

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 36 (1991)

Artikel: Glazialmorphologische Untersuchungen im Unterseegebiet = Research on glacial morphology in the Lower Lake of Constance area
Autor: Winzeler, Konradin
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-585507>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 05.02.2026

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

Mitt. natf. Ges. Schaffhausen **36**, 97 – 120 / Schaffhausen 1991

Glazialmorphologische Untersuchungen im Unterseegebiet

Research on Glacial Morphology in the Lower Lake
of Constance Area

Von Konradin Winzeler, Schaffhausen
Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Kartenbeilage

Inhalt

1. Einleitung
 - 1.1. Zielsetzung
 - 1.2. Landschaftliche Gliederung
 2. Arbeitsmethoden
 3. Geologischer Überblick
 - 3.1. Gesteinsaufbau
 - 3.2. Tektonik
 - 3.3. Vulkanismus
 - 3.4. Zur Entstehung des Bodenseebeckens
 4. Resultate
 - 4.1. Tertiäre Felsoberfläche
 - 4.1.1. Erhebungen
 - 4.1.2. Becken und Rinnen
 - 4.1.3. Rhein- und Ramsener Rinne
 - 4.2. Aufschlüsse
 - 4.2.1. Kiesgrube Gries
 - 4.2.2. Reutenen
 - 4.2.3. Kiesgrube Bälsteig
 - 4.2.4. Pfifersacker
 - 4.2.5. Schotterhügel nördlich Chollstatt
 5. Morphogenese
 - 5.1. Überblick
 - 5.2. Der Würmeiszeitliche Eisabbau im Unterseegebiet
 - 5.2.1. Gliederung
 - 5.2.2. Zeitliche Abgrenzung
 - 5.2.3. Beschreibung der Gletscherstände
 - 5.3. Postglaziale Umgestaltung der Landschaft
 6. Dank
- Anhang:
- Aufschlussverzeichnis
 - Verzeichnis der Bohrungen
 - Literaturverzeichnis
 - Kartenverzeichnis
- Beilage:
- Geomorphologische Karte des Unterseegebietes 1 : 50'000

Kurzfassung

Mit geomorphologischen Methoden werden die grösstenteils spätwürmeiszeitlichen Glazialformen und -ablagerungen des Unterseegebietes (Bodensee) gedeutet und mit einem Versuch einer Rekonstruktion des Eiszerfalls im ausgehenden Pleistozän in einen grösseren Zusammenhang gestellt.

Abstract

Using geomorphological methods, the author interprets the mainly late Würm period glacial forms and deposits found in the Lower Lake of Constance area, and links his analyses with an attempt at reconstructing the process of glacial decline towards the end of the Pleistocene.

1. Einleitung

1.1. Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit stellt im wesentlichen eine Zusammenfassung einiger Resultate meiner Diplomarbeit (WINZELER (1988)) dar, welche zwischen 1985 und 1988 unter der Leitung von Prof. Dr. G. Furrer und der Betreuung durch Herrn Dr. W. A. Keller am Geographischen Institut der Universität Zürich entstand. Die Diplomarbeit steht im Rahmen des Projektes "Geomorphologische Karte der Nordostschweiz" des genannten Institutes und hatte deshalb eine flächendeckende geomorphologische Kartierung und Beschreibung des Arbeitsgebietes zum Ziel.

Diese Arbeit soll dem an naturwissenschaftlichen Themen der Region Schaffhausen interessierten Leser Einblicke in einzelne Ergebnisse meiner geomorphologischen Studien im Unterseegebiet gewähren.

1.2. Landschaftliche Gliederung

Das Untersuchungsgebiet liegt um den Untersee und nördlich des daran anschliessenden Rheinlaufes (siehe Abb. 1).

Morphologisch betrachtet handelt es sich dabei um eine reich gegliederte, abwechslungsreiche Glaziallandschaft am Rand des pleistozänen Rheinvorlandgletschers.

Das Gebiet wurde vom Gletscher mehrmals überfahren und erhielt dadurch sein typisches Gepräge.

Durch die räumlich wechselnde Dominanz tertiärer und quartärer Ablagerungen zeigt es ein Mosaik von Einzellandschaften.

Im Süden bestimmen die durch tertiäre Ablagerungen gebildeten, zum Teil stark zertalten Höhen des Seerückens die Landschaft. Sie sind quartär überprägt, die quartären Ablagerungen sind jedoch nur sehr geringmächtig (einige Meter).

Nördlich schliessen das Bodenseebecken und die Flusslandschaft des Rheines an, in welchen Quartärablagerungen mit Mächtigkeiten bis etwa 200 m vorherrschen.

Im restlichen Gebiet wechseln sich Becken- und Moränenlandschaften und Molasserücken, beziehungsweise vulkanische Erhebungen ab. Durch die Anlage der Becken und diese verbindenden Quertäler tragen

die ehemaligen tertiären Hochgebiete heute als isolierte Berge daraus hervor.

So können die geomorphologischen Grossformen Molasserücken, Tuffkegel, End- und Grundmoränenlandschaften, Beckenfüllungen, pleistozäne Entwässerungsrinnen, See- und Flusslandschaft unterschieden werden. Abb. 2 zeigt deren räumliche Anordnung.

2. Arbeitsmethoden

Obschon eine genaue Beschreibung der einzelnen Arbeitsmethoden für die Interpretation von Daten und Befunden unerlässlich ist, werden sie in dieser Arbeit nur aufgelistet. Deren ausführliche Darlegung kann jedoch in WINZELER (1988) und teilweise in LESER (1977) nachgesehen werden.

Die verwendeten Methoden richteten sich vor allem nach der Problemstellung (Studie der Regionalen Geomorphologie), dem vorhandenen Quellenmaterial und den Möglichkeiten der Datenerhebung.

So kamen folgende Arbeitsmethoden zum Einsatz:

- **Literaturstudium**
- **Luftbildkartierung:** als Hilfe beim Erstellen der Feldkarte sowie zur Überprüfung der einzelnen Formen auf ihre Verbandsverhältnisse
- Auswerten von **Bohrresultaten:**
 - Erstellen einer Isohypsenkarte der Quartäruntergrenze
 - Gewinnung von Daten für die Kartierung und die genetische Interpretation
 - Erstellen von Profilen
- Auswerten von geologischen und topographischen **Karten:**
 - Erstellen einer Höhenschichtenkarte
 - Lagebestimmung und Ausdehnung geomorphologischer Formen
 - Rückschlüsse Geologie - Topographie
 - Kartengrundlage für die eigene Kartierung
- **Feldarbeit:**
 - Aufnahme von **Aufschlüssen**
 - **Kartierung** und **Verifizierung** von geomorphologischen Formen

- **Morphoanalytische** Untersuchungen:
 - **Geröllpetrographie:**
Gesteinsklassen nach HIPP (1986)
 - **Zurundungsgrad:**
Methode CAILLEUX (1945, 1952),
in: LESER (1977)
 - **Situmetrie**
- **Radiokarbondatierung**

3. Geologischer Überblick

3.1. Gesteinsaufbau

Wie Abb. 2 zeigt, sind im Untersuchungsgebiet nur tertiäre und quartäre Bildungen aufgeschlossen.

Die ältesten aufgeschlossenen Schichten gehören der Oberen Süßwassermolasse (OSM) an. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Nagelfluh und Sandsteine der Hörnlschüttung im Südosten, der Glimmersandschüttung aus den Ostalpen im mittleren Teil und fluvioterrestrische Mergel der Juranagelfluh-Schüttung im Nordwesten des Arbeitsgebietes.

Die Obere Süßwassermolasse ist vor allem am Schienerberg und am Seerücken in Steilstufen und Bachtobeln an vielen Stellen aufgeschlossen. Die Sandsteine sind weich, leicht erodierbar und neigen lokal zu Rutschungen. Die Nagelfluhen der OSM sind hart und stark verkittet. Sie werden bei ERB (1967) als "Geröllbank alpiner Herkunft" und bei HOFMANN und HANTKE (1964) als "Konglomeratstufe" bezeichnet. Für die Schüttung muss wohl ein katastrophales Ereignis im Alpenraum angenommen werden, liegen sie doch als eine Schüttung weit verbreitet zwischen den Sandsteinablagerungen.

Auf den Vulkanismus wird im Abschnitt 3.3. und auf die quartären Ablagerungen in Kapitel 4 speziell eingegangen.

3.2. Tektonik

Das Untersuchungsgebiet liegt am Rand des mittelländischen Molassetroges unmittelbar südöstlich des Tafeljuragebietes und teilweise im Senkungsgebiet des Hegaus.

Die Kalke aus der Jurazeit, welche im Tafeljura noch zutage treten, fallen zunächst unter einem Winkel von durchschnittlich 5° gegen

Südosten ein und tauchen anschliessend relativ steil in die Tiefe unter die Molasseablagerungen ab.

Nach SCHREINER (1974) treten als **Störungen** vor allem die Schienerbergverwerfung mit einer Sprunghöhe von über 50 m und die Randenerverwerfung, deren Ausläufer im Nordwesten des Untersuchungsgebietes noch nachgewiesen werden kann, in Erscheinung. Ausserdem konnten noch einige kleinere Verwerfungen nachgewiesen werden. Sie sind aber, so Schreiner, für das heutige Relief höchstens von minimaler Bedeutung, da ihre Verwerfungsbeträge zumeist schon am Ende des Tertiärs durch die Einebnung des damaligen Reliefs ausgemerzt waren.

H. SCHNEIDER (1976) sieht in meinem Gebiet eine isostatische Landhebung ähnlich derjenigen im fenno-skandischen Raum, allerdings mit viel geringeren Beträgen. Diese ist jedoch, sofern wirklich vorhanden, als reliefverändernde Krustenbewegung vernachlässigbar klein, da ihre Beträge im Millimeterbereich liegen.

3.3. Vulkanismus

Als **Ursache** für den Hegauvulkanismus kommen die allgemeine Abschiebungstektonik an herzynischen und rheinischen Linien, welche für die Senkung des Hegaugebietes verantwortlich sein dürfte, sowie verstärkte Hebung in den Alpen in Frage.

Bei den Störungen scheint es sich um Strukturen zu handeln, welche über den Schwarzwald mit dem Grabenbruch der Oberrheinischen Tiefebene in Verbindung stehen.

Petrographisch lassen sich im Hegau Deckentuffe, Phonolithe und Olivinmelilithite (Hegau-Basalte) unterscheiden.

Die **Deckentuffe** kommen sowohl als Einlagerung in der OSM, deken- oder plattenförmigen Ablagerungen, wie auch als Schlot- und Gangfüllungen vor.

Dabei variiert die Zusammensetzung recht stark. Es kommen hauptsächlich graue, betonartige; braune, bröcklige oder lehmig-weiche; ziegelrote, feinkörnige Gesteine, wie auch Bentonite und Tuffite vor.

Es wurden Deckentufflagen bis 100 m Mächtigkeit gemessen.

Die **Phonolith-Stöcke** dürften heute noch etwa ihre ursprüngliche Höhe haben, doch blieben sie bei ihrer Bildung ihrer hohen Viskosität wegen ungefähr 150 m unter der Oberfläche in der Sedimentdecke stecken. Dies erklärt ihre Ausbildung als Staukuppen.

Bei den **Hegau-Basalten** (petrographisch betrachtet sind es keine Basalte sondern Olivinmelilithite) handelt es sich um Schlotfüllungen, Gänge, Kraterfüllungen und kleine Deckenreste.

Die Basalte drangen bis zur Oberfläche. Die Schlotfüllungen dürften - wie dies am Höwenegg noch erkennbar ist - die nicht vulkanische Umgebung in einem Tuffkrater um ca. 30 bis 50 m überragt haben.

Stratigraphische Beobachtungen und physikalische Altersdatierungen ergeben für die vulkanische Tätigkeit im Hegau **Alter** von 15 bis 7 Mio Jahren.

3.4. Zur Entstehung des Bodenseebeckens

A. PENCK (1939) macht für die Entstehung des Bodenseebeckens tektonische Störungen, fluviatile Erosion und glaziale Auskolkung verantwortlich.

Da sich jüngere Autoren (z.B. HOFFMANN (1974); SCHREINER (1979); HANTKE (1980) über den Anteil der einzelnen Faktoren an der Ausbildung des Beckens nicht einig sind, sollen diese hier einzeln aufgelistet und besprochen werden.

a) Tektonik: Die Verwerfungen scheinen keine so zentrale Rolle gespielt zu haben, wie dies von älteren Autoren angenommen wurde. SCHREINER (1979), weist auf S. 75 darauf hin, dass zwar Verwerfungen existieren, diese jedoch die Schichten des Juras und des Tertiärs versetzten. Die altpleistozänen Deckenschotter dagegen ziehen praktisch ausnahmslos ihre Gefällslinie störungsfrei über alle älteren Verwerfungen - quer über die Becken - hinweg.

Die Tektonik dürfte aber insofern eine Rolle gespielt haben, als sie durch ihre Störungszonen der fluviatilen Erosion den Weg vorgezeichnet hat.

b) Fluviale Erosion: Schaut man sich den Rheinlauf an, fällt auf, dass er seine Nordrichtung beim Einfluss in den Bodensee abrupt verlässt und nach Westen umbiegt, diese Westrichtung bis Basel beibehält und erst dort wieder gegen Norden fließt.

Dieses Phänomen ist mit der Veränderung des pliozänen und altpleistozänen Gewässernetzes erklärbar: Durch die Auffaltung des Kettenjuras wurde die pliozäne Aare, welche bis dahin zur Donau entwässert hatte, gegen Westen umbogen und floss über den Sundgau dem Mittelmeer zu. Dadurch, vor allem aber durch das Überlaufen der Aare in den sich senkenden Oberrheingraben zu Beginn des Pleistozäns, wurde die Erosionsbasis im Gebiet des heutigen Hochrheins um ungefähr 200 bis 300 m tiefer gelegt. Der Alpenrhein, welcher gegen die Donau entwässert hatte, wurde gegen Westen umgelenkt. Diese Umlenkung hatte eine grosse Erosionsleistung zur Folge (PENCK, 1939;

SCHREINER, 1979). So liegen auf dem Schienerberg die höheren Deckenschotter auf 700 m, die Basis der Rinnenschotter (würmeiszeitliche Vorstoss-Schotter ?) bei Singen auf 350 m über Meer. Das entspricht einer vorwiegend fluviatilen Erosion von 350 m.

c) Glaziale Erosion: Die fluviatil angelegten Rinnen wurden durch die Gletscher ausgeweitet und übertieft. Die tiefste Stelle der Quartärbasis liegt im Obersee auf Meereshöhe, die Basis der quartären Rinnenschotter und damit der Felsoberfläche bei Singen jedoch auf 350 m über Meer. Für die untere Hälfte der Eintiefung können also keine Flüsse verantwortlich sein.

Da im Seebecken selbst keine quartären Ablagerungen als risseiszeitlich oder älter datiert werden konnten, bleibt ungewiss, welchen Kaltphasen welche Erosionsleistungen zuzuschreiben sind.

Zusammenfassung

Das Seebecken hat sich seit der Ablagerung der älteren Deckenschotter durch fluviatile und glaziale Erosion um bis zu 700 m eingetieft, wobei die Eintiefung entlang älteren Verwerfungslinien erfolgte. Dabei spielte sicher die Tieferlegung der Erosionsbasis der Aare im Westen gegenüber der Donau im Norden und die Umgestaltung durch die Gletschertätigkeit während des Pleistozäns eine wichtige Rolle.

4. Resultate

4.1. Tertiäre Felsoberfläche

Anhand von 100 Bohrresultaten war es mir möglich, die von A. SCHREINER (1968) erstellte Karte der Felsoberfläche im Hegau auf mein Untersuchungsgebiet zu erweitern und mit neueren Bohrungen zu aktualisieren. Die so rekonstruierte Quartäruntergrenze ist in Abb. 3 dargestellt.

4.1.1. Erhebungen

Im Süden des Arbeitsgebietes steht die tertiäre Felsoberfläche am Seerücken an Steilstufen direkt an, ist in vielen Bachtobeln aufgeschlossen und sonst nur sehr geringmächtig von quartären Ablagerungen bedeckt. So wird die Molasse bis zur Wasserscheide hinauf - meist unter Moränenbedeckung - in Sand- und Kiesgruben angetroffen (Bsp.: A₁₅, A₁₆, A₁₇, A₃₇, A₃₉, A₄₀; siehe Aufschlussverzeichnis im Anhang).

Im restlichen Gebiet wechseln sich tertiäre Erhebungen und tiefe, mit quartären Ablagerungen verfüllte, ausgedehnte Becken und Rinnen ab.

Im Norden treten die Berge Hohentwiel (Phonolith), Rosnegg (Deckentuffe), Galgen- und Hartberg (Molasse/Deckentuffe), sowie der Tuffschlot Junkersbühl zu Tage.

Im Nordwesten erheben sich der Buechberg und der Heilsberg. Beide bestehen im unteren Teil aus Kalkmergeln der Juranagelfluhschüttung, im oberen aus tieferem Deckenschotter und sind mit einer Grundmoränenschicht bedeckt.

Im zentralen Bereich sind es der Schienerberg, Rauhenberg und Rodenberg, welche mit ihrem tertiären Unterbau landschaftsprägend in Erscheinung treten.

4.1.2. Becken und Rinnen

Durch die Bohrungen in SCHREINER (1968), neueren Bohrungen (siehe Bohrkataster im Anhang) und Untersuchungen von G. KOZIOROWSKI (1986) belegt, zeichnen sich folgende Becken ab: Zeller-See, Gnadensee-, Untersee-Becken, Bohlinger und Singener Becken.

SCHREINER (1968, 1973, 1974 und 1982) konnte folgende eiszeitliche Rinnen nachweisen: Binninger-, Aach-, Schaffhauser, Markelfinger-, Ramsener und eventuell Reichenau-Mettneu- und Weiler Rinne.

Diese Befunde können mit neueren Bohrungen unterstützt werden, da sie sich zwangslos in dieses Becken- und Rinnensystem einfügen lassen.

Eine Ausnahme bildet jedoch das bei SCHREINER (1968, Abb. 3) angegebene tertiäre Hochgebiet mit einer Höhe von etwa 400 m ü.M. bei Oberholz-Leiten zwischen Ramsen und Arlen: Die Bohrungen 70 und 71 (siehe Bohrkataster im Anhang) belegen eine tiefliegende Tertiäroberfläche um 340 m ü.M., so dass eine Fortsetzung der Ramsener Rinne gegen Bohlingen oder gar das Singener Becken wahrscheinlicher erscheint, als ein Abschluss durch ein Hochgebiet. Diese Vermutung wird auch noch durch die Tatsache gestützt, dass die Ramsener Rinne und die Rheinrinne tiefer liegen, als früher vermutet wurde.

4.1.3. Rhein- und Ramsener Rinne

Aus dem Kantonalen Wasserwirtschaftsplan des Kantons Schaffhausen (BÜCHI & MÜLLER (1985, Blatt 3) ist ersichtlich, dass unter der Schotteroberfläche um Ramsen bis in grosse Tiefen sandig-lehmige Schichten (Seebodenablagerungen) vorhanden sind. Bohrungen für die ARA Bibertal-Hegau und Sondierungen westlich von Buch haben bis in 50 resp. 70 m Tiefe nur quartäre Schichten erbohrt. Daraus ergibt sich eine Tertiäroberfläche, welche tiefer als Kote 355 m ü.M. resp. 350 m ü. M. liegen muss.

Auch die Bohrung 27 (Tertiär auf Kote 354 m ü.M. nicht anstehend) deutet auf eine tiefe Basis der Ramsener Rinne hin.

Wie aus einem Geologischen Gutachten zum "Bauprojekt Umfahrung Hemishofen" (Geologisches Büro von MOOS (1977) den Bohrungen 1-10, 27, 36 und den Ausführungen über die Rhein-Rinne von SCHINDLER (1982) hervorgeht, ist die Rheinrinne relativ tief, breit und zumindest teilweise glazial übertieft.

So liegt ihre Basis westlich von Büsingen auf etwa 340 m ü.M. und erreicht östlich davon, vom Unterseebecken bis etwa zur Westgrenze des Untersuchungsgebietes wahrscheinlich noch tiefere Werte (vgl. dazu SCHINDLER (1982, S. 30, Fig. 2)).

Da zwischen Rhein- und Ramsener Rinne bis heute keine trennende Felsschwelle nachgewiesen werden konnte, spricht auch der tiefere Felstrog des Rheinlaufes zusammen mit den Bohrungen 70 und 71 für eine Basis der Ramsener Rinne um etwa 340 m ü.M.

4.2. Aufschlüsse

Die im Aufschlussverzeichnis des Anhanges aufgeführten und in der Glazialmorphologischen Karte des Unterseegebietes 1:50'000 (Beilage) eingetragenen 37 Aufschlüsse wurden von mir mit geomorphologischen Feldmethoden aufgenommen. Dabei wurden die Ablagerungen durch eine Analyse der Zusammensetzung, vor allem auf ihre Genese hin, untersucht.

Einige davon, die innerhalb des Untersuchungsgebietes für die Rekonstruktion des Eiszerfalls am Ende des Pleistozäns von besonderer Bedeutung sind, werden in der Folge kurz skizziert. Genauere Beschreibungen sind in K. WINZELER (1988) zu finden.

4.2.1. Kiesgrube Gries (A₂₂, südwestlich Ramsen)

Beschreibung: In der teilweise aufgelassenen, kleinen Kiesgrube ist im südlichen Teil ein lockerer Schotter aufgeschlossen. Im 1987 zugeschütteten Nordteil konnten an dessen Ostwand folgende Schichten beobachtet werden:

Zuunterst eine bis 100 cm mächtige Sandlage mit warfenähnlicher Deltaschichtung und einer etwa 10 cm dünnen Übergusschicht. Darüber eine ca. 30 cm mächtige, sandige Groblage unter einer 50 cm messenden Kieslage, die von unten nach oben einen graduellen Übergang von Fein- über Mittel- zu Grobkies zeigte. Diese war bedeckt von einer im unteren Teil sandigen Tonlage von 20-30 cm. Darüber folgte eine 40-50 cm mächtige Feinkieslage mit einzelnen, größeren Komponenten und zuoberst eine bis 100 cm mächtige Grobkieslage, welche über einen Verbraunungshorizont in die rezente Humusschicht überging.

In der Nordwand, einer Abfolge mit sandigen Schottern, Ton- und Sand-/Silt-Lagen, wiesen einige Tonlagen massive Stauchungen auf.

Interpretation: Der Schotter mit seinen markanten Wechseln im Aufbau und über kurze Strecken ist als Bildung des Ramsener Flachsanders, also als spätwürmeiszeitlicher Rückzugsschotter zu betrachten.

Die geschichteten Sand- und Tonlagen können als Seebodenablagerungen gedeutet werden, welche in diesem Gebiet während dem spätwürmeiszeitlichen Eisabbau in zum Teil weiträumigen Eisstauseen abgelagert und an vielen Stellen erbohrt wurden.

4.2.2. Reutenen (A₁₈, Seerücken, Wasserscheide)

Beschreibung: Südwestlich von Reutenen liegt ein kleiner Rest eines stark verkitteten Schotters unter Grundmoränenbedeckung. Harte Bänke mit grobem Geröll und weiche Zwischenschichten mit Feinmaterial wechseln sich in einer ausgeprägten Deltaschichtung ab.

Interpretation: Gemäss Mündlicher Mitteilung von D. KADEN, der den Schotterrest gerölmorphologisch untersuchte, handelt es sich um einen würmeiszeitlichen Schotter. Er ist deshalb trotz seines alten Aussehens als gletschernahe, in einen Eisstausee geschüttete, würmeiszeitliche Ablagerung zu betrachten.

4.2.3. Kiesgrube Bälsteig (A₃₆, Unter-Eschenz)

Beschreibung: Teilweise als Deponie genutzte Kiesgrube mit kiesig sandigem, lockerem, geschichtetem Schotter. Komponenten gut gerundet, Wechsellagerung zwischen kiesig-sandigen und einzelnen Groblagen. Die Schichten fallen leicht gegen Westen ein. Im oberen Teil geht der Schotter durch einen Verbraunungshorizont direkt in die rezente Bodenbildung über.

Interpretation: Teil eines Schottervorkommens zwischen der Moräne "Büel" (Unter-Eschenz) und Kaltenbach, das auch in andern Gruben, (z.B. A₄₁) abgebaut wird resp. wurde. Bergseits grenzt es an eine Seitenmoräne von W/S, talseits bildet sein Rand eine flache, rund fünf Meter hohe Stufe. In den Aufschlüssen lässt sich keine Grundmoränenbedeckung feststellen.

Durch seine Ausbildung ist er als Kames-Terrasse anzusprechen und zeigt die linke Seite des innersten Standes von W/S an.

4.2.4. Pfifersacker (A₃₅, Özenberg)

Beschreibung: Bis etwa 1985 wurde auf der nordöstlichen Seite des Özenberges (Schienenberg Westflanke) ein etwa 6 m mächtiger, absolut flachgelagerter, sauberer Kies auf einem nach drei Seiten abfallenden Hügelsporn abgebaut. Der unten und oben von lehmigem Material umgebene Schotterkörper wurde von den Tobeln des Gfelli- und des Lunkenbaches diskordant abgeschnitten. In der näheren Umgebung liegt ein sehr fetter, schwer pflügbarer Lehm Boden vor.

Interpretation: Geröllpetrographische Untersuchungen und eine Rekonstruktion der auf diesen Horizont bezogenen Eisoberfläche in K. WINZELER (1988, S. 50ff mit Abb. 17) ergaben dazu folgende Resultate: Die Zurundungsindices weisen auf eine gewisse Distanz zum Gletscher hin. Die Abnahme der Zurundung gegen oben kann mit einem Näherrücken des Gletschers gedeutet werden. Die flache Lagerung und die Bodenlehme der Umgebung können in dieser Lage mit einem lokalen Eisstausee erklärt werden, welcher für eine zeitweilige Erosionsbasis in dieser Höhenlage sorgte. Von der Topographie und der Gletscherdynamik her käme dabei zeitlich der äussere Stand des Stein am Rhein-Stadials nach KELLER & KRAYSS in Frage. Damit liegt ein spätglazialer Schotter vor, der zur Zeit des äusseren Standes W/S knapp über der Erosionsbasis eines Eisstausees geschüttet wurde.

4.2.5. Schotterhügel nördlich Chollstatt (A₂₅)

Im Ramsener Quertal liegt nördlich Chollstatt ein Schotterhügel, der an seinem Ostende an einen Basaltgang grenzt. An seinem Südende bietet ein Aufschluss Einsicht in seinen Aufbau. Es handelt sich um einen lockeren, sandigen Schotter, dessen Komponenten teilweise Kalkausscheidungen aufweisen. Östlich davon sind zwei weitere ähnliche Hügel zu beobachten. Für deren Entstehung kommen zwei Möglichkeiten in Frage:

- 1) Es handelt sich um Erosionsreste des Ramsener Flachsanders. Dabei lägen sie jedoch etwas zu hoch. Für die Ablagerung des Schotters müsste eine grossräumige Schüttung aus etwa nördlicher Richtung angenommen werden.
- 2) Sie wurden bei einem kleinen Wiedervorstoss während dem Stadial W/S vom Gletscher aufgeschoben.

Interpretation: Eine situmetrische Analyse in K. WINZELER (1988, S. 53) macht eine Aufschubung aus Südosten gegenüber einer Schüttung aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung viel wahrscheinlicher. Da sich im übrigen auch die beiden andern Hügel problemlos in einen entsprechenden Gletscherstand einordnen lassen, sind die Schotterhügel als Aufschubungen des nochmals leicht vorrückenden Gletschers während dem Stadial W/S anzusehen.

5. Morphogenese

5.1. Überblick

Die Entwicklungsgeschichte des Unterseegebietes kann mit geologischen Methoden, wie etwa in HOFMANN (1974), HANTKE (1981) und SCHINDLER (1982), in groben Zügen bis in die Jurazeit zurückverfolgt werden.

Die ältesten im Unterseegebiet aufgeschlossenen Schichten gehören allerdings der - tertiären - Oberen Süßwassermolasse an.

Den weitaus grössten Teil nehmen aber eiszeitliche Ablagerungen des Quartärs ein. Das heutige Relief ist fast ausnahmslos von der pleistozänen Gletschertätigkeit geprägt, sei es durch die Schaffung neuer Formen oder die Überprägung älterer Anlagen (vgl. dazu Abb. 2).

Die Umgestaltung im Postglazial war, sieht man vom Faktor Mensch ab, vergleichsweise gering (siehe Abschnitt 5.3.).

Durch die zahlreichen, gut erhaltenen würmeiszeitlichen Ablagerungen ist das Untersuchungsgebiet durch seine Lage zwischen Maximalstand und Konstanzerstand des spätwürmeiszeitlichen Gletschers (siehe Abb. 1) besonders gut geeignet, um Aussagen über dessen Eisabbau zu machen.

Da die von mir durchgeführten Untersuchungen vor allem glazialmorphologischer Natur waren, die Problematik der Deckenschotter in dieser Arbeit bewusst ausgeklammert wird und keine Ablagerungen innerhalb des Untersuchungsgebietes mit Sicherheit der Risseiszeit zugeordnet werden können, soll im weiteren ein möglicher Verlauf des Eisabbaues des ausgehenden Hochglazials im Unterseegebiet skizziert werden.

5.2. Der würmeiszeitliche Eisabbau im Unterseegebiet

5.2.1. Gliederung

In O. KELLER & E. KRAYSS (1980) wird vorgeschlagen, die klassischen, durch A. PENCK (1986) nach den Schottertreppen bei Schaffhausen definierten 9 Gletscherstände zwischen Maximalstand und Konstanzer Stand in verschiedenen "Stadialen Komplexen" zusammenzufassen. Dabei wird ein "Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein" (WS) definiert, wobei W für Würm (zeitlich) und S für Stein am Rhein und Singen (räumlich) stehen (KELLER & KRAYSS, 1980, S. 823). Die Abgrenzung von W/S nach oben/aussen und unten/innen wird dabei mit Hilfe der unterschiedlichen Höhenlage der Eisränder, der Distanz zwischen den einzelnen Ständen und deren morphologischen Besonderheiten begründet.

In dieser Arbeit werden diese Abgrenzungskriterien beibehalten. Damit die durch Endmoränen belegten Eisrandlagen mit den klassischen Gletscherständen verglichen werden können, wird für das Untersuchungsgebiet die folgende Vergleichstabelle erstellt (Tab.1).

Tabelle 1: Gliederung der Rückzugsstände des würmeiszeitlichen Rheinvorlandgletschers im Unterseegebiet

Table 1: Classification of Glacial Retreat Sites of the Würm Period Piedmont Glacier in the Lower Lake of Constance Area

Gletscherstände		Gliederung	
klassisch nach SCHREINER (1974)	Untersuchung WINZELER (1988)	klassisch, nach SCHREINER (1974)	Untersuchung WINZELER (1988)*)
Stand 1 Stand 2 Stand 3	Stand 1 Stand 2 Stand 3	Äussere Jungendmoränen	W/Max
Stand 4 Stand 5	Stand 4 Stand 5	Zwischenstände	Zwischenstände
Stand 6 Stand 7 Stand 8	Stand 6 a, b Stand 7 a-d Stand 8	Innere Jungendmoränen	W/S
Stand 9	Stand 9 a, b	Konstanzer Stand	W/K

*) Nach KELLER & KRAYSS (1980) (W/Max = Würm, Maximum; W/S = Würm, Stein am Rhein; W/K = Würm, Konstanz)

Begründet wird diese Gliederung folgendermassen: Die Stände 1-3 (westlich des Untersuchungsgebietes) lassen sich von den Zwischenständen 4 und 5 räumlich klar abtrennen. Die Moränen der Stände 6a, b und 7a-d liegen vor allem in ihrem seitlichen Bereich nahe beieinander und bilden unter Anwendung der oben genannten Abgrenzungskriterien sicher einen stadialen Komplex. Dank ihrer guten Erhaltung konnten über gewisse Strecken sechs teilweise nahe zusammenliegende Eisrandlagen rekonstruiert werden, weshalb eine Aufgliederung des Standes 6 in die Staffeln a und b, respektive 7 in a-d notwendig wurde.

Die Moränenreste von Stand 8 sind sehr lückenhaft und können im Gelände nur sehr schlecht verfolgt werden. Die Kriterien reichen nicht aus, um sie klar gegen den Stand 7 abzugrenzen. Deshalb werden sie hier zum Stadial W/S gerechnet.

Erst der Stand 9a, welcher als Moränenkranz das Oberseebecken abgrenzt, kann wieder klar von den Moränenstaffeln des Standes 8 am Seerücken abgetrennt werden und bildet zusammen mit dem Stand 9b den "Stadialen Komplex W/K".

5.2.2. Zeitliche Abgrenzung

Der zeitliche Rahmen der Abschmelzphase des spät-hochwürmeiszeitlichen Rheinvorlandgletschers konnte in jüngerer Zeit mit Hilfe von ¹⁴C-Datierungen näher abgegrenzt werden.

Die Arbeit von M.A. GEYH & A. SCHREINER (1984) enthält dazu einige Daten aus dem Untersuchungsgebiet. Anhand von Knochenfunden aus würmeiszeitlichen Ablagerungen zwischen Maximalstand und Konstanzer Stand konnten dabei ^{14}C -Daten gewonnen werden, welche zusammen mit geologischen Feldbeobachtungen etwa zu folgendem Modell führen: Der spät-hochwürmezeitliche Gletscher stiess in einem 1. Vorstoss um etwa 20'000 J. bis in seine Maximallage vor und schmolz anschliessend in die Gegend von Konstanz zurück, um nach 18'530 J. in einem zweiten Vorstoss nochmals die äusseren Jungendmoränen zu erreichen. Der nach 14'530 J. erfolgte Eiszerfall mit einzelnen Halten oder kleinen Wiedervorstössen (Innere Jungendmoränen um 14'800 J., Konstanzer Stand 14'100 J.) wäre gemäss den angegebenen ^{14}C -Daten sehr schnell (in nur etwa 500 Jahren vom Maximal- bis zum Konstanzer Stand) abgelaufen.

Dieses Modell ist allerdings, wie aus GEYH & SCHREINER (1984) selbst hervorgeht, noch in keiner Weise gesichert.

5.2.3. Beschreibung der Gletscherstände

Die rekonstruierten Gletscherstände, welche Wiedervorstösse oder Oszillationsbewegungen des spät-hochwürmezeitlichen Rheinvorlandgletschers anzeigen, werden hier anhand der in Tab. 1 aufgestellten Gliederung und der beschriebenen Abgrenzungskriterien diskutiert. Sie sind ausserdem in Abb. 4 dargestellt.

Die einzelnen Stände werden mit Hilfe ihrer chronologischen Numerierung auch als relative Zeitbegriffe verwendet.

Die Lokal- und Flurnamen sind den im Anhang aufgeführten Blättern der Landeskarte der Schweiz 1 : 25'000 entnommen.

Zwischenstände

Die Stände 4 und 5 sind die ersten Stände des aus seinem Maximalstand zurückweichenden Gletschers im Untersuchungsgebiet. Sie sind gegenüber den Maximallagen (Stände 1-3, westlich des Untersuchungsgebietes) klar abgesetzt. War das Untersuchungsgebiet während den vorangegangenen Phasen noch vollständig von Eis bedeckt, teilte sich der Gletscher in den Ständen 4 und 5 am Rauhenberg in zwei Lappen. Der südliche Rheinlappen zielte gegen Schaffhausen, der nördliche dagegen Richtung Thayngen.

Die Wallmoränen von **Stand 4** sind als langgezogene Hügelzüge, die sich im westlichen Teil eng an die Flanken des Rauhenberges anschmiegen, relativ gut erhalten geblieben. Die entsprechenden Zungenbecken und Vorfelder wurden nicht aufgeschottert. Dafür liegen nordöstlich von Dörflingen Söle und Beckenformen vor.

Während des **Standes 5** kam es durch Oszillationsbewegungen des Gletschers zur Ausbildung eines stark kupierten Endmoränengebietes im frontalen Bereich der Gletscherzunge zwischen Bietingen und Gottmadingen.

Nördlich von Bietingen kam es zur Ausbildung eines Eisstausees, der die Büetingenwiesen überflutete und deren Wasser über den Überlauf bei Thayngen und dem Herblinger Tal (Fulach) dem Rhein bei Schaffhausen zufluss. Die Aufschotterung scheint dabei gering gewesen zu sein, sind doch nur kleinere Schotterreste um Bietingen erhalten.

In einer späteren Phase (Gletscherrand durch die Moräne bei Interbol - Streitholz - Galgenbuck, nordöstlich Gottmadingen dokumentiert) war sicher die glaziale Abflussrinne im Tal des Riederbaches in Betrieb. Dabei wurde ein Teil der zuvor abgelagerten Schotter wieder erodiert.

Insgesamt kann auf eine kürzere Zeitspanne für die Zwischenstände 4 und 5 geschlossen werden, da die Vorfelder nicht oder nur geringfügig aufgeschottert wurden und der Gletscher Toteislöcher und Beckenformen hinterliess.

Stadialer Komplex W/S

Der von KELLER & KRAYSS (1980) für den gesamten würmeiszeitlichen Rheinvorlandgletscher ausgearbeitete Leithorizont, **Stand 6a**, ist in meinem Untersuchungsgebiet der mit Abstand am besten ausgebildete und erhalten gebliebene Stand.

Die entsprechende Eisfront lässt sich über die gesamte Breite des Untersuchungsgebietes verfolgen. Sie ist durch die Moräne bei Ober-Giger - Hopschür - Bleuelshusen mit einer dazugehörenden, randglazialen Entwässerung, einer Terrassenkante an der Ostseite des Rodenberges, den Moränen auf der Krete des Staffelwaldes sowie bei Bisert, Ramser Schüppel, dem Beckenabschluss bei Hofenacker und den Wällen nördlich des Rosenegg und auf dem Waldfriedhof von Singen belegt.

Daneben sind noch Überreste eines etwas tieferen, inneren **Standes 6b** erhalten. Er lässt sich jedoch, durch die schlechte Ausbildung oder Erhaltung der Moränen nur durch die Wälle östlich des Friedhofes Singen, bei Lommen, Bisert und dem Rossbuck von Stand 6a abtrennen.

Im Gegensatz zu den Zwischenständen bedeckte das Eis bei **Stand 6** nicht mehr den ganzen Schienerberg. Die Höhen waren nun eisfrei, ebenso das Gebiet von Salen-Reutenen auf dem Seerücken. Beim Zurückschmelzen des Gletschers aus Stand 5 wurden vermutlich auch die beiden Rinnen bei Schienen-Litzelshausen und Hammerstegbach-Schienerbach angelegt.

Zur Zeit von Stand 6 existierten die **Eisstauseen** von Diessenhofen, Gottmadingen-Büetingerwisen, Sülache-Fistergrueb-Brudermannshalde und Salen-Reutenen.

Gegenüber den Zwischenständen sind grössere Sanderflächen ausgebildet, namentlich diejenige von Gottmadingen. Sie vermochten die Eisstauseen jedoch nicht vollständig aufzuschottern.

Interpretation: Bei Stand 6 mit seinen gut erhaltenen, steilen Moränenwällen im frontalen Bereich handelt es sich um einen zeitlich zweigeteilten, markanten Wiedervorstoss (vgl. dazu auch 5.2.2. Zeitl. Abgrenzung). An den Moränen zwischen Bisert und Lommen stauten sich die Schmelzwässer des nördlichen Abschnittes. Ihr mitgeführtes Material vermochte den Eisstausee von Gottmadingen nur teilweise aufzuschottern. Deshalb dürfte es sich bei Stand 6 um eine kürzere Phase gehandelt haben.

Die Entwässerung erfolgte im nördlichen Teil über den Flachsander von Gottmadingen, den Stausee Gottmadingen-Büetingerwisen mit seinem Ausfluss bei Thayngen, Herblinger Tal (Fulach) zum Rhein bei Schaffhausen. Der südliche Teil entwässerte teilweise über Gailingen und andererseits direkt in die Rheinrinne. Dieses Wasser wurde im Diessenhofener See durch einen südlichen Gletscherarm abgedämmt.

An der Westflanke des Schienerberges kam es im oberen, eisfreien Abschnitt zur Ausbildung eines Eisstausees, in dem sich das Wasser des Schienerberges sammelte. Diese Vermutung stützt sich auf den in 4.2.4. beschriebenen Schotterrest, die Ausbildung des Bodens dieses Gebietes sowie darauf, dass der Gletscher beim Wiedervorstoss in den Stand 6 nicht mehr alle Mulden auf der Rückseite des Schienerberges aufgefüllt haben dürfte.

Ähnlich dämmte der Gletscher auch das eisfreie Gebiet von Salen-Reutenen ab. Der dabei entstandene Eisstausee ist durch den Schotterrest von Reutenen belegt (vgl. Abschnitt 4.2.2.).

Das Ramsener Quertal wurde anschliessend eisfrei. Der Gletscher gabelte sich am Schienerberg. Die südliche Zunge vermochte noch das Untersee-, die nördliche das Böhlinger Becken zu füllen.

Die Ausdehnung des Gletschers in **Stand 7** kann in seiner Unterseezunge besonders gut rekonstruiert werden, da dort zahlreiche Eisrandzeugen vorliegen:

- Stand 7a:** Moränen bei Breitlen und im Cher, Schotterhügel nördlich Chollstatt (vgl. 4.2.5.) und mittlere Moränenzüge von Öhningen.
- Stand 7b:** Moräne Hüttenberg - Neuhus - Rain mit randglazialer Entwässerung, Etzwiler Schotter, Moräne Schulhaus - Buck - Schlatterhof, untere Moräne von Öhningen, Aspenhof- und Ziegelhof-Moräne.
- Stand 7c:** An die Moräne von 7b angelagerte Terrassenkante von Bälisteig, welche bei Kaltenbach in eine schwache Wallform übergeht und deren nordöstlicher Ausläufer, Moränen von Boll und Ennetbuck.
- Stand 7d:** Moräne, Büel, Kames von Unter-Eschenz (vgl. 4.2.3.), Beckenabschluss des Untersees bei der Kirche Burg, Moräne Seehalde.

Die in Abb. 4 gezeichnete Korrelation zwischen Untersee und den Staffeln der Bohlinger Zunge bleibt mit einem Fragezeichen behaftet, da an der Ostflanke des Schienerberges keine nennenswerten Eisrandzeugen erhalten geblieben sind, die eine direkte Verbindung zwischen nördlichen und südlichen Randlagen zuliesse.

Dem Stand 7 entsprechen am Schienerberg und dem Seerücken markante, breite, als Trogtäler ausgebildete **Glaziale Abflussrinnen**, welche alle ein ähnlich flaches, gleichmässiges Gefälle aufweisen. (Beispiele: Täler des Klingenbaches, Tobelbaches, Wildbaches-Langergetenbaches.)

Auffallend ist weiter die ausgedehnte **Aufschotterung** der oberen Singener Terrasse und des Ramsener Quertales.

Interpretation: Die Eisrandlagen der Stände 7a-d dokumentieren eine lange Zeitspanne, bei der sich durch Halte des Gletschers die einzelnen Staffeln ausbilden konnten. Die grossen Wassermassen, welche beim Eisrückzug dabei anfielen, schufen die glazialen Abflussrinnen an den Flanken des Schienerberges und des Seerückens und vermochten die zeitweiligen Vorfeldseen (durch Beckentone in zahlreichen Bohrungen und in A₂₂ belegt, vgl. auch Abschnitt 4.1.2.) vollständig aufzuschottern.

Die Schmelzwässer flossen von Norden über den Flachsander von Singen und Ramsen und im Süden direkt in der Rheinrinne ab.

Weit weniger und nur isolierte Überreste sind von **Stand 8** erhalten geblieben. Dies deshalb, da das Eis in seinem frontalen Bereich in den heutigen Untersee zu liegen kam. Einzig auf der Insel Reichenau ist dabei eine v-förmige Moräne zu beobachten, welche die in Abb. 4 dargestellte, in Untersee- und Gnadenseezone geteilte Eisfront wahrscheinlich macht (siehe Abb. 4, Stand 8).

Die Moränenstaffeln des Seerückens sind ein Indiz für einen mehrphasigen Ablauf.

Trotz relativ wenig direkten Eisrandzeugen liesse sich der Eisrückzug während des Standes 8 (Reichenau) durch zusätzliche Untersuchungen (z.B. ¹⁴C-Datierung der Moorbasis in der glazialen Abflussrinne von Steigle, südwestlich Weiler, genaue Bestimmung der Seespiegelhöhen des durch Beckentone in zahlreichen Bohrungen belegten Eisrandsees bei Radolfzell, Lagerung der Schotter auf der Insel Reichenau und am Nordostufer des Gnadensees) weiter erforschen.

Glazialer Komplex W/K

Die letzten Eisrandlagen, welche noch knapp in mein Arbeitsgebiet hineinragen, sind die **Stände 9a und 9b**.

Das Eis vermochte dabei noch das Oberseebecken zu füllen. Das gesamte übrige Untersuchungsgebiet war zu dieser Zeit bereits eisfrei.

Die Moränenwälle des Standes 9a sind sehr flach, decken aber die Eisfront innerhalb des untersuchten Gebietes zu etwa Dreiviertel ab.

Der Stand 9b kann nur durch die Moränen im Loretowald und dem Wall bei Bottighofen erahnt werden.

Zusammenfassung

Während des Stadiales W/Max war das gesamte Untersuchungsgebiet eisbedeckt. In den Zwischenständen 4 und 5 teilte sich der Gletscher am Rauhenberg und bildete zwei Zungen aus. Diese Phasen waren relativ kurz, da die Vorfelder und Becken der Zungenbereiche mehrheitlich erhalten geblieben sind, da die Zeit fehlte, um sie aufzuschottern.

Der Gletscher schmolz relativ rasch bis über den Raum Konstanz zurück, um zu Beginn des Stadiales W/S wieder in die Lage der Stände 6a und 6b vorzustossen. Es bildeten sich mehrere Eisstauseen, welche aber nur teilweise zugeschüttet wurden.

Darauf folgte eine längere Phase der Stagnation, in welcher der Gletscher nur langsam zurückwich und sich die Stände 7a-d mit den dazugehörigen Schotterfluren und anschliessend auch die Staffeln des Standes 8 auszubilden vermochten.

Der flache, aber schön ausgebildete Moränenkranz des Standes 9a (W/K) deutet den letzten grossen Halt vor dem Eiszerfall des eigentlichen Vorlandgletschers und dem Zurückweichen des Eises bis in das Rheintal oberhalb des Bodensees an.

5.3. Postglaziale Umgestaltung der Landschaft

Die natürliche Veränderung der Landschaft im Postglazial ist verglichen mit den pleistozänen Prozessen sehr gering.

Dabei ist sicher das Aufkommen und die Veränderung der Vegetation ein wesentlicher Faktor, der eher relieferhaltend gewirkt hat.

Andererseits wurden die spätglazial eingeleiteten Verlandungstendenzen der Becken, die Hangerosion mit Schuttkegelbildung und die Tiefenerosion der Bäche fortgesetzt. So wurden die Seen nach dem Eisfreiwerden am Ende des Hochglazials zum Teil wieder zugeschüttet und ihre Seefläche damit massiv verkleinert (vgl. Stände 1,2 in der Geom. Karte des Unterseegebietes 1 : 50'000).

So ist beispielsweise die Inselgruppe der Insel Werd am Ausfluss des Untersees meiner Meinung nach als ein, in einzelne Inseln zerlegtes spät- bis postglaziales Delta zu betrachten und nicht, wie in HANTKE (1980) beschrieben, als innerste Moränenstaffel des Standes 7, welche den Untersee abgedämmt haben soll (siehe Abb. 4).

Ein ungeheurer Eingriff in die natürliche Landschaftsentwicklung stellt allerdings der **Mensch** als landschaftswandelnder Faktor dar. Waren

es erst nur die Rodungen, welche massive Veränderungen der Vegetation mit sich brachten, erfolgte vor allem im 19. und 20. Jahrhundert eine Umgestaltung der Landschaft, deren Geschwindigkeit in der Erdgeschichte einzigartig ist. Vor allem durch die Be- und in jüngster Zeit Zersiedelung, gross angelegten Meliorationen (Trockenlegung von Mooren und Riedflächen, Ausebnung des Reliefs, Tieferlegung des Grundwasserspiegels, Begradigung von Bächen) und dem Bau von Verkehrswegen wurde die natürliche Landschaft grossflächig und stark verändert.

Seit etwa zehn Jahren ist allerdings ein deutlicher Trend zur Landschaftserhaltung sichtbar. Es ist zu hoffen, dass dieser anhält oder gar noch ausgebaut werden kann.

6. Dank

Herrn Prof. Dr. G. Furrer und Herrn Dr. W. A. Keller vom geographischen Institut der Universität Zürich danke ich für die Unterstützung bei meiner Diplomarbeit. Im weiteren danke ich Herrn dipl. Ing. ETH J. Hörler vom kantonalen Tiefbauamt Schaffhausen, Abteilung Wasserbau und Gewässerschutz sowie Herrn Dr. Büchi und Herrn Dr. Müller, beratende Geologen, Frauenfeld für die Überlassung zahlreicher Bohrresultate.

Adresse des Autors: Konradin Winzeler
Neustadt 74
CH-8200 Schaffhausen

Anhang

Aufschlussverzeichnis

NR	BEZEICHNUNG	KOORDINATEN	HÖHE (m ü.M.)	AUFGESCHL. MATERIAL
A ₁	n Schrännen	K 709450 / 281200	570-580	tieferer Deckenschotter
A ₃	Aspenholz	K 710000 / 281200	570-580	GM/Deckenschotterblöcke
A ₅	Hungerbol	K 708500 / 282800	655-670	Rückzugsschotter
A ₆	sw Sandhof	K 710000 / 281500	640	Molassesandstein
A ₇	Ziegelhof	K 712000 / 281250	550	GM/Molassesandstein
A ₁₀	Letzibühl	S 715100 / 284250	450-455	Molassesandstein
A ₁₁	Steigle	S 714350 / 284200	445-450	Feinsand
A ₁₂	Weiler	K 714100 / 285300	475-485	Weiler-Kiese
A ₁₅	e Cholhau	K 724600 / 278150	560-565	Molassenagelfluh
A ₁₆	n Egghau	K 722900 / 278800	580-585	Mol.nagelfluh / Sandstein
A ₁₇	Wildbach	K 719700 / 280250	590-595	Molassenagelfluh
A ₁₈	Reutenen	K 719200 / 278850	710	tieferer Deckenschotter
A ₁₉	Bild	K 704300 / 282100	412-418	Bachdelta
A ₂₀	bim Chrüz	K 703700 / 284400	415	Rückzugsschotter/Hangschutt
A ₂₁	Roggenacker	K 703650 / 284200	405-415	Rückzugsschotter
A ₂₂	Gries	K 702500 / 284650	405-415	Rückzugssch./Seebodenabl.
A ₂₃	Almen	K 702900 / 286500	411-414	Torf/Rückzugsschotter
A ₂₄	Winzbühl	K 705250 / 283800	560-580	tieferer Deckenschotter
A ₂₅	n Chollstatt	K 702900 / 282500	405-410	Rückzugsschotter
A ₂₆	n Jud	K 700100 / 285050	480	Schotter?
A ₂₇	Jud	K 700050 / 289950	510-515	Blockreiche Moräne
A ₂₈	Zündelplatz	R 701100 / 284800	520-540	Molassesandstein (Glimmers.)
A ₂₉	w Gebesenstein	K 700400 / 289850	515-520	tieferer Deckenschotter
A ₃₀	s Gailingen	K 698150 / 283200	405-420	Terrassenschotter (Riss?)
A ₃₁	e Berg (Rauhenb)	K 699650 / 283850	520-540	Rinnenschotter
A ₃₂	Ruine Rosenegg	703500 / 288150	540	Tuff
A ₃₄	s Kesselbrunnen	B 702900 / 287800	455-480	Tuff
A ₃₅	Pfifersacker	K 706300 / 282900	530	Rückzugsschotter
A ₃₆	n Bälsteig	K 706950 / 278400	420-425	Kames
A ₃₇	Litzenmoos	K 716350 / 278150	580-585	Molassesandst. über Nagelfl.
A ₃₉	nw Wäldi	K 723800 / 277700	620-625	Molassesandstein
A ₄₀	w Höfli	K 717900 / 280100	570-580	Molassenagelfluh unter GM
A ₄₁	Chrüzgässli	K 707400 / 278150	420-430	Kames
A ₄₂	Lerchental	K 716600 / 289900	420-440	Rinnenschotter
A ₄₃	Krumme Reute	K 706800 / 288300	420-430	Rückzugsschotter
A ₄₄	Ober Salen	H 711650 / 281800	580-590	Öhninger Mergel
A ₄₅	Bührle/Schachen	T 711200 / 289500	395-400	Beckenton

LEGENDE

B = Steinbruch

H = Historischer Aufschluss

K = Kiesgrube

R = Rutschung

S = Sandgrube

T = Tongrube

Anhang

Verzeichnis der Bohrungen

1) NR.	2)	3) KOORDINATEN	4) HÖHE	5) QB	6) QM	7) TERT./JURA
1	1032/ 2	693970/283400	390	< 383	7	
2	3	696800/383850	391	< 385	6	
3	4	698940/283030	392	< 384	8	
4	5	701280/281580	393	< 384	9	
6	7	702880/281710	393	< 371	22	
8	9	704010/281620	394	< 364	30	
9	28	700910/286870	425	< 414	9	
10	55	705600/280320	396	< 376	20	
11	58	703480/283310	403	< 373	30	
12	67	704333/282542	419	< 401	18	
13	70	704515/282350	424	< 400	24	
14	197	703190/281530	396	< 376	20	
15	205	700050/281678	433	< 413	20	
17	207	697650/282470	420	< 400	20	
19	223	697390/282460	413	< 396	17	
20	229	704250/279410	444	< 408	36	
21	260	703250/285110	416	< 406	10	
24	297	697707/282147	400	< 395	5	
27	335	704474/281319	394	< 354	40	
28	336	699820/287620	424	< 377	47	
30	407	703345/285147	419	< 409	10	
31	408	703756/283989	413	< 399	14	
32	409	704163/283409	417	< 405	12	
33	410	704431/282855	419	< 395	14	
34	411	702923/284499	407	< 397	10	
35	412 III	706820/279900	410	< 398	12	
36	433	696952/283028	411	< 348	63	
38	1033/ 10	715205/280180	400	< 375	25	
39	19	714050/279270	410	405	5	Mergel
40	28	715525/280470	391	< 379	21	
41	33 ^I	722490/280650	490	386	4	OSM-Glimmersand
43	45	721200/281500	401	< 397	4	
44	50	711180/278310	403	< 391	12	
45	51	715930/280760	399	< 371	20	
48	61	723970/281130	399	< 397	2	
50	1034/ 43	729290/278350	460	453	7	Mergel
51	45	729345/278485	449	446	3	Sandstein
52	49	730280/278595	419	< 413	6	
53	50	730800/278380	420	< 414	6	
54	53	729515/278945	415	< 407	8	
55	54	729600/279130	409	< 403	6	
56	55	729770/279355	404	< 398	6	
57	59	733350/281025	401	< 202	199	
58	60 a	732116/278356	405	376	29	Sand. Mergel
59	62 a	732139/278466	403	< 375	28	
60	72 d	730362/279588	408	< 388	20	
61	74 I	730157/278268	443	440	3	Sandstein
62	76 I	730341/278511	420	412	8	Mergel
63	78 I	729892/279613	402	< 380	22	
64	80 I	730216/279252	408	< 389	19	

Anhang

1) NR.	2)	3) KOORDINATEN	4) HÖHE	5) QB	6) QM	7) TERT./JURA
65	1032/464	699100/289470	515	489	26	Mergel
66	465	701800/288870	441	< 391	50	
67	467	702200/288890	434	< 368	66	
68	469	703440/288920	433	351	82	Mergel, tonig
69	470	704500/289530	427	377	50	Mergel (USM)
70	474	704050/285950	420	340	80	OSM-Glimmersand (?)
71	475	704580/287000	415	337?	78?	Silt (OSM ?)
D 1		698080/282940	397	< 375	22	
D 2		697940/283260	412	< 392	20	
D 3		695040/289780	442	< 394	48	
D 4		699390/287240	423	< 386	37	
D 5		8)			70	
D 6		700400/286860?	425	< 418	7	
D 7		703100/285280	414	< 366	48	
D 8		703400/283620	415	< 404	11	
D 9		705180/289320	428	< 364	64	
D 10		706160/288200	428	< 408	20	
D 11		704240/282100	410	< 402	8	
D 12		703120/821420	402	< 390	12	
D 13		696320/283300	400	< 383	17	
S 9		83500 / 03550	485	471	14	Juranagelfluh
S 10		86850 / 92450	430	424	6	Juranagelfluh
S 11		88000 / 93280	444	367	77	USM-Mergel
S 12		89830 / 89460	425	355	70	OSM-Mergel
S 13		04870 / 92000	590	589	1	Albstein
S 14		86980 / 90160	435	369	66	Deckentuff
S 15		90700 / 92370	440	430	10	OSM-Mergel
S 18		98740 / 98090	398	198	200	USM-Mergel
S 19		99740 / 89820	405	390	15	OSM-Mergel
S 21		83400 / 88430	430	360	70	Nagelfluh
S 22		94770 / 88200	398	262	136?	Silt/Sand (OSM ?)
S 23		90440 / 87030	405	< 270	135	
S 24		90700 / 86020	435	409	26	Silt/Sand OSM
S 25		96520 / 85070	419	387	32	OSM-Glimmersand
S 26		12880 / 81380	397	< 322	75	
S 27		12250 / 80520	399	< 334	65	
S 28		02420 / 80320	593	591	2	OSM
S 22 ¹		03380 / 87500	415	331	84	OSM-Mergel/Sand
S 29		11900 / 76240	539	535	4	OSM
R 8			426	373	53	Feinsand und Mergel
R 10			432	374	58	basaler OSM-Mergel
R 11			435	360	75	USM-Mergel
R 14			410	355	55	Mergel
R 15			408	367	41	OSM-Mergel
R 17			406	390	16	USM-Mergel
R 24			398	265	133	USM
R 25 a			397	< 311	86	
R 27			410	310	100	OSM-Glimmersand
R 29			405	< 245	160	
R 35			435	< 395	40	

Anhang

Erläuterungen zum Verzeichnis der Bohrungen

- 1) Nummer der Bohrung (Code siehe unter "Quellen")
- 2) Bohrkataster-Nr. Büchi & Müller, Frauenfeld
- 3) Koord. des schweiz. Kilometernetzes
- 4) OKT in Metern über Meer
- 5) Quartärbasis, < = Mindesttiefe von QB
- 6) Quartärmächtigkeit, < = Mindestwert von QM
- 7) Oberste, nicht quart. Schicht der Bohrung
- 8) entspricht der Bohrung S 21

Quellen 1.....71 : Bohrkataster BÜCHI & MÜLLER, Frauenfeld
D 1....D 13 : HOFMANN & HANTKE (1964)
S 9....S 29 : SCHREINER (1974)
R 8....R 35 : SCHREINER (1968)

Anhang

Literaturverzeichnis

- BÜCHI & MÜLLER (1974): Kant. Wasserwirtschaftsplan SH - Bericht Nr. 1764, Manuskript, Kant. Baudepartement; Schaffhausen.
- DONGUS, H. (1980): Die geomorphologischen Grundstrukturen der Erde - Teubner Studienbücher Geographie, 200 S.; Stuttgart.
- ERB, L. (1967): Geol. Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50'000 - Landesvermessungsamt Baden-Württemberg; Stuttgart.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 11: S. 127-172; Freiburg i.Br.
- GEYH, M.A. & SCHREINER, A. (1984): ¹⁴C-Datierungen an Knochen- und Stosssahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg) - Eiszeitalter und Gegenwart, 34: S. 155-161; Hannover.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter, Bd. 1, 468 S.; Ott Verlag, Thun.
- (1980): Eiszeitalter, Bd. 2, 704 S.; Ott Verlag, Thun.
- (1981): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordostschweiz - Mitt. NfG Schaffhausen, Bd. XXXII, 1981/85: S. 121-157.
- HIPP, R. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell - Physische Geographie, Vol. 21, 125 S.; Geogr. Inst. Univ., Zürich.
- HOFMANN, F. (1956): Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau - Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., 23/64: S. 23-34; Basel.
- (1974): Geologische Geschichte des Bodenseegebietes - Schr. VG Bodensee, 92: S. 251-273.
- HOFMANN, F. & HANTKE, R. (1964): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen - Geol. Atlas d. Schweiz 1 : 25'000, 45 S.; Bern.
- HUBER, R. (1956): Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare - Vierteljschr. NfG Zürich, Jg. 101, Abh. 1: S. 1-92.
- HÜSER, K. (1974): Gedanken zum Objekt und zur Methodik der heutigen Geomorphologie - Karlsruher Geogr. Hefte, 6: S. 9-27.
- KADEN, D. (1988): - Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ., Zürich; in Arbeit
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm Stein am Rhein) - Eclogae geol. Helv., Vol. 73/3: S. 823-838.
- (1982): Methoden zur Rekonstruktion Eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher - Physische Geographie, Vol. 1: Beitr. zur Quartärforschung in der Schweiz, S. 127-136; Geogr. Inst. Univ., Zürich.
- KOZIOROWSKI, G. (1986): Hydrogeologische Untersuchungen im Singener Becken - Diss. Eberhard-Karls-Universität, 209 S.; Tübingen.
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie, De Gruyter, 446 S.; Berlin/New York.
- MÜLLER, E.R. (1979): Die Vergletscherung des Kantons Thurgau während den wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit - Mitt. thurg. NfG, Bd. 43, S. 47-73.
- (1982): Eisaufbauprozess des würmeiszeitlichen Rheingletschers in der Ostschweiz - Physische Geographie, Vol. 1: Beitr. zur Quartärforschung in der Schweiz, S. 221-236; Geogr. Inst. Univ., Zürich.
- PENCK, A. (1896): Die Glazialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den prähistorischen Stationen des Schweizersbildes und von Thayngen - N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw., 35.

Anhang

- (1939): Klettgauer Pforte und Bodensee - Sonderdr. aus den Schr. VG Bodensee.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 2; Tauschnitz, Leipzig.
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden - Eclogae geol. Helv., Vol. 61/2: S. 395-433.
- (1982): Geologische-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung (Erläuterungen zu den Baugrundkarten) - Mitt. NfG Schaffhausen, Bd. XXXII, 1981/85: S. 1-120.
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllungen im Hegau und westlichen Bodenseegebiet - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 10: S 79-104; Freiburg i.Br.
- (1973). Geol. Karte von Baden-Württemberg. 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen, 130 S.; Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000, 286 S. - Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- (1979): Zur Entstehung des Bodenseebeckens - Eiszeitalter und Gegenwart, 29: S. 71-76; Hannover.
- (1982): Geol. Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 8218 Gottmadingen, 124 S. - Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- VON MOOS (1977): Geol. Gutachten zu "Bauprojekt Umfahrung Hemishofen" - Manuskript, Kant. Tiefbauamt, Schaffhausen.
- WINZELER, K. (1988): Geomorphologische Beschreibung und Kartierung im Unterseegebiet - Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich; Manuskript, Bibl. Geogr. Inst. Univ., Zürich.

Kartenverzeichnis

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz	1 : 100'000	Bl. 28 : Bodensee
Landeskarte der Schweiz	1 : 50'000	Bl. 206: Stein am Rhein
		Bl. 216: Frauenfeld
Landeskarte der Schweiz	1 : 25'000	Bl. 1012 :Singen
		Bl. 1032: Diessenhofen
		Bl. 1033: Steckborn
		Bl. 1034: Kreuzlingen
Top. Karte von Baden-Württemberg	1 : 25'000	Bl. 8219: Singen
		Bl. 8220: Überlingen-West

Geologische Karten

Geologischer Atlas der Schweiz	1 : 25'000	Bl. 1032: Diessenhofen*
Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung	1 : 50'000*	
Geologische Karte von Baden-Württemberg	1 : 25'000	Bl. 8218: Gottmadingen*
		Bl. 8219: Singen (Htwl)*

Geomorphologische Karte

Geomorphologische Karte des Unterseegebietes, Manuskript	1 : 25'000	WINZELER (1988)*
--	------------	------------------

* Mit Erläuterungen

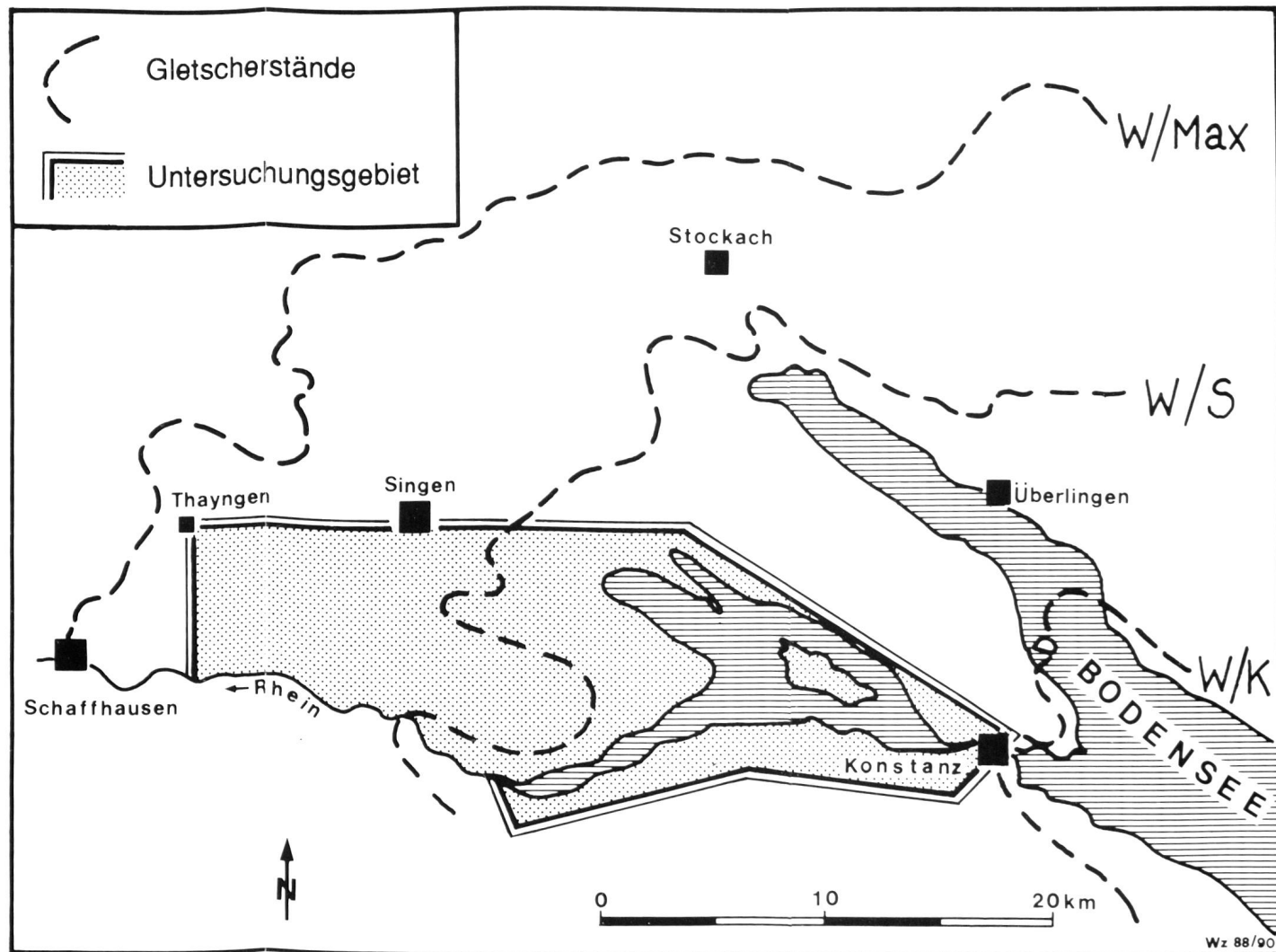


Abb. 1: Abgrenzung des Untersuchungsgebietes mit Lage der Würmrückzugsstände (Nomenklatur KELLER & KRAYSS, 1980: W/Max = Würm, Maximum; W/S = Würm, Stein am Rhein; W/K = Würm, Konstanz)

Fig. 1: Map indicating area of research and Würm period glacial retreat sites

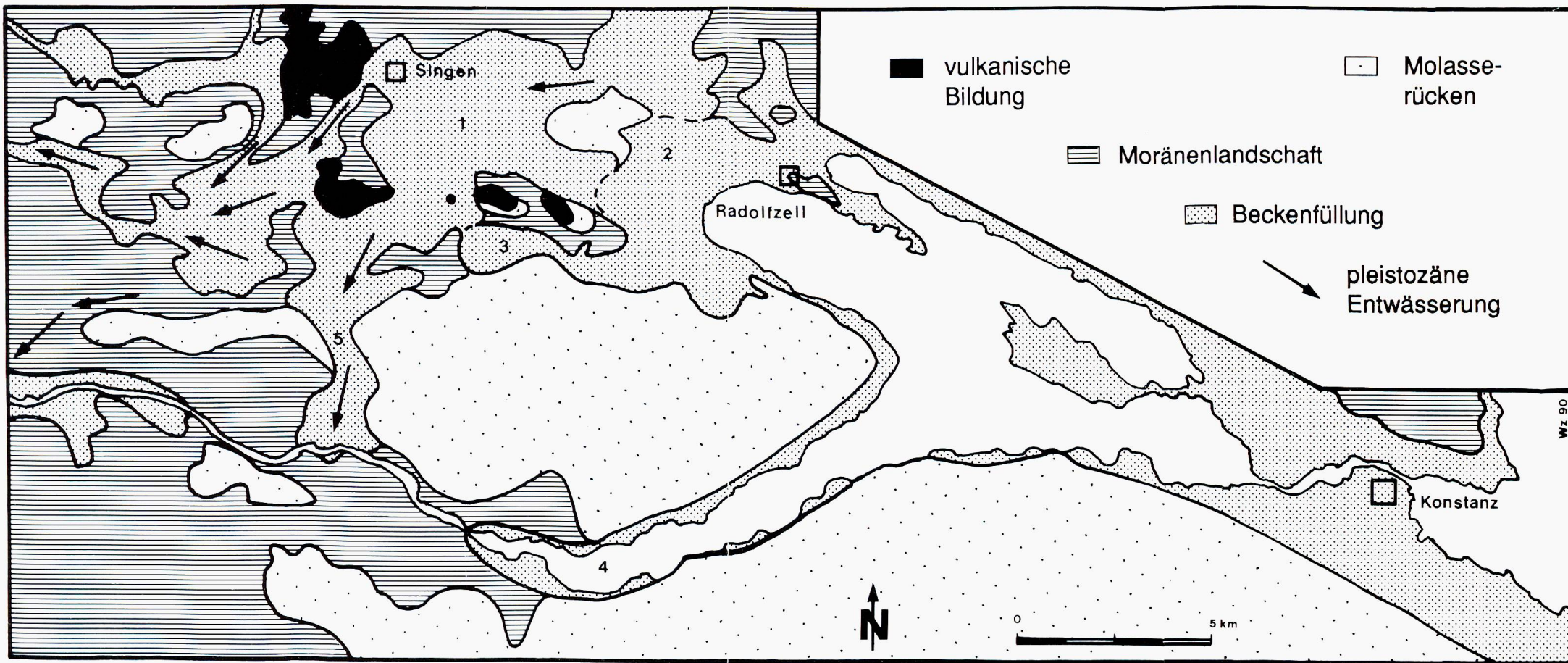


Abb 2:

Gliederung des Untersuchungsgebietes in morphologische Grossformen (1 = Singener Becken, 2 = Radolfzeller Becken, 3 = Bohlinger Becken, 4 = Untersee-Becken)

Fig. 2:

Morphological macrostructure of the area of research

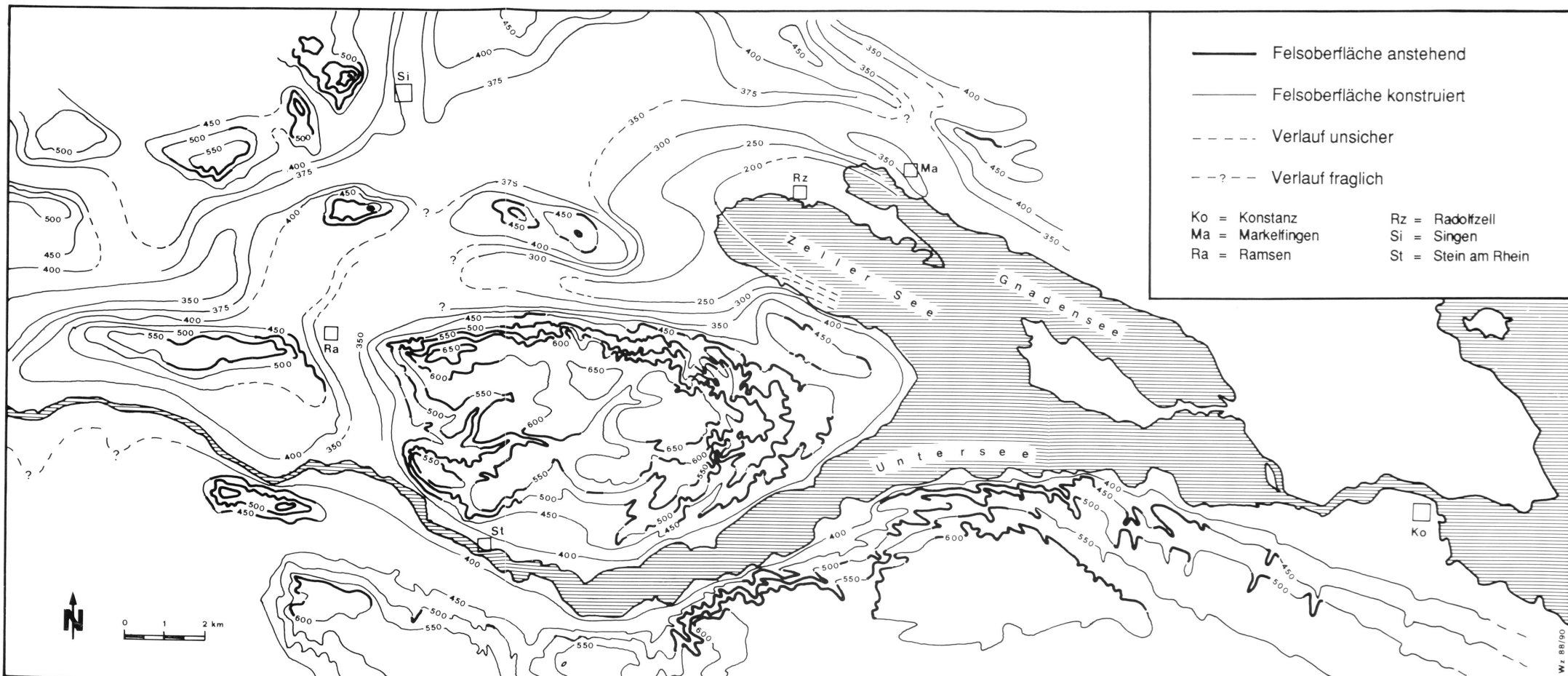


Abb. 3: Isohypsenkarte der Felsoberfläche (Tertiär)

Fig. 3: Isoline map of the rock surface (Tertiary period)

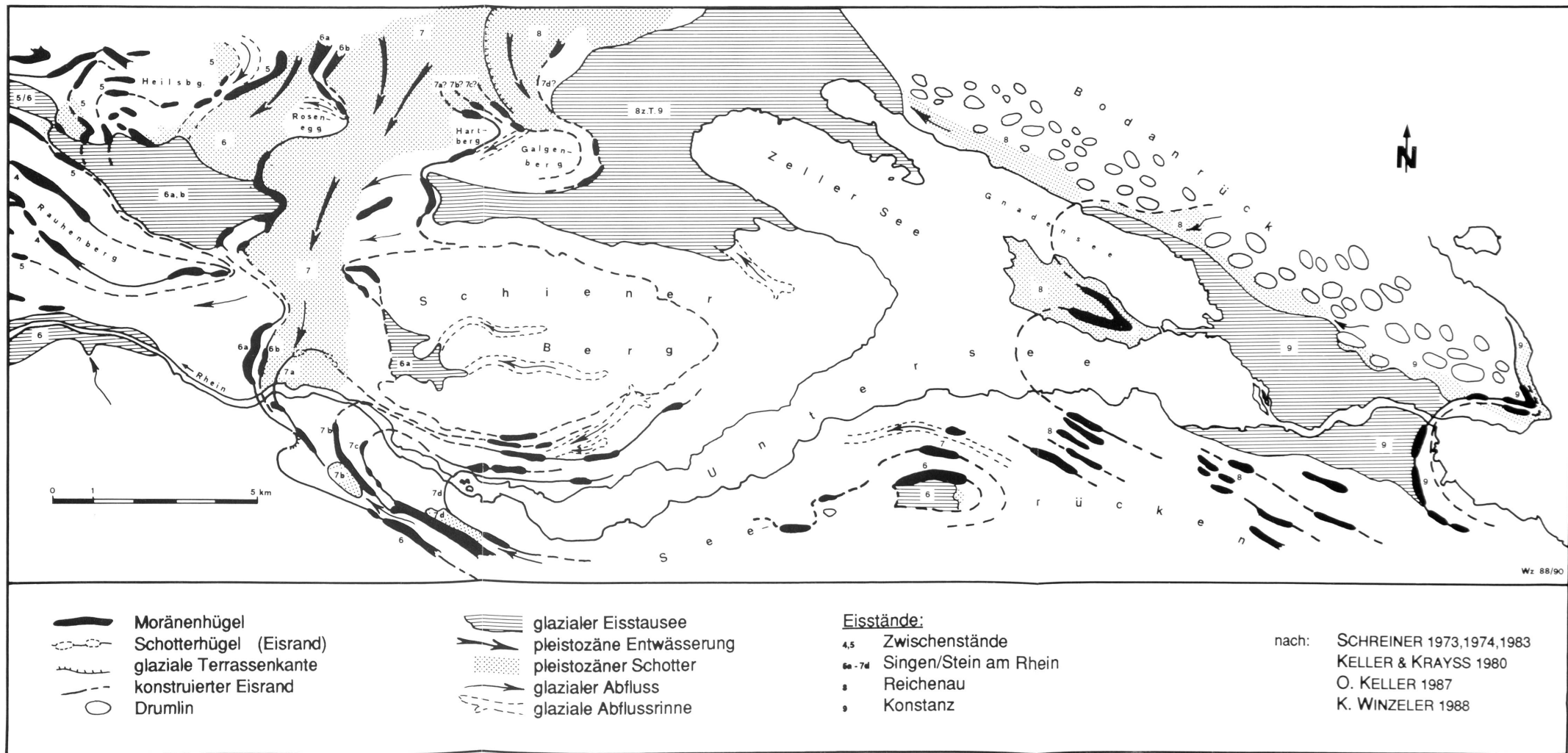


Abb. 4: Würmeiszeitliche Rückzugsstadien im Unterseegebiet

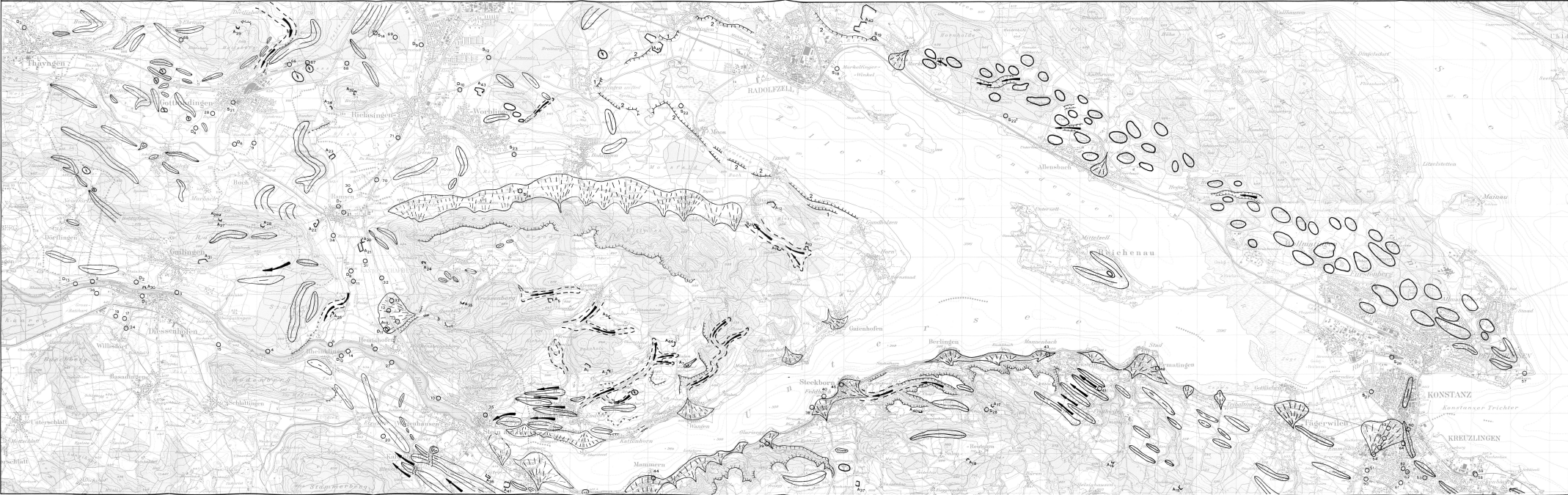
Fig. 4: Würm period stages of glacial retreat in the Lower Lake of Constance Area

Geomorphologische Karte des Unterseegebietes (Bodensee) 1 : 50'000

Konradin Winzeler 1990

Legende:

-  Moränenwall
-  Drumlin
-  Söll (Toteisloch)
-  glaziale Abflusserinne
-  Terrassenkante, Strandlinie
-  Schuttkegel, Schwemmfächer
-  Aufschluss, Aufschlussnummer
-  Bohrung, Bohrkatasternummer



Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 50'000, Blätter 206, 207

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 13.2.90