

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

Artikel: Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken
Autor: Hantke, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832657>

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: 01.05.2026

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

Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken

René Hantke (Stäfa)

In memoriam Dr. HANS HEIERLI, Erforscher der Geologie von Mittelbünden und der Nordostschweiz.

1 EINLEITUNG

Trotz vieler Versuche, die Geschichte des Alpenrheins mit seinen beiden Haupttästen, Vorder- und Hinterrhein, dem Bodensee und dem Hochrhein aufzuzeigen, verliert sich ihre Spur im Dunkel der Vergangenheit. Während Hinter- und Vorderrhein bereits auf ein altes, mindestens oligozän vorgezeichnetes Relief gründen (HANTKE, 1991), beginnt die Geschichte des Rheintales zwischen Chur und Bodensee erst in der jüngsten Phase der alpinen Gebirgsbildung (HANTKE, 1979, 1987, 1989). Mit der Platznahme der helvetischen Decken vor 5 Mio. Jahren wurde auch die subalpine Molasse in Schuppen gelegt, die flachliegende Molasse alpenwärts aufgerichtet, im Mittelland sanft verbogen und verschert. Zwischen Sarganser Alpen, Churfirsten–Alvier und Alpstein einerseits und den Gebirgsketten Liechtensteins und Vorarlbergs andererseits entstand eine sich weitende Talung. Da das Gesteinsgut in einem südlicheren, noch engeren Raum abgelagert wurde, reichte es gegen den weiteren Bogen am Alpenrand für zusammenhängende Gebirgsketten nicht mehr aus: Die einzelnen Teile wichen daher gegen N etwas auseinander. Weder Ur-Alpenrhein noch Ur-Rhein-Gletscher schufen die Talanlage: Sie war tektonisch vorgegeben. Im Wechsel von Kalt- und Warmzeiten haben aber beide schon im Pliozän und vor allem im Eiszeitalter den angebotenen Lauf weiter ausgestaltet, so dass die Geschichte von Alpenrhein und Bodensee nicht erst mit dem Eiszeitalter begonnen haben kann.

Der Hauptgrund für unterschiedliche Auffassungen zur Flussgeschichte des Alpenrheins liegt in der Verknüpfung des jüngsten tektoni-

schen Geschehens, im Auseinanderklaffen der Deckenelemente nach der Schüttung der Molasse-Fächer ins Vorland. Bisher wurde meist angenommen, erst die mehrfach ins Mittelland vorgestossenen eiszeitlichen Gletscher und ihre Schmelzwässer hätten sich sukzessive in den Fels eingetieft (PENCK und BRÜCKNER, 1909) und so die Talung geschaffen. Diese Vorstellung gründet auf der Annahme einer bedeutenden glazialen Tiefenerosion und der damit verbundenen Meinung, der kaltzeitliche Schutttransport wäre vor allem am Gletschergrund erfolgt. Nach dem Mittelmoränen-Modell (HANTKE und WAGNER, 2004; WAGNER, 2004; sowie Abb. 14) vollzog sich der Transport, wie bei heutigen Gletschern, meist als *Obermoräne auf dem Eis*. Gegen das Zungenende dürfte auch der Rhein-Gletscher durch sich vereinigende und ausschmelzende Mittelmoränen immer stärker schuttbedeckt gewesen sein.

2 MOLASSEZEIT: JÜNGERES OLIGOZÄN BIS MITTLERES MIOZÄN

2.1 Molassefächer und Hinweise auf frühe Kühlzeiten

Schon während den Kühlzeiten der *Unteren Süßwassermolasse* im jüngsten Oligozän bei tiefer Wald- und Schneegrenze und tiefem Meeresspiegel (HANTKE, 1991, 2004) fuhren Rufen und Bergstürze in tektonisch angelegte Alpentäler und stauten Seen (Abb. 1). Diese brachen oft als Muren aus und bauten die Molassefächer von Speer/Stockberg, Höhrnonen, Kronberg, Gäbris, Gaisskopf, Hochgrat und Hauchenberg auf (Abb. 2).

In den jung-oligozänen Kühlzeiten dürften die Berge des Engadins und Mittelbündens bedeutende Höhen erreicht haben, so das Bergeller Massiv über 5000 m (JÄGER und HANTKE, 1984). Dies führte bei reichlichen Niederschlägen zu

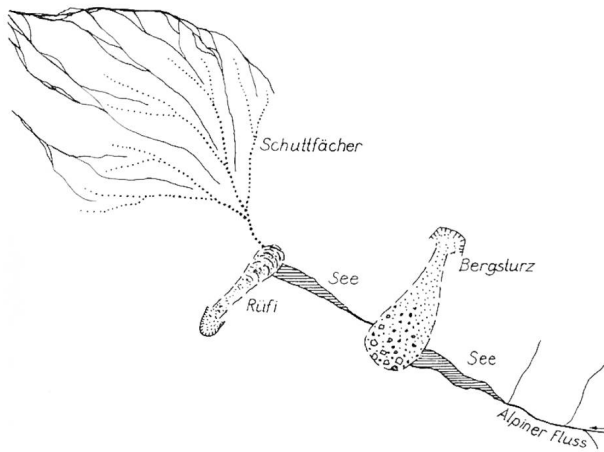


Abb. 1. Molasse-Schutfächer bildeten sich durch Muren von ausbrechenden alpinen Stauseen, aus HANTKE und KURIGER, 2003.

Vereisungen. Das im Bergell, im Bernina-Gebiet und im Engadin mächtige Eis floss nicht nur gegen S, sondern muss auch schon damals nach N, über die Pässe nach Mittelbünden, geflossen sein (HANTKE, 1991, 1993). So finden sich Kristallingerölle vom Typ Bernina und Err in der extrem bunten Nagelfluh des Höhrnen (KLEIBER, 1938) als ins Vorland verfrachtete Muren ausgebrochener alpiner Seen. Dann erfolgte über

60 km Flusstransport als «Granitische Molasse» gegen ENE. Da sich in ihr im Appenzellerland Reste wärmeliebender Lorbeergewächse finden, muss das Klima inzwischen wieder wärmer geworden sein. Das wärmere Klima hielt sich mit bescheideneren Schwankungen während der gesamten Oberen Meeresmolasse (älteres Mittelmiozän).

2.2 Kühlzeiten in der Oberen Süßwassermolasse (jüngeres Mittelmiozän)

Zu Beginn der *Oberen Süßwassermolasse*, vor 17 Mio. Jahren, drangen bei wieder kühlerem Klima Schuttstränge des vereinigten *Bündner Ur-Rheins* als *Hörnli-Fächer* ins Vorland vor. Zwischen Altstätten und Gais hatte sich schon zur Zeit der Oberen Meeresmolasse der *Sommersberg-Schutfächer* aus Flyschgebieten Vorarlbergs in die NE-Schweiz ergossen. Weiter im E rückten *Pfänder*, *Gehrenberg*- und *Adelegg-Schutfächer* nach NW bzw. nach NNW vor (Abb. 3). Ihre Bildung erfolgte – wie jene der Unteren Süßwassermolasse (Abb. 2) – als kühlzeitlich ins Vorland ausgebrochene alpine Seen.

W



Abb. 2. Die jungoligozänen östlichen Nagelfluh-Schüttungen: Rigi, Rossberg, Höhrnen, Hirzli, Speer, Stockberg, Kronberg, Gäbris, Gaiskopf, Hochgrat und Hauchenberg. Punktiert: ältere, gestrichelt: jüngere Schüttungsstränge.

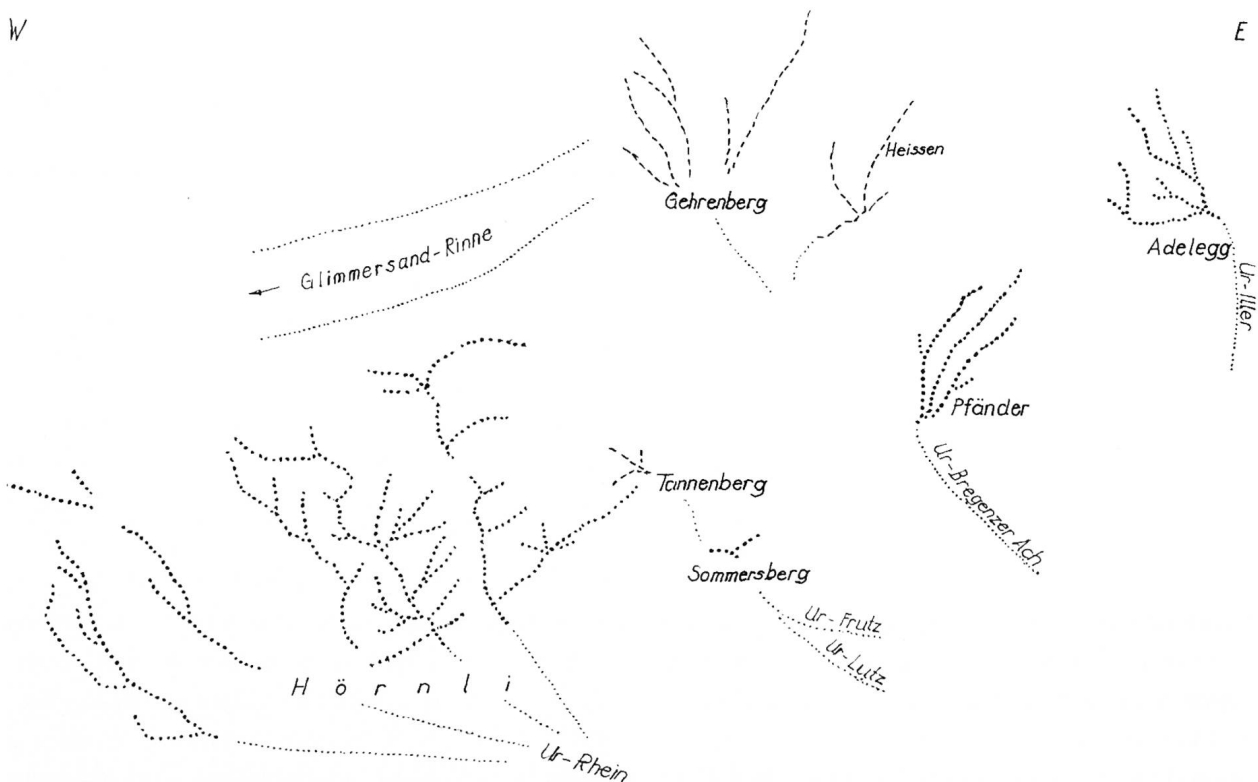


Abb. 3. Die miozänen östlichen Nagelfluh-Schüttungen: Hörnli, Sommersberg, Tannenberg, Gehrenberg, Heissen, Pfänder, Adelegg und der aus dem Osten stammende Glimmersand-Fluss. Punktiert: ältere, gestrichelt: jüngere Schüttungsstränge.

In dazwischen gelegenen Warmzeiten konnten im Vorland Auenwälder mit Kampferbaum, Schmallappigem Ahorn, Wasser-Hickory, Ulme und Wasserulme hochkommen. Davon haben sich schon in der untersten Abfolge um Wattwil, als westlich und östlich noch marine Sedimente abgelagert wurden, im feinen Schlammgut von Altläufen Blatt- und Fruchtreste sowie Kleinsäugerzähnen erhalten (HANTKE, et al., 2006). Am Schiener Berg herrschten Amberbaum, Ulme und Platane vor (HANTKE, 1954).

An den Hängen stockten bis 3000 m Höhe tierreiche Laubmischwälder. Da sich die Zähne namentlich der Kleinsäuger phylogenetisch rasch verändern, vermitteln sie Hinweise zum relativen Alter der umgebenden Gesteinsfolgen (EBERHARD, 1988; BOLLIGER und EBERHARD, 1989; BOLLIGER, 1992, 1996, 1998; KÄLIN, 2003).

Bei mehrfach abgesunkener Schnee- und Waldgrenze baute der mittelmiozäne Ur-Rhein zwischen Albis und Toggenburg über 6 Mio. Jahre das heutige Hörnli-Bergland auf. Dazwi-

schen bildeten sich tektonisch bedingt erste Molassetäler, so das Ur-Toggenburger Thurtal (Abb. 4). Durch dieses ergoss sich zunächst noch ein jüngerer Ur-Rhein, der zwischen Frauenfeld und Nollen, im Imeberg, Welleberg und Greuterschberg jüngste Molasse-Abfolgen mit Sanden und Geröllen aus Mittelbünden schüttete (BOLLIGER, 1996; HANTKE et al., 2003; KÄLIN, 2003). Weiter im N, im Seerücken und am Schiener Berg (HANTKE, 1954) brachte der Glimmersand-Fluss Schutt von weiter im E bis an den Alpenrand reichenden ostalpinen Decken und vom Bayerischen Wald (LEMCKE, 1985). Nach Ablagerung des Feingutes fand dieser als geklärter Fluss seinen Weg zwischen Tafeljura und sich bildendem Faltenjura nach Burgund, durch die Vallée du Rhône und ergoss sich in den Golfe du Lion (HANTKE, 1991, 1993; BITTERLI, in diesem Werk).

Mit dem gegen den Alpenrand gelangten alpin-tektonischen Geschehen wandte sich der Ur-Rhein von Wil über Weinfeldern zum Ottenberg, dann gegen E in die Ur-Bodensee-Senke und

Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken

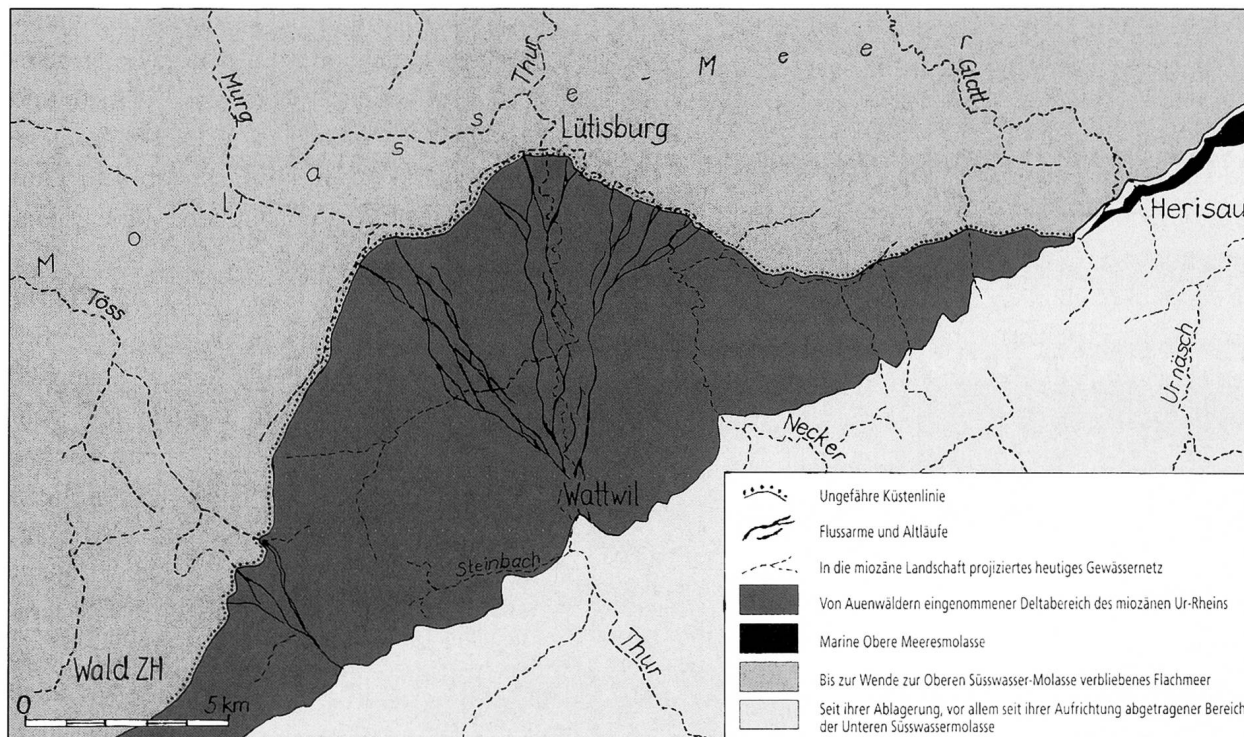


Abb. 4. Die Mündung des Toggenburger Ur-Rheins ins Molassemeer der Oberen Meeresmolasse zur Zeit des Wattwiler Auenwaldes, aus HANTKE et al., 2006.

durch das mit den Bodensee-Brüchen angelegte Ur-Schussental zur Ur-Donau (Abb. 5, 10).

Die *Tannenberg-Schüttung* mit den Tannewald-Schottern als jüngste Molasse (HOFMANN, 1958, 1973) erfolgte als Nachfolgerin der Sommersberg-Schüttung (BERLI, 1985) im jüngeren Miozän durch ein Ur-Rotbachtal; erst danach entstand das Ur-Alpenrheintal (Abb. 3).

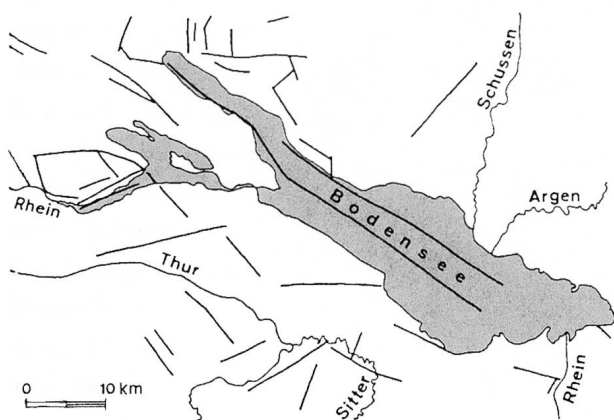


Abb. 5. Die bedeutendsten Bruch- und Schersysteme in der Molasse, die für die Landschaftsgestaltung der Bodensee-Gegend und das Bodensee-Becken verantwortlich sind, vorwiegend nach HOFMANN, 1951, 1973.

3 JÜNGSTES MIOZÄN UND PLIOZÄN

3.1 Platznahme der helvetischen Decken

Vor 12–5 Mio. Jahren (jüngeres Miozän) glitten die aus Ablagerungsräumen der helvetischen Decken vom sich emporhebenden Gotthard- und Aar-Massiv an den Alpenrand. Dies führte am Alpenrand zu einem vollständig neuen Relief mit mächtigen Gebirgen. Zugleich führte ihr Vorgehen, zusammen mit der Unterschiebung des Molasse-Vorlandes, zu einer Stauchung des alpen nächsten Molasse-Bereiches und zu subalpinen Schuppen.

3.2 Talbildungen an der Miozän-Pliozän-Wende

Mit der Platznahme der helvetischen Decken und der Bildung der subalpinen Molasse-Schuppen entstand am Alpenrand ein völlig neues Gebirgsrelief. Doch es entstanden nicht nur neue Gebirge: Churfirnen, Alvier, Säntis, Vorarlberger Kreide-Ketten und die Molasseberge Speer, Kronberg, Gäbris, sondern auch neue tiefe Täler, so am Westrand der penninischen

und ostalpinen Decken, die bis auf ihre Basis durchschert wurden.

Das an der Wende Miozän/Pliozän entstandene Alpenrand-Relief verwehrte dem Ur-Rhein seine angestammte Entwässerung in Richtung des bereits durchaltan Hörnli-Fächers durchs Toggenburger Thurtal in die sich bildende Ur-Bodensee-Senke. Damit wurde der letzte Toggenburger Rhein zum Thur-Lauf, der seinen Lauf in der Folge ebenfalls mehrfach änderte (Abb. 6).

Andererseits öffnete die klaffende Scherstörung im Deckengebäude ein neues, tiefer gelegenes Tal, das gegen N sukzessive öffnete und damit dem Ur-Rhein eine neue, tiefer gelegene Abflussmöglichkeit bot, so dass sich sein Lauf in das eben tektonisch entstandene Alpenrheintal verlagerte.

In seinem obersten Abschnitt, im *Churer Rheintal*, taucht das Aar-Massiv mit seiner Sedimentbedeckung und helvetischen Schuppen gegen E ab. Zwischen diesen und den aufliegen-

den penninischen Bündnerschiefern und dem Prättigauer Flysch (OBERHOLZER, 1920) fand der Ur-Rhein – und in Kaltzeiten auch der Ur-Rhein-Gletscher – einen neuen Weg (Abb. 7).

Schon bei der Platznahme der helvetischen Decken entstand die *Talgabelung* von *Sargans*. Die Seewalensee-Talung bildete sich durch Abgleiten der helvetischen Decken von ihrer Verrucano-Unterlage in den Sarganserländer Alpen. Im Rheintal fallen die helvetischen Decken von Sargans bis Grabs gegen ENE unter den W-Rand der ostalpinen Lechtal-Decke der Dreischwestern (ARN. HEIM und OBERHOLZER, 1917; ALLEMANN et al., 1985, 2002).

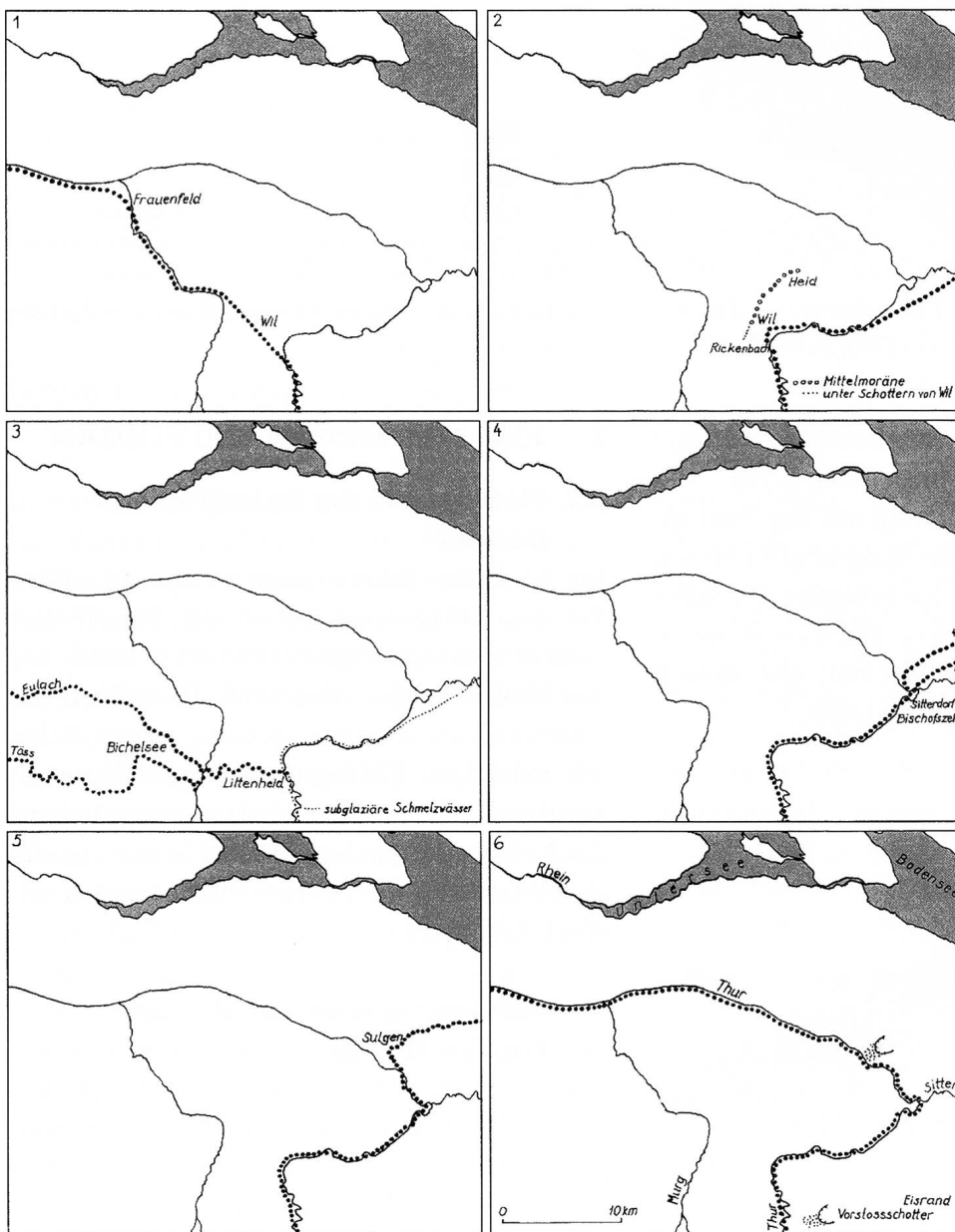


Abb. 6. Der noch durch das Toggenburger Thurtal geflossene jungmiozäne Ur-Rhein wurde zum Thur-Lauf, der seinen Lauf vom frühen Pliozän über die verschiedenen Warmzeiten des Eiszeitalters bis ins frühe Hochwürm bzw. frühe Spätwürm mehrfach änderte, aus HANTKE et al., 2003.

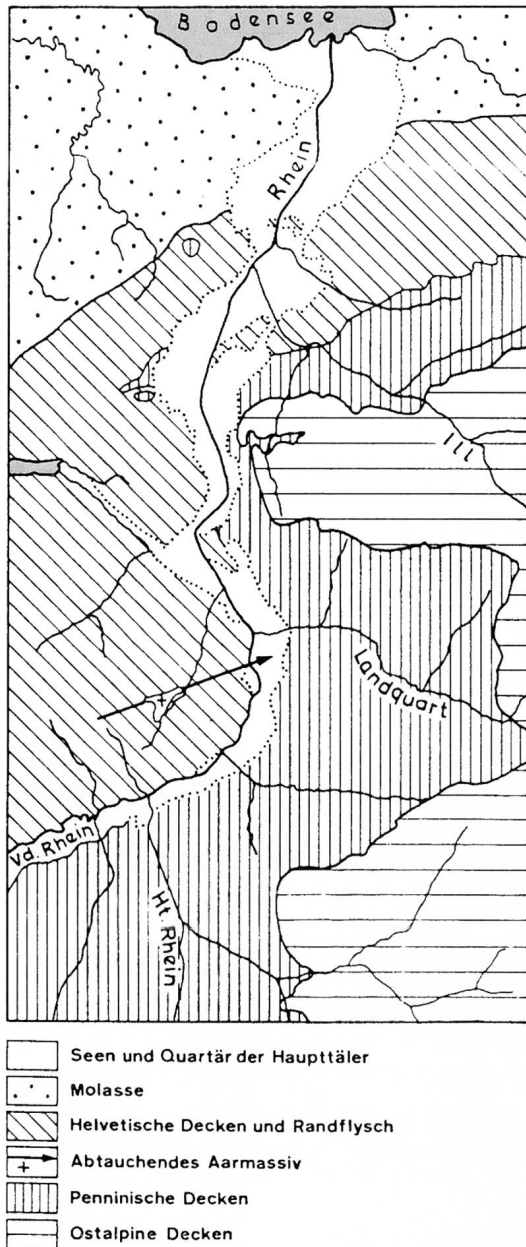


Abb. 7. Das tektonisch vorgezeichnete frühpliozäne Alpenrheintal, aus HANTKE, 1992a, b.

Der *Wildhauser Mulde* zwischen Alvier und Alpstein mit ihrem penninischen Kern entspricht in Vorarlberg die *Fraxern-Mulde*. Die Wildhauser Mulde taucht aber nicht einfach unter die Rhein-Alluvionen ab und taucht im E als Fraxern-Mulde wieder auf; vielmehr ist die Fraxern-Mulde zugleich nach N versetzt. Dies zeigt, dass die Tektonik an der Bildung des Alpenrheintales massgebend beteiligt war. Belege finden sich in den Inselbergen und den Steilabbrüchen in Vorarlberg sowie in den parallel zur Emsrütli-Störung laufenden Störungen, die von Sturzgut

überschüttet, aber noch aktiv sind (OBERHAUSER, 1982, 1992a, 1994).

Nachdem das alpin-tektonische Geschehen den Alpenrand erreicht hatte, wurde auch das Mittelland davon erfasst. Scherstörungen und Grabenbrüche liessen auch dort an der Wende Miozän/Pliozän neue Täler entstehen. Im Zusammenhang mit dem Hegau-Vulkanismus entstand die Ur-Bodensee-Senke. Dabei entwässerte der jüngere Ur-Rhein zunächst durch das mit den Bodensee-Brüchen angelegte Ur-Schussental zur jungen Ur-Donau (Abb. 10).

3.3 Gletschervorstösse im Pliozän und frühesten Eiszeitalter

Im Pliozän und im frühesten Eiszeitalter wurde das tektonisch angelegte Alpenrheintal durch den mehrmals vorgestossenen Rhein-Gletscher aber *nicht eingetieft*, wohl aber verbreitert (Abb. 8, 9) und sukzessive mit Sedimenten *aufgefüllt*. Schon in pliozänen Kühlzeiten drang der Rhein-Gletscher mindestens bis ins Churer Rheintal vor und hat schon in pliozänen Kaltzeiten sich bei Sargans geteilt. Dabei flossen wohl schon damals um 30% des Eises durchs Seez-Walensee- und um 70% durchs Alpenrheintal. Diese haben die Ur-Bodensee-Wanne gefüllt (HANTKE, 1970). In den grössten Kaltzeiten floss Ur-Rhein-Eis über die Wasserscheide zur Donau; denn die höchsten Schotter Oberschwabens können nur durch eine frühe Transfluenz gedeutet werden (Abb. 11).

In Warmzeiten waren die Flanken des tiefen Tales schon am Alpenrand bis über 2000 m Höhe bewaldet, so dass die Erosion kaum angreifen konnte. Zugleich erstreckte sich ein Ur-Bodensee bei ansteigender Waldgrenze und minimalem Abtrag bis Nordbünden. Sein Abfluss erfolgte durch den Schussenarm gegen NNE, den Ur-Federsee und ein Ur-Risstal zur im jüngeren Miozän angelegten Ur-Donau (Abb. 10).

Eine Entwässerung des Bodensee-Beckens gegen W bot sich erst mit dem jüngsten Einbruch des Hochrheintales. In pliozänen Kaltzeiten reichte Eis aus dem noch fast 1000 m höheren Südrand des Schwarzwaldes bis in den nördlichen Basler und Solothurner Jura. Erst mit

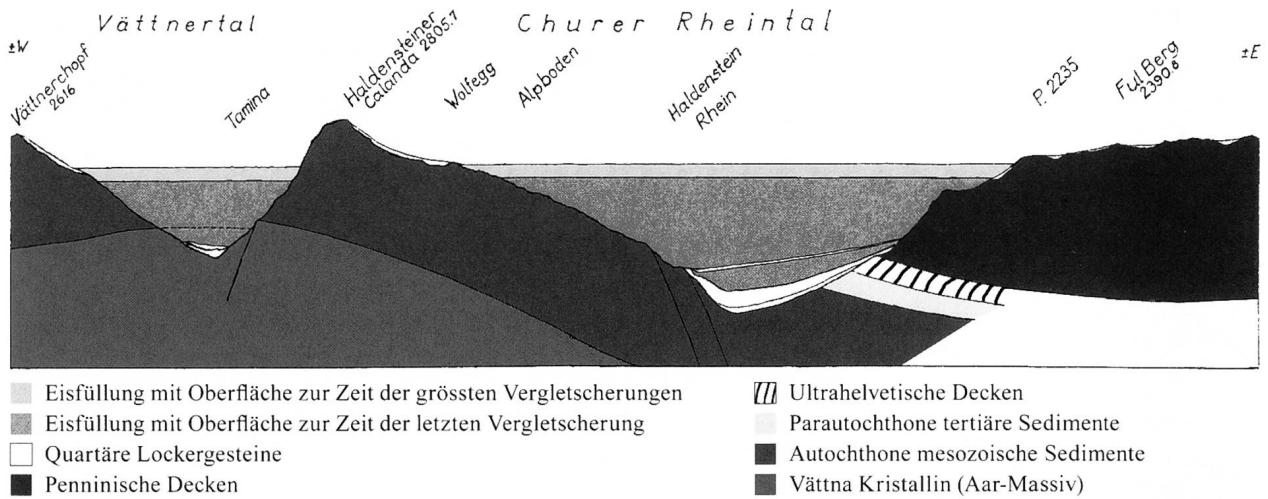


Abb. 8. Das Churer Rheintal zwischen abtauchendem Aar-Massiv mit autochthonen und parautochthonen Sedimenten einerseits und südhelvetischen Elementen und penninischen Decken andererseits, mit Lockergesteinsfüllungen und glazialen Ausräumungen vom Pliozän bis heute.

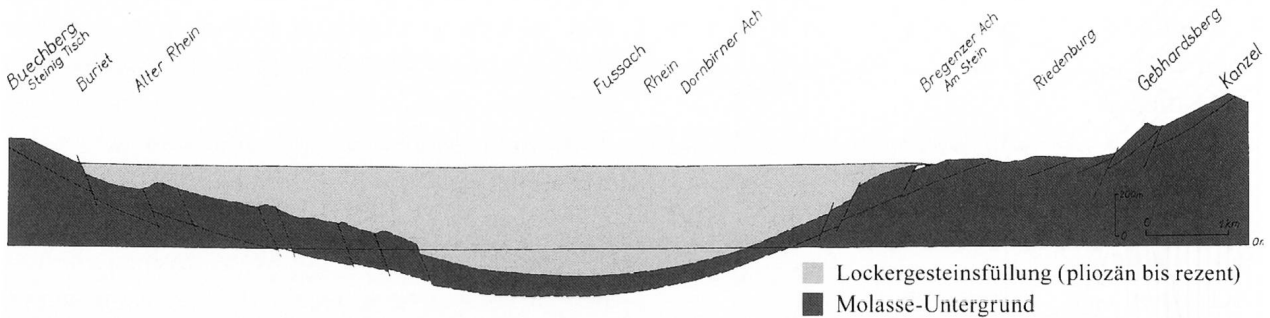


Abb. 9. Das untere St. Galler und Vorarlberger Rheintal im Gebiet der sich aufrichtenden Molasse zwischen Buechberg und Kanzel (Pfänder), mit Lockergesteinsfüllungen und glazialen Ausräumungen der jeweils jüngsten Füllung vom Pliozän bis heute.



Abb. 10. Der von der Wasserscheide zur Donau entwässernde Ur-Bodensee, aus HANTKE, 1991, 1993.

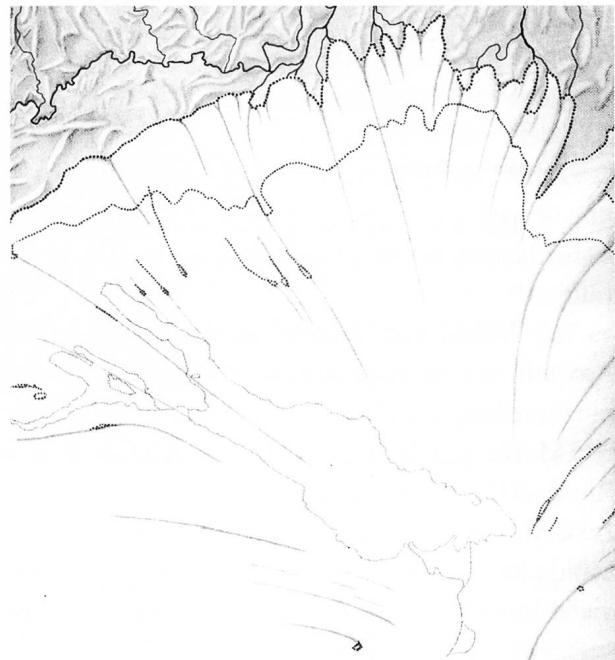


Abb. 11. Älteste Transfluenzen des Rhein-Gletschers zur Donau, aus HANTKE, 1991, 1993.

dem Einbruch des Hochrheintales vor der Plio-/Pleistozän-Wende wandte sich der Rhein gegen W, durch Sundgau und Burgundische Pforte zur Saône, was hohe Schotterfluren W von Basel – analog denen in Oberschwaben – bestätigen. Sie lassen sich als auf Grund gelaufene verschwemmte Mittelmoränen eines ältesten helvetischen Gletschers zu deuten. Nach Absenkungen im Oberrheingraben drehte der Rhein nach N ab (vgl. auch BITTERLI, in diesem Buch).

4 EISZEITALTER

4.1 Mittelmoränen, Deckenschotter, «glaziale Übertiefung»

Im Eiszeitalter wurden tektonisch vorgegebene Strukturen glazial überprägt, die Täler erweitert und die Sedimente in den Sohlen während stationären Phasen mit ausgeschmolzener Obermoräne sowie in Warmzeiten mit Fluss- und Seesedimenten sukzessive eingeschüttet. Über diese glitt der erneut vorgestossene Gletscher; und vermochte dabei aber nur die obersten, kaum verfestigten Partien wegzuschaffen.

Die Schotterfluren im unteren Vorarlberger Rheintal wurden von den Rändern eines im Tal fließenden Rhein-Gletschers geschüttet, bei höheren Eisständen überfahren, überschliffen, bescheiden ausgeräumt und erneut überschottert. Die verkitteten, von Moräne bedeckten Zanzenberg-Schotter SE von Dornbirn bekunden ältere Eisvorstöße; nur die obersten sind letztzeitalich. Auch randlichen Schmelzwasserrinnen im Fels des Rheintales kommt ein weit höheres Alter zu. Sie dienten bei entsprechenden Eisständen stets als Abflussrinnen (HANTKE, 2003, 2004).

Schon am Fläscherberg (Abb. 12, HANTKE und WAGNER, 2004) und am Schellenberg liefen *Mittelmoränen* auf Grund (WAGNER in FUNK et al., 2000) und bildeten die als Rundhöcker dargestellten Hügel N von Eschen (EUGSTER et al., 1982; Abb. 13). Ebenso treten rheinabwärts wiederholt Mittelmoränen auf. STARCK (in HANTKE, 2004) fand neben der Tiefbohrung Hohenems schon in 15,8 m Tiefe Moränen mit gekritzten Geschieben. Alte Rheintal-Siedlun-

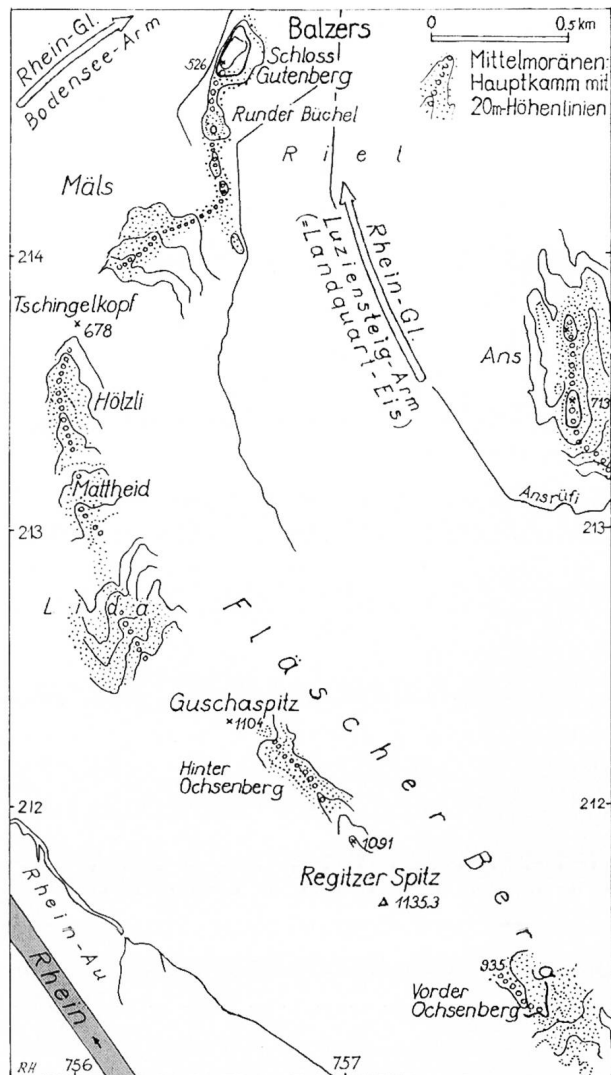


Abb. 12. Mittelmoränen auf dem Fläscherberg und beim Schloss Balzers, aus HANTKE und WAGNER, 2004. Punktraster: Mittelmoränen.

gen – Kriessern, Mäder, Altach, Diepoldsau, Lustenau, Höchst – liegen im Strömungsschatten von Inselbergen. Da der Rhein dort seit dem Alleröd nicht erodiert, sondern aufgeschüttet hat,



Abb. 13. Der Judenbüchel bei Eschen FL, eine auf Grund gelaufene Mittelmoräne, Foto G. WAGNER.

besteht der Siedlungsgrund aus verschwemmter Obermoräne. Seit der Römerzeit floss der Rhein nie E von Lustenau (OBERHAUSER, 1992b); er war zwischen Monstein-Molasserücken und Lockergut-Hoch von Lustenau gefangen.

Mittelmoränen haben sich S von Hohenems zwischen Rhein- und von SE zugeflossenem Finsternau-Eis sowie S von Dornbirn zwischen Rhein- und Dornbirner Ach-Gletscher gebildet. Auf dem Bödele E von Dornbirn setzt eine Mittelmoräne N des Hochälpele um 1200 m zwischen Rhein- und Bregenzer Ach-Eis ein. Das als «Altfläche» gedeutete Schuttannen zwischen Schwarzenberg und Staufen liegt in einem aufgebrochenen Unterkreide-Gewölbe der Emsrütli-Störung und wurde sukzessive mit glazigenen Sedimenten verfüllt.

Im Bodenseeraum sind die *Deckenschotter* Zeugen älterer Eisvorstösse. Sie krönen von Leutkirch über Hochgeländ-Heiligenberg-Bodanrücken-Schiener Berg-Cholfirst-Neuhuser Wald-Irchel (BOLLIGER et al., 1996), im Thurgau, NW und W von St. Gallen Molasseberge. Sie wurden bisher gesamthaft als im Vorfeld älterer eiszeitlicher Gletscher geschüttete durchgehende Schotterfluren interpretiert. Dies kann jedoch nur für die äussersten Vorkommen zutreffen, dort, wo Eisoberfläche und -basis zusammenfallen. Sie wären dann fluvial und glazial zerschnitten und ausgeräumt worden. Dabei werden höhere (ältere) und tiefere (jüngere) unterschieden (GUTZWILLER, 1900; FREI, 1914; WEBER, 1928; GEIGER, 1943; HANTKE, 1954; HÜBSCHER,

1961, 1964; SCHLÄFLI ed., 1999), später von SCHREINER (1992, 2003) zunächst rechts-, von GRAF (1993) auch linksrheinisch noch «mittlere Deckenschotter» postuliert. GRAF (2003) hat in Deckenschottern schwermineralogisch Rhein-, Thur- und Glatttal-Schüttungen erkannt, geht aber davon aus, dass diese glazifluvial einst das noch um mehrere hundert Meter höhere Mittelland bedeckt hätten. Nach dem Mittelmoränen-Modell (Abb. 14) sind Deckenschotter *nicht* Überreste fluvial zerschnittener Talböden, sondern bildeten sich randglaziär (HANTKE, 1991) aus auf Grund gelaufenen verschwemmten Mittelmoränen (HANTKE und WAGNER, 2003). Gegen ihre einstige weite Verbreitung spricht neben ihrer Eisrandnähe die Tatsache, dass auf vielen Bergen, auf denen höhenmässig Deckenschotter auftreten sollten, solche fehlen. Hierin unterscheidet sich das neue Modell vom Standard-Modell (Abb. 14), das viele Erscheinungen nicht erklären kann und gewaltige Erosionsleistungen über das ganze Mittelland, oft quer zur Eisstromrichtung, postuliert.

Deckenschotter sind sodann vom Schiener Berg und vom Rauhenberg bekannt (HÜBSCHER, 1961). Dabei wurden die höchsten Vorkommen der Günz-, die tiefsten der Mindel- und die mittleren der Haslach-Eiszeit (zwischen den beiden) zugewiesen. Tiefere Deckenschotter finden sich zwischen Bodensee und Schaffhausen auf dem Heilsberg N von Gottmadingen und dem Thaynger Buechberg über kühleren Jüngerer Juranagelfluh (HOFMANN et al., 2000). Auch

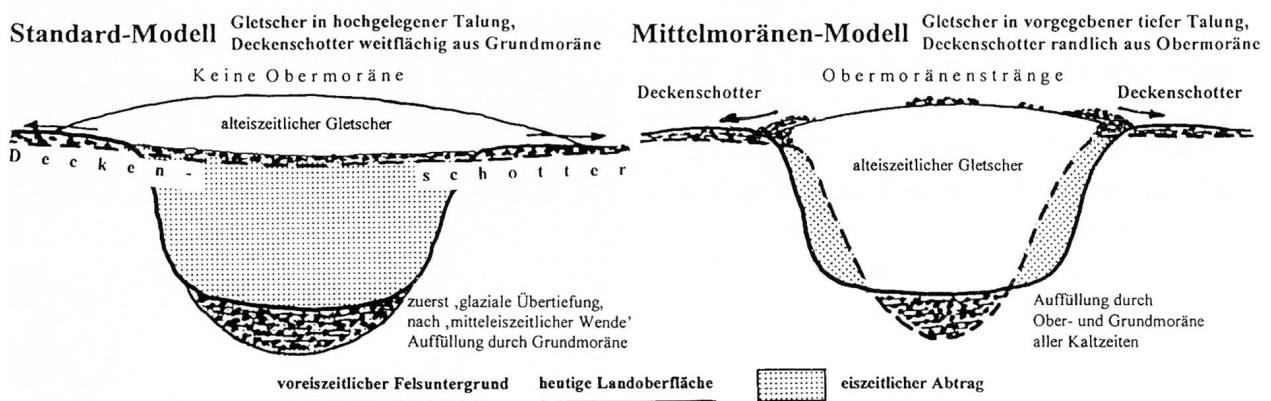


Abb. 14. Deckenschotter-Schüttung nach bisheriger Auffassung (Standard-Modell) und nach dem Mittelmoränen-Modell, bei dem die Deckenschotter *nicht* die *Gletscherbasis*, sondern ihre *Oberfläche* belegen, aus HANTKE und WAGNER, 2004.

sie dürften auf Grund gelaufene verschwemmte Mittelmoränen, nicht ausgedehnte, sukzessive glazial und fluvial eingetieftete Schotterfluren darstellen. Die Landschaft hätte sich folglich während des Eiszeitalters nur wenig verändert. Die eiszeitlichen Gletscher hätten stets die durch die Tektonik vorgezeichneten Täler benutzt, diese kaum vertieft, wohl aber den von den Flanken auf das Eis niedergebrosenen Schutt abtransportiert, die Täler verbreitert und die Formen überschliffen.

Hochrhein-abwärts wurden das Biber- und das Herblinger Tal als vom Gletscher und seinen Schmelzwässern ausgeräumt betrachtet. Im Mittellauf folgt die Biber der Randen-Verwerfung; auch ihr Unterlauf zum Rhein ist tektonisch angelegt. Das Herblinger Tal wurde wie die Eisrandrinnen im Alpenrheintal in Kaltzeiten von Schmelzwässern vertieft, in Warmzeiten von der Ur-Fulach entwässert. Am Rheinfall fällt der Rhein in seine vorgezeichnete präwürmzeitliche Rinne zurück (HOFMANN, 1976; SCHLATTER et al., 1987).

4.2 Belege der grössten Vergletscherungen

Spuren der grössten Vergletscherung, Moränen und Schmelzwasserrinnen finden sich auf dem Reiat; sie verraten einen Rhein-Gletschervorstoss gegen W; Reiat und Randen wirkten als Barrieren. Längs der Randen-Verwerfung wurde das am Tafeljura auffahrende Bodensee-Eis kanalisiert. Spuren liegen am Randen zwischen Opfertshofen und Wiechs (Taf. 1).

Über die Eiszeit-Zugehörigkeiten herrschen gegenwärtig Probleme, da die Bezeichnung Riss-Eiszeit verschieden interpretiert wird. In der Riss-Eiszeit (= Endlagen unterhalb Biberach a. d. Riss) vereinigte sich der Rhein-Gletscher bei Koblenz mit Linth/Rhein-, Reuss- und Aare/Rhone-Eis und endete mehrstaffelig bei Möhlin, nahm dabei wiederholt Schwarzwald-Eis auf und schüttete von den äusseren Randlagen die Schotter des Möhliner Feldes. Dann schmolz das helvetische Eis zurück. Es zeichnet sich in Süddeutschland und um Aarau ein Interstadial oder gar ein Interglazial ab. Danach rückten die

Gletscher im Schweizer Mittelland erneut ins unterste Aaretal vor, vermochten sich aber bei Koblenz nicht mehr mit dem Rhein-Gletscher zu vereinigen und schütteten dabei die Schotter des Ruckfeldes.

4.3 Der Bodensee im mittleren Pleistozän

NNE von Lindau-Reutin bekunden Pollen (E. GRÜGER in HERRMANN und SCHWERD, 1983) im Lockergut des Bösenreutintobels (HERRMANN und SCHWERD, 1982; SCHWERD und ZEH, 1986) und Hölzer (HANTKE in SCHWERD, 1986) einen mittelpleistozänen Uferwald an einem Ur-Bodensee; sein Spiegel reichte gegen 460 m ü. M. Pollenführende Seesedimente mit Hölzern, überlagert von zwei durch Schotter getrennte letzteiszeitliche Moränen, stellen SCHWERD und HANTKE als Warmzeit-Abfolge ans Ende des vorletzten Interglazials. Vom Bösenreutiner Bach durchflossene Schotter, liegende Sande und, geophysikalisch belegt, noch tieferes Lockergut wären so mittelpleistozän und älter.

Der Bodensee entwässerte mit Überläufen noch gegen N durch die Federsee-Talung bzw. das Risstal zur Donau (HANTKE, 1991, 1992b). Auf der heutigen Wasserscheide wurde der Felsgrund von präwürmzeitlichem Lockergut und würmzeitlichen Moränen überschüttet. Entwässerungen gegen W zeichnen sich am Bodensee durch tiefere Pegel ab.

4.4 Mittelpleistozäne Ablagerungen im Alpenrheintal

Oberhalb der höchsten würmzeitlichen Randlagen zeichnen sich im Vorarlberg und im Appenzellerland, speziell an SE- bis W-orientierten Hängen noch höher gelegene, stärker verwitterte Moränen ab. NW- bis E-exponierte Hänge waren noch würmzeitlich mit Eis bedeckt, so dass die Sedimente älterer Kaltzeiten überprägt wurden. Rheintal aufwärts erlauben nur grössere Erratiker auf Bergrücken Aussagen über die Eishöhen zu geben. Diese lagen zur Zeit der grössten Vergletscherungen um über 200 m, bei der Endlage im untersten Aaretal, der «Ruckfeld-Eiszeit», um fast 150 m über den



Taf. 1. Äussere und innere Jungendmoränenstände um den Bodensee und spätglaziale Wiedervorstösse im Rheintal. Oft sind an den Eisrand gelangte Mittelmoränen zu sekundären Seitenmoränen geworden, aus HANTKE, 1983.

- Risszeitliche Moränen
- ~~~~~ Würmzeitliche Eisoberfläche in den Alpen
- ==== Würmzeitliche Maximalstände (Äussere Jungendmoränen)
- - - Stadium von Langwiesen
- · - · Stadium von Stein a. Rhein (Innere Jungendmoränen)
- · - · Stadium von Konstanz, Sulgen
- Stadium von Koblach und Feldkirch

würmzeitlichen Gletscherständen. Am Calanda zeichnen sich auf Alp Salaz Mittelmoränen ab. Diese sind zweifellos würmzeitlich; die höheren älter, ruckfeld- oder gar risszeitlich.

4.5 Das letzte Interglazial in der NE-Schweiz

Mit dem Zurückschmelzen des Rhein-Gletschers nach den letzten Kaltzeiten lagen in den tektonisch angelegten Senken, im Bodensee-Becken und im Alpenrheintal ausgedehnte Seen. An ihren Ufern und in den Tälern stockten bis hoch hinauf Wälder. Ihre Natur war bereits HEER (1865, 1879) und J. WEBER (in BAUMBERGER et al., 1923) aufgrund von Grossresten in den Schieferkohlen von Mörschwil und von Wildhaus ARN. ESCHER in ARN. HEIM und GAMS (1918) bekannt.

LÜDI (1953) hat beide Vorkommen pollenanalytisch untersucht und in Mörschwil eine Gliederung in 4 wärmere, jeweils durch kühlere Phasen getrennte Abfolgen festgestellt: zunächst einen Tannen-Fichten-Wald mit Erle, Hasel und Birke, dann einen Föhren-Fichten-Wald mit Tanne und nach einem Rückschlag erneut einen Föhren-Fichten-Wald mit wenig Tanne und zuletzt einen Föhren-Wald mit abklingender Fichte und ansteigender Birke.

Demgegenüber lieferte die Schieferkohle von Wildhaus über Seekreide eine Sumpfflora mit Laichkraut, Seebirse und Fieberklee und dann einen Moostorf.

In Mörschwil und Wildhaus erfolgten durch WELTEN (1982, 1988) neue moderne Pollenanalysen.

Die interglazialen Kalktuffe von Flurlingen überliefern einen Schluchtwald mit vorherrschend Berg-Ahorn und Buchs, wenig Esche und Tanne sowie Gräser und Scheinröhren. An Tierresten wurden Torfrind, Hirsch, Nashorn und eine Molluskenfauna geborgen. E. SCHMID (in GUYAN und STAUBER, 1941) fand ferner Hasel, Sal-Weide, Spitz-Ahorn, Faulbaum und Weissdorn. Pollenanalytisch konnte LÜDI (1953) zudem reichlich Nadelhölzer nachweisen: Tanne, Föhre, Fichte und an weiteren Laubhölzern Ulme und Eiche, so dass um Schaffhausen ne-

ben dem Schluchtwald auch der Wald der weiteren Umgebung feststeht.

4.6 Spuren des Menschen im Bereich des Hochrheins und des Alpenrheins

Recht früh sind im Bereich des Hochrheins erste Spuren des Menschen nachgewiesen: ein Silex-Faustkeil aus dem Tieferen Deckenschotter bei Pratteln, einem mittelpleistozänen Lockergestein (D'AUJOURD'HUI, 1977), sowie die Unterkünfte an Sonnenhängen um Säkingen (GERSBACH, 1969) und um Basel; sie sprechen für kühlzeitliche Besiedlungen.

Im Bereich des Alpenrheins sind es die Funde im alpinen Paläolithikum (= Mittelpaläolithikum), vom Drachenloch (2427 m) ob Vättis (BÄCHLER, 1921, 1940; SCHMID, 1958) und von der Wildkirchli-Höhle (1477 m) im östlichen Säntisgebirge (BÄCHLER, 1936, 1940; SCHMID, 1961) aus dem letzten Interglazial. Dies waren jedoch nicht Dauersiedlungen, sondern Jagdaufenthalte. Die Höhle Freudental bei Schaffhausen, Kesslerloch und von Schweizersbild sowie die Funde bei der Schussen-Quelle aus dem Spätglazial deuten auf kühlzeitliche Besiedlungen, so dass auch diese nur Sommer-Wohnplätze bekunden.

4.7 Der Rhein-Gletscher in der letzten Kaltzeit und im Spätglazial

Ein Mammut-Stosszahn aus einer Kiesgrube SE von Bregenz (^{14}C -Alter $23\,900 \pm 400$ a v. h., DE GRAAFF, 1993a, b) verrät eine frühhochwürmzeitliche Rاندlage des Rhein-Gletschers um 600 m. Der tiefere Teil der Moräne von Heiden (SAXER, 1964, 1965) dürfte schon beim Vorstoss geschüttet worden sein. Dass der Rhein-Gletscher dort länger anhielt, belegt die Stauschutt-Terrasse von Grub SG; das Bodensee-Becken war mit Eis gefüllt. Dabei steht noch offen, was schon bei noch früheren Eisvorstössen in diesem Raum an Lockergut abgelagert worden ist. Das würmzeitliche Geschehen hat eine bis ins jüngere Tertiär zurückreichende Vorgeschichte, deren Auswirkung fälschlich der Würm-Eiszeit zugeschrieben wird.

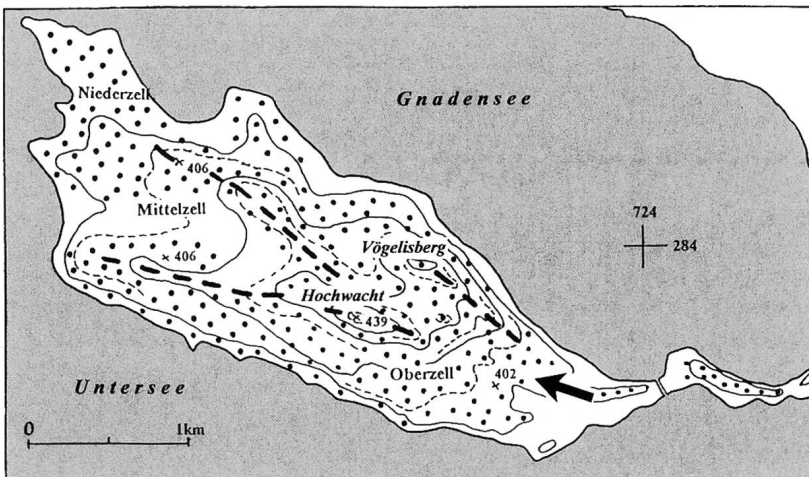


Abb. 15. Die Insel Reichenau, eine auf Grund gelaufene Mittelmoräne, aus WAGNER, 2003. Punktiert: Moräne und Schotter, gestrichelt: Wall-Achsen, Pfeil: Auftreffrichtung der Mittelmoräne.

Wie im Thurtal liefen auch im Untersee verschiedentlich Mittelmoränen auf Grund. So ist die Insel Reichenau (Abb. 15) als eine sich gabelnde Mittelmoräne zu deuten, die dort auf älteren Lockergesteinen auf Grund gelaufen ist. Einer dieser Stränge bildete den Sporn der Mettnau, den Grund von St. Wolfgang und der Radolfzeller Altstadt.

Zwischen Kaien und Pfänder verraten äussere Jungmoränen des Rhein-Gletschers eine Eishöhe um 1100 m. Da sie alpenwärts ansteigen, überragten nur wenige Molassehöhen das Eis. Neben höchsten Erratikern liefern Eisüberprägungen und Schwerminerale Hinweise auf den Rhein-Gletscher. Damit reichte der Rhein-Gletscher mit seinen Zungen, die durch zum Bodensee entwässernde Täler vorgestossen sind, über die Wasserscheide zur Donau und schüttete über weite Distanzen verfolgbare Stirnmo­ränen, wobei Schmelzwässer zur Donau abflossen.

Mit den inneren Jugendmoränen war die Entwässerung weitgehend zentripetal, zum Bodensee-Becken, geworden. In der NE-Schweiz lassen sich diese von Heiden ins Thurtal und seeabwärts bis Stein am Rhein verfolgen (Taf. 1; HANTKE, 1980, 1983, 2004; KELLER und KRAYSS, 1989, 1996, 2005, und KELLER, in diesem Werk).

Ein längerer Stand zeichnet sich beim Vorstoss und beim Abschmelzen in Konstanz und

bei Sulgen ab. Im Untersee-Becken war das Eis abgeschmolzen, und auch im Thurtal lag noch ein See. Im Alpenrheintal ist dieser Stand auf dem Stoss und oberhalb Dornbirn zu erkennen.

Eine in der Bregenzer Bucht gegen Lindau auf einem älteren Lockergesteins-Erbe auf Grund gelaufene Mittelmoräne trennt die Bucht zwischen Mehrerau und Lindau vom übrigen Bodensee (Abb. 16). Gegen WNW setzt sie sich in den unterseeischen Schachener Berg fort; beim Degelstein und

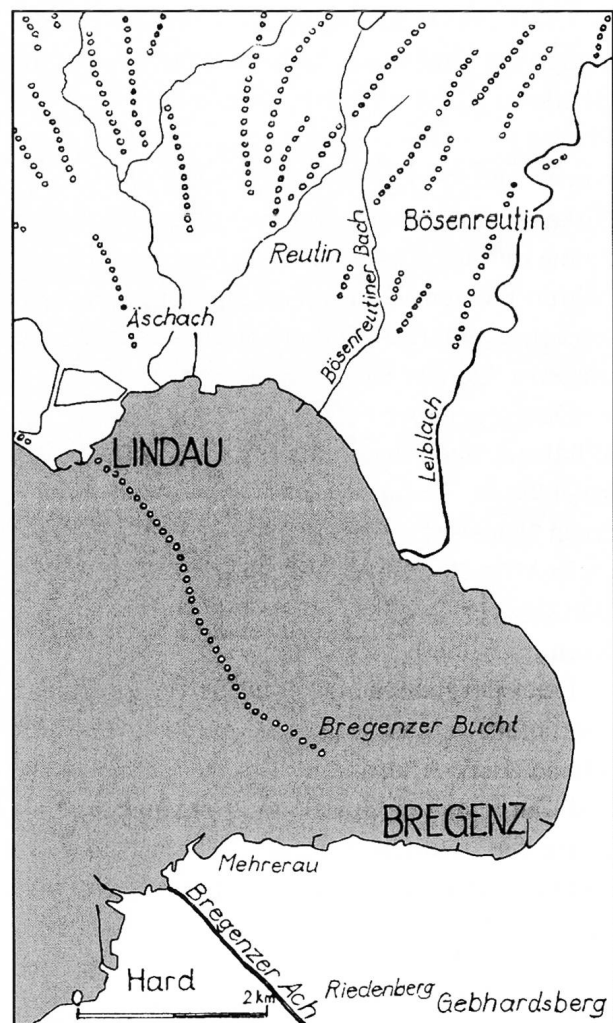


Abb. 16. Eine Mittelmoräne trennt die Bregenzer Bucht vom Bodensee und steigt in Lindau über das Seeniveau.

bei Wasserburg wird sie von weiteren Strängen abgelöst. Solche divergieren von Reutin-Äschach gegen NW bis NNE. Kame-Terrassen in Bregenz (BLUMRICH, 1921), Berneck (RENZ, 1937) und Rebstein zeichnen den spätglazialen Bodensee nach. Der Rhein-Gletscher kalbte am Kummaberg, bei Altstätten und Götzis in einen Rheintal-See (Taf. 1).

4.8 Spätwürm

Das spätglaziale Geschehen im Alpenrheintal ergibt sich aus dem sukzessiven Abschmelzen des Rhein-Gletschers; Wiedervorstöße nach Koblach in Feldkirch und Chur belegen kurze Klimarückschläge. Dabei reichte der Bodensee noch weit rheinaufwärts und war bis 80 m tief (EBERLE, 1987). Ausbrüche vom Flimser Bergsturz gestauter Seen im Vorderrheintal und im Domleschg zeichnen sich in Rheintal-Bohrungen als bis 1 m mächtige Gerölllage ab.

Bei Brederis NNE von Feldkirch stockte im Alleröd ein Föhren-Auenwald. Dies belegen Strünke mit einem ^{14}C -Alter von $10\ 110 \pm 140$ a v. h., ein Hirschgeweih und ein Paarhufer-Backenzahn in 16 m Tiefe (W. KRIEG in HANTKE, 1980); sie bekunden die damalige Landoberfläche. Im Klimarückschlag der Jüngeren Dryaszeit wurde die erste Wiederbewaldung mit Kies und Sand der Ill eingedeckt. Die Holozän-Grenze liegt bei *Brederis* um 416 m ü. M., was Bohrungen SE von Bad Ragaz und Sargans-Malerva, die in 20–25 m Tiefe Moränen mit gekritzten Geschieben förderten (M. KOBEL in HANTKE et al., 1979), bestätigen. Die Vegetationsentwicklung von der Ältesten Dryaszeit bis ins Präboreal zeigt das Pollenprofil von Föhrenmoos-Schuttannen S von Dornbirn (I. DRAXLER in OBERHAUSER, 1991). Weiteres zur Vegetationsgeschichte (vgl. Beitrag BURGA, in diesem Werk).

5 HOLOZÄN – NACHEISZEIT

Am Bodensee zeichnet sich am Schiener Berg-Ostsporn ein ältester spätglazialer Spiegelstand um 407 m ab (SCHMIDLE, 1942; SCHREINER, 1968). Im Alleröd ist bei Nonnenhorn ein Stand

durch einsetzende Torfbildung (B. FRENZEL in SCHWERD, 1986) um 405 m belegt. Im Argendelta bekunden Hölzer (WERNER in SCHWERD, 1986) im frühen Boreal einen solchen um 400–401 m. Im älteren Mesolithikum lag der Spiegel um 397 m, im jüngeren um 394 m, im Jüngeren Atlantikum um 398–399 m, in der Bronzezeit bei 393 m; zur Römerzeit erfolgte ein Anstieg auf 397 m (VONBANK, 1972); heute liegt der mittlere Pegel bei 395,74 m.

Im älteren und mittleren Holozän war der Abtrag bei geschlossener, zeitweise bis 400 m über die heutige reichender Bewaldung bescheiden. An den Talflanken ereigneten sich Felsstürze. Im Atlantikum brach der Sturz von Forst-Salez nieder (KOBEL und HANTKE, 1979), noch 1654 und 1760 erfolgten Stürze vom Breiter Berg (H. BERTLE in OBERHAUSER et al., 1986). An den Talhängen wanderten Tanne, Buche und Fichte ein. In den Auen wuchsen Laubmischwälder. Torfe belegen das Verlanden durch Schuttriegel gestauter Seen. An Fluss- und Seeufeln widerspiegeln urgeschichtliche Funde und Flurnamen die Ankunft des Menschen. Mündungsarme des Rheins zeigen die jüngste Entwicklung (Abb. 17; vgl. BURGA, in diesem Werk).

Im frühen Mittelalter stockten im Rheingau von Hohenems–Oberriet bis zum Bodensee lichte Eichen-Mischwälder. Noch um 1800 floss der Rhein durch Auenwälder; sie milderten Hochwasser, hielten Geschiebe zurück und nahmen den Rückstau der Zuflüsse auf. KRAPP, 1901; KAISER, 1989b und OBERHAUSER, 1991 haben Überschwemmungsdaten bis ins 11. Jh. aufgelistet. Im 13. und frühen 14. Jh. waren Hochwasser selten. In der «Kleinen Eiszeit» (1560–1860) wurden sie infolge Kälte-Rückfällen im Frühjahr, nasskalter Sommer mit später Schneeschmelze und Raubbau in den Bündner Wäldern (JÄCKLI, 1957), die zu Bodenfließen und Rutschungen führten, häufiger. Dies führte im Rheintal zu höherer Sedimentation, löste Überschwemmungen aus und brachte die Schifffahrt zum Erliegen (OBERHAUSER, 1991). Mit steigender Bevölkerung mehrte sich der Bedarf an Siedlungsraum, den in der Ebene nur überschwemmungssichere Plätze bieten konnten

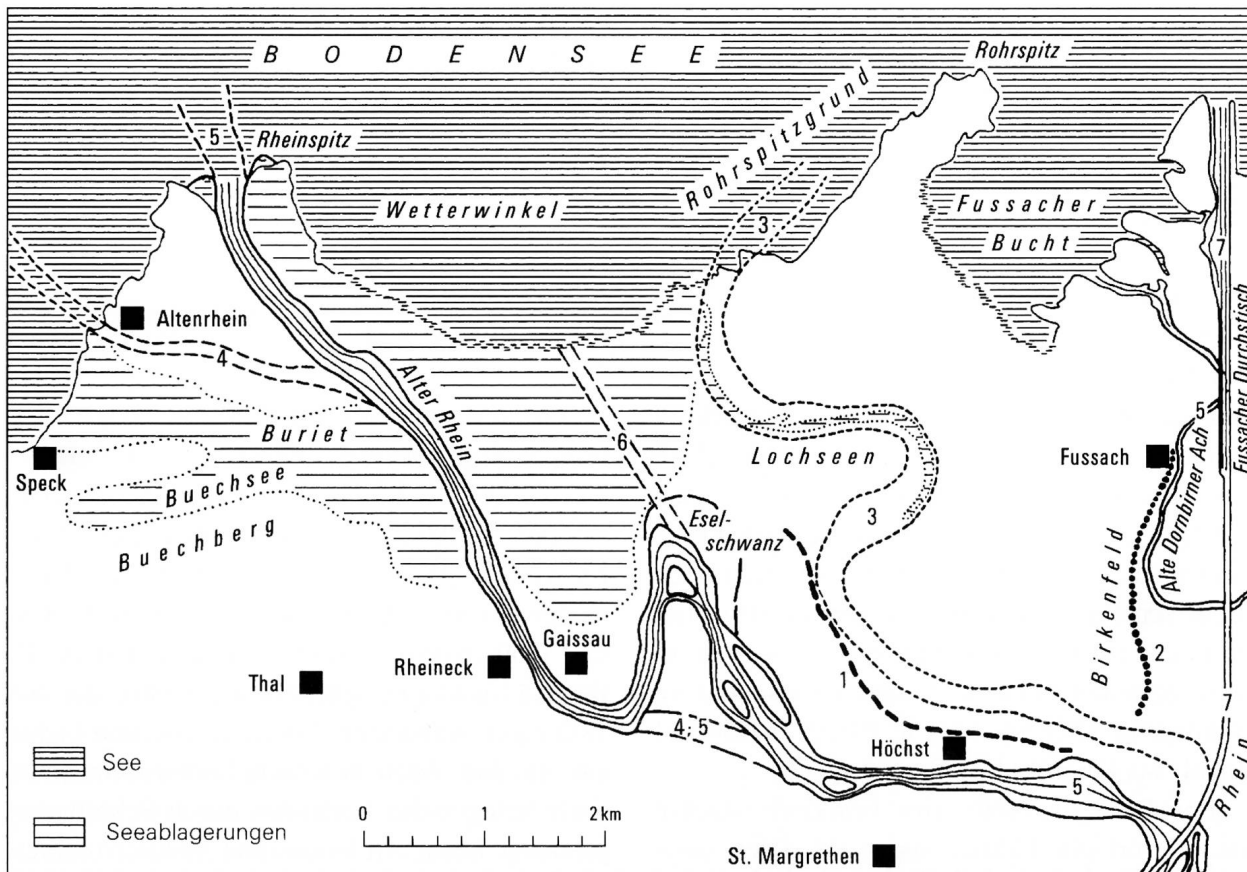


Abb. 17. Holozäne Mündungsläufe des Rheins in den Bodensee, nach WEBER, 1978; HANTKE, 1980, 1991, 2004.

- 1, 2 = vorrömisch
- 3 = Lauf zum Rohrspitz (Altwasserbecken)
- 4 = im 9. Jh. bei Rinismünd (= Altenrhein, SCHWAB 1827)
- 5 = bis 1900, seither Abflussrinne des Rheintaler Binnenkanals
- 6 = 1821 bei Hochwasser vom Rhein geschaffen
- 7 = 1900 eröffneter Fussacher Durchstich

(KAISER, 1992, 2003 und in diesem Werk). Nach eher trockener Zeit (1641–1706) verschlechterte sich das Klima erneut (PFISTER, 1999 und in diesem Werk). Im 18. und 19. Jh. ereigneten sich verheerende Hochwasser. «Bey 800 Jahre her weiss man von keinem so grossen Wasser als 1762 (11. Juli), so dass man von Sennwald an bis Lindau und Bregenz 12 Stund weit mit einem Schiff fahren konnte. Das Wasser stand 5–6, lokal 12–15 Schuh (= 3–3,75 m) und hatte eine Schlammdecke von 1–6 Schuh hinterlassen.» (WALSER, 1829); weitere folgten 1764 und 1768. Auf Manuskriptkarten von WALSER, 1766; RÖMER, 1769; ERATH, 1783; FEER, 1805; GEIGER und HALTNER, 1812; DUILE und NEGRELLI, 1826; ESCHMANN und ZIEGLER, 1854 (in

HANTKE, 2004) wurde der Lauf immer genauer dargestellt (KAISER, 1989a).

Bei den grössten Überflutungen im 19. Jh. (1817 mit höchstem Bodensee-Pegel, im St. Galler Rheintal 1834, 1855, 1860, 1868 und 1871, in Vorarlberg 1888 und 1890) wurde die Ebene von Atach bis zum Bodensee überflutet; nur Höchst blieb verschont. Im 20. Jh. ereigneten sich Hochwasser 1910 und 1927, als der Rhein das Liechtensteiner Unterland überflutete. Die Durchstiche von Fussach (1900) und Diepoldsau (1923) bewirkten Verkürzungen von 7,1 bzw. 2,88 km (BERGMEISTER und LEIPOLD-SCHNEIDER, 2000). Der Rhein wurde zum Kanal, der nach Büchel (links) und der Frutz-Mündung (rechts) keine Zuflüsse mehr aufnahm.

Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken

Tab. 1. Überblick über erdgeschichtliche Geschehen im Bereich Alpenrhein-Bodensee – oberem Hochrhein

Erdgeschichtliche Abschnitte		Klima-Charakter	Erdgeschichtliches Geschehen		Sedimente	Bodensee-Pegel
			in den Alpen	im Alpenrhein-Bodensee-Raum		
H o l o z ä n	heute	gemäßigt	hohe Schneegrenze	keine Überflutungen? (Dämme)	fluvial-limnisch	396 bis 399
	20. Jh.	gemäßigt	ansteigende Schneegrenze	Durchstiche: Fussach, Diepoldsau		
	19. Jh. «Kleine 17. Jh. Eiszeit»	gemäßigt	extreme Niederschläge,	Überflutungen/Hochwasser		
	15. Jh. Spät-Mittelalter	kühl gemässigt	tiefe Schneegrenze	Breiter Berg-Felsstürze		
	8. Jh. Früh-Mittelalter	gemäßigt	rel. hohe Wald- und Schneeegr.	Laubmischwälder		
	2000 a Römerzeit	gemäßigt	tiefe Wald- und Schneegrenze	Rhein-Mündung: Rinismünd		
	Eisenzeit	gemäßigt	relativ hohe Schneegrenze	Laubmischwälder		
	3000 a Bronzezeit	warm gemässigt	tiefe Schneegrenze	Rhein-Mündung: Rohrspitz		
	4000 a Neolithikum	gemäßigt	hohe Schneegrenze	Laubmischwälder		
	6000 a Atlantikum	gemäßigt/kühl	rel. hohe Wald- und Schneeegr.	Buchen-Tannenwälder		
Spät-Mesolithikum	gemäßigt	Forst-Salez-Bergsturz	Eichenmischwälder	398–399		
8000 a Boreal	kühl-gem./kühl	ansteigende Waldgrenze	Haselwälder	fluvial-limnisch	394	
Früh-Mesolithikum	gemäßigt		Föhrenwälder		400–401	
P l e i s t o z ä n	10000 a Jüngere Dryaszeit	kühl	Rhein-Gletscher: Hinterrhein	Wälder zerstört, Park-Tundra	glaz. Einfluss	405
	Alleröd-Interstadial	kühl gemässigt	ansteigende Waldgrenze	Föhren-Auen: Brederis 416 m	glaz. Einfluss	
	Ältere Dryaszeit	kühl	Rhein-Gletscher: Sufers			
	12000 a Bölling-Interstadial	kühl gemässigt		Park-Tundra		
	Älteste Dryaszeit	kalt-kühl	Flimser Bergsturz	Rohboden-Veg., Rhein-Gl.: Chur	glaz. Einfluss	
	20000 a Würm-Eiszeit II	kalt	markante Schlifffgrenzen	Rhein-Gl.: Rüdlingen	glazigen	
	25000 a Würm-Interstadial	kalt-kühl		Rhein-Gl.: Bodensee-Becken?		
	40000 a Würm-Eiszeit I	kalt	hohe Schlifffgrenzen	Rhein-Gl.: Buchberg SH	glazigen	
	70000 a Frühwürm-Interst.	kühl gemässigt	tiefe Waldgrenze	Nadelwälder		
	120000 a Letztes Interglazial	gemäßigt warm	hohe Waldgrenze	Laubmischwälder		
150000 a Spättriss-Eiszeit	feucht kalt		Rhein-Gletscher: Rümikon	glazigen		
Vorletztes Intergl.	gemäßigt warm	hohe Waldgrenze	Laubmischwälder			
350000 a Riss-Eiszeiten	feucht kalt	hohe Schlifffgrenzen	Rhein-Gletscher: Möhlin	glazigen		
Vorvorletztes Intergl.	gemäßigt warm	hohe Waldgrenze	Laubmischwälder			
Ält. Eiszeiten/Intergl.	kalt/warm		Rhein-Gl.: Rheinfelden	glaz./fluv.-limn.	460	
2 Mio. a Grösste Eiszeiten	feucht kalt	höchste Eisgrenze	Rhein-Gletscher: Basel	glaz./fluv.-limn.		
P l i o z .	Jung-Pliozän	warm/kalt		Einfüllung der Täler	glaz./fluv.-limn.	
	5 Alt-Pliozän	warm/kühl	Beginn Chamhalden-Moräne	Zerscherung mittell. Molasse		
M i o z ä n	6 Jüngstes Miozän	kühl-kalt	Helv. Decken am Alpenrand	Stauchung subalp. Molasse		
	12 Jüngeres Miozän	warm/kühl	Emporheben v. Gotth. u. Aarmassiv	Tannenbergl/Höchsten-Fächer	Obere	
	Jüng. Mittelmiozän	warm gemässigt	Überschiebung höhere Decken	Hörnli/Pfänder-Fächer	Süsswasser-M.	
	Mittl. Mittelmiozän	warm	Helv. Decken bewegen sich	sich verschmälerndes	Obere	
	Ält. Mittelmiozän	warm gemässigt	Helv. Decken ausgeschert	perialpines Randmeer	Meeresmolasse	
Frühes Miozän	warm	Vorgleiten der höheren Decken	Höhronen/Kronb./Gäbris-Fächer			
O l i g o z ä n	24 Jüngstes Oligozän	kühl-kalt	Vereisung Oberengadin–Como	Comasker Molasse mit Err.-Bl.	Untere	
	Jüngeres Oligozän	warm gemässigt	Hebung des Bergeller Massivs	Speer/Stockberg-Fächer	Süsswasser-Molasse	
	36 Mittleres Oligozän	warm	perialpines Randmeer	untiefer werdendes Randmeer	Unt. Meeres-M.	

Hochwasser ereigneten sich seither 1954, 1978 und 1987 mit 2665 m³/s Abflussspitze; 1999 und 2000 erreichten diese 1920 bzw. 1930 m³/s. Mit Ausnahme des an der Rhein-Mündung im Bau befindlichen Dammes entstanden keine Schäden (HANTKE, 2004).

6 AUSBLICK

Die künftige Entwicklung des Alpenrheins hängt vom orographischen und klimatischen Geschehen ab. Schon geringe Niveau-Veränderungen um Sargans, bedingt durch eine Kühlzeit mit rasch vorstossenden Seitengletschern, könnten bewirken, dass der Rhein dereinst nicht

mehr durchs Rheintal zum Bodensee fließen würde, sondern den um 70 km kürzeren Weg Walensee – Zürich – Turgi nach Koblenz nähme.

Für die Forschung gilt es, nebst konsequentem Hinterfragen bisheriger Vorstellungen und Methoden, dem Ablauf der tektonischen Vorgänge in den Alpen und im Vorland näher zu kommen, vermehrt Altersdaten aus Molasse und Talfüllungen zu gewinnen. Da die Gletscher mit ihren Mittelmoränen zu allen Kaltzeiten einen ähnlichen Verlauf nahmen, lassen sich ältere Eisstände und ihre Chronologie (Tab. 1) nur mit Fossilien, Pollenprofilen, magneto-stratigraphischen und Luminiszenz-Befunden präzisieren.

7 LITERATUR UND KARTEN

- ALLEMANN, F., SCHWIZER, B. & MARTIN, B. 1985, 2002. Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000, mit Erläut. von ALLEMANN, F. Regierung Fürstentums Liechtenstein; Landesbibl., Vaduz.
- D'AUJOURD'HUI, R. 1977. Ein altpaläolithischer Faustkeil aus Pratteln BL. Regio Basil. 18/1.
- BÄCHLER, E. 1921. Das Drachenloch ob Vättis im Taminatal. St. Gallen.
– 1936. Das Wildkirchli. St. Gallen.
– 1940. Das alpine Paläolithikum der Schweiz. Basel.
- BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A., WEBER, J. 1923. Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 8.
- BERGMEISTER, U. & LEIPOLD-SCHNEIDER 2000. Umstritten und freudig begrüsst – 100 Jahre Fussacher Durchstich 1900–2000. Montfort, Vschr. Gesch. und Gegenw. Vorarlb. 52/1, 49–80.
- BERGMEISTER, U. & OBERHAUSER, R. 1993. Rheindelta, Vorarlberger Rheintal mit Inselberg- und Talrandaufschlüssen im Helvetikum (Exkursion B am 15. April 1993). Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 75, 45–73, Stuttgart.
- BERLI, S. 1985. Zur Geologie des Sommersberges (Kte. St. Gallen und Appenzell AR). Ber. st. gall. naturw. Ges. 82, 109–145.
- BERTSCHINGER, H., GARTMANN, R., KOBEL, M., LOACKER, H., WEBER, E., BÜHLER, A., CAMENISCH, I., DICKENMANN, M. & NÄNNY, P. 1978. Grundwasserstrom des Alpenrheins. Wasser, Energie, Luft 70/5, 95–172.
- BLUMRICH, J. 1921. Geologie des Riedersteins und Ölrains in Bregenz. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 49, 5–24.
- BOLLIGER, T. 1992. Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). Docum. naturae 75, 1–296, München.
– 1996. Drei neue Kleinsäugerfaunen aus der miozänen Molasse der Ostschweiz (MN 3 und MN 7/8). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 202(1), 95–110.
– 1998. Age and geographic distribution of the youngest Upper Fresh Water Molasse (OSM) in eastern Switzerland. Eclogae geol. Helv. 91(3), 321–332.
– EBERHARD, M. 1989. Neue Faunen und Florenfunde aus der Oberen Süsswassermolasse des Hörnligebietes (Ostschweiz). Vjschr. naturf. Ges. Zürich 134(2), 109–138.
- FEJFAR, O., GRAF, H. R., KÄLIN, D. 1996. Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). Eclogae geol. Helv. 89(3), 1043–1048.
- EBERHARD, M. 1988. Die Entwicklung von Sedimentation, Flora, Fauna, Klima und Relief von Mittelmiozän bis Quartär zwischen Arlberg (Vorarlberg/Tirol) und Adelegg (Allgäu). Diss. ETH Zürich.
- EBERLE, M. 1987. Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. Eclogae geol. Helv. 80(2), 193–206.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, HP., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. 1982, 2000. Blatt 1115 Säntis. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 78, Erläut. von FUNK, HP., HABICHT, K. †, HANTKE, R., PFIFFNER, O. A., KOBEL, M. Schweiz. Geol. Komm., BA Wasser und Geologie.
- FREI, R. 1914. Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 37. Schweiz. Geol. Komm.
- GEIGER, E. 1943. Blätter 56–59 Pfyn-Märstetten-Frauenfeld-Bussnang. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 10, mit Erläut. Schweiz. Geol. Komm.
- GERSBACH, E. 1969. Urgeschichte des Hochrheins. Funde und Fundstellen in den Landkreisen Säckingen und Waldshut. Bad. Fundber., Sonderheft 14.
- GRAAFF, L. W. S., DE 1993a. Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. N. F. 75, 329–363.
– 1993b. Zur Altersbestimmung eines Mammut-Zahnes (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. Schr. Vorarlb. Landesmus. Bregenz.
- GRAF, H. R. 1993. Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. Diss. ETH Zürich Nr. 10205, 151 pp.
– 2003. Geschichte des unteren Thurtales. Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 7–29.
- GUTZWILLER, A. 1900. Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell. Eclogae geol. Helv. 6(4), 371–374.
- GUYAN, W. U. & STAUBER, H. 1941. Die zwischen-eiszeitlichen Kalktuffe von Flurlingen (Kt. Zürich). Eclogae geol. Helv. 34, 321–326.

Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken

- HANTKE, R. 1954. Die fossile Flora der obermiozänen Öhninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 80(2), 26–118.
- 1970. Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 115(1), 101–126.
 - 1980, 1983. Eiszeitalter 2, 3: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott, Thun, 703, 730 pp.; ecomed Landsberg/Lech.
 - 1979. Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit. Ber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. N. F. 61, 31–40.
 - 1987. Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Reintals. Mitt. geol. Ges. Wien 80, 207–228.
 - 1989. Kühl- und kaltzeitliche Klimaindizien im Jungtertiär der Schweiz, des Allgäues und einiger Nachbargebiete. Geol. Bavarica 94, 447–457.
 - 1991. Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott, Thun, 309 pp.
 - 1992a. Die Entstehungsgeschichte des Alpenrheintals. In: «Der Alpenrhein und seine Regulierung», INTERNATIONALE RHEINREGULIERUNG 1892–1992. BuchsDruck und Verlag, 20–30.
 - 1992b. Zur Genese des Alpen-Rheintals. Jb. geol. Bundesanst. Wien 134(4), 847–856.
 - 1993. Flussgeschichte Mitteleuropas. Enke, Stuttgart, 460 pp.
 - 2003, 2004. Blatt 1076 St. Margrethen (Westhälfte) und 1096 Diepoldsau (Westhälfte) mit NW-Ecke von Blatt 1116 Feldkirch. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 108, mit Erläut. BA Wasser und Geologie.
 - KURIGER, E. 2003. Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete. Ber. schwyz. naturf. Ges. 14, 9–34.
 - MÜLLER, E. R., SCHEIDEGGER, A. E., WIESMANN, A. 2003. Der Molasse-Schuttfächer des Ottenbergs und der Lauf der Thur seit dem jüngeren Tertiär. Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 85–111.
 - OBERLI, U., GREGOR, H.-J. 2006. Mittelmiozäne Floren von Wattwil (Kt. St. Gallen). Docum. naturae, 157 pp.
 - WAGNER, G. 2003. Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 53–84.
 - WAGNER, G. 2004. Eiszeitliche Mittelmoränen im Bereich des Alpenrheins. Terra plana 2004(4), 30–35.
- HEER, O. 1865. Die Urwelt der Schweiz. Schulthess, Zürich. 2. Aufl. 1879, 1883.
- HEIERLI, H. 1986. Zur geologischen Geschichte von Bodensee und Rheintal. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 104, 163–175.
- HEIM, ALB. 1919, 1921. Geologie der Schweiz 1, 2(1). Tauchnitz, Leipzig, 704 pp.
- HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J. 1917. Geologische Karte der Alviergruppe 1:25 000. Geol. Spez.-Karte 80. Schweiz. Geol. Komm.
- HEIM, ARN. & GAMS, H. 1918. Interglaziale Bildungen bei Wildhaus (St. Gallen). Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 63 (1–2).
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. 1982, 1983. Blatt 82 Bregenz. Geol. Karte Rep. Österreich 1:25 000, mit Erläut. Geol. B-Anst. Wien.
- HOFMANN, F. 1951. Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süswassermolasse) und zur Bodenseegeologie. Tätigk.-Ber. (Jb.) st. gall. natw. Ges. 74, 3–87.
- 1958. Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tanenberg NW St. Gallen. Eclogae geol. Helv. 50(2), 477–482.
 - 1973. Blatt 1074 Bischofszell. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 65, mit Erläut. Schweiz. Geol. Komm.
 - 1974. Geologische Geschichte des Bodenseegebietes. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 92, 251–273.
 - 1976. Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing. 42(102), 1–16.
 - 1981. Blatt 1031 Neunkirch. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 74, mit Erläut. Landeshydrol. und -geol.
 - 1997, 2000. Blatt 1011/12 Beggingen (Südhälfte) mit SW-Anteil von Blatt Singen. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 97, mit Erläut. von HOFMANN, SCHLATTER, R. & WEH, M. Landeshydrol. und -geol.
 - 2003. Rekonstruktion der Entstehungsgeschichte der Oberen Süswassermolasse (OSM) im Kanton Thurgau mit sedimentpetrographischen Methoden – Materialherkunft, Transport und Sedimentation – Zusammenhänge mit der Entstehung der Alpen. Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 31–51.
- HÜBSCHER, J. 1961, 1964. Blatt 1032 Diessenhofen. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 38, Erläut. von HOFMANN, F. & HANTKE, R. Schweiz. Geol. Komm.
- JÄCKLI, H. 1957. Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes – Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
- JÄGER, E. & HANTKE, R. 1984. Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. Geol. Rdsch. 73(2), 567–575.

- KAISER, M. 1989a, b. Rheinkarten und Rheinpläne aus 375 Jahren. Hochwasser und Überschwemmungen am Alpenrhein. – Werdenberger Jb. 1990, 30–43, 67–81, Buchs.
- 1992. Die alten Rheindörfer. In: «Der Alpenrhein und seine Regulierung», INTERNATIONALE RHEIN-REGULIERUNG 1892–1992. BuchsDruck und Verlag, 67–74.
- 2003. Alpenrhein und Landschaftswandel. In: «Sankt Galler Geschichte 6». Kanton St. Gallen.
- KÄLIN, D. 2003. Der Wellenberg bei Frauenfeld – die jüngsten Anteile der Oberen Süsswassermolasse der Ostschweiz: biostratigraphische Daten und tektonische Implikationen. Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 125–147.
- KELLER, O. 1988. Ältere spätwürzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Phys. Geogr. Univ. Zürich 27, 2 Bde., 241, 291 pp.
- 1990. Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. Werdenberger Jb. 3, 12–19, Buchs.
- 1994. Entstehung und Entwicklung des Bodensees: ein geologischer Lebenslauf. Wiss. u. Stud., 33–92.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1994. Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. Ber. st. gall. naturw. Ges. 87, 31–40.
- 2005. Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 150(1–2), 19–32 und 150(3–4), 69–85.
- KLEIBER, K. 1938. Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. Ecl. geol. Helv. 30(2), 419–430.
- KOBEL, M. & HANTKE, R. 1979. Zur Hydrogeologie des Rheintales von Sargans bis zum Bodensee (Exkursion E am 19. April 1979). Ber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. 61, 79–86.
- KRAPF, PH. 1901. Die Geschichte des Rheines zwischen Bodensee und Ragaz. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 30, 119–222.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. 1989. Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodenseeraum. Vermess., Photogramm., Kulturtech. 1(89), 8–12.
- 1996. Hydrographie des Bodenseeraumes während der letzten Vorlandvereisung. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 114, 111–143.
- LEMCKE, K. 1985. Flussfracht von Ur-Main und Ur-Naab in der Schweiz und im deutschen Molassebecken. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing. 51(121), 13–21.
- LUDWIG, A. 1917. Über die Entstehung des Rheintales und des Bodensees. Ber. st. gall. naturw. Ges. 54, 1–34.
- SAXER, F. †, EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H. 1949, 1960. Blatt St. Gallen-Appenzell (222–225). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 23, Erläut. von EUGSTER, FRÖHLICHER, SAXER. Schweiz. Geol. Komm.
- LÜDI, W. 1953. Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich 27.
- OBERHAUSER, R. 1982, 1991. Blätter 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd, mit Erläut. Geol. Karte Rep. Österreich 1:25 000. Geol. B-Anst. Wien.
- 1992a. Der Untergrund des Rheintales zwischen Illmündung und Bodensee. In: Internat. Rheinregulierung 1892–1992: Der Alpenrhein und seine Regulierung. BuchsDruck und Verlag, 31–33.
- 1992b. Zur Problemverzahnung von Geologie, Landschaft-, Ur- und Frühgeschichte bei der Frage, ob in Lustenau Felsuntergrund in geringer Tiefe vorhanden sei. Schr. Vorarlb. Landesmus., A 5, Bregenz, 19–22.
- 1994. Blätter 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord mit Anteilen von 81 Bodensee und 82 Bregenz. Geol. Karte Rep. Österreich 1:25 000. Geol. B-Anst. Wien.
- OBERHAUSER, R. et al. 1986. Exkursionsführer zur Wandertagung in Dornbirn mit Exkursion in Vorarlberg und Tirol mit Übertritt in die Schweiz und Liechtenstein. Österr. geol. Ges. 4, Wien.
- OBERHOLZER, J. 1920. Geologische Karte der Alpen zwischen Linth und Rhein 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 63. Schweiz. Geol. Komm.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901–1909. Die Alpen im Eiszeitalter 1, 2. Tauchnitz, Leipzig.
- PFISTER, CH. 1999. Wetternachhersage – 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen 1496–1995. Haupt, Bern.
- PREUSSER, F. & GRAF, H. R. 2002. Erste Ergebnisse von Luminiszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 84, 419–438.

Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken

- RENZ, H. H. 1937. Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. Jb. st. gall. naturw. Ges. 69 (1938), 1–128, als Diss. 1937.
- RÖMER, J. C. 1769. Der Rheinlauff durch das ganze Rheintal, samt Wuhungen, Dämmen und einer genauen Lage der Oerter gegeneinander, welche auf beiden Seiten sich befinden, 1:14 811. Orig. Staatsarchiv St. Gallen, verkl. Reprod. in BERTSCHINGER, H. et al. 1978.
- SAXER, F. 1964, 1965. Blatt 1075 Rorschach. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 45 mit Erläut. Schweiz. Geol. Komm.
- SCHLÄFLI, A. & HOFMANN, F. ed. 1999. Geologie des Kantons Thurgau. Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte 1:50 000. Mitt. thurg. naturf. Ges. 55, 1–101.
- SCHLATTER, R. et al. 1987. Der Rheinfl. – Njbl. naturf. Ges. Schaffhausen 39, 1–54.
- SCHMID, E. 1958. Höhlenforschung und Sedimentanalyse – Ein Beitrag zur Datierung des Alpinen Paläolithikums. Basel.
– 1961. Neue Grabungen im Wildkirchli (Ebenalp, Kt. Appenzell) 1958/59. Ur-Schweiz 25.
- SCHMIDLE, W. 1922. Die Geologie des Bodenseebckens. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 50, Lindau.
– 1942. Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoss des Konstanzer Gletschers. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 68 (1941/42), 109–142, Friedrichshafen.
- SCHNEIDER, J. M. 1925. Das st. gallische Rheintal, kein Glazialerosionstal. Eclogae geol. Helv. 19(1), 162–165.
- SCHREINER, A. 1968. Untersuchungen zur Entstehung des Bodensees. Schr. Ver. Gesch. Bodensees 86, 283–294.
– 2003. Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. Abh. L-Amt Geol. Rohst. Bergbau 15, Freiburg Br.
– et al. 1992. Geologische Karte Hegau und westlicher Bodensee 1:50 000, 3. Aufl., Erläut. Geol. L-Amt Baden-Württemberg.
- SCHWAB, G. 1827. Der Bodensee nebst dem Rheintale von St. Luziensteig bis Rheinegg. Stuttgart und Tübingen.
- SCHWERD, K. 1986. Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee). Geol. Bavarica 90, 17–90, München.
– ZEH, U. 1986. Blatt 8424 Lindau (Bodensee). Geol. Karte Bayern 1:25 000. Bayer. Geol. L.-Amt, München. Geol. Bavarica 90.
- STAUB, R. 1934. Grundzüge alpiner Morphologie. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 69(1).
- VONBANK, E. 1972. Die römischen Hafenumauern am Bregenzer Leutbühel. Montfort, Vjschr. Gesch. Gegenw. Vorarlb. 24, 256–259.
- WAGNER, G. 2001. Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz – Eine morphologische Studie. Eclogae geol. Helv. 94(2), 221–235.
– 2004. «Das Mittelmoränen-Modell aus wissenschaftlicher Sicht». Dublik auf die Replik von GRAF et al. in der Vierteljahrsschrift 148/3. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 149(2), 1–4.
- WALSER, G. 1829. Appenzeller Chronik, 3. Trogen.
- WEBER, A. 1928. Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. Mitt. naturw. Ges. Winterthur 17/18 (1927–1930), 1–92, als Diss. 1928.
- WEBER, R. 1978. Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse und im Holozän des untersten St. Galler Rheintales. Dipl.-Arb. Geol. Inst. ETH Zürich (unpubl.).
- WELTEN, M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz. Neue Folge, 156. Lieferung, Bern, 174 pp. und Diagrammheft.
– 1988. Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 162 (Neue Folge). Bern, 40 pp.