

Glazialmorphologische Untersuchungen im Raum Wil (SG)

von

Stefan Bolz

Oberengstringen 2023

Vorwort

Die vorliegende Arbeit baut auf meiner Diplomarbeit mit demselben Titel, welche 1984 an der Universität Zürich erstellt worden ist, auf. Ergänzt wird sie durch eigene weiterführende Untersuchungen, insbesondere im Bereich der Geröllpetrographie. Sie beschreibt eine Reihe neuerer Aufschlüsse im Arbeitsgebiet und in angrenzenden Regionen. Ferner ist natürlich auch neuere Literatur einbezogen worden.

Nach meinem Studium habe ich noch etwa ein Jahr lang auf dem Gebiet weitergearbeitet, mit der Absicht, eine Doktorarbeit zu schreiben. Danach habe ich mich allerdings beruflich anders orientiert und die Forschungsarbeit für mehr als 20 Jahre aufgegeben. Seit 2010 jedoch bin ich wieder jeden Sommer im Feld, zuerst in meiner Freizeit, seit meiner Frühpensionierung 2017 auch wieder intensiver.

Dieses Werk ist ein Arbeitsdokument; es wird ständig erweitert und korrigiert, stellt also keine abgeschlossene Arbeit dar. Trotzdem ist es mir ein Anliegen, meine Gedanken einer interessierten Öffentlichkeit zur Verfügung zu stellen. Für Anregungen, Kritik und zusätzliche Informationen bin ich dankbar. Ich versuche den Text stets den neuesten Erkenntnissen anzupassen.

Kontakt: stefan.bolz@sunrise.ch

Stefan Bolz
Goldschmiedstr.3
8102 Oberengstringen

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort	2
Zusammenfassung:	4
Zur Nomenklatur der Gletscherstände:	6
Abgrenzung des Arbeitsgebietes:	9
Literatur:	9
PALÄOGEN UND NEOGEN (TERTIÄR):	10
QUARTÄR:	23
Rekonstruktion der Oberfläche seit dem Beginn des Quartärs:	23
Deckenschottereiszeiten (Altpleistozän):	28
Hochterrasseneiszeiten (Mittelpleistozän):	36
Niederterrassen- oder Würmeiszeit (Jungpleistozän):	49
Ältere Ablagerungen (Vorstossschotter):	49
Der Maximalstand (W1-W3):	56
Der erste Rückzugsstand (W4-W5):	67
Der zweite Rückzugsstand (W6-W8):	99
Chronologische Einteilung:	99
Regionale Einteilung:	106
Weitere Rückzugsstände:	179
Spät- und Postglazial (Holozän):	183
Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungen:	190
Tabellen:	248
Geomorphologische Karte:	269
Karte der Felsoberfläche:	270
Profile:	272
Herkunft der Gerölle:	276
Abbildungsverzeichnis:	280
Literaturverzeichnis	282

Zusammenfassung:

Diese Arbeit leistet einen Beitrag zur quartärgeologischen Entwicklung der Region Wil (SG). Den weitaus grössten Raum nimmt dabei die Beschreibung des in dieser Gegend dominierenden würmzeitlichen Rheingletscherrückzugsstandes von Stein am Rhein ein. Insbesondere wird die Bedeutung eines grösseren Eisrückzuges zwischen einem äusseren und inneren Gletscherstand erläutert. Daraus ergeben sich auch Zusammenhänge mit den südlichen randglazialen Entwässerungsrinnen des Rhein- und Thurgletschers, die entsprechend gedeutet werden. Als Grundlage dazu dient eine detaillierte geomorphologische Kartierung des Untersuchungsgebietes, es wurden aber auch zahlreiche Bohrungen ausgewertet und geröllpetrographische Analysen durchgeführt.

Die wichtigsten Ergebnisse:

- Die bisher meist als Vorstossschotter im letzteiszeitlichen Eisaufbauprozess gedeuteten Schotter unter der jüngsten Grundmoräne, sehr verbreitet zwischen Aadorf, Matzingen und Frauenfeld, können grösstenteils als Wiedervorstossschotter der Rückzugsphase zwischen den Ständen W6 und W7 interpretiert werden. Geröllpetrographische Analysen zeigen keinen Unterschied zu entsprechenden Sedimenten.
- Die Bichelseerinne war in allen würmzeitlichen Rückzugsstadien bis zum äusseren Stand von Stein am Rhein (W6) ganz oder teilweise aktiv, danach aber wahrscheinlich nicht mehr.
- Die jüngere Littenheidrinne wurde im Stadium W6 angelegt, während einer Rückzugsphase tiefer gelegt und im Stand W7 zugeschottert. Im selben Zeitraum wurde auch die Schwelle von Wil gebildet. Nur die tiefsten Talfüllungen unter Wil sind älter als W6.
- Die Verbindung der beiden Rinnen über Dussnang war vermutlich nur im Stadium W6 offen. Weitere randglaziale Entwässerungsrinnen waren vor- oder nachher in Betrieb.
- Geröllpetrographische Untersuchungen deuten darauf hin, dass der ‚Heidschotter‘ als gletschernahe Schüttung von Süden zu verstehen ist. Seine Zusammensetzung ist sehr ähnlich wie diejenige der vom Thurgletscher beeinflussten Proben, jedoch ganz verschieden von derjenigen der vom Rheingletscher geprägten.
- Der Schotter von Lüdem kann möglicherweise mit den Ittingen Schottern in Verbindung gebracht werden, derjenige von Aumühle eher nicht.
- Die Schotter von Mettlen passen besser zu den Thurschottern unter der Grundmoräne als zu den Schottern des Bischofsberges. Sie sind also als letzteiszeitliche Vorstossschotter zu deuten und nicht als Relikt aus den Hochterrasseneiszeiten.
- Generell ist es schwierig, aus der Geröllpetrographie der isolierten früh- und mittelpleistozänen Sedimente, belastbare Korrelationen zu ziehen. Erfolgversprechender wären hier direkte Altersbestimmungen, die in diesem Gebiet aber bisher nicht vorgenommen wurden. Immerhin lassen sich Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu den von Graf (2009) untersuchten Sedimenten im nördlich und westlich angrenzenden Gebiet erkennen.
- Bei den jungpleistozänen Ablagerungen lassen sich zwei Gruppen von Proben bilden, vom Rheingletscher geprägte und nicht von ihm geprägte (Thurgletscher oder besser Toggenburggletscher, sowie nichtglaziale). Daneben erkennt man einige Lokalfazies, recht gut lassen sich Vorstoss- und Rückzugsschotter trennen und natürlich glazial und fluviatil geprägte Sedimente.

- Zur Rekonstruktion der mittelpleistozänen Kaltzeiten können mangels Akkumulationsformen Erosionsformen, die als ältere Talböden interpretiert werden, herangezogen werden. Diese Gipffluren, Sättel und Terrassen lassen sich mit den marinen Isotopenstufen der Epoche korrelieren.
- Eine Vielzahl neuerer Bohrungen erlaubte mir eine detailliertere Kartierung der Felsoberfläche. Etwas schwieriger gestaltete sich die Beschreibung des internen Aufbaus des darüberliegenden Lockermaterials, da viele Erdwärmesondierungen nicht genauer von einer Fachperson analysiert wurden. Auffallend ist, dass übertiefte Becken auch in kleineren Tälern auftreten und zwar bevorzugt unter oder knapp innerhalb eines markanten Gletscherstadiums. Wo an der Oberfläche entsprechende Anzeichen fehlen, liegt es nahe, dass es sich um einen älteren Eisrand handelt.

Zur Nomenklatur der Gletscherstände:

Ich verwende hier die von Keller und Kraysz eingeführte Namensgebung für die wärmzeitlichen Gletscherstände des Rhein- und Thurgletschers:

W1-W3 (W/M)	Würm-Maximum (Schaffhausen)
W4-W5 (W/F)	Feuerthalen
W6	zwischen Feuerthalen und Stein a.Rh. (äusseres Stein a.Rh. Stadium)
W7-W8 (W/S)	Stein a.Rh.
W9-W10 (W/K)	Konstanz

Diese Stände entsprechen in etwa den bekannten Typuslokalitäten aus dem Limmattal (W1 – W3 Killwangen, W4 – W5 Schlieren, W6 Altstetten, W7 – W8 Zürich, W9 – W10 Hurden). Der Stand W1 wurde in früheren Arbeiten auch als Mittelwürm-Stadium bezeichnet. Jüngere Untersuchungen, insbesondere aber die Rekonstruktion des wärmzeitlichen Klimas, haben jedoch gezeigt, dass das Mittelwürm-Maximum nicht über den Bereich des Konstanz-Stadiums hinausgekommen sein kann (vgl. Abb. 1). Entsprechende Sedimente aus der marinen Isotopenstufe 4, wie sie im Bereich des Reussgletschers (Gaar et al. 2019) und des Wallisgletschers gefunden wurden, konnten weiter östlich nicht festgestellt werden.

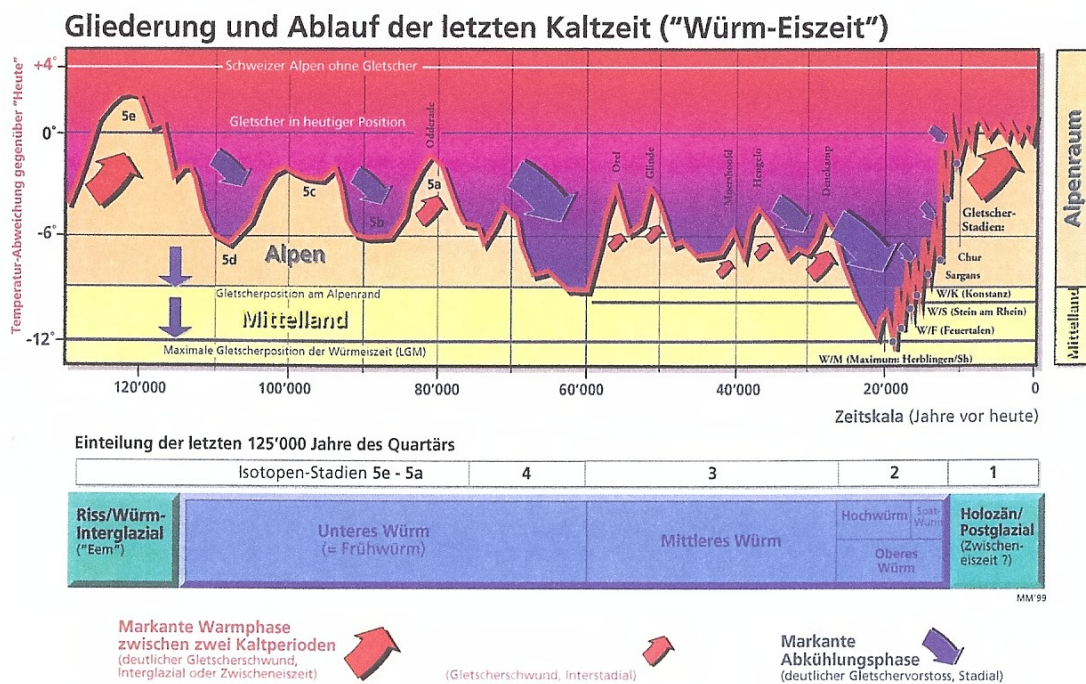


Abbildung 3.3: Gliederung und Ablauf der letzten Kaltzeit (Würm) (MAISCH 2001, verändert). Isotopenstadien vgl. Abb. 3.2.

Abbildung 1a Gliederung und Ablauf der Würm-Eiszeit.
Aus Benz (2003).

Mit dem Begriff Würm ist dabei die letzte Eiszeit oder auch Niederterrasseneiszeit gemeint. Diese wird in jüngsten Publikationen auch als Birrfeld Vergletscherung bezeichnet. Die übrigen klassischen Namen (Riss-, Mindel-, Günz-, Donau-, Bibereiszeit) werden hier noch gelegentlich verwendet, um den Zusammenhang mit älterer Literatur zu gewährleisten. Die Riss- oder Hochterrasseneiszeit besteht in Wirklichkeit aus mehreren Eiszeiten, die sich

gemäss Klimarekonstruktionen und Milankovickurven in einem Abstand von gut 100'000 Jahren (orbitale Exzentrizität) folgten. Die älteste dieser Eiszeiten fällt ungefähr mit der letzten Umpolung des irdischen Magnetfeldes (0.78 Mio. Jahre vor heute) zusammen. Für einige dieser Eiszeiten wurden neue Bezeichnungen (Beringen-, Hagenholz-, Habsburg-, Möhlineiszeit) eingeführt. Für die noch älteren Eiszeiten, die sich teilweise in kürzeren Intervallen folgten (41'000 Jahre, Schiefe der Ekliptik) verwendet man heute besser die Ausdrücke jüngere (Mindel, Günz, klassisch Mindel) und ältere (Donau, Biber, klassisch Günz) Deckenschottereiszeiten.

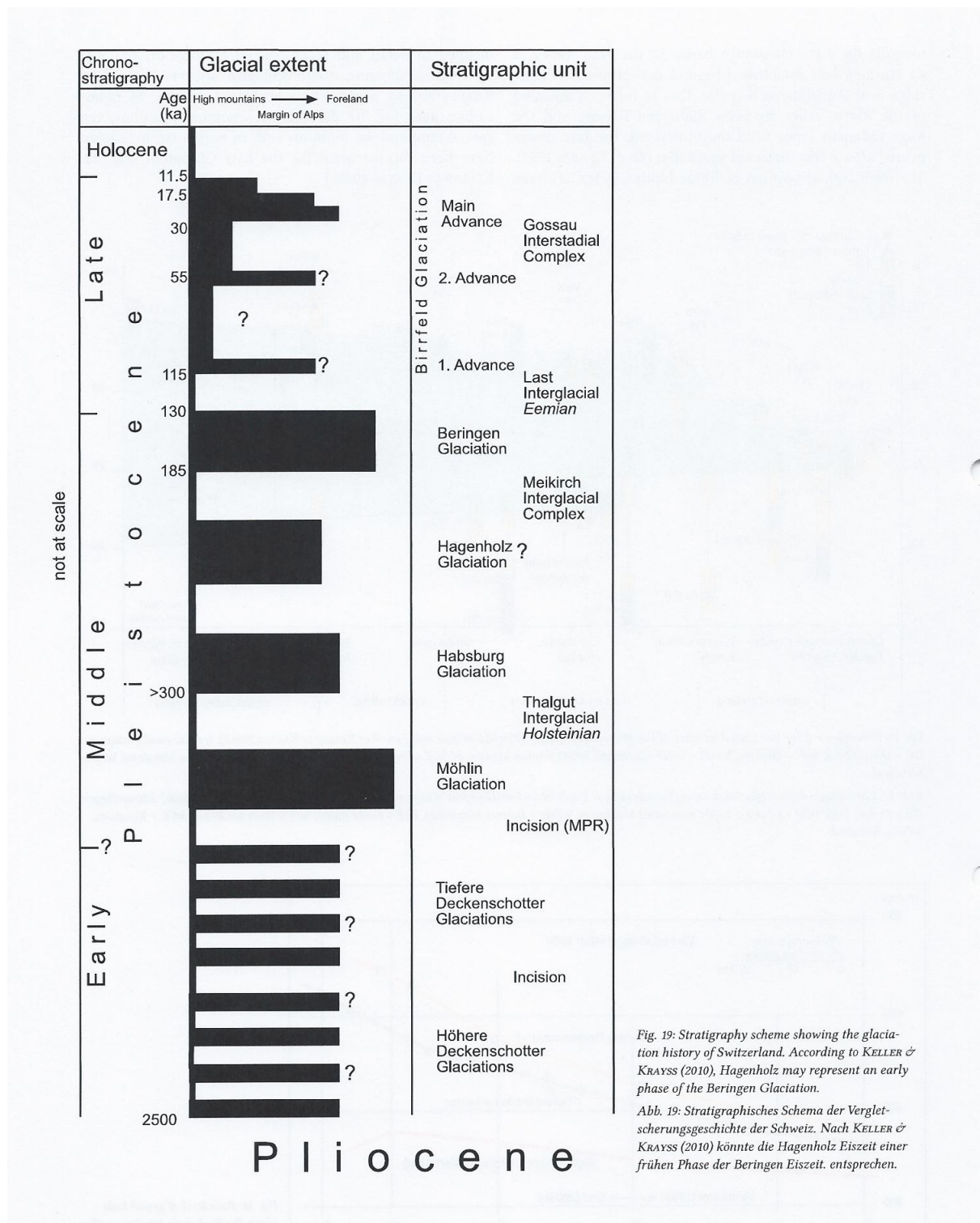
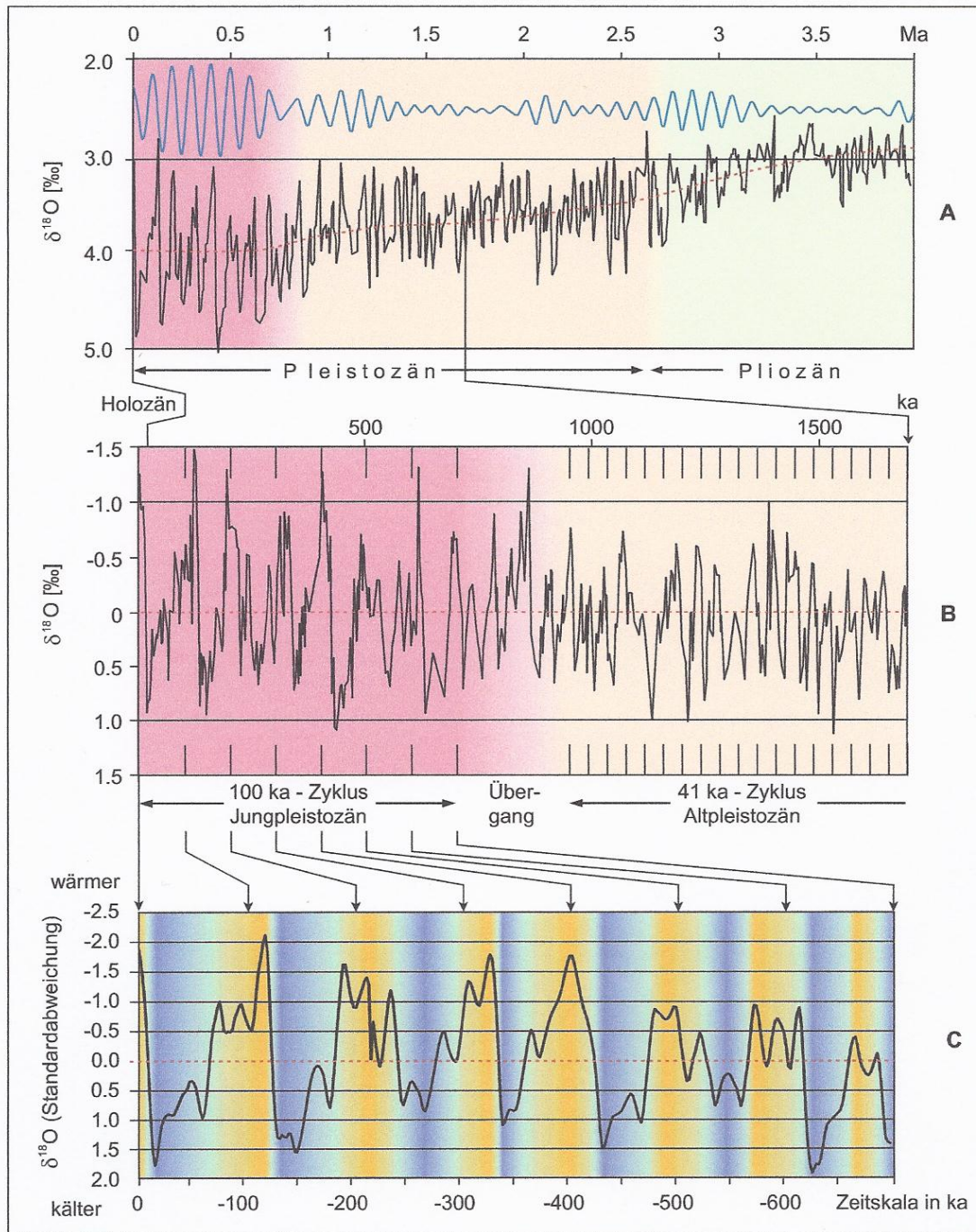


Fig. 19: Stratigraphy scheme showing the glaciation history of Switzerland. According to KELLER & KRAYS (2010), Hagenholz may represent an early phase of the Beringen Glaciation.

Abb. 19: Stratigraphisches Schema der Vergletscherungsgeschichte der Schweiz. Nach KELLER & KRAYS (2010) könnte die Hagenholz Eiszeit einer frühen Phase der Beringen Eiszeit entsprechen.

Abbildung 1b Gliederung der Eiszeiten.
Aus Preusser et al. (2011).



- A: Sauerstoffisotopen-Entwicklung der letzten 4 Millionen Jahre vom Pliozän zum Pleistozän mit generellem Trend zu höheren ^{18}O -Werten, d.h. tieferen Temperaturen (rote Punktlinie); die blaue Kurve stellt die durch Filterung ermittelte relative Kraft des 100 ka-Zyklus dar (nach ZACHOS et al. 2001).
- B: Sauerstoffisotopen-Kurve der letzten 1.5 Millionen Jahre mit Übergang vom 41 ka-Zyklus des älteren Pleistozäns zum 100 ka-Zyklus des jüngeren Pleistozäns und Entwicklung zu grösseren Amplituden (Trend abgezogen, nach MUELSEEE & STATTEGGER 1997).
- C: Die Sauerstoffisotopen-Kurve der letzten 700 ka, deutlich kommt die asymmetrische Temperaturentwicklung und der Trend zu bimodalen Maxima zur Geltung (blau = Kaltzeiten, orange = Warmzeiten).

Abbildung 1c Klimaentwicklung im Plio-Pleistozän.

Aus Müller et al. (2002).

Abgrenzung des Arbeitsgebietes:

Das Arbeitsgebiet umfasst im Wesentlichen das Blatt Wil (SG) der Landeskarte 1:25'000, dazu noch je einen Streifen nördlich und östlich davon. Es wird von den Gemeinden Frauenfeld, Mettlen, Oberuzwil und Bichelsee umgrenzt. Von besonderem Interesse, aber auch von spezieller Komplexität sind die Gebiete, wo sich einst verschiedene Gletscher oder Gletscherarme vereinigten. Solche Regionen gibt es in meinem Untersuchungsgebiet gleich deren drei. Sie haben schon frühere Autoren beschäftigt, vor Probleme gestellt und zu verschiedenen Theorien und Modellen angeregt. Es sind dies:

Erstens die Gegend nördlich von Matzingen, wo im Stadium von Stein am Rhein der grosse Thurlappen des Rheingletschers mit der Lauchezunge und der kleinen Tuenbachzunge zusammenstiess.

Zweitens die gleichaltrige Schwelle von Wil, wo die südliche Thurzunge auf den von der Lauchezunge nach Süden abzweigenden Münchwiler Lappen traf.

Drittens der Streifen zwischen Jonschwil und Dietschwil am Südrand des Arbeitsgebietes, wo im Stadium von Feuerthalen der Thur- und der Rheingletscher aufeinanderstiessen. Das westlich anschliessende Gebiet bis ins Murgtalsystem, wo dieselben Gletscher in den Maximalstadien zusammenprallten, wird in dieser Arbeit ebenfalls kurz behandelt.

Gerade in diesen Zonen, aber nicht nur dort, lässt sich feststellen, dass die klassische glaziale Serie (Grundmoränenlandschaft – Wallmoränenkranz – Schotterebene) durch eine Serie Grundmoränenlandschaft – Stauschotter – Entwässerungsrinne – Seeablagerungen ersetzt wird. Eine solche Serie tritt fast immer auf, wenn der Gletscher nicht wie in den grossen Tälern (Rhein, Thur) kontinuierlich mit dem Untergrund abwärts fliesst, sondern auf Gegensteigungen oder andere Gletscher, bzw. Gletscherlappen trifft. Beide Serienarten können in meinem Arbeitsgebiet auf engstem Raum nebeneinander exemplarisch beobachtet werden.

Literatur:

Die ersten grundlegenden Beschreibungen des Arbeitsgebietes stammen aus der Zeit um die Jahrhundertwende vom 19. zum 20. Jahrhundert. An erster Stelle sind hier die Arbeiten von Früh und Falkner zu erwähnen. In angrenzenden Regionen haben Gutzwiller, Hug und Weber etwa gleichzeitig entsprechende Arbeiten verfasst. Auch wenn die Interpretationen dieser frühen Autoren aus heutiger Sicht oft nicht mehr standhalten, so sind ihre Schilderungen der damaligen Aufschlüsse von unschätzbarem Wert, da heute die meisten längst zugeschüttet, überwachsen oder gar überbaut sind.

Nach einer längeren Flaute erwachte das Interesse ab den Sechzigerjahren wieder, da im Zusammenhang mit der stark steigenden Bautätigkeit neue grosse Kiesgruben eröffnet und zahlreiche Sondierbohrungen ausgeführt wurden. Dabei entstanden sowohl detaillierte Einzeluntersuchungen (z.B. Schindler et al.), als auch grossräumige Zusammenfassungen. Besonders zu erwähnen sind hierbei die Arbeit von Andresen, sowie die umfangreichen Werke von Hantke, Keller und Krayss.

In jüngerer Zeit wurden wieder grössere Kartierungsarbeiten durchgeführt, einerseits im Rahmen des geologischen Atlas der Schweiz (Hofmann), andererseits für die geomorphologische Karte der Ostschweiz (Hipp, Bosshard, Bolz).

Geröllpetrographische Untersuchungen wurden zuerst von Frei angestellt. Ihm folgten Geiger und Hofmann. Auch Käser und Hipp beschäftigten sich mit diesem Thema. In jüngster Zeit sind ausführliche diesbezügliche Arbeiten von Graf erschienen.

PALÄOGEN UND NEOGEN (TERTIÄR):

Die heutige Molasseoberfläche:

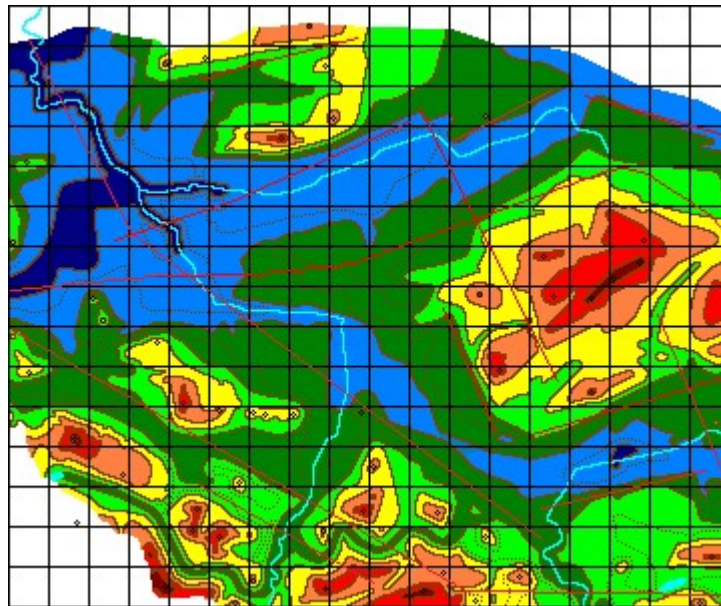
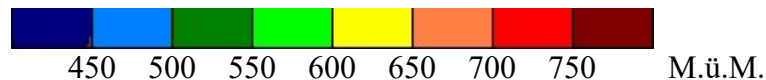


Abbildung 2 Die Molasseoberfläche
(nach Bolz 1984, überarbeitet 2012)



Tektonische Störungen nach Hofmann, Hantke, Bolliger, Kälin und eigenen Vermutungen. Äquidistanz der punktierten Linien: 25m. Eine Karte der Molasseoberfläche mit 20m Äquidistanz für die Region Wil ist in Abbildung 43 und eine detaillierte Karte des gesamten Gebietes im Anhang zu finden.

Die an der Oberfläche sichtbaren Schichten der Molasse gehören alle der Oberen Süsswassermolasse an und wurden im Tortonien und Sarmatien abgelagert. Die tiefsten im Gebiet auftretenden Schichten sind diejenigen des Mittleren Komplexes (Krinauer Schichten, 40-50% Nagelfluh, unterhalb etwa 500 M.ü.M. im Zentrum des Untersuchungsgebietes), die von den Öhningerschichten (unter 10% Nagelfluh, zwischen etwa 500 und 540 M.ü.M.) überlagert werden. Die höchsten Schichten sind der Konglomeratstufe (Hörnlichichten, über 80% Nagelfluh, oberhalb ca. 540 M.ü.M.) zuzuordnen. Das ganze Gebiet liegt im Einzugsgebiet des grossen Hörnlichschuttfächers. Nach Hofmann (1993) handelt es sich ausschliesslich um flache, maximal 1-3° nach NW geneigte Schichten. Im Bereich des Lauchetals sind diese um ca. 80m tiefer gelegen, was Hofmann durch einen von Verwerfungen begrenzten Graben erklärt. Die südliche Verwerfung ist im Gebiet Wängi-Tägerschen-Stehrenberg am Hartnauer Bach südöstlich von Tobel recht gut aufgeschlossen. Auch im Thurtal zwischen Wil und Bischofszell postuliert Hofmann (1973) einen Grabenbruch basierend auf einem Bentonithorizont. Die Nagelfluhgerölle bestehen zu über 80% aus Kalk und Dolomit aus den ostalpinen und penninischen, weit seltener aus den helvetischen Decken. Der Kristallinanteil beträgt höchstens 15%. Eine Besonderheit bilden die Ophiolithnagelfluhen, deren aufgearbeitete Gerölle die Resultate einiger Schotterproben zu beeinflussen scheinen. Sie treten in teils unterschiedlichen stratigraphischen Lagen rund um den Gräuterschberg (Kaabach, Mettlen, Wuppenau) und ganz im Süden (Fischingen, Oberhofen) auf. In der Gegend von Littenheid stehen ferner Süsswasserkalke an, deren Bruchstücke sich in den lokalen Geröllproben wiederfinden.

Diese lithostratigraphische Einteilung wurde von Bolliger (1998), Kälin (2003), sowie Kälin und Kempf (2009) revidiert. Aufgrund von biostratigraphischen Ergebnissen (Kleinsäugerfaunen) konnte gezeigt werden, dass die lithostratigraphische Einteilung nicht mit der Chronologie übereinstimmen kann, sondern als Faziesänderung bedingt durch die Überschiebung der helvetischen Decken und damit zusammenhängend dem nordwärtigen Vorrücken des Alpenrandes zu verstehen ist. Dadurch wurden zunehmend grobkörnige Sedimente weiter nach Norden geschüttet. Die biostratigraphische Einteilung hat zusammen mit neueren Datierungen und Korrelationen von Bentonithorizonten und weiteren strukturellen Erkenntnissen zu einem neuen Bild geführt. Danach sind die früher postulierten Grabenbrüche im Lauche- und Thurtal durch einfache Brüche mit jeweiliger Absenkung gegen Norden zu ersetzen. Somit liegen die Schichten ganz im Norden beim Wellenberg und Imenberg am tiefsten und steigen gegen Süden und Südwesten stufenartig an. Zusammengefasst können folgende ungefähre relative Höhen angegeben werden: Wellenberg-Imenberg 0m, Lauchetal +70m, Schneitberg, Eulachtal +100m, Gräuterschberg-Nollen, Gebiet von Mettlen und Gebiet des Bentonits von Bischofszell +150m, Vogelsberg +200m und Schauenberg-Burstel +210m. Noch weiter südlich und östlich (Hörnli, Tannenberg) werden auch +260m bis über +300m erreicht, wobei dort auch die zunehmende Schichtmächtigkeit im proximalen Bereich des Hörnlichuttfächers berücksichtigt werden muss.

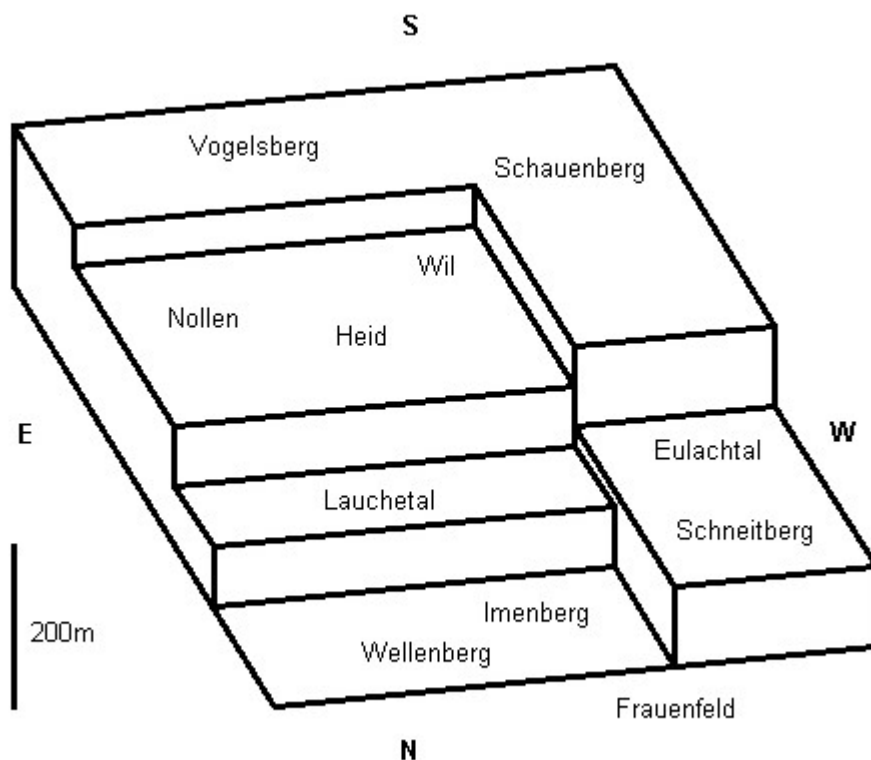


Abbildung 3a Schematische Darstellung der vertikalen Verstellungen der Bruchschollen

Da die Schichten nur ganz leicht nach Norden einfallen und in der Region von Schneitberg-Imenberg-Wellenberg, sowie Schauenberg-Burstel sogar ganz horizontal liegen, bedingt dies mehrere tektonische Verstellungen zwischen den verschiedenen hoch gelegenen Gebieten. Kälin (2003) reduziert die Verwerfungen im Lauche- und Thurtal auf je eine und nimmt eine grosse Verwerfung quer dazu von Frauenfeld nach Wil an. Sofern die von Hofmann an der südlichen Lauchetalverwerfung festgestellte Höhendifferenz richtig ist, müsste auch die nördliche

Bruchlinie im Lauchetal existieren und nochmals etwa dieselbe vertikale Verstellung aufweisen. Berücksichtigt man ferner noch die Verhältnisse am Schneitberg, so muss angenommen werden, dass sich die südliche Lauchetalverwerfung nach Westen bis ins Eulachtal fortsetzt. Bolliger (1998) setzt die querliegende Trennlinie etwas weiter westlich an. Er verbindet die mittelhurgauische Depression der oberen Süßwassermolasse (Schneitberg-Ottenberg) mit der Synklinale Zürich-Schauenberg-Burstel. Die horizontale Versetzung dieser Linie bedingt eine Trennlinie von Elgg über Eschlikon und Littenheid in die Gegend von Bazenheid. Er verknüpft diese Linie mit der Hegauverwerfung im Norden und der südlichen Verwerfung im Thurtal (Oberuzwil-Bischofszell). Nach Wildberger et al. (2011) verläuft die Synklinale allerdings direkt von Kollbrunn zum Schneitberg, wodurch die Versetzung hinfällig und die Bruchlinie fraglich würden. Alle übrigen postulierten Brüche sind vorläufig nicht belegbar oder sind hauptsächlich als Scherstörungen aufzufassen. Das Alter dieser Bruchsysteme könnte mit der Jurafaltung in Verbindung stehen. Während die Molasse in jener Zeit in der Westschweiz komprimiert wurde, hat in der Ostschweiz und in Bayern eine leichte Rotation zu einer Ausdehnung der Molasse geführt. Möglich ist aber auch, dass die Brüche noch jünger sind, sind doch die entsprechenden Bewegungen der Kruste noch heute messbar.

Alle diese Fakten sprechen dafür, dass viele Täler, insbesondere auch einzelne Abschnitte der eiszeitlichen Entwässerungsrinnen, bereits in der ausgehenden Molassezeit tektonisch angelegt wurden. Morphologisch fällt auf, dass viele dieser Talabschnitte bevorzugt in den Richtungen SE-NW und WSW-ENE verlaufen, also parallel zu den postulierten Grenzen der oben erwähnten Bruchschollen.

Berücksichtigt man diese Bruchschollen und ein leichtes Fallen der Schichten nach NW, so lassen sich auch die oben erwähnten ophiolithreichen Nagelfluhen und Sandsteine auf ein einziges Niveau und damit eine gemeinsame stratigraphische Lage zurückführen. Auf der obersten Scholle des Schauenberges liegen die Vorkommen von Habbach bei Fischingen (695m), Telgg bei Oberhofen (665m) und Chämibach bei Ramsberg (655m), auf der Scholle von Heid und Nollen diejenigen von Grueben bei Hosenruck (620m), Wuppenau (615m) und Stehrenberg (605m) und auf der Scholle des Lauchetales diejenigen von Tobelbach bei Neukirch (555m), Itobel bei Mettlen (515m) und Kaabach bei Lommis (490m).

In jüngster Zeit wurden verbreitet Erdwärmesondierungen mit teilweise mehrere hundert Meter tiefen Bohrungen vorgenommen, deren Ergebnisse der Kanton Thurgau freundlicherweise auf einer öffentlichen Bohrdatenbank zur Verfügung stellt. Eine Auswertung derjenigen Bohrberichte, welche von einem Geologen detailliert aufgenommen wurden, ermöglicht eine Überprüfung der oben aufgeführten Theorien über den Aufbau der obersten Teile der oberen Süßwassermolasse. Zusammen mit den zahlreichen Molasseaufschlüssen und weiteren Angaben aus den geologischen Karten der Region habe ich eine Reihe von Sammelprofilen erstellt. Diese sind in der Abbildung unten in aufsteigender Reihenfolge der oben postulierten Bruchschollen angeordnet. Vorsichtig interpretiert lässt sich sagen, dass die Öhningerschichten, die arm an Konglomeraten sind, sich in einigen Profilen (Imenberg, Schneitberg, Brandforen) gut erahnen lassen, während sie in anderen kaum in Erscheinung treten. Die Ophiolithschichten scheinen nicht den Öhningerschichten selbst anzugehören, sondern treten plötzlich und weit verbreitet unmittelbar darunter zusammen mit anderen Konglomeraten auf. Ihre Obergrenze entspricht aber ziemlich genau den Höhenlagen der angenommenen Bruchschollen. Schön sichtbar ist in den oberen sechs Profilen der Anstieg von unter 500m beim Wellen- und Imenberg auf über 600m bei der Heid und am Nollen. Klar ist, dass die roten Nagelfluhen für die Hörnlischichten, sowie die Glimmersandsteine und Bentonithorizonte für die Krinauerschichten typisch sind. Ob die Seekreiden und einige Kohleflöze ein Indiz für die Obergrenze der Öhningerschichten darstellen, ist wegen ihres seltenen Auftretens nicht mit Sicherheit zu sagen.

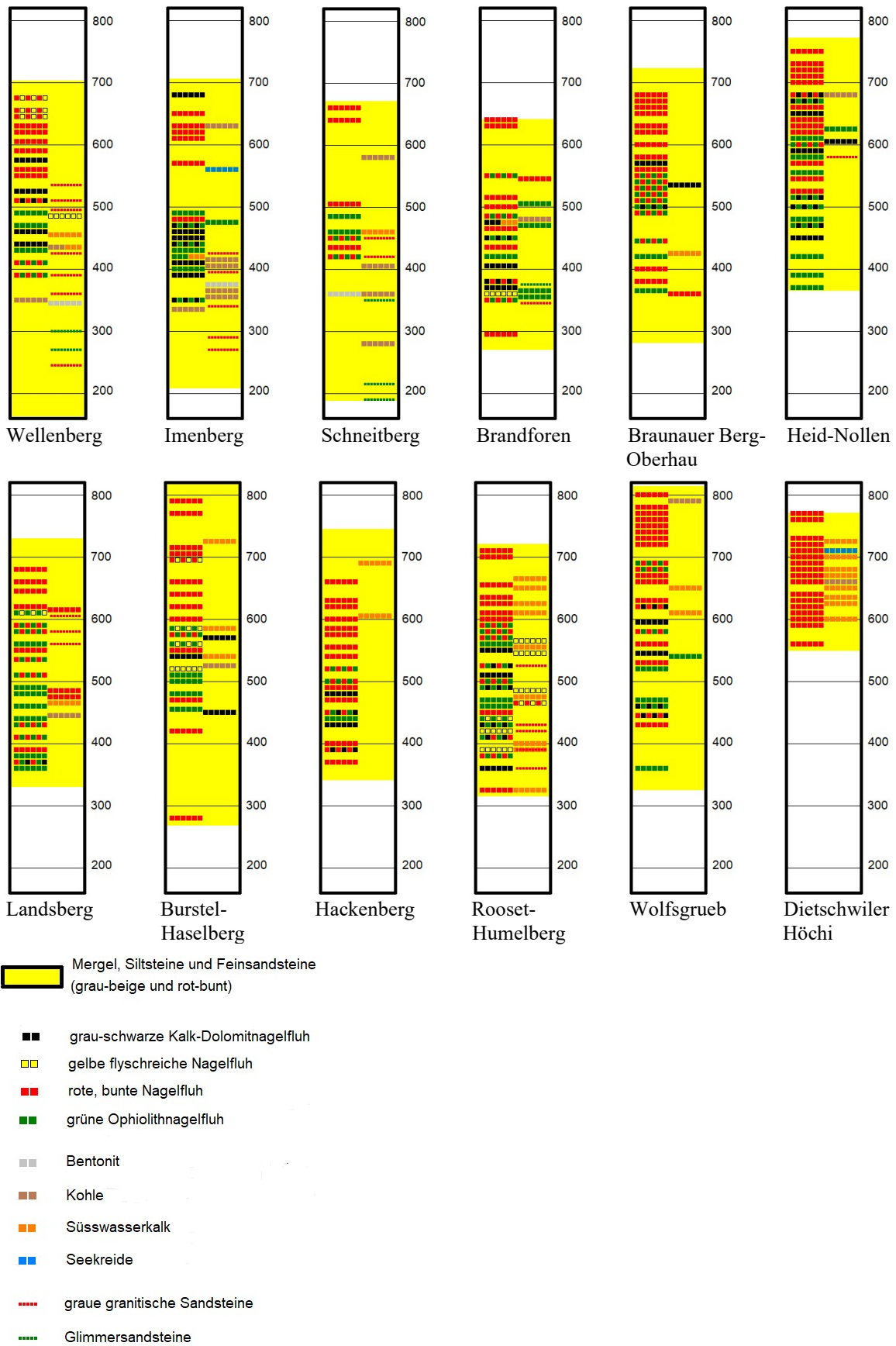


Abbildung 4b Sammelprofile Obere Süßwassermolasse

Das Flussnetz im Mittelmiozän:

In dieser Zeit folgten die Flüsse im Untersuchungsgebiet noch weitgehend der S – N – Schüttung des Hörnischuttfächers. In dieser Periode legte der Rhein (!) das spätere Thurthal im Toggenburg an (Vgl. Abb. 3). Von Wil aus floss der Rhein nordwärts nach Rosstrüti und weiter nordwestlich in die Gegend von Affeltrangen. Die damaligen Täler darf man sich allerdings nicht als tiefe Rinnen vorstellen, vielmehr dürfte es sich um flache Mulden mit ebensolchen Wasserscheiden gehandelt haben. Eine Reihe aufgelassener Flussläufe (punktierte Linien in Abb. 3) zeigen, dass der Rhein sein Flussbett häufig wechselte und diverse Täler in einem Halbkreis zwischen Zürich und St.Gallen anlegte. Solche S – N orientierte Täler lassen sich auch in der Region Wil verfolgen. So entstand im Bereich der heutigen Murg ein Flusslauf von Dussnang über Münchwilen und weiter in Richtung Affeltrangen. Im Einzugsbereich der Lützelurg dürfte ein östlicher Lauf von Bichelsee westlich an Eschlikon vorbei Richtung Wängi geführt haben, während westlich ein Tal von Rüetschberg über Ettenhausen nach Aadorf gebildet wurde. Auch das Tal zwischen Nollen und Gräuterschberg könnte in dieser Zeit bereits angelegt worden sein.

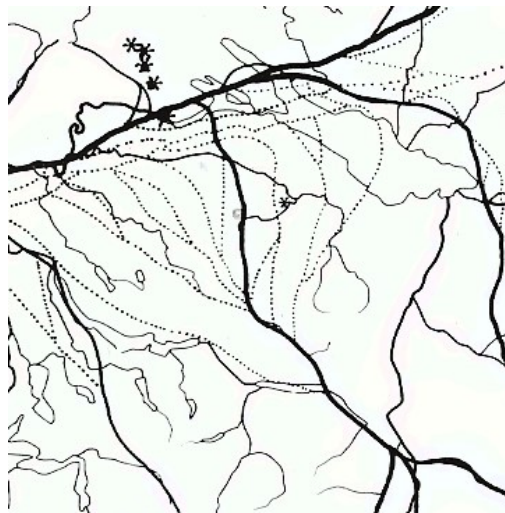


Abbildung 4a Schuttfächer und Entwässerung zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse
(im oberen Mittelmiozän) Aus Hantke (1981)

Das Flussnetz im obersten Miozän:

Im ausgehenden Neogen wandte sich die generelle Fliessrichtung der Flüsse weiter nach Westen. Als Folge davon floss die Thur damals von Wil nach NW und legte das Tal der heutigen unteren Murg bis nach Frauenfeld an (Vgl. Abb. 4b). Als Konsequenz davon wandten sich auch die kleineren Nebenflüsse zur Thur nach Westen. Die Murg und die Lützelurg, sowie die neu entstandene Lauche wurden von der Thur aufgenommen. Auch kleinere Bäche nördlich und südwestlich von Wil deuten auf einen Zufluss zur damaligen Thur hin.

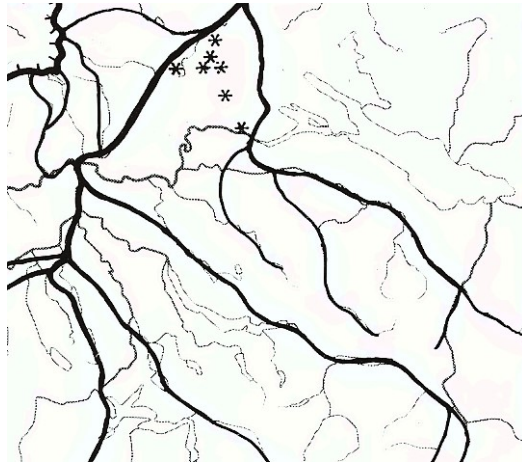
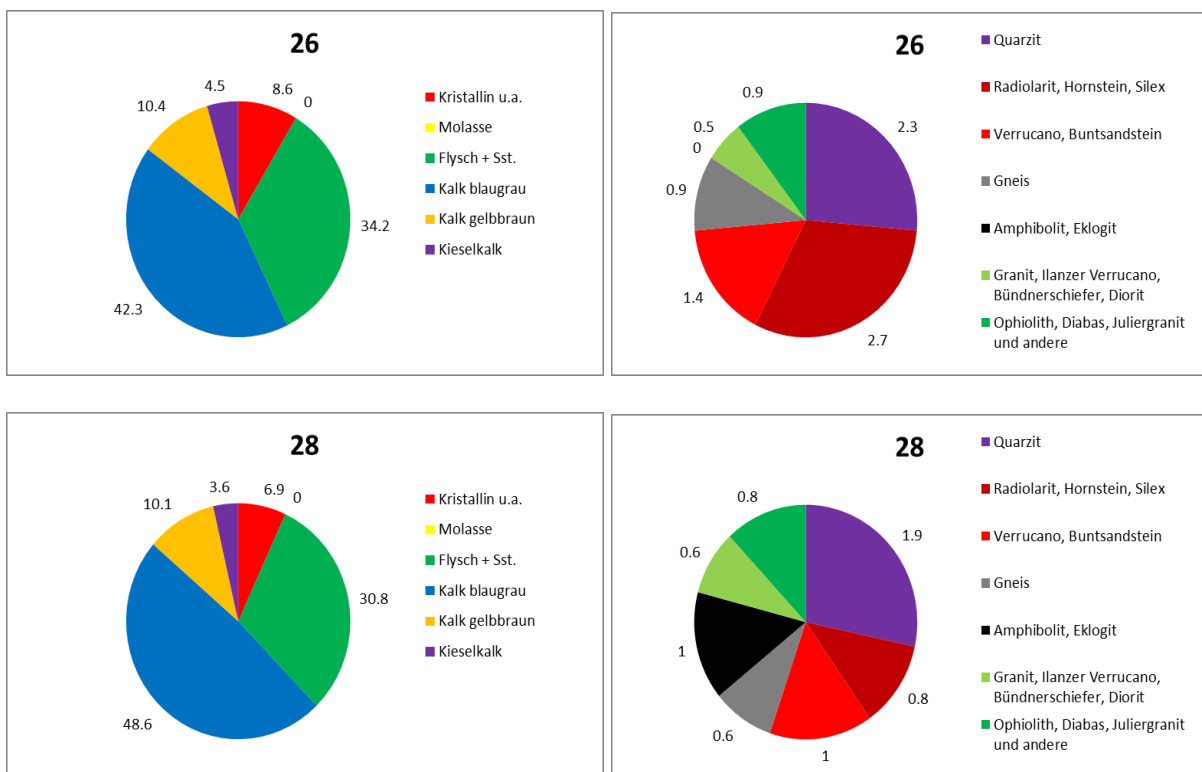
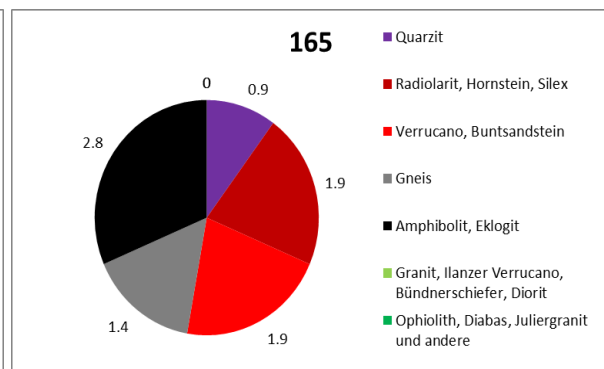
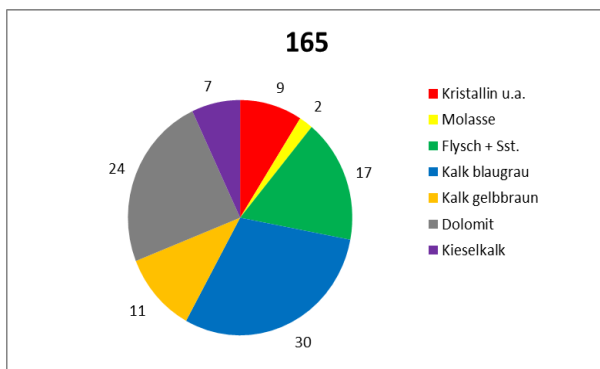
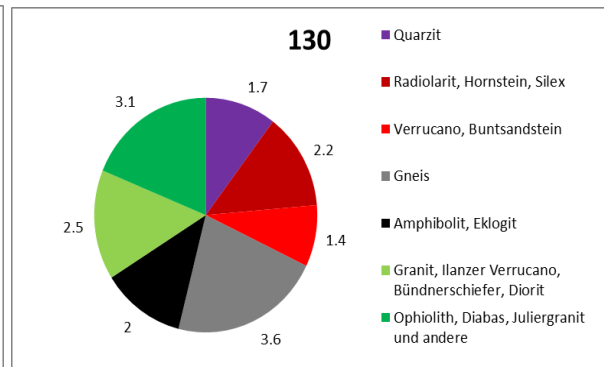
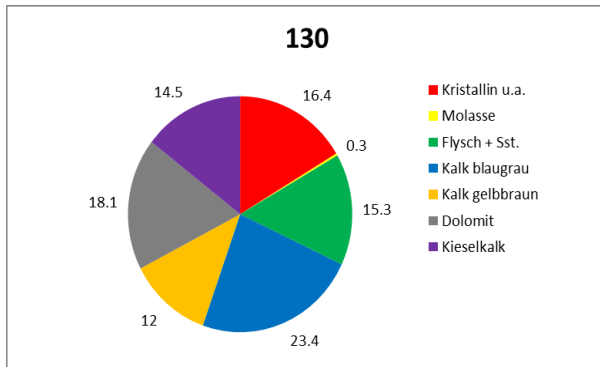
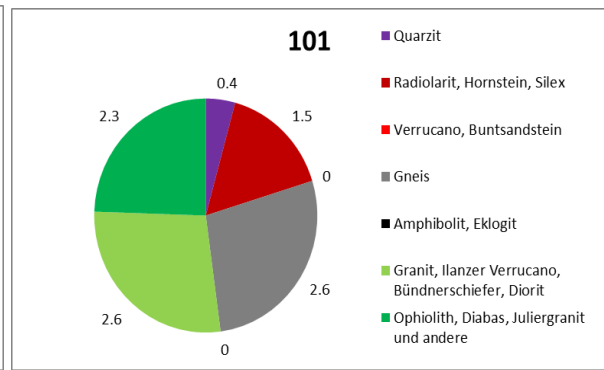
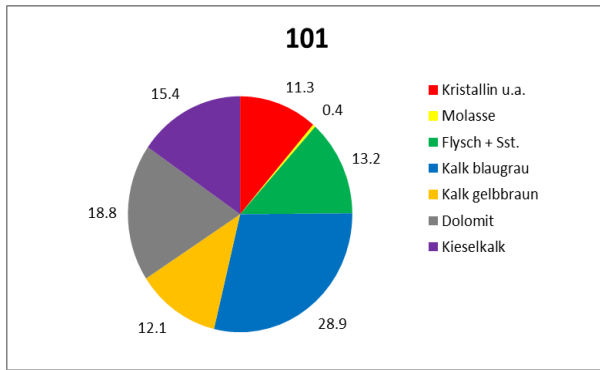


Abbildung 5b Flussläufe im obersten Miozän (früher Pliozän).
Aus Hantke (1981)

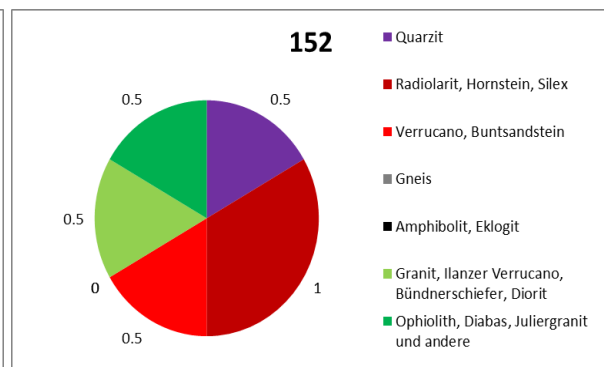
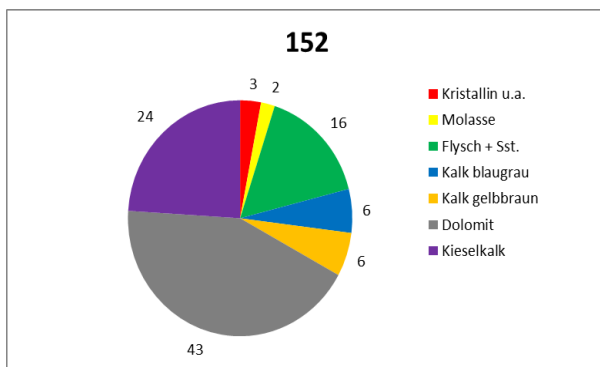
Zusammensetzung der Molasseproben 26 (Weidguet), 28 (Anwil), 101 (Lampertswil), 130 (Vordertal) und 165 (Aumühle), links die Aufteilung der gesamten Probe, rechts die Aufteilung der Gruppe „Kristallin und andere“:

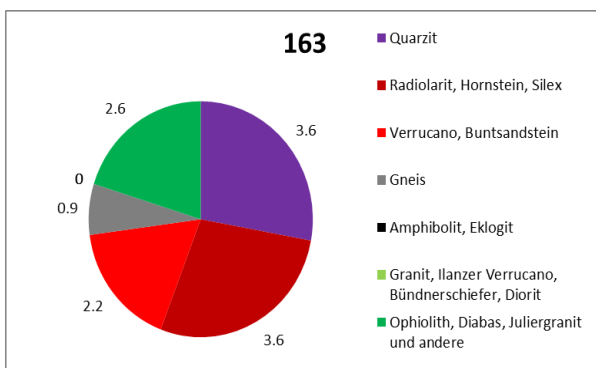
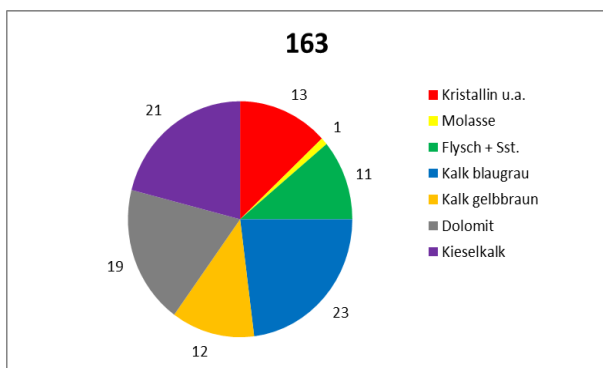
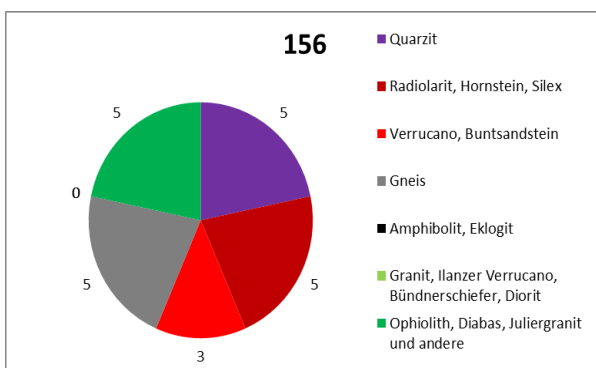
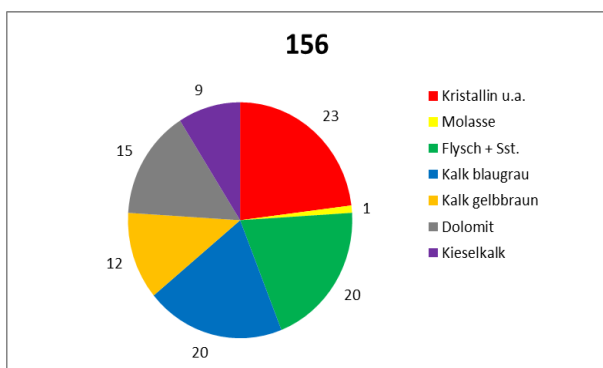
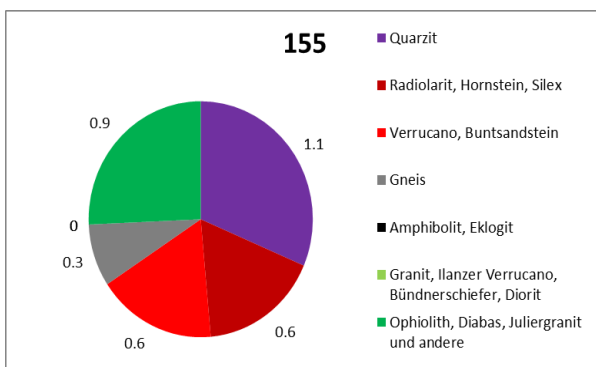
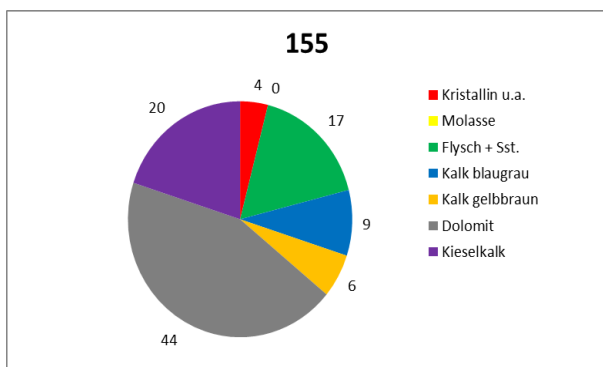
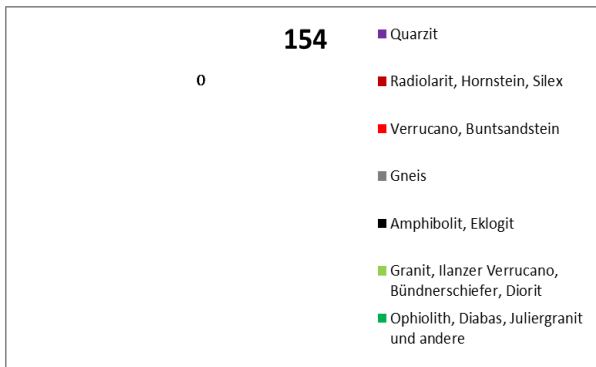
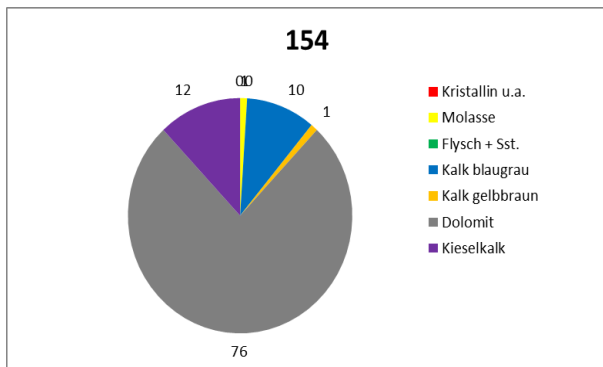


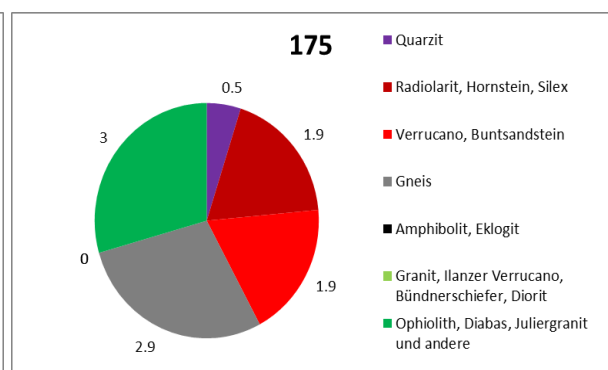
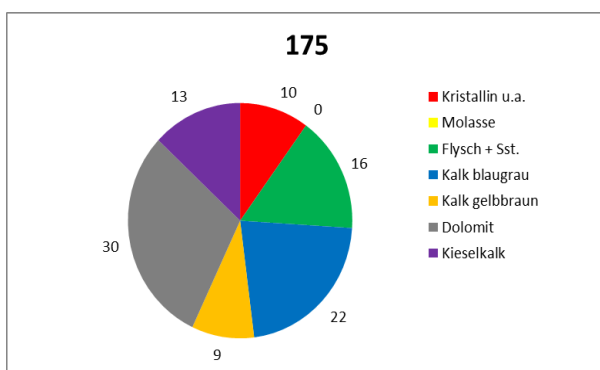
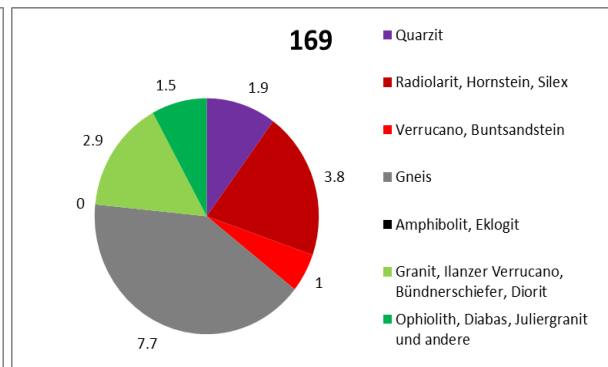
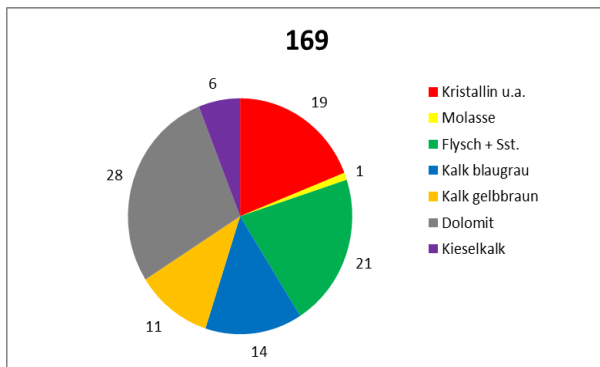
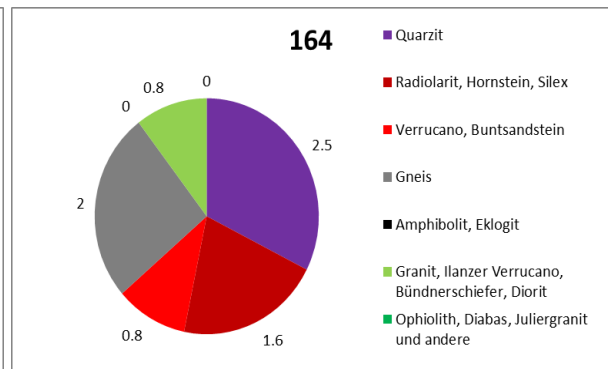
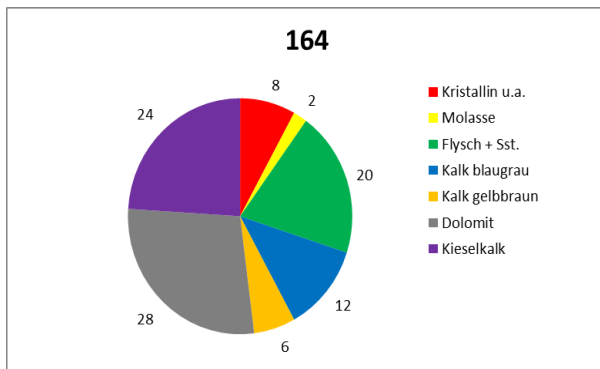


Zu beachten ist, dass diese Proben nicht aus direkt anstehender Nagelfluh, sondern aus Periglazialschutt stammen. Es ist nicht auszuschliessen, dass bei diesen Proben auch quartäre Gerölle miteinbezogen wurden. Ebenfalls ist zu berücksichtigen, dass bei den Proben 26 und 28 nicht zwischen Kalk und Dolomit unterschieden wird. Die Kalkgruppen enthalten teilweise erhebliche Dolomitanteile.

Weitere Proben aus dem Norden des Arbeitsgebietes: 152 (Naadrain), 154 (Imenberg West), 155 (Bietenhart Zwistel), 156 (Bietenhart Mettendorfer), 163 (Schienenbühl), 164 (Lommis Schrofen), 169 (Aumühle) und 175 (Itobel).

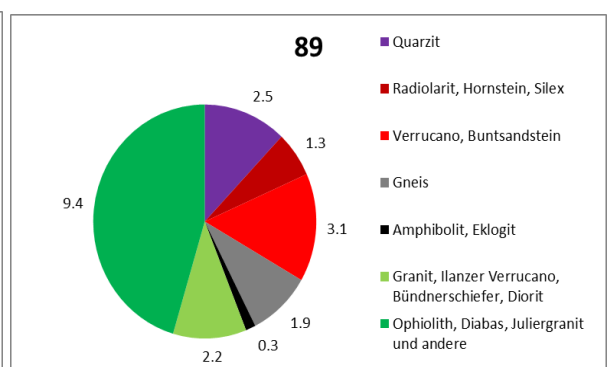
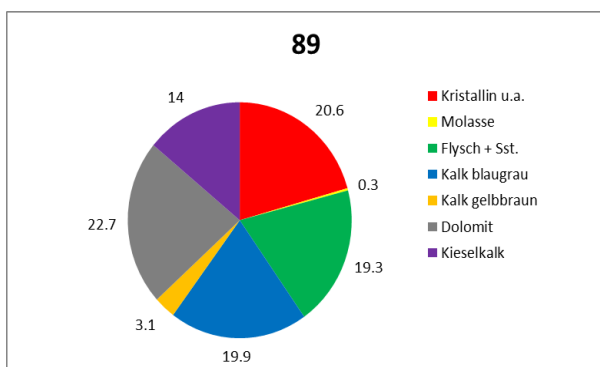


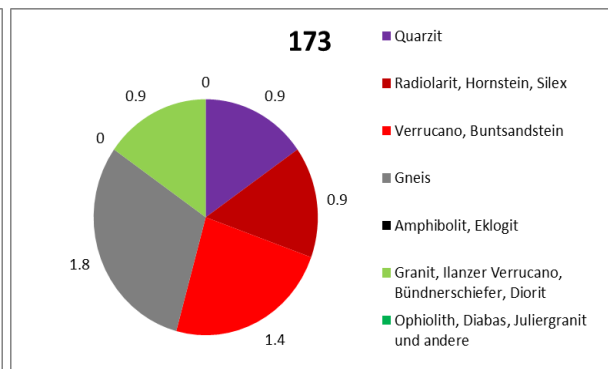
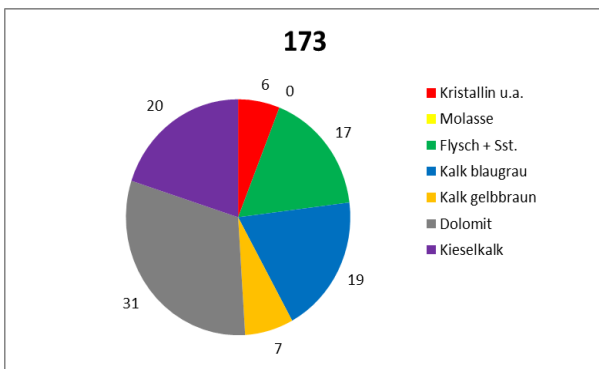
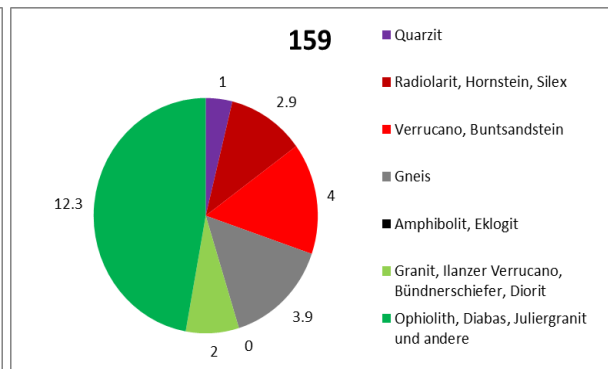
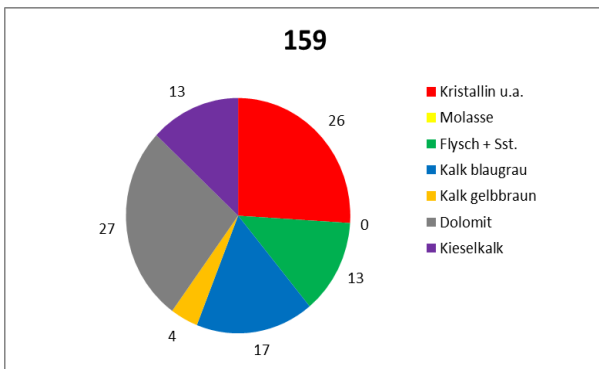
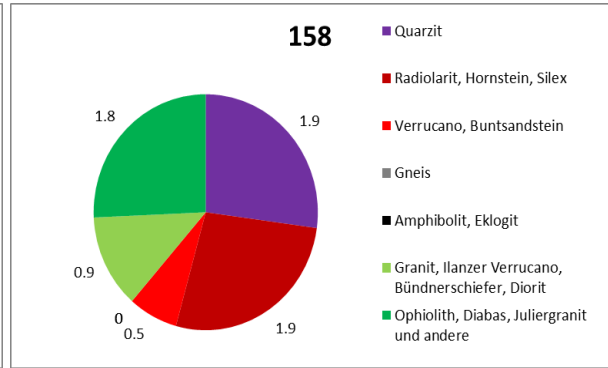
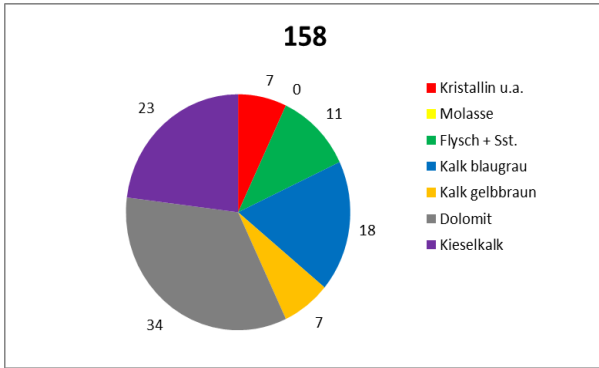
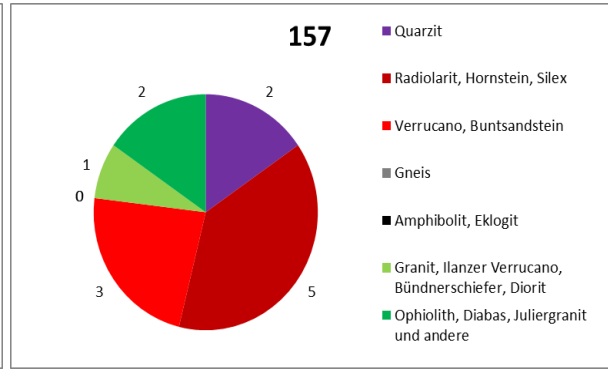
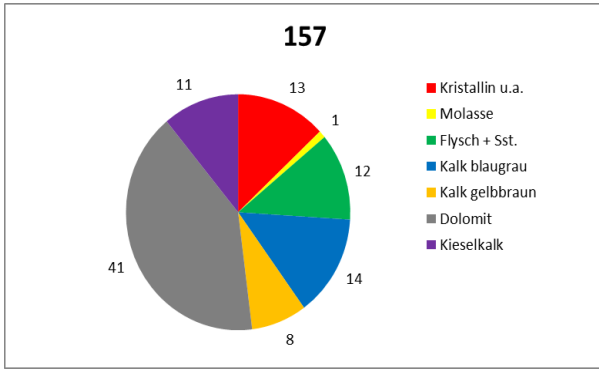


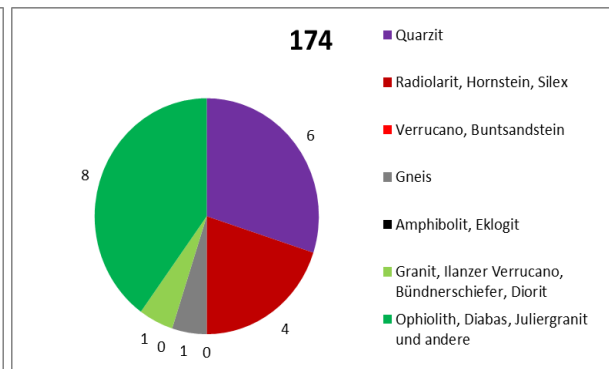
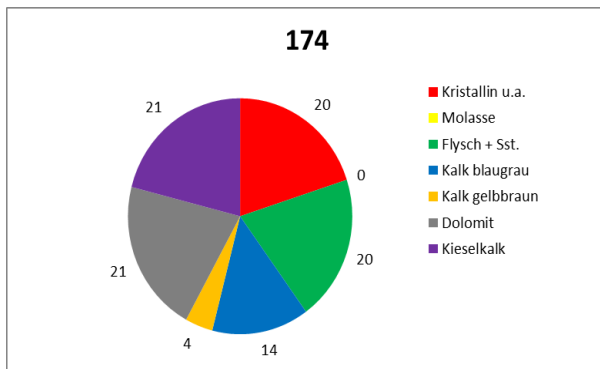


Die Grafiken zeigen, dass die Zusammensetzung der Proben auf kurzen Distanzen beträchtlich variieren kann, vor allem im Gebiet des Imen- und Wellenberges. Die Probe 154 enthält gar keine Gerölle aus der Gruppe „Kristallin und andere“.

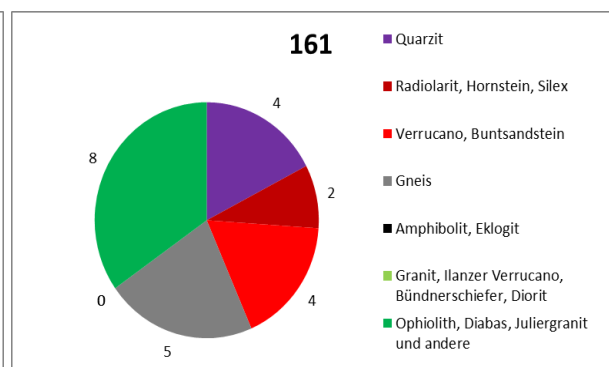
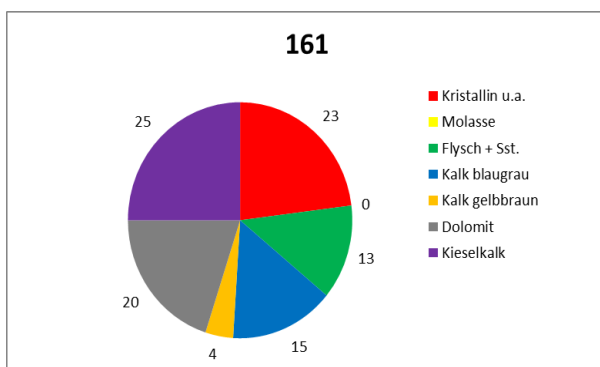
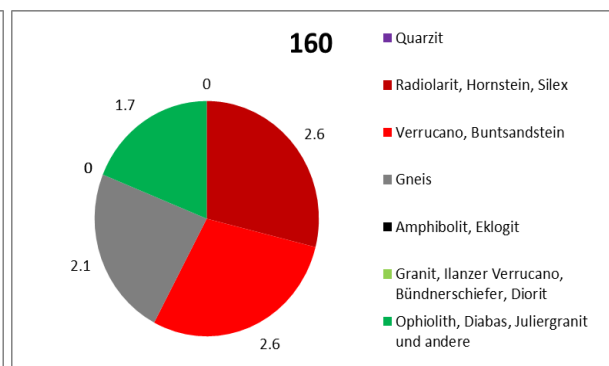
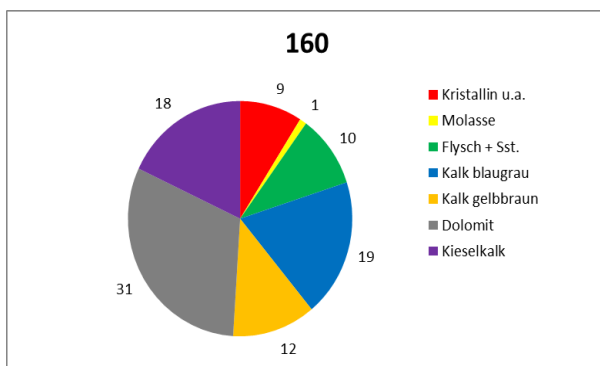
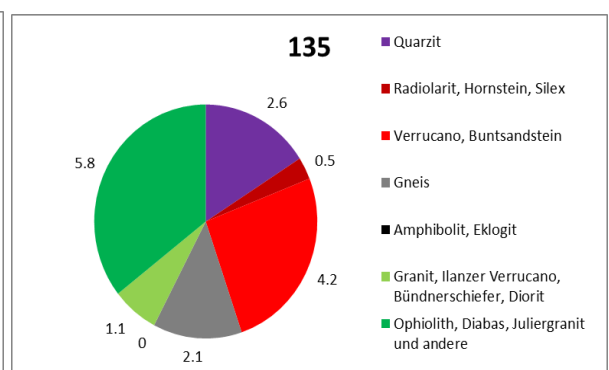
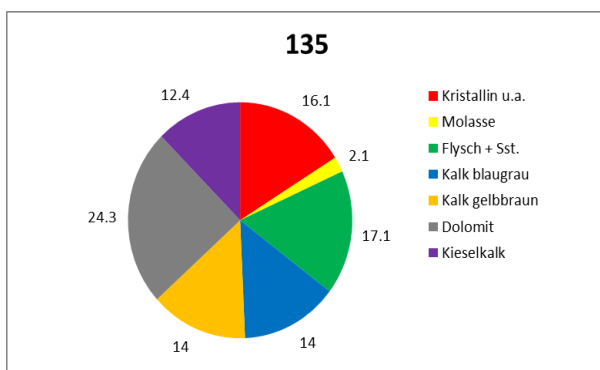
Proben aus der Mitte des Arbeitsgebietes: 89 (Ophiolithnagelfluh von Wuppenau), 157 (Chlöffler), 158 (Rütistall), 159 (Eschlikon Schiessstand), 173 (Bühl Weidholz) und 174 (Gehrwies Riemensberg).

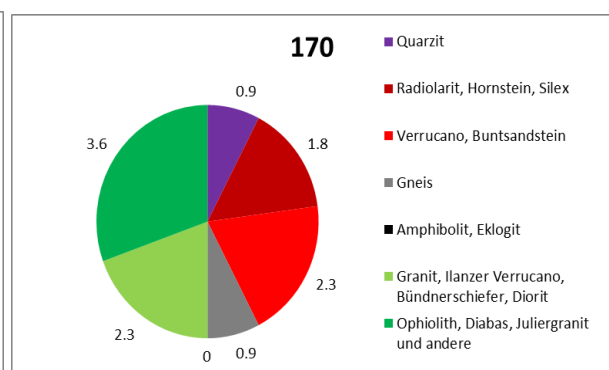
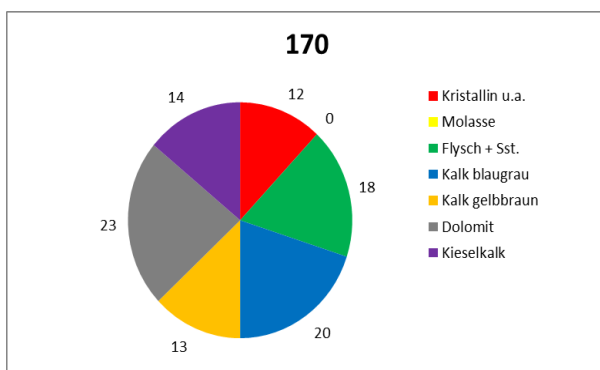
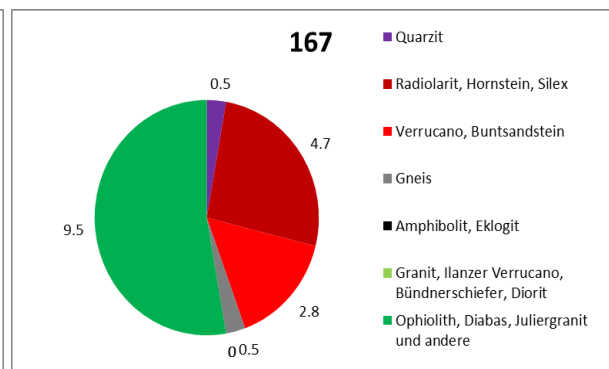
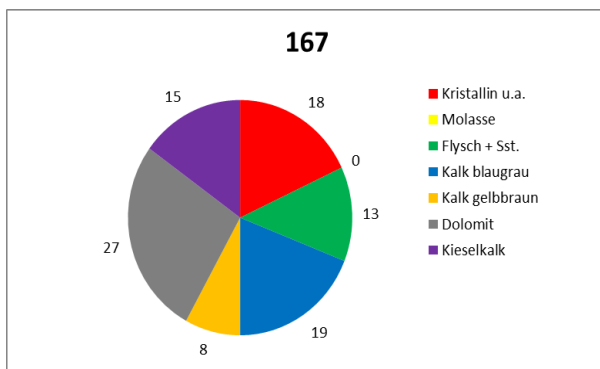
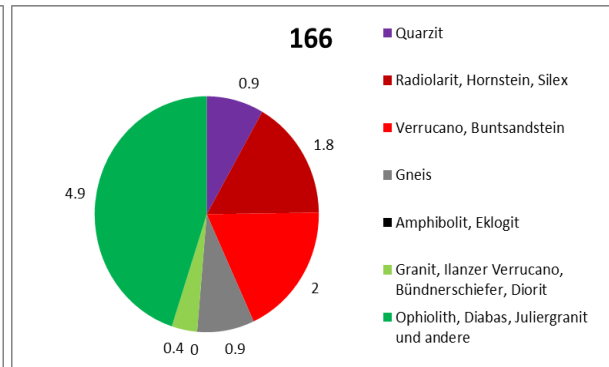
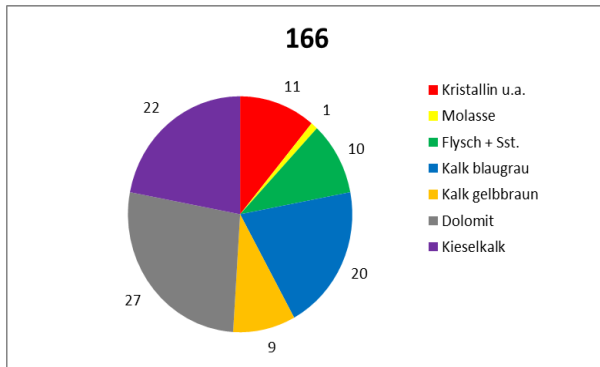
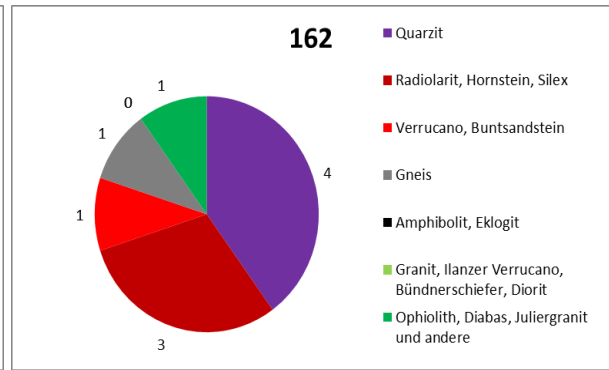
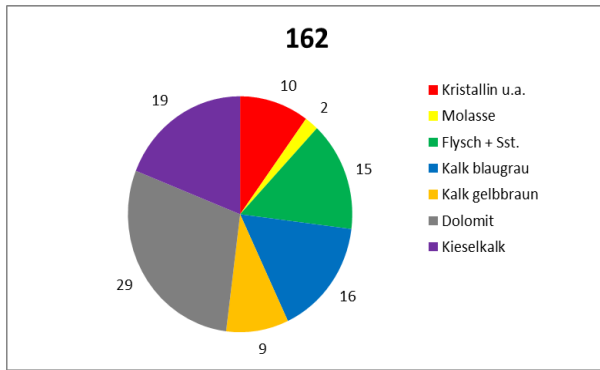


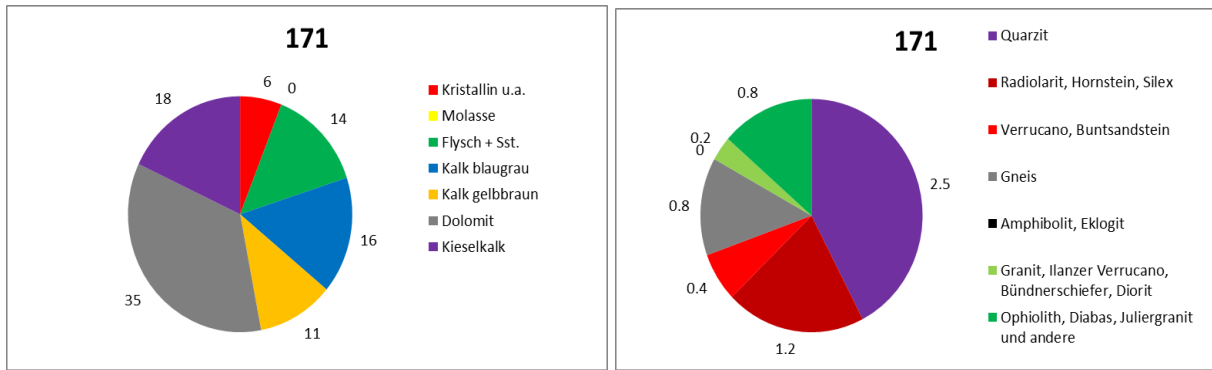




Proben aus dem Süden des Arbeitsgebietes: 135 (Simen), 160 (Langenau), 161 (Dietschwiler Höchi), 162 (Busswil Frächt), 166 (Burstel), 167 (Bichelsee Espiriet), 170 (Flurhof Schlipfi) und 171 (Jonschwil Burg).



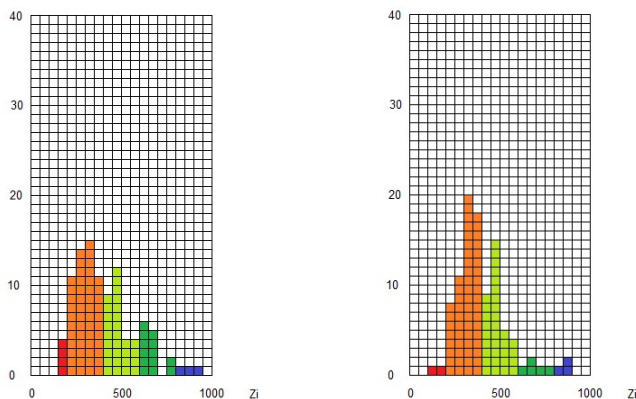




Die Zusammensetzung der Proben scheint gegen Süden, wo wir uns dem Zentrum des Hörnlichstuttfächers nähern, immer homogener zu werden. Unterschiede bei der Gruppe „Kristallin und andere“ sind hauptsächlich auf die stark schwankenden Anteile an Ophiolithgeröllen zurückzuführen.

Im Vergleich mit den Proben aus quartären Sedimenten (siehe nachfolgende Kapitel) fallen generell die höheren Werte beim Kieselkalk, beim Dolomit und bei den roten Geröllen auf. Erhöhte Werte in diesen Klassen deuten bei quartären Proben also auf aufgearbeitetes Material aus der tertiären Nagelfluh hin.

Zurundungsindices der Nagelfluhproben 26 und 101:



Die beiden Proben sind mit Medianwerten von 377 und 375 besser gerundet als alle quartären Proben. Die Verteilung der Modi ist bei beiden Proben auffallend ähnlich und deutet auf massive Umlagerungen von Schottern im Tertiär hin.

QUARTÄR:

Die mächtigsten Ablagerungen von Lockermaterial befinden sich überwiegend in der Talsohle der grösseren Flüsse, so vor allem im Thurtal, dem mittleren Murgtal, den Trockentälern von Littenheid und Bichelsee, sowie in geringerem Ausmass auch in den Tälern der Lützelurg und der Lauche. Darüber hinaus liegen aber auch mächtige Ablagerungen oberhalb der Talsohlen an Orten, wo man es auf den ersten Blick nicht unbedingt erwarten würde. Berücksichtigt man aber, dass im behandelten Gebiet drei Teilarme des Rheingletschers und der Thurgletscher aufeinandertrafen und für den Hauptanteil der quartären Ablagerungen verantwortlich sind, so sind die hoch gelegenen Sedimente nicht weiter erstaunlich. Solche Ansammlungen von Lockermaterialien finden sich nördlich von Kirchberg, südlich von Wil (Schwelle von Wil), sowie nördlich von Matzingen und Aadorf. Ein weiterer mächtiger Schotterkörper liegt zwischen Mettlen und Frittschen. Er wird wie die Ablagerungen von Matzingen-Aadorf meist als Vorstossschotter angesehen, da er unter der Moräne des letzten Eisvorstosses liegt. Das auffälligste Merkmal in der Landschaft bilden die Moränenwälle des Stein a.Rh. Stadiums der letzten Eiszeit, welche in einem weiten Bogen von Hagenbuch bis Oberuzwil zu verfolgen sind.

Rekonstruktion der Oberfläche seit dem Beginn des Quartärs:

Dieser Versuch einer Rekonstruktion der Oberfläche im Untersuchungsgebiet basiert auf dem Ansatz, dass die Ostschweizer Gipfelflur in etwa der Höhenlage des Terrains vor den Eiszeiten, also vor ca. 2,5 Mio. Jahren, entspricht (vgl. Müller, Naef und Graf 2002). Er setzt voraus, dass die Erosionsbasis aller Flüsse der Nordostschweiz während des gesamten Quartärs auf einer konstanten Höhe lag, beziehungsweise nach jeder Eiszeit wieder darauf eingestellt wurde. Als Erosionsbasis wird dabei der Rhein unterhalb des Zuflusses der Aare angenommen. Unter der weiteren Annahme, dass das Gelände im gesamten Zeitraum im gleichen Masse angehoben wurde wie sich der Rhein bei Koblenz in den Untergrund einschnitt, lässt sich aus der Höhendifferenz zwischen dem höchsten Gipfel (Schauenberg 892m) und seiner heutigen lokalen Erosionsbasis eine Hebung von 300 Metern ableiten. Müller, Naef und Graf (2002) geben für das Untersuchungsgebiet eine Hebung von 100-120m pro Mio. Jahre an. Meine Berechnung setzt natürlich voraus, dass die grössten Flüsse Thur, Murg, Lauche und Lützelurg ihr Flussbett seit der letzten Eiszeit bereits wieder an die Erosionsbasis des Rheins bei Koblenz angepasst haben. Dies kann mit Einschränkungen akzeptiert werden. So beschreibt der Lauf der Thur von Wil nach Frauenfeld einen weiten Bogen nach Osten, was ein anderes Gefälle ergibt, als wenn sie den direkten Weg nähme. Sowohl die Thur, als auch die Murg mäandrieren in den südlichsten Regionen, um das steiler werdende Gelände auszugleichen. Da sich das aber nur am äussersten Rand des Untersuchungsgebietes abspielt, kann der Einfluss praktisch vernachlässigt werden.

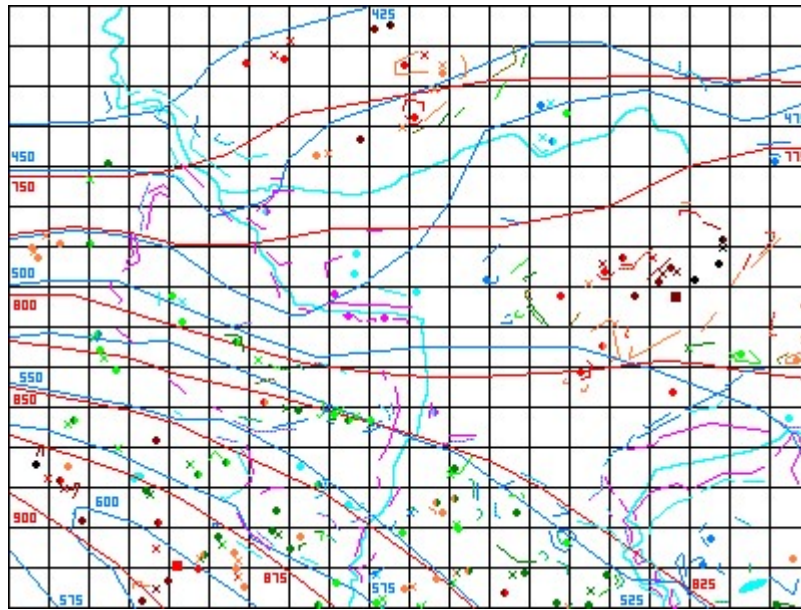


Abbildung 5a Rekonstruktion der Oberfläche zu Beginn des Quartärs und verschiedener jüngerer Erosionsniveaus

Die blauen Linien in Abbildung 5 stellen die heutige lokale Erosionsbasis der grössten Flüsse dar. Um den Einfluss der heutigen Topographie zu minimieren, habe ich in einem zweiten Schritt die Höhendifferenz der höchsten Gipfel im ganzen Gebiet zu ihrer jeweiligen lokalen Erosionsbasis ermittelt. Die tieferen Regionen dazwischen wurden darauf extrapoliert. Die roten Linien in Abbildung 5 stellen die so ermittelte Geländeoberfläche vor den Eiszeiten dar, wobei sich die Höhenangaben auf das rezente Niveau beziehen. In der Folge wurden möglichst viele Gipfel, Sättel und Erosionsterrassen gegen diese älteste Oberfläche ausgemessen und ausgezählt. In Abbildung 5a sind sie als vertikale und diagonale Kreuze, sowie Linien dargestellt. Dazu wurde noch die Basis des Heidschotters und des alten Schotters bei Wolfsgrueb als Quadrate eingefügt. Die verschiedenen Höhenstufen wurden mit eigenen Farben gemäss der folgenden Tabelle dargestellt. Da die Erosion über die letzten 2.5 Mio. Jahre nicht konstant war, können die Höhenangaben nicht einfach linear auf das Alter umgerechnet werden. Ich beziehe mich bei der Altersbestimmung auf die Werte aus Kuhlemann und Rahn (2013). Sie ermittelten für die drei Zeitabschnitte von 2.5-0.7, 0.7-0.4 und 0.4-0 Mio. Jahre vor heute ein Verhältnis von 3:50:20.

Aus der Tabelle ist leicht ersichtlich, dass die Verteilung der Merkmale nicht gleichmässig ist. Eine Einteilung in Phasen und der Versuch ihrer Korrelation mit Eiszeiten oder Zwischeneiszeiten drängen sich geradezu auf. Dem Alter entsprechend könnte die Phase A den höheren, B den tieferen Deckenschottereiszeiten zugeordnet werden. C bis H würden dann den Hochterrasseneiszeiten und I der Niederterrasseneiszeit entsprechen. Die Phasen C bis H können auch gut den marinen Isotopenstufen des Mittelpleistozäns und die Phase I denjenigen des Jungpleistozäns zugeordnet werden. Während die Anzahl der Phasen in diesem Zeitraum genau den Kaltzeiten entspricht, stimmt die zeitliche Einstufung der Phasen E, F und G nicht mit der gewählten Skala überein. Möglicherweise ist der Übergang vom zweiten zum dritten Zeitabschnitt früher als bei 0.4 Mio. Jahren anzunehmen.

Höhe	Alter	Stufe	MIS	Gipfel	Phase	Sättel	Phase	Terrassen	Phase	Schotter	Phase		
300	2500	Gelasium (2588-1806) Altpleistozän (1806-781)	20-103	1	A	0		0					
290	2184			2	A	0		0					
280	1868			1		0		0					
270	1553			1		0		0					
260	1237			3	B	1	A	0					
250	921			6	B	0		0		0		Heid	B
240	694	Mittepleistozän (781-126)	17-19	3		0		1	B				
230	675			2		3	B	1					
220	656		5	C	0		2			Wolfsgrueb	C		
210	638		4	C	2		7	C					
200	619		2		3	C	1						
190	600		10	D	3	C	3						
180	581		5	D	1		5	D					
170	562		3		7	D	8	D					
160	543		1		4	D	4	D					
150	524		7	13	7	E	2		2				
140	505				7	E	1		3				
130	486				4		6	E	2				
120	467		3		2		9	E					
110	448		6	F	3		5						
100	429		7	F	6	F	10	F					
90	410		2		5	F	6						
80	379		3	G	2		6						
70	331		2	G	2	G	13	G					
60	284		1		1		14	G					
50	237		6	H	4	H	11						
40	189		1		1		18	H					
30	142		1		1		13						
20	95		3	I	1	I	21	I					
10	47	0		0		23	I						
0	0	0		0		0		2					

Höhe in Meter über der heutigen lokalen Erosionsbasis, Alter in 1000 Jahren vor heute, Stufen: A = Höhere Deckenschotter, B = Tiefere Deckenschotter, C-H = Hochterrassenschotter (inklusive ‚grosse Ausräumphase‘), I = Niederterrassenschotter. MIS = Marine Isotopenstufen

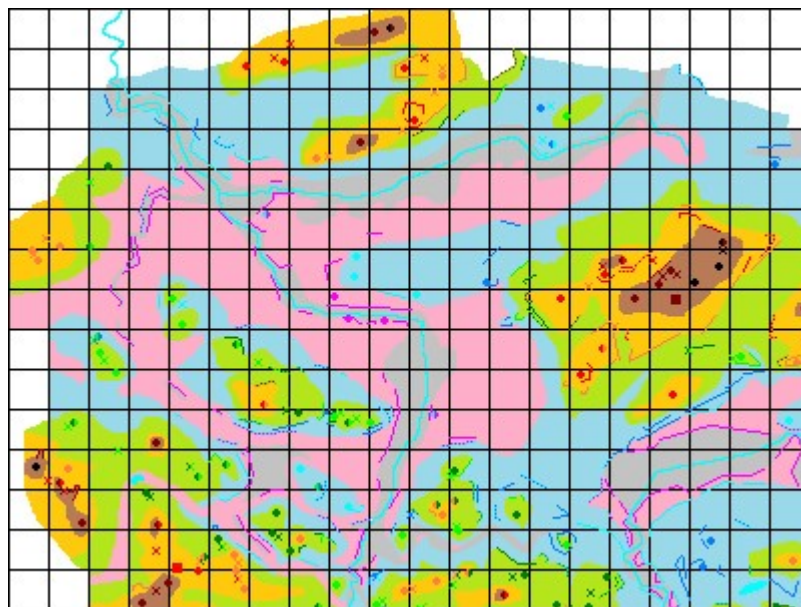
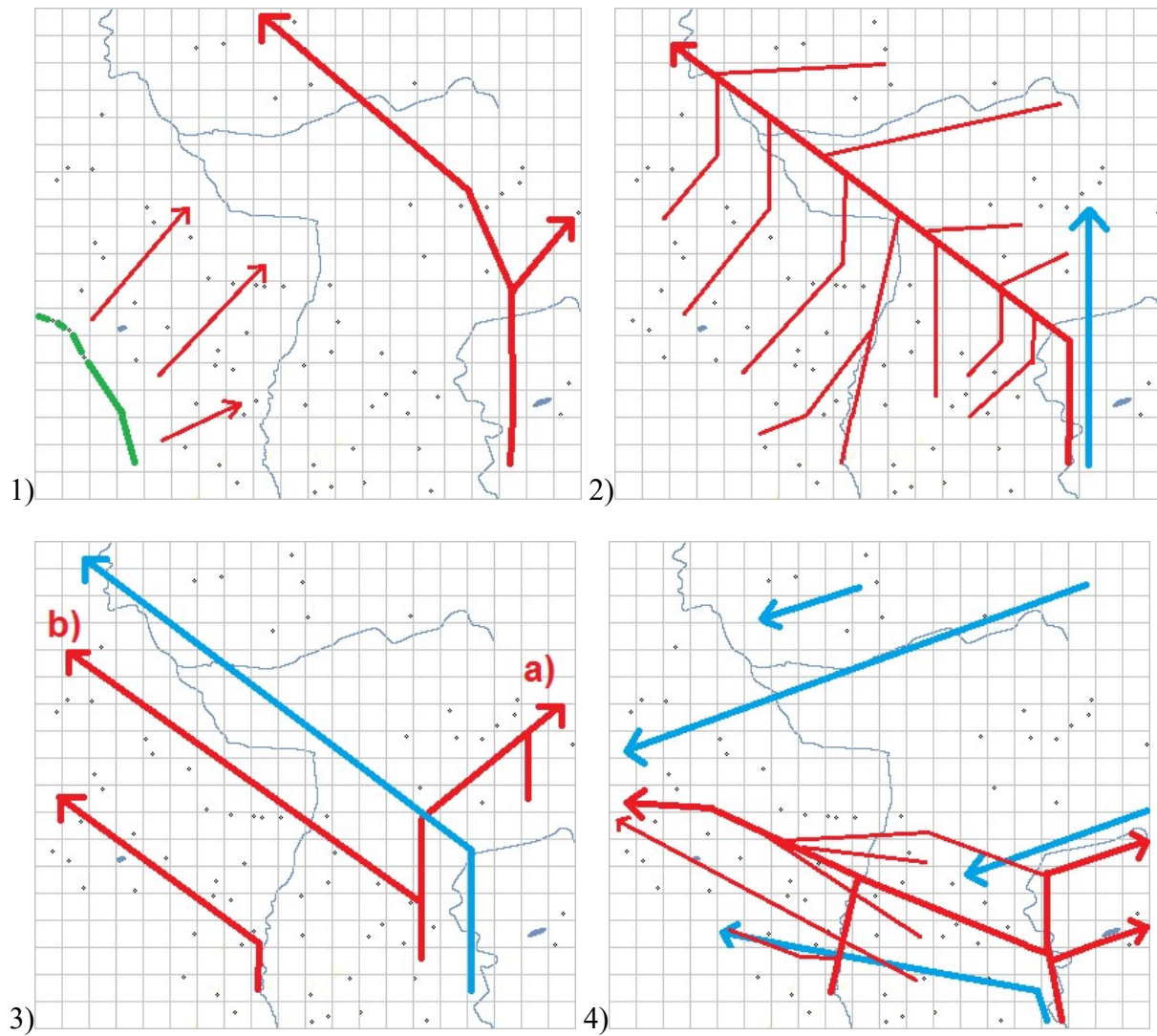


Abbildung 5b Rekonstruktion der Talböden

Farben: Braun = Stufen A und B (Höhere und tiefere Deckenschotter), gelb = Stufen C und D (ältere Hochterrassenschotter), grün = Stufen E und F (mittlere Hochterrassenschotter), blau = Stufen G und H (jüngere Hochterrassenschotter), rot = Stufe I (Niederterrassenschotter), grau = rezente Talböden.

Einen Hinweis auf die zeitliche Entstehungsgeschichte des Reliefs scheint die räumliche Verteilung der Messpunkte der verschiedenen Stufen zu geben (Abb. 5b). Die Stufen der Deckenschottereiszeiten (braun) und der ältesten Hochterrasseneiszeiten (gelb) bilden noch

ein mehr oder weniger zusammenhängendes Niveau über die höchsten Erhebungen im ganzen Gebiet. Dagegen treten die Elemente der mittleren Hochterrasseneiszeiten (grün) bevorzugt in einem Streifen zwischen Bazenheid und Elgg auf. Dies könnte auf eine starke Durchtalung vom Toggenburg her in Richtung des heutigen Eulach- oder unteren Murgtales hindeuten. In den jüngeren Hochterrasseneiszeiten (blau) verschiebt sich der Schwerpunkt in die heutigen grossen Flusstäler, insbesondere ins Lauche-, Murg- und Thurtal. Die Indizien für die jüngste Eiszeit (rot), vorwiegend Terrassen, bilden schon das heutige Gewässernetz ab, da sie zumeist erst im Spät- oder gar Postglazial entstanden sind.



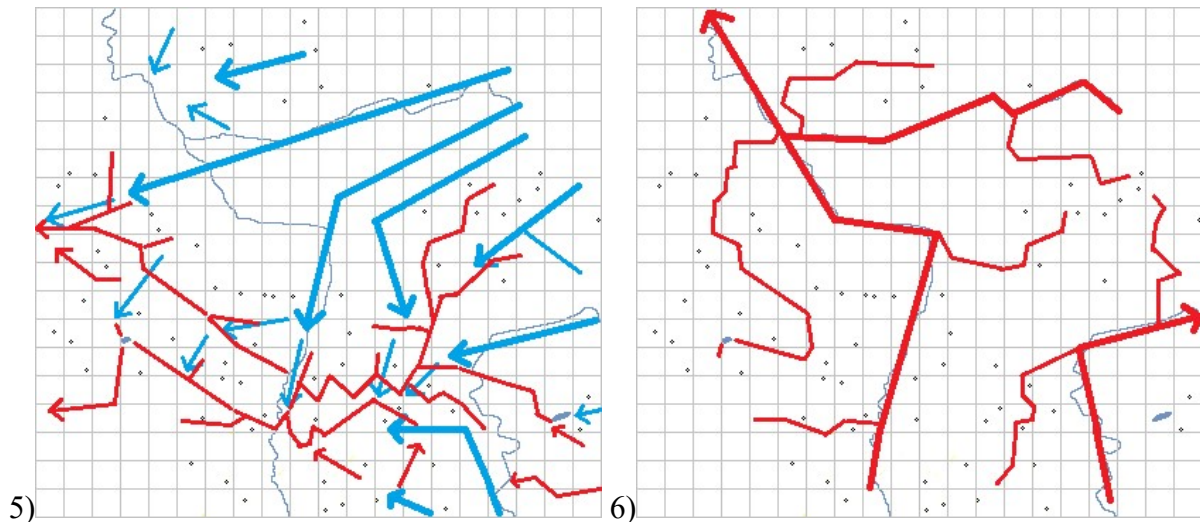


Abbildung 5c Rekonstruktion des Gewässernetzes

Grün: Kammlage des Hörnlichuttfächers, rot: Flussläufe, blau: Gletschervorstösse, 1) Neogen und Zeit der höheren Deckenschotter, 2) Zeit der tieferen Deckenschotter, 3) Zeit der älteren und mittleren Hochterrassenschotter (,grosse Ausräumphase'), 4) Zeit der jüngeren Hochterrassenschotter, 5) Zeit der Niederterrassenschotter, 6) aktuelles Flussnetz

Die Abbildung 5c zeigt, wie sich das Gewässer- und Eisstromnetz im Verlaufe des Quartärs von der ursprünglichen NE-Richtung allmählich über N, NW schliesslich nach W und teilweise sogar SW verschob. Vor den Eiszeiten verliefen die Täler rechtwinklig zur Kammlage des Hörnlichuttfächers nach NE. Die Deckenschottereiszeiten zeichneten sich durch Eisvorstösse von S nach N, später von SE nach NW aus. In den Hochterrasseneiszeiten wurde der Einfluss des Rheingletschers stärker und die Fliessrichtung verlagerte sich mehr nach W. In der Niederterrasseneiszeit wandte sich der Eisstrom teilweise sogar nach SW. Diese Entwicklung widerspiegelt die Vorgänge im ganzen Einzugsbereich des Rheingletschers in der Nord- und Nordostschweiz. Einer nordwärts gerichteten Phase von Eiszeiten mit hauptsächlicher Entwässerung zur Donau folgte eine solche nach Westen vom Bodensee nach Schaffhausen, sowie von Frauenfeld nach Diessenhofen, während das untere Thurtal noch nicht existierte. Erst gegen Ende der Hochterrasseneiszeiten benützte der Rheingletscher das heutige Thurtal von Frauenfeld nach Andelfingen, während sich die Haupttrichtung des Rheingletschers im Rheintal von Schaffhausen südwärts zum Rafzerfeld hin verlagerte. Diese Entwicklung setzte sich in der Niederterrasseneiszeit fort, indem sich die Eismassen noch mehr nach Westen und Südwesten wandten und der Rhein heute das Rafzerfeld südlich umfließt. Diese grossmassstäblichen Veränderungen wirkten sich entsprechend auf die kleineren Nebentäler und -flüsse in meinem Arbeitsgebiet aus. Vgl. dazu Graf (2009) und Hantke (2011), sowie Örtle (1954) und Andresen (1964).

Das gesamte Gewässernetz kann als Überlagerung von drei Abflussregimen aufgefasst werden:

1. Das tertiäre Regime mit Bächen, die quer zur Hauptwasserscheide des Hörnlichuttfächers fließen und von randlichen Sammlern aufgenommen werden (Töss, Thur, evtl. Murg).
2. Das glaziale Regime, in dem Gletschervorstösse die lokalen Bäche abriegeln und Gletscherrand parallele Entwässerungsrinnen entstehen lassen.
3. Das interglaziale Regime, welches ein retour zum tertiären Regime darstellt, allerdings modifiziert durch veränderte Läufe der Thur als Basis des ganzen Netzes.

Weitere Ausführungen zur Entwicklung des Gewässernetzes werden bei der Besprechung der einzelnen Zeitabschnitte gegeben.

Deckenschottereiszeiten (Altpleistozän):

Die höheren (früher Günz) und tieferen (früher Mindel) Deckenschottereiszeiten füllen den Zeitraum von 2.5 bis 0.78 Mio. Jahren vor heute. Im Unterschied zu den jüngeren Beckeneiszeiten sind aus den Deckenschottereiszeiten keine glazialen Übertiefungen bekannt (Ellwanger et al. 2011). Das praktische Fehlen von kristallinem Material in den ältesten Deckenschottern deutet darauf hin, dass das St.Galler Rheintal anfangs noch verschlossen war und nur die lokalen Säntisgletscher ins Bodenseegebiet vorstießen. Auch das Bodenseebecken existierte damals noch nicht. Die Entwässerung erfolgte hauptsächlich nach Norden zur Donau (Ellwanger et al. 2011). In den jüngeren Deckenschottern steigt der Kristallinanteil markant an, so dass Rheingletschervorstöße durch das St.Galler Rheintal angenommen werden dürfen. Gleichzeitig verlagerte sich die Entwässerung immer mehr Richtung Westen zum Hochrhein hin.

Gesicherte Relikte aus den frühen Eiszeiten sind im engeren Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des „Heidschotter“ nicht vorhanden. Die vorstossenden Gletscher haben dabei die oben beschriebenen mehrheitlich S – N verlaufenden Täler als Leitlinien benutzt. Die Murg könnte dabei als randglaziale Entwässerungsrinne entstanden sein, wodurch sich im Raum zwischen der Kammlage des Hörnlischuttfächers und der Thur neue Nebenwasserscheiden und Täler bilden konnten (vgl. Abb. 5c). Wegen der hohen Lage des Terrains stiessen die Gletscher wohl mehr aus Süden als aus Osten vor. So weisen die Älteren Deckenschotter aus der Günz-Eiszeit im Raum Schaffhausen bis zu 99% alpine Karbonatgerölle auf (Hantke 1981). In der Mindel-Eiszeit steigt der Kristallinanteil in den jüngeren Deckenschottern etwas an. Mit zunehmendem Einfluss des Rheingletschers gegenüber dem Thurgletscher entstanden vermehrt E – W gerichtete randglaziale Entwässerungsrinnen. Örtle (1954) nennt die folgenden Rinnen: Affeltrangen – Matzingen – Aadorf – Elgg (Lauche – Eulach), Henau – Wil (auch Oberuzwil – Schwarzenbach – Wil) – Sirnach – Eschlikon – Ettenhausen – Elgg und Dussnang – Bichelsee – Rüetschberg – Hofstetten. Hantke nimmt schon in der Günz-Eiszeit Eisvorstöße durch das Thurtal und die Talung St.Gallen – Gossau an. Keller und Krays (1999) schliesslich erwähnen ein älteres Entwässerungssystem von St.Gallen über Gossau, Uzwil und Wil zum heutigen unteren Murgtal und vermuten seine Entstehung in der Mindeleiszeit. Möglich ist ferner, dass diese Talanlagen durch tektonische Ereignisse beeinflusst wurden (Verwerfungen im Thur- und Lauchetal).

Der „Heidschotter“ wurde schon von Wegelin und Gubler (1928) als Deckenschotter bezeichnet. Hantke (1980) und Müller (1982) glaubten dagegen, dass er vom vorrückenden Würmgletscher gebildet wurde. Keller und Krays nehmen ihrerseits die Deckenschottertheorie wieder auf und verbinden den „Heidschotter“ mit dem „Tannenbergschotter“ und dem „Ätschbergschotter“ nordwestlich von St.Gallen. Diese Ablagerungen passen bei einem Gefälle von ca. 0.5% mit den Deckenschottern im Raum Schaffhausen zusammen. Die Autoren postulieren dabei einen Eisrand des Rheingletschers auf einer Linie St.Gallen – Wil, wobei die drei Schotter auf vom Eis umflossenen Molassehorsten abgelagert worden wären. Hantke und Wagner (2003) und Hantke (2011) fassen den Heidschotter als Mittelmoräne auf. Ihr Modell basiert allerdings darauf, dass in allen Eiszeiten Mittelmoränen auf denselben Linien gebildet worden wären und entsprechend die gleiche oder zumindest eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen sollten. Die benachbarte Probe 83 aus der jungen Moräne, die Hantke und Wagner ebenfalls dieser Mittelmoräne zuordnen, weist aber ein ganz anderes petrographisches Spektrum auf.

Aufschluss Waldhof nach Wegelin und Gubler (1928):

- 0.2m Humus
- 2.7m ‚Nagelfluhfels‘ (Deckenschotter)
- 1.4m sandiger Lehm (Grundmoräne)



Abbildung 6a Heidschotter bei Waldhof (2014)



Abbildung 6b Detailaufnahme aus dem Heidschotter



Abbildung 6c Appenzeller Sandstein

Handstück aus der Kiesgrube Steinenbach bei Ebnat Kappel (Typuslokalität des Appenzeller Sandsteins, 727°900/235°100): Gelblich anwitternder innen bläulicher Kalksandstein aus der subalpinen Molasse (USM).

www.stefanbolz.ch/index_hm_files/Aufschluss_030_Heid.pdf

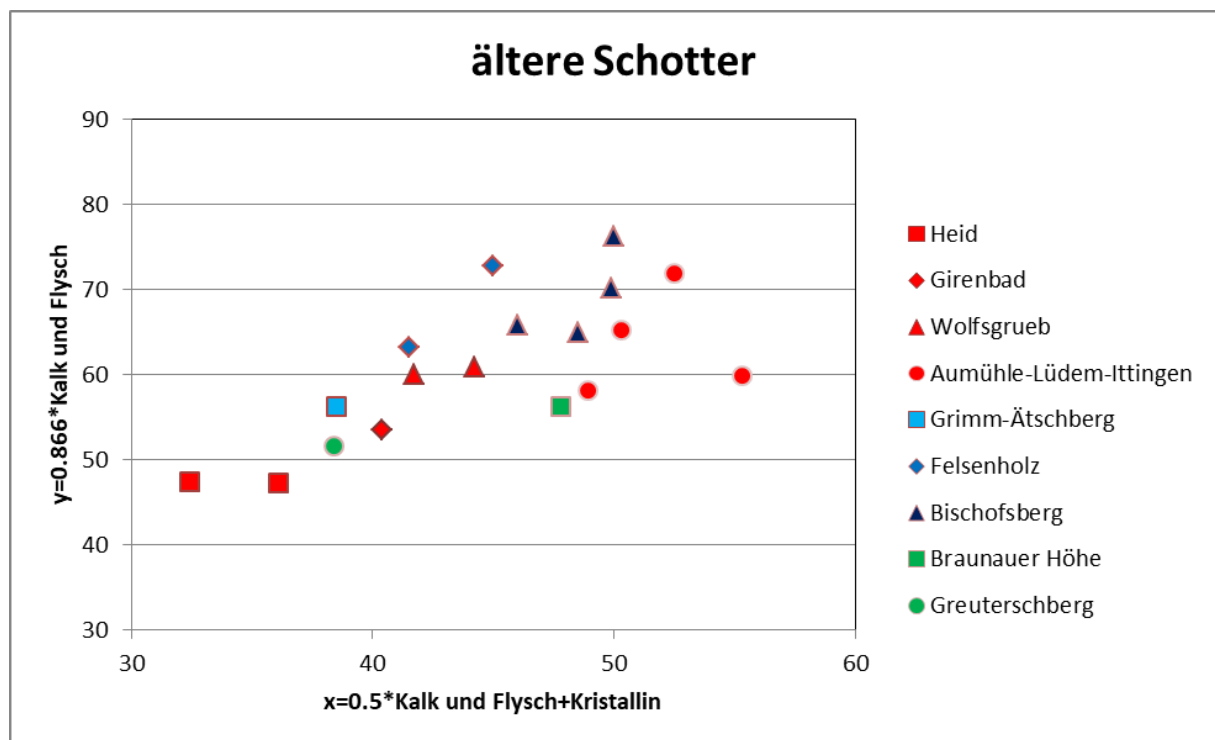
Der „Heidschotter“ ist in einem kleinen Aufschluss bei Waldhof (723°245/261°520, 745m) sichtbar. Er ist hart und stark verkittet, so dass Gerölle nur mit dem Hammer herausgeschlagen werden können. In einer sandigen Grundmasse enthält er Gerölle und Blöcke von teilweise über 50cm Durchmesser (vorwiegend ‚Appenzeller Sandstein‘ aus der unteren Süsswassermolasse, Hofmann (1993)). Die Gerölle sind zumeist relativ schlecht zugerundet und schlecht sortiert. Die Geröllprobe 21 stammt aus der Grundmoräne, während die Probe 82 aus Bruchstücken des Deckenschotters gewonnen wurde. Wegelin und Gubler (1928) kartierten den Heidschotter aufgrund von Steilborden, die von beiden Seiten des Aufschlusses bei Waldhof ausgehen. An diesen Steilborden war der Deckenschotter seinerzeit an zwei weiteren Stellen aufgeschlossen, wobei im südlichen Aufschluss wie bei Waldhof feinkörnige nach Süden fallende Grundmoräne unter dem Deckenschotter lag.

Ein weiteres Vorkommen von Deckenschotter liegt etwas höher zwischen Oberheid und dem Reservoir auf der Heid. Während bei Oberheid ähnliche Sedimente wie bei Waldhof anstehend waren (Wegelin und Gubler 1928), kamen beim Bau des Reservoirs grobe, aber gut gerundete Schotter zum Vorschein (Näf 2007). Auch diese Schotter lassen sich durch Steilborde in der Landschaft verfolgen und abgrenzen. Am Fuss der Borde fanden Wegelin und Gubler auch immer wieder Trümmer aus dem typischen Material des Deckenschotters. Wegelin und Gubler (1928) fanden solche Trümmer auch am Südosthang der Braunauer Höhe und interpretierten diese als verschleppte Erratiker. Bei einer Begehung habe ich allerdings

auf der Braunauer Höhe eine ähnliche, längliche, in Fließrichtung des würmzeitlichen Gletschers geformte Struktur gefunden. Wie auf der Heid wird sie von Steilborden begleitet. Am nördlichen Steilbord habe ich auch einen grösseren Block aus Appenzeller Sandstein gefunden. Es ist also durchaus denkbar, dass sich auch auf der Braunauer Höhe ein Relikt von Deckenschotter befindet, von dem die Trümmer stammen könnten. Die Probe 147 stammt vom südlichen Steilbord und weist einige Gemeinsamkeiten mit der Probe 82 auf (viel subalpine Molasse und Grünsandstein aus der Garschella Formation), aber auch Unterschiede (hoher Kristallinanteil). Die genaue Abgrenzung dieser Deckenschottervorkommen wird dadurch erschwert, dass sie meistens von letzteiszeitlicher Grundmoräne bedeckt sind. Die Probe 147 enthält wahrscheinlich Zuschüsse aus der hangenden Moräne.

Die folgende Grafik zeigt die petrographische Zusammensetzung des „Heidschotters“ und des „Girenbadschotters“, sowie der vermutlich jüngeren Schotter von Wolfsgrub, Aumühle, Lüdem, Winkel und Ittingen (alle rot), Greuterschberg und Braunauer Höhe (grün). Zum Vergleich wurden die Werte für die ältesten Schotter (blau) aus Hipp (1986) und die entsprechenden eigenen Proben (139, 140) ergänzt: Grimm-Ätschberg (hellblau), Felsenholz (mittelblau), Bischofsberg (dunkelblau).

Petrographische Aufteilung des Heidschotters im Vergleich mit anderen älteren Schottern.



Ausschnitt aus der Dreiecksdarstellung der älteren Schotter (obere Spitze: Kalk und Flysch und Kieselkalk, linke Spitze: Molasse, rechte Spitze: Kristallin und andere)

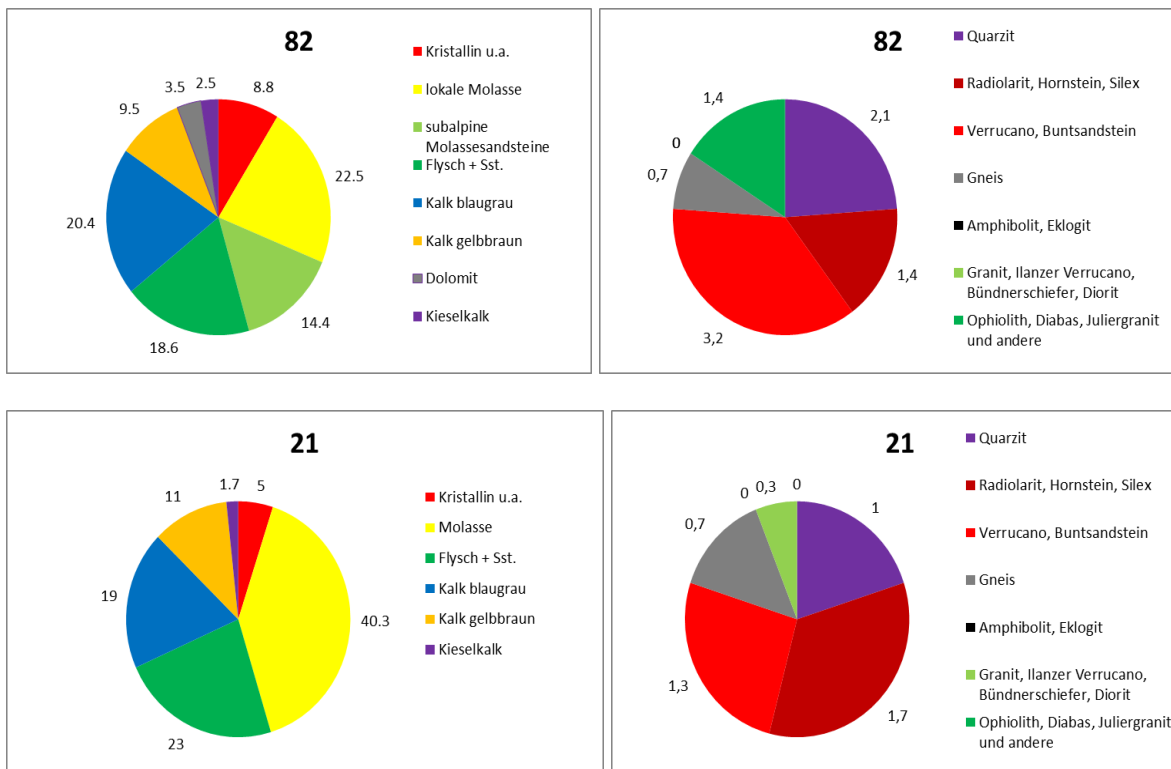
Zieht man zur Analyse noch die Aufteilung der Gruppe „Kristallin und andere“ bei, kann man folgende Feststellungen treffen:

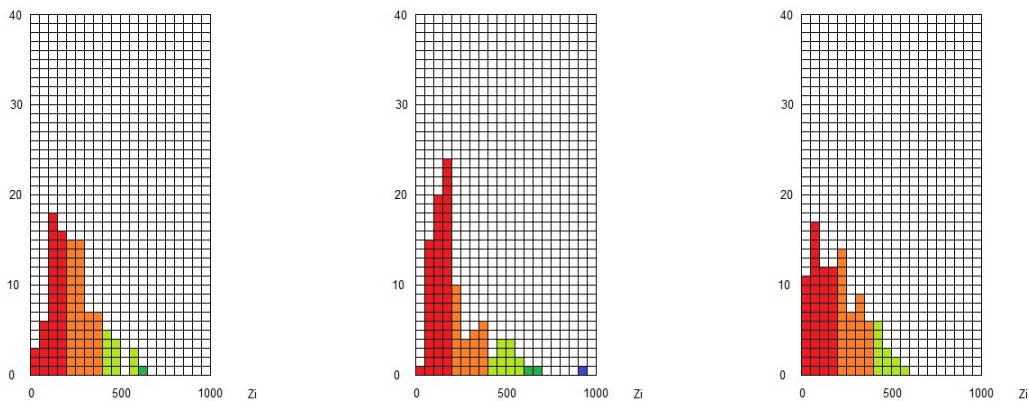
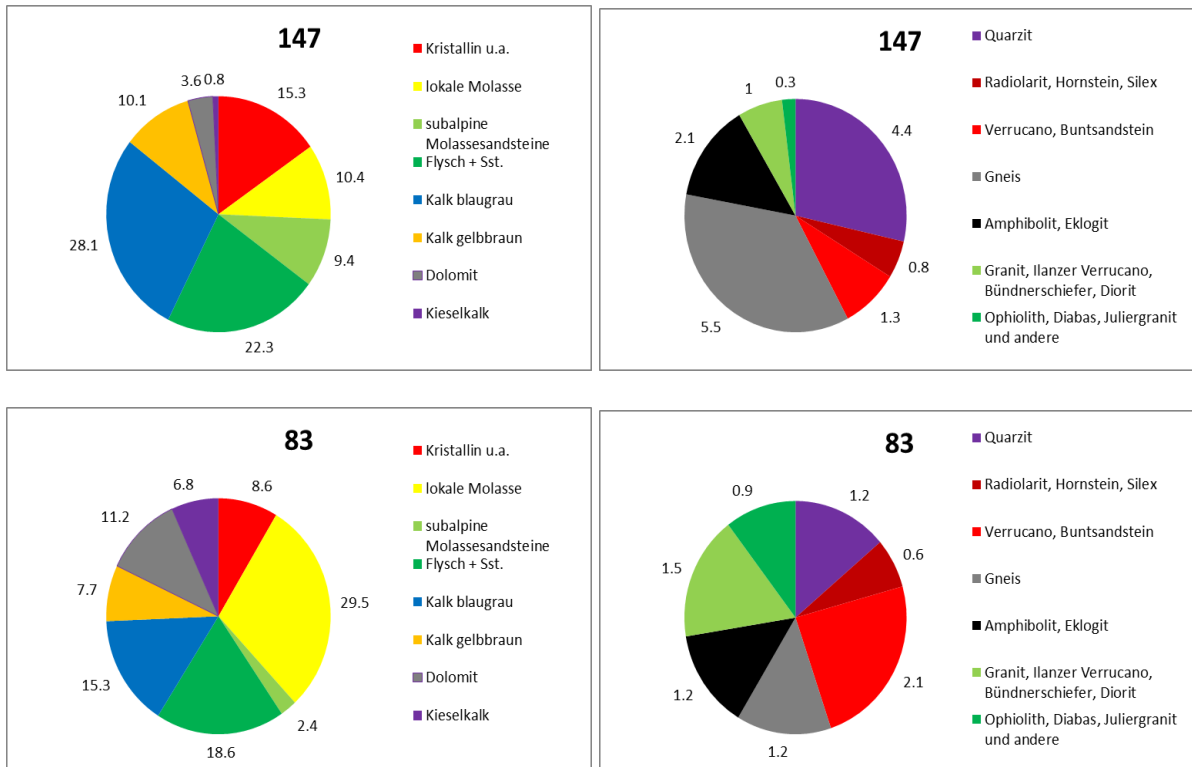
- Von den ältesten Schottern aus Hipp (1986) ist derjenige von Grimm-Ätschberg dem „Heidschotter“ am ähnlichsten. Es scheint, dass sich mit zunehmendem Alter der Ablagerungen der Molasseanteil erhöht. Demnach wäre der „Heidschotter“ der älteste in der Reihe. Allen älteren Schottern ist der geringe Anteil an Kristallin gemein.
- Der „Heidschotter“ unterscheidet sich deutlich von den übrigen möglicherweise älteren Schottern aus meinem Arbeitsgebiet. Die Schotter von Mettlen, Stettfurt und

Fridtal passen nicht zu den älteren Schottern und sind wohl als letzteiszeitliche Bildungen zu betrachten.

- Der „Heidschotter“ weist grosse Ähnlichkeiten mit den Proben aus dem Thur- und Murgtal, sowie aus der Littenheidrinne auf, während er sich klar von allen typischen Rheingletscherschottern unterscheidet.

Aus diesen Ergebnissen ist mit grosser Wahrscheinlichkeit auszuschliessen, dass es sich beim „Heidschotter“ um einen würmzeitlichen Vorstossschotter handelt. Eine eisrandnahe Schüttung als Äquivalent zu den jüngeren Deckenschottern darf dagegen als ziemlich wahrscheinlich angenommen werden. Im Unterschied zu Keller und Krayss glaube ich aber eher an eine Schüttung aus Süden, also vom Thurgletscher. Eine solche Bildung ist wohl nur in einer Zeit möglich gewesen, als die Entwässerungsrinne St.Gallen – Wil – Frauenfeld noch nicht existierte oder sie vom Thur-/Sittergletscher eingenommen wurde und nicht vom Rheingletscher. Aufgrund des niedrigen Kristallingehaltes und der Höhenlage stellt auch Hofmann (1993) den Heidschotter in die Mindeleiszeit, schliesst aber auch ein risszeitliches Alter nicht aus. Auch die an zwei Stellen am Südrand auftretende Grundmoräne unter dem eigentlichen Deckenschotter deutet auf einen Eisvorstoss von Süden hin. In einer Analyse, die sich allerdings allein auf die Höhe der Basis der Deckenschotter stützt, kommen Heuberger und Naef (2014) zum Schluss, dass es sich beim Heidschotter, dem Girenbadschotter und sogar beim Schotter von Wolfsgrueb auch um höhere Deckenschotter handeln könnte.





Zurundungsindices der Proben 82 (Zi: Median = 223), 147 (Zi = 179) und 83 (Zi = 192)

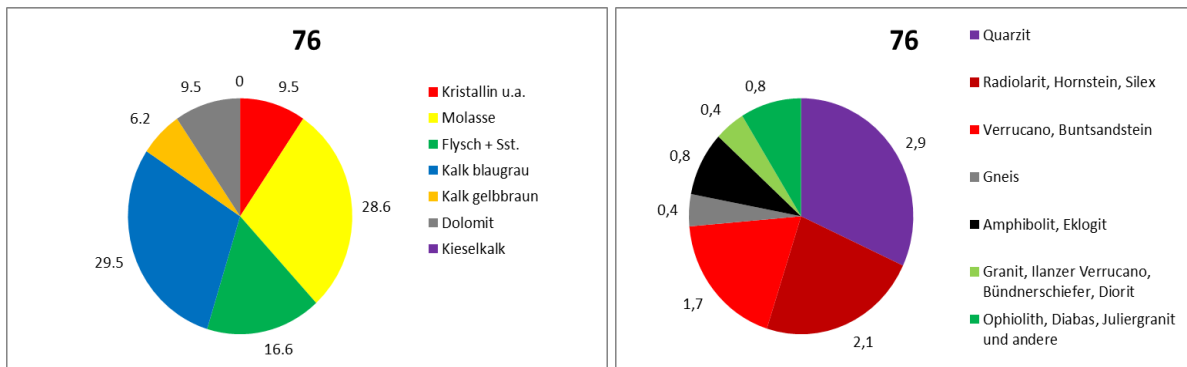
Neben den schon erwähnten Sedimenten im Osten könnte auch der weiter westlich gelegene Girenbadshotter mit dem Heidschotter in Verbindung gebracht werden (Wildberger et al. 2011). Etwa zwei Meter dieses Schotters sind in einem kleinen Aufschluss auf einem wallartigen Hügel sichtbar (706'200/257'200, 770m). Es handelt sich um einen stark verkitteten schlecht sortierten Schotter mit mässig gerundeten Komponenten, welche einen Durchmesser von durchwegs unter 10cm aufweisen. Die Matrix besteht aus Sand und Feinkies (viel Quarzit und Radiolarit enthaltend). In ihr 'schwimmen' die gröbereren Komponenten, die häufig von einer Calcithaut überzogen sind. Hohlräume in der Matrix zwischen den Kieselsteinen sind nicht selten. Ein Vergleich der Probe 76 aus diesem Schotter mit den Proben aus dem Heidschotter ergibt einige Gemeinsamkeiten: Beide Proben weisen einen hohen Molasseanteil auf, der ausschliesslich aus Sandsteinen besteht, während Nagelfluhgerölle völlig fehlen. Das muss natürlich nicht heissen, dass es diese nicht gibt, aber sie müssen zumindest durch einen langen Transportweg soweit poliert worden sein, dass sie

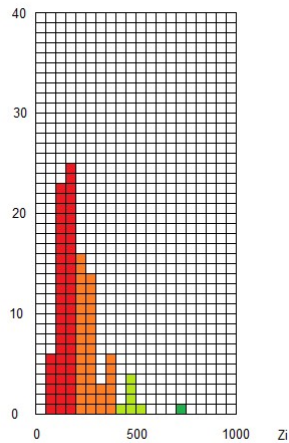
nicht mehr als solche erkennbar sind. Auch die Zusammensetzung der Kristallingruppe ist bei beiden Proben sehr ähnlich. Eine weitere Gemeinsamkeit ist die Lage der Schotter auf einem Wall (Mittelmoräne?), dagegen enthält der Girenbadshotter keine grösseren Blöcke.

www.stefanbolz.ch/index_htm_files/Aufschluss_029_Girenbad.pdf



Abbildung 6d Gerölle mit Hohlräumen aus dem Girenbadshotter (‘löchrige Nagelfluh‘)





Zurundungsindices der Probe 76 (Zi: Median = 192)

Sowohl beim Heid- als auch beim Girenbadshotter deutet die Verteilung der Zurundungsindices auf eine relativ homogene Zusammensetzung der Gerölle hin, beide enthalten also entweder kaum aufgearbeitetes Material oder bestehen vorwiegend aus solchem. Die Aufteilung der Gruppe „Kristallin und andere“ lässt eine Herkunft aus aufgearbeiteter Molasse als wahrscheinlich erscheinen, da die Proben sehr viele rote Gerölle (Radiolarit und Verrucano) und ebenfalls viel nichtmetamorphen Quarzit enthalten. Die schlechte Zurundung der Gerölle deutet allerdings auf eine eisrandnahe Bildung hin.



Abbildung 6e Girenbadshotter (2013)

Hochterrasseneiszeiten (Mittelpleistozän):

Spätestens in der Warmzeit vor der grössten Eiszeit, veränderte sich das Relief in der Nordostschweiz („grosse Ausräumungsphase“ nach Keller und Krays). Durch die Tieferlegung der Erosionsbasis im Raum Schaffhausen bekam die Entwässerung Richtung Westen zum Rhein gegenüber der älteren zur Donau hin endgültig Oberhand. Dadurch wurden die Ost – West gerichteten Täler des Rheins und der Thur angelegt, die von den folgenden Gletschervorstössen als Leitlinien benutzt wurden, welche wiederum zur Bildung der stark übertieften Becken im Bodenseeraum und im unteren Thurtal führten. Dies bewirkte, dass der Rheingletscher von da an das Untersuchungsgebiet vom Bodenseebecken aufsteigend aus nordöstlicher Richtung erreichte und wiederholt südlich von Wil auf das Eis des von Süden vorstossenden Thurgletschers stiess. Zwischen den beiden Gletschern entstanden Ost – West gerichtete Entwässerungsrinnen. Diese Entwicklungen ermöglichten ab diesem Zeitraum das Umbiegen der Thur, die vorher durch das heutige Murgtal zum Seebachtal floss, bei Wil nach Osten (Örtle 1954, vgl. Abb. 5c und 7a). Keller und Krays (1999) zeichnen entsprechende Rinnen im Thursystem, in meinem Untersuchungsgebiet hauptsächlich diejenige von Matzingen über Wil nach Henau und weiter südlich an Bischofszell vorbei Richtung Bodensee, sowie diejenige im Lauchetal. Beide sind durch Terrassen in der Molasse sowohl im Gelände, als auch in Bohrungen nachvollziehbar. Auch bei Aadorf entstanden neue Entwässerungstäler nach Nordosten (Schindler 1978). Möglicherweise hat auch die Murg diese Ostablenkung mitgemacht und ist zeitweise durch das heutige Lauchetal nach Nordosten zum neuen Thurtal bei Weinfeldern geflossen. In den Warmzeiten bildeten sich in den Becken grosse Seen, während die Entwässerungsrinnen entweder von den Flüssen weiterbenützt oder zu Trockentälern wurden (Vgl. Abb. 7b).



Abbildung 7a Entwässerungssystem vor den Hochterrasseneiszeiten.
Aus Müller (2010)

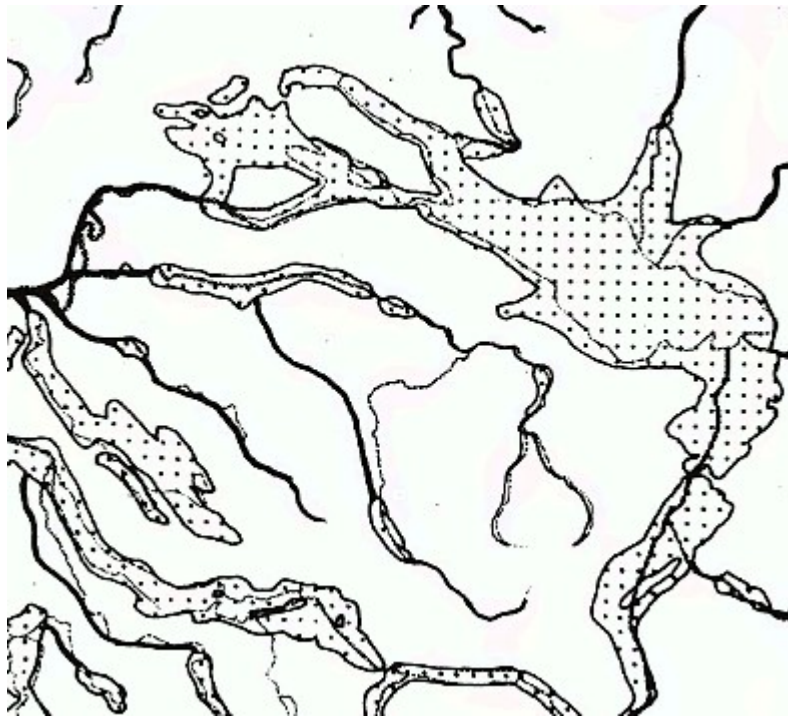


Abbildung 7b Seebildung in den zuvor ausgekolkten Becken im Riss/Würm-Interglazial.
Aus Hantke (1981)

Wie schon bei der Rekonstruktion der Oberfläche angedeutet, können für den ca. 650'000 Jahre dauernden Zeitraum des Mittelpleistozäns mit mindestens sechs Kaltzeiten diverse Erosionsformen (Gipfel, Sättel und Terrassen) als Indizien herangezogen werden, dagegen wurden in meinem engeren Untersuchungsgebiet bisher keine gesicherten Sedimente aus den Hochterrasseneiszeiten gefunden. Lediglich am südwestlichen Rand befinden sich ein paar Grundmoränenreste, die aufgrund ihrer Höhenlage nicht dem Würm zugeordnet werden können. In der Kiesgrube Wolfsgrubeb sind die einzigen bekannten Schotter aufgeschlossen. Andresen (1964) beschreibt den Aufschluss wie folgt:

Wolfsgrubeb (711'250/255'050, 810m):

- 1m grober Schotter, horizontal geschichtet, mit Blöcken (Molassesandstein, Nagelfluh, helvetische Kalke)
- 0.2m Sandband
- 1m mittelkörniger Schotter, horizontal geschichtet
- 1,5m Deltaschrägschichtung gegen Norden, leicht verkittet

www.stefanbolz.ch/index_htm_files/Aufschluss_027_Wolfsgrubeb.pdf



Abbildung 8a Kiesgrube Wolfsgrueb (2011)

2011 habe ich dieselbe Kiesgrube in folgendem Zustand angetroffen:

Nordteil:

- 1m braune grobe Kiessande, leicht gegen Norden einfallend, im Norden horizontal, im Süden bis 1.5m, mit einzelnen Blöcken
- 0.5m graue Kiese mit Sand, horizontal, gegen Süden etwas mächtiger
- 1.5m braune Kiessande wie oben, mit Blöcken und schmalen Schichten von grauem Kies, v.a. gegen Süden leicht verkittet -> Geröllprobe 129

Südteil:

- 1.5m Fortsetzung der untersten Schicht des Nordteils, mehr graue Kiese, grosse Blöcke, im oberen Teil stark verkittet, etwas Feinanteil in den braunen Schichten, unten schräg abgeschnitten
- 0.5m graue Kiese, wenig verkittet, gegen Norden auskeilend
- 1m brauner Sand mit Kies und Feinanteil, nicht verkittet -> Geröllprobe 52

Am Eingang zur Kiesgrube liegen einige grössere Erratiker, hauptsächlich hellgraue Kalke und ein Molassesandstein.

Andresen (1964) deutet diese Ablagerungen als glazialen Stausee zwischen den zwei mit Eis gefüllten Tälern auf beiden Seiten des heutigen Grates. Die Entwässerung des südlichen Gletscherlappens führte demnach nach Norden.



Abbildung 8b Glaziale Hochebene südlich von Wolfsgrueb.
 Blick Richtung Hörnli, im Hintergrund links: Churfirsten und Speer.

Blickt man von oberhalb Rengerswil nach Süden (vgl. Abb. 8b), so fällt einem eine grasbedeckte Hochebene auf, in die sich bewaldete Kerbtäler einschneiden. Auch gegen Norden bietet sich ein ähnlicher Anblick, nur sind dort im Kessel von Steig-Brenngrütli die Formen durch einen würmzeitlichen Eisvorstoss stärker überprägt worden. Die Hochebenen auf 770 bis 790 M.ü.M. werden gegen Westen durch halbrunde Wasserscheiden auf über 800 M.ü.M. abgeschlossen, die in den grössten Eiszeiten teilweise zu Rundhöckern zerlegt wurden. Man kann sich gut vorstellen, dass diese Hochebenen, die höher liegen als der maximale Eisrand der letzten Eiszeit, von Osten her vom Gletscher überfahren wurden, ohne dass dieser die hochgelegenen Gräte im Westen in diesem Stadium überschreiten konnte. Ähnliche Formen werden wir bei der Besprechung des ersten Rückzugshaltes der Würmeiszeit im Gebiet von Kirchberg antreffen. Wie dort befinden wir uns hier im Grenzgebiet zwischen Rhein- und Thurgletscher, wo der kleinere Thurgletscher vom grösseren Rheingletscher abgedrängt und abhängig vom Relief in mehrere kleinere Lappen aufgeteilt wurde. So entstanden auch die zwei Lappen im Habbachtal und im Kessel von Steig-Brenngrütli. Dass es sich dabei um Eis des Thurgletschers handelte, ist aus der Zusammensetzung des Erratikums ersichtlich. Die grossen Blöcke sind vollständig kristallinfrei, während die Schotter einen kleinen Anteil an Rheingletschermaterial enthalten, aber viel weniger als alle Proben aus dessen Einflussgebiet (vgl. Proben 52 und 129, auch Andresen erwähnt Amphibolite im Schotter. Hofmann (1993) vermutet hauptsächlich aufgearbeitete Molassegerölle.). Da das Habbachtal gegen Westen von einer hohen Wasserscheide abgeschlossen wird, konnte die Entwässerung des südlichen Lappens nur nach Norden über Wolfsgrueb erfolgen. Von dort musste das Wasser dem Eisrand des nördlichen Lappens entlang nach Nordwesten weiterfliessen. Bei Brenngrütli und nordöstlich von Lehrüti

konnten die Schmelzwässer beider Lappen den Grat auf knapp 780m überwinden und in gerader Linie zum untersten Abschnitt der heutigen Rinne Bichelsee-Turbenthal fliessen.

Die Grenze zum Rheingletscher ist vermutlich noch weiter nördlich etwa beim Punkt 811 bei Mettlen anzunehmen. Von dort floss der Rheingletscher weiter westwärts. Indizien für dieses Stadium sind die Übergänge bei Hüttstel (790m) und Schümberg (760m), sowie die Entwässerungsrinne Schümberg-Schlatt-Rörlitobel. Andresen erwähnt auch die auffällige Fläche von Ebni bei Hüttstel. Diese liegt aber mit 805m so hoch, dass sie wohl zu einem äusseren Stadium gehört. Zu diesem Zeitpunkt könnte der Thurgletscher bis zum Schauenberg vorgestossen und dort ebenfalls vom Rheingletscher nach Südwesten abgedrängt worden sein. Auch in dieser Gegend bildeten sich entsprechende halbrunde Kessel wie bei Wolfsgrub.

Der dominante Einfluss des Rheingletschers zeichnet sich in der Anlage der Entwässerungsrinnen an seinem Südrand ab. Bei entsprechenden Rückzugsstadien bildeten sich solche aus dem Raum Ötwill über Dussnang und Bichelsee nach Hofstetten, aus dem Raum Littenheid über Wallenwil und Ettenhausen nach Elgg, sowie aus dem Raum Wil über Sirnach und Eschlikon ebenfalls nach Ettenhausen und Elgg. Durch diese Rinnen flossen auch die Thur und die Murg zeitweise nach Westen (vgl. Abb. 5c).

Im untersten Murgtal sind zwei kleine Schotter erhalten geblieben, deren altersmässige Einstufung noch unklar ist, die aber möglicherweise in die Zeit der Hochterrasseneiszeiten gestellt werden können. Bei Aumühle (710'075 / 266'375, 450m, Probe 97) sind ca. 15m nagelfluhartig verkittete grobe Kiese mit Steinen und Blöcken bis 30cm Durchmesser aufgeschlossen. Der Schotter ist ziemlich schlecht sortiert. Die Gerölle scheinen in der sandigen Matrix zu schwimmen und weisen keinerlei Drucklösungsstellen oder andere Merkmale tertiärer Nagelfluh auf. Die Verkittung ist sehr unterschiedlich: Kiesreiche Lagen bilden erosionsresistente Knauer, daneben gibt es aber auch Partien mit lockerem feinkörnigem Material. Dieser Schotterrest lehnt sich im Süden an die Molassewand an, die westlich und östlich davon anstehend ist und wird von Grundmoräne überlagert.

Auf der Nordseite der Murg lehnt sich bei Lüdem ein ähnliches Schotterpaket an den Molassesporn des Hundsrücken an (710'075 / 266'775, 435m, Probe 98). Nach Müller (2014) handelt es sich dabei um einen älteren Schotter. Obwohl das Sediment nicht aufgeschlossen ist, lässt es sich doch gut erahnen, denn der Waldboden ist im besagten Bereich mit Kies übersät, während die hangende Grundmoräne auf dem Waldboden kein Kies, dafür einzelne Steine und Blöcke zeigt.

Müller (2013) vermutet einen Zusammenhang dieser Ablagerungen mit den in ähnlicher stratigraphischer Lage anzutreffenden Ittingen Schottern. Ich habe zu Vergleichszwecken je eine Geröllprobe aus dem Aumühle-, dem Lüdem- und dem Ittingenschotter (708'325 / 271'950, 445m, Probe 100) entnommen. Aus den petrographischen Analysen (siehe Kapitel am Schluss und Darstellung der älteren Schotter im obigen Kapitel) geht hervor, dass die drei Proben unter einander wesentlich ähnlicher sind als gegenüber den höher und südlicher gelegenen älteren Schottern. Am grössten ist die Übereinstimmung dabei noch mit den Proben vom Bischofsberg. Im Unterschied zu jenen Proben ist bei diesen allerdings der Anteil an kristallinen Geröllen und insbesondere an Leitgesteinen des Rheingletschers höher. Damit ist auch eine Korrelation mit den Rheingletscherschottern unter der Grundmoräne aus Hipp (1986) möglich. Morphologisch betrachtet besteht eine Ähnlichkeit zwischen dem Aumühleschotter und dem Kern des Bischofsberges (Hipp 1986), dagegen bestehen grosse Unterschiede zu den gut sortierten und geschichteten Ittingenschottern. Lüdem- und Ittingenschotter ist der hohe Anteil an Flyschgeröllen gemeinsam, doch trifft dies auch auf einige junge Schotter der Umgebung zu. Auch die Zusammensetzung der Gruppe Kristallin und andere deutet auf ein junges Alter aller drei Schotter hin insbesondere des Aumühleschotters. Sie weisen einen wesentlich höheren Anteil an Geröllen aus dem Vorderrheintal auf als alle älteren Schotter.

Wenn die Schotter von Aumühle wegen ihrer Verkittung einen alten Eindruck machen, so erstaunt doch ihre tiefe Lage praktisch in der Talsohle des Murgtales (vgl. nachfolgendes Profil). Das bedingt, dass sie auf jeden Fall jünger sind als die unterste Murgterrasse, die hier bei etwa 450m liegt. Andererseits sind sie sicher älter als die hangende Grundmoräne, welche die Terrassen und den Sporn des Hundsrückens bedeckt. Wenn man davon ausgeht, dass der heutige Durchbruch der Murg bei Aumühle ins Spät- oder gar Postglazial zu stellen ist (Müller 2014), so könnte der Schotter von Lüdem als Rinnenfüllung eines älteren direkteren Murglaufes verstanden werden. Da dieser Lauf nur unwesentlich höher oder sogar tiefer lag als der heutige, kann man sich schwer vorstellen, dass diese Rinne älter als das letzte Interglazial oder die vorletzte Eiszeit ist. Die chaotische Lagerung und das Vorhandensein grosser Blöcke im Schotter von Aumühle deuten auf eine katastrophale Ablagerung hin, etwa das plötzliche Auslaufen eines Stausees, vermutlich ausgelöst durch einen Rückstau an der Schwelle des Hundsrückens. Müller (2014) postuliert einen solchen Stausee im Spät- oder Postglazial, es ist aber sehr wahrscheinlich, dass früher auch weiter Murg aufwärts solche Stauseen existiert hatten (Krayss und Keller 1994). Hantke (2011) bezeichnet die Aumühleschotter als spätglaziale „Ausschmelzschotter“ (S.332), an anderer Stelle erwägt er aber auch ein Äquivalent zu den Ittingenschottern (S.330), da beide von Moräne bedeckt sind.



Abbildung 8c Aumühleschotter

www.stefanbolz.ch/index_hm_files/Aufschluss_061_Aumuehle.pdf



Abbildung 8d Ittingenschotter (Kiesgrube Grund bei Warth-Weiningen).



Abbildung 8e Vergleich zweier Blöcke von Aumühle- und Ittingenschotter.
Links Aumühleschotter, rechts Ittingenschotter aus der Kiesgrube Grund.

www.stefanbolz.ch/index_htm_files/Aufschluss_115_Grund.pdf

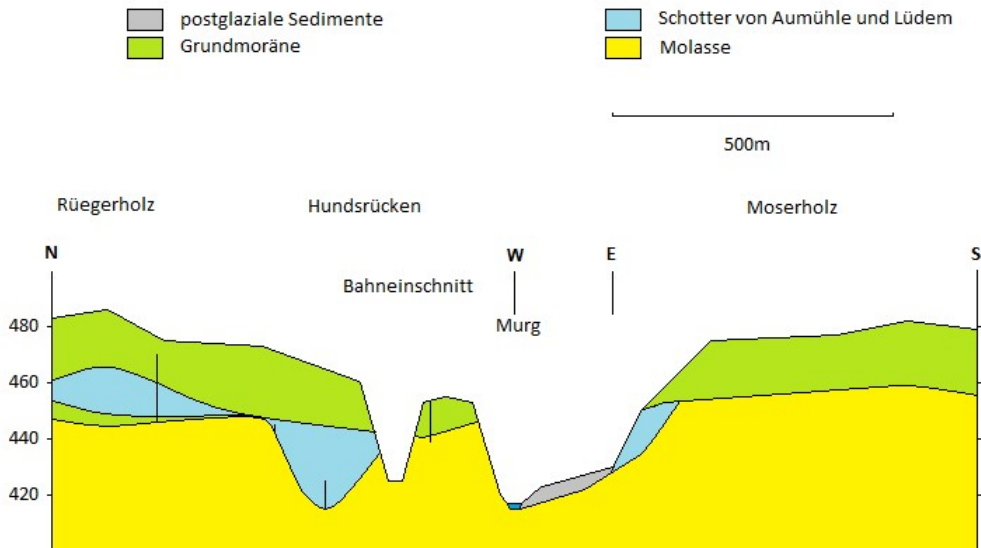


Abbildung 8f Profil durch das Murgtal bei Aumühle.

Im Raum Bischofszell liegen die beiden älteren Schotter vom Bischofsberg und vom Felsenholz. Diese Sedimente wurden von Hipp (1986) detailliert beschrieben, ich beschränke mich daher auf die zwei Aufschlüsse, aus denen ich zum Vergleich Proben entnommen habe. Den besten Einblick in den Bischofsbergschotter bietet die Kiesgrube bei 736°075 / 261°250, 590m:

15m unterschiedlich verkitteter Schotter, lockere Partien stark lehmig mit Steinen und Blöcken, harte Partien mit Feinmaterial (Lehm und Silt) verkittet, Kies allgemein sehr grob, schlecht sortiert, meist wirre Lagerung, aber einzelne Stein- und Block-Horizonte, ganz oben leichte Schichtung mit Wechsellagerung von Kies und Sand-Bändern, unten mehr stark verkittete Blockhorizonte, meist waagrecht, aber auch schräg gegen Westen fallend. -> Probe 139 im Ostteil auf 580m

www.stefanbolz.ch/index_htm_files/Aufschluss_165_Bischofsberg.pdf

Der Felsenholzschotter ist bei Hohlenstein 736°100 / 263°975, 580m gut einsehbar:

>10m Felswände von stark verkittetem Schotter mit Löchern (Name), leicht angedeutete horizontale Schichtung, oben eher gröber als unten, meist hellgrau bis weiss, bei starker Überdeckung durch Calcithäute auch dunkler. -> Probe 140 auf 570m

www.stefanbolz.ch/index_htm_files/Aufschluss_166_Felsenholz-Hohlenstein.pdf



Abbildung 8g Bischofsbergschotter



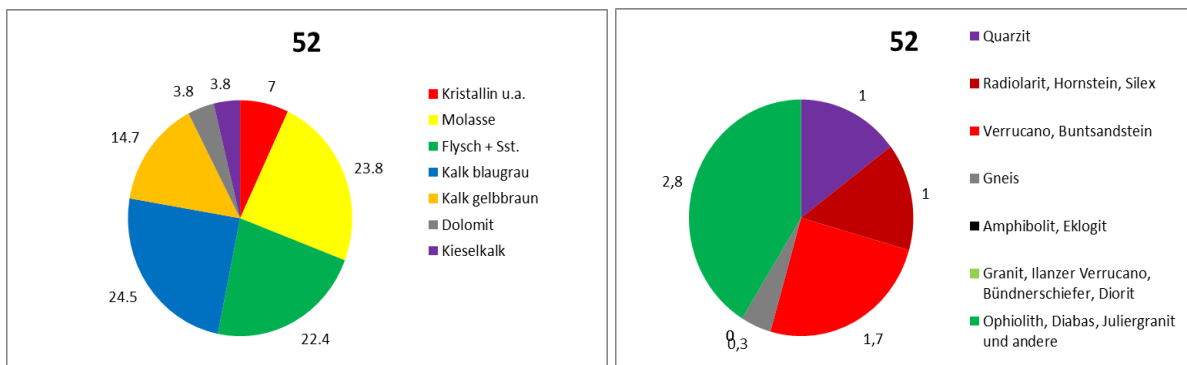
Abbildung 8h Felsenholzschatte

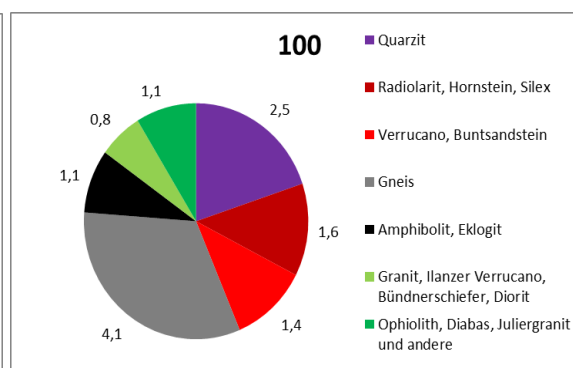
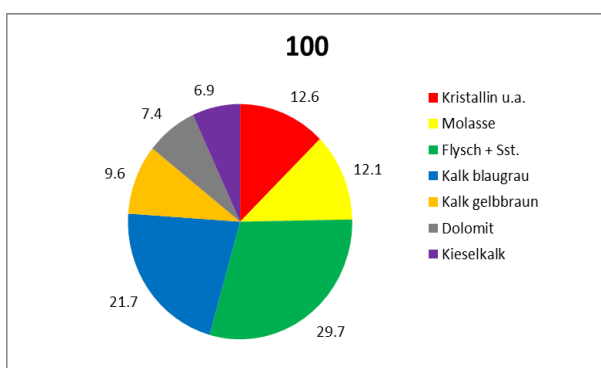
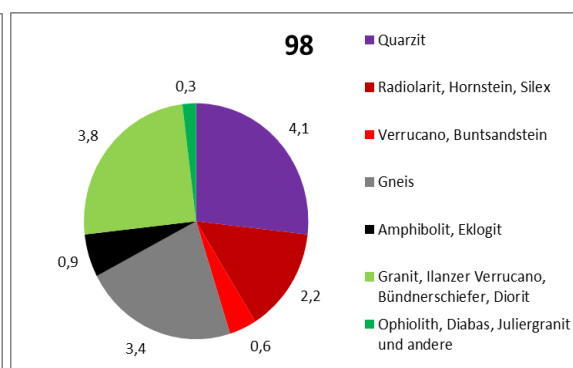
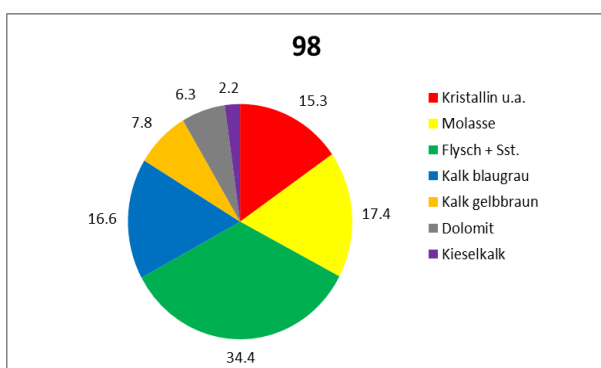
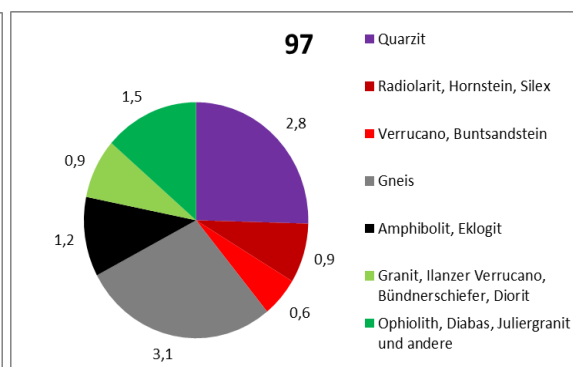
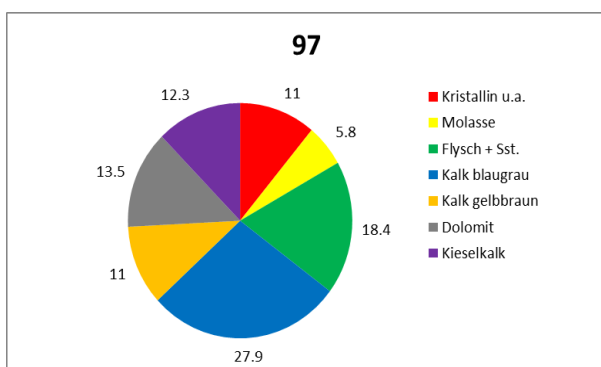
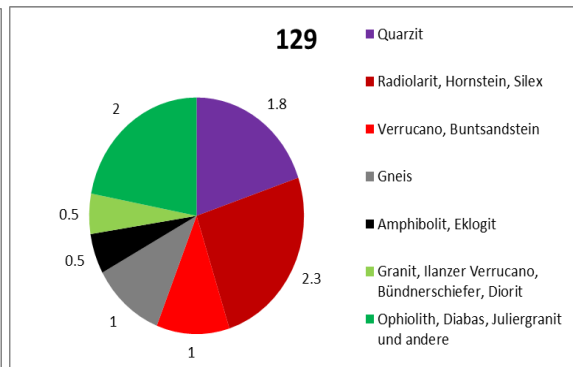
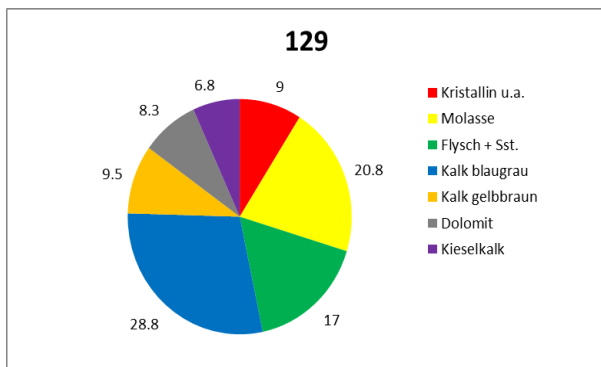


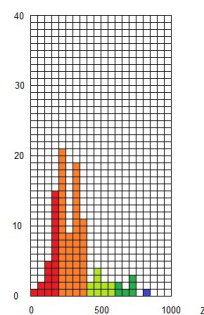
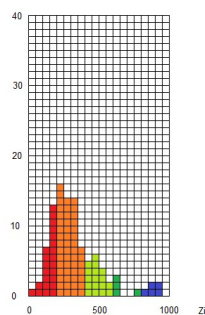
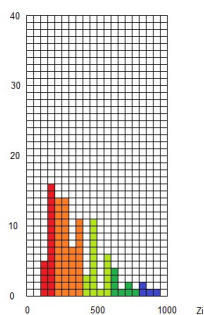
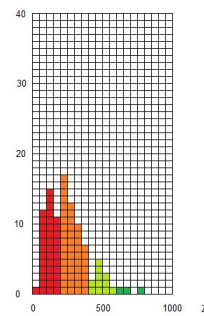
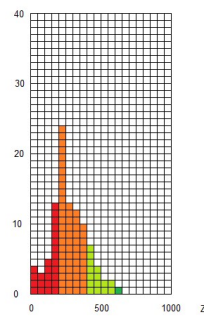
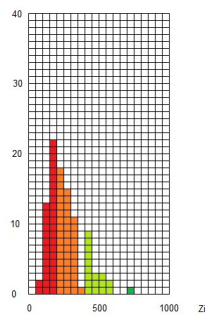
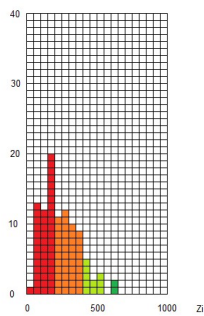
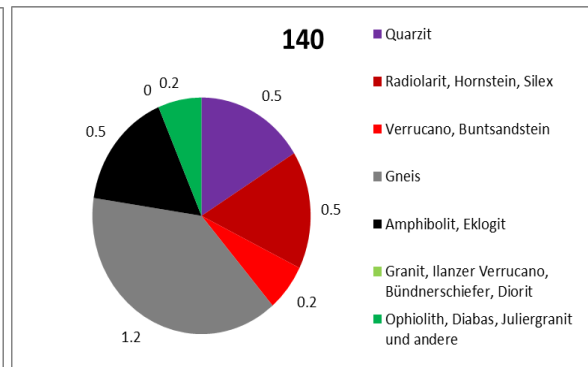
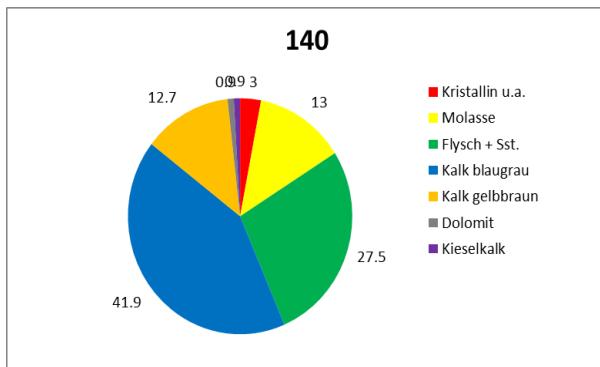
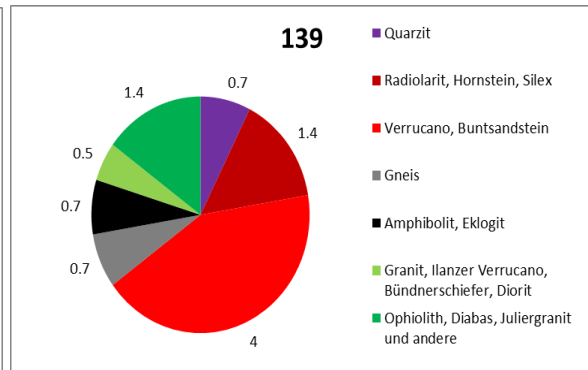
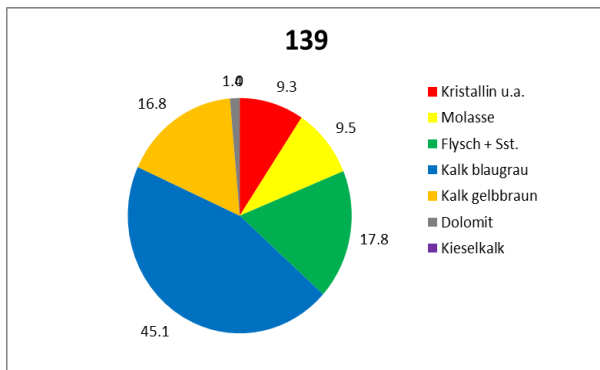
Abbildung 8i Vergleich zweier Blöcke von Bischofsberg- und Felsenholzschotter.
 Links Bischofsbergschotter, rechts Felsenholzschotterblock aus der Kiesgrube Freudenberg.

Hipp (1986) stellt die Auskolkung der tiefen Becken von Henau-Oberbüren und Gottshaus-Oberegg in die Risseiszeit. Entsprechend dürfte auch das Becken zwischen Wil und Henau im Zeitraum der Hochterrasseneiszeiten entstanden sein, am wahrscheinlichsten natürlich in der grössten Eiszeit, als die Region sehr wahrscheinlich vollständig im Akkumulationsgebiet des Gletschers lag und der Eisdruck am grössten war. Ebenso dürften in dieser Epoche das Becken bei Aadorf und möglicherweise weitere Hohlformen im Lauchetal und im Raum Münchwilen entstanden sein.

Am Westrand meines Arbeitsgebietes befinden sich einige Sedimente, die von früheren Autoren (Weber 1904, 1906 und 1924, Falkner 1910) der Hochterrasse zugeordnet wurden. In der geologischen Karte des Kantons Thurgau (1999) werden sie noch als „ältere Schotter“ bezeichnet. In diversen alten und einigen wenigen neuen Kies- und Baugruben kamen teils ziemlich unterschiedliche Ablagerungen in einer nicht sehr deutlich ausgeprägten Terrasse bis zu 40m über dem heutigen Talgrund beidseits der Eulach zum Vorschein. Weber (1904) und Falkner (1910) verbanden diese Terrasse mit den Schottern, auf denen Aadorf liegt und denjenigen östlich von Aadorf bis Waldegg. Wildberger und Frank (2011) unterteilten diese uneinheitlichen Sedimente und verknüpften sie mit anderen höher gelegenen Ablagerungen südlich des Eulachtales. Sie interpretierten diese als letzteiszeitlich, wenn sie auch ein höheres Alter nicht ausschliessen. Da auch meine Untersuchungen auf letzteiszeitliches Alter hindeuten, beschreibe ich die entsprechenden Aufschlüsse im nächsten Kapitel. Dasselbe gilt auch für die kleinen Schotterreste von Junkholz, Mesenriet und Winkel (Probe 150) südlich und westlich von Frauenfeld.







Zurundungsindices der Proben 52, 129, 97, 98 (oben) und 100, 139, 140 (unten)

Die petrographische Zusammensetzung zeigt, dass sich der Schotter von Wolfsgrub (Proben 52 und 129) deutlich von den drei nördlichen Proben (97, 98 und 100) und dem Bischofsbergsschotter (139) unterscheidet, indem der Kristallinanteil kleiner ist und in der Gruppe „Kristallin und andere“ die typischen Rheingletschergesteine fast vollständig fehlen. Am ehesten ist er noch mit dem Felsenholzsotter vergleichbar. Die Zurundungsindices von Aumühle (Probe 97) deuten auf kaum vorhandenes aufgearbeitetes Material hin, diejenigen von Wolfsgrub mit mehreren Modi dagegen dürften bedeutende Anteile von aufgearbeiteten

Geröllen aufweisen. Noch mehr aufgearbeitetes Material dürften demnach die Proben aus dem Lüdem- und insbesondere dem Ittingenschotter (98 und 100) enthalten, ebenso die Proben aus dem Osten (139 und 140).