

Zeitschrift: Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber: Thurgauische Naturforschende Gesellschaft
Band: 59 (2003)

Artikel: Geschichte des unteren Thurtales
Autor: Graf, Hans Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-593865>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 03.05.2025

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

Geschichte des unteren Thurtales

HANS RUDOLF GRAF

Mitt. thurg. naturf. Ges.	59	23 Seiten	11 Abb. – Tab.	– Tafel	Frauenfeld 2003
---------------------------	----	--------------	-------------------	------------	-----------------

1 EINLEITUNG

Seit 1989 befasst sich der Autor mit der eiszeitlichen Geschichte der Nordschweiz, zunächst im Rahmen der Dissertation (GRAF 1993), dann für die (zum Teil noch laufende) Aufnahme mehrerer Blätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 (Zurzach, Baden, Bülach, Eglisau), für mehrere kleinere Publikationen und schliesslich für Forschungsprojekte des Bundesamtes für Wasser und Geologie (BWG, Geologische Landesaufnahme). Aus diesen Erfahrungen resultiert ein recht umfassender Überblick über die Landschaftsgeschichte der Nordschweiz im Eiszeitalter.

In der älteren Literatur taucht das untere Thurtal in mehr oder weniger heutigem Verlauf als paläogeographisches Element schon bei Rekonstruktionen des Gewässernetzes der plio-pleistozänen Ablagerungen auf (z.B. FREI 1912). Diese Talung wurde als altes Landschaftselement betrachtet. Das nun zur Verfügung stehende umfangreiche Datenmaterial ermöglicht eine Revision dieser Auffassung und eine detailliertere Rekonstruktion der Geschichte des unteren Thurtales und seiner Umgebung (Abbildung 1).

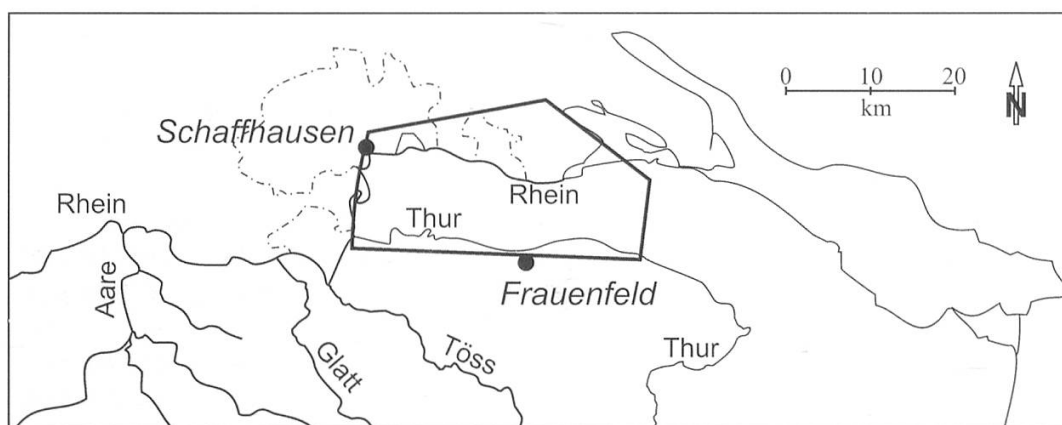


Abbildung 1: Geographische Übersichtsskizze über das besprochene Gebiet der Nordostschweiz (schwarzer Rahmen: «unteres Thurtal»)

2 GRUNDSÄTZLICHES ZUM EISZEITALTER IN DER NORDSCHWEIZ

2.1 DAUER UND EINTEILUNG

Gemäss der heute gültigen internationalen geologischen Zeittabelle begann das Quartär vor 1,8 Millionen Jahren. Die Typuslokalität für diese Grenzziehung befindet sich bei Vrica in Süditalien (AGUIRRE & PASINI 1985). Die Definition beruht auf markanten Veränderungen der marinen Fauna in diesem Profil. Es zeigte sich mittlerweile, dass bereits vorher, also im späten Pliozän, markante Vereisungen stattgefunden haben. Die ältesten entsprechenden Hinweise deuten auf einen Beginn der Vereisungen vor rund 2,6 Millionen Jahren. Eine Zeit lang waren denn auch Bestrebungen im Gange, diese Grenzziehung zu revidieren, weil unter anderem vor rund 2,6 Millionen Jahren offenbar klarere faunistische Änderungen aufgetreten sind (z.B. MORRISON & KUKLA 1998). Eine Grenzziehung bei dieser Zeitmarke hätte zudem den Vorteil gehabt, dass sie gut mit der Grenze zwischen den paläomagnetischen Epochen Matuyama und Gauss übereinstimmt. Damit wäre es grundsätzlich möglich gewesen, die Pliozän-Pleistozän-Grenze auch in geeigneten Ablagerungen auf dem Festland erfassen zu kön-

nen. Die gültige Grenzziehung hat zur Folge, dass nicht einfach vom «Quartär» gesprochen werden kann, wenn der gesamte Zeitabschnitt der känozoischen Vereisungen gemeint ist. Deshalb wird in dieser Publikation jeweils der Begriff «Eiszeitalter» (bzw. «eiszeitlich») verwendet.

Die Magnetostratigraphie spielt auch bei der Abgrenzung von Unter- und Mittelpleistozän die entscheidende Rolle. Sie wird anhand der Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Epochen Brunhes und Matuyama festgelegt (auf ca. 780'000 Jahre, RICHMOND 1996). Die Ablagerungen des Unterpleistozäns wurden während der dominant invers magnetisierten Matuyama-Epoche gebildet (also während einer Zeit mit gegenüber dem heutigen Zustand umgekehrt polarisierten Erdmagnetfeld), diejenigen des Mittel- und Oberpleistozäns in der normal magnetisierten Brunhes-Epoche. Die Grenze Mittel-/Oberpleistozän schliesslich wird mit dem Beginn des letzten Interglazials definiert.

Wie kann diese chronostratigraphische Gliederung für die Schweiz umgesetzt werden? Im nördlichen Alpenvorland wurden verschiedene Lockergesteinsabfolgen paläomagnetisch untersucht. Besonders wichtig sind dabei die Lokalitäten Thalgut (BE) und Allschwil (BL). Die für die Schweiz bedeutendste Lockergesteinsabfolge aus einer heutigen Talfüllung ist die Bohrung in der Kiesgrube Thalgut im Aaretal südöstlich von Bern (FORSTER 1991). Das gesamte Lockergesteinsprofil, welches eine relativ vollständige Sedimentabfolge mehrerer Kalt-Warm-Zyklen umfasst (u.a. Hochterrassen-Äquivalente), weist eine normale Magnetisierung auf. Die nächst älteren pleistozänen Ablagerungen der Schweiz stellen nach heutigen Kenntnissen die Tieferen Deckenschotter dar. In einer ehemaligen Kiesgrube in Allschwil wies eine paläomagnetisch untersuchte feinkörnige Linse im obersten Abschnitt der dortigen Tieferen Deckenschotter eine inverse Magnetisierung auf (Mitt. C. SCHLÜCHTER & T. FORSTER). Die Lokalität Allschwil lieferte somit den bisher jüngsten Nachweis einer inversen Magnetisierung in den eiszeitlichen Ablagerungen der Nordschweiz. Auf Grund dieser Befunde wird die Grenze Unteres/Mittleres Pleistozän für die Nordschweiz vorläufig mit dem Übergang von den Tieferen Deckenschottern zu den Ablagerungen der Hochterrassen definiert. Das Mittelpleistozän endet mit dem Beginn des letzten Interglazials (z.B. «Eem» von Gondiswil; WEGMÜLLER 1992).

2.2 HISTORISCHER RÜCKBLICK

Die heute in der Schweiz noch weit verbreitete Gliederung des Eiszeitalters beruht auf der für die damalige Zeit bahnbrechenden Publikation von A. PENCK und E. BRÜCKNER («Die Alpen im Eiszeitalter» 1901–09). Die beiden Autoren definierten hauptsächlich anhand der unterschiedlichen Höhenlage und Ausbildung fluvioglazialer Schotter sowie deren Verknüpfung mit glazigenen Ablagerungen im süddeutschen Raum ihre vier, heute «klassischen» Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm. Im Laufe des vergangenen Jahrhunderts wurde diese Viergliederung von verschiedenen deutschen Forschern sukzessive erweitert. EBERL (1930) führte die Donau-Eiszeit als älteste bis dato bekannte Eiszeit ein, SCHAEFER (1953) die noch ältere Biber-Eiszeit und SCHREINER & EBEL (1981) die zwischen Günz und Mindel liegende Haslach-Eiszeit.

Bereits PENCK & BRÜCKNER (1901–09) stellten ausserdem innerhalb der «Riss»-eiszeitlichen Abfolgen eine weitergehende Gliederung fest. Sie unterschie-

den «Älteres Riss» bzw. «Zungenriss», «Doppelwall-Riss», «Jüngeres Riss». Die weitere Erforschung des Eiszeitalters im süddeutschen Raum zeigte, dass diese morphostratigraphische Gliederung auch klare klima- und stratigraphische Implikationen aufwies, indem die Sedimente der «Riss»-Untergliederungen jeweils durch interglaziale Bildungen getrennt werden (vgl. ELLWANGER et al. 1999). Später wurde für die «Würm»-Eiszeit eine zusätzliche, vom Hauptvorstoss zeitlich deutlich getrennte Vergletscherungsphase, das «Frühwürm», in die Diskussion eingebracht (z.B. FRENZEL 1991).

Die erwähnte Viergliederung des Eiszeitalters wurde in der Schweiz, im Gegensatz zu Süddeutschland, im letzten Jahrhundert kaum erweitert. Verschiedene Ansätze wurden zwar diskutiert (z.B. MÜHLBERG 1905, BECK 1933, BUGMANN 1958, 1961), konnten sich aber schliesslich nicht durchsetzen (vgl. HANTKE et al. 1967, 1978–81). Erst in den 80-er Jahren wurde unter anderem durch den Anfang der detaillierten Untersuchung der Lockergesteinsfüllungen der glazialen Becken der erweiterte erdgeschichtliche Inhalt der «Riss»- und «Würm»-zeitlichen Sedimente (bzw. Hoch- und Niederterrassen) klar erkannt (z.B. SCHLÜCHTER 1988/89), was die bisherige Korrelierung mit dem süddeutschen Schema in Frage stellte (vgl. SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996). Zum gleichen Schluss führte auch eine Neubearbeitung der bislang mit Günz- und Mindel-Eiszeit korrelierten Deckenschotter der zentralen Nordschweiz (GRAF 1993, 2000).

2.3 GLIEDERUNG DES EISZEITALTERS IN DER NORDSCHWEIZ

Die Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen der Nordschweiz (exklusiv des letzt-eiszeitlichen Spätglazials), wie sie sich auf Grund der bisherigen Untersuchungen des Autors darstellt, ist in Abbildung 2 wiedergegeben. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die morphologische Gliederung der Ablagerungen nach wie vor eine Bedeutung hat, die einzelnen morphostratigraphischen Einheiten (z.B. Höhere Deckenschotter) intern aber gliederbar sind. Darin liegt wohl der Grund, dass die lange Zeit schwerpunktmässig geomorphologisch angegangene Eiszeitforschung in der Nordschweiz keine mit der süddeutschen Gliederung vergleichbaren Resultate erbrachte. Damit wird klar, dass der zeitliche und klimageschichtliche Inhalt der betrachteten Ablagerungen gegenüber der klassischen Ansicht wesentlich grösser ist. Besonders deutlich wird dies durch den Fund einer mindestens 1,8 Millionen Jahre alten Säugerfauna in den Höheren Deckenschottern des Irchels (BOLLIGER et al. 1996, vgl. Kapitel 4.1).

Die wichtigsten Altersangaben für die in Abbildung 2 wiedergegebene Einstufung der einzelnen Vergletscherungen stammen aus dem Zeitbereich nach der letzten Warmzeit aus dem Profil von Gossau (Schieferkohlen: SCHLÜCHTER et al. 1987; Deltaschotter und Hochflutablagerungen: PREUSSER 1999), für die letzte Warmzeit aus dem Profil Gondiswil (WEGMÜLLER 1992) und für den Grenzbereich Plio-Pleistozän von der erwähnten Kleinsäugerfauna vom Irchel.

2.4 DER BEGINN DES THURTALES

2.4.1 Zur Namensgebung einstiger Flüsse und Täler

In diesem Kapitel soll kurz «quasi-philosophisch» darüber nachgedacht werden, welche Voraussetzungen denn eine bestimmte Talung erfüllen muss, um als «Thurtal» bezeichnet werden zu können.

Eiszeitforscher tendieren dazu, einmal erkannte, bzw. postulierte frühere Talläufe nach heute existierenden Fliessgewässern zu benennen. Wenn im Laufe der Zeit bedeutende paläogeographische Veränderungen des Gewässernetzes auftraten, gewisse Flüsse möglicherweise ihren Oberlauf einst im Bereich eines anderen (heutigen) Flusses hatten und die Zusammenführung erst später geschah, kann dies zu nomenklatorischen Unklarheiten führen. So erhielt z.B. der Oberrheingraben vermutlich einst Sedimente von einem Fluss, dessen Oberlauf im Bereich des heutigen Aaretals lag. Dennoch wird im Oberrheingebiet für den entsprechenden Zeitraum vom Rhein- und nicht vom Aaretal gesprochen. Welcher Abschnitt eines heutigen Flusses ist für seine Namensgebung relevant? Offenbar ist der Standort des jeweiligen Beobachters für die Verwendung der Bezeichnungen wichtig.

Für das Thurtal stellt sich dieses Problem gleich in zweifacher Hinsicht, nämlich einerseits bezüglich des Rheintals im Sinn einer Verbindung zwischen dem St. Galler Rheintal und dem Oberrheingraben, und andererseits bezüglich des Thurtals als separates, südlich des heutigen «Rheintals» gelegenes Landschaftselement. Der Oberlauf der Thur liegt in der Subalpinen Molasse und zum Teil im Helvetikum und verläuft etwa nach NNW. Bei Wil folgt eine Umbiegung nach E bzw. NE, bis bei Bischofszell eine westliche Richtung eingeschlagen wird. Dieser mehrfache Wechsel in der Laufrichtung des Tales lässt auf eine mehrphasige Geschichte des heutigen Thurtals schliessen. Der Talverlauf oberhalb von Bischofszell kann z.B. dahingehend interpretiert werden, dass einst (vielleicht im Pliozän?) das obere Thurtal in Richtung Bodensee und Donau entwässerte (KELLER 1994). Vielleicht bestand damals auch eine Talung im Bereich des heutigen Rheintals, welche ebenfalls nach Osten entwässerte (dieser Abschnitt des heutigen Thurtals könnte also ein «Ur-Rhein» sein).

Von einem Thurtal kann dann gesprochen werden, wenn eine Verbindung des St. Galler Rheintals mit dem Oberrheingraben existierte und zudem nachgewiesen werden kann, dass die diskutierte Talung (oder Rinne) von einem weiter nördlich gelegenen «Rheintal» eindeutig abzugrenzen ist.

2.4.2 Die Bodensee-Oberrhein-Verbindung

Wie oben angedeutet gibt es geomorphologische Hinweise, dass das Gebiet nordöstlich einer Linie Randen – Irchel – Hörnli – Alpstein einst zur Donau hin entwässerte. Zu diesem Zeitpunkt existierte also noch keine Talverbindung zwischen dem heutigen St. Galler Rheintal und dem Oberrheingraben. Bis vor wenigen Jahren schien es einfach, den Zeitpunkt des Beginns dieser Verbindung anzugeben. Die ältesten bekannten eiszeitlichen Lockergesteine zwischen Bodensee und Klettgau sind die Höheren Deckenschotter (vgl. Kapitel 4.1), welche seit PENCK & BRÜCKNER (1901–09) zur Günz-Eiszeit gestellt wurden. Demnach hätte also seither die Bodensee-Oberrhein-Verbindung bestanden.

Die Schmelzwässer, welche die erwähnten Deckenschotter ablagerten, flossen zum Oberrheingraben, ebenso wie diejenigen der Höheren Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Die Höheren Deckenschotter beider Gebiete weisen demnach einen Bezug zur gleichen Erosionsbasis auf, weshalb anzunehmen ist, dass in beiden Gebieten eine in groben Zügen vergleichbare Morphogenese stattfand. Deshalb können alle Höheren Deckenschotter in erster Näherung zur gleichen morphostratigraphischen

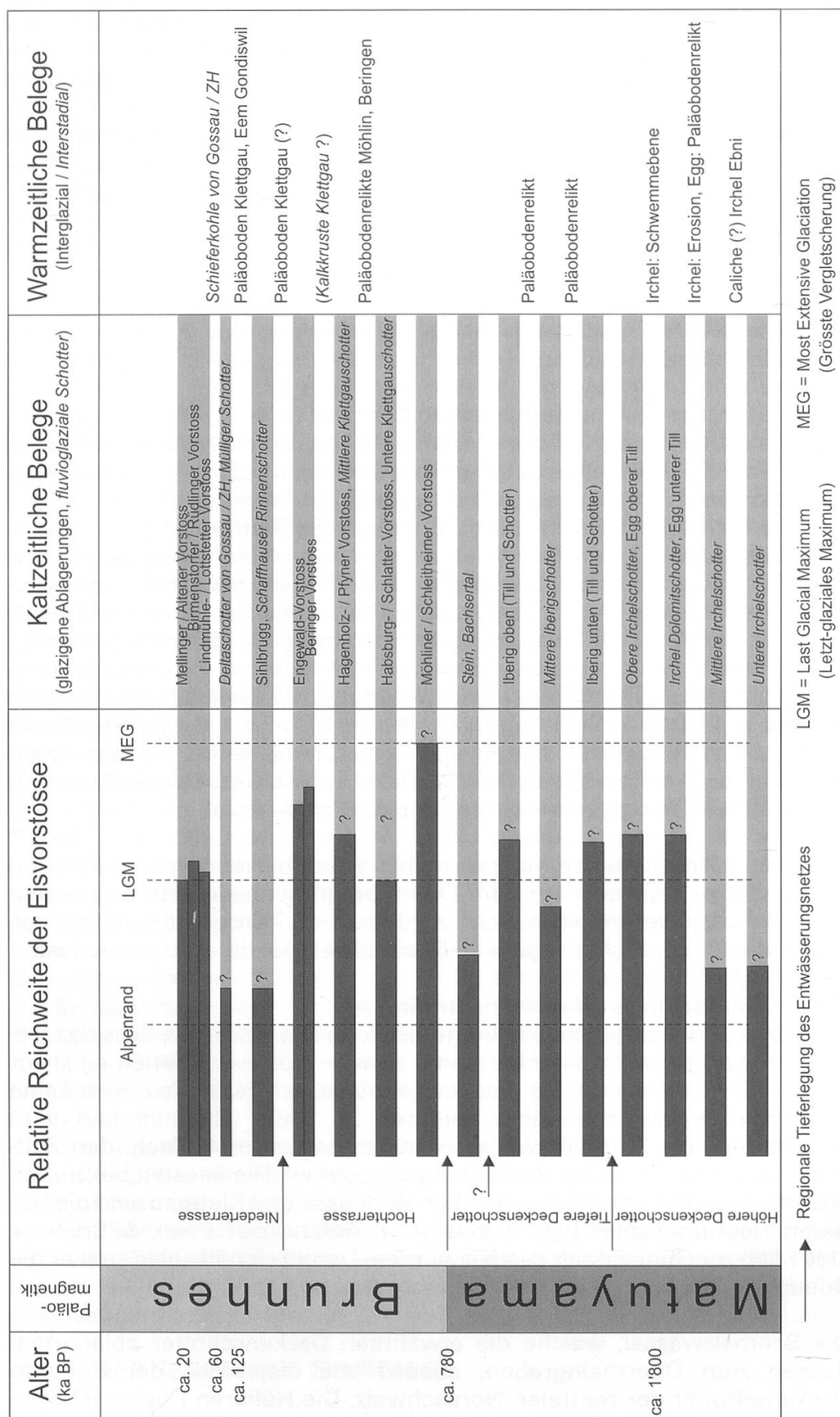


Abbildung 2: Stratigraphisch-paläoglaziologisches Schema der Vergletscherungen im nördlichen Alpenvorland (aus MÜLLER et al. 2003), ergänzt; Darstellung in Anlehnung an SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996)

Einheit gestellt werden. Heute ist bekannt, dass die Höheren Deckenschotter des Irchels (und damit wohl diejenigen der Zentralen Nordschweiz generell) eher in den Zeitbereich der Biber- und Donau-Eiszeiten zu stellen sind (vgl. Kapitel 4.1). Folglich muss diese Möglichkeit auch für die Höheren Deckenschotter zwischen Bodensee und Klettgau in Betracht gezogen werden. Es ist also durchaus möglich, dass die Bodensee-Oberrhein-Verbindung bereits in einem frühen Abschnitt des Eiszeitalters entstand.

3 DATENGRUNDLAGEN

Die Komplexität und Kleinräumigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen erfordert ein breit gefächertes Instrumentarium von Methoden und eine hohe Datendichte zu ihrer Entschlüsselung. Folgende Datensätze (und weitere) sind darum aufzubauen:

- Lithostratigraphie (inkl. Pedologie, Geophysik, Hydrogeologie usw.)
- Geomorphologie (genetische Deutung von Felsoberfläche und Geländeoberfläche)
- Sedimentologie (Analyse von Ablagerungsräumen, Dynamik der Veränderung)
- Sedimentpetrographie (Leitgesteine, Geröll- und Schwermineralspektren usw.)
- Altersdatierungen (Biostratigraphie, physikalische Datierungen, Paläomagnetik usw.)

Es kann hier nicht auf alle Punkte und deren methodische Aspekte eingegangen werden, dazu sei z.B. auf GRAF (in red.1) verwiesen. In den folgenden Kapiteln soll nur kurz auf gewisse, für das in der vorliegenden Arbeit behandelte Gebiet wesentliche Gesichtspunkte hingewiesen werden.

3.1 LITHOSTRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die Basis für jede geologische Untersuchung und erdgeschichtliche Rekonstruktion bildet eine eingehende Untersuchung der relativ-zeitlichen Abfolge der Entstehung der vorhandenen Ablagerungen. Zur Entschlüsselung der durch eine ausgeprägte Kleinräumigkeit gekennzeichneten eiszeitlichen Ablagerungen ist ein sehr grosser zeitlicher Aufwand für Felduntersuchungen sowie für die Analyse von bestehenden Bohrungsunterlagen (inkl. hydrogeologische Daten usw.) unumgänglich.

Für das Gebiet des unteren Thurtales bedeutet dies, dass in den hochgelegenen Schottern, welche meist ausserhalb von Siedlungsgebieten liegen und deshalb nur ausnahmsweise Gegenstand von Sondierbohrungen sind, fast ausschliesslich auf Felduntersuchungen aufgebaut werden muss. Für die Ablagerungen in den Talflächen hingegen, welche meist lediglich Aufschlüsse von Ablagerungen der letzten Eiszeit bieten, muss für die Erforschung der älteren Lockergesteine auf Bohrergebnisse abgestellt werden (deren Auswertung natürlich spezielle Tücken hat). Konkret wurden im hier besprochenen Gebiet etliche hundert Bohrprotokolle und weitere Unterlagen ausgewertet (vgl. GRAF, in red.1).

3.2 SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Seit langem wird das Verstehen der eiszeitlichen Ablagerungen u.a. mittels Untersuchungen über den Geröllinhalt gesucht (aber auch Findlinge). Anhand der in Schottern und anderen Ablagerungen vertretenen Gestei-

ne wird rekonstruiert, woher der damalige Gletscher kam und welche Gebiete er durchfloss. Der Gletscher nahm dabei Gesteinsbruchstücke aus seinem Verbreitungsgebiet auf und verfrachtete diese selbst oder via seine Schmelzwässer weiter. Wenn ein Gletscher im Laufe der Zeit mehrfach auf dem gleichen Weg vorrückt, wird er immer (mehr oder weniger) das gleiche Geröllspektrum produzieren. Falls mehrere untersuchte Sedimentkörper das gleiche Geröllspektrum aufweisen, kann also umgekehrt geschlossen werden, dass sie auf das gleiche Gletschersystem zurückgehen.

Bezüglich der Geschichte des unteren Thurtales hat sich gezeigt, dass mehrere verschiedene Geröllfazien unterschieden und genetisch gedeutet werden können (die Fazien werden jeweils als «-Schüttung» bezeichnet):

- «Thurtal-Schüttung»: das Geröllspektrum der Ablagerungen von Vorstössen des Bodensee-Rheingletschers in das Gebiet des heutigen mittleren Thurtales wird durch die aus dem tertiären Hörnlschuttfächer aufgearbeiteten Nagelfluh-Gerölle stark geprägt. Dies äussert sich v.a. in einem hohen Dolomitgehalt (rund 20%) der Ablagerungen.
- «Rheintal-Schüttung»: die in den Bereich des heutigen Rheintals und der nördlich anschliessenden Gebiete vorstossenden Arme des Bodensee-Rheingletschers produzierten demgegenüber Sedimente mit einem deutlich geringeren Dolomitanteil (< 8%), sei es, weil nur die distalen, nagelfluharmen Anteile des Hörnlschuttfächers aufgearbeitet werden konnten, sei es, dass dies den primären (alpinen) Anteil an Dolomitgeröllen darstellt.
- «Tösstal-Schüttung»: für einen Vorstoss des Walensee-Rheingletschers aus dem oberen Glatttal in den Bereich des heutigen Tösstaals gilt ebenfalls, dass beim Durchqueren der Nagelfluhzone des Hörnlschuttfächers eine markante Aufarbeitung von tertiärem Geröllmaterial stattfindet, was sich wiederum in einem hohen Dolomitgehalt äussert (rund 20–25%). Als klares Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Ablagerungen des Bodensee-Armes treten dabei die typischen Leitgesteine der Glarner Alpen (Glarner Verrucano, Melser Sandstein, Tavayannaz-Sandstein, violetter Spilit) auf. Diese sind auch für diejenigen Ablagerungen des Walensee-Rheingletscher-Systems diagnostisch, welche keinen bedeutenden Hörnlimaterial-Anteil aufweisen («Glatttal-Schüttung»).

Selbstverständlich ist mit dem Dolomitgehalt der Ablagerungen und den vorkommenden Leitgesteinen nur eine grobe Charakterisierung der Sedimentpetrographie möglich, und die genauere Feststellung der Zugehörigkeit eines gewissen Sedimentes zu einem bestimmten Gletschersystem muss unter Berücksichtigung des gesamten Geröllspektrums mittels Methoden der multivariaten Statistik geschehen (vgl. GRAF 1993; GRAF in red.1).

Die oben aufgeführten Bezeichnungen für die verschiedenen Geröllfazien beziehen sich auf Begriffe des heutigen Tal- und Gewässernetzes. Im Sinne des oben Geschriebenen (Kapitel 2.4.1) soll darauf hingewiesen werden, dass damit in erster Linie eine Vergesellschaftung von Gesteinen in einem Lockergestein gemeint ist. Der Transportweg der betreffenden Lockergesteine muss nicht unbedingt dem Verlauf des namengebenden heutigen Fliessgewässers entsprechen. Dies dürfte vor allem für die

Vorstosswege der Gletscher der älteren Abschnitte des Eiszeitalters gelten, als die Talsysteme sich von den heutigen mit Sicherheit noch markant unterschieden.

4 LANDSCHAFTSGESCHICHTE DES UNTEREN THURTALS

Die in der vorliegenden Arbeit präsentierten Resultate der Untersuchung der pleistozänen Erdgeschichte sind zum überwiegenden Teil auf kaltzeitliche Ablagerungen beschränkt, weil allfällige einst vorhandene warmzeitliche Dokumente nur sehr selten erhalten geblieben sind. Die in diesem Kapitel vorgestellte Talgeschichte gilt also streng genommen nur für die kaltzeitlichen (allenfalls spätglazialen) Zeitabschnitte; über die warmzeitlichen Talläufe und Entwässerungsnetze sind keine direkten Aussagen möglich. Die beschriebenen Verläufe der eiszeitlichen Rinnen sind daher allenfalls als Näherung für warmzeitliche Gewässernetze zu verstehen.

Für die Deckenschotter-Einheiten, also für den Grenzbereich Pliozän/Pleistozän, liegen nicht genügend Informationen vor, um für jede der unterscheidbaren Ablagerungszyklen eine paläogeographische Rekonstruktion der Entwässerungsverhältnisse zu ermöglichen. Deshalb wurden sie für die Zeitabschnitte von Höheren und Tieferen Deckenschottern nur summarisch dargestellt.

4.1 DIE ZEIT DER HÖHEREN DECKENSCHOTTER

Höhere Deckenschotter (im morphostratigraphischen Sinn) finden sich einerseits südlich des heutigen unteren Thurtals auf dem Irchel, andererseits nördlich davon auf dem Seerücken (Salen-Reutenen) sowie dem Schiener Berg. Vielleicht ist auch das isolierte Schotterrelikt im Neuhauser Wald dazu zu stellen. Es muss betont werden, dass es bisher nicht möglich war, einen effektiven Nachweis für die (annähernde) Gleichaltrigkeit der Höheren Deckenschotter der beiden Bereiche zu erbringen. Ausserdem ist es nicht geklärt, ob es sich beim Vorkommen von Salen-Reutenen wirklich um Höhere Deckenschotter handelt. Ihre spezielle Ausbildung mit verbreiteter Deltaschichtung lässt diesbezüglich Fragen offen. Die Ablagerungen beider Verbreitungsgebiete wurden jedoch zum Oberrhein-graben hin geschüttet, weisen also Bezüge zur gleichen Erosionsbasis auf. Aus diesem Grund dürfte der generelle Ablauf der Morphogenese in beiden Gebieten vergleichbar sein, und es wird vorläufig von einer Zugehörigkeit zur gleichen morphostratigraphischen Einheit ausgegangen (vgl. Kapitel 2).

Die Höheren Deckenschotter vom Irchel können in vier Einheiten gegliedert werden (Abbildung 3), welche sich z.B. in ihren Geröllspektren unterscheiden und wahrscheinlich auf separate Kalt- bzw. Eiszeiten zurückgehen. Allen Einheiten ist die Herkunft vom Linth-Walensee-Rheingletscher gemeinsam (auf Grund der vorhandenen Leitgesteine). Zwischen Unteren und Mittleren Irchel-Schottern konnte ein Paläoboden nachgewiesen werden (GRAF 1996a). Die Schwemmebenensedimente beinhalten eine warmzeitliche Schneckenfauna (GRAF 1993). Die aus der gleichen Schicht stammende, bereits erwähnte Kleinsäugerfauna (BOLLIGER et al. 1996) lässt auf ein Mindestalter der Irchel-Schotter von rund 1,8 Millionen Jahren schliessen. Diese Schwemmebenensedimente bezeugen in einzigartiger Weise ein warmzeitliches Talniveau.

In den Deckschichten der (im morphostratigraphischen Sinn) donauzeitlichen Schotter der Zusamplatte in Bayerisch Schwaben wurde eine sehr ähnliche Fauna nachgewiesen (ELLWANGER et al. 1994). Dies ermöglicht eine erste näherungsweise Korrelation der Irchel-Schotter mit denjenigen des süddeutschen Alpenvorlandes. Sie wären demnach in den Bereich der Donau- und vielleicht sogar Biber-Eiszeiten des süddeutschen Alpenvorlandes zu stellen. Insbesondere wenn man bedenkt, dass die älteren Anteile der Zusamplatten-Schotter möglicherweise ins Biber zu stellen sind (z.B. ELLWANGER et al. 1995).

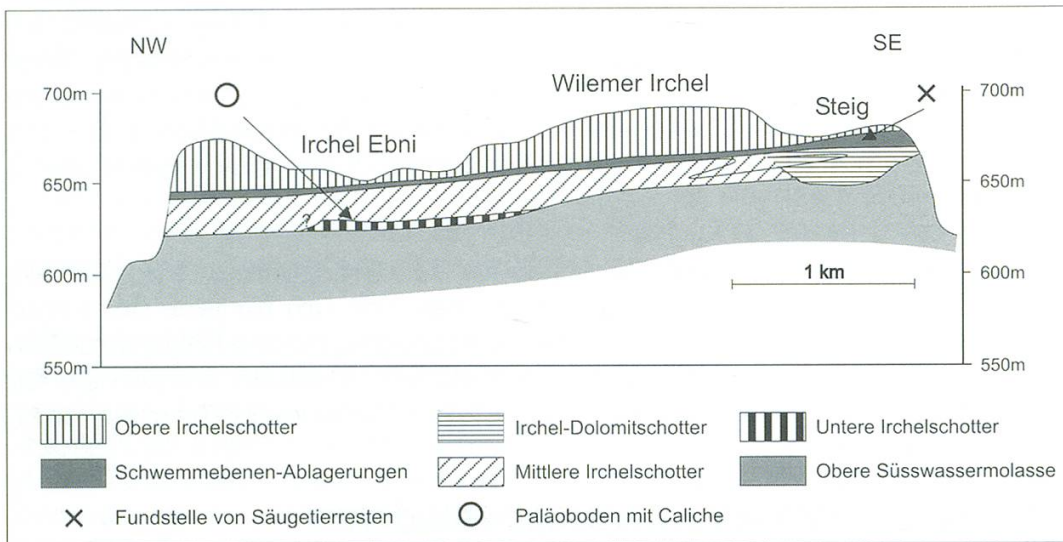


Abbildung 3: Profil durch die Höheren Deckenschotter des Irchels (nach GRAF 1993, ergänzt)

Nördlich des Thurtalles sind die Höheren Deckenschotter nur als kleine Reste erhalten geblieben, deren Mächtigkeit 15 m kaum übersteigt. Bisher konnte keine (evtl. normalstratigraphische) interne Gliederbarkeit aufgezeigt werden. Die Geröllspektren zeigen eine gewisse geographische Gliederung. Im E des Schiener Berges (und auch bei Salen-Reutenen) herrscht die Rheintalschüttung vor, während auf dem Herrentisch (im W des Schiener Berges) der Einfluss der Thurtal-Schüttung klar nachzuweisen ist (GRAF, in red.2).

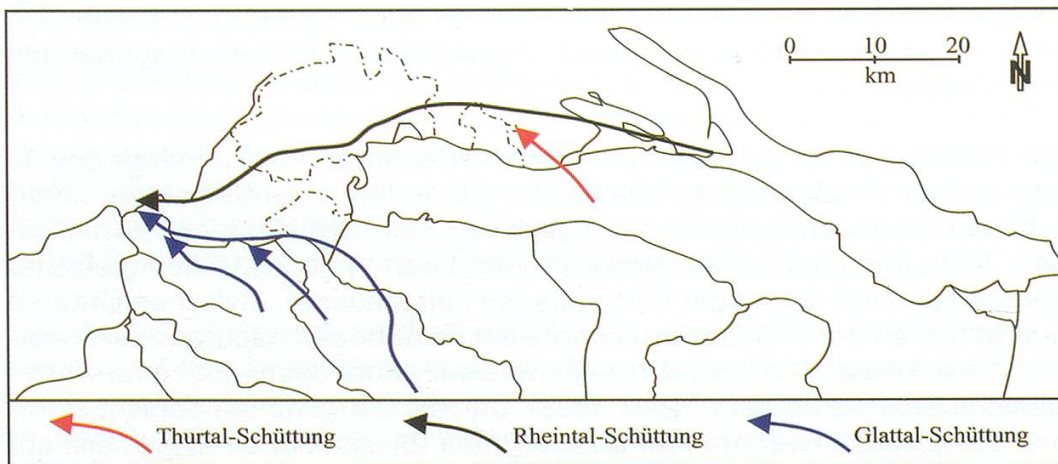


Abbildung 4: Schematische Rekonstruktion der Entwässerungsverhältnisse im Thurtal und seiner Umgebung zur Zeit der Höheren Deckenschotter

Die wenigen erhaltenen Relikte von Höheren Deckenschottern erlauben sicherlich keine abschliessende Aussage über die Entwässerungsverhältnisse im Thurtal. Die vorhandenen Daten deuten aber darauf hin, dass die Entwässerung in diesem Zeitabschnitt zum Hegau und zum Klettgau hin verlief, während im heutigen Rheintalabschnitt unterhalb von Rüdlingen Sedimentation aus dem Walenseegebiet vorherrschte (vgl. Abbildung 4).

Zusätzlich zur über den Bodensee und den Hegau verlaufenden Rheintal-Schüttung trat offenbar eine Zufuhr von Material der Thurtalschüttung auf, was auf ein den Seerücken querendes einstiges «Thurtal» schliessen lässt.

4.2 DIE ZEIT DER TIEFEREN DECKENSCHOTTER

Die Verteilung von Tieferen Deckenschottern gleicht in groben Zügen derjenigen der Höheren Deckenschotter. Es sind ebenfalls zwei Verbreitungsgebiete zu unterscheiden, jenes entlang des heutigen Rheins unterhalb von Rüdlingen und jenes im Bereich zwischen Bodensee und Klettgau.

Im südlichen Gebiet konnte anhand von sedimentpetrographischen Untersuchungen eine Dreigliederung der Tieferen Deckenschotter festgestellt werden, was mit den Befunden aus dem unteren Aaretal bei Würenlingen übereinstimmt. Dort konnte zudem das Vorkommen von je einem Paläoboden zwischen den einzelnen Schüttungen und eine zweimalige Gletscherpräsenz nachgewiesen werden (GRAF 2000). Dies ist für den Bereich des Rheintales bisher nicht gelungen.

Zwischen Weiach und Rümikon kann eine zusätzliche jüngere Schottergeneration festgestellt werden, welche in die dortigen Tieferen Deckenschotter eingeschachtelt ist («Tiefere Deckenschotter unteres Niveau» vgl. GRAF 1993, BITTERLI et al. 2000). Allen Tieferen Deckenschottern entlang des Rheins ist ein Leitgesteinsspektrum gemeinsam, das auf den Linth-Walensee-Rheingletscher hindeutet (Glatttal-Schüttung). Die mittlere Schüttung der morphostratigraphisch höheren Einheit der Tieferen Deckenschotter weist zudem einen bedeutenden Hörnlmaterial-Anteil auf (Tösstal-Schüttung). Hierzu gehören auch kleine Schotterrelikte nördlich des Irchels.

Für die Tieferen Deckenschotter zwischen Bodensee und Klettgau konnte bisher an zwei Lokalitäten eine normalstratigraphische Überlagerung von Sedimenten verschiedener Schüttungsphasen festgestellt werden, nämlich in der bekannten Sedimentabfolge unterhalb der Schrotzburg (Schiener Berg, Bohlinger Schlucht) und auf der Südseite des Hungerbols. In der Bohlinger Schlucht kommt im Dach der liegenden Schotter ein reliktscher Paläoboden vor. Damit gehören die überlagernden Gletschersedimente und die darauf folgenden gletschernah abgelagerten Schotter der Schrotzburg einer jüngeren Vereisungsphase an als die liegenden Schotter (GRAF, in red.2). Am Hungerbol werden die basalen Schotter von einer Serie von dominant sandigen fluviatilen Ablagerungen überdeckt. Darauf folgen dann ausgesprochen grobkörnige eiszeitliche Schotter. Die sandigen Ablagerungen sind wahrscheinlich als Bildungen eines warmzeitlichen Talniveaus zu werten.

Die Basis der Schotter vom Schiener Berg weist eine ausgeprägte Gliederung in mehrere relativ flache Rinnen auf, wobei jene der erwähnten Ablagerungen unterhalb der Schrotzburg in einer eigenen separaten Rinne liegen. Diese Gliederung der Felsoberfläche hat z.B. SCHREINER (seit 1991 im Druck) dazu gebracht, zusätzlich zu den Tieferen noch Mittlere Deckenschotter auszuscheiden, welche er der Haslach-Eiszeit zuordnete. Neuere Untersuchungen deuten aber darauf hin, dass ein prä-existentes Relief sukzessive von Sedimenten überschüttet wurde (GRAF, in red.2, von SCHREINER [1983] als Möglichkeit auch schon in Betracht gezogen). Wahrscheinlich verlief dieser Prozess in mehreren Phasen, was durch den erwähnten Paläoboden und die vermutlich warmzeitlichen Flussablagerungen am Hungerbol belegt ist. In den höheren (jüngeren) Anteilen der Schotter kommen an verschiedenen Stellen Gletscherablagerungen bzw. gletschernah abgelagerte Schotter vor (Stammerberg-Hörnliwald, Bannholz N Öhningen, Schrotzburg usw.), welche einen Eisvorstoss etwa in den Bereich Stammerberg – Schiener Berg dokumentieren.

Eine Aufzeitbohrung der NAGRA auf dem Stammerberg (HALDIMANN & FREY, 1992) erbrachte den überraschenden Nachweis einer Beckenfüllung innerhalb der dortigen, früher als zusammenhängende Deckenschotterplatte betrachteten Ablagerungen. Eine auf rund 544 m ü. M. einsetzende Schotterlage ist vielleicht als jüngere, nach N geschüttete Deckenschotter-Einheit zu deuten, deren Fortsetzung in den Schottern des Wolkensteinerberges liegen könnte. Diese Hypothese wird von der dort im Höhenbereich 540–550 m ü. M. liegenden Schotterbasis und der nach N gerichteten Schüttung der Schotter unterstützt (GRAF, in red.2). Diese Deckenschotter und ihre weiteren Äquivalente (z.B. Cholfirst) könnten ein Analogon der «Tieferen Deckenschotter unteres Niveau» im Rheintal darstellen.

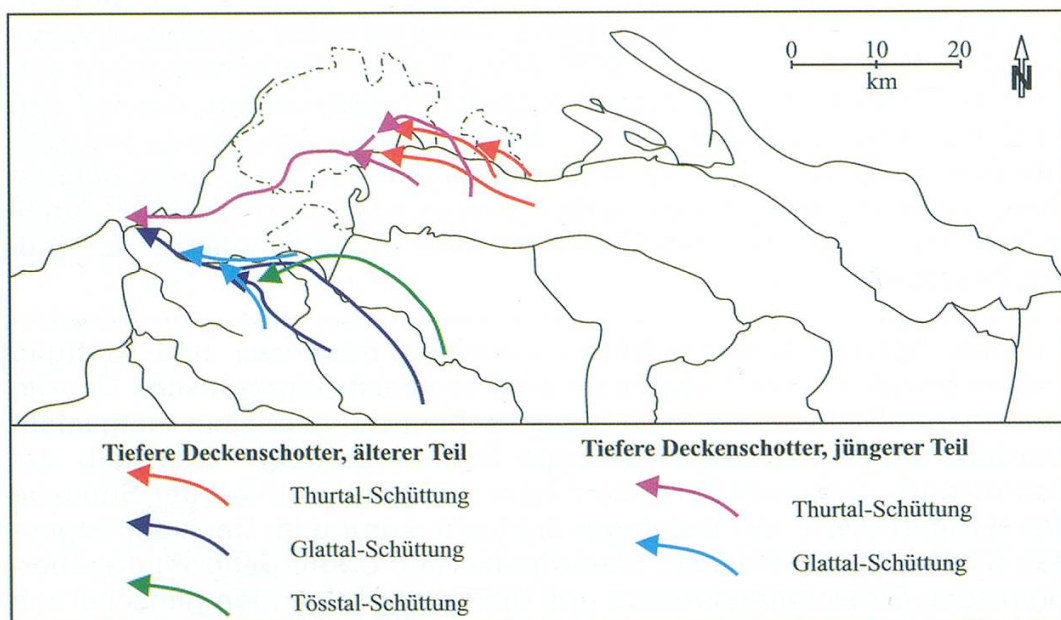


Abbildung 5: Schematische Rekonstruktion der Entwässerungsverhältnisse im Thurtal und seiner Umgebung zur Zeit der Tieferen Deckenschotter

Auf dem Schiener Berg ist die Interferenz von Rheintal- und Thurtal-Schüttung klar nachzuweisen. Während die Ablagerungen an der N-Seite zur Rheintalschüttung gehören, tritt im SE eine Mischfazies auf. Im SW, insbe-

sondere auf dem Wolkensteinerberg, dominiert die Thurtal-Schüttung. Die Tieferen Deckenschotter von Stammerberg-Hörnliwald, Cholfirst und Klettgau gehören der Thurtal-Schüttung an. Im Gegensatz dazu gehören die entsprechenden Ablagerungen südlich des Thurtales zur Tösstal- bzw. Glattal-Schüttung. Demnach hatte also die bereits zur Zeit der Höheren Deckenschotter existierende Entwässerungssituation offenbar auch im Zeitabschnitt der Tieferen Deckenschotter Bestand (Abbildung 5). Die Entwässerung des heutigen Thurtalgebietes erfolgte in Richtung Klettgau.

Während der älteren Phase der Tieferen Deckenschotter existierte eine Talung nördlich des Schiener Berges, welche Material der Rheintal-Schüttung führte («Rheintal»?). Südlich davon, mehr oder weniger dem Höhenzug des Stammerberges folgend, existierte eine Talung mit Material der Thurtal-Schüttung («Thurtal»?). Man könnte deshalb von der Existenz eines Thurtals sprechen, welches allerdings etwa im Bereich des heutigen Rheintals verlief. Während der jüngeren Phase befand sich das Thurtal dann allerdings bereits südlich des Seerückens und setzte sich über den Cholfirst hin zum Klettgau fort.

4.3 DIE ZEIT VON HOCH- UND NIEDERTERRASSE

Die Ablagerungen von Hoch- und Niederterrasse repräsentieren in der Nordschweiz das Mittel- und Oberpleistozän (GRAF, in red.1). Dieser Zeitabschnitt unterscheidet sich bezüglich der geologischen Aktivität darin vom älteren Anteil des Eiszeitalters, dass im Alpenvorland und den alpinen Haupttälern nun vermehrt und in grossem Ausmass glaziale Becken entstanden. Die meisten unserer heutigen Haupttäler und Seen befinden sich im Bereich von solchen ehemaligen Gletscherbecken, so auch das heutige Rhein- und Thurtal (oberhalb Rüdlingen). Ausserhalb der einstigen Gletschergebiete wurden von den Schmelzwässern in mehreren Phasen bedeutende Mengen von fluvioglazialen Schottern gebildet. Diese Gletscherbecken sind nicht überall gleich alt und ihre Lockergesteinsfüllung geht nicht überall auf gleich viele Schüttungsphasen zurück. Für das in der vorliegenden Arbeit besprochene Gebiet kann sogar gewissermassen von einer «Becken-Stratigraphie» (im Sinn der Felsmorphologie) gesprochen werden.

4.3.1 Möhlin-Vorstoss («Grösste Vergletscherung»), Schlatt-Vorstoss

Das wahrscheinlich älteste Ereignis im Mittelpleistozän ist die sogenannte «Grösste Vergletscherung» (GRAF, in red.1: «Möhlin-Vorstoss»), welche im Rheintal bis mindestens zum Möhlener Feld reichte und auch die südöstlichen bzw. südlichen Bereiche von Schwarzwald und Randen einnahm. Wahrscheinlich existierte das Klettgautal mit seiner im E auf rund 350 m ü. M. liegenden Rinnenbasis dabei bereits, denn in der vermutlich gleich alten Aaretalrinne bei Leibstadt kommen an der Basis der Lockergesteinsfüllung glazigene Ablagerungen vor, welche mit dem Möhlin-Vorstoss korreliert werden können.

Aus dem Raum unteres Glattal und Rafzerfeld-Nordrand ist aus diesem Zeitabschnitt keine fluviale Rinne mit ähnlicher Tiefenlage bekannt. Es ist aber durchaus wahrscheinlich, dass in diesem Gebiet Talläufe existierten, die dem heutigen Rheintal folgend zum Konfluenzgebiet von Klettgautal und unterem Aaretal entwässerten; die Rinnenbasis lag aber offenbar höher als in den beiden Haupttälern bzw. wies ein höheres Gefälle auf (Abbildung 6).

Auch die Entstehung der ersten tiefen glazialen Becken im nördlichen Alpenvorland könnte im Zusammenhang mit dem Möhlin-Vorstoss stehen, wenngleich ihre Entstehung einer relativ internen, eventuell spätglazialen Position zugeschrieben werden muss (Habsburg-Vorstoss, GRAF, in red.1). In diese Phase zu stellen sind wahrscheinlich das Rheintalbecken oberhalb von Schaffhausen und das Becken im Stammheimertal.

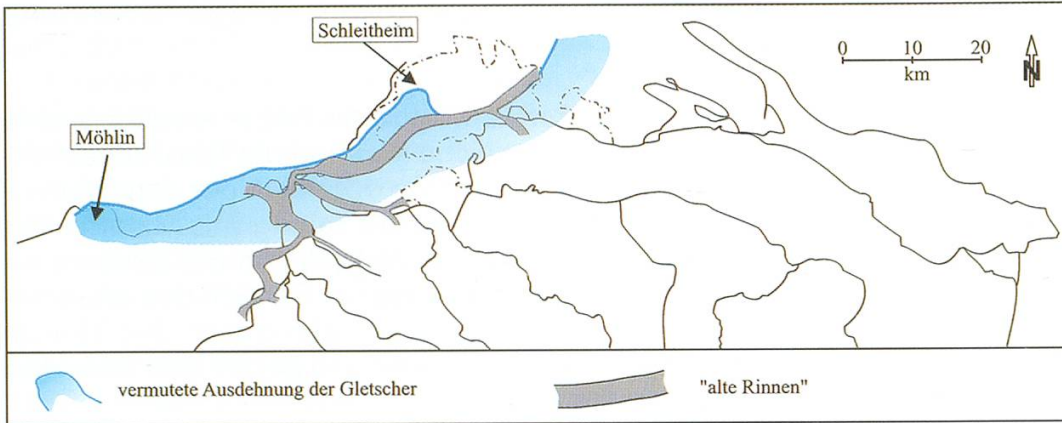


Abbildung 6: Schematische Darstellung der Gletscherausdehnung während des Möhlin-Vorstosses und Verbreitung der damaligen fluviatilen Rinnen (nach GRAF, in red.1)

Die ältesten Lockergesteine in den beschriebenen Rinnen stammen aus der Phase des Habsburg-Vorstosses. Es wurden u.a. die maximal 100 m mächtigen Unteren Klettgauschotter geschüttet (GRAF & HOFMANN 2000), und im an das Rafzerfeld anschliessenden Rheintalabschnitt entstanden ebenfalls fluvioglaziale Schotter. Die Unteren Klettgauschotter bestehen aus einer Mischung von Rheintal- und Thurtal-Schüttung. Die Reiat-Rinnenschotter im NE von Schaffhausen stellen die nordöstliche Fortsetzung der Unteren Klettgauschotter dar und gehören der Rheintal-Schüttung an. Altersgleiche Ablagerungen der Thurtal-Schüttung könnten allenfalls in den Westlichen Buechbergschottern (Bezeichnung nach GRAF, in red.1) vorliegen. Sie wären aus einer Position südöstlich des Buechberges geschüttet worden, die dem Schlatt-Vorstoss zugerechnet wird.

Im Gebiet Rafzerfeld-Nordrand-Rheintal kann kein Einfluss der Thurtal-Schüttung festgestellt werden; alle Ablagerungen sind der Glattal-Schüttung zuzuordnen. Daraus kann geschlossen werden, dass auch in dieser Phase noch keine Verbindung zwischen dem mittleren Thurtal und dem Rheintal bei Rüdlingen bestand (Abbildung 7). Hingegen könnte eine erste Rinne aus dem Bereich Tösstal hin zum oberen Klettgau existiert haben. Darüber und ob diese über Andelfingen-Rheinau oder Tössegg-Rheinau verlief, können aber vorläufig nur Spekulationen angestellt werden (vgl. folgende Abschnitte).

Bei Eisrückzug erodierten die Schmelzwässer im Klettgau ein Tal in die zuvor abgelagerten Schotter, dessen Basis aber rund 50 m höher als diejenige der eigentlichen Klettgaurninne lag. Zusätzlich entstand eine SE-NW verlaufende Rinne im Neuhauser Wald. Im Rafzerfeld dürften ähnliche Vorgänge stattgefunden haben, die aber bisher nicht mit Feldbefunden belegt werden können.

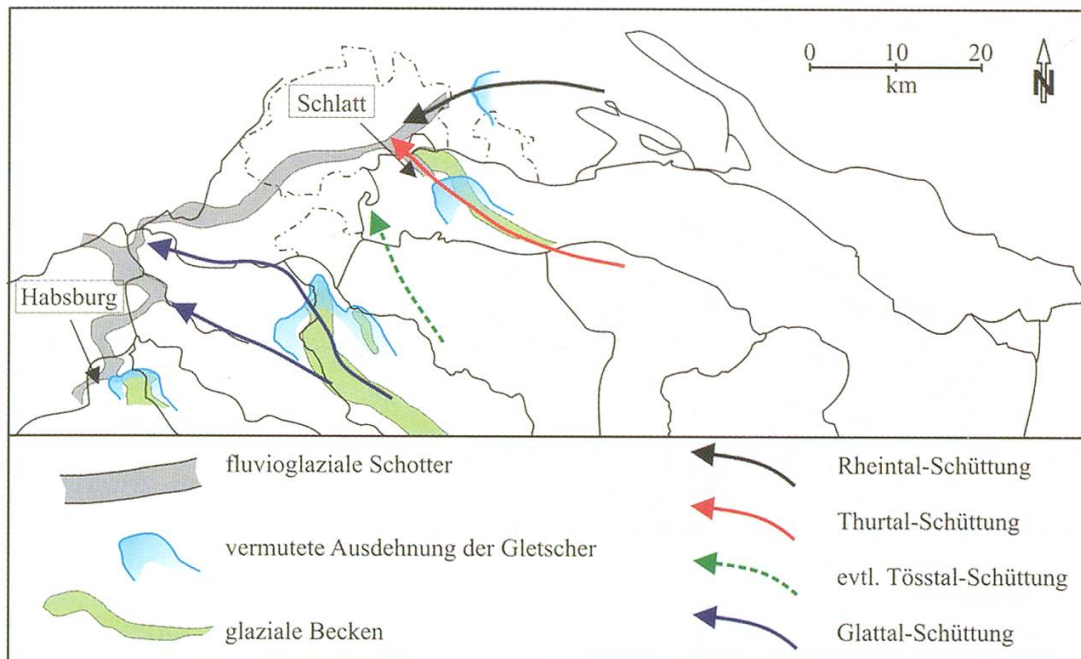


Abbildung 7: Schematische Darstellung der Gletscherausdehnung, der Verbreitung von fluvioglazialen Schottern und der Lage von glazialen Becken während der Phase des Schlatt-Vorstosses (nach GRAF, in red. 1)

4.3.2 Hagenholz-Vorstoss / Pfyn-Vorstoss

Die nun folgende Entstehung von weiteren fluvioglazialen Schottern fand im Bereich des Rafzerfeldes ein Talniveau vor, welches in etwa demjenigen im Klettgau entsprach. Die Schüttung erfolgte vermutlich aus einer Gletscherposition SE von Kloten (Hagenholz-Vorstoss, GRAF, in red. 1). Die analogen Ablagerungen im Klettgau werden als Mittlere Klettgauschotter bezeichnet (GRAF & HOFMANN, 2000). Diese stellen, wie die Unteren Klettgauschotter, eine Mischung zwischen Rheintal- und Thurtal-Schüttung dar. Zusätzlich kann ein Einfluss der Tösstal-Schüttung aus der Rinne im Neuhauser Wald festgestellt werden, wo entsprechende Ablagerungen vorliegen. Über die damalige Position des Linth-Walensee-Rheingletschers können keine näheren Angaben gemacht werden.

Zur gleichen Zeit wurden auch im Stammheimer Tal fluvioglaziale Schotter abgelagert, welche ihre Fortsetzung, wie erwähnt, im Klettgautal haben. Es handelt sich um die Ittinger Schotter und deren mögliche Äquivalente. Nördlich von Pfyn kommen eisrandnahe Ablagerungen mit glazialtektonischen Deformationen vor (Pfyn-Vorstoss), welche vielleicht auf die damalige Position des Thurtalarmes des Bodensee-Rheingletschers schliessen lassen. Die Ittinger Schotter konnten mit der U/Th-Methode erstmals grob datiert werden. Die Untersuchung von Kalzit-zementproben ergab ein Alter von über 200'000 Jahren.

Auch in dieser Phase kann kein Material der Thurtal-Schüttung im Gebiet Rafzerfeld-Nordrand-Rheintal nachgewiesen werden, vielmehr erfolgte die Entwässerung des mittleren Thurtals immer noch zum Klettgau hin (Abbildung 8).

Rückblickend kann auf Grund der Existenz der Rinne im Neuhauser Wald und ihrer Füllung vermutet werden, dass bereits zur Zeit der Entstehung der Unteren Klettgauschotter bzw. während dem Schlatt-Vorstoss ein Arm des Linth-Walensee-Rheingletschers bis in den Bereich des Südrands

vorgestossen war (Abbildung 7) und dass vielleicht dessen Schmelzwasser beim Rückzug die besagte Rinne schufen.

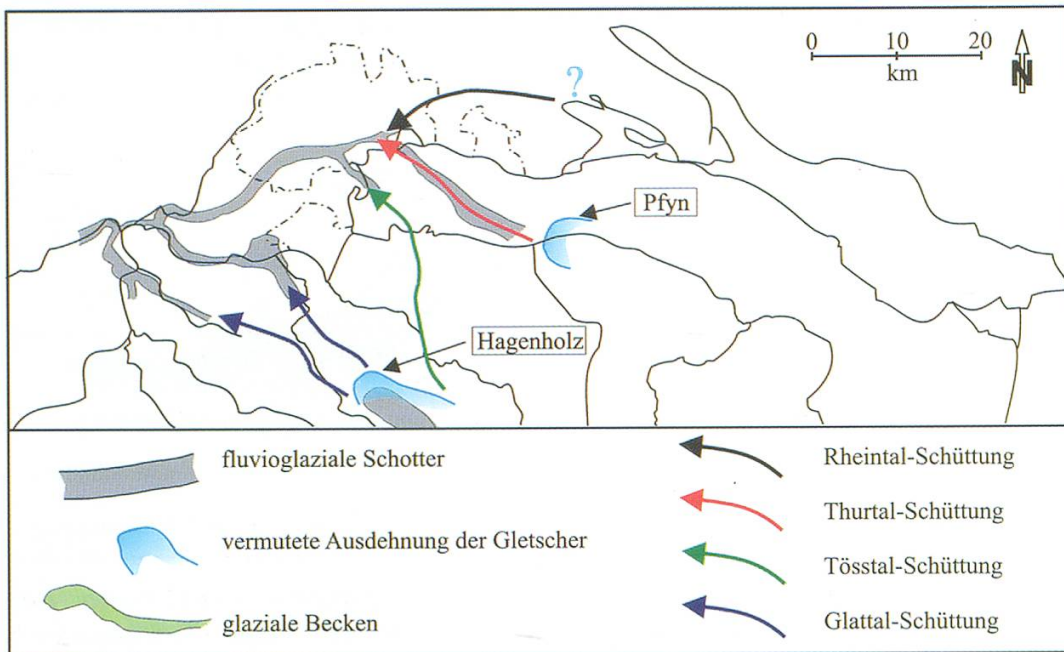


Abbildung 8: Schematische Darstellung der Gletscherausdehnung, der Verbreitung von fluvioglazialen Schottern und der Lage von glazialen Becken während der Phase des Pfyner Vorstosses (nach GRAF, in red.1)

Die Ablagerung der Mittleren Klettgauschotter endete offenbar abrupt. Es kann keine nachfolgende spätglaziale Erosion festgestellt werden; alles deutet darauf hin, dass diese Schotter im Klettgautal vollständig erhalten blieben (in späteren Vereisungsphasen erfolgte allerdings eine gewisse Erosion). Ob damit der Beginn der Umlenkung des Rheins bei Schaffhausen nach S angezeigt wird, ist nicht definitiv zu beurteilen. Immerhin kommt in den Schottern des Murketfeldes südlich von Buchberg, also im heutigen Rheintal zwischen der Tössegg und Eglisau, Geröllmaterial aus dem Hegau und vom Randen vor (gestrichelter schwarzer Pfeil auf Abbildung 9; vgl. HOFMANN 1977, auch GRAF, in red.1). Was dies für die Entwässerung des Thurtales zur Folge hatte, ob sie weiterhin in Richtung Schaffhausen erfolgte oder ob bereits ein Kurzschluss mit dem Gebiet um Rüdlingen vorlag, kann anhand der vorliegenden Daten nicht angegeben werden.

4.3.3 Löhningen- und Engewald-Vorstoss

Im Raum Rafzerfeld-Nordrand bis Rheintal wurden zunächst fluvioglaziale Schotter abgelagert, welche später vom vorrückenden Eis überfahren wurden. Im Klettgau erreichte das Eis den Bereich von Beringen, vielleicht sogar Löhningen. Im Rheintal oberhalb von Schaffhausen entstand ein glaziales Becken, ebenso im Gebiet Andelfingen-Rheinau. Nach einer kurzfristigen Eistrückzugsphase gelangte beim nachfolgenden Wiedervorstoss in der Rinne im Neuhauser Wald Material des Linth-Walensee-Rheingletschers zur Ablagerung (Lusbüel-Komplex, GRAF & HOFMANN 2000), während im Engewald solches des Bodensee-Rheingletscher deponiert wurde («Engewald-Komplex» GRAF & HOFMANN 2000), dies mit Beteiligung der Thurtal-Schüttung. Der zweite Vorstoss könnte für die Entstehung eines weiteren glazialen Beckens, diesmal im heutigen unteren

Thurtal, verantwortlich sein. Im Klettgau stellte sich eine Stausituation ein, welche durch das gleichzeitige Vorstossen des Aare-Reuss-Gletschers bis in das Gebiet von Waldshut-Tiengen bedingt wurde. Es wurde dabei eine komplexe Abfolge von fluviatilen und lakustrinen Sedimenten gebildet («Glazilakustrische Serie», GRAF 1996 bzw. «Schmerlat-Schichten» GRAF, in red.1).

Im Stammheimertal können keine Sedimente mit Sicherheit dieser Vergletscherung zugeordnet werden, allenfalls könnte ein gewisser Teil der Beckenfüllungen in dieser Phase entstanden sein.

Die Vorstossschotter im Rheintal oberhalb Eglisau und am Nordrand des Rafzerfeldes weisen kein Material der Thurtal-Schüttung auf, diejenigen oberhalb von Eglisau gehören der Tösstal-Schüttung an. Die Entwässerung des Thurtales erfolgte also auch während dieser Phase in Richtung Schaffhausen (Abbildung 9).

Beim Eisrückzug fand eine ausgeprägte Talbildung statt. Das Schmelzwasser war offenbar nicht in der Lage, die mächtigen Sedimente des Engewald-Komplexes zu erodieren. Stattdessen wandte es sich bei Schaffhausen südwärts. Dabei entstand die Rheinfall-Rinne mit ihrer Fortsetzung im

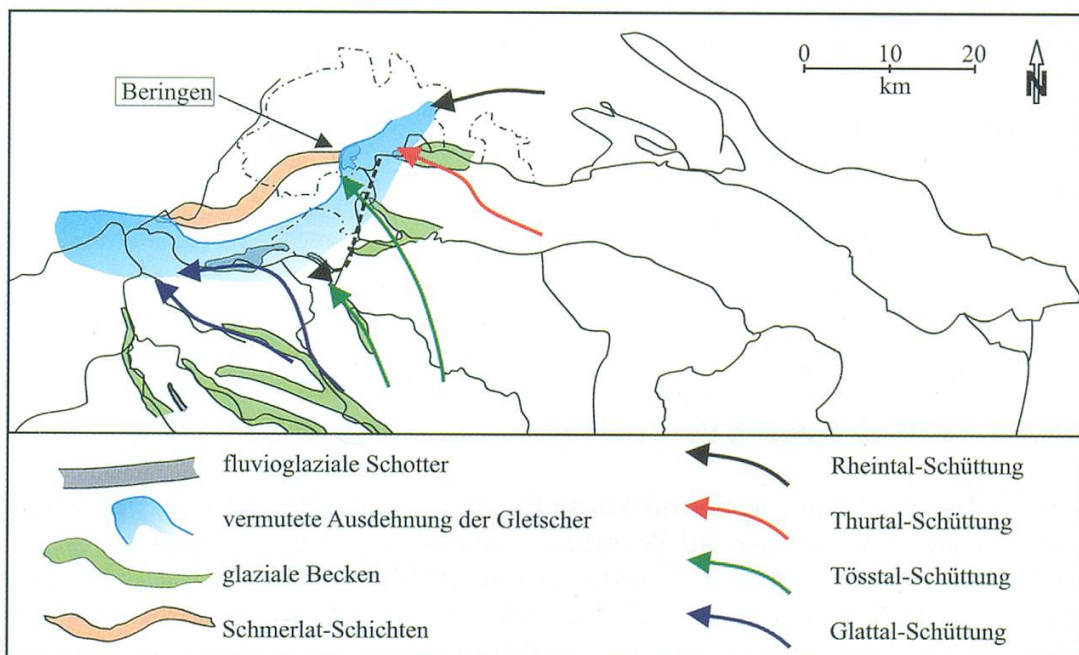


Abbildung 9: Schematische Darstellung der Gletscherausdehnung, der Verbreitung von fluvioglazialen Schottern und der Lage von glazialen Becken während der Phase von Beringer und Engewald-Vorstoss (nach GRAF, in red.1)

heutigen Rheintal bis nördlich von Rüdlingen, wo sie westwärts ins Rafzerfeld umbiegt. Bei Herdern-Rheinfeldern erreicht sie das heutige Rheintal. Wahrscheinlich bestanden mehrere Seitenrinnen, wovon eine bei Diessenhofen und eine weitere bei Marthalen in die Hauptrinne mündeten (Abbildung 10). Möglicherweise wurde beim Rückzug ein Teil der einstigen Gletscherbecken im Bereich Andelfingen-Rheinau-Flaach nicht vollständig verfüllt, und es bildete sich ein See. Dessen Ausdehnung kann allerdings nicht genauer angegeben werden (vgl. folgendes Kapitel). Die Tieferlegung des regionalen Entwässerungsnetzes war markant. Während

nach der Bildung der Klettgau-Rinne das Entwässerungsnetz vermutlich stets 40–50 m über deren Basis lag, wurde es nun wieder auf die annähernd gleiche Höhenlage wie die Klettgau-Rinne abgesenkt.

4.3.4 Schaffhausen-Schotter

In der über Schaffhausen-Neuhausen führenden Rheintalrinne gelangten die mindestens 60 m mächtige fluvioglazialen Schaffhausen-Schotter (früher als «Schaffhauser Rinnenschotter» bezeichnet) zur Ablagerung. Bis in den Bereich von Rheinau kann darin praktisch kein Einfluss der Thurtal-Schüttung festgestellt werden (mit Ausnahme des Gebietes Diessenhofen–Gailingen, wo wahrscheinlich eine Seitenrinne aus dem Stammheimer Tal einmündete). Unterhalb von Rheinau ist die Thurtal-Schüttung hingegen ganz klar nachweisbar. Die Schotter sind von dort an als Mischfazies von Rheintal- und Thurtal-Schüttung zu deuten (Abbildung 10). Dies deutet auf das Einmünden einer Rinne aus dem Bereich des heutigen Thurtales hin.

In den oben erwähnten Seebecken wurden zunächst Deltaschotter abgelagert, wobei im südlichen Becken NE von Flaach Material aus dem Gebiet Reiat–Schaffhausen (Rheintal-Schüttung) abgelagert wurde. Dies deutet darauf hin, dass die Thurtal-Schüttung wohl erst nach der Auffüllung der Seebecken im Rheintal–Rafzerfeld wirksam wurde.

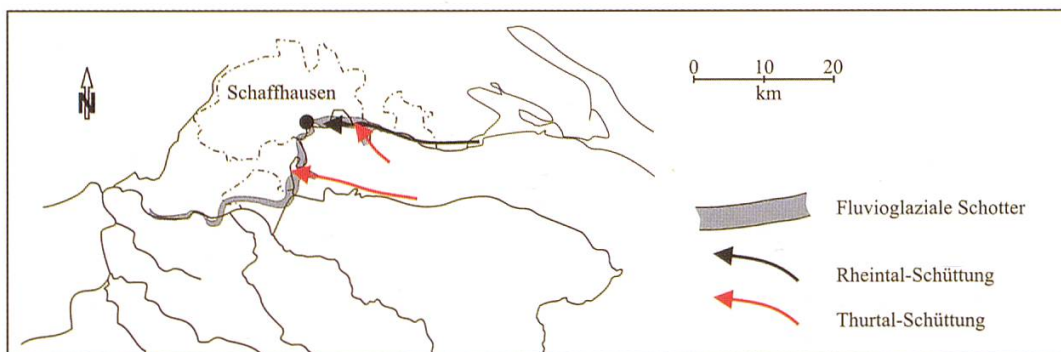


Abbildung 10: Verbreitung der Schaffhausen-Schotter (nach GRAF, in red.1)

Wahrscheinlich war es die markante Erosionsphase im Anschluss an den Löhningen- und Engewald-Vorstoss, welche auch die Entwässerungsverhältnisse des mittleren Thurtales nachhaltig verändert hat. Erst seit diesem Ereignis kann mit Sicherheit von einer Talverbindung zum Rheintalabschnitt unterhalb von Schaffhausen ausgegangen werden.

Das Alter der Schaffhausen-Schotter sowie ihrer weiter rheintalabwärts vorkommenden Äquivalente konnte mit Datierungen grob bestimmt werden. Eine aus der Nähe des Dachsener Strandbades stammende, mit der Lumineszenzmethode untersuchte Sandprobe ergab ein Alter von rund 126'000 Jahren (PREUSSER & GRAF 2002). Eine Kalzitementprobe aus dem Dach der Schotter in der Kiesgrube Weiach ergab ein Alter von rund 41'000 Jahren.

Im Anschluss an die Entstehung der Schaffhausen-Schotter lag eine etwas eigenartige Situation vor, indem oberhalb von Neuhausen die Schotter weitgehend erhalten blieben. Ihre Oberkante oberhalb des Rheinfalls kann heute mit rund 385 m ü. M. angegeben werden. Im Bereich unteres Thurtal–Rafzerfeld hingegen wurden sie zu einem beträchtlichen Teil wieder abgetragen, wohl im Zuge des Eiszerfalles. Wie tief die Abtragung

reichte, kann auf Grund der vorhandenen Daten nicht angegeben werden. Anhand von Bohrergebnissen aus dem Gebiet westlich von Rüdlingen-Steinenkreuz, muss sie bis unter 360 m ü. M. gereicht haben. Darüber ob der Höhenunterschied mittels einer steilen, vielleicht engen Rinne zwischen Neuhausen und Rheinau oder über einen «Proto-Rheinfall» überwunden wurde, soll hier nicht spekuliert werden.

4.3.5 Letzte Eiszeit (Lottstetten-, Rüdlingen- und Alten-Vorstoss)

Während der letzten Eiszeit gelangten die oberen Anteile der Schotter des Rafzerfeldes zur Ablagerung. Mehrere Funde von Mammut-Resten (Knochen, Stoss- und Backenzähne) konnten mit der ^{14}C -Methode datiert werden. Dabei ergab sich ein Alter der Proben zwischen 18'000 und 22'000 Jahren. Die Schotter sind als eine Mischung von Rheintal-, Thurtal- und Tösstal-Schüttung zu deuten. Während ihrer Entstehung waren also offenbar entsprechende Talverbindungen vorhanden, insbesondere diejeni-

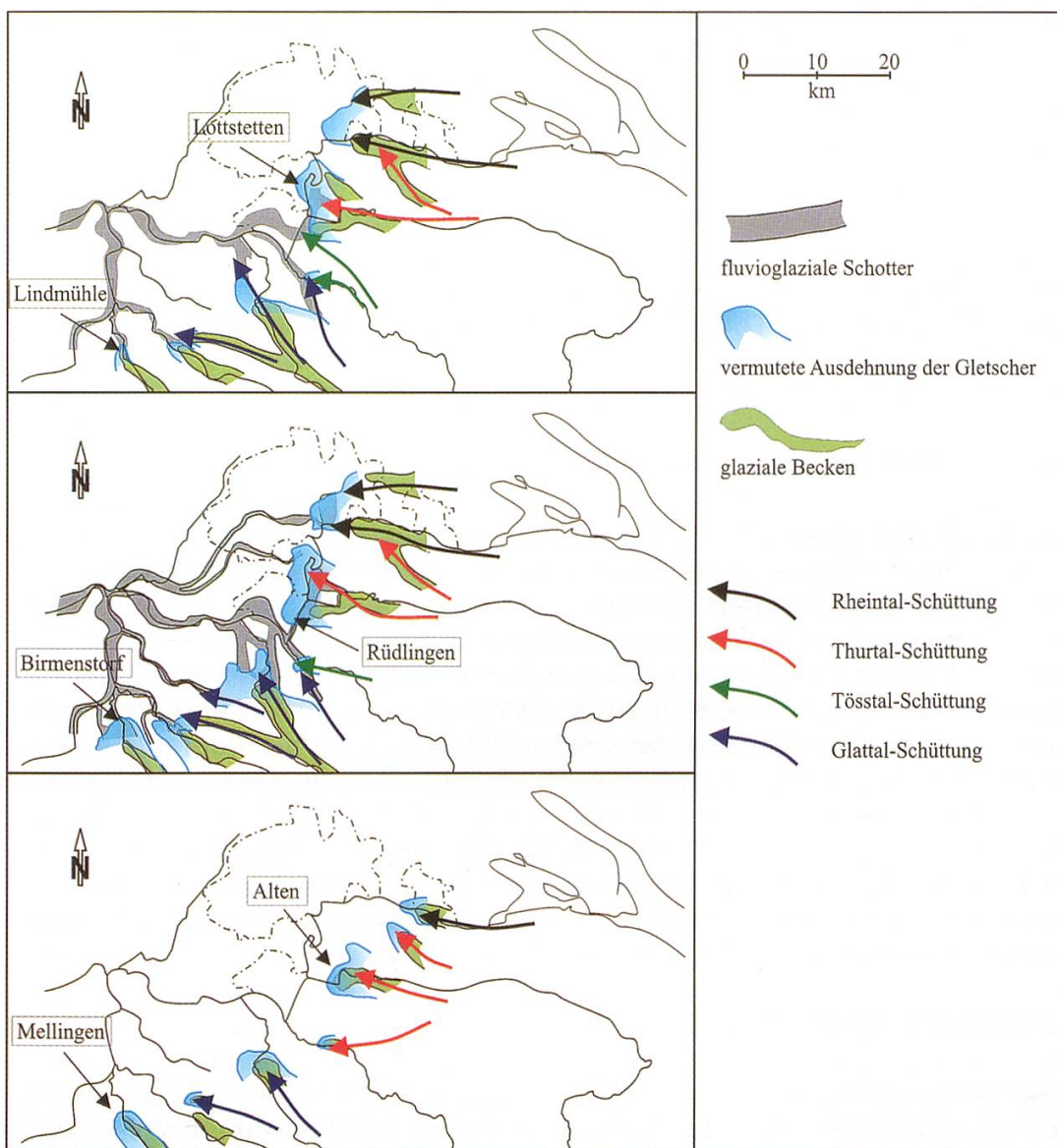


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Gletscherausdehnung, der Verbreitung von fluvioglazialen Schottern und der Lage von glazialen Becken während der verschiedenen hochglazialen Phasen der letzten Eiszeit (nach GRAF, in red.1)

ge zum mittleren Thurtal (Abbildung 11, oben). Ein erster Eisvorstoss erreichte das Gebiet von Lottstetten und Rüdlingen, wobei offenbar die vorher abgelagerten Schotter sukzessive wieder aufgearbeitet wurden, denn es kann eine Ausräumung der Lockergesteine bis auf den Fels bzw. die alten Seeablagerungen in den ehemaligen Gletscherbecken festgestellt werden. Anschliessend zog sich das Eis offenbar um etliche Kilometer zurück, was eine markante Erosionsphase zur Folge hatte. Dabei wurden die kurz vorher abgelagerten Gesteine im Bereich einer Rinne mit Verlauf südlich Marthalen–Rheinau–Tössegg wiederum bis auf den Fels ausgeräumt. Das Rafzerfeld blieb davon weitgehend unbeeinflusst, lediglich in seinem südlichen Teil wurde die Hüntwanger Terrasse herausmodelliert. Über den weiteren Verlauf der damaligen Rinnen sind zurzeit keine Angaben möglich.

Der Wiedervorstoss des Eises kann zunächst anhand der Entstehung von Schottern in der erwähnten Rinne festgestellt werden, wobei es sich dominant um Material der Thurtal-Schüttung handelt. Später überfuhr der Gletscher sein Vorfeld und baute W von Rüdlingen die bekannten flachen Moränenwälle auf (Abbildung 11, Mitte).

Der erneute Eistrückzug ins heutige Thurtal hinein war wiederum mit Erosion verbunden, wobei die einstige Rinne Andelfingen–Rheinau nicht reaktiviert wurde, sondern die Abtragung im heutigen unteren Thurtal erfolgte. Ein letzter markanter Wiedervorstoss, der bis nach Alten reichte, etablierte mit einer Beckenbildung im Gebiet um Andelfingen den untersten Abschnitt des Thurtals endgültig in der heute noch vorliegenden Weise (Abbildung 11, unten). In der Folge entstanden die verschiedenen geringmächtigen Schotter der späthochglazialen Stadiale.

5 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Im Laufe des Eiszeitalters fand offenbar eine sukzessive Südverlagerung des (unteren) Thurtales statt. Dies kann auf die fortschreitende Abtragung der einst ausgedehnten tertiären Schuttfächer (v.a. des Hörnli-Schuttfächers) sowie der Glimmersandrinne zurückgeführt werden, wobei den grossen mittelpleistozänen Eisvorstössen vermutlich der Hauptteil der Erosionsleistung zuzuschreiben ist. Es ist unwahrscheinlich, dass bei diesem Prozess eine SE-gerichtete tektonische Kippung der Region eine Rolle spielte, besonders angesichts der immer noch andauernden Hebung der Nordostschweiz (vgl. MÜLLER et al. 2003). Nicht definitiv auszuschliessen ist allerdings, dass neotektonische Vorgänge eine höhenmässige Verstellung z.B. der verschiedenen Deckenschotter-Vorkommen nördlich des Thurtales bewirkte und damit deren oben vertretene Korrelation untereinander in Frage stellen mag.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Auswertung von detaillierten lithostratigraphischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen sowie Altersdatierungen ermöglicht eine Beschreibung der wechselhaften Geschichte des unteren Thurtales und seiner Umgebung seit den frühen Abschnitten des Eiszeitalters. Es kann festgestellt werden, dass im Gebiet zwischen Cholfirst und Irchel lange Zeit eine Wasserscheide existierte, welche die Entwässerung aus dem heutigen Zürcher Oberland bzw. Glattal und diejenige aus dem Raum

Appenzell–St. Gallen–Thurgau voneinander trennte, sodass die beiden Systeme sich erst im Bereich der heutigen Aare-Rhein-Konfluenz bei Koblenz trafen. Das heutige untere Thurtal, welches zwischen Ellikon und Rüdlingen ins Rheintal mündet, besteht erst seit dem Ende der letzten Eiszeit. Es benötigte verschiedene Entwicklungsschritte, bis die erwähnte Wasserscheide abgetragen war und schliesslich eine Verbindung zwischen dem Thurtal oberhalb von Frauenfeld und dem Rheintal unterhalb von Schaffhausen entstand.

VERDANKUNGEN

Die oben skizzierten Forschungsergebnisse wären nicht möglich gewesen ohne die Hilfe und Unterstützung von zahlreichen Personen. Insbesondere sei den Dr. H. Fischer, Dr. Ch. Beer und Dr. R. Burkhalter von der Geologischen Landesaufnahme gedankt, für die Finanzierung von Forschungsprojekten. Grossen Dank gebührt auch Dr. J. Eikenberg (U/Th-Datierungen, PSI Würenlingen) und Dr. F. Preusser (Lumineszenz-Datierung, Universität Köln). Die Auswertung von zahlreichen Bohrungen usw. wurde mir von Vertretern der verschiedenen kantonalen Ämter ermöglicht. Hier sei E. Müller und Dr. M. Baumann (Kt. Thurgau), Dr. K. Nyffenegger (Kt. Zürich) und Herrn J. Hörler (Kt. Schaffhausen) gedankt. Nicht zuletzt waren auch Diskussionen mit Kollegen von grosser Bedeutung. Gedankt sei vor allem Dr. F. Hofmann (Neuhausen), Dr. D. Ellwanger (LGRB Freiburg i. Br.), Dr. S. Frank (Dr. v. Moos AG, Zürich) und Dr. A. Zaugg (Büchi + Müller AG, Frauenfeld). Herzlichen Dank gilt auch Dr. F. Matousek (mbn AG, Baden) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

LITERATUR

- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985): The pliocene-pleistocene boundary. – *Episodes* **8**: 116–120.
- BECK, P. (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. – *Eclogae geol. Helv.* **26/2**: 335–437.
- BITTERLI, T., GRAF, H.R., MATOUSEK, F. & WANNER, M. (2000): Erläuterungen zu Blatt 1052, Zurzach, des Geologischen Atlas der Schweiz. – Bundesamt für Wasser und Geologie.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D.W. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* **89/3**: 1043–1048.
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – Diss. Univ. Zürich.
- BUGMANN, E. (1961): Beiträge zur Gliederung der risseiszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – *Mitt. aarg. naturf. Ges.* **26**: 105–119.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. – 427 S. Filser, Augsburg.
- ELLWANGER, D., FEJFAR, O. & v. KOENIGSWALD, W. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchner Geowiss. Abh. (A)* **26**: 173–191.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. – in BENDA, L. (Hrsg): *Das Quartär Deutschlands*: 255–295, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- ELLWANGER, D., FIEBIG, M. & HEINZ, J. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach)

- (Exkursion L am 9. April 1999), mit Beiträgen zur Pollenanalyse von Bludau, W. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **81**: 217–230.
- FORSTER, T. (1991): Paläomagnetische Feinstratigraphie vom Thalgut-Profil (Aaretal, Kt. Bern), mit einer quartärgeologischen Kartierung. – Dipl. Arb. ETH Zürich.
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. – Beitr. Geol. K. Schweiz, N.F. **37**, 182 S.
- FRENZEL, B. (1991): Das Klima des Letzten Interglazials in Europa – in: FRENZEL (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 120'000 Jahre. – Paläoklimaforschung, Bd. 1, Gustav Fischer, Stuttgart.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10205, 151 S.
- GRAF, H.R. (1996a): Caliche-Bildungen auf Höheren Deckenschotter der Nordschweiz? – Eiszeitalter und Gegenwart **46**: 48–53.
- GRAF, H.R. (1996b): Zur Entstehung der obersten Lagen der Klettgau-Rinnenschotter und ihrer Deckschichten. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **78**: 399–416.
- GRAF, H.R. (2000): Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich, Schaffhausen) (Exkursion G am 28. April 2000). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **82**: 113–129.
- GRAF, H.R. (in red.1): Stratigraphie von Mittel- und Oberpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. K. Schweiz.
- GRAF, H.R. (in red.2): Die Deckenschotter zwischen Bodensee und Schaffhausen sowie im Klettgau (Baden-Württemberg, Schweiz). – Eiszeitalter und Gegenwart.
- GRAF, H.R. & HOFMANN, F. (2000): Zur Eiszeitgeologie des oberen Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **82**: 279–315.
- HABBE, K.A. (1994): Das deutsche Alpenvorland. – in: LIEDTKE, H. & MARCENIK J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands: 440–475, Gotha (Perthes).
- HALDIMANN, P. & FREY, D. (1992): Aufzeitbohrungen zur Reflexionsseismik Opalinuston 1991, Teil 1 Geologische Dokumentation. – Nagra int. Ber. 92–32.
- HANTKE, R. et al. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich 1:50'000 und seiner Nachbargebiete. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich **112**/2: 221–232.
- HANTKE, R. et al. (1978–81): Eiszeitalter. – 3 Bd., Ott Verlag AG, Thun.
- HOFMANN, F. (1977): Neue Befunde zum Ablauf der pleistozänen Landschafts- und Flussgeschichte im Gebiet Schaffhausen–Klettgau–Rafzerfeld. – Eclogae geol. Helv. **70**/1: 105–126.
- KELLER, O. (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees. Ein geologischer Lebenslauf. – in: MAURER, H. (Hrsg.): Umweltwandel am Bodensee, 33–92, UVK St. Gallen.
- MORRISON, R. & KUKLA, G. (1998): The pliocene-pleistocene (tertiary-quaternary) boundary should be placed at about 2.6 Ma, not at 1.8 Ma. – GSA Today, August 1998:9.
- MÜHLBERG, F. (1905): Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura, II. Teil, Geologische Karte des unteren Aare- Reuss- und Limmattaales. – Eclogae geol. Helv. **8**: 487–538.
- MÜLLER, W.H., NAEF, H. & GRAF, H.R. (2003): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. – Nagra Tech. Ber., 99–08.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bd. – Tauchnitz, Leipzig.

- PREUSSER, F. (1999): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. – Quaternary geochronology **18**: 217–222.
- PREUSSER, F. & GRAF, H.R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen in der Nordschweiz. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **84**: 419–438.
- RICHMOND, G.M. (1996): The INQUA-approved provisional Lower-Middle Pleistocene boundary. – in: TURNER, C. (ed.): The early Middle Pleistocene in Europe: 319–327, Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- SCHAEFER, I. (1953): Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. – Actes IV congrès internat. Quatern. 1953, Rome – Pise.
- SCHLÜCHTER, C. (1988/89): A non-classical summary of the quaternary stratigraphy in the northern alpine foreland of Switzerland. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. **32–33**: 143–157.
- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W.A., BURGA, C.A. & WYNISTORFF, E. (1987): Das Schieferkohleprofil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich **132/3**: 135–174.
- SCHLÜCHTER, C. & MÜLLER-DICK, K.A. (1996): Das Eiszeitalter in der Schweiz. – Stiftung Landschaft und Kies.
- SCHREINER, A. (1983): Erläuterungen zu Blatt 8218 Gottmadingen. – Geol. K. Baden-Württ. 1:25'000, 124 S.
- SCHREINER, A. (1991): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – Manuskript.
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. (A) **59**: 3–64.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – Denkschr. Schweiz. Akad. Natwiss. **102**, 82 S.

Adresse des Autors:

Hans Rudolf Graf, mbn AG, CH-8214 Gächlingen