

8600-3

# **SCHOTTERSYSTEME ZWISCHEN DEM THURTAL UND SCHAFFHAUSEN**

Geologischer Bericht

Bericht zuhanden des  
Eidgenössischen Nuklearsicherheitsinspektorates ENSI

Verfasser: Erich R. Müller, Frauenfeld

Zürich, 30. April 2010

Bericht Nr. 8600-3

**Dr. von Moos AG**  
Geotechnisches Büro



**Beratende Geologen und Ingenieure**  
Bachofnerstrasse 5 8037 Zürich  
T. 044 363 31 55/ F. 044 363 97 44 www.geovm.ch info@geovm.ch

Im Rahmen des Sachplans geologische Tiefenlager, Etappe 1, sind die Fragen bezüglich glazialer Tiefenerosion und der relativen Datierung von Talfüllungen von Bedeutung; insbesondere sind die Prozesse im Gebiet zwischen dem Thurtal und Schaffhausen von Interesse.

Die vorliegende Studie dokumentiert den Kenntnis- und Interpretationsstand von Erich R. Müller. Die Arbeiten erfolgten unter administrativer Leitung und grafischer Beihilfe der für das ENSI als Experte tätigen Dr. von Moos AG.

Der Bericht wurde im Auftrag des ENSI erstellt. Der Autor Erich R. Müller hat seine eigenen Ansichten und Schlussfolgerungen dargestellt. Diese müssen nicht unbedingt mit denjenigen des ENSI bzw. der Dr. von Moos AG übereinstimmen.

Laubgasse 8  
CH-8500 Frauenfeld

Tel-Nr.: 052 720 68 54  
Fax-Nr.: 052 722 45 32  
E-mail: erich.r.mueller@bluewin.ch

**BERICHT NR. 09-02**

GEOLOGISCHER BERICHT

---

**PROJEKT „SCHOTTERSISTEME ZWISCHEN DEM THURTAL UND SCHAFFHAUSEN“**

---

Auftraggeber: Eidg. Nuklearsicherheits-Inspektorat ENSI  
Industriestrasse 19  
5200 Brugg

vertreten durch:

Dr. von Moos AG  
Beratende Geologen und Ingenieure  
Bahnhofnerstrasse 5  
8037 Zürich

FRAUENFELD, 7. April 2010

---

## Inhaltsverzeichnis

Seite

1. Ausgangslage und Zielsetzung
2. Felsoberfläche im Raum Thurtal - Schaffhausen
  - 2.1. Allgemeine Eigenschaften der Felsoberfläche
  - 2.2. Höhenlagen der Felsoberfläche
  - 2.3. Morphogenese der Felsoberfläche
  - 2.4. Lokale Gegebenheiten
    - 2.4.1 Klettgaurinne
    - 2.4.2 Seebachtalrinne
    - 2.4.3 Waltalingen - Basadingen – Rinne
    - 2.4.4 Diessenhofen – Langwiesen – Rinne
    - 2.4.5 Rheinflurinne
3. Buechberg-Schotter
  - 3.1 Allgemeine Eigenschaften
  - 3.2 Begrenzung
  - 3.3 Unterlage
  - 3.4 Oberfläche
  - 3.5 Mächtigkeiten
  - 3.6 Schlüsselrolle des „Basadingen-Tons“
4. Ittingen-Schotter
  - 4.1. Allgemeine Eigenschaften
  - 4.2 Begrenzung
  - 4.3 Unterlage
  - 4.4 Oberfläche
  - 4.5 Mächtigkeiten
5. Rinnenschotter
  - 5.1 Allgemeine Eigenschaften des Rinnenschotters
  - 5.2 Spezielle Eigenschaften des Rinnenschotters von Diessenhofen – Schaffhausen resp. Schaffhauser Rinnenschotters sensu GRAF
  - 5.3 Begrenzung
  - 5.4 Unterlage
  - 5.5 Oberfläche
  - 5.6 Mächtigkeiten
6. Folgerungen
  - 6.1 Zum Buechberg-Schotter
  - 6.2 Zum Ittingen-Schotter
  - 6.3 Zum Rinnenschotter
7. Offene Fragen
8. Zusammenfassung

## Figuren

- Fig. 1: Ursprüngliche Verbreitung des Buechberg-Schotter und teilweise des Solenberg-Schotter sowie der entsprechenden Eisrandlage
- Fig. 2: Entwässerungssystem zwischen Tieferem Deckenschotter und Möhlin-Eiszeit
- Fig.3: Ittingen-Schotter

## Abbildungen

- Abb. 1: Profilschnitt durch den Buechberg-Schotter aus MÜLLER, E., 1995, Abb-4: Profil A
- Abb.2: Profilschnitt durch den Buechberg-Schotter aus MÜLLER, E., 1995, Abb-4: Profil B
- Abb.3: Profilschnitt durch die Rinnenschotter in Schaffhausen aus KEMPF ET AL., 1986 Abb-144: Profil Feuerthalen-Güterbahnhof Schaffhausen
- Abb.4: Profilschnitt durch die Rinnenschotter östlich von Schaffhausen aus MÜLLER, E., 1997 Abb-5: Profil Herblingertal-Schaarenwis

## Anhänge

- Anhang 1: Darstellung in Profilschnitten
- Anhang 2: Schlüsselbohrungen zu den tiefliegenden Schotterssystemen im Raum Schaffhausen – Thurtal
- Anhang 3: Korrelationstabelle nach GRAF, H.R., 2009-11-19
- Anhang 4: Erosions- und Ablagerungsprozesse im Umfeld der genese der Schotterssysteme
- Anhang 5: Relatives Ablagerungsschema der Gesteinsserien zwischen dem Thurtal und dem Raum Schaffhausen

## Beilagen

- Beilage 1: Felsisohypsen – Situation 1 : 50'000
- Beilage 2: Buechberg-Schotter – Geologische Situation 1 : 50'000
- Beilage 3: Ittingen-Schotter – Geologische Situation 1 : 50'000
- Beilage 4: Rinnenschotter – Geologische Situation 1 : 50'000
- Beilage 5: Profilschnitte durch die Schotterssysteme zwischen dem Thurtal und Schaffhausen (10 x überhöht)

## Ausgewählte Literatur

- ANDRESEN, HANS, 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, TANJA, 1997: Geologie und Landschaftsgeschichte im Norden der Kantone Thurgau und Zürich. Diplomarbeit ETHZ, unveröffentlichtes Manuskript. 110 S.
- FRANGI, TANJA & SZEPESSY, DANIEL, 2003: Spezielle Schottervorkommen zwischen Thur und Rhein. Mitt. thurg. natf. Ges. 59, S. 189-197; Druck: Ströbele, Romanshorn.
- FREIMOSER, MATTHIAS, 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, OTTO F., SCHÖBER, THOMAS & GEYER, MATTHIAS, 2003: Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. Sammlung geologischer Führer 94; Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart.
- GRAF, HANS RUDOLF, 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, Stuttgart.
- GRAF, HANS RUDOLF, 2000: Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Exkursion G). In: Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 82.
- GRAF, HANS RUDOLF, 2003: Geschichte des unteren Thurtales. In: Beiträge zur Geologie des Kantons Thurgau, Mitteilungen der TNG, Nr. 59.
- GRAF, HANS RUDOLF, 2009-11-19: Korrelationstabelle Möhlin- bis Birrfeld-Eiszeit. Unveröffentlichtes Manuskript.
- GRAF, HANS RUDOLF & MÜLLER, BENJAMIN U., 1999: Das Quartär: Die Epoche der Eiszeiten. In: BOLLIGER, THOMAS (ed.): Geologie des Kantons Zürich. Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich; Ott Verlag Thun, S. 71-95.
- GRAF, HANS RUDOLF & HOFMANN, FRANZ, 2000: Eiszeitgeologie im oberen Klettgau. In: Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 82.
- HOFMANN, FRANZ, 1994: Beobachtungen zur Quartärgeologie des Schaffhauser Klettgaus (Schweiz). Eclogae geol. Helv. 87/1: 241-263, Birkhäuser Verlag, Basel.
- HOFMANN, FRANZ, 1996: Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. Eclogae geol. Helv. 89/3, 1023-1041, Birkhäuser Verlag, Basel.
- KADEN, DONALD, 1987: Die Geologie der Umgebung der Kartause Ittingen. Mitt. thurg. natf. Ges., 48: 8-14.
- KEMPF, TH., 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, THEO & LABHART, WALTER, 2003: Die Grundwasservorkommen im Kanton Thurgau. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25'000. Hrsg.: Amt für Umwelt des Kantons Thurgau. Amt für Umwelt des Kantons Thurgau; Druck Huber & Co. AG, Frauenfeld.

- 
- MÜLLER, ERICH R., 1995: Neues zur Geologie zwischen Thur und Rhein. Mitt. thurg. natf. Ges. 53, 9-42, Druck: Ströbele, Romanshorn.
- MÜLLER, ERICH R., 1996: Die Ittinger Schotter und ihr morphogenetisches Umfeld. Eclogae geol. Helv. 89/3, 1077-1092, Birkhäuser Verlag, Basel.
- MÜLLER, ERICH R., 1997: Grundwasservorkommen im Kanton Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen. 42, 1-33, Kuhn-Druck AG Neuhausen.
- MÜLLER, W. H., NAEF, H. & GRAF, H. R., 2002: Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien. Technischer Bericht NTB 99-08. Nagra, Baden.
- NAEF, HEINRICH & FRANK, STEPHAN, 2009: Neue Erkenntnisse zur Entstehung und zum Aufbau des Thurtaler Grundwasserträgers zwischen Bürglen und Niederneunforn. Mitt. thurg. natf. Ges. 63, S. 63-106; Druck: Ströbele, Romanshorn.
- PREUSSER, FRANK & GRAF, HANSRUEDI, 2002: Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 84, 419-438, Stuttgart.
- REY, ROGER, 1995: Geotechnische Folgen der glazialen Vorbelastung von Seebodenablagerungen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 89, Schweiz. geotechn. Komm.; 68 S.; Vontobel Druck AG, Wetzikon.
- SCHINDLER, CONRAD, 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. Kümmerly & Frey, Bern, Druck: Kühn & Co. Schaffhausen.
- SCHREINER, ALBERT, 1968: Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und Bodenseegebiet. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb., Band 10; Herder KG, Freiburg i.Br..
- SCHREINER, ALBERT, 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, ALBERT, 1992: Geologische Karte 1:50'000 von Baden-Württemberg, Blatt Hegau und westlicher Bodensee, mit Erläuterungen. 3. Auflage. Geol. Landesamt Bad.-Württemb., Freiburg i.Br.; Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- STÖCKLI, OTHMAR, 1996: Geologie und Landschaftsgeschichte des Gebiets von Etwilen Basadingen Diessenhofen Kt. Thurgau und Zürich). Diplomarbeit ETH, Zürich (unveröffentlicht)
- SZENKLER, CHRISTA & BOCK, HELMUT, 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.
- SZEPESSY, DANIEL, 1999: Untersuchungen zur Geologie im Rheingebiet zwischen Diessenhofen (TG) und Feuerthalen (ZH). Diplomarbeit ETH, Zürich (unveröffentlicht).
- VERDERBER, RAINER, 2003: Quartärgeologie im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. Z. dtsh. geol. Ges., 154/2-3, S. 369-406, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- VILLINGER, ECKHARD, 1998: Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 80, 361-398, Stuttgart.
- VILLINGER, ECKHARD, 2003: Zur Paläogeographie von Alpenrhein und der Donau. Z. dtsh. geol. Ges., 154/2-3, S. 193-253, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

## 1. Ausgangslage und Zielsetzung

Das ENSI erfasst und beurteilt zurzeit die Prozesse resp. die Einflüsse früherer und künftig zu erwartender glazialer Tiefenerosionen in der Nordostschweiz. Dabei ist für das ENSI das zwischen dem Thurtal und oberhalb des Rheinfalls gelegene Hochrheintal von besonderer Bedeutung. In diesem Gebiet stehen daher die glazialen Eintiefungsprozesse und die Genese der sich in diesen Austalungen befindenden Moränen- und Seeablagerungen sowie der verschiedenen Kies-/Sandvorkommen im Vordergrund. So sind insbesondere die drei unterschiedlichen Systeme, Buechberg-, Ittingen- und „Rinnenschotter“, wie auch die noch tieferen Kieslager von besonderem Interesse. In diesem Zusammenhang beabsichtigt das ENSI demnächst gezielte chronostratigraphische Detailuntersuchungen, wie u. a. Bestimmungen der "Optisch Stimulierten Lumineszenz" durchzuführen. Das ENSI ist deshalb daran, entsprechende aussagekräftige Orte für die Probenahme zu evaluieren. Hierzu benötigt es zumindest einen repräsentativen Profilschnitt der von Schaffhausen bis ins Thurtal reicht.

Vom Untersuchungsgebiet liegen sehr viele Einzeluntersuchungen mit Sondierbohrungen vor. Eine Vielzahl solcher Ergebnisse ist in den Bohrarchiven des Büros Dr. von Moos AG (BvM) und des Unterzeichnenden (ERM) vorhanden. Eine aktuelle Auswertung dieser Grundlagendaten besteht allerdings noch nicht. Die verfügbare Datenmenge ist aber für die aktuelle Aufgabenstellung als ausreichend zu betrachten.

## 2. Felsoberfläche im Raum Thurtal - Schaffhausen

### 2.1. Allgemeine Eigenschaften der Felsoberfläche (vgl. Beilage 1)

Der unter den quartären Schichtserien anstehende 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 (Verwitterungsprodukt des oberen Malms aus der Eozänzeit). Die östliche Begrenzung dieser Malmgesteine resp. der Bolustone verläuft von Thayngen / Egg über Gennersbrunn – Buchthaler Wald nach Feuerthalen. Im übrigen Gebiet findet sich eine Abfolge aller Molassegesteine der Nordostschweiz. Dabei tritt das eher "schmale" Band der Oberen Meeresmolasse (OMM) im Bereich östlicher Cholfirst – Oberschlatt – Paradies – Dörflingen auf. Südöstlich des genannten OMM-Streifens stehen an der Felsoberfläche weitestgehend Mergel-, Silt- und Sandsteine der Oberen Süsswassermolasse (OSM) an.

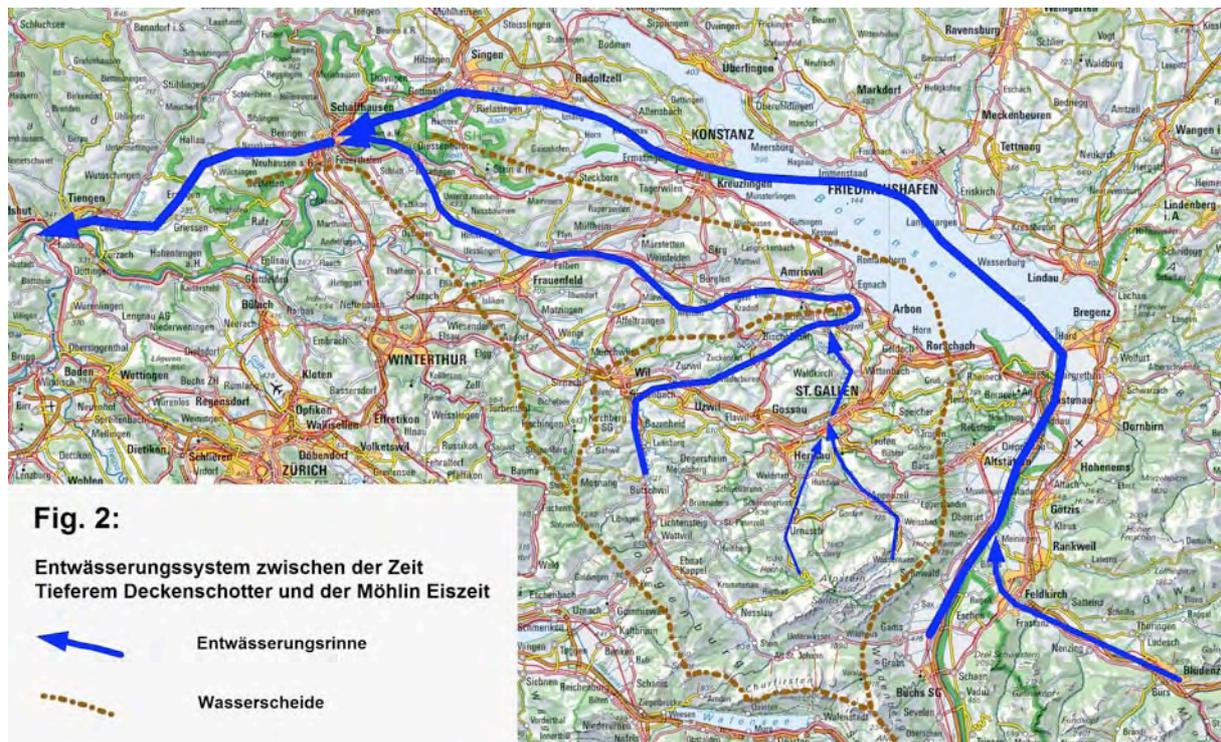
Im Allgemeinen ist die Felsoberfläche stark reliefiert (Beilage 1). So sind die einzelnen Austalungen in der Regel längs, d. h. in ost – westlicher bis südost – nordwestlicher Richtung erstreckt.

Die ursprünglichen Talungen erfolgten von aus dem Alpenraum stammenden Flusssysteme vor der Maximalen Gletscherausdehnung (MEG), also fluvial angelegt. Wie weit sie schon vor dem Zeitabschnitt der Sedimentation der Tieferen Deckenschotter erfolgten, ist nicht bis wenig belegt.

Die Felsoberfläche ist entlang der Talränder in der Regel deutlich eingeschnitten. In den Bereichen mit anstehenden Molassegesteinen sind die Felsböschungen jedoch meistens flacher als 1:2 (vertikal : horizontal), ganz selten bis 2:3 steil gehalten. In den Bereichen der Hochlagen und der "tieferen Becken" ist dagegen die

Felsoberfläche in der Regel - mit zwischen 1:5 und 1:10 (vertikal : horizontal) - nur flach geneigt.

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 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 (vgl. Beilage 1).

Die topographischen Hochzone, die Schotterkomplexe begrenzen, finden sich bei:

- Cholfirst (z.T. unter den Tieferen Deckenschottern auftretend): bis etwa 525 m ü. M.
- Nordöstliches Fulachtal – Berg (Thayngen) – Abhänge des Reiets: bis weit über 500 m ü. M.
- Buechberg (Thayngen) – Heilsberg (Gottmadingen): bis etwa 510 m ü. M.
- Dörfingen – Rauhenberg (Gailingen): bis etwa 525 m ü. M.
- Nordöstlicher Buechberg (Diessenhofen) – Egg (Basadingen-Schlattingen) – Rodenberg (Diessenhofen / Basadingen-Schlattingen): bis knapp 475 m ü. M.
- Stammerberg – westlicher Seerücken: bis knapp über 600 m ü. M.
- Ost- bis südöstliche, rückenartig über nördlich von Trüllikon / Truttikon bis Iselisberg (Uesslingen-Buch) verlaufende Fortsetzung des Cholfirsts: bis etwa

480 m ü. M (bei Iselisberg). Zwischen Gisenhard und Oberneunforn weist der Felsrücken eine flache Sattelform auf, deren Höhenkote um 430 m ü. M. liegt.

Entlang der ganzen nördlichen Flanke des Thurtals liegt ein "riesiges", komplex gegliedertes Sackungspaket vor, das als Folge der massiven Eintiefung der Thurtalrinne gebildet wurde. Die entsprechenden Sackungsmassen liegen zwischen dem heutigen Mündungsbereich des Seebachs (NE von Frauenfeld) und Niederneunforn. Dabei wurden sowohl des 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.

Zwischen den einzelnen Hochlagen finden sich "tiefe, breit angelegte Becken", teilweise auch "tiefe längserstreckte Rinnen". Die meistens flach geformten Becken erreichen nördlich des Rheins zwischen Schaffhausen und Gailingen Koten von um 350 m ü. M. Im Raum südlich des Rheins, also von Diessenhofen – Schlatt sind dagegen die "tiefen Becken und Rinnen" bis auf die Kote von 270 bis 300 m ü. M. "ausgehoben".

Die sich besonders auszeichnenden "tiefen Rinnen" sind bei Guntalingen / Unterstammheim – Girsberg – Josenbuck – Basadingen (= Waltalingen-Basadingen-Rinne), Diessenhofen – Schaare - Neuparadies (= Diessenhofen-Langwiesen-Rinne) sowie zwischen Gottmadingen und Thayngen (= Bietingen-Rinne) gelegen. Dabei reicht die Waltalingen-Basadingen-Rinne tiefer als 240 m ü. M. hinunter, die Diessenhofen-Langwiesen-Rinne tiefer als 200 m ü. M. und die Bietingen-Rinne reicht tiefer als 264 m ü. M.

Im Weiteren weist auch Felsoberfläche zwischen Hüttwilen und Unterstammheim die Form einer längs erstreckten, furchenartigen Rinne (= Seebachtal-Rinne) auf. Ihre tiefste Achse verläuft in Tiefen von weniger als 335 m ü. M. Somit konnte von hier aus keine direkte Entwässerung, d.h. mit freiem Gefälle, nach Schaffhausen resp. der Klettgaurinne erfolgen.

### 2.3. Morphogenese der Felsoberfläche

Es ist zu vermuten, dass Ausbildung der Felsoberfläche nicht gleichzeitig, sondern in mehrere Phasen gegliedert erfolgte. Diese könnten von unten nach oben etwa wie folgt geordnet werden:

- a) Anlage der Talungen durch erodierende Flüsse sowie durch Glazialerosion. Zeitraum: Pliozän bis Frühpleistozän (bis und mit Zeit der Tieferen Deckenschotter)
- b) Ausräumung der Bodensee – Radolfzell – Singen – Gottmadingen – Schaffhausen – Rinne und der Querrinne Thurtal – Schaffhausen. Flussabwärts setzten sie sich vereinigt als Klettgaurinne fort. Sie entstanden im Sinne einer Urstromtalung.
- c) Eine spätere glaziale Tiefenerosion übertieft die Rinne zwischen Waltalingen – Guntalingen – Basadingen – Neuparadies.
- d) In einem noch jüngeren Zeitabschnitt fand die Erosion des Bereichs nordöstlich des Buchbergs – Basadingen – Schlattungen statt. Sie erfasste auch noch die entsprechenden Serien des Buechberg-Schotter. Gleichzeitig erfolgten

vermutlich auch die Erosionen der Bietingen-Rinne und deren entsprechenden Serien des älteren Rinnenschotter.

- e) Erosion des Ittingen-Schotter im Bereich der heutigen Thurtalachse. Dabei wurde - neben dem Ittingen-Schotter - vor allem der liegende Felsuntergrund miterfasst.

Bezogen auf das weitere Umfeld des Untersuchungsgebietes ist es auffallend, dass die "tiefen Rinnen" interner als die Eisrandlagen der letzten maximalen Vergletscherung (Würmmaximum / LGM) liegen. Dies, obwohl ihre Entstehung wesentlich vor der Würmeiszeit erfolgte. Es kann vermutet werden, dass für eine subglaziale Auskolkung eine minimale Eishöhe erforderlich ist, die einem früheren Eisrand entspricht, der wesentlich ausserhalb des Würmmaximalstandes gelegen hat.

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 aktive Erosionselemente wirkten sowohl subglaziale als auch Schmelzwässer im Gletschervorfeld. Dabei erfolgte die subglaziale Tiefenerosion unter dem damaligen Gletschereiskörper derart, dass unter sehr hohen Wasserspiegel-Unterschieden längs der dichten Erosionssohle (bestehend aus Molassegesteinen) ein sehr hohes Druckgefälle wirkte. Dazu lagen Höhendifferenzen von bis weit über 100 m auf wenige hundert Meter Abbaulängen vor. Zudem ist zu beachten, dass es sich dabei um sehr grosse Schmelzwassermengen handelte.

Dazu mag der Hinweis gelten, dass sich über den verkarsteten und damit gut drainierenden Malmkalken die notwendigen Wasserdrücke nur schlecht aufbauen konnten.

## 2.4. Lokale Gegebenheiten

### 2.4.1 Klettgaurinne

Die Sohle der Klettgaurinne verläuft ganz leicht abfallend von der Engi (Beringen) ab der Kote von ca. 335 m ü. M. nach Westen in Richtung Tiengen / Waldshut. Bei Trasdadingen (Landesgrenze) liegt sie bei ca. 330 m ü. M., woraus ein äusserst flaches Sohlengefälle von nur 0.3 ‰ resultiert. Aufgrund des wahrscheinlichen Fehlens von Auskolkungen der Felsoberfläche lässt sich schliessen, dass hier bei der letzten Formung der Rinne keine subglazialen Tiefenerosionen stattfanden. So kann gefolgert werden, dass hier unter dem Gletschereis keine so extremen hydraulischen Drücke aufgebaut werden konnten, als dass Auskolkungserscheinungen möglich gewesen wären. Der Grund dürfte im Fehlen einer dafür notwendigen minimalen Druckhöhe resp. Eishöhe liegen.

Der Zeitraum zur Bildung der Klettgaurinne liegt zwischen dem Abschluss der Ablagerung des Tieferen / Jüngeren Deckenschotter und der Sedimentation des Hardau-Schotter (Wiedervorstoss der Möhlin-Eiszeit). Es kann auch angenommen werden, dass während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit, d. h. als sich das Gletschereis bis nach Schleithelm erstreckte, im Klettgau unter dem Gletscher durch das Schmelzwasser eine subglaziale Entwässerung erfolgte. Dadurch fand hier eine entsprechende Erosion statt, dies allerdings unter normalen, hydraulischen Drücken.

Für die entsprechende fluviale Erosion von der Oberfläche des Tieferen Deckenschotter bis zur Sohle der Klettgaurinne (ca. 185 m) stand ein Zeitraum zwischen dieser Schotterflur bis zum Beginn der Möhlin-Eiszeit zur Verfügung.

#### **2.4.2 Seebachtalrinne:**

Die Seebachtalrinne beginnt am Nordrand des Thurtals (Pfyn / Warth-Weiningen). Der tiefste Sohlenpunkt liegt dort um Kote 325 m ü. M. Dabei befindet er sich etwa 100 m höher als die Sohle der dort verlaufenden Thurtalrinne. Anschliessend zieht die Seebachtalrinne in westnordwestlicher Richtung unter dem Hüttwiler- und Nussbaumersee hindurch bis ins Stammheimetal (Unterstammheim / Waltalingen). Ihre Talsohle senkte sich dabei bis etwa Kote 300 m ü. M. ab. Daraus resultiert ein mittleres Sohlgefälle von etwa 2½ ‰ bis 3 ‰. Die auf der Höhenlage von 350 m ü. M. gemessene Rinnenbreite beträgt an ihrer schmalsten Stelle etwa 400 m.

Aufgrund der vorliegenden Höhenlagen der Rinnensohle konnte sich das ursprüngliche Seebachtal aus geometrischen Gründen nicht mittels eines freien Gefälles zur Klettgaurinne entwässern. Daraus ist zu folgern, dass sich die Seebachtalrinne, wie auch die Waltalingen-Basadingen-Rinne und die Diessenhofen-Langwiesen-Rinne, zuerst wohl in die gleichzeitig angelegte Klettgaurinne entwässerten und dadurch auch ausgeräumt wurde. Während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit wurden die erstgenannten Rinnen unter erhöhten hydraulischen Drücken verstärkt abgetieft resp. übertieft. Auch hier wurden während und nach dem Eiszerfall die zuvor entstandenen, übertieften Rinnen rasch mit moränenartigem Material, Seeablagerungen und Kies verfüllt.

#### **2.4.3 Waltalingen - Basadingen - Rinne:**

Die Kenntnis dieser markanten Rinne basiert vor allem auf Spülbohrungsergebnissen (Schlüsselbohrung AZ-357, vgl. Anhang 2) bei Joosebuck (ca. 2 km südsüdöstlich von Basadingen) und einiger Erdsondenbohrungen aus dem Raum Waltalingen – Guntalingen. Im Weiteren ist die Rinnenform zwischen jenen Bohrungen erkennbar, in welchen der Fels in einer "normalen" Lage erschlossen wurde und dadurch die Schulter der Rinne anzeigen. Diese Grossfurche verlief überdies so, dass sie eine zwangslose Verbindung zwischen dem Seebachtal und dem Raum Basadingen – Diessenhofen darstellt.

Die aus der Rekonstruktion resultierende Rinnenform zeigt auf der Höhenkote von 350 m ü. M. eine Breite von mindestens 650 m. Im Raum von Waltalingen erreicht die Talfurche absolute Höhen von zwischen 250 und 300 m ü. M. Die extremste Tiefe liegt talabwärts beim Gehöft Josenbuck auf unter 240 m ü. M. Von dort aus steigt die Talsohle bis Basadingen wieder auf etwa 280 bis 290 m ü. M. an.

Die Waltalingen-Basadingen-Rinne ist die unmittelbare Fortsetzung der vom Thurtal her stammenden Seebachtalrinne.

#### **2.4.4 Diessenhofen – Langwiesen - Rinne**

Das auffallende Merkmal dieses Rinnenabschnittes besteht im "umgekehrten", d. h. nach Osten gerichteten Sohlgefälle. So fällt die Sohle ausgehend von ca. 335 m ü. M. bei Langwiesen (Feuerthalen) auf ca. 300 m ü. M. bei Neuparadies und dann

auf tiefer als 200 m ü. M bei Ratihard (Diessenhofen) ab. Diese Erscheinung lässt sich als Folge subglazialer Tiefenerosion erklären. Der Übertiefungsbereich ist hier sehr breit angelegt ist. Dies wird durch eine Rinnenbreite von etwa 500 m belegt.

Die Vermutung liegt sehr nahe, dass die ursprüngliche Rinneneintiefung weitgehend gleichzeitig mit der Eintiefung der Klettgaurinne erfolgte. Das heisst, dass sie ebenfalls nach Abschluss der Ablagerung des Tieferen Deckenschotter am Cholfirst – Rauhenberg – Stammerberg begann und sich bis in die beginnende Möhlin-Eiszeit erstreckte. Während dieser Vergletscherungsphase reichte das Eis bis nach Schleithelm. Dabei lag im Raum Langwiesen – Schlattigen für eine subglaziale Tiefenerosion schon eine ausreichende Eismächtigkeit vor. Daher waren hier – im Gegensatz zum Klettgau, wo die Eismächtigkeit noch zu gering war - die für die Auskolkungen erforderlichen Grundanforderungen gegeben. Während und nach dem Eiszerfall wurde die zuvor entstandene übertiefte Rinne rasch mit moränenartigem Material, Seeablagerungen und Kies verfüllt.

### 2.4.5 Rheinfallrinne

Nachdem die eigentliche Klettgaurinne im Raum Engiwald mit während dem Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit mit Moränenmaterial verstopft resp. abgedichtet wurde, musste sich der damalige Rhein einen neuen Flusslauf schaffen. Daher ereignete sich der erosive Durchbruch zwischen Laufen im Osten und dem Südranden (Neuhuserwald / Lauferberg) im Westen. So wurde der Fels (OSM und Malmkalke) im Raum des heutigen Rheinfallbeckens um rund 150 bis 200 m eingeschnitten. Seit diesem Zeitpunkt fliesst der Rhein in Richtung Rafzerfeld und nicht mehr durch den Klettgau.

Der Zeitpunkt der Bildung der Rheinfallrinne ist in die Spätphase der Beringen-Eiszeit nach dem Engiwald-Vorstoss zu stellen. Überdies geschah die Rheinumlenkung vor der späten Wiedervorstossphase der Beringen-Eiszeit. Es auch anzunehmen, dass sich die hauptsächliche Verfüllung mit Rinnenschotter während der Wiedervorstossphase ereignete. Dies korrespondiert auch gut mit dem bei der Badi Dachsen bestimmten Lumineszenzalter von ca. 140'000 (vgl. PREUSSER & GRAF, 2002).

## 3. Buechberg-Schotter

### 3.1 Allgemeine Eigenschaften (vgl. Beilage 2)

Der Buechberg-Schotter stellt eine Reliktform eines ursprünglich viel umfangreicheren Schotterkörpers dar. Die flächenhafte Verbreitung misst heute noch ca. 22 km<sup>2</sup>.

Der Buechberg-Schotter ist lediglich am südlichen, namensgebenden Buechberg in Kiesgruben aufgeschlossen (Hüerbüel). Mehrere, z. T. sehr ergiebige Quellen, wie die Chundelfingerquelle, die Galgenbuckquellen und die beiden Grundwasserfassungen Basadingen und Held (Unterschlatt) liessen vermuten, dass der Buechberg-Schotter eine grossflächige Verbreitung aufweist. Demzufolge wurden durch die Kantone Thurgau und Zürich zwischen 1993 und 1998 umfangreiche, geologische und hydrogeologische Untersuchungskampagnen durchgeführt (vgl. BÜCHI + MÜLLER AG, 1999).

Der Buechberg-Schotter wird von einer durchschnittlich 20 m (5 m — 50 m) mächtigen Serie alter Moränenschichten überdeckt. Sie sind vermutlich als verschieden alt

einzuordnen. Innerhalb dieses Moränenkomplexes finden sich auch höher liegende Kies- und Sandlager, welche als Vorstossschotter zu deuten sind.

Der Buechberg-Schotter lagert sowohl auf Fels als auch auf älterem Quartär (= häufig feinkörnige Seeablagerungen als Felsrinnenverfüllungen). Die Schotterbasis ist stark reliefiert. Generell betrachtet fällt sie aber von SE nach NW, von etwa 440 m ü. M. bei Gisenhard (Ossingen) auf ca. 370 m ü. M. z. B. im Gebiet Basadingen ab (vgl. Beilage 2).

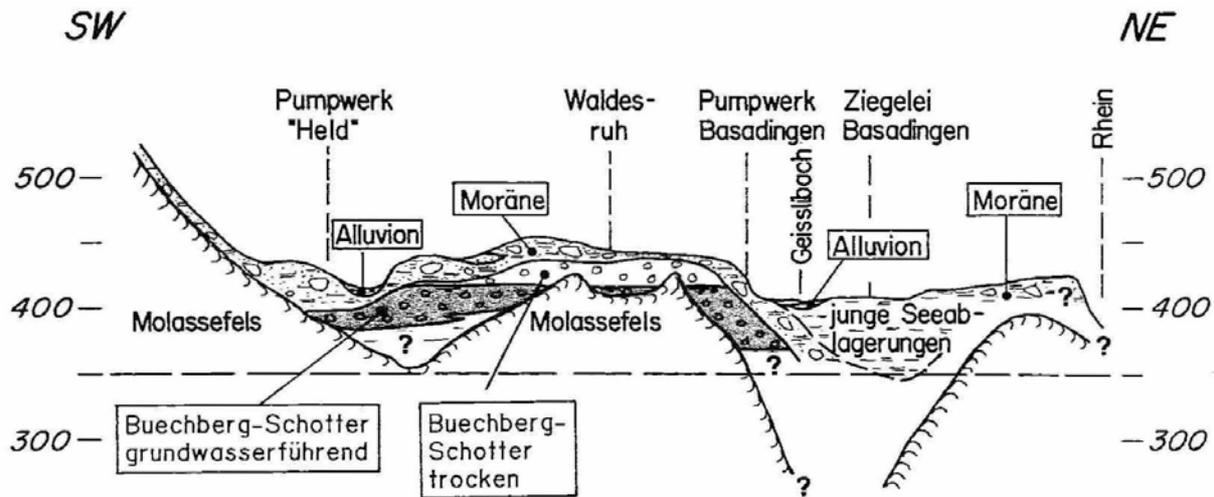


Abb. 1 Profilschnitt durch den Buechberg-Schotter aus MÜLLER, E., 1995, Abb-4: Profil A

Nach den von STÖCKLI (1996) durchgeführten Geröllanalysen wurde der Buechberg-Schotter ohne langen Transport in fließendem Wasser abgelagert. Dabei wurde er innerhalb eines verzweigten Flusssystemes im Vorfeld eines Gletschers abgelagert. Teilweise fanden auch Deltaschüttungen in kleineren Seen statt. Gemäss STÖCKLI (1996) ist, trotz des „Vorhandenseins einer Herauswitterungslage“, keine Gliederung des Buechberg-Schotters möglich. Die Begründung sieht er im Fehlen petrographischer Unterschiede. Weiter zeigt STÖCKLI (1996), dass nach der Schotterablagerung eine deutliche Bodenbildung einsetzte. Diese erfolgte bevor der Buechberg-Schotter mit Moränenmaterial überdeckt wurde.

Eine von GRAF (2003, 2008) vorgeschlagene Zweiteilung in einen "höheren" und "tieferen" resp. 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.

### 3.2 Begrenzung

Im westlichen und südwestlichen Bereich endet der Buechberg-Schotter am mässig steil abfallenden Abhang des Cholfirsts und dessen nach SE, in Richtung Truttikon verlaufenden Ausläufer. Der Nordrand wird durch eine Linie Schlattingen – Basadingen – Buechberg / Hüerbüel – Neuparadies gebildet. Dabei wird der Schotter durch

den, nach Süden abfallenden Molassefelsrücken des Buechbergs sowie den zwischen Basadingen und Schlattingen verlaufenden Höhenzug Egg begrenzt. Im Osten verläuft die Schottergrenze etwa parallel zum westlichen Rand des Stammheimertals, also entlang einer von Waltalingen - Guntalingen – Girsberg – Furtmüli – Steigbüel ziehenden Linie. Der südliche Abschluss des Buechberg-Schotters bildet schliesslich eine mehr oder weniger gerade Begrenzungslinie ab Waltalingen nach Gisenhard / Truttikon.

Nach Süden und Westen ist das Schottervorkommen durch die Oberfläche des aufsteigenden Molassefelses begrenzt. Dagegen scheint der Nord- und Ostrand die Erosionsform des Buechberg-Schotters durch eine später eingetretene, weit und tief reichende Talausschürfung zu sein. Somit liegt die Vermutung sehr nahe, dass während und unmittelbar nach seiner Ablagerung das Schottervorkommen wesentlich weiter nach Norden (Rheintal) und weiter nach Osten (ganzes Stammheimertal) reichte. Somit steht heute dem heute etwa 22 km<sup>2</sup> umfassenden Buechberg-Schotter nur noch ein relikartiger Charakter zu.

Bezüglich der genaueren Umgrenzung des Buechberg-Schotters bestehen allerdings noch Unsicherheiten in den Bereichen Willisdorf – Basadingen, entlang des Westrandes des Stammheimertals und auch zwischen Waltalingen – Gisenhard – Truttikon.

### 3.3 Unterlage

In weiten Gebieten liegt der Buechberg-Schotter direkt dem Molassefels auf. Die Bildung dieser Grenzfläche entspricht dem Talboden und den Flanken der ursprünglichen Talung der Thurtal – Seebachtal – Stammheim – Rheintal - Klettgaurinne. Diese fluvial gebildete Eintiefung entstand im langen spätfrühpleistozänen bis frühmittelpleistozänen Zeitraum, also zwischen der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter und dem Maximalstand der Möhlin Eiszeit. Von dieser sehr umfangreichen Talbildung sind keine glazialen Tiefenerosionen zu erkennen.

Im Bereich des westlichen Stammheimertals sowie im westlich davon angrenzenden Gebiet lagert der Buechberg-Schotter über den Verfüllungsschichten einer älteren, in den Fels übertiefen Rinne: der Waltalingen-Basadingen-Rinne. Ihre Entstehung ist als Folge einer glazialen Tiefenerosion zu deuten. Bei ca. 2½ km SSE von Basadingen liegt ihre grösste Auskolkungstiefe tiefer als 240 m ü. M. (Schlüsselbohrung AZ 357). Demzufolge ist deren Sohle mehr als 100 m tiefer als die Felsschwelle von Schaffhausen gelegen. Dies schliesst somit eine fluviale Entstehung dieser Rinnenvertiefung in Richtung Schaffhausen aus.

Infolgedessen befindet sich hier der Buechberg-Schotter über mächtigen, älteren quartären Lockergesteinen, wie Seeablagerungen und verschiedenartige Moränenserien. Die Unterfläche des Schottervorkommens ist zudem 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 370 m ü. M.

Gesamthaft betrachtet weist die Unterlage des Buchbergschotters drei Mulden, so bei Unterschlatt, Basadingen und südöstlich von Schlattingen auf. Daneben zeichnen sich auch drei Hochzonen ab. Diese liegen im Gebiet Buechberg, südlich des Höhenzugs Egg (Schlattingen) sowie im Bereich von Gisenhard (Ossingen).

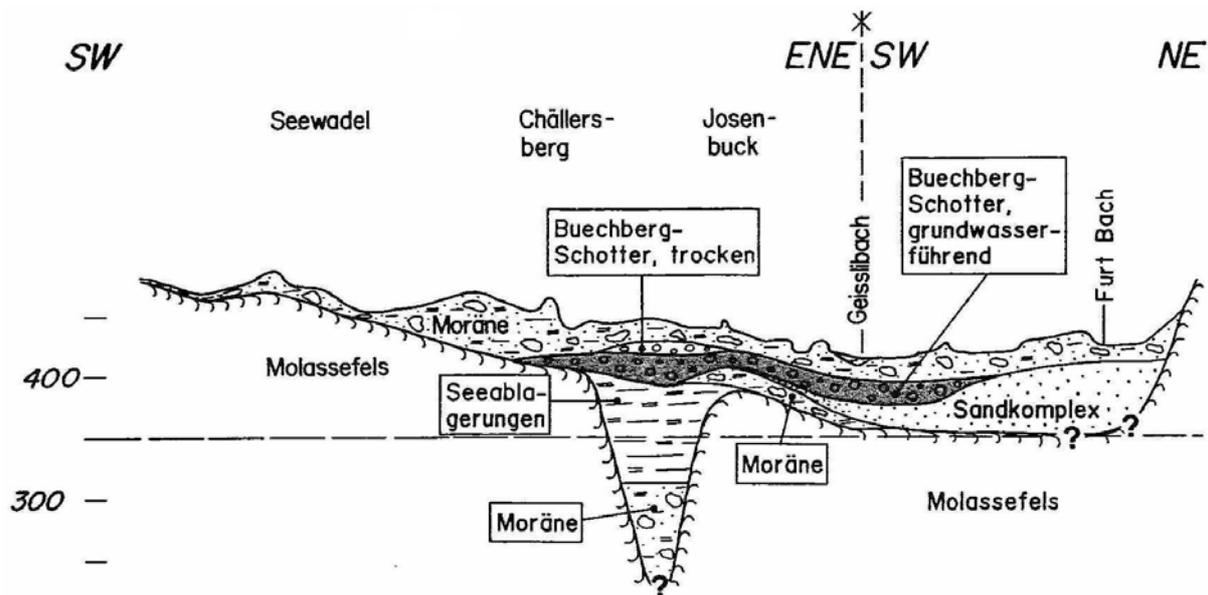


Abb.2 Profilschnitt durch den Buechberg-Schotter aus MÜLLER, E., 1995, Abb-4: Profil B

Im Raum Neuparadies fällt der Molasseuntergrund steil ab. Die Beschaffenheit des Liegenden ist nordöstlich von Unterschlatt und am nordwestlichen Abhang des Buechberg-Schotters wegen fehlender Aufschlüsse nicht bekannt. Es ist aber zu vermuten, dass dort zwischen der Molasse und dem Schottervorkommen noch ältere quartäre Serien auftreten. Bei diesen wird es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um Seeablagerungen und / oder verschiedenartige Moränen (Diamikte) handeln.

Allgemein betrachtet liegt der Buechberg-Schotter in den Muldenbereichen über "älteren" Moränen, die teilweise umfangreiche Zwischenschichten von Seeablagerungen und auch tiefere Kieslager aufweisen.

### 3.4 Oberfläche

Die Oberfläche des Schottervorkommens vom Buechberg wies ursprünglich eine einheitliche, flache Gestalt auf. Sie lag im Raum von Waltalingen – Gisenhard mindestens auf gut 450 m ü. M. Von hier aus fiel sie früher bis zum Buechberg mehr oder weniger einheitlich auf ca. 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 durchaus denkbar, dass im bandartigen Bereich von Feuerthalen/ Langwiesen - Büsingen/Gennersbrunn – Dörflingen/Neudörflingen der Buechberg-Schotter an den vermutlich gleichaltrigen über Gottmadingen – Randegg – Solenberg – Schaffhausen verlaufenden Solenberg-Schotter grenzte. Dabei ist auch eine seitliche Verzahnung mit dieser Rinnenfüllung nicht auszuschliessen.

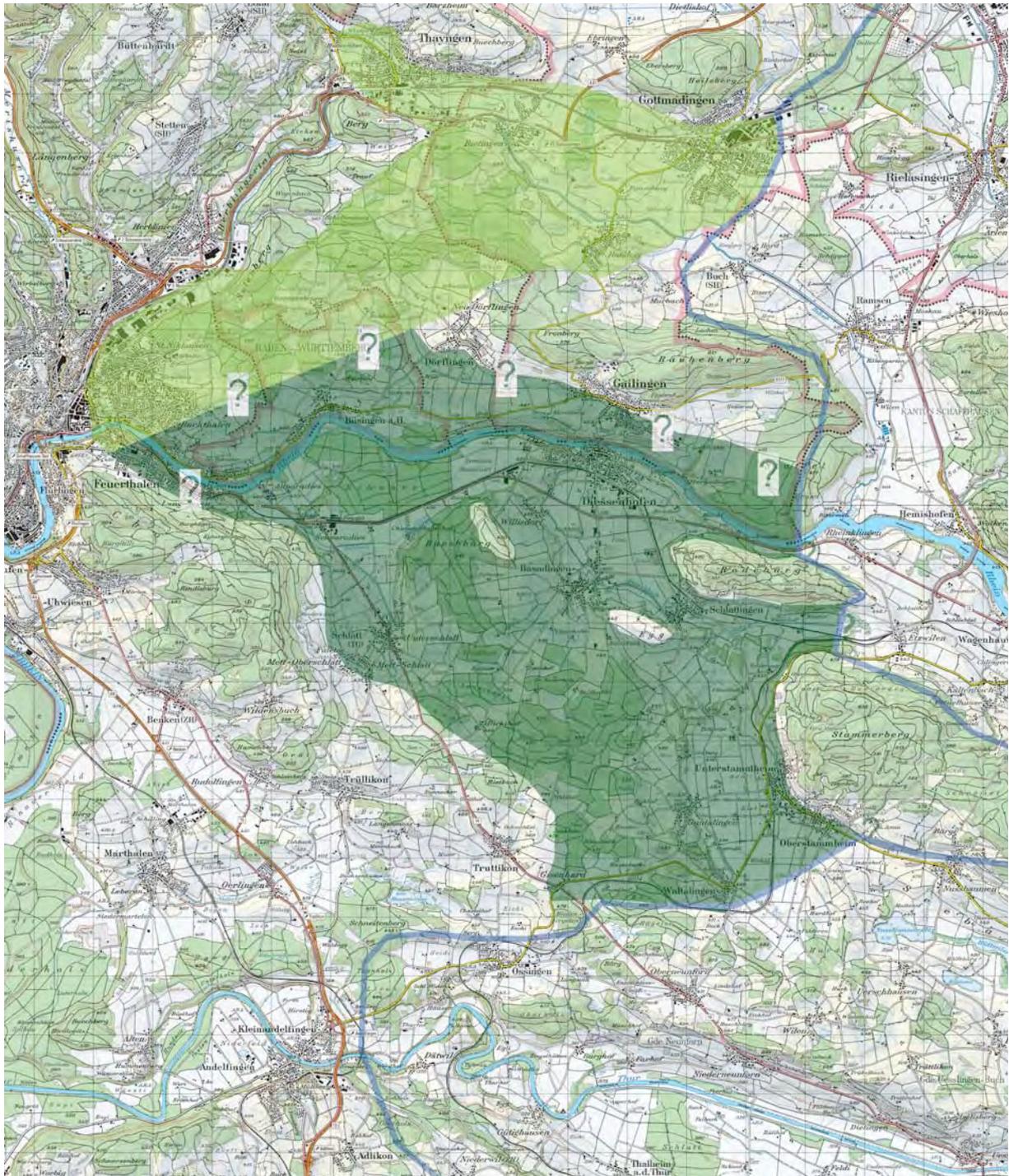


Fig. 1: Ursprüngliche Verbreitung des Buechberg-Schotters (dunkelgrün) und teilweise des Solenberg-Schotters (lindengrün) sowie der entsprechenden Eisrandlage (hellblau)

Nach der Ablagerung des Buechberg-Schotters wurde der nördliche und östliche Abschnitt vollständig erodiert. Weiter weist die heutige Form der Schotteroberfläche darauf hin, dass die verbliebene Oberfläche des Buechberg-Schotters einer ausgeprägten, fluviatilen und / oder glazialen Erosion ausgesetzt war. Dies bewirkte, dass heute das Schottervorkommen in drei rückenartigen Hochformen gegliedert ist. Dabei handelt es sich um die Bereiche Neuparadies – Oberschlatt, Buechberg – Dickihof und Egg (südlich von Schlattingen) – Gisenhard. Die übrig gebliebenen Hochlagen werden durch zwei trennende spätere Austalungen begrenzt. Hier handelt es sich um jene des zentralen Schlattertales und die südlich von Basadingen verlaufende Nord-Süd Vertiefung.

Im Raum Diessenhofen – Schlattingen (vgl. Schlüsselbohrung A 3/3) steht der Buechberg-Schotter unter dem Moränenkomplex, inkl. dem ihn mit einschliessenden Vorstossschotter an. Zudem lagert er dort auch unter den Seeablagerungen, welche zum Ziegeleiton von Basadingen („Basadingen-Ton“) gehören. Weiter kann mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass im Raum von Diessenhofen dieses Tonvorkommen erst im Liegenden des Diessenhofen-Schotter („Rinnenschotters“ von Diessenhofen-Gailingen) auftritt. Daher sind der „Basadingen-Ton“ und der Buechberg-Schotter älter als der Diessenhofen-Schotter einzustufen.

### 3.5 Mächtigkeiten

Die lokalen Mächtigkeiten des Buechberg-Schotters schwanken ganz beachtlich. Dies ist die Folge der Höhenunterschiede der Grenzflächen, die sich aus den beiden Erosionsprozessen vor und nach der Ablagerung des Schotterkörpers ergaben. Ausgehend von einer ursprünglichen generellen, eher einheitlichen Schotteroberfläche von rund 435 bis 440 m ü. M. und einem tiefsten Sohlenbereich von rund 380 m ü. M. wies der Rinnenschotter ursprünglich Mächtigkeiten von bis zu 50 bis 60 m auf. Wegen den nachmaligen Erosionen weist der Buechberg-Schotter heute noch Schichtstärken von bis zu 30 m auf. Die mächtigsten Schichtpakete finden sich dabei in den Bereichen südlicher Buechberg und westlich von Guntalingen.

### 3.6 Schlüsselrolle des „Basadingen-Tons“

Der „Basadingen-Ton“ wurde in einer Erosionsform des Buechberg-Schotters abgelagert, also teilweise noch über diesem (vgl. A3/3) oder dort, wo vorher noch Buechberg-Schotter vorlag, aber anschliessend wieder vollständig erodiert wurde. Das Tonvorkommen lässt sich als stark tonigen Silt von steifer bis halbfester Konsistenz bezeichnen. Grossenteils ist es von einer wohl grossräumigen, aber eher mässig starken Grundmoränenschicht bedeckt. Die Mächtigkeit dieses Ziegeleitons misst bis über 40 m.

Unter dem Basadinger Ton folgen im weiteren Raum des früheren Ziegeleiareals sandige, teils "lehmige" und auch teils kiesige Seeablagerungen, deren Gesamtmächtigkeiten teilweise 20 m übersteigen. Es gilt zu bemerken, dass hier die Sohle des Tonvorkommens unter das Sohleniveau des Buechberg-Schotters reicht, weshalb dieser aus Erosionsgründen hier gar nicht mehr vorliegt. 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. Dieser stellt südöstlich von Schlattingen auch das Liegende des Buechberg-Schotters dar.

Die Schichtabfolge der in der Basadinger Ziegeleigrube vorgefundenen Verhältnisse lässt sich zwangslos mit jenen korrelieren, die in der Nagra Aufzeitbohrung AZ-742 vorgefunden wurden. Es ist anzunehmen, dass sich im näheren Bereich dieses "Schlüsselaufschlusses" die „Rinnenschotter“ über den genannten tonigen Seeablagerungen liegen. Damit ist der Diessenhofen-Schotter und der mit ihm gleichaltrigen Schaffhausen-Schotter jünger als der „Basadingen-Ton“ und damit auch jünger als der Buechberg-Schotter einzustufen.

## 4. Ittingen-Schotter

### 4.1. Allgemeine Eigenschaften (vgl. Beilage 3)

Das Hauptverbreitungsgebiet des Ittingen-Schotters liegt zwischen Warth-Weiningen, Hüttwilen, Buch und Wäckinge. Zwischen Uerschhausen, Buch und Wilen ist zudem ein isolierter Ittingen-Schotterkörper ausgebildet. Die Kernzone des Ittingen-Schotters ist flächenhaft über rund 7 km<sup>2</sup> verbreitet. In mehreren Kiesgruben ist das heute bis ca. 30 m mächtige Vorkommen gut aufgeschlossen. Es wird meistens von bis über 10 m bis 20 m mächtige Grund- und Ablationsmoränen überdeckt. An einzelnen Stellen treten verkittete Ittingen-Schotter als Rundhöcker zu Tage (Armbuech, nördlich Lätte).

Der Ittingen-Schotter ist entlang seiner südlichen und südöstlichen Begrenzung mit seinen liegenden Schichtserien stark versackt (bis zu 30 m). Der Sackungsprozess erfolgte nach dem späteren Rückschmelzen des Gletschereises, nachdem das untere Thurtal massiv ausgekolkt worden war.

Nach ANDRESEN, 1979 führen die Ittingen-Schotter in ihrem basalen Bereich teilweise grobe Steine und Blöcke. Infolgedessen zeigen sie in ihren tiefsten Lagen einen glazifluvialen Charakter. Dies weist auf eine zu Beginn der Schotterschüttung auf einen im Raum vom Frauenfeld gelegene Gletscherstirn hin.

KADEN, D., 1987 und FRANGI, T., 1997 konnten durch umfangreiche geröllanalytische Analysen belegen, dass die Ittingen-Schotter oberhalb des basalen Bereichs rein fluviatiler Natur sind. Sie wurden demnach von ihrer Schüttungsquelle, d.h. vom dazugehörigen Gletscherrand weit entfernt abgelagert wurden. KADEN, D., 1987 nennt dazu eine Distanz von grössenordnungsmässig etwa 30 km. So ist anzunehmen, dass der Schüttungsbereich des Ittingen-Schotters bis in den zwischen Weinfeldern und dem Bodensee gelegenen Raum reichte und mit grosser Wahrscheinlichkeit das ganze mittlere Thurtal umfasste. Das hat zur Folge, dass das ganze talwärts liegende Gebiet einst mit Ittingen-Schotter bedeckt war. Zudem erwähnt KADEN, 1987, dass die Ittingen-Schotter unter gleichmässigen Bedingungen sedimentiert wurden.

Heute stellt der Ittingen-Schotter keinen zusammenhängenden Körper mehr dar. So ist er in mindestens drei Teilabschnitte (Ostsüdöstlich Hüttwilen, Weiningen/Geisel bis Vorderhorbe und Bereich südlich Uerschhausen) gegliedert. Daneben treten in der weiteren Umgebung des Kerngebietes kleinere Schottervorkommen auf, die sich aufgrund ihrer Höhenlage und Erscheinungsform zwangslos als Relikte des Ittingen-Schotters deuten lassen. Als solche können der Aumülischotter (südlich von Frauenfeld) sowie die nördlich von Pfyn gelegenen Schottervorkommen Unterer Gibel und Hirzesprung betrachtet werden.

Die Ittingen-Schotter liegen teilweise über Seeablagerungen. Sie wurden in einem früheren „Weiningensee“ sedimentiert. Dieser See wies eine Spiegelhöhe von etwa

455 m ü. M. auf. Dabei sind die zurzeit noch vorhandenen Seeablagerungen als Relikte eines ehemals weit verbreiteten Ablagerungsraumes zu betrachten.

Die Seebachtal-Basadingenrinne wurde weitestgehend fluviatil bei einem freien Gefälle in Richtung Schaffhausen – Klettgau erosiv geschaffen. Diese Austalung fand im Anschluss an die Ablagerung der Tieferen Deckenschotter statt und endete höchstwahrscheinlich vor der MEG (**M**ost **E**xtensive **G**laciati**o**n), also der Möhlin-Eiszeit. Die Talung reichte mit ihrer Sohle bis auf knapp 350 m ü. M. hinab. Erst viel später, d. h. nach dem Ablagern des Ittingen-Schotters wurde das untere Thurtal ausgeschürft. Durch diese subglaziale Tiefenerosion, die mehrheitlich den Molassefels erfasste, wurde dann die alte Seebachtal – Basadingenrinne mit samt ihrer Verfüllung (Seeablagerungen, Ittingen-Schotter, Moränen) massiv unterschritten. So liegt im Bereich der Frauenfelder Grossi Allmänd die Thurtalrinne rund 100 m tiefer als die dortige Sohle der Seebachtal – Basadingenrinne.

## 4.2 Begrenzung

Die heutige, reliktdartige Verbreitung beginnt südöstlich von Weiningen im Gebiet Geisel. Dann folgt der Südrand einer Linie via Roor – Warth – nördlich der Kartause Ittingen – Bärlingerhof (Uesslingen-Buch) bis östlich von Buch. Anschliessend verläuft die Begrenzungslinie bis knapp zum südöstlichen Ende des Nussbaumersees und weiter nach Osten, jedoch stets südlich des Seebachs in Richtung Neuhaus – Wäckinge gelegen. Sodann schwenkt die Begrenzungslinie nach Süd bis nach Weiningen, von wo aus sie nach Osten in den Raum von Geisel (Warth-Weiningen) dreht.

Westlich dieser umgrenzten Fläche findet sich das isolierte Gebiet mit Ittingen-Schotter, das zwischen den Dörfern resp. Weilern Buch, Trüttlikon, Wilen bei Neunforn und Uerschhausen liegt.

Der dritte, sehr kleine Teil des Ittingen-Schotters liegt nördlich des Seebachs, südöstlich von Hüttwilen und zwar im Umgelände der Gehöfte Morgestärn und Oberhof. Dazu gilt der Hinweis, dass dieser bis Ende des 20. Jahrhunderts nahezu ganz zur Rohstoffnutzung abgebaut wurde.

Geröllpetrographische Untersuchungen zeigten, dass die Schotterreste zwischen Hüttwiler-, Nussbaumer- und Hasensee (Hälfebärg und Buechbuel, je Uesslingen-Buch) klar nicht zum Ittingen-Schotter zugehören (FRANGI, 1997). Dies obschon sie aufgrund ihrer Lage zum Ittingen-Schotter gezählt werden könnten (BÜCHI + MÜLLER AG, 1998).

Insgesamt ist vom einst sehr verbreiteten Ittingen-Schotter somit nur noch ein sehr bescheidenes Verbreitungsgebiet erhalten.

## 4.3 Unterlage

Der Ittingen-Schotter liegt verschiedenen Gesteinsserien auf. So steht er in den eher südwestlichen Bereichen direkt über dem Fels, d. h. über Sandsteinen, Glimmersandsteinen und Mergeln der Oberen Süsswassermolasse (OSM) an. Dies ist vor allem im Gebiet Närke — Vorderhorbe — Schoore sowie im isolierten Ittingen-Schotterkörper zwischen Buch - Wilen — Uerschhausen der Fall. Nördlich davon direkt anschliessend folgt er über älteren Moränenschichten. In den übrigen Bereichen liegt er über glazial stark vorbelasteten und daher sehr dicht gelagerten Seeab-

lagerungen. Bei diesen limnischen Serien handelt es sich vorwiegend um feinsandige Silte von geringer Plastizität bis siltige Sande, die häufig warvenartig feingeschichtet sind. Diese sind oft sehr mächtig, indem sie Schichtstärken von bis über 60 m aufweisen.

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, 1995 und 1996 erklärt diese Staulage mittels einem zuvor geschütteten Moränenkranz, der von Ossingen nach Nussbaumen / Oberstammheim (=Ossinger-Riegel) verlief. Dieser war nirgends tiefer als 455 m ü. M. gelegen und vermochte daher nach dem Rückschmelzen des Gletschereises oberhalb dieses Endmoränenbogens einen grösseren See (=Weingersee) aufzustauen. Das anschliessend vom See auslaufende Wasser erodierte sukzessiv den Moränenriegel, was den Seespiegel allmählich absenkte. Als dieser schliesslich ausgelaufen war, erodierten die fluss- und bachartigen Gewässer die vorher entstandene und nun freigelegte Oberfläche der Seeablagerungen und der seitlich angrenzenden Moränenböden.

Dadurch wurde die Auflagefläche für den Ittingen-Schotter reliefiert, so dass sie nun generell senkrecht zur Talachse geneigt ist. Ihr Einfallen verläuft somit in nördlicher bis nordöstlicher Richtung. Die entsprechende Neigung misst in der Regel zwischen 2% und 10%.

Die aufgezeigten älteren Schüttungsverhältnisse ergeben, dass die höchstgelegenen Unterflächen des Ittingen-Schotters im Süden, d. h. im Raum Vorderhorbe – Bärlingerhof (je Uesslingen-Buch) sowie östlich von Wilen bei Neunforn zwischen 460 und 470 m ü. M. liegen. Die am tiefsten gelegenen Sohlen der später nicht versackten Schotter erreichen Koten von knapp 430 m ü. M. Sie finden sich im Bereich ihrer nördlichen Begrenzung, also südlich der heutigen Seen und entlang des Seebachs.

Eine „Zwischentieflage“ mit Höhen von um 440 m ü. M. ist im Bereich des heutigen Abbaugebiets nördlich der Dörfer Warth und Weiningen ausgebildet.

#### 4.4 Oberfläche

Die Schotteroberfläche weist ein deutliches Relief auf. Auffallend ist dabei, dass das Oberflächengefälle nicht längs, sondern deutlich quer zur Schüttungsrichtung des Schotters verläuft. 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 von mindestens 475 m ü. M. ausgegangen werden. Heute zeigt der Schotter die am höchsten gelegenen Vorkommen in Lagen von um 470 m ü. M. Sie finden sich im Süden (bei Vorderhorbe – Bärlingerhof) und im Südwesten (östlich von Wilen bei Neunforn). Dagegen liegt die heutige Schotteroberfläche im nördlichen Bereich – bei Uerschhausen, südlich des Hüttwilersees und entlang des Seebachs - mit Koten von knapp 430 m ü. M. in tiefster Lage.

Im Raum von Weiningen ist im Bereich des heutigen Kiesgrubenareals (zwischen Grund und Lätte) die Oberfläche des Ittingen-Schotters erosiv auf etwa 450 bis 460 m ü. M. abgesenkt.

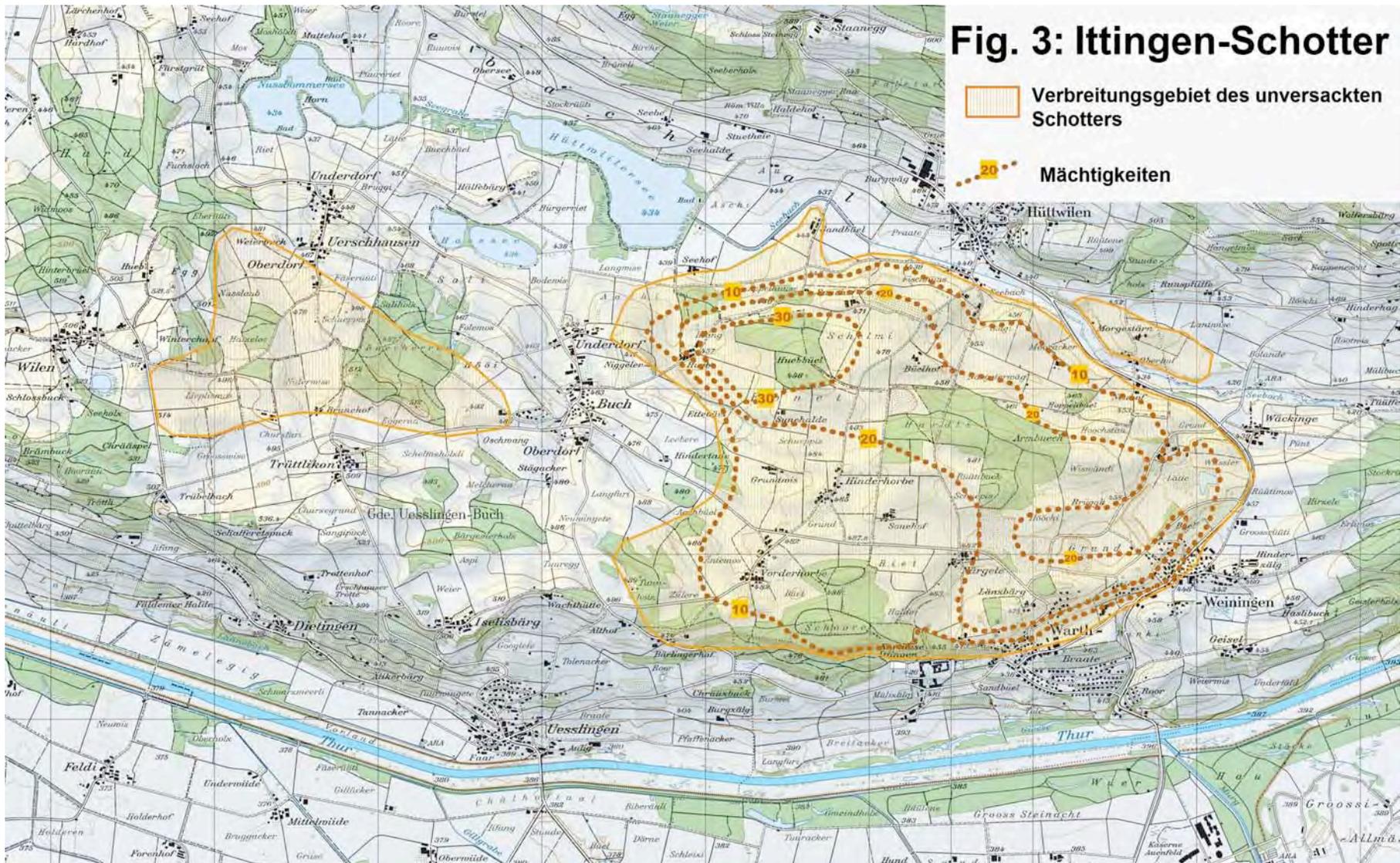


Fig. 3: Ittingen-Schotter

Verbreitungsgebiet des unversackten Schotters

Mächtigkeiten

Die abrupte, südliche Begrenzung zum Thurtal hin, ist die Folge des späteren Erosionsprozesses, der im Rahmen der subglazialen Tiefenerosion im mittleren und unteren Thurtal erfolgte. Dadurch wurde unter anderem der Hauptanteil des früheren, weit verbreiteten Ittingen-Schotters völlig entfernt. Von diesem blieb – abgesehen von einigen wenigen Kleinvorkommen - praktisch nur noch der heutige Ittingen-Schotter nördlich einer Linie von Dietingen (Uesslingen-Buch) – Kartause Ittingen – Roor – Geisel (je Warth-Weiningen) als Relikt erhalten.

Nach Abschluss der markanten Tiefenerosion löste dieser Prozess eine grossräumige Versackung der gesamten Hanglage zwischen Niederneunforn und Geisel aus. Im Vergleich zu andern grossräumig versackten Talflanken ist zu vermuten, dass die Versackung im unteren Thurtal die ganze Flanke der Auskolkungstrecke 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 resp. verstellt.

#### 4.5 Mächtigkeiten

In den nicht versackten Gebieten schwankten die ursprünglichen Mächtigkeiten des Ittingen-Schotters entsprechend ihrer unterschiedlichen Höhenlagen von Ober- und Unterfläche meist zwischen 40 und 50 m. Durch die umfangreichen Erosionsprozesse wurden in der Folge die Mächtigkeiten stark reduziert. So messen sie heute im „Kerngebiet“ höchstens bis wenig über 30 m (Bereich von Huebbüel, NNW von Hinterhorbe, Uesslingen-Buch und Hüttwilen).

In den beiden kleineren, relikartigen Nebenvorkommen erreichen die einzelnen Schichtmächtigkeiten praktisch nicht mehr als 10 m.

### 5. Rinnenschotter

#### 5.1 Allgemeine Eigenschaften (vgl. Beilage 4)

Unter dem lithostratigraphischen Begriff Rinnenschotter wurden bisher Kiesabfolgen verstanden, die die Rinnen verfüllen, welche zuvor zwischen dem Hegau und dem Klettgau resp. Rheinauerfeld in den Felsuntergrund eingetieft wurden. Sie sind eigentliche Schottervorkommen von meist fluvialer Natur. Sie stammen vom Vorfeld des Bodensee-Rheingletschers. Sie wurden sie weitgehend aus dem Singener-Becken und untergeordnet aus dem nach Westen geöffneten Bereich eines früheren Untersees in den östlichen Raum von Schaffhausen geschüttet, wo sie sich scheinbar in zwei Rinnenverfüllungen teilen. Dabei verläuft die nördlichere – die Klettgaurinne - in Richtung Engiwald – Klettgau – Waldshut und die südlichere - die Rheinfalrinne - in Richtung Neuhausen - Rheinauerfeld. 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 oft "deckenschotterartig" verkittet. Im Ostteil finden sich darin auch grössere Steine und Blöcke. Daraus kann geschlossen werden, dass sie dort näher am Gletscherrand gelegen abgelagert wurden. Ihre Obergrenze gegen den hangenden Moränenkomplex hin ist vor allem im Osten unscharf, wo er stellenweise mit

Grundmoränenlehm und Beckentonlagen verzahnt ist (SCHREINER, 1968). Ab Singen führt der Rinnenschotter stets auch Hegauvulkanitgerölle (Basalte und Phonolithe).

Neuere Untersuchungen, v. a. von GRAF, 2003 liessen erkennen, dass der „Rinnenschotterkörper“ nicht eine Einheit darstellt, sondern in mehreren Zeitabschnitten geschüttet wurde. Auch muss davon ausgegangen werden, dass er teilweise bis völlig erodiert wurde. Später wurden stellenweise solche Erosionsgebiete mit jüngerem Rinnenschottern dann wieder überschüttet. Zumindest ist der Rinnenschotter in einen älteren und einen jüngeren, den Schotter der Rheinflur resp. Schaffhauser Rinnenschotter sensu GRAF, zu gliedern. Das absolute Alter des letzteren konnte an bei Dachsen entnommenen Proben mittels Lumineszenzanalysen auf ca. 140'000 J bestimmt werden (PREUSSER & GRAF, 2002). Seine Ablagerung ist daher klar in die vorletzte Eiszeit 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 in etwa gleich zusammengesetzten jüngeren Rinnenschotter über älteren lagern. Entsprechende Abgrenzungen sind anhand von Bohrerergebnissen leider kaum anzustellen (vgl. Fig.4 und Beilage 5, Profil Schaffhausen – Frauenfeld). Es sind somit Überlagerungen resp. laterale Ablösungen beider Körper anzunehmen.

Nahezu der ganze Rinnenschotter ist von Moränen, Vorstossschottern und Seeablagerungen überdeckt. Diese sind als Ablagerungen des komplexen Eisaufbauprozesses der letzten Eiszeit (LGM) zu deuten. Westlich der Schaffhauser Altstadt fehlen in der nördlichen Rinne, also in der Fortsetzung der Klettgaurinne zwischen Breiti und Engi nicht der eigentliche Solenberg-Schotter sondern moränenartiges Material erbohrt (SCHINDLER, 1985, S. 35). So wirkt dort die Rinne für das Grundwasser abtrennend. Über dem Rinnenschotter der Klettgaurinne lagert im Bereich Tannerberg 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 Schichtstapel von Vorstossschotter, Moräne und Niederterrassenschotter. Im südlich davon gelegenen Bereich Fäsenstaub lagern über dem dortigen Rinnenschotter - jenem der Rheinflur - 5 bis 10 m mächtige, interglaziale bis interstadiale Flussablagerungen. Diese wiederum sind von 10 bis 25 m starken Seeablagerungen bedeckt. Den Abschluss nach oben macht eine bis 30 m mächtige Schichtserie von Vorstossschotter, Moräne und Niederterrassenschotter.

## 5.2 Spezielle Eigenschaften des Rinnenschotters von Diessenhofen – Schaffhausen resp. Schaffhausen-Schotters

Der ost-südöstliche, seitliche Nebenarm des Schaffhausen-Schotters - das Schottervorkommen von Diessenhofen / Gailingen – Büsingen (= Diessenhofen-Schotter) - hat sein Hauptverbreitungsgebiet nördlich des Rheins. Dieser Rinnenschotter ist nur lokal, knapp über Rheinniveau aufgeschlossen (Ryhalde in Schaffhausen, Kohler in Gailingen und eventuell in der Kiesgrube Unterreckingen/Büsingen). Seine Verbreitung ist aber anhand mehrerer Sondierbohrungen und Grundwasserfassungen (Diessenhofen, Gailingen, Dörflingen, Schaffhausen und Feuerthalen) nachgewiesen. Zwischen Diessenhofen — St. Katharinental — Schaarewald — Paradies — Lang-

wiesen — Feuerthalen reicht dieser Rinnenschotter unter dem Rhein hindurch auch noch knapp auf dessen Südseite. Hier keilt er - vermutlich erosiv bedingt – gegen Süden sehr rasch aus. Dabei ist er zwischen jüngeren Seeablagerungen (Paradieslehm, oben) und älteren Seeablagerungen (Sande, Silte und Tone als Felsrinnenverfüllung, unten) eingebettet. Die Sohlen des Rinnenschotter liegen im Raum Diessenhofen — Gailingen zwischen 360 — 380 m ü. M., im Gebiet Schaare — Petri knapp unter 340 m ü. M. und im Gebiet der Stadt Schaffhausen liegen sie um 340 - 350 m ü. M. Dort schmiegen sich die Rinnenschotter um die lokalen Felshebungen über 360 m ü. M. bis zu 400 m ü. M. (z.B. Felshochzone unter Altstadt von Schaffhausen getrennt durch Ost-West verlaufende Rheinflurinne).

Bei Dörflingen steht er unmittelbar auf Fels der Unteren Süsswasser Molasse (USM) an. Diese Felsformation stellt auch im Gebiet Warthau – Schaffhausen, neben lokal verbreiteten, gering mächtigen Grundmoränen das Liegende des Rinnenschotter dar. Im südlichen Dorfbereich von Dörflingen erschlossen mehrere Erdsondenbohrungen bis in grosse Tiefen unter der Moräne direkt die USM. Daher ist hier anzunehmen, dass in diesem Bereich zwischen der USM und dem Rinnenschotter eine mächtigere Moränenschicht lagert. Im Westteil 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 - folgt der OMM-Fels unmittelbar über dem Rhein auf einer Kote von 395 m ü. M.

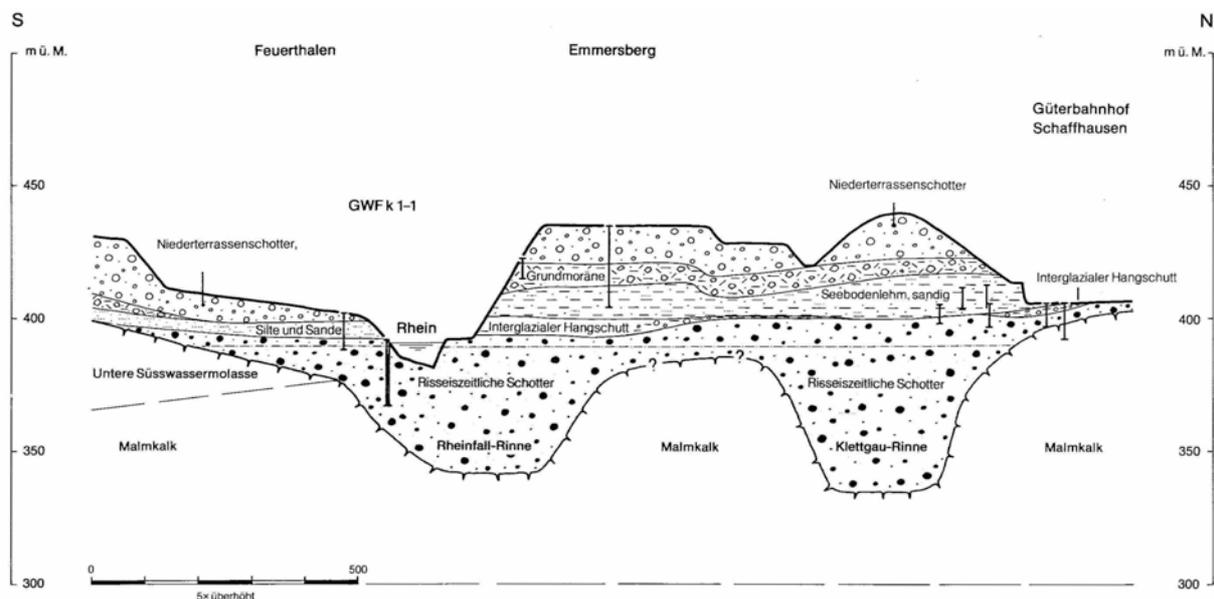


Abb.3 Profilschnitt durch die „Rinnenschotter“ in Schaffhausen aus KEMPF ET AL., 1986 Abb-144: Profil Feuerthalen-Güterbahnhof Schaffhausen. (Hinweis: In der nördlichen Rinne (Klettgau-Rinne) lagert der Solenberg-Schotter, in der südlichen (Rheinfall-Rinne) der Schaffhausen-Schotter)

Die Sondierungen im Staffelwald (Gemeinde Ramsen) östlich Gailingen haben einerseits die Felsrinne Gailingen - Hemishofen bestätigt, andererseits konnte die östliche Fortsetzung des Rinnenschotter von Diessenhofen - Gailingen unmittelbar unter dem Staffelwald (noch) nicht nachgewiesen werden (ZAUGG, A. & GEYER, M., 2008). Ein verkitteter Schotter im Rheinbett bei Schupfe (zwischen Diessenhofen und Rheinklingen) könnte allerdings ein Relikt von Rinnenschotter darstellen, was hier eine sehr schmale Rinne zur Folge hätte.

Im Raum von Paradies (Schlatt) bis Diessenhofen wird der Schaffhausen-Schotter, resp. Diessenhofen-Schotter von "Paradiestonen" und Grundmoränen überdeckt. Westlich Diessenhofen (südlich des St. Katharinentals) wurde in einer Schlüsselbohrung: „Brunnen Rosiliberg“ (vgl. Anhang 2) ein alter Boden innerhalb des Moränenkomplexes erschlossen. Dieser lagert dort über dem Diessenhofen-Schotter bedeckt. Dieser 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 (vgl. Beilage 5, Profil Buechberg – Gailingen). Aufgrund seines höhenmässigen Auftretens ist er als ein Vorstossschotter der letzten Eiszeit zu deuten. Der Rinnenschotter tritt im Gebiet Rheinburg (Gailingen) wiederum gleich unter Moräne auf. Östlich von Schaffhausen folgt dagegen über dem Rinnenschotter ein über 50 m mächtiger Schichtstapel aus Moräne, Seeablagerungen und Vorstossschotter. Im Gebiet Feuerthalen - Langwiesen tritt über dem Rinnenschotter ebenfalls ein bis zu 50 m mächtiger Schichtstapel bestehend aus diversen Schottern, Moräne und Seeablagerungen auf. Unter der Terrasse von Feuerthalen liegt die Obergrenze des Rinnenschotters etwa auf Kote 395 m ü. M.

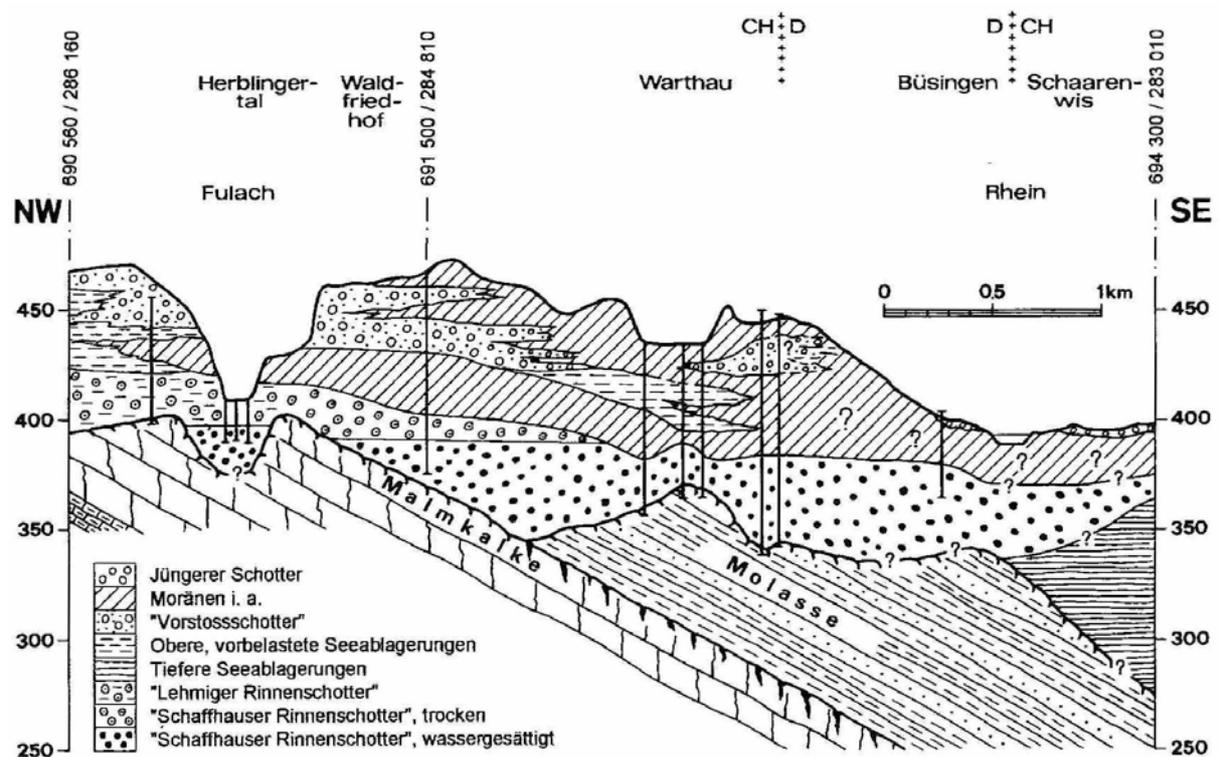


Abb.4 Profilschnitt durch die Rinnenschotter östlich von Schaffhausen aus MÜLLER, E., 1997 Abb-5: Profil Herblingertal-Schaarenwis

### 5.3 Begrenzung

Im westlichen Bereich wird der Schaffhausen-Schotter durch den zum Rhein und Rheinflallbecken abfallenden Abhang des Höhenzugs Cholfirst begrenzt. Dann verläuft seine Grenzlinie durch den Dorfkern von Neuhausen in Richtung Autobahnanschluss Schaffhausen-Süd via die Rheinflallrinne zur Altstadt Schaffhausen. Dort trifft das Schottervorkommen auf den - rein lithologisch betrachtet – gleichartig

zusammengesetzten Rinnenschotter der Klettgaurinne (Hardau-Schotter resp. Solenberg-Schotter), welcher sich westwärts in Richtung Engi / Klettgau verfolgen lässt. Dieser wird im Bereich Breiti – Engi durch eine moränenartige Verfüllung ersetzt (SCHINDLER, 1985, S. 35). Nördlich an die Klettgaurinne anschliessend, zieht der Rand des Solenberg-Schotters entlang des Herblingertals und dann am Osthang des südlich von Thayngen gelegenen Berg, ab wo er in nördlicher Richtung seine Fortsetzung in der Binningen-Rinne findet.

Im Nordosten grenzt der Solenberg-Schotter an die südlichen Anhänge des Thaynger-Buechberg und Heilsberg (Gottmadingen). Dessen Fortsetzung und lithostratigraphischen Zusammenhänge mit den mittleren und tieferen Kieslagen im dann folgenden Singenerbecken sind zurzeit noch wenig geklärt. Das Fehlen des Rinnenschotters in Buch/SH und Ramsen ist aufgrund von Bohrdaten und geoelektrischen Sondierungen nachgewiesen.

Im Osten zieht dann der „Rinnenschotter“ um die Westhälfte des Rauhenberg, also vom Raum Randegg (Gottmadingen) – Dörflingen bis nach Gailingen / Diessenhofen. Inwieweit dieser aus älterem, also Solenberg-Schotter und/oder jüngerem Schaffhausen-Schotter besteht, ist zurzeit noch nicht geklärt. Dies wegen der Gegebenheit, dass die seitlichen Begrenzungen resp. Ablösungen noch nicht erschlossen sind. Die Südgrenze verläuft schliesslich von Diessenhofen über Gross Ratihard und nördlicher 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 ganzen Verbreitungsgebiet der beiden Rinnenschotter bis dato noch in keiner der über sechzig massgebenden Bohrungen unterschritten wurde. Als eher erstaunlich sind aber die tiefsten erschlossenen Koten der Schotterunterflächen von Paradies (339 m ü. M.) und Büsingen resp. Schaare (339 m ü. M.) zu werten. Daraus lässt sich zwischen Schaare und dem Übergang zur Sohle des Solenberg- resp. Schaffhausen-Schotters ein äusserst geringes Gefälle von etwa 0.7 ‰ ableiten. Diese Sohlenneigung entspricht auch dem von SCHREINER, A., 1983 und 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 süd-südwestlich 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. Im Bereich von Warthau (Buchthalerwald) zeigt die Schotterunterfläche eine um ca. 10 m erhöhte Lage.

Die beiden Rinnenschotter (Solenberg- und Schaffhausen-Schotter) liegen weitgehend dem Fels, bestehend aus Malmkalken, Bolusbildungen oder Unterer Süsswassermolasse auf. Selten findet sich zwischen dem Schotter und dem Felsuntergrund noch eine höchstens wenige Meter mächtige Grundmoränenschicht. Es ist nicht aus-

zuschliessen, 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. Katharimental / Diessenhofen – Paradies – Feuerthalen lagert der Schaffhausen-Schotter resp. 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, d. h. als der Solenberg-Schotter resp. der Hardau-Schotter ist. Somit ist dieses Vorkommen vollumfänglich dem Schaffhausen-Schotter zuzuordnen.

Es kann angenommen werden, dass die Oberfläche des Ziegeleitons von Basadingen, der den Buechberg-Schotter bedeckt, nach seiner Entstehung seitlich massiv wieder erodiert wurde. In dieser erosiven Austalungsstrecke wurde anschliessend der Diessenhofen-Schotter abgelagert. Daraus kann geschlossen werden, dass im Raum Diessenhofen der dortige Rinnenschotter jünger als der Basadingen-Ton und vor allem der Buechberg-Schotter ist.

## 5.5 Oberfläche

Die Oberfläche des Rinnenschotters scheint deutlich mehr reliefiert als dessen Unterfläche zu sein. So zeichnen sich breitflächige Erosionsformen ab. 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. im Bereich von Solenberg und Thayngen an. Auffallend ist ein allseitiges Ansteigen des Rinnenschotter zu dessen Randbereichen. So etwa in Feuerthalen, bei Herblingen, Thayngen, Gottmadingen, Randegg und Dörflingen. 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 resp. Senke der Schotteroberfläche vor. Diese weist ein sehr flaches Gefälle nach Büsingen auf. Im mittleren Bibertal wurde ein Teil des Rinnenschotters zwischen Bietingen und im Bereich des heutigen Bahnhofs von Thayngen erodiert. Diese vollständige Ausräumung fand spätestens im frühen LGM, vermutlich aber früher statt. Die dadurch neu entstandene Hohlform 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. Hierzu 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 Rinnenschotter schwanken ganz beachtlich. Dies ist die Folge der örtlichen Lage bezüglich der jeweiligen, vor dem Ablagerungsprozess vorhandenen 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 (vgl. Schemaschnitt in Anhang 5)

### 6.1 Zum Buechberg-Schotter

Aufgrund der ursprünglichen Oberflächenform des Buechberg-Schotter kann vermutet werden, dass für dessen Schüttung vermutlich drei Schüttungsquellen bestanden. Von ihnen lag die bedeutendste südöstlich von Waltalingen / Unterstammheim und somit im Bereich Seebachtal / Thurtal. Daneben wirkten – wohl eher untergeordnet – die Schüttungsquellen, die nördlich und südöstlich des Rodenberges, gelegen waren, nämlich westlich von Etwilen und im Bereich des östlichen Staffelwaldes (Ramsen / Gailingen).

Die Unterfläche des Buechberg-Schotter wurde bis anhin nie tiefer als 370 m ü. M. beobachtet. Damit konnten die Gewässer, welche die direkte Unterlage (Fels- und Lockergesteine) des Buechberg-Schotter heraus modellierten resp. formten, sich stets in freiem Gefälle in Richtung Schaffhausen – Klettgau entwässern. Diese Erosionsprozesse umfassen demnach keine letztendlichen Auskolkungsprozesse. Aufgrund der für die damalige Zeit anzunehmenden Oberflächenformen, erfolgte während der Ablagerung des Buechberg-Schotter eine offene Entwässerung vom Raum Diessenhofen resp. Waltalingen in den Klettgau.

Eine Korrelation der Buechberg-Schotter mit dem unteren Klettgauschotter (= Hardau-Schotter) ist durchaus denkbar (vgl. GRAF, H. R., 2003). Ebenso erscheint auch eine zeitliche Gleichsetzung mit dem älteren Rinnenschotter nordöstlich von Schaffhausen (Solenberg-Schotter) als möglich.

Die Erosionsbasis der Gewässer, welche den Buechberg-Schotter nach seiner Ablagerung flächenhaft erodierten, lag tiefer als 370 m ü. m. Sie konnte ohne Weiteres im Bereich der Sohle des Rinnenschotter gelegen haben, weshalb eine Erosion des Buechberg-Schotter vor der Ablagerung des Schaffhausen-Schotter möglich ist. So erscheint es als sehr wahrscheinlich, dass sich im Raum der Ziegelei Basadingen einst auch noch Buechberg-Schotter befand. Dieser wurde dann als Folge einer umfassenden, grossräumigen Erosion entfernt. Die entsprechende Ausräumung reichte viel tiefer als die tiefsten Koten der Unterfläche des Buechbergschotter hinab. Diese Erosionen sind teils als fluviatiler und teils als subglazialer Natur zu deuten.

Erst nach der Erosionsphase des Buechberg-Schotter konnte im dadurch entstandenen See der „Basadingen-Ton“ abgelagert werden. Die Ablagerung des Diessen-

hofen-Schotters – der wohl dem Schaffhausen-Schotter entspricht - erfolgte schliesslich erst in einer noch jüngerer Phase.

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

Zusammenfassend standen die Entstehung und der spätere Abtrag des Buechberg-Schotters im Umfeld mehrphasig gegliederter Erosions- und Ablagerungsprozesse. Diese sind fluviatiler, glazifluvialer und rein glazialer Natur. Generell lassen sie sich von *unten nach oben* gemäss Tabelle 1 charakterisieren.

## 6.2 Zum Ittingen-Schotter

Die Ober- und Unterflächen des Ittingen-Schotters liegen deutlich höher als jene des Buechberg- und des Rinnenschotters. Die heutigen wie auch die ursprünglichen Mächtigkeiten des Ittingen-Schotters sind geringer als jene des Buchberg-Schotters und des Rinnenschotters.

Der Ittingen-Schotter ist jünger als die Ablagerungen des Weiningersees, da er diese grossenteils überdeckt. Dagegen ist der Ittingen-Schotter wiederum älter als der Basadingen-Ton. Damit ist er auch älter als der Diessenhofen-Schotter, der ja aller Voraussicht nach den Basadinger-Ziegeleiten überlagert.

Der Weiningersee wurde am zuvor geschütteten Endmoränenkranz des Ossinger-Riegels aufgestaut. Daher ist der Weiningersee jünger als diese Eisrandlage. Als dieser Moränenverschluss geschüttet wurde, wurde in dessen Vorfeld vermutlich der Buechberg-Schotter glazifluvial abgelagert, es sei denn, dass er noch älter ist. Demzufolge ist Ittingen-Schotter jünger als der Buechberg-Schotter.

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 Schüttungszentren. Es ist dabei von fluvioglazialen Schüttungen auszugehen, welche von mehreren "Fronten" resp. von mehreren Gletscherzungen aus erfolgten. Solche "Quelllagen" sind in den Räumen Engen – Welschingen, Singen - Rielasingen sowie nördlich und eventuell auch südlich des Rodenbergs anzunehmen. Deren Gleichaltrigkeit ist allerdings nicht nachgewiesen.

Die Schüttungen des Rinnenschotters erfolgten in Talungen, die durch die früheren quartären Ereignisse gebildet und geprägt wurden. Diese Sedimentation wies allerdings entlang ihrer zentralen Achse ein sehr geringes, nach Westen gerichtetes Sohlgefälle 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, engbegrenzte Kamesschotter dar.

Die Schotteroberfläche war ursprünglich eher gleichmässig, einheitlich westwärts einfallend, d. h. sie war nach Schaffhausen gerichtet. Es ist daher anzunehmen, dass die Oberflächendepression zwischen Langwiesen und Diessenhofen nicht der früheren Schotterakkumulationsoberfläche 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 resp. grossräumige Erosionen. Sie umfassen durch sowohl fluviatile als auch subglaziale Erosionsarten.

Tabelle 1 Erosions- und Ablagerungsprozesse im Umfeld der Genese der Schotterssysteme (vgl. Anhang 4)

Ereignisse	Relative zeitliche Einstufung	Epoche nach Müller 1996
1. Fluviatile Eintiefung (Austalung im Sinne eines Urstromtals) der Rinnen (vgl. Fig.1): <ul style="list-style-type: none"> <li>- Bodenseeraum - Thurtal – Seebachtal – Stammheimertal – Schlattingen – Rheintal – Schaffhausen – Klettgaurinne</li> <li>- Bodensee / Zellersee – Singen - Gottmadingen – Schaffhausen – Klettgaurinne.</li> </ul>	Zwischen Ablagerung der Tieferen Deckenschotter und Maximalstand der Möhlin-Eiszeit.	Epoche 1
2. Maximale Eisbedeckung (Eisvorstoss bis Möhlin und bis Schleithelm).	Maximalstand der Möhlin-Eiszeit	
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	

Ereignisse	Relative zeitliche Einstufung	Epoche nach Müller 1996
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 zwischen dem Thurtal und dem Rheintal östlich Schaffhausen	Epoche 2
5. Flächenhafte resp. fluviatile Erosion der Oberfläche der Verfüllungssedimente sowie der übrigen Talboden des Urstromtales.	Dito, jedoch oberhalb des mittleren Thurtals	
6a. Gletschervorstoss zu den Eisrandlagen bei Gottmadingen, am Staffelwald (Ramsen), bei Etwilen, Oberstammheim / Nussbaumen und Ossingen. Dabei erfolgte die Schüttung des „Ossinger-Riegels“: Umfassender Moränenwall, ausgehend vom Raum östlich von Andelfingen – Ossingen – Uerschhausen – Nussbaumen / Oberstammheim.	Wiedervorstossphase der späteren Möhlin-Eiszeit	Epoche 3
6b. Glazifluviatile Schüttungen des Buechberg-Schotters. Parallel dazu erfolgen die fluviatilen Schüttung des Solenberg-Schotters und des Hardau-Schotters).		
7. Weiteres Rückschmelzen des Gletschers in den Bodenseeraum. Dabei Aufstau des „Weiningersees“ am „Ossinger Riegel“.	Spätphase der Möhlin-Eiszeit	Epoche 4
8a. Fluviatile Erosion der Oberfläche des Buechberg-Schotters bis wenig unter 370 m ü. M. reicht. Dabei Reliefierung der Schotteroberfläche.	Abschlussphase der Möhlin-Eiszeit	Epoche 5
8b. Einschneiden des „Ossinger-Riegels“ bei Uerschhausen/Nussbaumen und gleichzeitige Spiegelabsenkung des „Weiningersees“.		
8c. Erosion der Ablagerungen des Weiningersees.		
9. Bodenbildung im Oberflächenbereich des Buechberg-Schotters.	Möhlin–Hagenholz-Interglazial	-
10a. Gletschervorstoss bis in den Raum von Frauenfeld. Dabei Schüttung der grobblockigen Lage im basalem Bereich des Ittingen-Schotters.	Frühphase der Hagenholz-Eiszeit	Epoche 6
10b. Rückschmelzen des Gletschers bis in den Raum Weinfelden – Bodenseebecken: Ablagerung der Hauptmasse des Ittingen-Schotters.	Hauptphase der Hagenholz-Eiszeit	

Ereignisse	Relative zeitliche Einstufung	Epoche nach Müller 1996
11. Nachfolgevorstoss des Gletschers bis in den Bereich mit einem Gletscherarm bei Weiningen / Wäckinge. Beginn des erosiven Abtrags des Ittingen-Schotter. Gleichzeitig randliche Erosion des Buechberg-Schotter.	Spätphase der Hagenholz-Eiszeit	
<p>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, so u. a.:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- im mittleren bis unteren Thurtal (Felben und Andelfingen)</li> <li>- Im Raum Unterstammheim – Schlattingen – Diessenhofen – Neuparadies / Schaarewald. Dadurch wurde der nördliche und östliche Buechberg-Schotter vollständig erodiert. Es entsteht der entsprechende markante Erosionsrand, verlaufend von Waltalingen – Guntalingen – Egg / Schlattingen – Basadingen – Buechberg – Neuparadies</li> <li>- Im Raum Bietingen (Gottmadingen) – Thayngen, wobei der vorher abgelagerte Solenberg-Schotter längs einer schmalen Achse vollständig erodiert wurde.</li> </ul>	1. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit	Epoche 7
12b. Erste Überdeckung des Solenberg-Schotter und des Ittingen-Schotter mit Moränen.		
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	Epoche 8
<p>14. Gletschervorstösse :</p> <p>14a Verfüllen der Klettgaurinne im Bereich Engiwald mit Moränenmaterial</p> <p>14b Erosion der Rheinfallrinne</p> <p>14c Erosion der mittelpleistozänen Rinnenverfüllungen östlich von Schaffhausen: Als massgebendes Erosionsniveau wirkt die Sohle der neu geschaffenen Rheinfallrinne.</p>	2. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit	Epoche 9
15. Verfüllen der Rheinfallrinne mit dem Schaffhausen-Schotter.		
	Später Wiedervorstoss der Beringen-Eiszeit	

Ereignisse	Relative zeitliche Einstufung	Epoche nach Müller 1996
16. Z. T. glaziale Tiefenerosion (= 3. Glaziale Tiefenerosion): Erosion der Oberfläche des Schaffhausen-Schotter östlich von Schaffhausen.	Später Wiedervorstoss der Beringen-Eiszeit	Epoche 9
17. Überdeckung der Rinnenschotter mit Moränen, Seeablagerungen („Schaffhauser Seebodenlehme“ und „Paradieslehm“) und fluvioglazialen Vorstossschottern.	Frühphasen und Hauptphasen des LGM	

## 7. Offene Fragen

Trotz der aufgezeigten vielfältigen geologischen Gegebenheiten und der entsprechenden Folgerungen bestehen zur Verbreitung der tiefliegenden Schotterssysteme, ihrer Morphogenesen und ihren Verknüpfungen mit benachbarten Schotterkomplexen noch einige offene Fragen. Dies abgesehen von absoluten Altersdatierungen. Diese Unsicherheiten, welche auch als Untersuchungsziele künftiger geologischer Abklärungen bestehen, lassen sich wie folgt umschreiben:

- a\*) Ist der Buchbergsschotter ein in sich gleichaltriger Schotterkörper oder lässt er sich in mehrere Phasen gliedern?
- b) Wie verläuft die genaue Umgrenzung des Buechberg-Schotter in den Bereichen Willisdorf – Basadingen sowie entlang des Westrandes des Stammheimertals?
- c) Wie ist die Beschaffenheit des Liegenden des Buechberg-Schotter im Bereich seines nordwestlichen Abhanges (Chundelfingerhof - Unterschlatt)?
- d) Wurde der Buechberg-Schotter gleichzeitig wie der Solenberg-Schotter und der Hardau-Schotter abgelagert?
- e) Sind der Buechberg-Schotter und der Solenberg-Schotter in gewissen Bereichen miteinander gar verzahnt?
- f\*) Befindet sich der „Basadingen-Ton“ tatsächlich im Liegenden des Diessenhofen-Schotter?
- g\*) Welches sind die absoluten Alter des „Basadingen-Tons“, des Buechberg-Schotter, des Schaffhauser Rinnenschotter im Raum Diessenhofen / Gailingen und des Ittingen-Schotter?
- h) Welches war der Verlauf zwischen der Seebachtal – Basadingen-Rinne und dem Bodenseeraum und in welchem Zeitabschnitt entstand sie?
- i) Wo lag der Eisrand im weiteren Bodenseeraum, von wo aus der Ittingen-Schotter geschüttet wurde und wie war er beschaffen?
- j) Wie verlief die ursprüngliche Form des Ittingen-Schotter zwischen ihrer Schüttungsquelle und dem Seebachtal?

- k) Welche der heute noch bekannten, relikartigen sehr kleinen, alten Schottervorkommen ausserhalb des Seebachtals, wie beispielsweise der Aumülschotter (südlich von Frauenfeld) entsprechen dem Ittingen-Schotter?
- l) Wie verläuft die genaue Umgrenzung des Ittingen-Schotters im Bereich zwischen Hüttwilen / Buch und dem Südwestrand des Stammheimertals?
- m) Welches waren die minimalen Höhenkoten des Ossinger-Riegels sowie des Weiningersees?
- n) Welches waren die Höhenkoten der ursprünglichen Schotterflur des Ittingen-Schotters?
- o\*) Welches waren die Mechanismen und der räumliche Verlauf der umfassenden Sackung entlang des Süd- bis Südsüdostrandes des Ittingen-Schotters?
- p\*) Wie lassen sich im Raum östlich der Altstadt von Schaffhausen die verschiedenen Ablagerungen des Rinnenschotter zeitlich und räumlich zueinander abgrenzen?
- q) Wie verläuft die genaue Umgrenzung des Schaffhauser Rinnenschotters im Raum Diessenhofen / Gailingen und wie lässt sich der Rinnenschotter im Bereich Staffelwald von der Verfüllung der unteren Bibertalrinne abgrenzen?
- r) Welches sind die absoluten Alter der basalen Moräne im Warthau / Buchthalerwald
- s\*) Inwieweit ist der in der, den Rinnenschotter bedeckenden Moräne festgestellten Bodenbildung mit dem Flurlinger Kalktuff zu korrelieren?
- t) Welches ist der Verlauf der nordöstlichen Begrenzung des Solenberg-Schotters, in Richtung Rielasingen / Singen, und dabei: Besteht eine direkter Anschluss zu den Schottervorkommen im Singenerbecken resp. bestehen zwischen ihnen direkte Verbindungen?
- \*) Wichtige Fragen für die Altersabfolge

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

## 8. Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet ist die Felsoberfläche stark reliefiert. Dabei sind die einzelnen Ausaltungen meist längs erstreckt. Sie wurden ursprünglich vor der MEG angelegt. Die eigentliche Eintalung mit den einzelnen erosiven Reliefformen entstand in unterschiedlichen Zeitabschnitten seit dem Mittelpleistozän.

Entlang der ganzen nördlichen Flanke des Thurtals erfolgten nach der massiven Eintiefung der Thurtalrinne entlang ihres Nordrandes sehr umfangreiche Versackungsprozesse. Dabei wurden sowohl Fels- als auch Lockergesteinsserien miterfasst.

Die zwischen den einzelnen Hochlagen liegenden "tiefen Becken" sind flach ausgebildet. Sie reichen nördlich des Rheins zwischen Schaffhausen und Gailingen bis 350 m ü. M. Die "tiefen Rinnen", wie die Waltalingen-Basadingen-Rinne, die Diessenhofen-Langwiesen-Rinne sowie die Bietingen-Rinne erreichen Tiefen bis 240 m ü. M. Die Felsoberfläche wurde in mehreren Phasen ausgebildet. Dabei bildeten sich die Täler entsprechend dem jeweils vorgelegenen Formenschatz, den die vorangegangenen Glazialereignisse hinterlassen haben. Die Erosionen erfolgten teils durch subglaziale und teils extramoränale Schmelzwässer.

Die Klettgaurinne wurde zwischen dem Abschluss der Ablagerungen des Tieferen / Jüngeren Deckenschotter und des Unteren Klettgauschotter gebildet. Es kann auch angenommen werden, dass im Klettgau während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit eine subglaziale Entwässerung, jedoch ohne Tiefenerosion erfolgte.

Die Seebachtalrinne beginnt am Thurtalrand auf Kote 325 m ü. M. und damit etwa 100 m höher als die Sohle der später entstandenen Thurtalrinne. Anschliessend zieht die Seebachtalrinne ins Stammheimertal, wo sie etwa Kote 300 m ü. M. erreicht. Daher konnte sich das ursprüngliche Seebachtal nicht bei freiem Gefälle zur Klettgaurinne entwässern. Es ist anzunehmen, dass sich die Seebachtalrinne, die Waltalingen-Basadingen-Rinne und die Diessenhofen-Langwiesen-Rinne zuerst in die gleichzeitig angelegte Klettgaurinne entwässerten. Während des Hauptvorstosses der Möhlin-Eiszeit erfolgte dann oberhalb von Schaffhausen glaziale Tiefenerosion. Die Diessenhofen – Langwiesen - Rinne zeichnet sich durch ein "umgekehrtes", nach Osten gerichtetes Sohlengefälle aus, wobei als Folge einer subglazialen Tiefenerosion die Sohle bis tiefer als 200 m ü. M abfällt.

Nach der „Verstopfung“ der Klettgaurinne im Raum Engiwald mit Moränenmaterial wurde die alte, noch hoch gelegene Talanlage Schaffhausen - Dachsen reaktiviert, was zum erosiven Durchbruch zwischen Laufen und dem Südranden führte. Dadurch wurde der Fels im Raum des Rheinfallbeckens bis 200 m eingeschnitten. Seither, der Spätphase der Beringen-Eiszeit fliesst der Rhein daher in Richtung Rafzerfeld.

Der Buechberg-Schotter stellt eine Reliktform eines ursprünglich viel umfangreicheren Schotterkörpers dar. Er wird von durchschnittlich 20 m starken Moränenschichten überdeckt. Er lagert sowohl auf Fels als auch auf älterem Quartär (= häufig feinkörnige Seeablagerungen als Felsrinnenverfüllungen). Die Schotterbasis ist stark reliefiert. Eine Gliederung des Buechberg-Schotter ist nicht erkennbar. Im Süden und Westen ist das Schottervorkommen durch die Oberfläche des aufsteigenden Molassefels begrenzt. Dagegen scheint der Nord- und Ostrand des Buechberg-Schotter durch eine spätere, weit und tief reichende Talausschürfung entstanden zu sein. Die Umgrenzung des Buechberg-Schotter ist in den Bereichen Willisdorf – Basadingen, entlang Westrandes des Stammheimertals und zwischen Waltalingen – Gisenhard – Truttikon im Detail allerdings noch unklar. Meist liegt hier der Buechberg-Schotter direkt dem Molassefels auf. Diese Grenzfläche entspricht der Urtalung der Thurtal-, Seebachtal-, Stammheim-, Rheintal-, Klettgaurinne. Im westlichen Stammheimertal und westlich davon angrenzenden Gebiet lagert der Buechberg-Schotter über den Verfüllungsschichten einer älteren, in den Fels übertieften Rinne: der Waltalingen-Basadingen-Rinne. Die Unterlage des Buchbergschotter weist drei Mulden, bei Schlatt, Basadingen und südöstlich von Schlattingen auf. Daneben bestehen drei Hochzonen. Nördlich von Unterschlatt liegt der Schotter der Molasse nicht mehr direkt auf. Das Liegende ist hier nur spärlich bekannt. Vermutlich treten hier noch ältere quartäre Serien auf, wie Seeablagerungen und Moränen. Es ist durchaus möglich, dass im bandartigen Bereich von Feuerthalen– Dörflingen der Buechberg-Schot-

ter an den vermutlich gleichalten über Gottmadingen– Schaffhausen verlaufenden „älteren Rinnenschotter“ (vgl. Fig. 1) grenzte. Eine seitliche Verzahnung mit dieser Rinnenfüllung scheint möglich zu sein. Nach der Ablagerung des Buechberg-Schotter wurde der nördliche und östliche Abschnitt vollständig erodiert. Der Buechberg-Schotter lagert unter dem Basadingen-Ton, der wiederum im Liegenden des Diessenhofen-Schotter zu erwarten ist. Daher sind das Tonvorkommen und der Buechberg-Schotter älter als der Diessenhofen- resp. Schaffhausen-Schotter. Die Sohle des Ziegeleitonvorkommens von Basadingen reicht unter das Sohleniveau des Buechberg-Schotter, ein Beweis dafür, weshalb er aus Erosionsgründen hier nicht mehr vorliegt. Das Liegende der sandigen Seeablagerungen von Basadingen ist nicht näher bekannt.

Es konnte belegt werden, dass die Ittingen-Schotter fluvial entstanden. Abgesehen von ihrem basalen Teilbereich wurden sie von ihrer Schüttungsquelle, d.h. vom dazugehörigen Gletscherrand weit entfernt – grössenordnungsmässig etwa 30 km – abgelagert. Somit reichte der Schüttungsbereich des Ittingen-Schotter bis in den zwischen Weinfeld und dem Bodensee gelegenen Raum. Er umfasste daher vermutlich das ganze mittlere Thurtal. Somit war das ganze talwärts liegende Gebiet einst mit Ittingen-Schotter bedeckt. Heute bildet der Ittingen-Schotter keinen zusammenhängenden Körper mehr. Er ist in mindestens drei Teilabschnitte gegliedert. Zudem treten in der weiteren Umgebung des Kerngebietes kleinere Schottervorkommen auf, die sich zwanglos als Relikte des Ittingen-Schotter deuten lassen. Dazu gehören der Aumülschotter südlich von Frauenfeld sowie die nördlich von Pfyn gelegenen Schottervorkommen. Die Ittingen-Schotter liegen teilweise über Seeablagerungen des früheren „Weingersee“. Dieser See wies eine Spiegelhöhe von etwa 455 m ü. M. auf. Nach der Ablagerung des Ittingen-Schotter ereignete sich im unteren Thurtal die Talausdüfung. Durch subglaziale Tiefenerosionen wurde dann die alte Seebachtal – Basadingen-Rinne mit samt ihrer Verfüllung massiv unterschritten. Neuere Untersuchungen zeigten, dass die Schotterreste zwischen Hüttwiler-, Nussbaumer- und Hasensee klar nicht zum Ittingen-Schotter gehören, sondern Bildungen des Eisauflaufprozesses der letzten Eiszeit darstellen. Der Ittingen-Schotter steht in den südwestlichen Bereichen direkt über dem Fels an. Nördlich anschliessend folgt er über älteren Moränen. In den übrigen Bereichen liegt er über glazialen Seeablagerungen. Daher ist der Ittingen-Schotter jünger als diese Seesedimente. Der ihnen entsprechende Seespiegel reichte auf etwa 455 m ü. M. Diese Stauung erfolgte an einem zuvor geschütteten, von Ossingen nach Nussbaumen / Oberstammheim verlaufenden Moränenkranz (= Ossinger-Riegel). Dieser war nirgends tiefer als 455 m ü. M. Das anschliessende Erodieren des Moränenriegels, senkte den Seespiegel allmählich ab. Anschliessend wurden die nun freigelegten Seeablagerungen und die seitlich anschliessenden Moränenböden erodiert. Die Oberfläche des Ittingen-Schotter ist deutlich reliefiert. Die abrupte, südliche Begrenzung zum Thurtal hin, entstand durch die spätere subglaziale Tiefenerosion im mittleren und unteren Thurtal. Durch sie wurde unter anderem der Hauptanteil des früheren, weit verbreiteten Ittingen-Schotter völlig entfernt. Nach Abschluss der subglazialen Tiefenerosionen trat die grossräumige Versackung der gesamten Hanglage entlang des Thurtalrandes ein.

Die Rinnenschotter sind eigentliche Schottervorkommen von meist fluvialer, im Osten teilweise auch glazifluvialer Natur. Das heisst, sie stammen vom weiteren, im Osten auch vom näheren Vorfeld des Bodensee-Rheingletschers. Anhand neuerer Untersuchungen wurde der Rinnenschotterkörper in mehreren Zeitabschnitten geschüttet und später gebietsweise wieder erodiert. Später wurden solche Erosionsgebiete mit jüngerem Rinnenschotter wieder überschüttet. Zumindest ist der Rin-

nenschotter in einen älteren und einen jüngeren Schotter zu gliedern. Das absolute Alter des letzteren beträgt rund 140'000 J. Ab Schaffhausen lässt sich der jüngere vom älteren Rinnenschotter räumlich scharf abgrenzen, dies im Gegensatz zu oberhalb der Altstadt von Schaffhausen, wo Überlagerungen beider Körper anzunehmen sind. Nahezu der ganze Rinnenschotter wird von Moränen, Vorstossschottern und Seeablagerungen bedeckt. Bei Diessenhofen / Gailingen lagert über dem Rheinniveau direkt über dem Rinnenschotter ein Vorstossschotter. Dagegen folgt östlich von Schaffhausen über dem Rinnenschotter eine bis über 50 m mächtige Serie von Moränen, Seeablagerungen und Vorstossschotter. Zwischen Paradies und Diessenhofen überdecken "Paradieslehme" und Grundmoränen den Schaffhausen-Schotter. Westlich von Diessenhofen bedeckt ein Moränenkomplex, der einen alten Boden mit einschliesst, den Rinnenschotter. Dieser Bodenhorizont entspricht unter Umständen zeitlich dem Flurlinger Kalktuff. Die Oberfläche des Basadingen-Tons, der den Buechberg-Schotter bedeckt, wurde nach seiner Entstehung seitlich massiv wieder erodiert. In dieser erosiven Austalungsstrecke wurde anschliessend der Rinnenschotter von Diessenhofen / Gailingen – Büsingen abgelagert. Somit ist im Raum Diessenhofen der dortige Rinnenschotter jünger als der Basadingen-Ton und vor allem der Buechberg-Schotter einzustufen. Die Schotteroberfläche weist ein sehr flaches Gefälle in Richtung Büsingen auf. Im mittleren Bibertal wurde der Rinnenschotter zwischen Bietingen und Thayngen vollständig erodiert. Die entstandene Hohlform wurde in der Folge mit Seeablagerungen und Moränen gefüllt. Zwischen Langwiesen und Diessenhofen ist die Oberfläche des dortigen Rinnenschotters längs einer etwa 5 km langen Strecke entlang des Rheines abgesenkt. Die dadurch entstandene Oberflächendepression liegt nun bis 40 m tiefer als die Oberfläche des Rinnenschotters im Bereich der Schaffhauser Altstadt.

Die dargelegten Gegebenheiten führen zu den nachstehenden Folgerungen (vgl. Anhänge 4 und 5):

- Die Unterfläche des Buechberg-Schotters liegt höher als 370 m ü. M. Somit konnten sich die Gewässer, welche ihre direkte Unterlage heraus modellierten, stets in freiem Gefälle in Richtung Schaffhausen – Klettgau entwässern. Während der Ablagerung des Buechberg-Schotters bestand eine offene Entwässerung vom Raum Diessenhofen bis in den Klettgau.
- Der Buechberg-Schotter lässt sich mit dem Hardau-Schotter durchaus korrelieren. Daher kann er wahrscheinlich auch mit dem Solenberg-Schotter zeitlich gleichgesetzt werden.
- Die Entstehung und der spätere Abtrag des Buechberg-Schotters standen im Umfeld mehrphasig gegliederter Erosions- und Ablagerungsprozesse. Diese sind sowohl fluviatiler und glazifluviatiler als auch rein glazialer Natur.  
Der einst im früheren Raum der Ziegelei Basadingen gelegene Buechberg-Schotter wurde später durch umfassende, grossräumige Erosionen entfernt. Diese Erosionen war teils fluviatiler und teils subglazialer Natur.
- Erst nach der Erosionsphase des Buechberg-Schotters konnte im dadurch entstandenen See der „Basadingen-Ton“ abgelagert werden. Die Ablagerung des Diessenhofen-Schotters erfolgte dann erst später.
- 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 Weiningersees, da er diese grossenteils überdeckt.
  - Der Ittingen-Schotter ist älter als der Basadingen-Ton. Damit ist er auch älter als der Diessenhofen- resp. Schaffhausen-Schotter.
  - Der Weiningersee ist jünger als die Eisrandlage des Ossinger-Riegels.
  - Im Vorfeld des Ossinger-Riegels, wurde vermutlich der Buechberg-Schotter glazifluviatil abgelagert. Demzufolge ist der Ittingen-Schotter jünger als der Buechberg-Schotter.
  - Der Rinnenschotter wurde ausgehend von mehreren Zentren (Gletscherzungen), erst fluvioglazial dann, fluvial geschüttet. Deren Gleichaltrigkeit ist allerdings nicht nachgewiesen.
  - Die Rinnenschotterschüttungen erfolgten in Talungen, die durch die früheren quartären Ereignisse geprägt wurden.
  - Der tiefste bis anhin erschlossene Sohlenpunkt (Felsoberfläche) liegt westlich der Schaffhauser Altstadt auf ca. Kote 335 m ü. M. Als Arbeitshypothese kann gelten, dass östlich davon gelegene Schottervorkommen mit tieferen Sohlhöhen als 335 m ü. M. keine Rinnenschotter sind. Solche sind demzufolge den "Tieferen Kieslagern" zuzuordnen. Sie sind ältere Rinnenschotter abgelagert. In der Regel handelt es sich bei diesen um Ablagerungen nach subglazial erfolgter Tiefenerosionen.
  - Die höchsten erschlossenen, bis um 415 m ü. M. gelegenen Lagen des Rinnenschotters setzen ihre ungefähre Obergrenze.
  - Die Oberflächendepression zwischen Langwiesen und Diessenhofen entspricht nicht der ursprünglichen Akkumulationsoberfläche des Rinnenschotter. Diese Vertiefung ist als längs erstreckte Erosion durch einen später darüber vorgestossenen Gletscher zu deuten.

Die Erläuterungen in diesem Bericht zeigen die noch grossen Kenntnislücken, insbesondere auch bezüglich einer verlässlichen Datierung der verschiedenen Lockergesteinskomplexe auf. Für das Verständnis der effektiven Erosionsleistung des Rheingletschersystems sind daher weitere Untersuchungen unumgänglich.

Frauenfeld, 7. April 2010

Erich R. Müller

**Anhang 1: Darstellung in Profilschnitten**

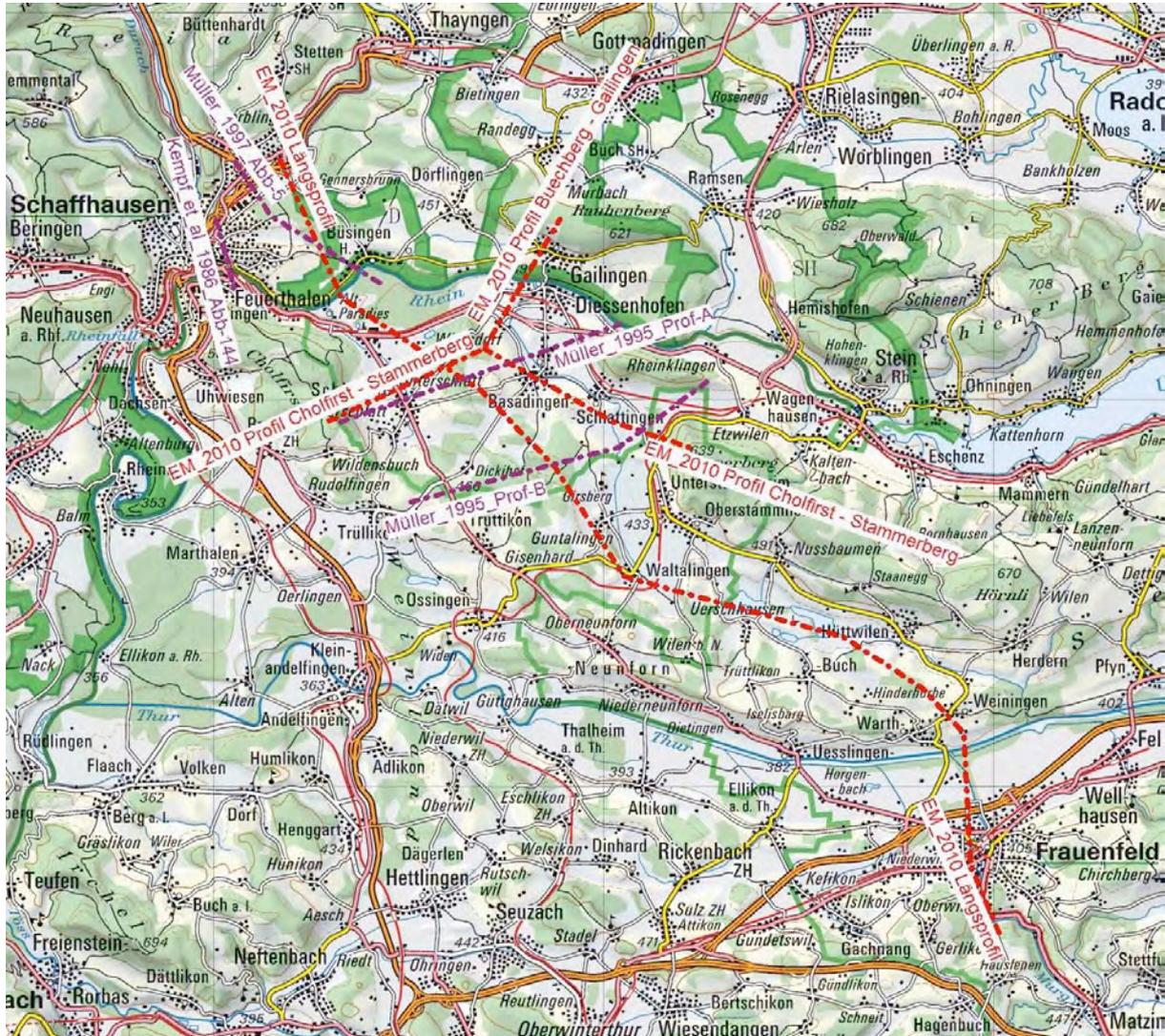


Fig. 4: Profilsuren der im Bericht dargestellten geologischen Schnitte

## Anhang 2: Schlüsselbohrungen zu den tiefliegenden Schotterssystemen im Raum Schaffhausen - Thurtal

### 1. Bohrungen entlang des Längsprofils (Beilage 1): Schaffhausen - Frauenfeld

<b>B 1/57</b> Tüftal, 1,5 km SSE von Herblingen	
Koordinaten:	692'350 / 285'291
OK Terrain:	441 m ü. M.
0.0 - 2.1	Deckschichten
2.1 - 4.1	Vorstossschotter: Kies und Sand
4.1 - 9.0	Seeablagerungen: Toniger Sand
9.0 - 12.7	Moräne: Ton mit Sand und Kies
12.7 - 14.1	Seeablagerungen: Sandiger Ton
14.1 - 15.0	Moräne: Sandiger Kies und Ton
15.0 - 22.2	Vorstossschotter: Sandiger Kies
22.2 - 27.8	Moräne: Sandiger Kies und Ton
27.8 - 29.5	Seeablagerungen: Ton, Silt, Feinsand
29.5 - 33.7	Moräne: Kiesiger Ton
33.7 - 37.4	Vorstossschotter: Sandiger Kies
37.4 - 41.0	Seeablagerungen: Ton und Silt
41.0 - 44.8	Moräne: Kiesiger Ton
44.8 - 80.9	Rinnenschotter: Sandiger Kies, teilweise nagelfluhartig verkittet
80.9- 93.0	Boluston

<b>Brunnen Warthau</b> beim Pumpwerk Warthau	
Koordinaten:	692'603 / 284'143
OK Terrain:	434.0 m ü. M.
0 - 0.4	Künstliche Auffüllung
0.4 - 5.5	Verschwemmte Moräne
5.5 - 7.2	Grundmoräne
7.2 - 12.6	Fluvioglazialer Schotter
12.6 - 15.1	Moräne: Kiesig-lehmig
15.1 - 17.1	Seeablagerungen: Siltig-feinsandig
17.1 - 19.3	Moräne: Stark lehmig
19.3 - 27.4	Seeablagerungen
27.4 - 32.8	Moräne: Kiesig-sandig-lehmig
32.8 - 39.0	Seeablagerungen
39.0 - 52.0	Moräne: Kiesig-sandig-lehmig
52.0 - 67.5	Rinnenschotter
67.5 - 68.4	Moräne: Kiesig-sandig-lehmig
68.4 - 69.5	Verwitterte Molasse (USM)

<b>SB 2/97</b>	0.6 km NE von Klosterkirche Paradies; (Spülbohrung)
Koordinaten:	693'280 / 282'670
OK Terrain:	434.0 m ü. M.
0 - 4	Niederterrassenschotter
4 - 38	Seeablagerungen ("Paradieslehm")
38 - 55	Rinnenschotter
55 - 60	Moräne: "Waterlain Till"
60 - 90	Seeablagerungen: Feinsandig-siltig
90 - 100	Moräne: Kiesig-sandig-lehmig

<b>AZ-357,</b>	2.2 km SSE von Basadingen (Spülbohrung)
Koordinaten:	698'750 / 278'300
OK Terrain:	434.0 m ü. M.
0 - 2	Deckschichten
2 - 12	Moräne
12 - 49	Kies, sauber
49 - 129	Seeablagerungen: Ton, lokal kiesig (Nachfall?)
129 - 144	Moräne: Kies und Ton
144 - 201	Ton und Kiesig (Nachfall?)

<b>KB A 4/1</b>	2.0 km SE von Oberstammheim
Koordinaten:	703'222 / 274'962
OK Terrain:	436.2 m ü. M.
0 - 1.5	Deckschichten
1.5 - 15.5	Moräne: Lehmiger Kies
15.5 - 20.5	Seeablagerungen
20.5 - 21.0	Moräne: Lehmiger Kies
21.0 - 21.9	Seeablagerungen
21.9 - 25.5	Moräne: Lehmiger Kies
25.5 - 32.4	Seeablagerungen
32.4 - 48.0	Kieslager: Siltige Kiese und Sande
48.0 - 52.5	Moräne: Lehmiger Kies
52.5 - 59.2	Seeablagerungen, ev. Delta
59.2 - 83.3	Moräne: Lehmiger Kies
83.3 - 93.2	Grundmoräne, feinkörnig
93.2 - 106	Seeablagerungen von halbfeste Konsistenz

<b>Erdsondenbohrung Haeny,</b> Waltalingen (Spülbohrung)	
Koordinaten: 700'688 / 275'427	
OK Terrain: 432 m ü. M.	
0 - 20	Moräne: Lehm mit wenig Kies
20 - 28	Buechberg-Schotter
28 - 85	Seeablagerungen: Lehm mit vereinzelt Kies

<b>KB A 4/2</b> 1.4 km W von Hüttwilen	
Koordinaten: 706'136 / 273'900	
OK Terrain: 436.3 m ü. M.	
0 - 3.0	Deckschichten
3.0 - 43.2	Seeablagerungen: Toniger Silt, weich, unten bis wenig steif
43.2 - 45.0	Moräne: Lehm bis lehmiger Kies
45.0 - 46.8	Seeablagerungen
46.8 - 48.2	Moräne: Lehmiger Kies
48.2 - 54.1	Seeablagerungen: Toniger Silt, halbfeste Konsistenz
54.1 - 55.0	Moräne: Lehmiger Kies
55.0 - 56.0	Seeablagerungen: Toniger Silt, halbfeste Konsistenz
56.6 - 61.0	Moräne: Lehmiger Kies
61.0 - 62.6	Seeablagerungen
62.6 - 70.3	Kieslager: Siltige Kiese und Sande
70.3 - 71.1	Seeablagerungen
71.1 - 73.7	Moräne: Lehmiger Kies
73.7 - 74.9	Seeablagerungen: Toniger Silt
74.9 - 76.3	Moräne: Lehmiger Kies
76.3 - 78.5	Seeablagerungen, hart gelagert
78.5 - 79.3	Moräne: Lehmiger Kies
79.3 - 81.0	Seeablagerungen

<b>B 1/71</b> Schelmi, 1.0 km SW von Hüttwilen	
Koordinaten: 707'020 / 273'280	
OK Terrain: 473.0 m ü. M.	
0 - 1.7	Deckschichten
1.7 - 10.0	Moräne: Sandige und kiesige Silte
10.0 - 39.2	Ittingen-Schotter: Kiese, teilw. Sande, vereinzelt nagelfluhartig verkittet
39.2 - 41.6	Seeablagerungen: Tonige Silte, fest bis hart gelagert

<b>AZ-289</b>	Lätten, 0.9 km NW von Weiningen (Spülbohrung)
Koordinaten:	708'550 / 272'200
OK Terrain:	ca. 460 m ü. M.
0 - 5	Moräne
5 - 24	Ittingen-Schotter
24 - 80	Feinklastische Gesteine; Interpretation: "Seeablagerungen", "Grundmoräne", ev. zerbohrte "OSM-Mergel/-Sandsteine"
80 - 102	OSM: Mergel / Sandstein / Nagelfluh

## 2. Bohrungen entlang des Profils Willisdorf - Gailingen (Beilage 1)

<b>AZ-742</b>	0.6 km N von Willisdorf (Spülbohrung)
Koordinaten:	697'569 / 282'428
OK Terrain:	419.8 m ü. M.
0 - 6	Künstliche Auffüllung
6 - 17	Moräne
17 - 58	Lehmige Seeablagerungen
58 - 140	Lehmig-sandig-kiesige Seeablagerungen
140 - 151	Moräne
151 - 169	"Schotter" (Kieslager)
169 - 171	Verschwemmtes Moränenmaterial
171 - 176	"Schotter" (Kieslager)
176 - 182	Verschwemmtes Moränenmaterial
182 - 203	"Schotter" (Kieslager)
203 - 214	Verschwemmtes Moränenmaterial
214 - 216	"Schotter" (Kieslager)

<b>Brunnen Rosiliberg</b>	0.2 km S von Klosterkirche St. Katharinental
Koordinaten:	697'490 / 282'920
OK Terrain:	420.8 m ü. M.
0 - 2.0	Künstliche Auffüllung
2.0 - 7.0	Schotter: Kies mit Sand
7.0 - 12.0	Moräne: Lehmig-sandiger Kies
12.0 - 15.0	Organischer Sand und Lehm
15.0 - 21.0	Moräne: Lehmig/siltig-sandiger Kies
21.0 - 50.0	Rinnenschotter: Sandiger Kies
50.0 - 60.3	Seeablagerungen: Kiesig-sandig- lehmig

### 3. Bohrung entlang des Profils Basadingen - Stammerberg (Beilage 1)

<b>KB A3/3,</b>	1 km SE von Schlattigen
Koordinaten:	700'182 / 279'473
OK Terrain:	414.2 m ü. M.
0.0 - 1.2	Deckschichten
1.2 - 4.6	Sandige Alluvion (Bachschutt)
4.6 - 10.4	Moräne (Grundmoräne)
10.4 - 23.4	Sandige Seeablagerungen
23.4 - 24.1	Tonige Seeablagerungen
24.1 - 33.0	Sandige Seeablagerungen
33.0 - 41.1	Buechberg-Schotter
41.4 - 41.8	Moräne: stark toniger Kies
41.8 - 42.9	Sandige Seeablagerungen
42.9 - 44.0	Moräne: stark toniger Kies
44.0 - 53.9	Kiesige Moräne mit Zwischenschichten sandiger Seeablagerungen
53.9- 54.3	Verwitterte Molasse
54.3 - 56.0	Molassefels (OSM): Sandstein

Korrelationstabelle nach GRAF, H.R., 2009-11-19

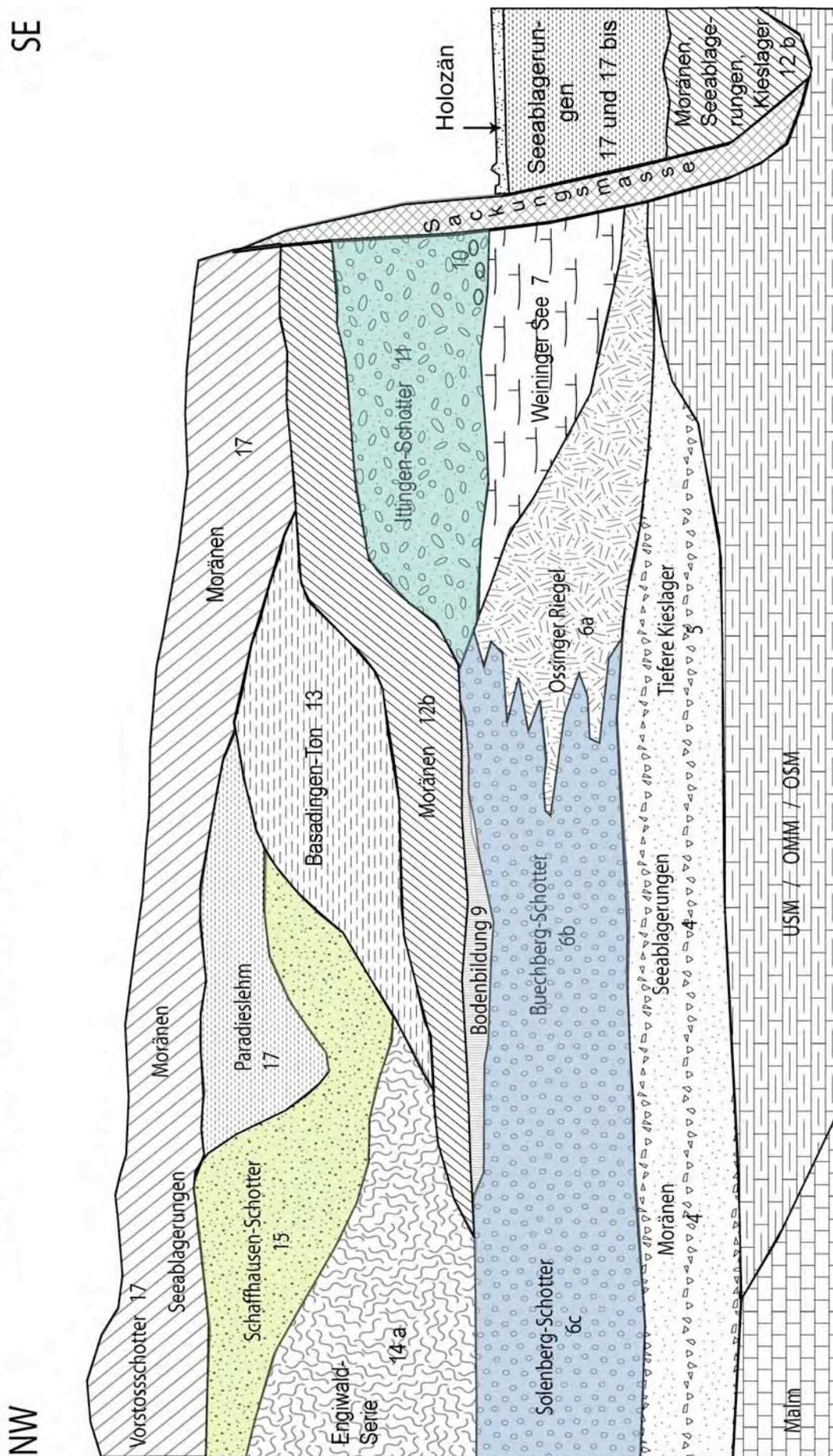
	Reiat bis Stein am Rhein, Schaffhausen	Ittingen bis Diessenhofen	Schaffhausen bis Waldshut	Graf, H.R. (2003) (2002) NTB 99-08	Müller, E. (1996)	Schaffhausen, Thurtal, Rafzerfeld	Tösstal, Embracherfeld,	Glattal, Wehntal, Bachsertal	Rheintal von Eglisau bis Koblenz	Furttal, Limmattal	Unteres Reusstal, Rinikerfeld	Unteres Aaretal, Surbtal	Rheintal von Leibstadt bis Rheinfelden	
<b>BIRRFELD-EISZEIT</b>														
Späthochglaziale Wiedervorstösse	Stein am Rhein-Stadium	Junge Moränen und Seeabl.	Niederterrassen-Schotter	Alten-Vorstoss	Epoche 9	Alten-Vorstoss	Dättikon-Vorstoss, Pfungen-Lehm	Neerach-Vorstoss	Niederterrassen-Schotter	Würenlos-Vorstoss, Wettingen-Schotter	Mellingen-Vorstoss	Niederterrassen-Schotter, Ruckfeld-Löss	Niederterrassen-Schotter	
2. Hauptvorstoss	Breitli-Vorstoss			Rüdlingen-Vorstoss		Rüdlingen-Vorstoss	Embrach-Vorstoss, Embracherfeld-Sch.	Stadel-Vorstoss		Wettingen-Vorstoss, Fluefeld-Schotter	Birmenstorf-Vorstoss			
1. Hauptvorstoss	Altstadt-Vorstoss	Langwis-Schotter		Lottstetten-Vorstoss		Lottstetten-Vorstoss	Kohlschwarze-Vorstoss, Big-Schotter	Hochfelden-Vorstoss		Otefingen-Vorstoss, Tägerhard-Schotter	Lindmühle-Vorstoss			
<i>Interstadial</i>							Schieferkohle von Gossau			Paläoboden		Hinterbänker-Formation		
2. Frühvorstoss									Baden-Schotter	Mülligen-Schotter				
1. Frühvorstoss							Deltaschotter von Gossau Hombrechtikon-Vorstoss							
<i>Warmzeit</i>	Flurlingen-Quelltuff		Paläoboden					Interglazial von Niederweningen, Interglazial von Uster	Paläobodenrelikt, Stillwasser-Ablagerungen	Interglazial von Wettingen	Paläoboden			
<b>BERINGEN-EISZEIT</b>														
Später Wiedervorstoss	Schaffhausen-Schotter, Langwiesen-Vorstoss	Basadingen-Schotter	Fliesserde	Schaffhausen-Schotter, Rinnenschotter	Epoche 7-8 Schaffhauser Rinnenschotter	Schaffhausen-Schotter, Wolau-Delta-schotter, Marthalen-Deltaschotter			Weiach-Schotter, Untere Schotter von Zurzach		Lupfig-Schotter	Hard-Schotter,		
2. Hauptvorstoss	Engiwald-Vorstoss		Engiwald-Vorstoss, Schmerlat-Formation	Engewald-Vorstoss, Engewald- und Lusbüel-Komplex, Glazialakustische Serie		Südranden-Vorstoss Stetten-Schotter	Tössegg-Vorstoss, Niklaushalden-Formation	Niederweningen-Vorstoss, Kloten-Vorstoss, Windlach-Vorstoss	Hohentengen-Vorstoss, Grosseholz-Schotter	Neuenhof-Vorstoss, Heitersberg-Formation, Limmattal-Formation	Rufenach-Vorstoss	Reuenthal-Vorstoss, Surbtal-Schotter, Surbtal-„Moräne“, Surbtal-Lehm	Möhlinfeld-Schotter, Zeglingen-Vorstoss, Mumpf-Lehm, Mühlbach-Serie	
1. Hauptvorstoss			Löhningen-Vorstoss, Schmerlat-Formation	Löhningen-Vorstoss, Glazialakustische Serie			Freienstein-Vorstoss			Remigen-Vorstoss				
<i>Warmzeit(en)</i>			Kalkkruste, Paläobodenrelikte			Paläoboden-Relikt						Paläoboden	Paläoboden	
<b>HAGENHOLZ-EISZEIT</b>														
	Rihirt-Formation	Pfyn-Vorstoss, Ittingen-Schotter, Huerbüel-Schotter	Geisslingen-Schotter	Pfyn-Vorstoss, Ittinger Schotter, Mittlere Klettgau-schotter, Östliche (Obere) Buechberg-Schotter	Epoche 6 Ittinger Schotter	Wasterkingen-Schotter		Hagenholz-Vorstoss, Aathal-Schotter	Fisibach-Schotter				Ruckfeld-Schotter, Schlattboden-Schotter, Moos-Schotter, „Schotter der Mittleren Hochterrasse“	Wallbach-Schotter
<i>Warmzeit(en)</i>			Bodenrelikt									Paläoboden-Relikt	Paläoboden-Relikt	Paläoboden
<b>MÖHLIN-EISZEIT</b>														
Wiedervorstoss	Solenberg-Schotter	Guntalingen-Vorstoss Buechberg-Schotter	Hardau-Schotter	Schlatt-Vorstoss, Westliche (Untere) Buechberg-Schotter, Untere Klettgau-schotter, Reiat-Rinnenschotter,	Epoche 3-5 Buechberg-Schotter Weiningen See			Eglisau-Vorstoss	„Schotter der Oberen Hochterrasse“	Hochterrassen-Schotter	Habsburg-Vorstoss	Äpelöö-Schotter, Strick-Schotter, Endingen-Schotter, „Schotter der oberen Hochterrasse“	Bünten-Schotter	
Hauptvorstoss	Stillwasser-Ablagerungen Breitli, Paradies-Vorst.	Unterschlatt-Vorstoss	Schleitheim-Vorstoss		Epoche 1-2						Riniken-Vorstoss	Leibstadt-Vorstoss	Möhliner Vorstoss	

## Erosions- und Ablagerungsprozesse im Umfeld der Genese der Schotterssysteme

Ereignisse (entsprechend Tab. 1)	Zeitliche Einstufung nach GRAF 2009	Epoche nach MÜLLER 1996
17. Überdeckung der Rinnenschotter mit Moränen, Seeablagerungen („Schaffhauser Seebodenlehme“ und „Paradieslehm“) und fluvioglazialen Vorstossschottern.	Frühphasen und Hauptphasen des LGM	
16. Z. T. glaziale Tiefenerosion (= 3. Glaziale Tiefenerosion): Erosion der Oberfläche des Schaffhausen-Schotters östlich von Schaffhausen.	Später Wiedervorstoss der Beringen-Eiszeit	Epoche 9
15. Verfüllen der Rheinfallrinne mit dem Schaffhausen-Schotter		
14c Erosion der mittelpleistozänen Rinnenverfüllungen östlich von Schaffhausen: Als massgebendes Erosionsniveau wirkt die Sohle der neu geschaffenen Rheinfallrinne.	2. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit	
14b Erosion der Rheinfallrinne		
14a Verfüllen der Klettgaurinne im Bereich Engiwald mit Moränenmaterial		
13 „Basadingersee“. Das Seeniveau liegt maximal bei Kote 420 m ü. M. Verfüllen der übertieften Mulde von Schlattingen – Basadingen – Ratihard mit Seeablagerungen (Basadingen-Ton).	1. Interstadial der Beringen-Eiszeit	Epoche 8
12b. Erste Moränenüberdeckung des älteren Rinnenschotters und des Ittingen-Schotters 12a. Gletschervorstoss bis in den Raum Flaach / Rüdlingen resp. Schaffhausen; „lokale“, längserstreckte subglaziale Tiefenerosionen (= 2. Glaziale Tiefenerosion) so u. a.: - im mittleren bis unteren Thurtal (Felben und Andelfingen) - Im Raum Unterstammheim – Schlattingen – Diessenhofen – Neuparadies / Schaarewald. Dadurch wurde der nördliche und östliche Buechberg-Schotter vollständig erodiert. Es entsteht der entsprechende markante Erosionsrand, 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.	1. Hauptvorstoss der Beringen-Eiszeit	Epoche 7
11. Nachfolgevorstoss mit einem Gletscherarm bei 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 Weinfeld – 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	Epoche 6
9. Bodenbildung im Oberflächenbereich des Buechberg-Schotters.	Möhlin–Hagenholz-Interglazial	-
8c. Erosion der Ablagerungen des Weingersees.		
8b. Einschneiden des „Ossinger-Riegels“ und gleichzeitige Spiegelabsenkung des „Weingersees“.	Abschlussphase der Möhlin-Eiszeit	Epoche 5
8a. Fluviale Erosion der Oberfläche des Buechberg-Schotters bis wenig unter 370 m ü. M.		
7. Rückschmelzen bis in den Bodenseeraum; Aufstau des „Weingersees“ am „Ossinger Riegel“.	Spätphase der Möhlin-Eiszeit	Ep.4
6b. Glazifluviale Schüttung des Buechberg-Schotters (Parallel dazu erfolgt die fluvialen Schüttungen des Solenberg-Schotters und des Hardau-Schotters).	Wiedervorstossphase der späteren Möhlin-Eiszeit	Epoche 3
6a. Gletschervorstoss zu den Eisrandlagen bei Gottmadingen, am Staffelwald, bei Etwilen, Oberstammheim / Nussbaumen und Ossingen. Dabei erfolgte die Schüttung des „Ossinger-Riegels“: (Umfassender Moränenwall)		
5. Flächenhafte resp. fluviale Erosion der Oberfläche der Verfüllungssedimente sowie der übrigen Talboden des Urstromtales.	Wie 4., jedoch oberhalb des mittleren Thurtals	Epoche 2
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; Oszillationen der Eisrandlagen zw Thurtal und Rheintal östlich Schaffhausen	
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 (EZ)	Epoche 1
2. Maximale Eisbedeckung (Eisvorstoss bis Möhlin) und bis Schleitheim).	Maximalstand der Möhlin-Eiszeit	
1. Fluviale Eintiefung (Austalung im Sinne eines Urstromtals) der Rinnen (vgl. Fig.1): - Bodenseeraum - Thurtal – Seebachtal – Stammheimertal – Schlattingen – Rheintal – Schaffhausen – Klettgaurinne - Bodensee / Zellersee – Singen - Gottmadingen – Schaffhausen – Klettgaurinne.	Zwischen Ablagerung der Tieferen Deckenschotter und Maximalstand der Möhlin-Eiszeit.	

Relatives Ablagerungsschema der Gesteinsserien zwischen dem Thurtal und dem Raum Schaffhausen

(Schematischer Schnitt, nicht massstabsgetreu)





Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat ENSI, 5200 Brugg

# Schottersysteme Thurtal-Schaffhausen

## BUECHBERG-SCHOTTER

Situation 1:50'000

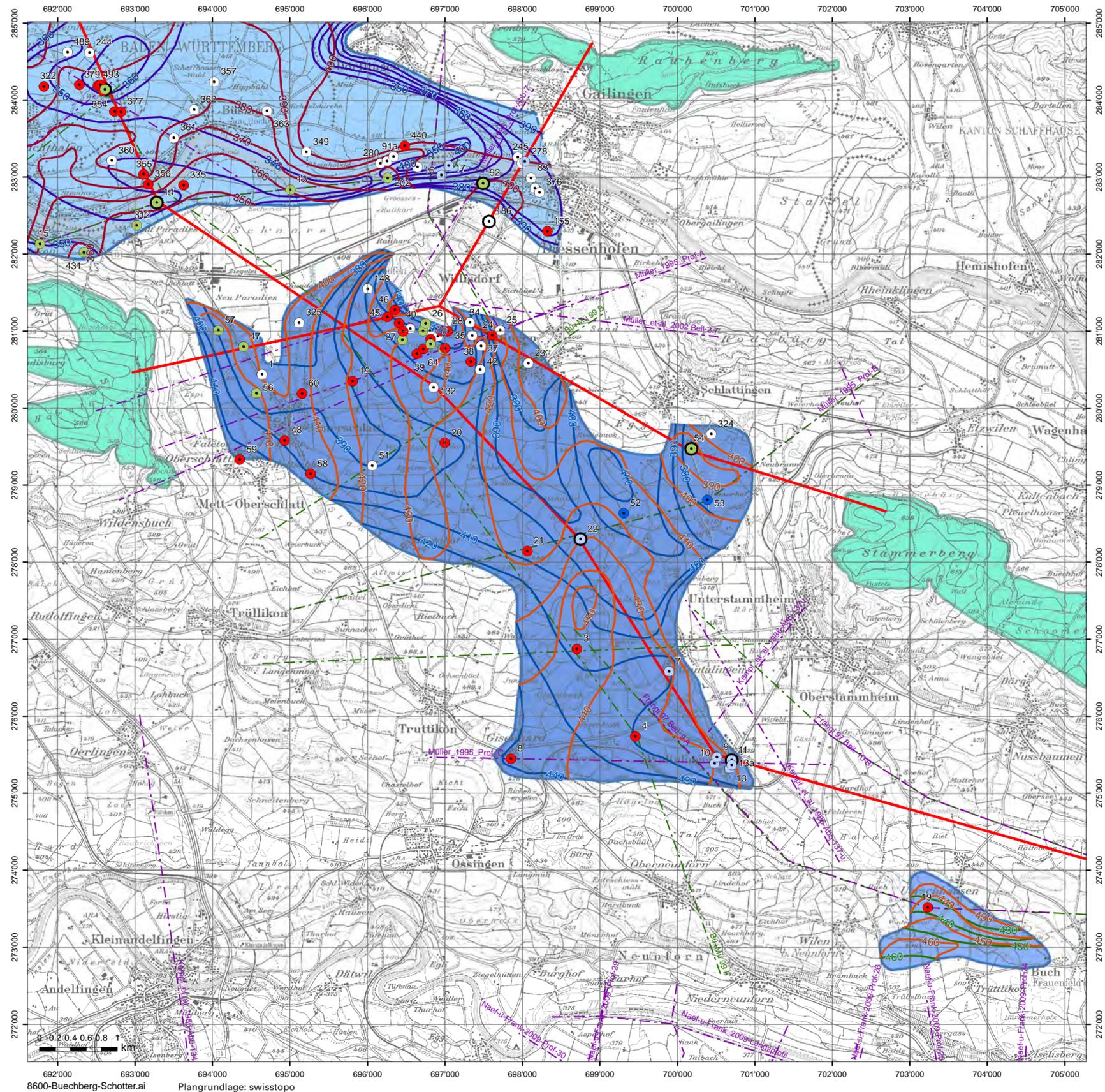
### Legende:

Liegendes von Bohrungen mit Rinnen-, Buechberg- oder Ittinger Schotter (mit Archiv-Nummer von ERM)

- Liegendes nicht erbohrt
- Seeablagerungen
- Seeablagerungen & Ältere Moräne
- Ältere Moräne
- Fels
- Schlüsselbohrung gemäss Anhang 2 (Liegendes gemäss Farbschlüssel links)
- OK Rinnenschotter
- UK Rinnenschotter
- Verbreitungsgebiet Rinnenschotter
- OK Buchberg-Schotter
- UK Buchberg-Schotter
- Verbreitungsgebiet Buchberg-Schotter
- OK Ittingen-Schotter
- UK Ittingen-Schotter
- Verbreitungsgebiet Ittingen-Schotter
- dito, versackt
- Verbreitung Deckenschotter (nur teilweise)
- Profilnlinien dieser Studie
- publiziertes Profil mit Referenzangabe
- unpubliziertes Profil mit Referenzangabe

Geologische Bearbeitung: Erich R. Müller, Frauenfeld (ERM)

<b>Dr. von Moos AG</b> Geotechnisches Büro <b>Beratende Geologen und Ingenieure</b> Bachofnerstrasse 5 T. 044 363 31 55/ F. 044 363 97 44 www.geovm.ch info@geovm.ch	Gez.	Kontr.	Datum	<b>Beilage:</b>	<b>2</b>
	KD	ERM	5.4.10	<b>Bericht:</b>	<b>8600</b>
				<b>Format:</b>	<b>30 x 52</b>



Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat ENSI, 5200 Brugg

# Schottersysteme Thurtal-Schaffhausen

## ITTINGEN-SCHOTTER

Situation 1:50'000

Legende:

Liegendes von Bohrungen mit Rinnen-, Buechberg- oder Ittinger Schotter (mit Archiv-Nummer von ERM)

- Liegendes nicht erbohrt
- Seeablagerungen
- Seeablagerungen & Ältere Moräne
- Ältere Moräne
- Fels
- Schlüsselbohrung gemäss Anhang 2 (Liegendes gemäss Farbschlüssel links)
- OK Buchberg-Schotter
- UK Buchberg-Schotter
- Verbreitungsgebiet Buchberg-Schotter
- OK Ittingen-Schotter
- UK Ittingen-Schotter
- Verbreitungsgebiet Ittingen-Schotter
- dito, versackt
- Verbreitung Deckenschotter
- Profillinien dieser Studie
- publiziertes Profil mit Referenzangabe
- unpubliziertes Profil mit Referenzangabe

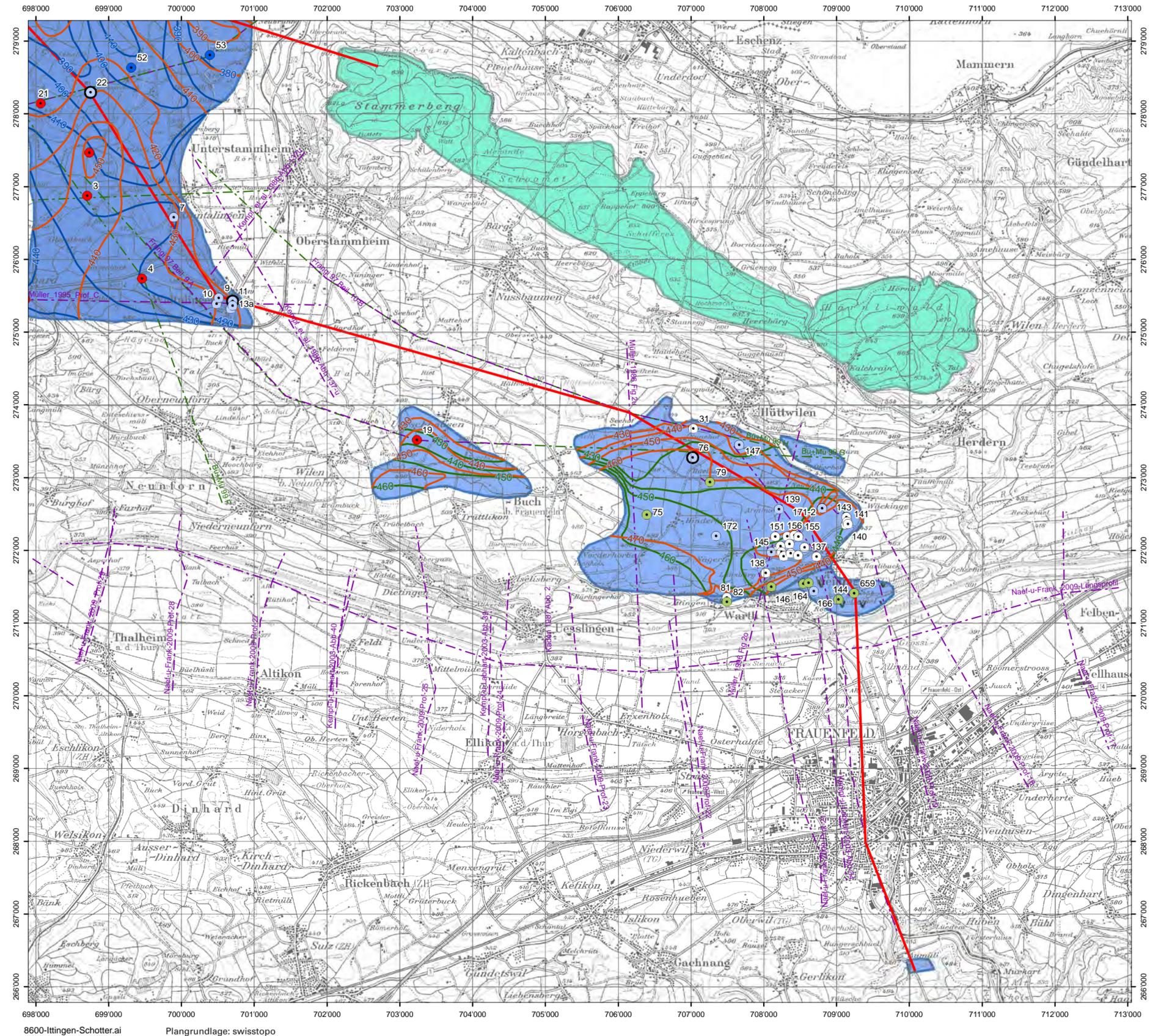
Geologische Bearbeitung: Erich R. Müller, Frauenfeld (ERM)

**Dr. von Moos AG**  
Geotechnisches Büro

**Beratende Geologen und Ingenieure**  
Bachofnerstrasse 5  
T. 044 363 31 55/ F. 044 363 97 44 www.geovm.ch info@geovm.ch



Gez.	Kontr.	Datum	Beilage:	3
KD	ERM	5.4.10		
			Bericht:	8600
			Format:	30 x 52



8600-Ittingen-Schotter.ai Plangrundlage: swisstopo

Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat ENSI, 5200 Brugg

# Schotterssysteme Thurtal-Schaffhausen

RINNENSCHOTTER  
(Solenberg-Schotter und Schaffhausen-Schotter)  
resp. Diessenhofen-Schotter

Situation 1:50'000

Legende:

Liegendes von Bohrungen mit Rinnen-, Buchberg- oder Ittinger Schotter (mit Archiv-Nummer von ERM)

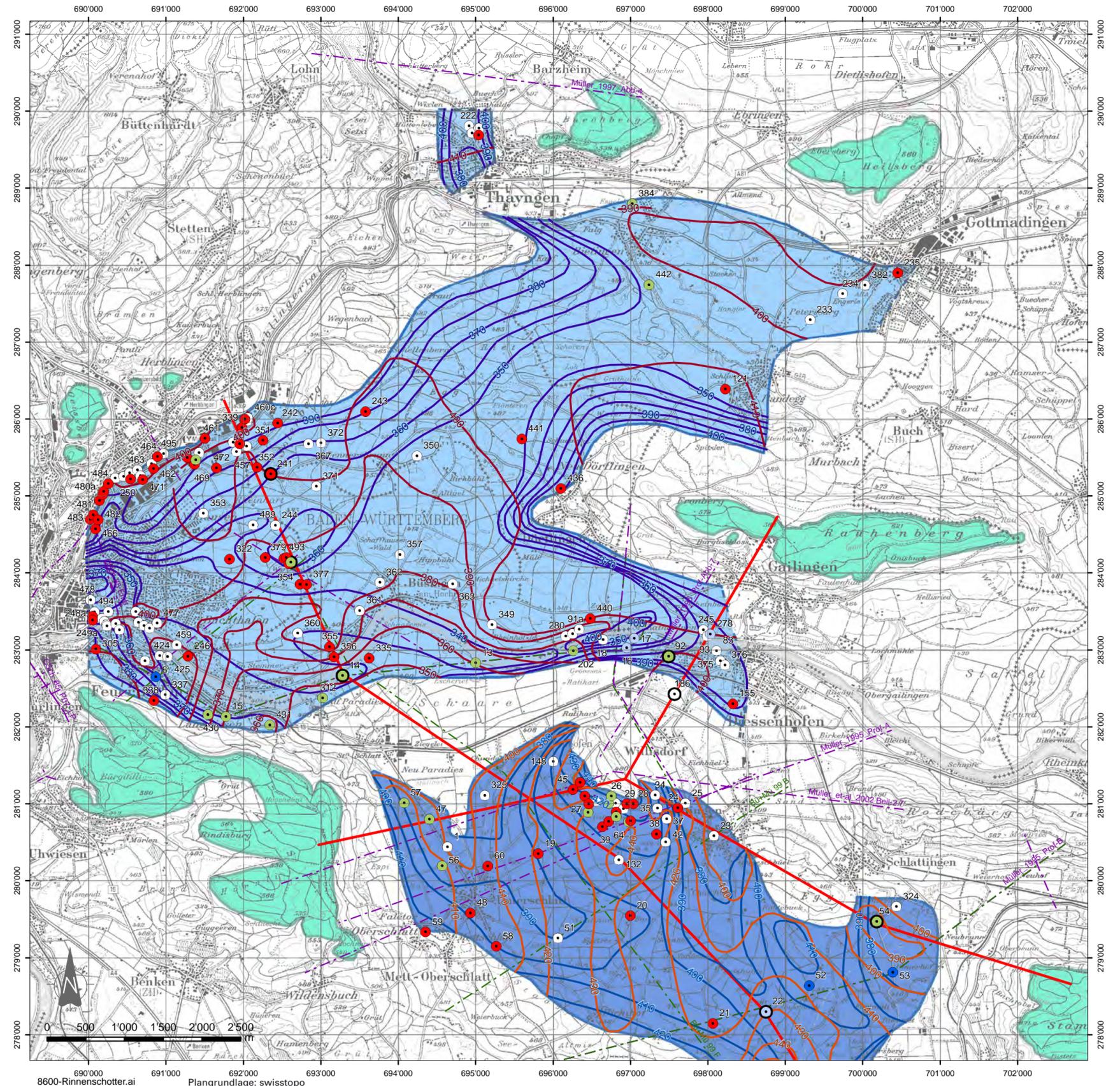
- Liegendes nicht erbohrt
- Seeablagerungen
- Seeablagerungen & Ältere Moräne
- Ältere Moräne
- Fels
- OK Rinnenschotter
- UK Rinnenschotter
- Verbreitungsgebiet Rinnenschotter
- OK Buchberg-Schotter
- UK Buchberg-Schotter
- Verbreitungsgebiet Buchberg-Schotter
- Verbreitung Deckenschotter (ab Diessenhofen und Beggingen)
- Profilnlinien dieser Studie
- publiziertes Profil mit Referenzangabe
- unpubliziertes Profil mit Referenzangabe

Geologische Bearbeitung: Erich R. Müller, Frauenfeld (ERM)

**Dr. von Moos AG**  
Geotechnisches Büro  
**Beratende Geologen und Ingenieure**  
Bachofnerstrasse 5 8037 Zürich  
T. 044 363 31 55/ F. 044 363 97 44 www.geovm.ch info@geovm.ch



Gez.	Kontr.	Datum	Beilage: 4
KD	ERM	5.4.10	
			Bericht: 8600
			Format: 30 x 52



8600-Rinnenschotter.ai Plangrundlage: swisstopo

