Zeitschrift: Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology

Herausgeber: Schweizerische Vereinigung von Energie-Geowissenschaftern; Schweizerische Fachgruppe für Ingenieurgeologie

Band: 18 (2013)

Heft: 1

Artikel: Mittelpleistozäne Schottervorkommen zwischen dem Thurtal und Schaffhausen

Autor: Müller, Erich R.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-391135

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: 15.07.2025

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

Swiss Bull. angew. Geol. Vol. 18/1, 2013 S. 3-27

Mittelpleistozäne Schottervorkommen zwischen dem Thurtal und Schaffhausen

Erich R. Müller[1]

Stichworte: Lithostratigraphie, Morphostratigraphie, Paläogeographie, Quartär, Mittelpleistozän, Rheingletscher, Buechberg-Schotter, Ittingen-Schotter, Rinnenschotter, Solenberg-Schotter, Schaffhausen-Schotter, NE-Schweiz

Inhalt

1 Einleitung 4
2 Felsoberfläche im Raum Thurtal – Schaffhausen 4
3 Buechberg-Schotter 9
4 Ittingen-Schotter 13
5 Rinnenschotter 16
6 Folgerungen 21
7 Offene Fragen 24

Zusammenfassung

Im Mittelpleistozän wurden Schotter unterschiedlichen Alters in, durch subglaziale Tiefenerosion entstandenen Tälern sowie in breiten Flusstälern abgelagert. Das Verfüllen der östlichen Klettgau-Rinne mit Moränen war entscheidend für die nachfolgende Morphogenese.

Die mittelpleistozänen Schottersysteme liegen als Buechberg-Schotter, Ittingen-Schotter und Rinnenschotter vor. Sie wurden nach ihrer Ablagerung unterschiedlich stark erodiert bis wieder ganz abgetragen. Später wurden sie oft mit Moränen, Seeablagerungen und jüngeren Schottern bedeckt. Diese Prozesse erfolgten in der Regel in mehreren Phasen. Während der Buechberg-Schotter und Ittingen-Schotter häufig über den vorwiegend feinkörnigen Verfüllungsschichten älterer, übertiefter Rinnen lagern, liegen Rinnenschotter meist direkt dem Fels auf. Nach der Erosion des Buechberg-Schotters wurde der «Basadingen-Ton» abgelagert. Er wurde später teilweise von jüngerem Rinnenschotter bedeckt.

Die vorerst das ganze mittlere Thurtal bedeckenden Ittingen-Schotter wurden fluviatil, weit vom dazugehörenden Gletscherrand entfernt abgelagert. Heute finden sich nur noch Relikte. Sie sind jünger als der Buechberg-Schotter und älter als die jüngeren Rinnenschotter (= Schaffhausen-Schotter oder Diessenhofen-Schotter) einzustufen. Die Begrenzung zum Thurtal erfolgte durch eine spätere subglaziale Tiefenerosion im mittleren und unteren Thurtal, wobei die Hauptmasse des früheren, weit verbreiteten Ittingen-Schotter entfernt wurde.

Abstract

In the Middle Pleistocene, gravels of different ages were deposited in valleys formed by sub-glacial erosion and in wide river valleys. The filling of the eastern Klettgau channel controlled the subsequent morphogenesis to a large extent.

The Middle Pleistocene gravel systems occur as Buechberg gravels, Ittingen gravels and Rinnenschotter. After their deposition, they were partly strongly eroded and, in some cases, completely removed. They were later covered by moraines, lacustrine deposits and younger gravels. These processes generally occurred in several phases. While the Buechberg gravels and Ittingen gravels frequently lie above the predominantly fine-grained fillings of older overdeepened channels, the Rinnenschotter generally lie directly above the rock. Following the erosion of the Buechberg gravels, the «Basadingen Clay» was deposited and later partly covered by younger Rinnenschotter.

The Ittingen gravels that once covered the whole of the central Thur valley were deposited in a fluvial environment far distant from the associated glacier margin. Today, only a few relicts can be found. They are younger than the Buechberg gravels and older than the recent Rinnenschotter (= Schaffhausen gravels or Diessenhofen gravels). The demarcation towards the Thur valley is the result of later subglacial gully erosion in the central and lower Thur valley, which removed the main mass of the previously widely distributed Ittingen gravels.

[1] Laubgasse 8, CH-8500 Frauenfeld,
erich.r.mueller@bluewin.ch

1 Einleitung

Im Rahmen des Sachplans Geologische Tiefenlager gilt es unter anderen Fragen bezüglich glazialer Tiefenerosion und der relativen Datierung von Talfüllungen zu klären. So interessieren die Prozesse im Gebiet zwischen dem Thurtal und Schaffhausen. Dabei erfasst und beurteilt das ENSI (Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat) die Einflüsse früherer und künftig zu erwartender glazialer Tiefenerosionen in der Nordostschweiz. Daher stehen hier die glazialen Eintiefungsprozesse und die Genese der sich in diesen Austalungen befindenden Moränen- und Seeablagerungen sowie der verschiedenen Kies-/Sandvorkommen im Vordergrund. So sind die drei unterschiedlichen Systeme, Buechberg-, Ittingen- und «Rinnenschotter» sowie auch die noch tieferen Kieslager von besonderer Bedeutung.

Müller (2010) dokumentierte den Kenntnis- und Interpretationsstand vom April 2010. Diese Arbeiten erfolgten weitgehend im Auftrag des ENSI, unter administrativer Leitung und grafischer Beihilfe der für das ENSI als Experte tätigen Dr. von Moos AG.
Die Arbeit stellt eine Zusammenfassung der darin aufgezeigten Verhältnisse dar. Zum detaillierten Nachvollziehen sei auf diese verwiesen. Dies gilt insbesondere auch für die in den dortigen Beilagen dargestellten Felsisohypsenkarte (Beilage 1), Verbreitungskarten (Beilagen 2–4), die Längs- und Querprofilschnitte (Beilage 5) sowie die Hinweise und Beschriebe der grundlegenden Schlüsselbohrungen.
Die chronologischen Bezeichnungen beziehen sich auf die neuen quartärgeologischen Arbeiten von Graf (2009b) und Preusser et al. (2011).

2 Felsoberfläche im Raum Thurtal – Schaffhausen

2.1 Allgemeine Eigenschaften der Felsoberfläche

Die in Fig. 1 dargestellten Verhältnisse entsprechen weitgehend Müller (2010), Beilage 1. Sie wurden jedoch den in jüngster Zeit gewonnenen Erkenntnissen angepasst.

Der unter den quartären Schichtserien folgende Fels besteht ganz im Westen aus Gesteinen des mittleren und oberen Malms und dabei vorwiegend aus Platten- und Massenkalken sowie einem schmalen Streifen aus Boluston (eozänes Verwitterungsprodukt der oberen Malmserien). Die östliche Begrenzung der Malmgesteine respektive der Bolustone verläuft vom Zollamt Thayngen über Gennersbrunn (NE von Schaffhausen) nach Feuerthalen. Weiter östlich findet sich unter den Lockergesteinen Molassefels, und dabei vorerst jener der Unteren Süsswassermolasse (USM). Weiter östlich tritt das eher «schmale» Band der Oberen Meeresmolasse (OMM) im Bereich östlicher Cholfirst – Oberschlatt – Dörflingen auf. Südöstlich des genannten OMM-Streifens stehen schliesslich an der Felsoberfläche weitestgehend Mergel-, Silt- und Sandsteine der Oberen Süsswassermolasse (OSM) an.
Die einzelnen erosiven Reliefformen entstanden seit dem Mittelpleistozän in unterschiedlichen Zeitabschnitten. Dies, da sich jüngere Erosionsformen manchmal auch bis unter früher entstandene Talsysteme einschnitten und sich dabei teilweise auch erneut ins Felsgestein einkerbten.

2.2 Höhenlagen der Felsoberfläche

Die ursprünglichen Talungen wurden fluviatil vor der Zeit der Maximalen Gletscherausdehnung (MEG) durch aus dem Alpenraum stammenden Flusssystemen angelegt. Wie weit sie schon vor dem Zeitabschnitt der Sedimentation der Tieferen Deckenschotter erfolgten, ist nicht bis wenig belegt (Fig. 1).

Die Felsoberfläche ist in der Regel zwischen 250 und 600 m ü. M. gelegen, lokal reicht sie bis unter 200 m ü. M. Ihre Grossformen lassen sich in «Hochlagen», «tiefe Becken» und «tiefe Rinnen» gliedern (Fig. 2 und Fig. 3). Im Allgemeinen ist die Felsoberfläche stark reliefiert, wobei sich die einzelnen Austalungen in der Regel in nordöstlicher – südwestlicher bis südöstlicher – nordwestlicher Richtung erstrecken.

Die die Schotterkomplexe begrenzenden, topographischen Hochzonen (Fig. 3), finden sich u. a. auf dem Cholfirst (A), an den Abhängen des Reiat (B), nördlich und östlich von Thayngen, auf dem Rauhenberg (C) auf dem Rodenberg (D), am Stammerberg (E) – westlicher Seerücken (F). Sie sind bis über 550 m ü. M. gelegen. Zudem treten sie rückenartig als südöstliche Fortsetzung des Cholfirst auf. Zwischen Truttikon und Oberneunforn bildet der Felsrücken eine flache Sattelform mit Koten um 430 m ü. M.

Zwischen den einzelnen Hochlagen finden sich «tiefe, breit angelegte Becken», teilweise auch «tiefe Rinnen» (Fig. 3). Die flach geformten Becken liegen nördlich des Rheins zwischen Schaffhausen und Gailingen um 350 m ü. M. Südlich des Rheins (Diessenhofen – Schlatt) wurden die «tiefen Becken und Rinnen» bis auf die Kote von 250 bis 300 m ü. M. «ausgehoben». Neben der «Thurtal-Rinne» (I) zeichnen sich die «Waltalingen-Basadingen-Rinne» (II), die «Diessenhofen-Paradies-Rinne» (III), die «Untersee-Diessenhofen-Rinne» (IV) sowie die Bietingen-Rinne (V) als besonders «tiefe Rinnen» aus.

Dabei reichen die Waltalingen-Basadingen-Rinne auf tiefer als 240 m ü. M., die Diessenhofen-Paradies-Rinne tiefer als 200 m ü. M. und die Bietingen-Rinne tiefer als 264 m ü. M. Schliesslich bildet auch die Felsoberfläche

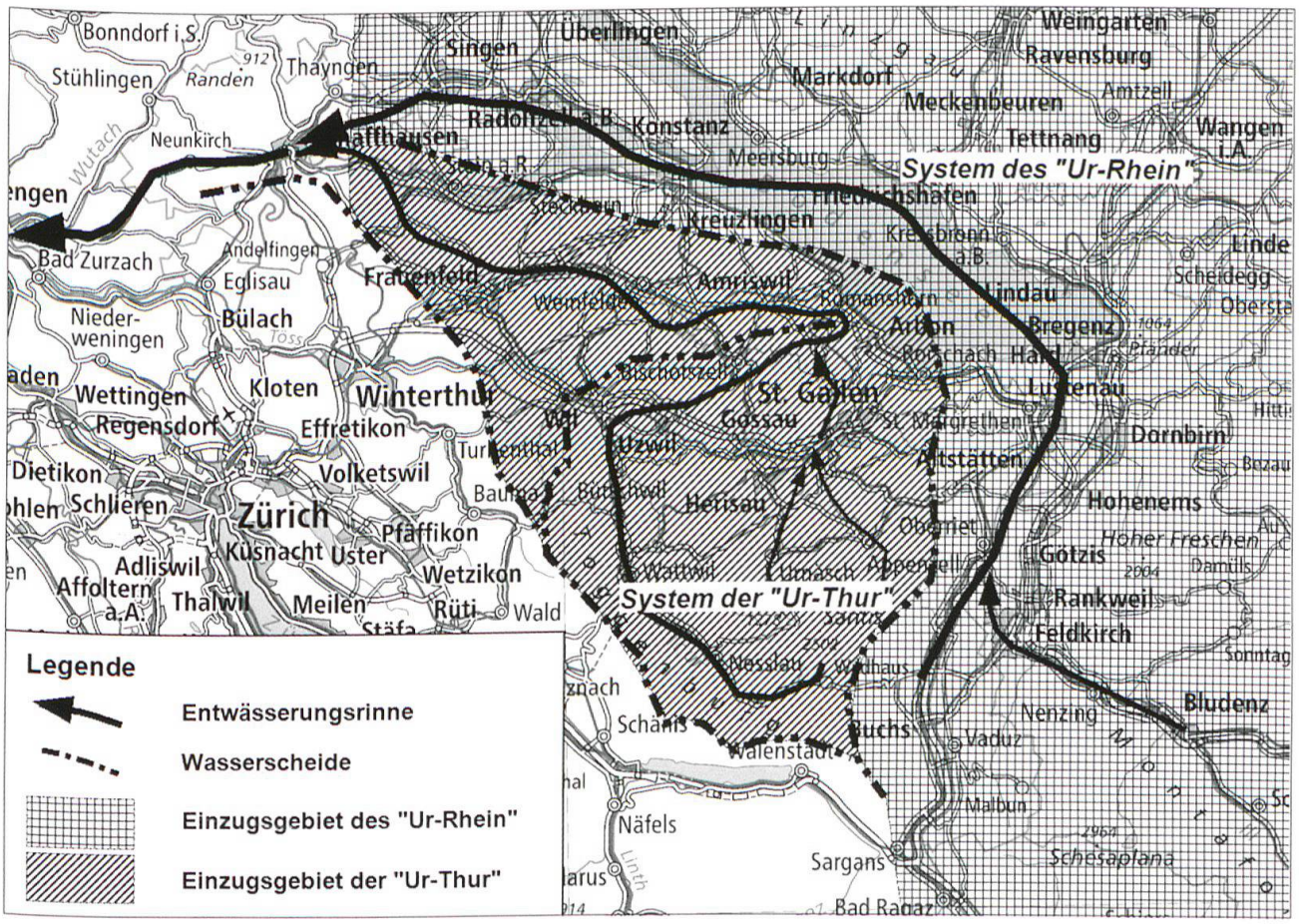


Fig. 1: Entwässerungssysteme zwischen der Zeit des Tieferen Deckenschotter und der Möhlin Eiszeit. Reproduziert mit Einwilligung von swisstopo [BA130102].

zwischen Hüttwilen und Unterstammheim eine furchenartige Rinne (= Seebachtal-Rinne). Ihre tiefste Achse erreicht Tiefenlagen von weniger als 335 m ü. M.

Entlang der ganzen nördlichen Flanke des Thurtals liegt zwischen nordöstlich von Frauenfeld und Niederneunforn ein «riesiges», komplex gegliedertes Sackungspaket vor. Dieses wurde vermutlich in der Folge der massiven Eintiefung der Thurtal-Rinne gebildet. Dabei wurden sowohl Gesteine des Felsuntergrundes (OSM) als auch die hangenden Lockergesteinsserien, wie Seeablagerungen, Ittingen-Schotter und Moränenkomplexe miterfasst. Infolge dieser Verstellungen ist entlang dieser Talflanke die Lage der ursprünglich «festen» Felsoberfläche kaum bestimmbar.

2.3 Morphogenese der Felsoberfläche

Es ist anzunehmen, dass die Felsoberfläche nicht gleichzeitig geformt, sondern in mehrere Phasen gegliedert wurde. Diese lassen sich von unten nach oben etwa wie folgt ordnen:

a. Anlage der Talungen durch erodierende Flüsse sowie durch Glazialerosion. Zeitraum: Pliozän bis zur frühpleistozänen Zeit der Tieferen Deckenschotter (Fig. 1).
b. Ausräumung der Bodensee – Radolfzell – Singen – Gottmadingen – Schaffhausen - Rinne und der Querrinne Thurtal – Seebachtal – Schaffhausen. Flussabwärts, das heisst ab Schaffhausen, setzten sie sich vereinigt als Klettgau-Rinne fort.
c. Eine spätere glaziale Tiefenerosion bildet die Waltalingen – Basadingen-Rinne.
d. In einem noch jüngeren Zeitabschnitt fand die Erosion des Bereichs nordöstlich des Buechbergs – Basadingen – Schlattingen statt. Sie erfasste auch noch die entsprechenden Serien des Buechberg-Schotters. Gleichzeitig erfolgten vermutlich auch die Erosionen der Bietingen-Rinne und deren entsprechenden Serien des älteren Rinnenschotters.
e. Erosion des Ittingen-Schotters im Bereich der heutigen Thurtalachse. Dabei wurde - neben dem Ittingen-Schotter - vor allem der liegende Felsuntergrund miterfasst.

Die primäre Anlage der Talformen (a.) verlief gemäss den morphologischen Vorzeichnungen wie sie am Ende der Tertiärzeit bestanden haben. In den späteren Phasen bildeten sich die Täler in der Weise, dass sie den Vorgaben des Formenschatzes entsprachen, den die letzten vorherigen Glazialereignisse hinterlassen haben.

Als Erosionselemente waren sowohl subglaziale als auch Schmelzwässer im Gletschervorfeld aktiv. Bezogen auf das weitere Umfeld des Untersuchungsgebietes ist es auffallend, dass die «tiefen Rinnen» interner als die späteren Eisrandlagen der letzten maximalen Vergletscherung (Würmmaximum/LGM) liegen. Es ist zu vermuten, dass für eine subglaziale Auskolkung eine minimale Eishöhe erforderlich ist, die einem früheren Eisrand entspricht, der wesentlich ausserhalb des Würmmaximalstandes gelegen hat. So erfolgte die subglaziale Tiefenerosion unter dem damaligen Gletschereiskörper bei sehr hohen Wasserspiegel-Unterschieden längs der dichten Erosionssohle (bestehend aus Molassegesteinen), wobei ein sehr hohes Druckgefälle wirkte. Dazu bestanden für die sehr grossen Schmelzwassermengen hydraulische Druckdifferenzen von bis weit über 100 m auf wenige hundert Meter Abbaulängen.

2.4 Lokale Gegebenheiten einzelner Rinnen

2.4.1 Klettgau-Rinne

Die Sohle der Klettgau-Rinne verläuft von der Engi (westlich von Schaffhausen) ganz leicht abfallend ab der Kote von circa 335 m ü. M. nach Westen in Richtung Tiengen – Waldshut. Das entsprechende, äusserst flache Sohlengefälle misst nur 0.3‰. Das Fehlen von Auskolkungen der Felsoberfläche lässt annehmen, dass im Klettgau bei

der letzten Rinnenformgebung keine subglazialen Tiefenerosionen stattfanden. Daraus ist zu folgern, dass sich hier unter dem Gletschereis keine so extremen hydraulischen Drücke aufbauen liessen, die Auskolkungserscheinungen ermöglicht hätten. Der Grund dürfte im Fehlen einer dafür notwendigen minimalen Druckhöhe respektive Eishöhe liegen.

Der Zeitraum der Rinnenbildung im Klettgau liegt zwischen dem Abschluss der Ablagerung des Tieferen/Jüngeren Deckenschotters und der Sedimentation des «Unteren Klettgauschotters» respektive des «Hardau-Schotters» (gemäss Graf 2009b). Es ist anzunehmen, dass im Klettgau während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit, unter dem Gletscher das Schmelzwasser «normal» subglazial, also nicht tiefenerosiv entwässerte. In diesem Zeitabschnitt schuf die fluviale Erosion von der Oberfläche des Tieferen Deckenschotter bis zur Sohle der Klettgau-Rinne einen Tiefeneinschnitt von circa 185 m.

2.4.2 Seebachtal-Rinne

Die Seebachtal-Rinne beginnt am Nordrand des Thurtals, östlich von Weiningen. Die Rinnensohle liegt hier etwa 100 m höher als jene der dort verlaufenden Thurtal-Rinne. Anschliessend zieht die Seebachtal-Rinne in westnordwestlicher Richtung unter dem Hüttwiler- und Nussbaumersee hindurch bis ins Stammheimertal. Ihre Talsohle wurde dabei bis auf etwa 300 m ü. M. abgesenkt. Die auf der Höhenlage von 350 m ü. M. gemessene Rinnenbreite beträgt an ihrer schmalsten Stelle etwa 400 m.

Aufgrund der Höhenlagen der Rinnensohle konnte sich das noch nicht mit quartären Sedimenten verfüllte Seebachtal aus Niveaugründen nicht mittels eines freien Gefälles

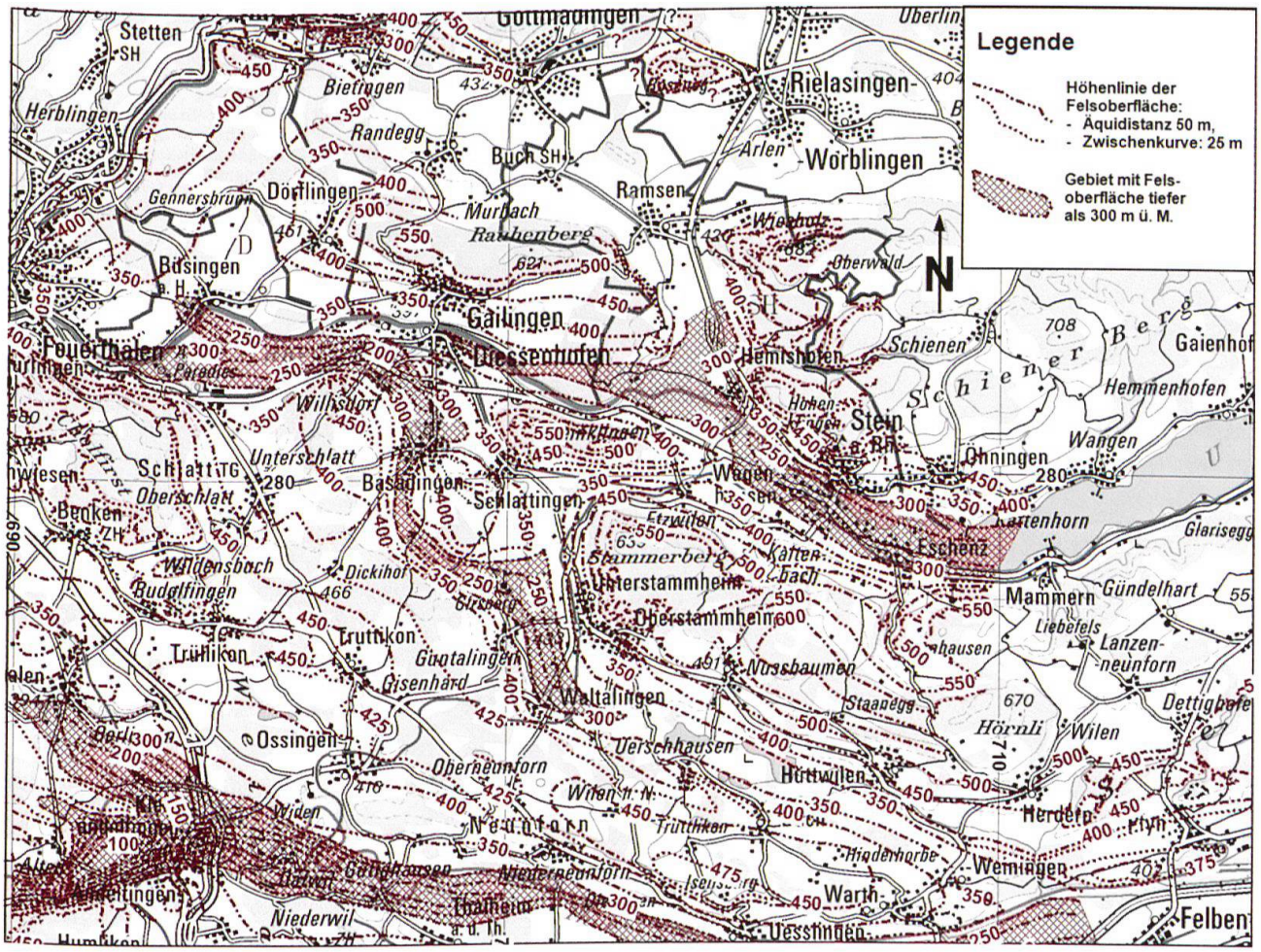


Fig. 2: Karte der Felsoberfläche. Reproduziert mit Einwilligung von swisstopo [BA130102].

bis hin zur Klettgau-Rinne entwässern. Demnach konnte sich die Seebachtal-Rinne, wie auch die Waltalingen-Basadingen-Rinne und die Diessenhofen-Langwiesen-Rinne, nur anfänglich in die gleichzeitig angelegte Klettgau-Rinne entwässern. Dadurch wurde sie ursprünglich - allerdings noch bis zu einem höher gelegenen Niveau - ausgeräumt. Während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit wurden sie dann unter erhöhten hydraulischen Drücken verstärkt abgesenkt und dabei übertieft. Auch hier wurden während und nach dem Eiszerfall die zuvor entstandenen, übertieften Rinnen mit moränenartigem Material, Seeablagerungen und Kies verfüllt.

2.4.3 Waltalingen – Basadingen-Rinne

Diese markante Rinne (unmittelbare Fortsetzung der vom Thurtal her stammenden Seebachtal-Rinne) ist vor allem durch Resultate von Spülbohrungen und einigen Erdsondenbohrungen belegt. Diese Grossfurche verläuft als zwangslose Verbindung zwischen dem Seebachtal und dem Raum Basadingen – Diessenhofen.

Die aus den Bohrdaten resultierende Rinnenform ist auf der Kote von 350 m ü. M. mindestens 650 m breit. Bei Waltalingen erreicht die Talfurche absolute Höhen von zwischen 250 und 300 m ü. M. Die extremste Tiefe liegt talabwärts bei einem circa 2 km südsüdöstlich von Basadingen gelegenen Gehöft auf unter

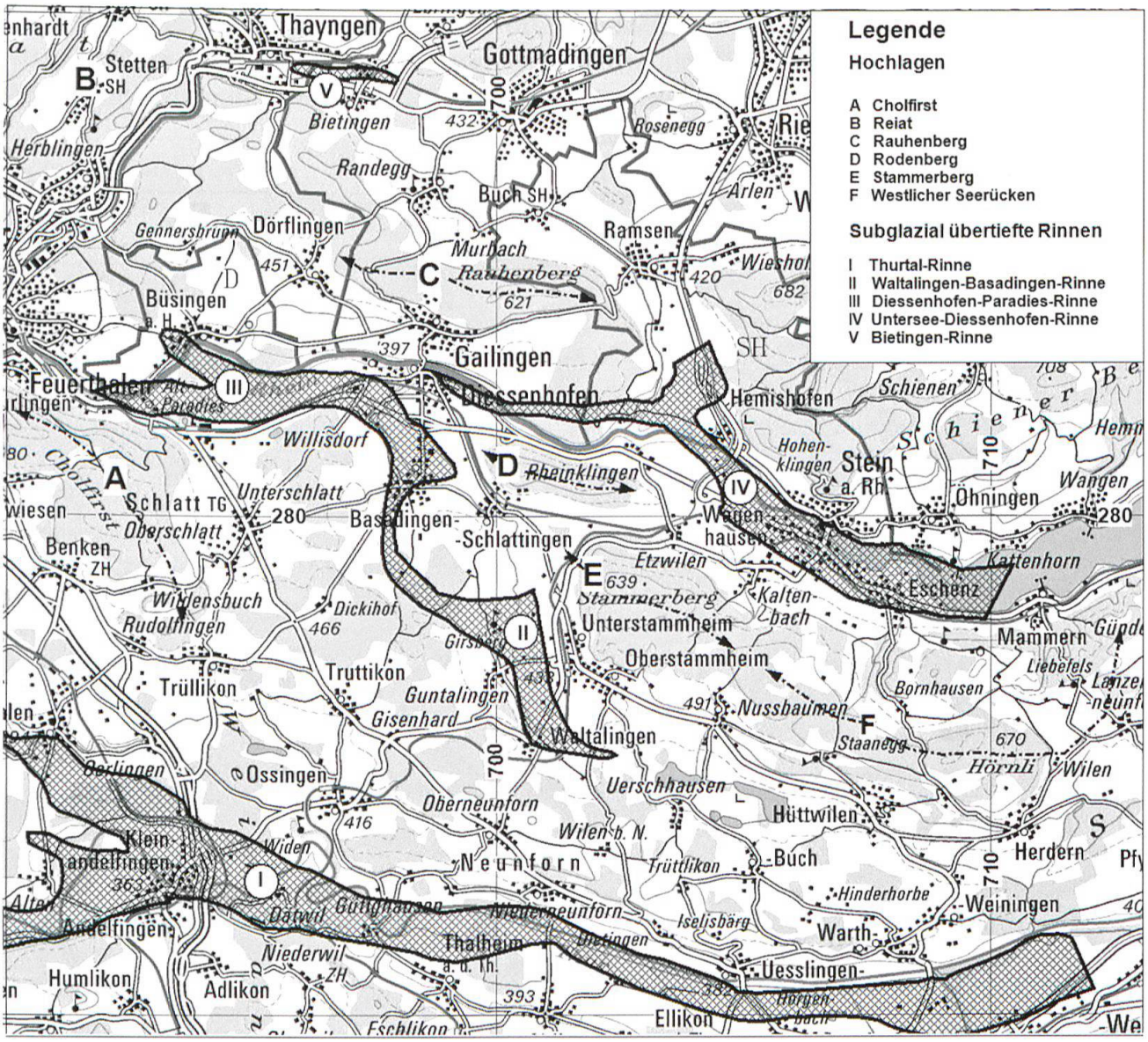


Fig. 3: Morphologische Einheiten. Reproduziert mit Einwilligung von swisstopo [BA130102].

240 m ü. M. Von dort aus steigt die Talsohle bis Basadingen wieder auf etwa 280 bis 290 m ü. M. an.

2.4.4 Diessenhofen – Paradies-Rinne

In diesem Rinnenabschnitt liegt ein «umgekehrtes», das heisst nach Osten gerichtetes Sohlengefälle vor. So fällt die Sohlenbasis – ausgehend von etwa 335 m ü. M. östlich von Feuerthalen – auf circa 300 m ü. M. bei Neuparadies und dann westlich von Diessenhofen auf tiefer als 200 m ü. M ab. Auch ihr verzweigender Ast nach Büsingen ist bis unter 250 m ü. M. vertieft. Diese Rinnenform lässt sich als Folge subglazialer Tiefenerosion erklären. Der Übertiefungsbereich ist hier sehr breit angelegt. Dies wird durch eine Rinnenbreite von etwa 500 m belegt.

Die initiale Rinneneintiefung erfolgte vermutlich weitgehend gleichzeitig mit der Eintiefung der Klettgau-Rinne. Das heisst, dass sie ebenfalls nach Abschluss der Ablagerung des Tieferen Deckenschotters begann und sich bis in die beginnende Möhlin-Eiszeit erstreckte. Während bei dieser Vergletscherungsphase das Eis im westlichen Kanton Schaffhausen bis nach Schleitheim reichte, lag bei Langwiesen – Schlattingen für eine subglaziale Tiefenerosion schon eine ausreichende Eismächtigkeit vor. Dies im Gegensatz zum Klettgau, wo sie für die Auskolkungen noch zu gering war. Während und nach dem Eiszerfall wurde die zuvor entstandene übertiefte Rinne mit moränenartigem Material, Seeablagerungen und Kies verfüllt.

2.4.5 Rheinfall-Rinne

Im Zuge des Hauptvorstosses der Beringen-Eiszeit wurde die eigentliche Klettgau-Rinne im Raum Engiwald (westlich von Schaffhausen respektive nördlich von Neuhausen am Rheinfall) mit Moränenmaterial verschlossen. Daher musste sich der damalige Rhein einen neuen Flusslauf schaffen. Dabei ereignete sich der erosive Durchbruch zwischen Laufen im Osten und dem Südranden im Westen. So wurde der Fels (OSM und Malmkalke) im Raum des heutigen Rheinfallbeckens um rund 150–200 m eingeschnitten. Seither fliesst der Rhein neu in Richtung Rafzerfeld und nicht mehr durch den Klettgau.

Die erosive Bildung der Rheinfall-Rinne respektive die dazu gehörende Rheinumlenkung ist in die Spätphase der Beringen-Eiszeit, nach dem Engiwald-Vorstoss und vor die spätere Wiedervorstossphase der Beringen-Eiszeit zu stellen. Die Rinnenverfüllung mit Schaffhausen-Schotter erfolgte dann während der genannten Wiedervorstossphase. Dies entspricht dem bei der Badi Dachsen im Schaffhausen-Schotter bestimmten Lumineszenzalter (OSL) von circa 150'000 Jahren (Preusser & Graf 2002).

3 Buechberg-Schotter

3.1 Allgemeine Eigenschaften

(vgl. Müller 2010, Beilage 2)

Der Buechberg-Schotter ist oberflächennah zwischen Diessenhofen, Basadingen und Schlatt in Kiesgruben aufgeschlossen. Mehrere, zum Teil sehr ergiebige Quellen und Grundwasserfassungen lassen vermuten, dass er eine grossflächige Verbreitung aufweist. Nach den von den Kantonen Thurgau und Zürich zwischen 1993 und 1998 durchgeführten Untersuchungen wird der Buechberg-Schotter von einer durchschnittlich 20 m (5–50 m) mächtigen, alten Moränenschichten überdeckt (Büchi + Müller AG 1999). Sie sind vermutlich als verschieden alt einzustufen. Innerhalb dieses Moränenkomplexes finden sich auch höher liegende Kies- und Sandlager, welche als Vorstossschotter zu deuten sind.

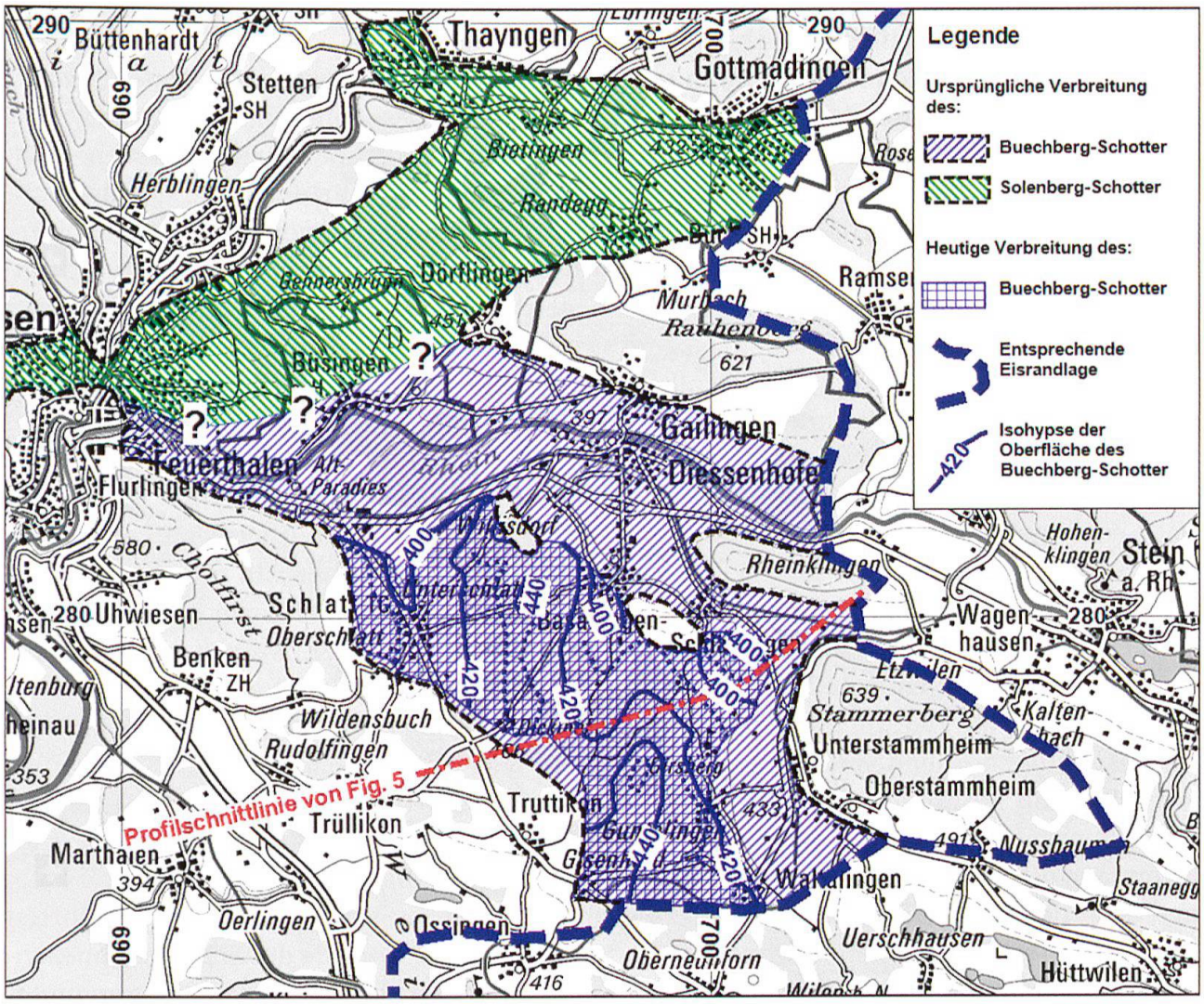
Der Buechberg-Schotter lagert teils auf Fels und teils über älterem Quartär. Die Schotterbasis ist stark reliefiert. Generell betrachtet fällt sie von SE nach NW, von etwa 440 m ü. M. bis auf circa 370 m ü. M. (Fig. 4).

Nach den von Stöckli (1996) durchgeführten Geröllanalysen wurde der Schotter ohne langen Transport in fliessendem Wasser, innerhalb eines verzweigten Flusssystems in

einem Gletschervorfeld abgelagert. Teilweise fanden auch Deltaschüttungen in kleineren Seen statt. Trotz des «Vorhandenseins einer Herauswitterungslage» ist wegen des Fehlens petrographischer Unterschiede keine Gliederung des Buechberg-Schotters möglich (Stöckli 1996). Weiter zeigt Stöckli (1996), dass nach der Schotterablagerung eine deutliche Bodenbildung einsetzte. Sie erfolgte bevor der Buechberg-Schotter mit Moränenmaterial überdeckt wurde.

Eine von Graf (2003, 2009b) vorgeschlagene Zweiteilung in einen «höheren» und «tieferen» respektive westlichen und übrigen Buechberg-Schotter ist wohl nicht auszuschliessen, aber nicht unbedingt nachvollziehbar. Graf bezieht seine Zweiteilung lediglich auf die Gegebenheit, dass der «ältere Buechberg-Schotter» dem Fels direkt aufliegt und der «jüngere Buechberg-Schotter» Beckenfüllungen überlagert.

Nach Süden und Westen ist der Buechberg-Schotter durch die Oberfläche des aufsteigenden Molassefelses begrenzt. Dagegen scheint die heutige Nord- und Ostflanke die Erosionsform des Schottervorkommens zu sein, die durch eine später eingetretene, weit und tief reichende Talausschürfung entstand. Es ist daher zu vermuten, dass das Schottervorkommen ursprünglich wesentlich weiter nach Norden (Rheintal) und Osten (ganzes Stammheimertal) reichte. Somit steht dem heute etwa 22 km² umfassenden Buechberg-Schotter nur noch ein reliktartiger Charakter zu.


Legende
Ursprüngliche Verbreitung des:
Buechberg-Schotter
Solenberg-Schotter
Heutige Verbreitung des:
Buechberg-Schotter
Entsprechende Eisrandlage
Isohypse der Oberfläche des Buechberg-Schotter
Profilschnittlinie von Fig. 5
Büttenhardt
Thayngen
Gottmadingen
Stetten SH
Herblingen
Biotingen
Randegg
Dorflingen
Gennersbrunn
Büsingen
Feuerthalen
Flurlingen
Alt-Paradies
Gailingen
Diessenhofen
Rheinklingen
Hohenklingen
Stein a. Rh.
Wagenhausen
Schlatt
Oberschlatt
Uhwiesen
Benken ZH
Wildensbuch
Rudolfingen
Trüllikon
Truttikon
Marthalen
Oerlingen
Ossingen
Oberneunforn
Unterstammheim
Oberstammheim
Stammerberg
Kaltenbach
Waltalingen
Nussbaumen
Staanegg
Uerschhausen
Hüttwilen
Ramsen
Murbach
Rauhenberg
Gurlingen
Gisenhard
Unterschlatt
Dachsen
Rhein
Wutach
Cholfirst
Randen
Rosenberg
Kirchberg
Hochberg
Stammerberg
Hüttwilerberg
Oberberg
Wilgersdorf
Paradies
Gennersbrunn
Randegg
Rauhenberg
Murbach
Gurlingen
Gisenhard
Unterschlatt
Oberschlatt
Dachsen
Rheinklingen
Wagenhausen
Etzwilen
Stammerberg
Kaltenbach
Unterstammheim
Oberstammheim
Nussbaumen
Staanegg
Waltalingen
Uerschhausen
Hüttwilen
Oberneunforn
Ossingen
Oerlingen
Marthalen
Trüllikon
Truttikon
Rudolfingen
Wildensbuch
Benken ZH
Uhwiesen
Schlatt
Oberschlatt
Flurlingen
Feuerthalen
Büsingen
Dorflingen
Herblingen
Stetten SH
Büttenhardt
Thayngen
Gottmadingen
Biotingen
Randegg
Murbach
Rauhenberg
Gailingen
Diessenhofen
Rheinklingen
Hohenklingen
Stein a. Rh.

3.2 Liegendes des Buechberg-Schotters

In weiten Gebieten liegt der Schotterkörper direkt dem Molassefels auf. Die Bildung dieser Grenzfläche entspricht dem Talboden und den Flanken der ursprünglichen Talung der Thurtal – Seebachtal – Rheintal – Klettgau-Rinne. Hier sind von dieser fluvial gebildeten, sehr umfangreichen Talbildung keine glazialen Tiefenerosionen zu erkennen.
Im Bereich des westlichen Stammheimertals sowie im westlich davon angrenzenden Gebiet lagert der Buechberg-Schotter jedoch über den Verfüllungsschichten einer älteren, in den Fels übertiefen Rinne, der Waltalingen – Basadingen-Rinne (Fig. 5). Bei circa 2½ km SSE von Basadingen liegt ihre grösste Auskolkungstiefe tiefer als 240 m ü. M. Demzufolge ist deren Sohle mehr als 100 m unter der Felsschwelle von Schaffhausen gelegen. Dies schliesst aus hydraulischen Gründen eine fluviatile Entstehung dieser Rinnenvertiefung in Richtung Schaffhausen aus.
Infolgedessen befindet sich hier der Buechberg-Schotter über mächtigen, älteren quartären Lockergesteinen, wie Seeablagerungen und verschiedenartigen Moränen. Die Unterfläche des Schottervorkommens ist ziemlich stark reliefiert. Sie stellt die Restform einer früheren, deutlich erodierten Fels- und Lockergesteinsoberfläche dar. Die tiefste Lage des Buechberg-Schotters reicht lokal nur unwesentlich unter Kote 375 m ü. M. Dabei liegt der tiefste anzunehmende Punkt nicht tiefer als die Felsschwelle im Bereich der Schaffhauser Altstadt von circa 345 m ü. M. Daher konnte sich das ganze Ablagerungsgebiet des Buechberg-Schotters während dessen Entstehung stets bei freiem Gefälle über Schaffhausen in Richtung Klettgau entwässern.
Gesamthaft betrachtet weist die Unterlage des Buchberg-Schotters bei Unterschlatt, Basadingen und südöstlich von Schlattingen drei Mulden auf. Daneben zeichnen sich im Gebiet Buechberg, südlich des Höhenzugs Egg (Schlattingen) sowie im Bereich von Gisenhard (Ossingen) drei Hochzonen ab. Im Raum Neuparadies fällt der Molasseuntergrund steil nach Norden ab. Die Beschaffenheit des Liegenden ist nordöstlich von Unterschlatt und am nordwestlichen Abhang des Buechberg-Schotters nicht bekannt. Aus Analogieschlüssen ist zu vermuten, dass dort zwischen der Molasse und dem Schottervorkommen auch noch ältere quartäre Serien auftreten. Bei diesen wird es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um See-

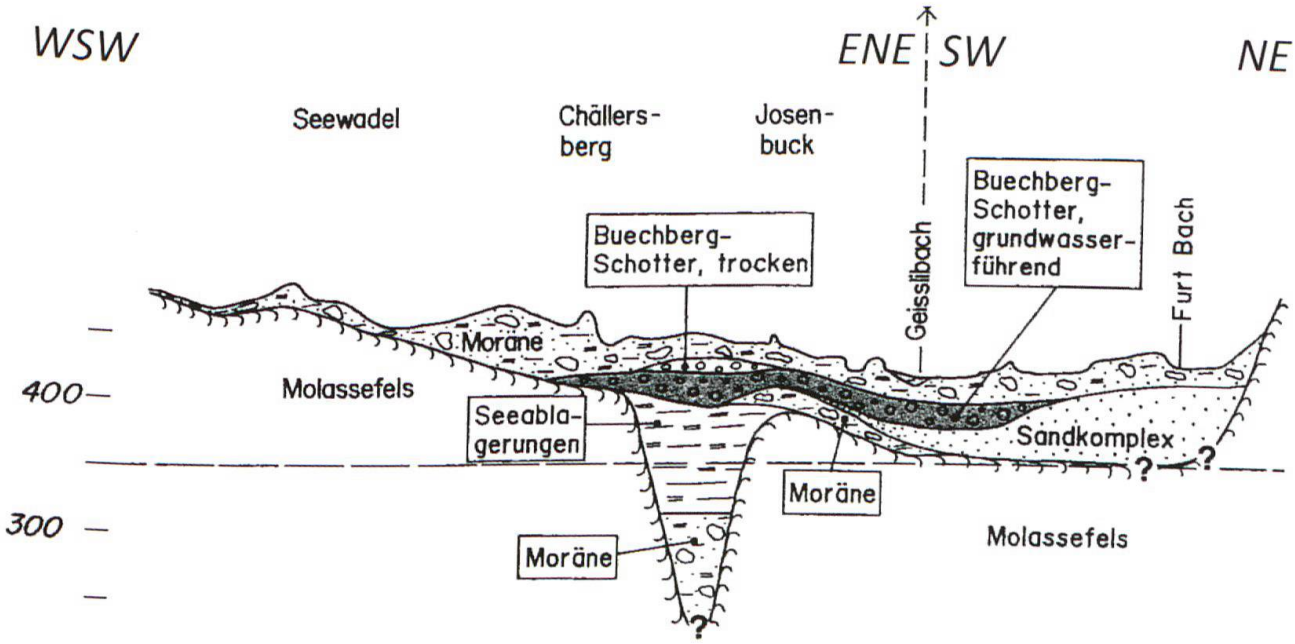


Fig. 5: Profilschnitt durch den Buechberg-Schotter, 10 × überhöht. Aus Müller (1995).

ablagerungen und/oder verschiedenartige Moränen (Diamikte) handeln.

3.3 Oberfläche

Die Oberfläche des Schottervorkommens wies ursprünglich eine einheitliche, flache Gestalt auf. Sie reichte entlang der südlichen Begrenzung mindestens auf gut 450 m ü. M. Von hier aus fiel sie in Richtung Rhein früher auf circa 440 m ü. M. ab. Das entsprechende Oberflächengefälle mass dabei knapp 2‰. Anhand der Koten der verbliebenen Hochzonen kann auf ein nach WNW bis NW gerichtetes Fallen der damaligen Schotterflur geschlossen werden.
Gemäss Stöckli (1996) fand nach der Ablagerung des Buechberg-Schotters eine Bodenbildung statt. Diese blieb allerdings nur noch an wenigen Stellen erhalten.
Es ist denkbar, dass im bandartigen Bereich von Feuerthalen/Langwiesen nach Dörflingen der Buechberg-Schotter an den vermutlich gleichaltrigen, über Gottmadingen nach Schaffhausen verlaufenden, Solenberg-Schotter grenzte. Dabei ist auch eine seitliche Verzahnung mit dieser Rinnenfüllung möglich (Fig. 4).
Nach der Ablagerung des Buechberg-Schotters wurde dessen nördlicher und östlicher Abschnitt vollständig erodiert. Weiter weist die heutige Form der Schotteroberfläche darauf hin, dass die verbliebene Oberfläche des Buechberg-Schotters fluviatil und/oder glazial erodiert wurde. Folglich ist heute das Schottervorkommen in drei rückenartigen Hochformen gegliedert. Sie werden durch zwei trennende spätere Austalungen - das zentrale Schlattertal und die südlich von Basadingen verlaufende Nord-Süd Vertiefung - begrenzt.
Bohrungen aus dem Raum Diessenhofen – Schlattingen erschlossen den Buechberg-Schotter unter dem Moränenkomplex, inkl. dem ihn mit einschliessenden Vorstossschotter. Zudem tritt er dort auch erst unter den Seeablagerungen auf, welche zum Ziegeleiton von Basadingen («Basadingen-Ton») gehören.

3.4 Mächtigkeiten

Die lokalen Mächtigkeiten des Buechberg-Schotters ergeben sich aus den Höhenunterschieden der Grenzflächen, die sich aus den beiden Erosionsprozessen vor und nach der Ablagerung des Schotterkörpers ergaben. Ausgehend von einer ursprünglichen Schotteroberfläche von rund 435-440 m ü. M. und einem tiefsten Sohlenbereich von rund 380 m ü. M. war er ursprünglich bis 60 m mächtig. Wegen den nachmaligen Erosionen weist der Buechberg-Schotter heute aber nur noch Schichtstärken von bis zu 30 m auf. Dabei finden sich die mächtigsten Schichtpakete in den Bereichen südlicher Buechberg und westlich von Guntalingen.

3.5 Schlüsselrolle des «Basadingen-Tons»

Der «Basadingen-Ton» wurde in einer Erosionsform des Buechberg-Schotters abgelagert, also teilweise noch über diesem oder dort, wo er vorher noch vorlag, dann aber anschliessend wieder vollständig erodiert. Das Tonvorkommen – ein stark toniger Silt von steifer bis halbfester Konsistenz – ist von einer wohl grossräumigen, aber eher mässig starken Grundmoränenschicht bedeckt. Die Mächtigkeit dieses Ziegeleitons misst bis über 40 m.
Unter dem Basadingen-Ton folgen im weiteren Raum des früheren Ziegeleiareals sandige, teils «lehmige» und auch teils kiesige Seeablagerungen. Sie sind teilweise bis über 20 m mächtig. Die Sohle des Tonvorkommens reicht bei Basadingen unter das Sohlenniveau des Buechberg-Schotters, der aus Erosionsgründen hier gar nicht mehr existiert. Das Liegende der sandigen Seeablagerungen ist nicht näher bekannt. Es ist aber zu vermuten, dass es aus dem Komplex der «alten Moräne mit Zwischenschichten von Seeablagerungen und Tieferen Kieslagern» besteht, welcher südöstlich von Schlattingen auch das Liegende des Buechberg-Schotters bildet (Fig. 5).
Die Schichtabfolge bei der Basadinger Ziege-

leigrube lässt sich zwangslos mit jener korrelieren, die in der circa 1 km östlich von Diessenhofen gelegenen Bohrung vorgefunden wurden. Es ist anzunehmen, dass im näheren Bereich dieses «Schlüsselaufschlusses» das dortige Schottervorkommen über den genannten tonigen Seeablagerungen liegt. Damit ist es, respektive der mit ihm gleichaltrige Schaffhausen-Schotter, jünger als der «Basadingen-Ton». Schliesslich ist es infolgedessen auch jünger als der Buechberg-Schotter.

4 Ittingen-Schotter

4.1 Allgemeine Eigenschaften

(Fig. 6 und Müller 2010, Beilage 3)

Der Ittingen-Schotter ist flächenhaft über rund 7 km² verbreitet. Er ist zurzeit in mehreren Kiesgruben gut aufgeschlossen. Er wird meistens von 10–20 m mächtigen Grund- und Ablationsmoränen überdeckt. Vereinzelt treten verkittete Ittingen-Schotter als «Rundhöcker» zu Tage.

Nach Andresen (1979) führen die Ittingen-Schotter in ihrem basalen Bereich teilweise grobe Steine und Blöcke. Sie zeigen daher in ihren tiefsten Lagen einen glazifluviatilen Charakter. Dies weist auf eine zu Beginn der Schotterschüttung bei Frauenfeld gelegene Gletscherstirn hin.

Kaden (1987) und Frangi (1997) belegten durch umfangreiche geröllanalytische Analysen, dass die Ittingen-Schotter oberhalb des basalen Bereichs rein fluviatiler Natur sind. Sie wurden demnach von ihrer Schüttungsquelle, das heisst vom dazugehörenden Gletscherrand, weit entfernt abgelagert. Kaden (1987) nennt dazu eine Distanz von grössenordnungsmässig etwa 30 km. So ist anzunehmen, dass der Schüttungsbereich des Ittingen-Schotters bis in den zwischen Weinfelden und dem Bodensee gelegenen Raum reichte und mit grosser Wahrscheinlichkeit das ganze mittlere Thurtal umfasste. Somit war das ganze talwärts liegende Gebiet einst mit Ittingen-Schotter bedeckt. Zudem erwähnt Kaden (1987), dass die Ittingen-Schotter unter gleichmässigen Bedingungen sedimentiert wurden.

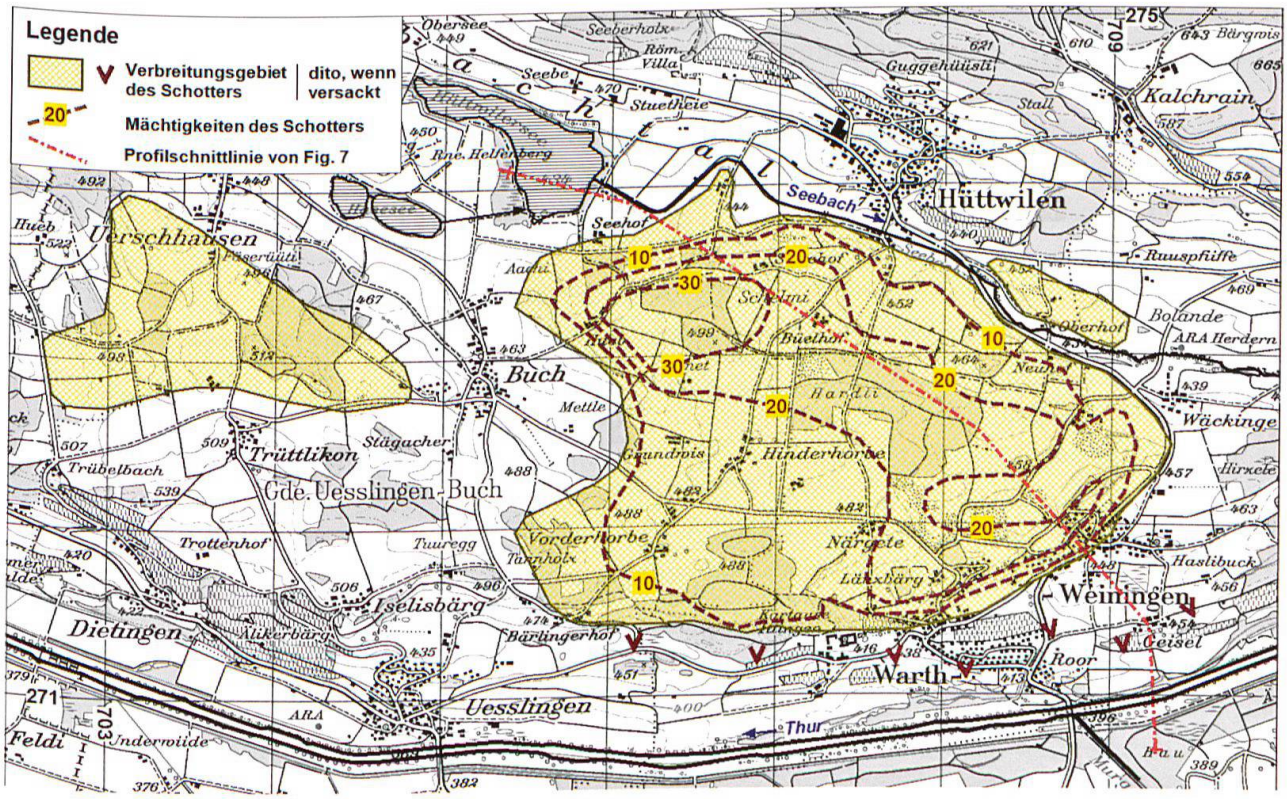


Fig. 6: Verbreitung des Ittingen-Schotters. Reproduziert mit Einwilligung von swisstopo [BA130102].

Heute stellt der Ittingen-Schotter keinen zusammenhängenden Körper mehr dar. So ist er im Seebachtal in mindestens drei Teilabschnitte (Fig. 6) gegliedert. Daneben treten in der weiteren Umgebung von Frauenfeld kleinere Schottervorkommen auf, die sich aufgrund ihrer Höhenlage und Erscheinungsform zwangslos als Relikte des Ittingen-Schotters deuten lassen. Als solche können die südlich von Frauenfeld sowie die nördlich von Pfyn gelegenen Schottervorkommen betrachtet werden.

4.2 Unterlage

Der Ittingen-Schotter liegt verschiedenen Gesteinsserien auf. So steht er in den eher südwestlichen Bereichen direkt über dem

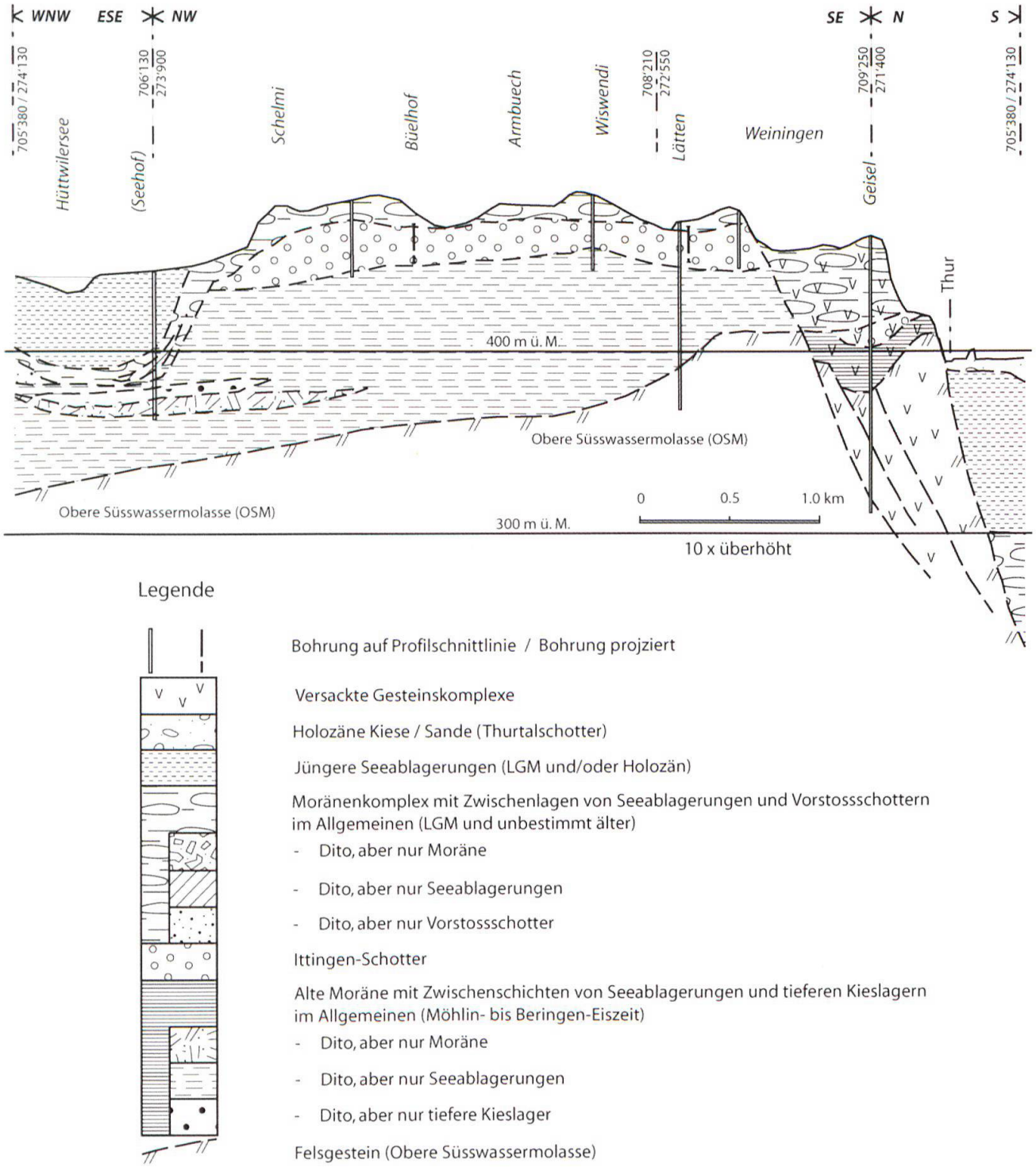


Fig. 7: Geologischer Profilschnitt Ittingen-Schotter.

Fels, das heisst über Sandsteinen, Glimmersandsteinen und Mergeln der Oberen Süsswassermolasse (OSM) an. Dies ist vor allem im südlichen und südwestlichen Verbreitungsgebiet der Fall. Direkt nördlich davon folgt er über älteren Moränenschichten. Sonst wurde er über glazial stark vorbelasteten und daher sehr dicht gelagerten Seesedimenten abgelagert. Bei diesen handelt es sich vorwiegend um feinsandige Silte von geringer Plastizität bis siltige Sande, die häufig warvenartig feingeschichtet sind. Diese sind oft sehr mächtig und weisen dabei Schichtstärken von bis über 60 m auf.
Die Oberfläche der liegenden Seeablagerungen reicht bis auf knapp 450 m ü. M. Daraus ist eine entsprechende Seespiegelhöhe von um 455 m ü. M. abzuleiten. Müller (1996) erklärt diese Staulage mittels einem zuvor geschütteten Moränenkranz bei Ossingen – Nussbaumen – Oberstammheim (sogenannter Ossingen-Riegel). Dieser war nirgends tiefer als 455 m ü. M. gelegen und vermochte daher nach dem Rückschmelzen des Gletschereises oberhalb dieses Endmoränenbogens einen grösseren See, den Weiningen-See, aufzustauen. Das anschliessend vom See auslaufende Wasser erodierte sukzessiv den Moränenriegel, was den Seespiegel allmählich absenkte. Als dieser schliesslich ausgelaufen war, erodierten die Fliessgewässer die vorher entstandene und nun freigelegte Oberfläche der Seeablagerungen sowie der seitlich angrenzenden Moränenböden.
Dadurch wurde die Auflagefläche für den Ittingen-Schotter reliefiert, so dass sie nun generell senkrecht zur Talachse, also in nördlicher bis nordöstlicher Richtung geneigt ist. Das entsprechende Einfallen misst in der Regel zwischen 2% und 10%. Die am tiefsten gelegenen Sohlen der später nicht versackten Schotter liegen bei knapp 430 m ü. M. Sie treten im nördlichen Bereich, das heisst südlich der heutigen Seen und entlang dem Seebach auf. Eine «Zwischentieflage» mit Höhen von um 440 m ü. M. ist im heutigen Abbaugebiet nördlich der Dörfer Warth und Weiningen ausgebildet.

4.3 Oberfläche

Die Schotteroberfläche weist ein deutliches Relief auf, das nicht längs, sondern deutlich quer zur Schüttungsrichtung des Schotters abfällt. Diese Situation weist auf markante Erosionserscheinungen der Schotteroberfläche hin, welche sich im Zeitraum zwischen der Ablagerung des Ittingen-Schotters und seiner Überdeckung mit jüngeren Moränen ereigneten.
Als Ausgangshöhe der ursprünglichen Schotterflur kann mindestens 475 m ü. M. gelten. Heute treten die am höchsten gelegenen Schottervorkommen bis um 470 m ü. M. auf. Sie finden sich im Süden (circa 1½ km südöstlich von Buch) und im Südwesten (circa 2 km westlich von Buch). Die tiefst gelegene Schotteroberfläche findet sich im nördlichen Bereich, so bei Uerschhausen, südlich des Nussbaumersees und entlang dem Seebach, auf knapp 430 m ü. M. Bei Weiningen ist im Bereich des heutigen Kiesgrubenareals die Oberfläche des Ittingen-Schotters erosiv auf etwa 450–460 m ü. M. abgesenkt.

4.4 Versackung des südlichen Ittingen-Schotters

Die abrupte, südliche Begrenzung zum Thurtal hin, lässt sich als Folge der späteren subglazialen Tiefenerosion im mittleren und unteren Thurtal erklären. Dadurch wurde unter anderem der Hauptanteil des früheren, grossflächig verbreiteten Ittingen-Schotters völlig entfernt. Abgesehen von einigen wenigen Kleinvorkommen blieb er praktisch nur noch nördlich einer Linie von Dietingen (Uesslingen-Buch) – Warth – Geisel (Warth – Weiningen) als Relikt erhalten (Fig. 6).
Nach Abschluss der markanten Tiefenerosion im Thurtal trat eine grossräumige Versackung der gesamten Hanglage zwischen Niederneunforn und südwestlich von Weiningen ein. Im Vergleich zu anderen, grossräumig versackten Talflanken ist zu vermuten, dass die Versackung die ganze Flanke

der Auskolkungsstrecke bis nahezu hinunter zu deren Basis erfasste. Dadurch wurden die betroffenen Schichten nicht nur in ihrer Höhenlage, sondern auch in ihrer Schichtlagerung sehr stark gestört respektive verstellt.

4.5 Mächtigkeiten

In den nicht versackten Gebieten schwankten die ursprünglichen Mächtigkeiten des Ittingen-Schotters meist zwischen 40 und 50 m. Durch die umfangreichen Erosionsprozesse wurden in der Folge die Mächtigkeiten stark reduziert. So messen sie heute im zentralen Gebiet höchstens bis wenig über 30 m (Fig. 6). In den beiden kleineren, reliktartigen Nebenvorkommen erreichen die einzelnen Schichtmächtigkeiten praktisch nicht mehr als 10 m.

5 Rinnenschotter

5.1 Allgemeine Eigenschaften
(Müller 2010, Beilage 4)

Unter dem lithostratigraphischen Begriff «Rinnenschotter» wurden bisher Kiesabfolgen verstanden, die jene Rinnen verfüllen, welche zuvor zwischen dem Hegau und dem Klettgau respektive Rheinauerfeld in den Felsuntergrund eingetieft wurden. Diese fluviatilen Schottervorkommen stammen vom Vorfeld des Bodensee-Rheingletschers. Sie wurden weitgehend aus dem Singener-Becken und untergeordnet aus dem nach Westen geöffneten Bereich eines früheren Untersees in den östlichen Raum von Schaffhausen geschüttet. Dort teilen sie sich scheinbar in zwei Rinnenverfüllungen. Dabei verläuft die nördlichere – die Klettgau-Rinne – in Richtung Engiwald – Klettgau – Waldshut und die südlichere – die Rheinfall-Rinne – in Richtung Neuhausen – Rheinauer- und Raf-

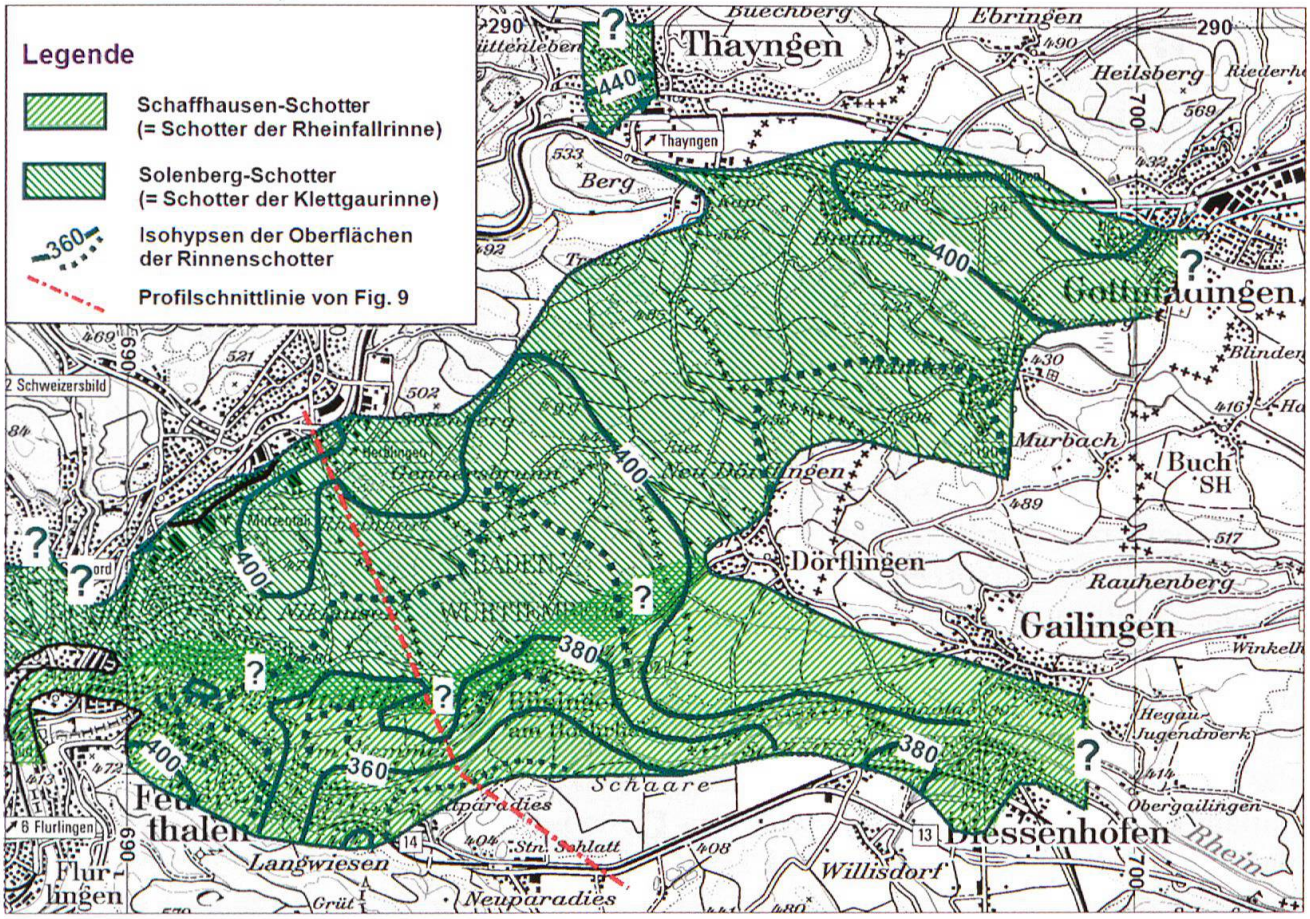
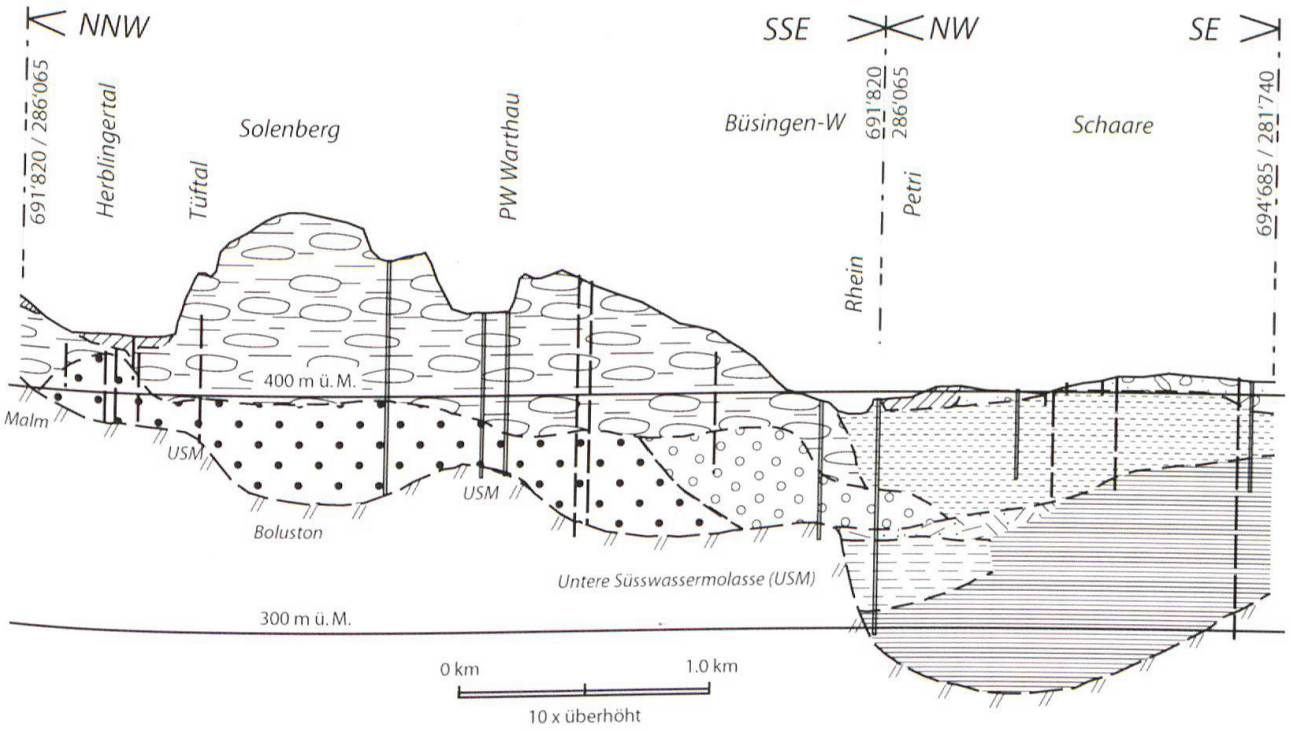
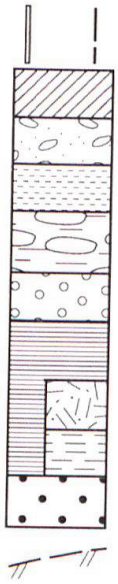


Fig. 8: Verbreitung der Rinnenschotter. Reproduziert mit Einwilligung von swisstopo [BA130102].

zerfeld. Östlich von Schaffhausen, bei Buchthalen, vereinigt sich der vom Hegau her stammende Rinnenschotter mit dem gleichartigen Schottervorkommen von Diessenhofen/Gailingen – Büsingen. Nach Schreiner (1968) entsprechen die Rinnenschotter dem «Unteren Kieslager» im Singener-Becken.
Die Rinnenschotter zeichnen sich als sandige Kiese aus. Sie sind gut kompaktiert, oft deformiert und häufig «deckenschotterartig» verkittet. Im Ostteil finden sich darin auch grössere Steine und Blöcke. Daraus kann geschlossen werden, dass sie dort näher am Gletscherrand gelegen ablagert wurden. Ihre Obergrenze zum hangenden Moränenkomplex ist vor allem im Osten unscharf, wo stellenweise Verzahnungen mit Grundmoränenlehm und Beckentonlagen vorliegen (Schreiner 1968). Oft führt der Rinnenschotter auch Vulkanitgerölle aus dem Hegau (Basalte und Phonolithe).



Legende



Bohrung auf Profilschnittlinie / Bohrung projziert

Künstliche Auffüllung

Schottervorkommen der späten Birrfeld-Eiszeit

Jüngere Seeablagerungen (LGM und/oder Holozän)

Moränenkomplex mit Zwischenlagen von Seeablagerungen und Vorstossschottern im Allgemeinen (LGM und unbestimmt älter)

Schaffhausen-Schotter (Späte Beringen-Eiszeit)

Alte Moräne mit Zwischenschichten von Seeablagerungen und tieferen Kieslagern im Allgemeinen (Möhlin- bis Beringen-Eiszeit)

- Dito, aber nur Moräne
- Dito, aber nur Seeablagerungen

Solenberg-Schotter (vermutlich Möhlin-Eiszeit)

Felsgestein (Malm, Boluston, Untere Süsswassermolasse)

Fig. 9: Geologischer Profilschnitt des Rinnenschotters zwischen Schaffhausen – Nord und Neuparadies (Gemeinde Schlatt).

Neuere Untersuchungen, v. a. von Graf (2003) lassen erkennen, dass der «Rinnenschotterkörper» nicht eine Einheit darstellt, sondern in mehreren Zeitabschnitten geschüttet, aber auch teilweise bis völlig erodiert wurde. Später wurden solche Erosionsgebiete stellenweise mit jüngeren Rinnenschottern wieder überschüttet. Zumindest ist der Rinnenschotter in einen älteren, den Solenberg-Schotter und einen jüngeren, den Schotter der Rheinfall-Rinne respektive Schaffhausen-Schotter zu gliedern. Das absolute Alter des letzteren konnte an bei Dachsen entnommenen Proben mittels Lumineszenzanalysen auf rund 150'000 Jahre bestimmt werden (Preusser & Graf 2002). Seine Ablagerung ist daher klar vor die letzte Zwischeneiszeit (Eem) zu stellen.
Während sich der jüngere (Schaffhausen-Schotter) vom älteren Rinnenschotter (Solenberg-Schotter) ab Schaffhausen räumlich scharf abgrenzen lässt, sind östlich der Altstadt von Schaffhausen die seitlichen Übergänge unklar. Dies insbesondere deshalb, da die geröllpetrographisch nahezu gleich zusammengesetzten jüngeren Rinnenschotter über älteren lagern. Entsprechende Abgrenzungen sind anhand von Bohrergebnissen leider kaum anzustellen. Es sind somit Überlagerungen respektive laterale Ablösungen beider Körper anzunehmen.
Der Rinnenschotter ist in der Regel von Moränen, Vorstossschottern und Seeablagerungen überdeckt. Sie sind als Ablagerungen des komplexen Eisaufbauprozesses der letzten Eiszeit (LGM respektive der Birrfeld-Eiszeit) zu deuten. Westlich der Schaffhauser Altstadt fehlt in der nördlichen Rinne der eigentliche Solenberg-Schotter. Stattdessen wurde dort moränenartiges Material erbohrt (Schindler 1985), das für das Grundwasser abtrennend wirkt.

Nordwestlich des Bahnhofs Schaffhausen lagert über dem Rinnenschotter der Klettgau-Rinne ein bis 10 m mächtiger, interglazialer bis interstadialer, oft humoser Hangschutt, der von bis 18 m starken Seeablagerungen bedeckt ist. Den Abschluss nach oben bildet ein bis 20 m mächtiger Komplex von Vorstossschotter, Moräne und Niederterrassenschotter. Südwestlich des Bahnhofs Schaffhausen finden sich über dem dortigen Rinnenschotter (Schaffhausen-Schotter) 5–10 m mächtige, interglaziale bis interstadiale Flussablagerungen. Diese sind wiederum von 10–25 m starken Seeablagerungen bedeckt. Eine bis 30 m mächtige Schichtserie von Vorstossschotter, Moräne und Niederterrassenschotter schliesst den Komplex nach oben ab.

5.2 Spezielle Eigenschaften des Rinnenschotters von Diessenhofen – Schaffhausen respektive des Schaffhausen-Schotters

Der ostsüdöstliche, seitliche Nebenarm des Schaffhausen-Schotters – das Schottervorkommen von Diessenhofen/Gailingen – Büsingen – ist hauptsächlich nördlich des Rheins verbreitet. Dort ist er nur lokal, knapp über Rheinniveau aufgeschlossen. Sein Auftreten ist aber anhand mehrerer Sondierbohrungen und Grundwasserfassungen nachgewiesen. Zwischen Diessenhofen – Paradies – Feuerthalen reicht dieses Schottervorkommen unter dem Rhein hindurch auch noch knapp auf dessen Südseite. Hier keilt es – vermutlich erosiv bedingt – gegen Süden sehr rasch aus. Dabei ist es oben zwischen jüngeren Seeablagerungen (Paradieslehm) und älteren Seeablagerungen unten (Sande, Silte und Tone als Felsrinnenverfüllung) eingebettet. Die Sohlen des Rinnenschotters liegen bei Diessenhofen/Gailingen zwischen 360 und 380 m ü. M., südlich von Büsingen knapp unter 340 m ü. M. und in der Schaffhauser Altstadt um 340–350 m ü. M. Dort schmiegen sich die Rinnenschotter an die lokalen Felserhebungen bei circa 360–400 m ü. M.
Bei Dörflingen folgt der Rinnenschotter unmittelbar über der Unteren Süsswassermolasse (USM). Sie bildet auch im östlichsten Gebiet von Schaffhausen – neben lokal

verbreiteten, gering mächtigen Grundmoränen - das Liegende des Rinnenschotters. Im Zentrum von Schaffhausen und entlang des Herblingertals – Solenberg findet sich der Solenberg-Schotter z. T. direkt auf Malmkalken. Im Gebiet Kohler - vis à vis von St. Katharinental - steht der Fels der Oberen Meeresmolasse (OMM) unmittelbar über dem Rhein auf einer Kote von 395 m ü. M. an. Sondierungen im Grenzgebiet zwischen Ramsen und Gailingen bestätigen wohl die Felsrinne Gailingen – Hemishofen, die östliche Fortsetzung des Rinnenschotters von Diessenhofen – Gailingen konnte dagegen nicht nachgewiesen werden (Zaugg & Geyer 2008). Dagegen könnte ein verkitteter Schotter im Rheinbett bei Schupfe (zwischen Diessenhofen und Rheinklingen) allerdings ein Relikt von Rinnenschotter darstellen, was hier eine sehr schmale Rinne zur Folge hätte.

Von Diessenhofen bis Paradies (Schlatt) wird der Schaffhausen-Schotter, von «Paradiestonen» und Grundmoränen überdeckt. Westlich von Diessenhofen wurde in der Bohrung «Brunnen Rosiliberg» über dem Schaffhausen-Schotter ein alter Boden innerhalb des Moränenkomplexes erschlossen. Dieser Boden kann unter Umständen mit dem Flurlinger Kalktuff verbunden werden.
Bei St. Katharinental und Gailingen lagert über dem Rheinniveau direkt auf dem Rinnenschotter übergangslos ein weiterer Schotter. Aufgrund seines höhenmässigen Auftretens ist er als ein Vorstossschotter der letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit) zu deuten. Westlich von Gailingen tritt der Rinnenschotter wiederum gleich unter Moräne auf. Östlich von Schaffhausen folgt dagegen über dem Rinnenschotter ein über 50 m mächtiger Schichtstapel aus Moräne, Seeablagerungen und Vorstossschotter. Bei Feuerthalen – Langwiesen tritt über dem Rinnenschotter ebenfalls ein bis zu 50 m mächtiger Schichtstapel von diversen Schottern, Moräne und Seeablagerungen auf. Unter der Terrasse von Feuerthalen liegt die Obergrenze des Rinnenschotters etwa auf Kote 395 m ü. M. (Fig. 8).

5.3 Begrenzung

Im westlichen Bereich wird der Schaffhausen-Schotter durch den zum Rhein und Rheinfallbecken abfallenden Abhang des Höhenzugs Cholfirst begrenzt. Dann verläuft seine Grenzlinie durch den Dorfkern von Neuhausen in Richtung Autobahnanschluss Schaffhausen-Süd via die Rheinfall-Rinne zur Altstadt Schaffhausen. Dort trifft das Schottervorkommen auf den Rinnenschotter der Klettgau-Rinne (Solenberg-Schotter). Nördlich an die Klettgau-Rinne anschliessend, zieht der Rand des Solenberg-Schotters entlang des Herblingertals und dann am Osthang des südlich von Thayngen gelegenen Höhenzugs Berg (Fig. 8).
Im Nordosten grenzt der Solenberg-Schotter an die südlichen Abhänge des Thayngen-Buechberg und Heilsberg (Gottmadingen). Dessen Fortsetzung und lithostratigraphischen Zusammenhänge mit den mittleren und tieferen Kieslagen sind im dann folgenden Singener-Becken zurzeit noch wenig geklärt. Das Fehlen des Rinnenschotters in Buch/SH und Ramsen ist aufgrund von Bohrdaten und geoelektrischen Sondierungen nachgewiesen.
Weiter südlich zieht dann der «Rinnenschotter» von Randegg (Gottmadingen) – Dörflingen um die Westhälfte des Rauhenberg, bis nach Gailingen / Diessenhofen. Inwieweit dieser aus älterem (Solenberg-Schotter und/oder jüngerem Schaffhausen-Schotter) besteht, ist zurzeit wegen der fehlenden Aufschlüsse noch nicht geklärt. Die Südgrenze verläuft schliesslich von Diessenhofen über Schaare / Paradies nach Langwiesen zum eingangs beschriebenen Abhang des Cholfirst.

5.4 Unterlage

In Richtung der damaligen allgemeinen Entwässerung, also zum Klettgau hin, lag die tiefste Sohle des Rinnenschotters westlich von Schaffhausen um 335 m ü. M. Auffallend ist, dass die Sohlenkote von 335 m ü. M. im gan-

zen Verbreitungsgebiet der beiden Rinnenschotter bis dato noch in keiner der über sechzig massgebenden Bohrungen unterschritten wurde. Als bemerkenswert sind aber die tiefsten erschlossenen Koten der Schotterunterflächen von Paradies (339 m ü. M.) und Büsingen respektive Schaare (339 m ü. M.) zu beachten. Daraus lässt sich für den Solenberg- respektive Schaffhausen-Schotter ein äusserst geringes Sohlengefälle vonetwa 0.7‰ ableiten. Diese Sohlenneigung entspricht auch dem von Schreiner (1983, 1992) für den Rinnenschotter zwischen Gottmadingen und Schaffhausen beschriebenen Gefälle von ebenfalls 0.7‰.
Die tiefsten Sohlenbereiche liegen im südlichen Bereich des Schottervorkommens entlang einer Ost-West erstreckten Achse vor. Dabei ist anhand der Bohrungen südsüdwestlich von Büsingen/Schaare ein leicht erhöhter Rücken auszumachen. Dieser trennt eine kleinere Sohlenmulde im Raum Paradies von einer grösseren Längsmulde, die bis zu St. Katharinental reicht. Im mittleren und nördlichen Bereich des Schottervorkommens (weitgehend Solenberg-Schotter) befindet sich die eher wenig strukturierte Unterfläche von etwa 350 m ü. M. auf bis 390 m ü. M. ansteigend.

Die beiden Rinnenschotter (Solenberg- und Schaffhausen-Schotter) liegen weitgehend dem Fels, bestehend aus Malmkalken, Boluston oder Unterer Süsswassermolasse auf. Selten findet sich zwischen dem Schotter und dem Felsuntergrund noch eine höchstens wenige Meter mächtige Grundmoränenschicht. Es ist nicht auszuschliessen, dass diese einer Moräne entspricht, die den älteren Rinnenschotter (Solenberg-Schotter) bedeckt. Der ganze darüber hangende Rinnenschotterkörper wäre in diesem Fall nur dem jüngeren, also dem Schaffhausen-Schotter zuzuordnen.
Südlich einer Linie von St. Katharinental/Diessenhofen – Paradies – Feuerthalen lagert das Schottervorkommen von Diessenhofen/Gailingen – Büsingen über einer Serie älterer quartärer Lockergesteinsschichten. Diese sind bis mehrere Dekameter stark. Diese Aussage stützt sich auf Resultate von neun Sondierbohrungen. Aufgrund dieser Eigenschaften ist zu schliessen, dass der ganze Rinnenschotterkörper südlich der oben genannten Linie jünger als der ältere Rinnenschotter, das heisst als der Solenberg-Schotter, ist. Somit ist dieses Vorkommen vollumfänglich dem Schaffhausen-Schotter zuzuordnen.
Es ist anzunehmen, dass die Oberfläche des den Buechberg-Schotter bedeckenden Ziegeleitons von Basadingen nach seiner Entstehung seitlich massiv wieder erodiert wurde. In dieser erosiven Austalungsstrecke wurde anschliessend der Schaffhausen-Schotter abgelagert. Somit ist im Raum Diessenhofen der dortige Rinnenschotter jünger als der Basadingen-Ton und vor allem der Buechberg-Schotter.

5.5 Oberfläche

Die Oberfläche des Rinnenschotters (Fig. 8) scheint deutlich mehr reliefiert als dessen Unterfläche zu sein, wobei sich breitflächige Erosionsformen abzeichnen. Auch die Höhenunterschiede der Schotteroberfläche sind ganz beachtlich. Steigen sie doch von etwas weniger als 350 m ü. M. auf bis über 415 m ü. M. Auffallend ist ein allseitiges Ansteigen des Rinnenschotters zu dessen Randbereichen. Die mittleren Neigungen der Oberflächen messen in der Regel zwischen 2% und 5%.
Da anzunehmen ist, dass der Rinnenschotter zusammenhängend von Gottmadingen nach Büsingen/Schaffhausen verläuft, liegt eine flache muldenartige Vertiefung der Schotteroberfläche vor. Diese weist ein sehr flaches Gefälle nach Büsingen auf. Zwischen Bietingen und im Bereich des heutigen Bahnhofs von Thayngen wurde ein Teil des Rinnenschotters subglazial erodiert. Diese vollständige Ausräumung fand spätestens im frühen LGM, vermutlich aber wesentlich früher statt. Die dadurch neu entstandene Hohl-

form wurde anschliessend mit feinkörnigen Seeablagerungen und moränenartigen Sedimenten gefüllt.
Zwischen Langwiesen und Diessenhofen ist die Oberfläche des Schaffhausen-Schotters auf einer etwa 5 km langen Strecke entlang des Rheines abgesenkt. Die dadurch entstandene Oberflächendepression liegt somit bis 40 m tiefer als die Oberfläche des gleichen Schotters im Bereich der Schaffhauser Altstadt. Dazu gilt der Hinweis, dass hier dieser Schotter von Paradieslehm noch überdeckt ist und darüber schliesslich Niederterrassenschotter folgen. Für das hier die Oberfläche des Schaffhausen-Schotters erodierende Wasser bestand in Richtung Schaffhausen daher keine Abflussmöglichkeit bei einem freien Gefälle. Somit konnte diese Erosion, die vor der Ablagerung des Paradieslehms erfolgen musste, nur subglazial erfolgt sein.

5.6 Mächtigkeiten

Die lokalen Mächtigkeiten des Rinnenschotters schwanken ganz beachtlich. Dies ist die Folge der örtlichen Lage bezüglich der jeweiligen, vor dem Ablagerungsprozess bestandenen Morphologie der liegenden Gesteinsserie sowie der nach der Erosion des Schotterkörpers verbliebenen Oberflächengestalt. Ausgehend von einer ursprünglich vorhandenen, eher einheitlichen Schotterflur, welche etwa auf 400 bis 415 m ü. M. lag, war der Rinnenschotterkörper bis 60 bis 70 m mächtig. Sein entsprechender tiefster Sohlenbereich ist dabei auf 335 bis 345 m ü. M. positioniert. Als Folge der nach der Schotterbildung stattgefundenen Erosionen hat der Rinnenschotter heute noch Schichtstärken von bis zu 50 m. Die mächtigsten Schichtpakete finden sich dabei zwischen Buchthalen und Büsingen.

6 Folgerungen

6.1 Zum Buechberg-Schotter

Aufgrund der ursprünglichen Oberflächenform kann vermutet werden, dass für die Schüttung des Buechberg-Schotters vermutlich drei Schüttungsquellen bestanden. Von denen lag die bedeutendste im Bereich Seebachtal/Thurtal. Daneben wirkten noch die nördlich und südöstlich des Rodenberges gelegenen Schüttungsquellen westlich von Etzwilen und des östlichen Staffelwaldes (Ramsen/Gailingen).
Die Unterfläche des Buechberg-Schotters wurde bis anhin nie tiefer als 370 m ü. M. beobachtet. Damit konnten die Gewässer, welche die direkte Unterlage (Fels- und Lockergesteine) des Buechberg-Schotters formten, sich stets in freiem Gefälle in Richtung Schaffhausen – Klettgau entwässern. Demnach fanden dabei keine letztendlichen Auskolkungen statt. Die für die damalige Zeit anzunehmenden Oberflächenformen lassen für die Ablagerung des Buechberg-Schotters eine offene Entwässerung vom Raum Diessenhofen respektive Waltalingen bis in den Klettgau erkennen.
Eine Korrelation der Buechberg-Schotter mit dem unteren Klettgauschotter (= Hardau-Schotter) ist durchaus denkbar (Graf 2003). Ebenso erscheint auch eine zeitliche Gleichsetzung mit dem älteren Rinnenschotter nordöstlich von Schaffhausen (Solenberg-Schotter) als möglich.
Die Erosionsbasis der den Buechberg-Schotter nach seiner Ablagerung flächenhaft erodierenden Gewässer lag tiefer als 370 m ü. M. Sie konnte ohne Weiteres im Bereich der Sohle des Rinnenschotters gelegen haben, weshalb eine Erosion des Buechberg-Schotters vor der Ablagerung des Schaffhausen-Schotters möglich ist. So erscheint es als sehr wahrscheinlich, dass sich nordöstlich von Basadingen einst auch noch Buechberg-Schotter befand. Dieser wurde dann als Folge einer umfassenden, grossräumigen Erosion entfernt. Die entsprechende Ausräu-

mung reichte viel tiefer als die tiefsten Koten der Unterfläche des Buechberg-Schotters hinab. Diese Erosionen sind teils als fluviatiler und teils als subglazialer Natur zu deuten.

Erst nach der Erosionsphase des Buechberg-Schotters konnte im dadurch entstandenen See der «Basadingen-Ton» abgelagert werden. Die Ablagerung des Schaffhausen-Schotters erfolgte schliesslich erst in einer noch jüngeren Phase.

Unter dem Rinnenschotter wurde bis anhin nirgends Buechberg-Schotter festgestellt. Die nächstgelegenen Distanzen zum Buechberg-Schotter betragen zwischen Neuparadies und Diessenhofen um 1-1½ km. Falls sich der Buechberg-Schotter vor seiner Erosion einst mehr als 1-3 km nach Norden erstreckte - was eher zu erwarten ist als nicht - hätte sein Abtrag noch vor der Ablagerung des Schaffhausen-Schotters erfolgen müssen.

Die Entstehung und der spätere Abtrag des Buechberg-Schotters standen im Umfeld mehrphasig gegliederter, fluviatiler, glaziflu-viatiler und rein glazialer Erosions- und Ablagerungsprozesse (Tab. 1).

6.2 Zum Ittingen-Schotter

Die Ober- und Unterflächen des Ittingen-Schotters liegen deutlich höher als jene des Buechberg- und des Rinnenschotters.

Der Ittingen-Schotter ist jünger als die Ablagerungen des Weiningen-Sees, da er diese grossenteils überdeckt. Der Weiningen-See wurde am zuvor geschütteten Endmoränenkranz des Ossingen-Riegels aufgestaut. Daher ist der Weiningen-See jünger als diese Eisrandlage. Als dieser Moränenverschluss geschüttet wurde, wurde in dessen Vorfeld vermutlich der Buechberg-Schotter glazifluviatil abgelagert, es sei denn, dass er noch älter ist. Demzufolge ist Ittingen-Schotter jünger als der Buechberg-Schotter. Dagegen ist der Ittingen-Schotter wiederum älter als der Basadingen-Ton und somit auch älter als der Schaffhausen-Schotter, der ja aller Voraussicht nach den Basadinger-Ziegeleiton überlagert.

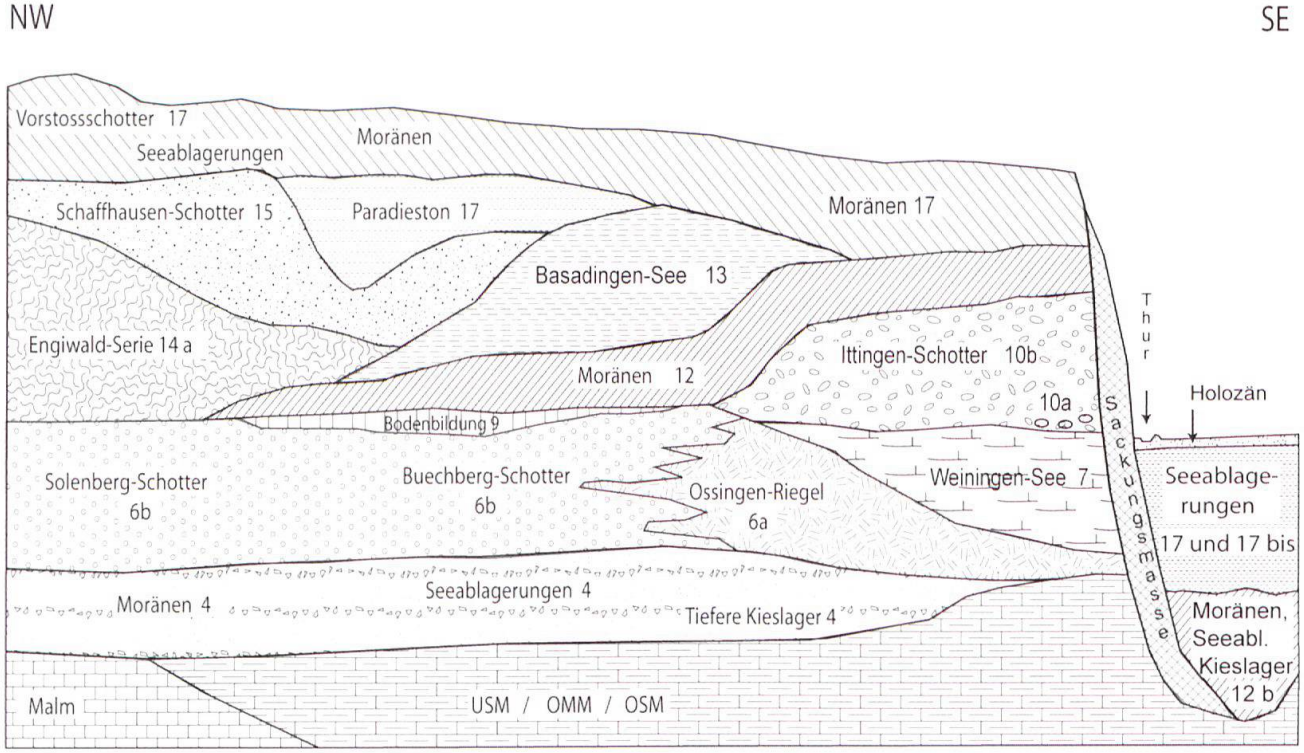


Fig. 10: Relatives Ablagerungschema der Gesteinsserien zwischen dem Thurtal und dem Raum Schaffhausen (schematischer Schnitt, nicht massstabsgetreu). Hinweis: Die Nummern 4-17bis entsprechen den Ereignissen gemäss Tab 1.

Gliederung	Ereignisse zwischen dem Thurtal und Schaffhausen		Relative zeitliche Einstufung (Bezeichnungen nach Graf 2009 und Preusser et al. 2011)
Birrfeld-Eiszeit	17	Überdeckung der Rinnenschotter mit Moränen, Seeablagerungen („Schaffhauser Seebodenlehme" und „Paradieslehm") und fluvioglazialen Vorstossschottern.	Frühphasen und Hauptphasen des LGM / Birrfeld-Eiszeit
			Beringen-Birrfeld-Interglazial (Eem)
Beringen-Eiszeit	16	Z.T. glaziale Tiefenerosion (= 3. Glaziale Tiefenerosion): Erosion der Oberfläche des Schaffhausen-Schotter östlich von Schaffhausen.	Später Wiedervorstoss der Beringen-Eiszeit
	15	Verfüllen der Rheinfall-Rinne mit dem Schaffhausen-Schotter.	
	14c	Erosion der mittelpleistozänen Rinnenverfüllungen östlich von Schaffhausen: Als massgebendes Erosionsniveau wirkt die Sohle der neu geschaffenen Rheinfall-Rinne.	2. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit
	14b	Erosion der Rheinfall-Rinne	
	14a	Verfüllen der Klettgau-Rinne im Bereich Engiwald mit Moränenmaterial	
	13	„Basadingersee", max. Seeniveau: 420 m ü. M.: Verfüllen der übertieften Mulde von Schlattingen – Basadingen - Ratihart mit Seeablagerungen (Basadingen-Ton).	1. Interstadial der Beringen-Eiszeit
	12b	Erste Überdeckung des Solenberg-Schotters und des Ittingen-Schotters mit Moränen.	1. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit
	12a	Gletschervorstoss bis in den Raum Flaach / Rüdlingen resp. Schaffhausen, dabei finden „lokale", längserstreckte glaziale Tiefenerosionen (= 2. Glaziale Tiefenerosion) in den mit Eis bedeckten Gebieten statt: - Im mittleren bis unteren Thurtal (Felben und Andelfingen) - Im Raum Unterstammheim – Schlattingen – Diessenhofen – Neuparadies / Schaarewald. Vollständige Erosion des nördlichen und östlichen Buechberg-Schotters. Entstehen des entsprechenden markante Erosionsrands, verlaufend von Waltalingen – Guntalingen – Egg / Schlattingen – Basadingen – Buechberg – Neuparadies - Im Raum Bietingen (Gottmadingen) – Thayngen, wobei der vorher abgelagerte Solenberg-Schotter längs einer schmalen Achse vollständig erodiert wurde.	
Hagenholz-Eiszeit	11	Nachfolgevorstoss eines Gletscherarms bis bis Weiningen / Wäckinge. Beginn des erosiven Abtrags des Ittingen-Schotters. Gleichzeitig randliche Erosion des Buechberg-Schotters.	Spätphase der Hagenholz-Eiszeit
	10b	Rückschmelzen des Gletschers bis in den Raum Weinfelden – Bodenseebecken: Ablagerung der Hauptmasse des Ittingen-Schotters.	Hauptphase der Hagenholz-Eiszeit
	10a	Gletschervorstoss bis in den Raum von Frauenfeld. Dabei Schüttung der grobblockigen Lage im basalen Bereich des Ittingen-Schotters.	Frühphase der Hagenholz-Eiszeit
	9	Bodenbildung im Oberflächenbereich des Buechberg-Schotters.	Möhlin–Hagenholz-Intergl.
Möhlin-Eiszeit	8c	Erosion der Ablagerungen des Weiningen-Sees.	Abschlussphase der Möhlin-Eiszeit
	8b	Einschneiden des „Ossingen-Riegels" bei Uerschhausen/Nussbaumen und gleichzeitige Spiegelabsenkung des „Weiningen-Sees".	
	8a	Fluviatile Erosion der Oberfläche des Buechberg-Schotters bis wenig unter 370 m ü. M. Dabei Reliefierung der Schotteroberfläche.	
	7	Rückschmelzen bis in den Bodenseeraum; Aufstau des „Weiningen-Sees" am „Ossingen Riegel".	Spätphase der Möhlin-Eiszeit
	6b	Glazifluviatile Schüttungen des Buechberg-Schotters. Parallel dazu erfolgen die fluviatilen Schüttungen des Solenberg-Schotters und des Hardau-Schotters (= „Unterer Klettgauschotter).	Wiedervorstossphase der späteren Möhlin-Eiszeit
	6a	Gletschervorstoss zu den Eisrandlagen bei Gottmadingen, am Staffelwald (Ramsen), bei Etzwilen, Oberstammheim / Nussbaumen und Ossingen. Dabei erfolgte die Schüttung des „Ossingen-Riegels": Umfassender Moränenwall, ausgehend vom Raum östlich von Andelfingen – Ossingen – Uerschhausen – Nussbaumen / Oberstammheim.	
	5	Flächenhafte resp. fluviatile Erosion der Oberfläche der Verfüllungssedimente sowie der übrigen Talboden der „Urtalung".	Rückschmelzphasen der späten Möhlin-EZ mit entsprechenden Oszillationen der Eisrandlagen zw. östlich von Schaffhausen und oberhalb des mittleren Thurtals
	4	Verfüllung der vorhin durch glaziale Tiefenerosionen ausgekolkten Mulden mit Seeablagerungen und Moränenablagerungen, die zudem noch durch wohl subglazial geschüttete Kieslager durchzogen sind.	Rückschmelzphasen der späten Möhlin-EZ mit entsprechenden Oszillationen der Eisrandlagen oberhalb des mittleren Thurtals
	3	„Lokale", längserstreckte glaziale Tiefenerosionen (= 1. Glaziale Tiefenerosion) in den noch mit Eis bedeckten Gebieten östlich von Schaffhausen, so im Raum Waltalingen – Guntalingen - Basadingen – Ratihard – Neuparadies (= Waltalingen – Basadingen-Rinne)	Erste Rückschmelzphasen der Möhlin-Eiszeit
	2	Maximale Eisbedeckung (Eisvorstoss bis Möhlin und bis Schleitheim).	Maximalstand der Möhlin-EZ
	1	Fluviatile Eintiefung der Rinnen als „Urtalung" (vgl. Fig. 1): - Bodenseeraum - Thurtal – Seebachtal – Schlattingen –Schaffhausen – Klettgau - Bodensee / Zellersee – Singen - Gottmadingen – Schaffhausen – Klettgau-Rinne.	Zw. Ablagerung der Tieferen Deckenschotter und Maximalstand der Möhlin-Eiszeit.

Tab. 1: Erosionen und Ablagerungen im Umfeld der Schottersysteme (vgl. Fig. 10).

Die Moränenbedeckung des Ittingen-Schotters weist in etwa die gleichen Schichtmächtigkeiten wie der Buechberg-Schotter auf.

6.3 Zum Rinnenschotter

Für den Rinnenschotter bestanden mehrere Zentren fluvioglazialer Schüttungen, welche von mehreren «Fronten» respektive mehreren Gletscherzungen aus erfolgten. Solche «Quelllagen» sind im Hegau sowie nördlich und eventuell auch südlich des Rodenbergs anzunehmen. Deren Gleichaltrigkeit ist allerdings nicht nachgewiesen. Die Schüttungen des Rinnenschotters erfolgten in Talungen, welche durch die früheren quartären Ereignisse gebildet und geprägt wurden.
Diese Sedimentation wies allerdings entlang ihrer zentralen Achse ein sehr geringes, nach Westen gerichtetes Sohlengefälle auf. Der tiefste bis anhin erschlossene Sohlenpunkt liegt westlich der Schaffhauser Altstadt auf Kote 335 m ü. M. Als Arbeitshypothese kann daher davon ausgegangen werden, dass östlich davon gelegene Schottervorkommen, welche eine tiefere Basis als Kote 335 m ü. M. aufweisen, keine Rinnenschotter sind. Solche tiefer hinabreichende Körper sind demnach den «Tieferen Kieslagern» zuzuordnen, deren Ablagerung nicht zeitgleich mit dem Rinnenschotter erfolgte. Diese sind unter anderen die Folge subglazialer Ablagerungsprozesse.
Die höchsten erschlossenen, bis um 415 m ü. M. gelegenen Lagen des Rinnenschotterkörpers markieren ihre ungefähre Obergrenze. Höher liegende Schotterreste sind daher in der Regel nicht mehr dem Rinnenschotter gleichzusetzen. Vielmehr entsprechen solche oft älteren Vorkommen, die zwischen der «Tieferen Deckenschotterzeit» und dem Zeitpunkt der älteren Rinnenschotter entstanden sind. Andernfalls stellen sie innerhalb von Endmoränenkomplexen auftretende Kieslager oder lokale, eng begrenzte Kamesschotter dar.
Die Schotteroberfläche war ursprünglich eher gleichmässig, einheitlich westwärts einfallend und somit nach Schaffhausen gerichtet. Daher ist anzunehmen, dass die Oberflächendepression zwischen Langwiesen und Diessenhofen nicht der früheren Ablagerungsoberfläche entspricht. Diese Vertiefung ist dagegen auf eine längs erstreckte Erosion durch einen später darüber vorgestossenen Gletscher zu erklären. Die heutigen Ober- als auch Unterflächen des Rinnenschotters entstanden durch ausgedehnte respektive grossräumige, fluviatile als auch subglaziale Erosionen.

7 Offene Fragen

Trotz der aufgezeigten vielfältigen geologischen Gegebenheiten und der entsprechenden Folgerungen bestehen zur Verbreitung der tief liegenden Schottersysteme, ihrer Morphogenesen sowie ihren Verknüpfungen mit benachbarten Schotterkomplexen noch einige offene Fragen. Die Unsicherheiten hinsichtlich wichtiger Fragen zur näheren Altersabfolge lassen sich wie folgt umschreiben:

a. Ist der Buchbergschotter ein in sich gleichaltriger Schotterkörper oder lässt er sich in mehrere Phasen gliedern?
b. Befindet sich der «Basadingen-Ton» tatsächlich im Liegenden des Diessenhofen-Schotters?
c. Welches sind die absoluten Alter des «Basadingen-Tons», des Buechberg-Schotters, des Schaffhauser Rinnenschotters im Raum Diessenhofen/Gailingen und des Ittingen-Schotters?
d. Welches waren die Mechanismen und der räumliche Verlauf der umfassenden Sackung entlang des Süd- bis Südsüdostrandes des Ittingen-Schotters?
e. Wie lassen sich im Raum östlich der Altstadt von Schaffhausen die verschiedenen Ablagerungen des Rinnenschotter zeitlich und räumlich zueinander abgrenzen?
f. Welches sind die absoluten Alter der basalen Moräne im Warthau/Buchthalerwald?

g. Inwieweit ist der in der, den Rinnenschotter bedeckenden Moräne festgestellten Bodenbildung mit dem Flurlinger Kalktuff zu korrelieren?

Zur Klärung dieser Fragenkomplexe ist die Vornahme mehrerer Sondierbohrungen, d. h. zusätzlicher Schlüsselbohrungen und gezielter Spezialuntersuchungen, wie unter anderen Geröllanalysen, absolute Altersbestimmungen, geochemische sowie palynologische Analysen erforderlich.

Verdankung

Der Autor dankt herzlich den Herren Dres. J. Kuhlemann, E. Frank, ENSI Brugg, sowie B. Rick und H. R. Graf, Büro Dr. von Moos AG, Zürich, für die konstruktiven Fachdiskussionen und Anregungen sowie die kritische Durchsicht des Manuskriptes des massgebenden Grundlagenberichts Müller 2010. Ein besonderer Dank gebührt dem Eidgenössischen Nuklearinspektorat ENSI, Brugg, für das Veröffentlichen des genannten Expertenberichts, welcher auch die originalen Profilschnitte und die Beschriebe der Schlüsselbohrungen enthält.

Ausgewählte Literatur

Andresen, H. 1979: Beiträge zur Kenntnis des Ittinger Schotters. Mitt. thurg. natf. Ges. 43, 75–81.

Büchi + Müller AG 1999: Grundwasseruntersuchung Thur – Rhein / Cholfirst – Seerücken; Schlussbericht. Auftraggeber: Amt für Umwelt des Kantons Thurgau und Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft des Kantons Zürich. (unveröffentlichtes Gutachten).

Frangi, T. 1997: Geologie und Landschaftsgeschichte im Norden der Kantone Thurgau und Zürich. Diplomarbeit ETHZ, unveröffentlichtes Manuskript.110 S.

Frangi, T. & Szepessy, D. 2003: Spezielle Schottervorkommen zwischen Thur und Rhein. Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 189–197.

Freimoser, M. 1989: Die geologischen Verhältnisse entlang der N 4-Trasse im Gebiet Schaffhausen Flurlingen. In: Tief- und Untertagbauten im Raum Schaffhausen. Referate der Herbsttagung vom 5. Oktober 1989 in Schaffhausen. Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, Zürich, Nr. 120, 13–16.

Geyer, O. F., Schober, T. & Geyer, M. 2003: Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. Sammlung geologischer Führer 94; Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart.

Graf, H. R. 1996: Zur Entstehung der obersten Lage der Klettgau-Rinnenschotter und ihrer Deckschichten (Kanton Schaffhausen, Schweiz; Baden-Württemberg, Deutschland). Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. 78, 399–416.

Graf, H. R. 2000: Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Exkursion G). In: Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 82.

Graf, H. R. 2003: Geschichte des unteren Thurtales. In: Beiträge zur Geologie des Kantons Thurgau, Mitteilungen der TNG, Nr. 59.

Graf, H. R. 2009a: Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. E&G Quaternary Science Journal, Vol. 58/1, 12–35.

Graf, H. R. 2009b: Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz (N. F.) 168, Bundesamt für Landestopographie, swisstopo, Wabern.

Graf, H. R. & Müller, B. U. 1999: Das Quartär: Die Epoche der Eiszeiten. In: Bolliger, T. (ed.): Geologie des Kantons Zürich. Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich; Ott Verlag Thun, 71–95.

Graf, H. R. & Hofmann, F. 2000: Eiszeitgeologie im oberen Klettgau. In: Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 82, 279–315.

Hofmann, F. 1994: Beobachtungen zur Quartärgeologie des Schaffhauser Klettgaus Schweiz). Eclogae geol. Helv. 87/1, 241–263.

Hofmann, F. 1996: Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. Eclogae geol. Helv. 89/3, 1023–1041.

Kaden, D. 1987: Die Geologie der Umgebung der Kartause Ittingen. Mitt. thurg. natf. Ges., 48, 8–14.

Kempf, T., Freimoser, M., Haldimann, P., Longo, V., Müller, E., Schindler, C., Styger, G. & Wyssling, L. 1986: Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25'000. Hrsg.: Direktion der öffentlichen Bauten des Kantons Zürich gemeinsam mit der SGK. Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Liefg. 69., Kümmerly & Frey, Bern.

Kempf, T. & Labhart, W. 2003: Die Grundwasservorkommen im Kanton Thurgau. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25'000. Hrsg.: Amt für Umwelt des Kantons Thurgau. Druck Huber & Co. AG, Frauenfeld.

Müller, E. R. 1995: Neues zur Geologie zwischen Thur und Rhein. Mitt. thurg. natf. Ges. 53, 9–42.

Müller, E. R. 1996: Die Ittinger Schotter und ihr morphogenetisches Umfeld. Eclogae geol. Helv. 89/3, 1077–1092.

Müller, E. R. 1997: Grundwasservorkommen im Kanton Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 42, 1–33.

Müller, E. R. 2010: Schottersysteme zwischen dem Thurtal und Schaffhausen. Geologischer Bericht zuhanden des Eidgenössischen Nuklearinspektorats ENSI. http://static.ensi.ch/1338296216/expertenbericht_bvm_schottersysteme-zwischen-dem-thurtal-und-schaffhausen.pdf.

Müller, W. H., Naef, H. & Graf, H. R. 2002: Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien. Technischer Bericht NTB 99-08. Nagra, Baden.

Naef, H. & Frank, S. 2009: Neue Erkenntnisse zur Entstehung und zum Aufbau des Thurtaler Grundwasserträgers zwischen Bürglen und Niederneunforn. Mitt. thurg. natf. Ges. 63, 63–106.

Preusser, F. & Graf, H. R. 2002: Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 84, 419–438.

Preusser, F., Graf, H. R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, C. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. E&G Quaternary Science Journal, Vol. 60, Number 2–3, 282–305.

Rey, R. 1995: Geotechnische Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablagerungen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 89, Schweiz. geotechn. Komm., 68 S.

Schindler, C. 1985: Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung, mit einem palynologischen Beitrag von Brigitta Amman-Moser. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen Geotechnische Serie Nr. 74.

Schreiner, A. 1968: Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und Bodenseegebiet. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb., Band 10.

Schreiner, A. 1983: Geologische Karte 1:25'000 von Baden-Württemberg, Blatt 8218 Gottmadingen, mit Erläuterungen. Geol. Landesamt Bad.-Württemb., Freiburg i.Br.; Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.

Schreiner, A. 1992: Geologische Karte 1:50'000 von Baden-Württemberg, Blatt Hegau und westlicher Bodensee, mit Erläuterungen. 3. Auflage. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br.; Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.

Stöckli, O. 1996: Geologie und Landschaftsgeschichte des Gebiets von Etzwilen Basadingen Diessenhofen Kt. Thurgau und Zürich). Diplomarbeit ETH, Zürich (unveröffentlicht).

Szenkler, C. & Bock, H. 1999: Quartärgeologie und Rohstoffgeologie im Singener Beckenkomplex – Westliches Rheingletschergebiet (Hegau, Landkreis Konstanz) (Exkursion K am 9. April 1999). In: Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 81, 183–216.

Szepessy, D. 1999: Untersuchungen zur Geologie im Rheingebiet zwischen Diessenhofen (TG) und Feuerthalen (ZH). Diplomarbeit ETH, Zürich (unveröffentlicht).

Verderber, R. 2003: Quartärgeologie im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. Z. dtsch. geol. Ges , 154/2-3, 369–406.

Villinger, E. 1998: Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 80, 361–398.

Villinger, E. 2003: Zur Paläogeographie von Alpenrhein und der Donau. Z. dtsch. geol. Ges., 154/2-3, 193–253.

Zaugg, A. & Geyer, M. 2008: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1033 Steckborn (Südteil) mit SW-Anteil von 1034 Kreuzlingen (Atlasblatt 112), mit Erläuterungen mitverfasst von Rahn, M., Wessels, M., Schlichtherle, H., Hasenfratz, A. & Burkhalter, R., Bundesamt für Landestopographie, swisstopo, Wabern.

RISSE? SENKUNGEN? SCHIEFLAGEN?

URETEK DEEP INJECTIONS®: DIE LÖSUNG BEI FUNDATIONSPROBLEMEN

IHR NUTZEN

- einfache, schnelle Ausführung
- sofortige Wirkung
- keine Baustelle
- zeit- und kostensparend

Europa-Patent

Stabilisierungen

Haushebungen

Kirchen

Industrieböden

Schwimmbäder

Flugpisten

Asphaltstrassen

Betonstrassen

Altbauten

URETEK®

Kostenlose Angebote

URETEK Schweiz AG
6052 Hergiswil
Tel. 041 676 00 80
www.uretek.ch - uretek@uretek.ch

Mit 35 Jahren Erfahrung weltweit im Einsatz