Vor rund 115 000 Jahren ging die letzte Zwischeneiszeit «Eem» zu Ende, gefolgt von ersten Kaltphasen (Stadialen) und kühlen Interstadialen des Frühwürms (Abb. 5). Um 70 000 bis 60 000 Jahre vor heute war der als Untersee-Stadial angesprochene erste Klimatiefstand erreicht. Aufgrund der Datierungen an den Schieferkohlen von Mörschwil und von Gossau ZH dauerte das Mittelwürm von 60 000 bis 30 000 vor heute mit einem mässig kühlen

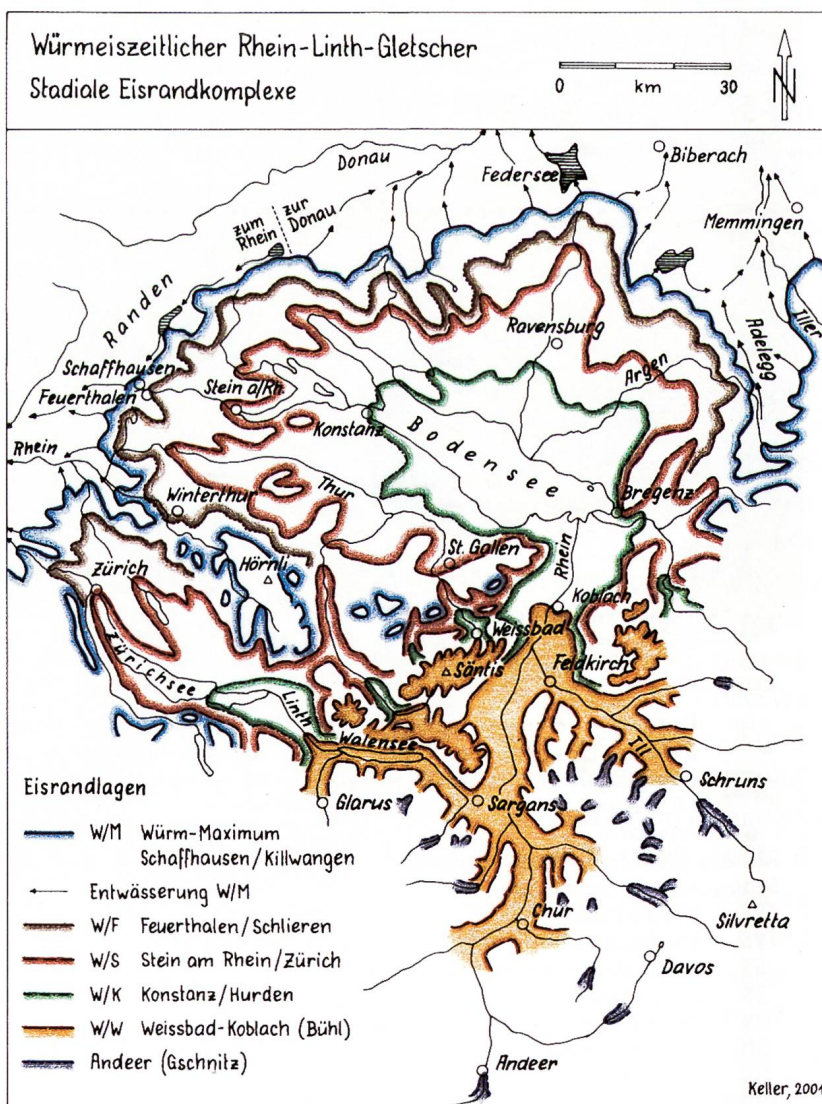


Abb. 4. Das Zurückschmelzen des Rhein-Vorlandgletschers erfolgt in Etappen, die sich als Eisrandkomplexe im Gelände abzeichnen.

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

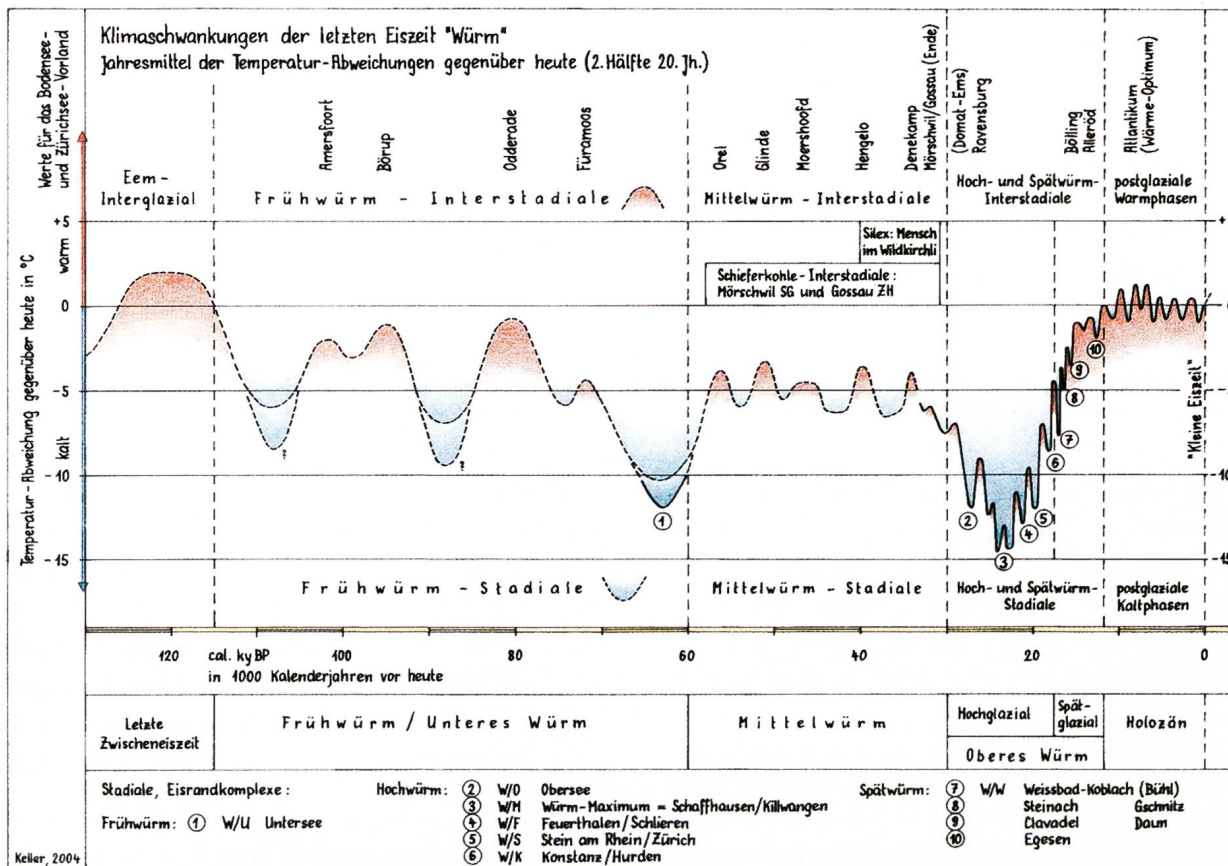


Abb. 5. Das Klima der letzten Eiszeit ist durch zahlreiche Schwankungen charakterisiert, was insbesondere im Temperaturverlauf zum Ausdruck kommt. Ab dem Hochwürm ist eine hohe Frequenz der sich folgenden Stadiale und Interstadiale im Umfeld des Rheingletschers erkannt worden. Im Früh- und Mittelwürm fehlen bis jetzt genauere Daten. Gezeichnet ist die für das nördliche Mitteleuropa erarbeitete, noch Unsicherheiten aufweisende Kurve. Gut ersichtlich ist das Muster des typischen Glazialzyklus (Abb. 2).

Klima, das Nadelwald und wenige Laubbäume zuließ. Ab 30 000 vor heute wurde das Klima bis zur Maximalvergletscherung vor 24 000 Jahren zunehmend kälter und auch trockener. Für das Hoch- und Spätglazial berechnete Temperaturwerte für den Frontbereich der Vorlandgletscher zeigen, dass es während dem Würm-Maximum im Jahresdurchschnitt 14–15° kälter war als heute. Unterbrochen von Rückschlägen setzte danach eine rasche Klimaverbesserung ein, die bereits vor 12 000 Jahren in die Nacheiszeit mit Interglazial-Charakter überging. Die Datierung der Eisauflauf- und Eisabbauphasen (Eisrandkomplexe) ist aus der Abbildung 6 ersichtlich, wobei die inneralpinen Stadien des jüngeren Spätglazials nicht berücksichtigt sind.

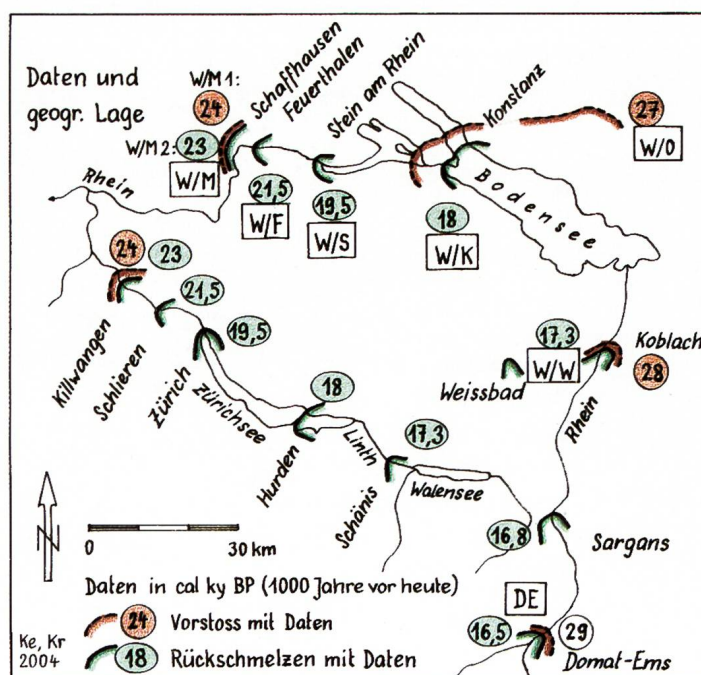


Abb. 6. Räumliche Positionen und zeitliche Ordnung der Eisrandkomplexe des hochglazialen Eisauflaufes und des Rückschmelzens.

Die hier und im gesamten Beitrag verwendeten Altersangaben jünger als 30 000 Jahre vor heute entsprechen aus ¹⁴C-Daten umgerechneten (kalibrierten) Kalenderjahren.

3 LANDSCHAFTSBILDUNG AN AUSGEWÄHLTEN BEISPIELEN

Sicherlich ist die Landschaft des Bodensee-Vorlandes und des alpinen Rheingebietes nicht erst in der letzten Eiszeit herausgeformt worden. Wesentliche Strukturen und vor allem die Grossformen sind auf den gesamten Zeitraum seit dem ausgehenden Tertiär, das heisst auf die vergangenen 5 Mio. Jahre verteilt, schrittweise entstanden und gestaltet worden. Die glazialen Formungsprozesse der letzten Eiszeit haben dies alles weiter überarbeitet und vielfach sehr deutliche Akzente gesetzt. Und schliesslich wurde auch in der Nacheiszeit ergänzende Arbeit geleistet.

Die meisten markanten Formen und Ablagerungen sind mit den Eisrandkomplexen des Hoch- und Spätglazials zu verknüpfen. Es werden deshalb im Folgenden, ausgehend vom Würm-Maximum, einzelne besonders wichtige Bildungen im Zusammenhang mit den Etappen des zurückschmelzenden Rheingletschers vorgestellt und erklärt.

3.1 Würm-Maximum: Rafzerfeld und Rheindurchbruch

Während der maximalen Ausdehnung hat der Rheingletscher zwischen Schaffhausen und Rüdlingen den Rheinlauf noch überschritten und sich westwärts an den Südranden sowie an die Kuppen von Buchberg und Irchel angelehnt (Abb. 1 und 7). Nebst den Pforten zum Klettgau und ins Wangental fanden die Schmelzwässer auf breiter Front den Weg über das Rafzerfeld nach Kaiserstuhl und rheinabwärts. Das stark

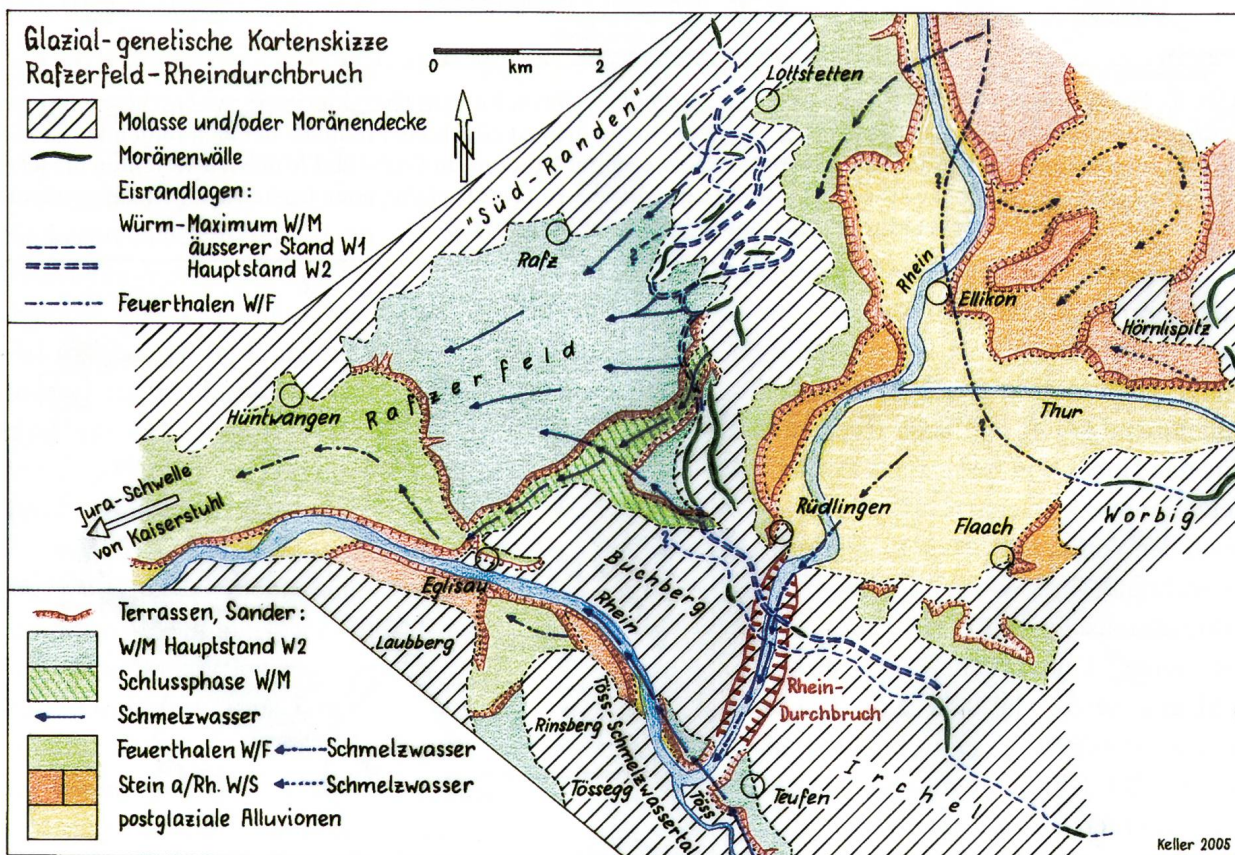


Abb. 7. Die mächtige Aufschotterung des Rafzerfeld-Sanders vor der Front des Rheingletschers im Würm-Maximum wurde durch die resistente Jurakalk-Schwelle von Kaiserstuhl veranlasst. Ein seitlicher Schmelzwasser-Überlauf ins weniger verfüllte Ur-Tösstal ist die Ursache für den Durchbruch des Rheins und das auffällige «Rheinknie». Das Rheintal zwischen Rüdlingen und Eglisau ist damit eine «Neuschöpfung» der letzten Eiszeit.

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

übertiefte Becken von Rafz, das ins unterste Thurtal zurückreicht, wurde dabei mit einer ausgedehnten Schotterflur eingedeckt.

Anlass für diese mächtige Aufschotterung war die resistente Jurakalk-Schwelle von Kaiserstuhl, auf die der Sander ausgerichtet ist. Der heutige Rheinlauf von Rüdlingen zur Tössmündung und nach Eglisau existierte damals noch nicht. Indessen deuten kleine Moränenwälle im Raum Buchberg beidseits hoch über dem Rhein darauf hin, dass im Würm-Maximum etwas Schmelzwasser zur Töss überfloss. Dieser Weg, bedingt durch die hoch reichende Aufschüttung im Rafzerfeld und angeregt durch die etwas tiefere Lage der Töss, die damals den Südwestrand des Rheingletschers entwässerte, wurde beim Rückschmelzen des Gletschers auf die Feuerthalen-Eisrandlage sukzessive vom Schmelzwasser

verstärkt benutzt. Als er dann endgültig tiefer lag als derjenige über das Rafzerfeld, wurde er zum ausschliesslichen Abflussweg des Rheins. Das Durchbruchstal Rüdlingen–Tössegg und damit auch das auffällige Rheinknie sind also erst nach dem Würm-Maximum als Flusstal völlig neu geschaffen worden, während der Rhein seinen alten Weg via Rafzerfeld aufgeben musste.

3.2 Stein am Rhein-Stadial: Geburt des Bodensees und des Rheinfalls

Wie alle Alpenrandseen konnte auch der heutige Bodensee erst nach dem Abschmelzen der Vorlandgletscher neu entstehen. Er ist also geologisch gesehen ein junges Gebilde. Da ihn die Wallmoränenkränze des Stein am Rhein-Stadials umgürten (Abb. 8), muss er jünger sein als dieses. Schon seit langem ist bekannt, dass

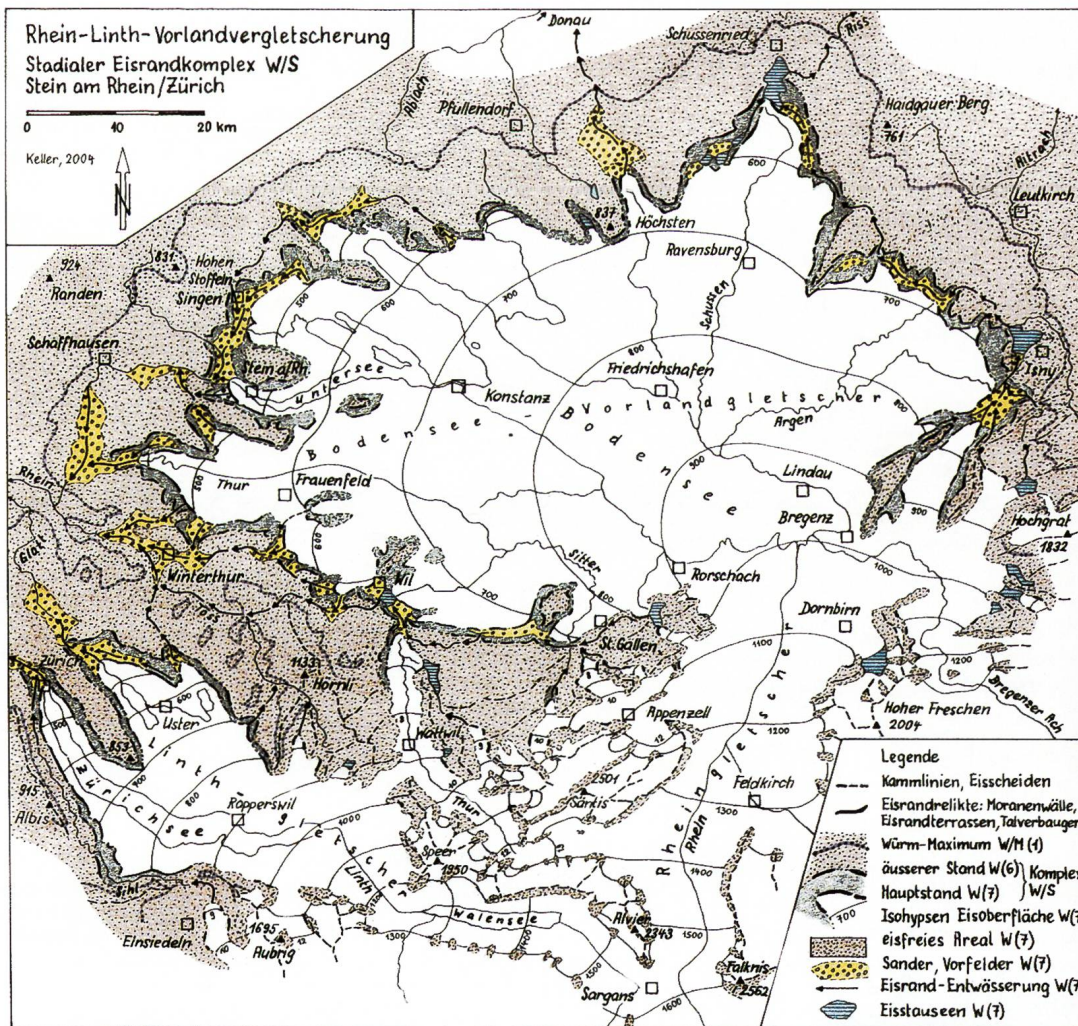


Abb. 8. Der Eisrandkomplex Stein am Rhein setzt sich aus mehreren Ständen zusammen. Das grau unterlegte Band zeigt die räumliche Differenz zwischen dem äusseren und dem Hauptstand.

sein Seespiegel nicht immer auf 396 m ü. M. lag, denn es sind eine Reihe von Seeufer-Terrassen vorhanden. Besonders auffällig und von Stein am Rhein bis ins Rheintal verfolgbar ist das Niveau auf 410 m ü. M. Dieser gegenüber heute um 14 m erhöhte Seestand (Abb. 9) bedeutet, dass die Abflussschwelle um eben diesen Betrag höher gelegen haben muss. Bei Etwilten, dem Hauptstand des Stein am Rhein-Stadials, wird der Stirnmoränenbogen schluchtartig vom Rhein durchsägt. Die Schotterfluren von Süden (Etwilten) und Norden (Singen) her weisen auf ein ursprüngliches Niveau um 410–415 m hin. Daraus folgt, dass der Rhein als Schmelzwasserstrom der Etwilten-Eisrandlage auf dieser Höhe Richtung Schaffhausen abfloss. Als daraufhin die Eisfront sich auf einen wenig internen Eisrand gegen Stein am Rhein zurückzog, wurde die davor liegende Mulde bei Hemishofen eisfrei, füllte sich mit Schmelzwasser und floss auf dem Niveau des vorherigen Gletschertors ab. Dieser winzige Vorfeldsee mit Spiegelhöhe 410 m ü. M.

war der Anfang des Bodensees – Geburtsstunde des neuen Bodensees vor rund 19 500 Jahren. Während des weiteren Abschmelzens des Rheingletschers vergrößerte sich der See in dem Maße, als er unablässig der Eisfront nachfolgte.

Mehrere 100 000 Jahre lang verliess der Rhein in den Zwischeneiszeiten das Bodenseebecken über den Hegau nach Südwesten Richtung Schaffhausen. Während der letzten Eiszeit aber legte er ein neues Tal an: Er «entschloss» sich über Stein am Rhein direkt nach Schaffhausen zu fließen. Was veranlasste ihn zu dieser Laufverlegung? Ohne ersichtlichen Grund pflegen Gletscher oftmals an einem Ort zu erodieren, an einem andern aber zu akkumulieren. Nach diesem Prinzip häufte der Rhein-Vorlandgletscher in den Maximalphasen der jüngsten Eiszeit zwischen Singen und Schaffhausen bedeutende Moränenmassen an und verbaute damit das angestammte Hegau-Rheintal. Umgekehrt schürfte er den Steiner Arm des Untersees kräftig aus und hinterliess zwischen Stein am

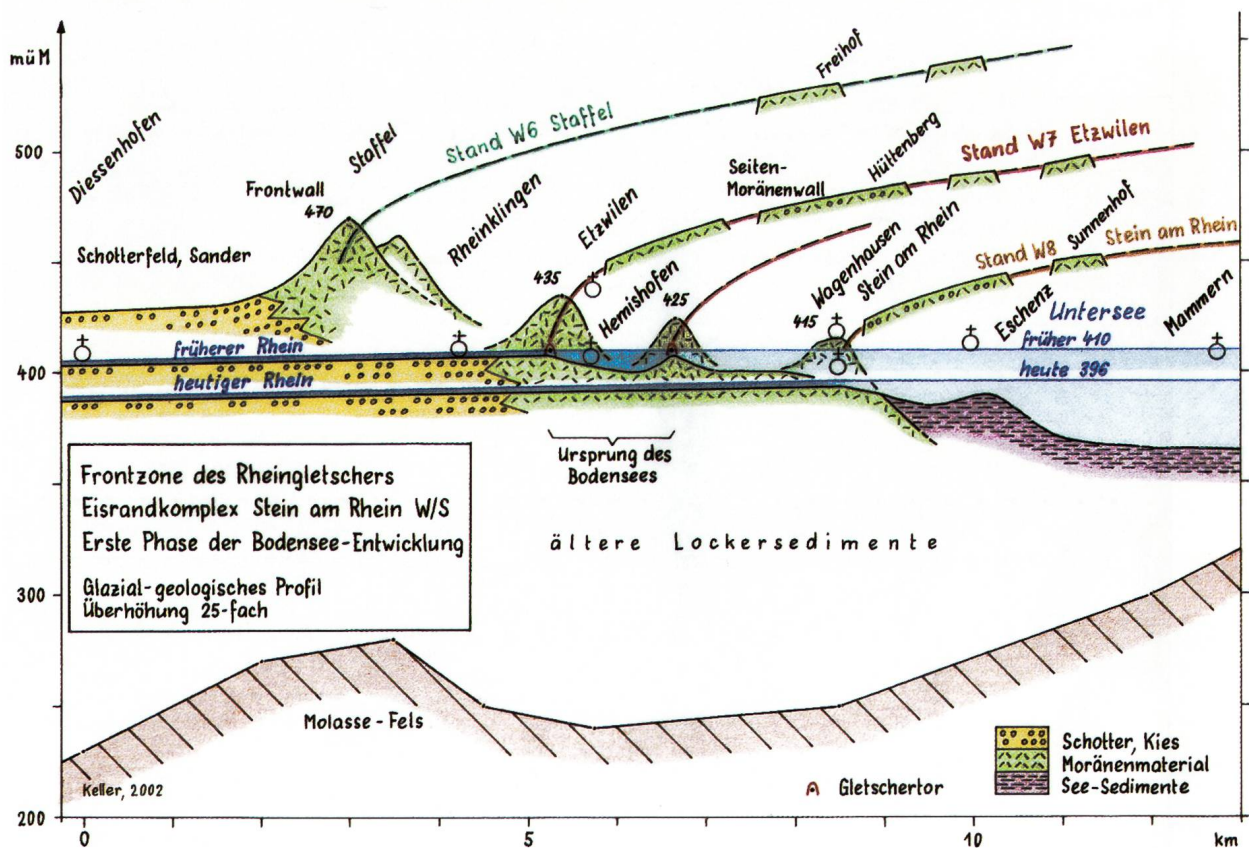


Abb. 9. Im Gebiet Untersee – Diessenhofen sind die drei Stände des Stein am Rhein-Eisrandkomplexes sehr deutlich entwickelt. Eine Mulde zwischen zwei Wällen des Hauptstandes Etwilten füllte sich beim Zurückweichen der Eisfront mit Schmelzwasser, was den Anfang der Entwicklung des heutigen Bodensees bedeutet.

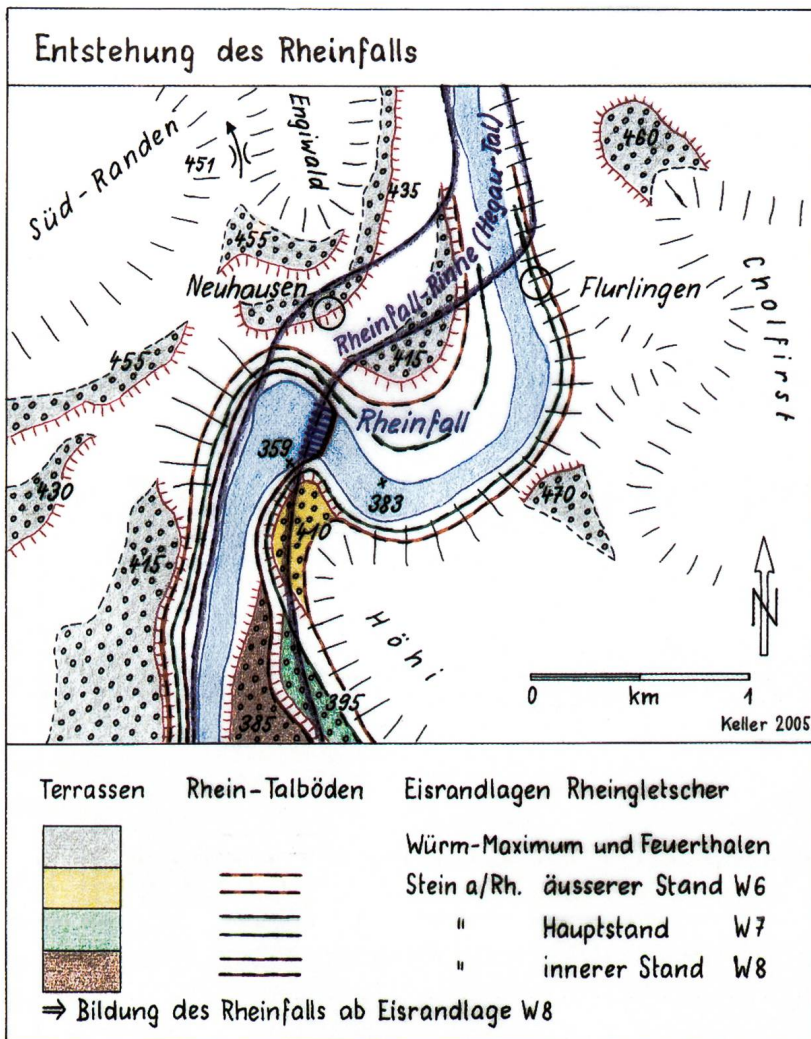


Abb. 10. Die Schotterterrassen im Raum Schaffhausen-Rheinfall lassen sich mit den würmeiszeitlichen Ständen des Rheingletschers verknüpfen. Im inneren Stand von Stein am Rhein erreichte die Eintiefung des Rheins die resistenten Jurakalke, über die der Fluss seither ins weiter ausgeräumte alte Rheintal hinunter stürzt.

Rhein und Schaffhausen weniger mächtige Aufschüttungen. So lag nach dem Zurückschmelzen des Gletschers in das Unterseebecken der Weg nach Schaffhausen via Stein am Rhein niedriger als derjenige über den Hegau. Bekanntlich benutzt fließendes Wasser stets den tiefsten Lauf, so auch der Rhein als Hauptabfluss des vor dem Gletscher sich ausweitenden Bodensees.

Zurück nach Schaffhausen (Abb. 10). Hier war das während älteren Eiszeiten und Inter-glazialen tief in die harten Randenkalken eingeschnittene Hegau-Rheintal mit würmeiszeitlichen Sedimenten verfüllt. Nun traf der neue Steiner Rhein auf den Kalken daherfließend hier zufällig auf sein altes verfülltes Tal, dem er

nach Süden umschwenkend folgte. Die unverfestigte Füllung vermochte er rasch auszuräumen, während er sein Bett auf den resistenten Kalkplatten kaum eintiefen konnte. Diese Situation trat aufgrund der Verknüpfungen von Flussterrassen nach dem Hauptstand Etwilen des Stein am Rhein-Stadials ein. Resultat: Ab diesem Zeitpunkt vor rund 19 000 Jahren begann der Rhein über die widerstandsfähigen Kalkschichten in das ausgewaschene alte Tal hinunter zu stürzen – Geburtsstunde des Rheinfalls.

3.3 Konstanz-Stadial: Zeit der Eisstauseen

Vor 18 000 Jahren legte der abschmelzende Vorlandgletscher eine «Verschnaufpause» ein, in der infolge einer Klimaverschlechterung der Abtauprozess stagnierte und sich damit die Eisfront des Rheingletschers für vielleicht ein Jahrhundert stabilisierte. Dies liess einen Eisrand-

komplex entstehen, der sich im Gelände durch breite Eisrandwälle und -terrassen sowie durch markante Schmelzwassertäler manifestiert. Das Gletscherende entlang der Rheinachse kam dabei gerade in den Raum Konstanz zu liegen (Abb. 11). Ausgewiesen wird dies hier durch Moränenwälle beim Konstanzer Münster und beim Kloster Kreuzlingen, durch ein Delta beim Bahnhof Kreuzlingen und durch das Flusstal vom Überlingersee her.

Der Bodensee-Obersee existierte noch nicht, denn das gesamte innere Bodenseebecken war weiterhin durch den Vorlandgletscher ausgefüllt. Dieser verbaute die zum See gerichteten Täler, die Flüsse wurden hochgestaut und mussten um



Abb. 11. Vor rund 18 000 Jahren stagnierte der zurückschmelzende Rheingletscher im Raum Konstanz. Während der Bodensee noch vom Eispanzer erfüllt war, kam es rundum zur Bildung von Eisstau- und Vorfeldseen.

die Eismassen herum den Abfluss finden. Besonders spektakulär ist der durch den Gletscher erzwungene Ausweichweg der Bregenzer Ach. Östlich Bregenz verstopfte nämlich eine Eiszunge den Ausgang ihres Tals, weshalb ein grosser mehrfingriger Eisstausee im Bregenzerwald entstand, der nordwärts zur Argen entwässerte. Diese wurde ihrerseits von Wangen aus ins Schussental umgelenkt, wo bei Ravensburg ein weiterer ausgedehnter See aufgestaut wurde. Wieder musste der Abfluss dem Eisrand entlang nach Westen gebahnt werden, wo zuerst der Linzgaussee und dann noch der Überlingersee gestaut wurden. Schliesslich fand der wegen der Eisbarriere auf 412 m spiegelnde Überlingersee den Abflussweg nördlich an Konstanz vorbei in den Untersee. Weitere grössere Seen erfüllten das Thurgauer Thurtal und das Tal von Bischofszell. Die Eisrandlage Konstanz macht auch klar, warum der Bodensee heute in den Unter- und den Obersee aufgeteilt ist.

Die nachfolgende, offenbar markante Klimaverbesserung liess den Vorlandgletscher beschleunigt abschmelzen, die Eisfront zog sich weit ins mittlere Rheintal zurück. Jetzt konnten die Eisstauseen auslaufen. Nur der tiefe Überlingersee, der Untersee als letzter der Reihe und für längere Zeit auch der Thursee blieben erhalten.

3.4 Weissbad-Koblach-Stadial: Seen und Aufschüttung im Rheintal

Das rasche und weite Zurückweichen des Eises aus dem Vorland ins Alpenrheintal wird mit dem Übergang vom Hoch- zum Spätglazial in Verbindung gebracht (Abb. 5). Um 17 300 vor heute stirnte der Rheingletscher im Raum Koblach-Oberriet im mittleren Rheintal, indem er eine weitere Stagnationsphase von wenigen Jahrhunderten einschaltete. Diese kann mit einer markanten Vorstossperiode der Lokalgletscher in den Randalpen korreliert werden, dem Weissbad-Koblach-Stadial. Nächste kurze Abschmelzhalte sind bei Feldkirch und Sargans (Abb. 12) auszumachen, worauf der Rheingletscher um etwa 16 000 vor heute endgültig ins Vorderbeziehungsweise Hinterrheintal zurückwich.

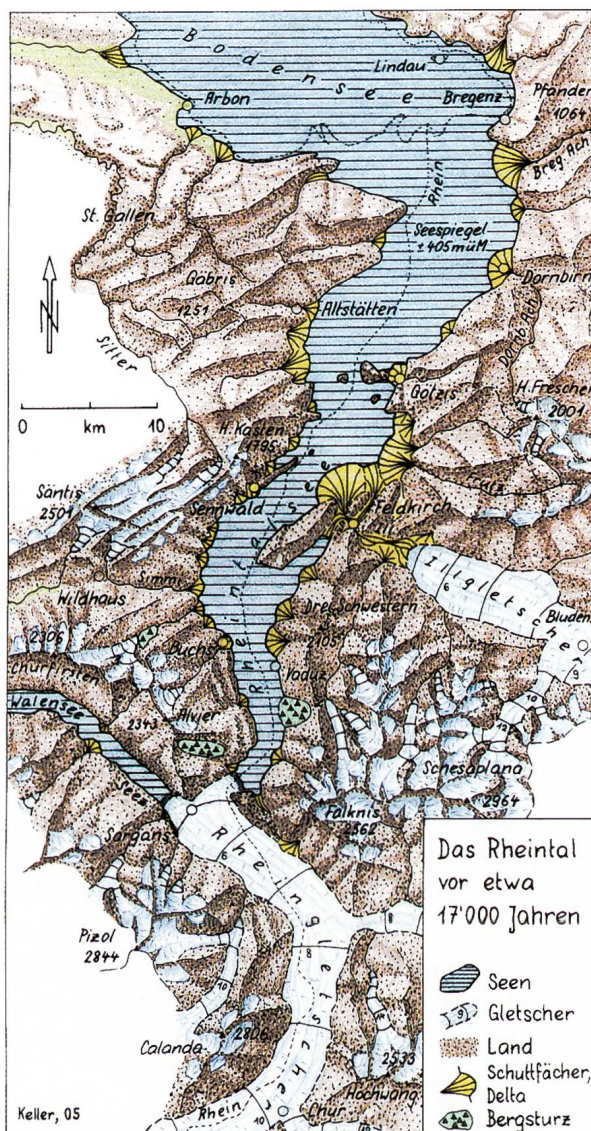


Abb. 12. Bis knapp 17 000 Jahre vor heute war der Rheingletscher rasch aus dem Bodenseebecken bis in die Gegend von Sargans zurückgewichen. In stetem Kontakt folgte ihm der Bodensee ins Rheintal. Bei Feldkirch zeichnet sich bereits die Abtrennung des Rheintalsees durch das schnell vorrückende, mächtige II-Delta ab.

Der abtauenden Eisfront folgte der sich dauernd vergrössernde Bodensee. Er dürfte vor mehr als 16 500 Jahren kurzfristig bis hinter Chur gereicht haben, womit seine Fläche gegenüber heute auf mehr als das Doppelte angewachsen wäre. Kernbohrungen im Raum Sargans lassen sogar vermuten, dass dieses fjordartige Gewässer damals über den Walensee mit dem Zürichsee zusammenhing. In diesem Fall wäre dies der grösste je existierende Alpenrandsee gewesen.

So oder so war die Lebensdauer des riesigen Sees sehr kurz. Gleichzeitig mit dem Rheingletscher schmolz im Walgau auch der Illgletscher beschleunigt ins Montafon zurück, wobei ein vermutlich kurzlebiger Walgausee von der Ill rasch verfüllt worden ist. Anschliessend begannen die mit Geschiebe beladenen Schmelzwasserflüsse Ill und Frutz (aus dem Laternsertal) Schutfächer in den Rheintal-Bodensee vorzutreiben (Abb. 12). Aus Daten im Illfächer bei Feldkirch und aus dem Ausbleiben von Eisberg-transportiertem Gletscherschutt im Bodensee lässt sich erschliessen, dass bereits um etwa 16 500 vor heute diese Delta-Schüttung die Gegenseite des Rheintals beim Hirschsprung-Oberriet erreicht hatte und damit einen Rheintalsee vom Bodensee abtrennte.

Ein wichtiges Argument für die sehr frühe Zweiteilung ergibt sich aus der Tatsache, dass die abschmelzenden Eisströme gewaltige Schuttmassen hinterliessen und zudem noch kaum eine schützende Pflanzendecke den massenhaften Abtransport durch Wildbäche und Flüsse verhinderte. Erst ab dem Bölling-Interstadial vor rund 15 000 Jahren setzte denn auch zögernd die nacheiszeitliche Wiederbewaldung im rheinischen Alpenraum ein, welche die Schuttverfrachtung stark drosselte.

Analog zur Trennung von Thuner- und Brienersee hatte die Zweiteilung des Bodensees einen Hochstau des Rheintalsees zur Folge. Aus zahlreichen Bohrungen, in denen die Grenze zwischen Deltaschichten und überlagerndem Flussschotter erkennbar ist, muss der Spiegel des Rheintalsees auf etwa 420 m ü. M. gelegen haben, während der Bodensee mittlerweile auf rund 400 m abgesunken war. Da dasselbe Niveau auch im Seetal gefunden wurde, ist anzunehmen, dass der Rheintalsee noch über Sargans mit dem Walensee zusammenhing, der seinerseits durch den Linthfächer vom Zürichsee getrennt worden war.

Im Churer Rheintal ist die Grenze zwischen Deltaschichten und Flussschottern in 440 m ü. M. erbohrt worden. Daraus ist zu schliessen, dass die Landquart vor schätzungsweise 16 000 Jahren das wiederholt hat, was wenig früher

die Ill zustande gebracht hatte, nämlich das Abtrennen eines Churer Sees vom Rheintalsee. So existierten also im Rheintalraum um 16 000 gleichzeitig vier Seen: Bodensee, Rheintalsee, Churer See und Walensee.

Durch den Schutteintrag von Rhein, Plessur und Landquart wurde der Churer See zuerst und rasch verfüllt. In der nächsten Periode wurde der südliche Rheintalsee zugeschüttet, der am klimatischen Ende der Eiszeit vor 12 000 Jahren gemäss datengestützter Berechnung gerade noch bis Buchs zurückreichte (Abb. 13) und um 8000

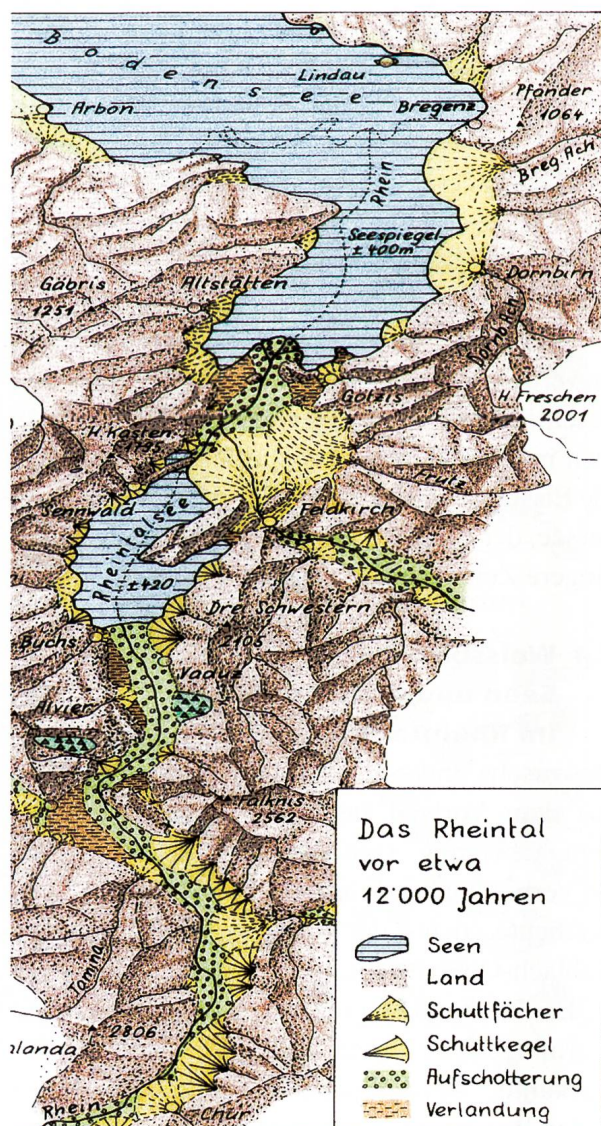


Abb. 13. Der Rhein und seine Nebenflüsse waren gegen Ende der Eiszeit mit dem Schutt der abschmelzenden Gletscher stark belastet. Die Verfüllung des Rheintalsees muss deshalb rasch voran geschritten sein, so dass dieser bereits um 8000 Jahre vor heute endgültig verschwunden war.

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

vor heute endgültig verschwand. Nur der Walensee überlebte dank grosser Tiefe und dem relativ geringen Schutteintrag der Sees bis heute.

Im unteren Rheintal waren vorerst vor allem Ill und Bregenzer Ach an der Verfüllung des obersten Bodensees aktiv (Abb. 13), bis ab 8000 vor heute der Rhein dazu kam, so dass das Zuschütten zügiger voranschritt. Vor etwa 4000 Jahren (2000 Jahre vor Chr.) hatte sich denn auch das Rheindelta bis Lustenau vorgeschoben.

3.5 Zur Vergletscherung in Graubünden

3.5.1 Staubildungen im Schanfigg

In den Nebentälern der Rhein-Haupttäler finden sich verbreitet mächtige Talverfüllungen, die

nur als Stausedimente infolge vergletscherter Haupttäler erklärt werden können. Sie treten in den unteren Seitentälern der Ill im Walgau, in denjenigen der Landquart im Prättigau und des Rheins im Schanfigg in besonders mächtiger Ausbildung auf (Abb. 14). Sie kommen auch im Vorderrheingebiet, im Schams (Hinterrhein) oder im Albulatal oberhalb Tiefencastel vor. Ihre Bedeutung soll am Beispiel «Schanfigg» erläutert werden.

Grundsätzlich unterscheidbar sind zwei Sedimenttypen: einerseits kompaktierte und verkittete Ablagerungen mit meist überdeckender Grundmoräne, andererseits unkonsolidierte Sedimente, die auf bestimmte Höhenlagen einspielen und keine Moränen im Hangenden aufweisen.

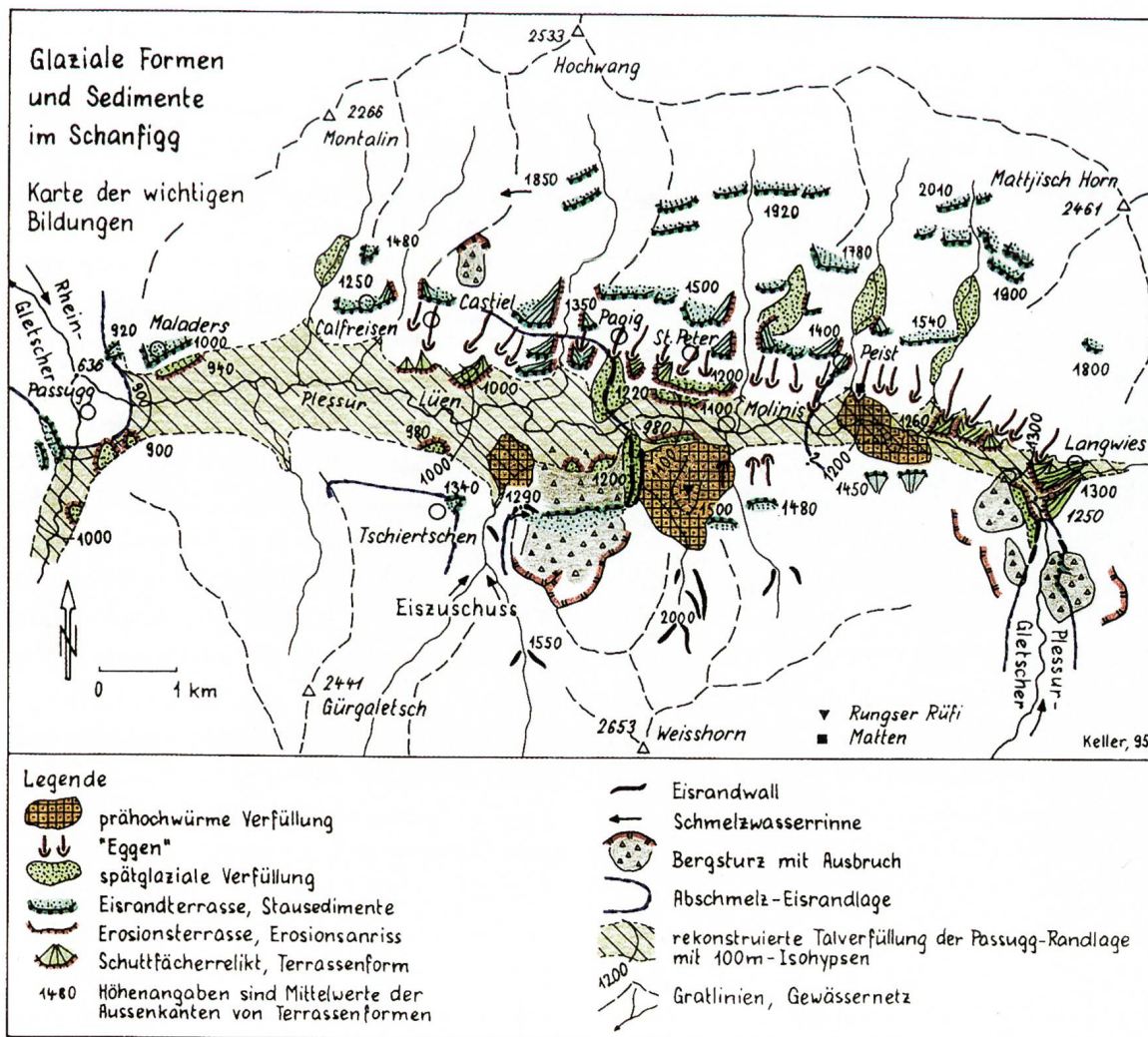


Abb. 14. Wie in den meisten grösseren Nebentälern im alpinen Rheingebiet finden sich auch im Schanfigg zahlreiche Relikte an Sedimenten, die infolge Eisstau abgelagert worden sind. Zu Staulagen kam es während dem Eisaufbau im Hochwürm aber auch während dem Abschmelzen des Rhein- und des Plessurgletschers. Die schlecht konsolidierten Ablagerungen machen durch Rutschungen und Murgänge öfters von sich reden.

Die erstgenannten Relikte werden als Stauseedimente interpretiert, die während dem Aufbau der letzteiszeitlichen Vergletscherung in den anfangs noch eisfreien Nebentälern abgesetzt wurden als die Haupttalgletscher die Talausgänge verbarrikierten. Die hangenden Moränendecken zeigen, dass diese Massen im Zuge des sich aufbauenden Eisstromnetzes im Hochwurm vom Hauptgletscher (Rhein-Seitenzunge) und/oder vom Nebentalgletscher überfahren worden sind. Wegen der spät- und nacheiszeitlichen Erosion durch Wildbäche und die Plessur blieben nur in geschützten Positionen Reste erhalten. Typisch sind hart verkittete Sedimente und Erdpyramiden in Erosionsanrissen sowie die häufigen Geländevorsprünge auf mittlerer Talhanghöhe, die so genannten Eggen.

Der zweite Typ weist auf Abschmelzetappen der Vergletscherung im Spätglazial hin, indem den Abhängen entlang Eisrandterrassen und Schuttfächerreste den zurückschmelzenden Plessurgletscher ausweisen. Schliesslich zeigen in tiefer Lage vorkommende Relikte, dass sich der lokale Plessurgletscher im mittleren Schanfigg von der eingedrungenen Rheingletscherzunge getrennt hat. Etwas später kam es, gestaut durch den Rheingletscher bei Passugg, zur Schuttverfüllung des Schanfiggs zurück bis Langwies, bis wohin sich nun der Plessurgletscher bereits zurückgezogen hatte.

Schliesslich zerschnitt die Plessur diese Verfüllungen, indem sie sich nach dem Niveau des sukzessiv abschmelzenden Rheingletschers bei Chur ausrichtete. Heute geben die Reste dieser Stauseedimente beider Typen an den steilen unteren Abhängen des Schanfigg durch Rutschungen und Murgänge immer wieder Anlass zu Strassen- und Bahnunterbrüchen.

3.5.2 Flimser Bergsturz

Unzweifelhaft ist der Flimser Bergsturz das gewaltigste Sturzereignis im ganzen Alpenraum mit einer Ausbreitungsfläche von mehr als 50 km², einem Volumen um 10 km³ und einer Fahrbahnlänge von 16 km (Abb. 15). Zu Tal geglitten ist dabei die gesamte Westhälfte des Flimsersteins, der einst die heutige Mulde

Flims-Foppa-Alp Cassons als Berg erfüllt haben muss. Zwischen Flims-Digg und Versam-Valendas kamen die Sturzmassen zur Ablagerung, wo sie bis 500 m hohe mächtige Bergsturzkuppen mit eingeschalteten Mulden, z. B. Caumasee, anhäuften.

Mit dem Rheingletscher hängt der Bergsturz nach bisheriger Ansicht insofern zusammen, als sein Niedergang in der Späteiszeit, also um etwa 16 000 vor heute, stattgefunden hat. Als Ursache käme demnach vor allem eine Entlastung des Talhangs vom Eisdruck des Gletschers nach dessen Abschmelzen in Frage. Eine neuere Untersuchung lässt indessen Zweifel an dieser Annahme aufkommen, nachdem Alterdatierungen an Holzproben aus dem Stirnbereich der Sturzmasse sowie Pollenanalysen und ¹⁴C-Daten aus dem Umfeld des Sturzes ein warmzeitliches Alter zwischen 9000 und 8000 Jahren vor heute ergaben. Da viele Forschungsbefunde nach wie vor auf ein spätglaziales Alter des Sturzes hinweisen, kann man auf den Fortgang der Untersuchungen gespannt sein.

Die Folgen des Bergsturzes lassen sich unabhängig von der Altersfrage verstehen. Die gewaltige Talverschüttung durch die Sturzmassen verbarrikierte den Abfluss des Vorderrheins, so dass ein See von wohl 10 km Länge und rund 15 km² Fläche aufgestaut wurde, der Ilanzersee (Abb. 15). Zwei Niveaus, belegt durch Deltas südlich Laax in 825 m ü. M. und bei Sevgein am Ausgang des Lugnez in 785 m weisen darauf hin, dass der See längere Zeit Bestand hatte. In der Folge durchbrach der ausfliessende Vorderrhein ein erstes Mal die Sturzverbauung, was eine katastrophale Flutwelle auslöste und im Raum Bonaduz mächtige Flutsedimente zum Absatz brachte, die Bonaduzer Schotter. Die älteren Bergsturzhügel von Reichenau lenkten die Flut südwärts noch weit ins Domleschg hinein. Der Ilanzersee sank damit auf das tiefere Niveau ab. Weitere Tiefenerosion des Vorderrheins und Seeausbrüche schufen schliesslich die heutige imposante Schlucht und brachten den See zum Verschwinden. Die ganze weite Region um Flims zwischen Ilanz und Reichenau ist so zu einer aussergewöhnlichen, vom Bergsturz ge-

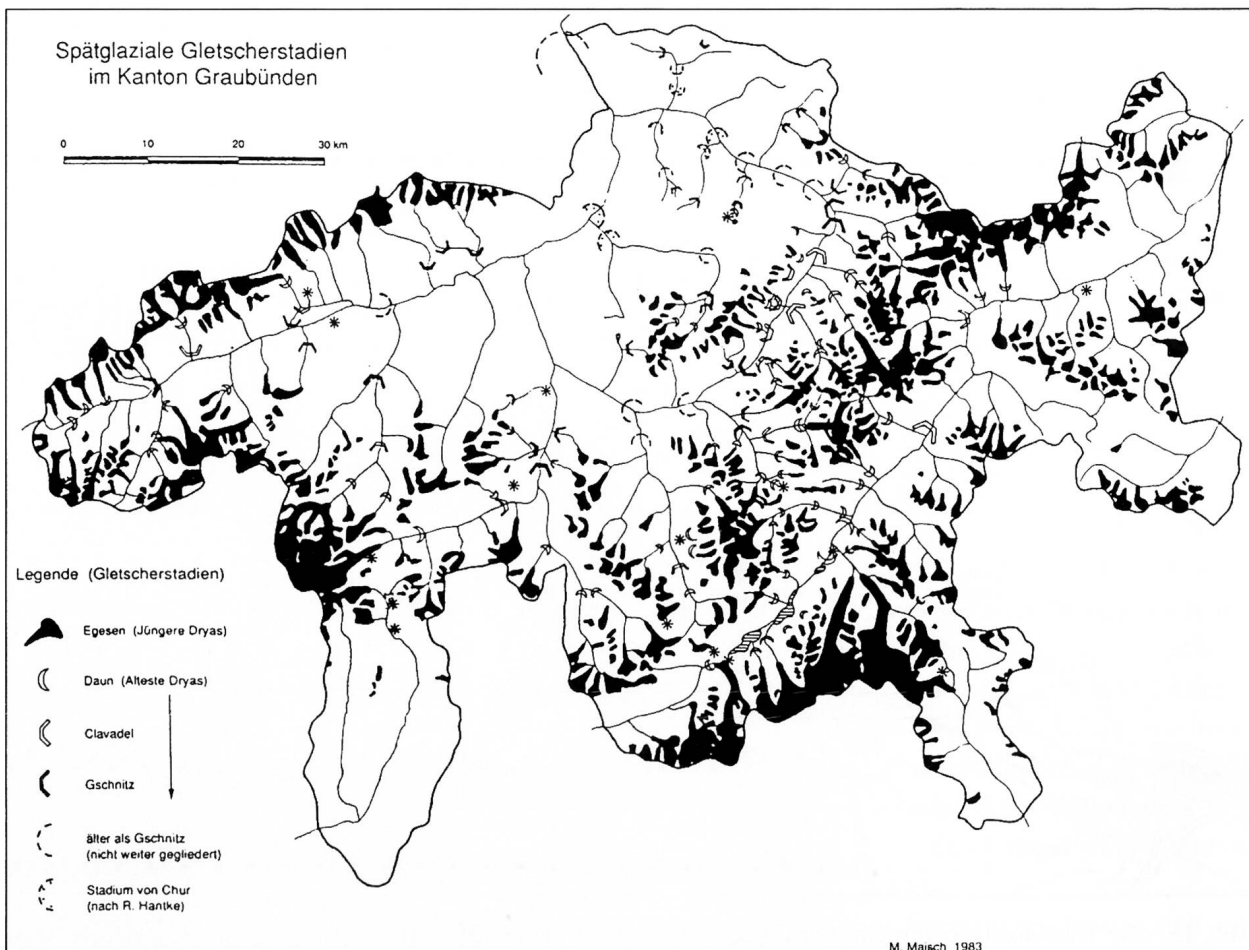


Abb. 16. Ausdehnung und Gliederung der späteiszeitlichen Gletscher in Graubünden. Das Egesen-Stadium ist der jüngste markante Gletscher-Vorstoss der letzten Eiszeit (aus FURRER, 1991).

ters angesetzt. Das daraufhin folgende weitere Abschmelzen wurde von mehreren Wiedervorstössen der Gletscher unterbrochen. Im Raum Davos konnte Clavadel definiert werden, während Daun und Egesen, festgelegt im Stubaital in Tirol, erst in den obersten Nebentälern zu finden sind. Dabei fällt die Egesenphase durch hohe, scharf geformte und blockreiche Moränenwälle im Gelände auf. Mustergültig ist dieser letzte späteiszeitliche Gletscherstand beidseits des Julierpasses entwickelt, indem die Gletscher bis an oder über die heutige Passstrasse vorstießen.

Gerade hier konnte das Egesen-Stadium an Felsblöcken der Moränenwälle mittels der Bestimmung kosmogener Nuklide direkt und absolut datiert werden mit einem Alter von rund 12 000 Jahre vor heute. Es fällt damit in die letzte spätglaziale Kaltphase, die jüngere Dryas. Deutlich älter muss Daun sein, da innerhalb der Moränenwälle in einem Moor am Albulapass

das Alleröd-Interstadial erkannt wurde und darum dieses Stadium früher anzusetzen ist mit schätzungsweise 15 000 vor heute. Gschnitz dürfte sich deshalb im Bereich 15 500–16 000 vor heute abgespielt haben (vergleiche Beitrag BURGA in diesem Buch).

In den Alpenrandgebirgen beidseits des Rheintals sind je nach Höhenlage der Täler ebenfalls spätglaziale Gletscherstände nachzuweisen, so im Rätikon, im Grossen Walsertal oder im Innern des Säntisgebirges.

3.6 Zum jüngeren Postglazial: Rheintal und Bodensee

Nachdem vor rund 4000 Jahren die Aufschüttung des Rheintals bis etwa Lustenau reichte (Kap. 3.4), wurde der Bodensee endgültig aus dem Rheintal «verbannt» und auf das Vorlandbecken beschränkt. Zunächst trieb der Rhein sein Delta nordwärts vor, wobei zur Römerzeit

Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein

aufgrund von Siedlungsnamen und Strassen das Ufer auf der Linie Rheineck (Ad Lacum) – Bregenz (Brigantium) lag. Bis ins 9. Jahrhundert wurde das Rohrspitz-Delta vorgebaut, worauf der Rhein seine Mündung nach Westen verlegte und das Delta Altenrhein-Rheinspitz vorschob. Parallel dazu vergrösserte auch die Bregenzer Ach ihr Delta (Abb. 17).

Es ist auf den ersten Blick merkwürdig, dass der Rhein ab der Diepoldsauer Schleife sein Flussbett ganz auf der Westseite des Rheintals entlang den Abhängen des Appenzeller Berglandes anlegte. Die Erklärung liegt bei den ins Rheintal mündenden Gewässern, indem von

Westen her nur kleine Bäche mit geringem Schuttanfall den Talboden erreichen, während von Osten her beachtliche Flüsse mit grosser Materialfracht, die Dornbirner und die Bregenzer Ach, eintreten und ausgedehnte Schwemmfächer aufgebaut haben. Nach demselben Prinzip zwangen auch Ill und Frutz bei Oberriet den Rhein völlig auf die linke Seite des Rheintals.

Wie der Schotterstrang beidseits des Rheinflauchs von Ragaz bis zum Bodensee erkennen lässt, hat der Rhein seit der Zuschüttung des Rheintalsees sein Bett stets im Bereich dieses Geländestreifens angelegt (Abb. 18), allerdings noch ungehindert durch Dämme. Infolge Höher-

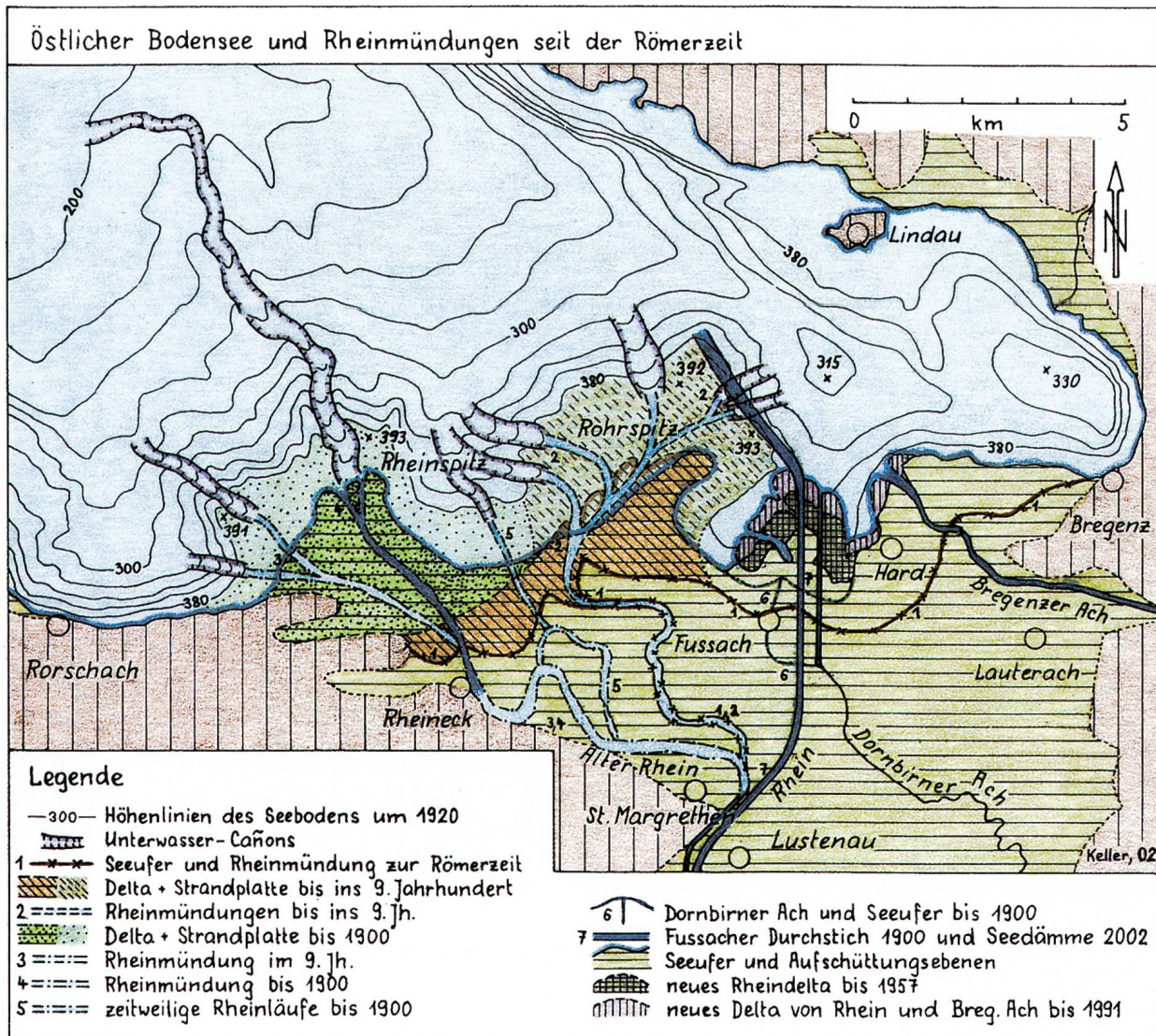


Abb. 17. Zur Römerzeit vor 2000 Jahren hatte die Zuschüttung des Bodensees bereits die Linie Rheineck–Bregenz erreicht. Bis ins 9. Jahrhundert baute der Rhein das Rohrspitz-Delta auf. Anschliessend schob er ein neues Delta beim Rheinspitz vor. Mit dem Durchstich von 1900 setzte die Verfüllung der Fussacher Bucht ein. Die in jüngster Zeit vorgebauten Dämme sollen die voranschreitende Verlandung verhindern.

legung der Flusssohle durch abgesetzte Schuttfracht wurden in den Weitungen des Rheintals untiefe Seen aufgestaut, und es entwickelten sich dort Moore und Sümpfe: Sarganser Au, Vaduzer Riet, Gamser Riet, Isenriet (Altstätten), Schweizer Riet (Lustenau). Nebst den grossen Schutfächern der bedeutenderen Flüsse Plessur, Landquart, Tamina, Ill, Frutz, Dornbirner und Bregenzer Ach bauten die Wildbäche von den steilen Bergflanken herunter zahlreiche Schuttkegel auf.

Der Überschwemmungsgefahr durch den Rhein bewusst, folgte die menschliche Besiedelung des Rheintals den höheren Zonen mit trockenem Untergrund, insbesondere den Talrändern mit den Schuttkegeln und Schwemmflächen. Benutzt wurden auch Spornlagen oder Inselberge sowie in der Ebene draussen Schotterstränge (siehe auch Beitrag von KAISER in diesem Buch). Als jedoch Hochwasser und Überschwemmungen im 19. Jahrhundert wegen der Entwaldung im Gebirge und der voranschreitenden Höherlegung des Rheinlaufs durch verstärkten Schuttabsatz häufiger wurden und immer wieder «Rheinnöte» auslösten, wurde durch die Rheinkorrektur Abhilfe geschaffen. Speziellen Wert legte man auf Laufverkürzungen: Abschneiden der Diepoldsauer Schleife, Durchstich bei Fussach direkt in den Bodensee (vergleiche dazu auch Beitrag von VISCHER und KALT in diesem Werk).

Seit 1900 baut nun der Alpenrhein in der Fussacher Bucht ein neues Delta auf. Um die vollständige Verlandung dieser untiefen Bucht zu vermeiden, sind die Dämme in den See hinaus über die Strandplatte des Rohrspitzes vorgezogen worden (Abb. 17). Auf diese Weise gelangt die Materialfracht des Rheins direkt in das tiefe Hauptbecken des Bodensees, wo die Auffüllung ohne Einwirkungen auf die Uferzonen noch lange weiterschreiten kann. Wie lange? Wann wird der Bodensee-Obersee bis Konstanz verfüllt sein? Berechnungen dazu lassen einen Zeitraum von 60 000–70 000 Jahren annehmen, vorausgesetzt dass die geologischen und klimatischen Umweltbedingungen sich nicht drastisch ändern.

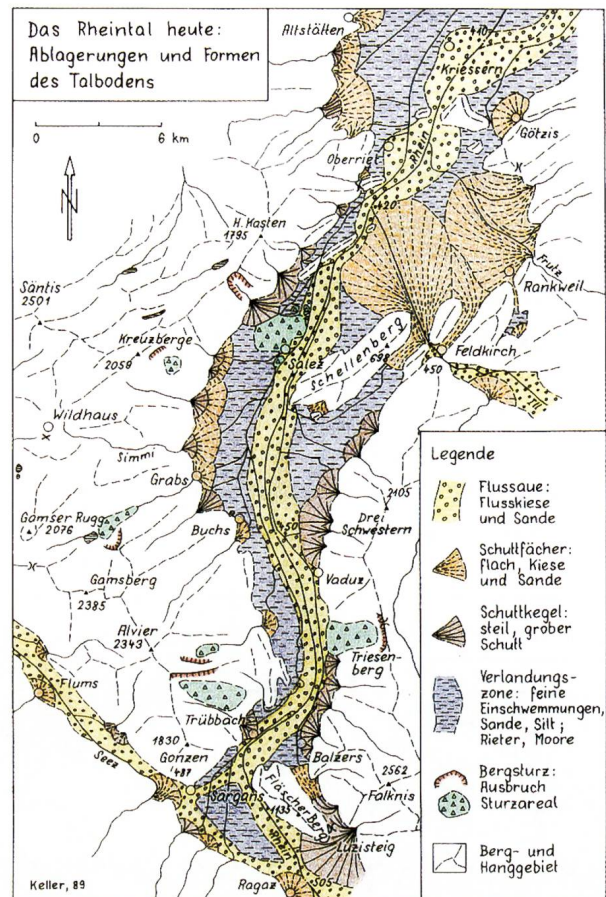


Abb. 18. Am Beispiel des mittleren Rheintals ist das Grundmuster der Rheintal-Füllung zu erkennen. In der Talmitte beidseits des Rheinlaufs findet sich ein Kiesband. An den Talrändern bauten sich Schuttkegel und Schutfächer auf. Dazwischen herrschen Verlandungssedimente vor, auf denen sich oftmals untiefe Seen und Flachmoore entwickelten.

4 VERDANKUNG

Für die Mitarbeit bei der Erstellung des Konzeptes für diesen Artikel und für die sorgfältige Durchsicht und die Korrektur des Manuskripts danke ich Edgar Kraysz ganz herzlich. Wie bei den zahlreichen gemeinsamen Publikationen hat er auch hier sein profundes Wissen aufbauend eingebracht.

5 LITERATUR

ABELE, G. 1970. Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. Der Aufschluss 21 (11), Göttingen, 345–359.

ABELE, G. 1997. Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley

- floor sediments. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41 (1), 1–20.
- BURGA, C.A. 1981. Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Pass. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 126 (4), 237–267.
- EBERLE, M. 1987. Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. *Eclogae geologicae Helvetiae* 80 (1), Basel, 193–206.
- ELLENBERG, L. 1972. Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. Dissertation Geographisches Institut Universität Zürich. Juris Druck, Zürich, 63 pp.
- FURRER, G. 1991. 25 000 Jahre Gletschergeschichte. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 135 (5).
- GRAAFF DE, L.W.S. & SEIJMONSBERGEN, A.C. 1993: Die eiszeitliche Prozessfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau. *Jahresberichte und Mitteilungen Oberrheinischer Geologischer Verein*, 99–126.
- HANTKE, R. 1978–1983. *Eiszeitalter*, 3 Bände. Ott Verlag, Thun.
- HANTKE, R. 2004. Erläuterungen zum Atlasblatt 108 St. Margrethen und Diepoldsau. *Geologischer Atlas der Schweiz*, Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- HANTKE, R. & Mitarbeiter 1967. *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete*. Kommissionsverlag Leemann, Zürich.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. 2003. Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. *Mitteilungen Thurgauische Naturforschende Gesellschaft* 59, Frauenfeld, 53–84.
- HEIM, ALB. 1919–1921. *Geologie der Schweiz*, 3 Bände. Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ALB. 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 218 pp.
- IVY OCHS, S.D. 1996. The dating of rock surfaces using in situ produced ^{14}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl , with examples from Antarctica and Swiss Alps. Dissertation No. 11763 ETH Zürich.
- JÄCKLI, H. 1970. Die Schweiz zur letzten Eiszeit. *Atlas der Schweiz*, Blatt 6.
- JORDI, U. 1986. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. *Geographica Bernensia* 27, Bern, 168 pp.
- KAHLKE, H.D. 1981. *Das Eiszeitalter*. Aulis Verlag, Leipzig, Jena, Berlin, 192 pp.
- KELLER, O. 1988. Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). *Physische Geographie* 27A und 27B, Zürich, 241 pp. und 291 pp.
- KELLER, O. 1990. Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. *Werdenberger Jahrbuch*, Buchs SG, 12–19.
- KELLER, O. 1994. Entstehung und Entwicklung des Bodensees – ein geologischer Lebenslauf. In: «Umweltwandel am Bodensee», H. MAURER. UVK, St. Gallen, 33–92.
- KELLER, O. 1996. Stausedimente am Rande des Rheingletscher-Eisstromnetzes im Schanfigg (Graubünden). *Eclogae geologicae Helvetiae* 89/3, 1105–1113.
- KELLER, O. 2003. Die geologische Geschichte des Bodensees. *Festschrift Bodensee – 75 Jahre YCRO*, Ecomment AG, St. Gallen, 58–80.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1980. Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). *Eclogae geologicae Helvetiae* 73 (3), Basel, 823–838.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1987. Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. *Geographica Helvetica* 1987 (2), 169–178.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1993. The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation. *Quaternary International* 18, INQUA/Pergamon Press Ltd., Oxford / New York, 15–27.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1998. Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. *GeoArcheoRhein* 2, Münster, 121–138.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1999. Quartär und Landschaftsgeschichte. In: «Geologie des Kantons Thurgau», A. SCHLÄFLI. *Mitteilungen Thurgauische Naturforschende Gesellschaft* 55, Frauenfeld, 39–67.

- KELLER, O. & KRAYSS, E. 2005. Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 150 (1–2), 19–32 und 150 (3–4), 69–85.
- KIRCHEN, E. 1993. Wenn der Berg stürzt; das Bergsturzgebiet zwischen Chur und Ilanz. Terra Grischuna, Chur, 132 pp.
- KOBLER, E. 1994. Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Jahresberichte der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden 107, 45–128.
- KRAYSS, E. 1996. Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm). *Eclogae geologicae Helvetiae* 89/3, 1105–1113.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. 1983. Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. *Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und Umgebung* 101, Friedrichshafen, 113–129.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. 1996. Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. *Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und Umgebung* 114, Friedrichshafen, 111–143.
- MAISCH, M. 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). *Physische Geographie* 3, Zürich, 215 pp.
- MÜLLER, B.U. 1995. Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Dissertation Geologisches Institut Universität Bern, 226 pp.
- NABHOLZ, W. 1987. Der späteiszeitliche Untergrund von Flims. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern* 29, 273–289.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bände. Tauchnitz, Leipzig.
- POSCHINGER, A. V. & HAAS, U. 1997. Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? *Bulletin für angewandte Geologie*, 2 (1), 35–46.
- POSCHINGER, A. V., WASSMER, P. & MAISCH, M. 2005. The Flims rock slide; history of interpretation and new insights. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, im Druck.
- PREUSSER, F. 1999. Luminiszenzdatierung fluviatiler Sedimente, Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie* 3, Köln, 1–62.
- RÖMER, J.C. 1769. Der Rheinlauff durch das gantze Rheintal samt den Wuhrungen, Dämmen und einer genauen Lage der Oerter gegen einander. *Historische Karte*. In: «Der Grundwasserstrom des Alpenrheins», Rheinverband, Wasser, Energie, Luft 5, 122–123.
- SCHINDLER, C. 1985. Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung (Erläuterungen zu den Baugrunderkarten). *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleine Mitteilungen* 74, Schweizerische Geologische Kommission, 119 pp.
- SCHMID, E. 1977. Zum Besuch der Wildkirchli-Höhlen. *Schweizerische Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte, Mitteilungsblatt* 29, 2–12.
- WASSMER, P., SCHNEIDER, J.L., POLLET, N. & SCHMITTER-VOIRIN, C. 2004. Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Geomorphology*, Elsevier.
- WEBER, E. 1978. Untersuchungen in den Talabschnitten. In: «Der Grundwasserstrom des Alpenrheins», Rheinverband. *Wasser-Energie-Luft* 5, 123–142.
- WELTEN, M. 1988. Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*, NF 162, 40 pp.