

<b>Zeitschrift:</b>	Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
<b>Herausgeber:</b>	Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus
<b>Band:</b>	22 (2021)
<b>Artikel:</b>	Gliederung des Eiszeitalters : Deckenschotter, Mittel-, Ober- und Kollisionsmoränen; Nagelfluhen in Unterer und Oberer Süsswassermolasse : Zeugen früherer Kühlzeiten
<b>Autor:</b>	Hantke, René
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-1046698">https://doi.org/10.5169/seals-1046698</a>

### **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:** 11.01.2026

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

# Gliederung des Eiszeitalters: Deckenschotter, Mittel-, Ober- und Kollisionsmoränen; Nagelfluhen in Unterer und Oberer Süßwassermolasse: Zeugen früherer Kühlzeiten

Von RENÉ HANTKE, Stäfa, mit mehreren Fotos von HEINZ WINTERBERG, Studen SZ

## 1 Das Eiszeitalter und seine vorgenommene Gliederung

Nach der Erkenntnis (1815) von JEAN-PIERRE PERRAUDIN, Gämsjäger und Gemeinderat in Bagnes (in I. VENETZ 1833), JEAN DE CHARPENTIER (1835, 1837, 1841) und LOUIS AGASSIZ (1837, 1840, 1841), wonach alpine Gesteinsblöcke durch Gletscher, die einst viel weiter reichten, verfrachtet worden waren, gewann der Gedanke einer Eiszeit langsam an Boden. Zunächst noch gegen den Widerstand der damaligen Gelehrtenwelt, setzte sich nach Mitte des 19. Jahrhunderts die Existenz einer Kaltzeit durch (VENETZ 1861). ADOLPHE MORLOT (1858) erkannte in der grenznahen Haute-Savoie und OSWALD HEER (1858, 1864) um Uznach und Dürnten, zwei, durch eine Warmzeit mit fossilen Floren getrennte Kaltzeiten mit ihren Moränen-Abfolgen. Später fand ARN. ESCHER (1869) an der Basis des Uetliberg-Deckenschotters Anzeichen älterer Kaltzeiten.

Da der mehrfache Wechsel von Kalt- und Warmzeiten, die eindrücklichste Erscheinung im Eiszeitalter, ist es verständlich, dass dieser seit jeher zur Gliederung der 2,58 Ma (Millionen Jahre) langen Zeitspanne herangezogen wurde (P.L. GIBBARD et al. 2010).

ALBRECHT PENCK (1879, 1882), der deutsche Eiszeitforscher, unterschied in Nord-Deutschland und in den deutschen Alpen erst drei, dann 1899 und in PENCK & BRÜCKNER (1901–09) vier, durch Warmzeiten getrennte Kaltzeiten, welche die beiden Forscher nach süddeutschen Flüssen als Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit benannten. EDUARD BRÜCKNER erkannte die Viergliederung auch in der Schweiz und brachte sie – wie PENCK – mit Schottern in verschiedener Höhe als Höherer und Tieferer Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter in Verbindung.

Doch zeigte sich bald, dass es noch mehr Kalt-/Warm-Zyklen gegeben haben muss, und mit der Zeit, dass dieses Wechselspiel schon früh – und nach heutiger Kenntnis bereits recht früh – eingesetzt hat. So wurde die Zahl der Kaltzeiten mit einer Unterteilung der *Riss-Eiszeit* zunächst auf 5 (E. BLÖSCH 1911, A. WEBER 1928, P. BECK 1933), dann mit einer *Donau-Eiszeit* (B. EBERL 1930) auf 6 und mit einer *Biber-Eiszeit* (I. SCHAEFER 1956) auf 7 erhöht. Mit SCHAEFERS Gliederung (1957) seiner Biber-Eiszeit in 8 kaltzeitliche Abschnitte hatte sich ihre Anzahl um Augsburg gar auf 15 erhöht. Durch die spät-altpaleozäne Haslach-Eiszeit (A. SCHREINER & B. EBEL 1981) stieg ihre Zahl in Bayern noch um eine weitere Kalt- und eine Warmzeit. Bei der Nachprüfung des SCHAEFER'schen Biber-

Komplexes durch L. SCHEUENPFLUG (1991) reduzierte sich dieser auf 3, durch jene von R. BECKER-HAUMANN (1997) auf 5 Kalt-/Warmzeit-Zyklen. Eine etwas stärkere Gliederung der eiszeitlichen Kalt/Warmzeit-Zyklen zeigen die Tiefsee-Abfolgen.

Wie in Süd-Deutschland zeichneten sich in Österreich und in der Schweiz ältere Vereisungen ab. Nach ESCHER erkannten A. AEPPLI (1894), ROM. FREI (1912) und J. HUG (1907) im Höheren Deckenschotter mindestens 2, durch eine ‚wärmere Phase‘, die Lägern-Schwankung, getrennte Eisvorstösse, einen älteren Egg- und einen jüngeren Albis-Vorstoss. A. GUTZWILLER (1895, 1910, 1912) fand um Basel alte Schotter; jene auf dem Vogesenhof, Chastel (Gde. Himmelried SO) deutete HANTKE (1973, 1978, 2011) an einem 1972 für den Bau einer Scheune geschaffenen Aufschluss als *alte, durchgewitterte*, zunächst noch als *früh-eiszeitlich* gehaltene Moräne; doch die tiefroten Tone mit bis 1 m grossen Blöcken von verkieseltem Buntsandstein und selten von Granit vom SW-Schwarzwald deuten eher auf eine noch ältere, wohl spätmiozäne Moräne.

Auch in weiter östlich gelegenen höchsten Gebieten des Landschäftler- bzw. Aargauer Tafeljura mit dem Farnsberg (761 m) und dem Tiersteinberg (748 m) zeigen Hinweise auf eine noch grössere Vergletscherung als die Möhlin-zeitliche. Ebenso dürften die höchsten Höhen auf badischer Seite, der Waldberg westlich von Hütten (899 m), auf der Nordseite vereist gewesen sein. Ob zur Möhlin-Kaltzeit oder allenfalls schon früher, im Messinien?

Weit ausserhalb des Liefergebietes gelegene Endlagen eines helvetischen Gletschers und der Schwarzwald-Gletscher stellen sich westlich von Basel mit den Vogesenschottern im Vogesen-Vorfeld Zeugen einer noch älteren Kaltzeit ein. Auch bei der Nordischen Vereisung liegt ausserhalb der Saale- die Elster-Vereisung mit lokal noch externer gelegenem Eisrand. Im Schwarzwald hat D. ORTLAM (1994, 2003, 2004) ausserhalb der Riss-Vereisung Zeugen einer noch weiter reichenden Vergletscherung beobachtet und sich daher für die Stelle Chastel mit den Buntsandstein-Geschieben interessiert; er konnte ihre Herkunft im SW-Schwarzwald lokalisieren (in HANTKE 2011).

H.R. GRAF (2007, 2009a, b) und O. KELLER & E. KRAYSS (2010) haben in der Nord- und NE-Schweiz die im mittleren und jüngeren Eiszeitalter festgestellten Vorstösse und Schotterfluren nach dort auftretenden Gletscher-Endlagen benannt. GRAF (2009b) hat für die äusserste, längst bekannte Endlage bei Möhlin den Namen Möhlin-Eiszeit gewählt; D. ELLWANGER et al. (2011) und E. VILLINGER (2011) haben für den deutschen Rhein-Gletscher Hotzkirch vorgeschlagen.

Bei GRAF folgen dann eine Habsburg-,Vergletscherung‘, eine Hagenholz-,Eiszeit‘, eine Beringen-Eiszeit mit einer Löhningen-Engiwald-,Vergletscherung‘ (inkl. Zeiningen-Vorstoss), eine Langwiesen-,Vergletscherung‘ und zuletzt eine Birrfeld-Eiszeit mit einer Hombrichtikon-, einer Lindmühle- und einer Birmenstorf-,Vergletscherung‘, ein letzter Höchststand und hochglaziale Wiedervorstösse: ein Schlieren-, ein Zürich- und ein Hurden-Stadium.

F. PREUSSER, GRAF, KELLER, KRAYSS & CH. SCHLÜCHTER (2011) suchten die Endlagen der helvetischen Gletscher in den mittelpaläozänen Kaltzeiten (Möhlin-, Habsburg-, Beringen-Kaltzeit) und den Maximalstand der letzten, der Birrfeld-Kaltzeit, kartographisch darzustellen.

Im Zeitgeschehen wurden die Warmzeiten durch palynologisch ermittelte fossile Wälder eingestuft: nach dem Thalgut (= Holstein)-Interglazial, ein Meikirch-Interglazialkomplex, ein Letztes, das Eem-Interglazial (WELTEN et al. 1988) und – vor dem letzteiszeitlichen Maximalstand – ein Gossau-Interstadial. Das Altpleistozän dagegen verblieb weiterhin mit Fragezeichen belastet.

Obwohl KELLER, ein Kenner des Rhein-Gletschers, 2014 versucht hat, mit ‚Erwägungen zur Korrelation mittelpaläozäner Relikte des Rhein-Gletschers‘ mit der Nordschweizer Stratigraphie eine vertretbare Chronostratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän aufzustellen, bleibt das Geschehen um den Rhein-Gletscher aktuell. Die Umlenkung des Alpenrheins von der Donau über den Hochrhein zum Oberrhein ist – wie die Talbildung – auf tektonische Ursachen zurückzuführen (HANTKE 2019d). Der Rhein-Gletscher hat diese wohl etwas überprägt, *nicht aber* bestimmt. Die Gliederung des alpinen Eiszeitalters und der Messinien-Kaltzeiten bleibt Forschungsthema, umso mehr als es – etwa bei den Deckenschottern – um lange Zeit zu unkritisch von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) übernommene Annahmen geht.

## 2 Deckenschotter und Höhenschotter

Neben der Gliederung des Höheren Deckenschotters auf dem Irchel-Plateau (TH. BOLLIGER, O. FEJFAR, H.R. GRAF, D. KÄLIN (1996) konnte GRAF (1993, 1999, 2007, 2009a, b) bei weiteren Nordschweizer Vorkommen eine lithostratigraphische Gliederung erkennen. Doch belegen die Deckenschotter nicht flächenhafte Schüttungen im Vorfeld eiszeitlicher Gletscher. Wie schon G. RICHMOND vom Geological Survey, Denver USA, der Erforscher der Eiszeiten in den Rocky Mountains, 1965 bei Vergleichsstudien im Alpenvorland festgestellt hat, sind dies Kame-Schotter, vom Eisrand als Mittel- und Obermoränen geschüttetes Gut. Die Gletscher flossen schon damals in tektonisch vorgegebenen Tälern. Die Schotter belegen nicht ihre Basis; ihr Beginn markiert den jeweiligen Oberflächenrand. Dies gilt auch für E. GERBERS (1950) ‚Höhenschotter‘ im Emmental.

Nach GRAF hat G. WAGNER (2003, 2004, 2005, 2014) die Deckenschotter, zusammen mit Mittelmoränen, in verschiedenen Gebieten der Schweiz studiert. Dabei musste er mehrfach negative Reaktionen erleben; da sich seine Ergebnisse nicht mit den landläufigen, letztlich auf PENCK & BRÜCKNER (1901–09) zurückgehenden Vorstellungen decken.

### 3 Mittelmoränen, Obermoränen und Kollisionsmoränen

Da PENCK (1882) und mit BRÜCKNER (1901–09) die Liefergebiete – Skandinavien, europäische Mittelgebirge und deutsche Alpen – als vollständig von Eispanzern bedeckt betrachtete und was für diese in den Hochglazialen auch zutraf, ist es verständlich, dass für die Beiden Mittelmoränen kein Thema waren. Die Schotter im Vorfeld der alpinen Gletscher deuteten sie als vom Untergrund weggescheuert. PENCKs Vorstellung wurde von BRÜCKNER (in PENCK & BRÜCKNER 1909) auch für die Schweiz übernommen. Der Begriff „eiszeitliche Mittelmoräne“ verschwand, obwohl schon A. BALTZER (1896: 13, 40, 72–74) und B. AEBERHARDT (1912: 755) ihre Existenz erkannt und überzeugend dargelegt hatten.

Neben rezenten Mittelmoränen auf alpinen Gletschern und auf solchen mehrerer Kontinente, die mit der jeweiligen Klima-Erwärmung ausgeschmolzenen Zungenbecken in Zusammenhang stehen (WAGNER, HANTKE, D. KELLETAT 2018), sind auch ältere, eiszeitliche Mittelmoränen weit verbreitet. HANTKE hat solche schon bei Feldarbeiten in den Glarner und Innerschweizer Alpen erkannt. Doch stand 1961 deren Tektonik im Zentrum der Aufnahmen. 1978 wurden Mittelmoränen in Mittelbünden, auf Obermutten in 1870 m zwischen hochglazialem Hinterrhein- und Albula-Gletscher festgestellt (HANTKE 1980, Fig. 106) sowie auf Carschenna ESE von Thusis (Fig. 105) als spätglaziales Chur-Stadium zwischen beiden Gletschern. Das Thema Mittelmoränen erwies sich als lohnend, weiter verfolgt zu werden (WAGNER jüngst 2014, HANTKE 2011, 2019c). Mittelmoränen treten morphologisch hervor, oft auf dem Seegrund im Genfer- und Bodensee. Auf der Insel Reichenau im Untersee sind sie mit Erratikern klar zu erkennen. Das Eis schmolz randlich und an der Zunge, was sich in den Sedimenten abzeichnet. Oft setzen sie als verwaschene Wälle ein, die durch Abgleiten von Blöcken und Feingut an Form eingebüsst haben. Die Wallform blieb durch den vor zu raschem Abschmelzen schützenden Schuttmantel, der auch wallartige Form angenommenen Eiskerne oft erhalten; in Tieflagen schmolzen sie unter geringerer Schuttdecke. Die Wälle wurden flacher, breiteten sich aus, vereinigten sich mit benachbarten zu Obermoräne.

In den Alpen und Voralpen ragten, im Gegensatz zu Skandinavien und den europäischen Mittelgebirgen, PENCKs Studienobjekte, zahlreiche Felsgrate über die Gletscher-Oberfläche empor; durch Klüfte drang Wasser in Spalten ein, gefror, sprengte Partien los, die als Steinschlag und Felsstürze auf den Eisrand fielen, Seitenmoränen bildeten und mit dem Eis verfrachtet wurden.

Wo zwei Gletscher zusammentreffen, bilden die beiden inneren Seitenmoränen auch bei eiszeitlichen Gletschern eine Mittelmoräne vom Inhalt der beiden Seitenmoränen. War einer der beiden Eisarme mächtiger, so drängte dieser das durch die Mittelmoräne getrennte Eis mehr und mehr an den Rand des Geringeren. Dies wurde durch das Oberflächengefälle erzeugte seitliche Abgleiten ihres Schuttess noch verstärkt. Mittelmoränen wurden – belegt durch den Gesteinsinhalt – oft zu sekundären Seitenmoränen. Primäre

Seitenmoränen zeichnen sich – neben dem Schutt der Flanken – auch durch jenen des gegenüberliegenden Eisrandes aus.

Treten bei alpinen Gletschern n Gletscher zusammen, so bilden sich n-1 Mittelmoränen. Oberhalb der Gleichgewichtslage werden diese eingeschneit. Doch an steilen SE- bis Westlagen apert sie, infolge der Strahlung, bis über die Gleichgewichtslage hinauf aus. Schmelzwässer auf dem Eis bewirken ein Auswaschen. Das Abschmelzen des Eiskerns in Moränenwällen führt zu ihrem Abflachen. Die Zungen eiszeitlicher alpiner Gletscher waren schuttbedeckt und nicht ‚weiss‘, wie sie oft dargestellt werden. Die Obermoräne schmolz zungenwärts aus, lieferte die Schotterfluren. In Skandinavien und europäischen Mittelgebirgen dagegen, stammte der Schutt weitgehend vom Gletschergrund, bestand aus Grundmoräne.

Auf die ‚aus wissenschaftlicher Sicht‘ vorgebrachte Ablehnung WAGNERS Mittelmoränen-Modell (GRAF et al. 2003) konnte WAGNER (2004) sachlich entgegnen. Sodann sah er (2005; Abb. 12) mehrere von GRAF (1993) zwischen Linth/Rhein- und Bodensee-Rhein-Gletscher, bei Oberweningen ZH-Reckingen AG, als *Mittlere* und *Tiefere Deckenschotter* betrachtete Abfolgen, als auf Obermoräne aufgefahrene Mittelmoränen der beiden Gletscher.

WAGNER (2014) hat die Existenz seiner Mittelmoränen an vielen Stellen überprüft und konnte zeigen, dass diese talwärts oft zu sekundären Seitenmoränen werden, so am Längenberg südlich von Bern. Dort wurden diese bisher als primäre Seitenmoränen gedeutet, obwohl sie talauf in die Luft ausstrecken, ein Merkmal für Mittelmoränen. Bei alpinen Gletschern besteht – im Gegensatz zum Skandinavischen Eisschild – wegen des kürzeren Transportes und des durch Spalten auf den Gletscherboden gelangten Schuttes nur ein kleiner Teil aus Grundmoräne. Zungenwärts besteht dieser aus zu Obermoräne sich vereinigten Mittelmoränen.

Mittelmoränen vom Typ Chammhalden am Nordfuss des Säntis (vgl. S. 165) können sich bei der Nordischen Vereisung und europäischer Mittelgebirge erst ab spät-hoch- und früh-spätglazialen Rückschmelzstadien bilden, unterhalb von durch Felsrücken getrennter Nährgebiete.

In Dänemark bauen Mittelmoränen ganze Inseln auf: Langeland und Aerø (WAGNER 2014). Während der Mittelmoränenotyp Chammhalden in den Alpen da und dort vorkommt; tritt dieser in den Vogesen und im Schwarzwald zurück, da sich dort Nährgebiete in Grenzen gehalten haben.

## 4 Zentralschweizer Eisrandlagen in der Grössten, der Letzten Kaltzeit und bei Rückzugslagen

In der Zentralschweiz finden sich höchste, Möhlin-kaltzeitliche Kristallin-Erratiker östlich der Rigi-Hochflue, am Gottertli, um 1370 m Höhe (A. BUXTORF 1913K, 1916). Auf dem Arvigrat-Stanserhorn-Grat hat K. RAMSEYER (in FUNK et al. 2013K) zwischen P. 1567 übers Ächerli zur Ober Holzwang, bis auf 1320 m, in-situ Verwitterungsschutt der Klippen-Decke, Malm und Unterkreide, festgestellt, auf der Westseite, beim Ächerli, bis 1398 m, auf der Ostseite, am Seewliegg, bis 1320 m. Der in 1420 m gelegene Grat zwischen Arvigrat und Stanserhorn aperte zur Möhlin-Kaltzeit sommersüber aus. An ihm reichte das Eis bis in Höhen wie an der Hochflue.

Birrfeld-zeitlich reichte das in den Reuss-Gletscher mündende Engelberger Eis südlich des Stanserhorn, auf Wirzweli in 1220–1190 m, auf Steinrüti bei Niederrickenbach bis 1220 m. Am WNW-Grat des Buochserhorn mündeten Engelberger- und Buochserhorn-Eis um 1200 m. Ein interner Stand des Reuss-Gletschers, das Bremgarten (= Zürich)-Stadium, zeichnet sich oberhalb Gross Schwanden westlich des Buochserhorn um 1040 m ab; eine Mittelmoräne zwischen Engelberger- und Buochserhorn-Eis setzt am Geisholzweg auf 980 m ein, auf Steingrabenegg um 1000 m zwischen Buochserhorn-Eislappen. Am Stanserhorn beginnen Mittelmoränen um 900 m.

In der westlichen Zentralschweiz erreichten im frühen Spätglazial noch Gross und Chli Schliere-Gletscher von Jänzi–Glauberberg–Schlierengrat (1748 m), Längenschwäldigrat–Wängengrat–Mittaggüpfi (1917 m) – und selbst aus weniger hohen Einzugsgebieten – noch den Brünigarm des Aare-Gletschers, was Moränenwälle beidseits des unteren Gross und Chli Schlieretal belegen. Der auch vom Klein- und Gross-Melchtal-Gletscher genährte Brünigarm endete im Vierwaldstättersee. Letzte Zuschüsse aus dem Melchtal und von der Stanserhorn-Westseite füllten noch das Becken von Ennetmoos. Mit dem Stansstader Engelberger Gletscher schütteten sie die *Kollisionsmoräne* von Allweg westlich Stans, eine Moräne am frontalen Zusammenstoss zweier Gletscher. Das gegen Stansstad fliessende Engelberger Eis drängte das zutretende Brünig-Eis des Aare-Gletschers und jenes der westlichen Obwaldner Berge gegen NW und Westen ab, füllte den Chrüztrichter und die von ihm ausgehenden Vierwaldstättersee-Becken. Vom Engelberger Gletscher wandte sich ein Arm über Buochs ins Gersauer Becken. Dies belegen Schotter und Obermoräne unter dem Ennerberg, wohl eine Mittelmoräne. Dabei wurde dieser Arm unterstützt von Eis aus den Beckenrieder Bergen und vom Chol-Gletscher aus der Schwalmis–Oberbauen-Kette. Im Gersauer Becken bewirkte das Engelberger Eis, dass der von Brunnen nach Westen vorgestossene Reuss-Gletscher am Wall Schwibogen–Chindli gestoppt wurde. Da dies über alle Kaltzeiten stets am selben Ort geschah, ist auch diese eine persistente Kollisionsmoräne immer mächtiger geworden (HANTKE 2019c).

Mit dem über Ibach weiter gegen Norden und NW vorgestossenen Schwyzer Reuss-Eisarm, der zunächst, vom mündenden Muota-Gletscher etwas gebremst wurde, stiess der Gersauer Reuss-Eisarm über das Buochser Engelberger Eis und dessen Zuschüsse weiter ins Gersauer Becken vor, was sich letztlich im Wall von Langentannen nördlich des Buochserhorn abzeichnet. Der bei jedem Vorstoss weiter geschwächte Felsriegel zwischen den beiden Nasen brach vollends durch. SW von Vitznau bildete sich zwischen dem das Wegiger Becken weitgehend füllenden Stansstader Engelberger Eis und dem Vierwaldstättersee-Reuss/Buochser Engelberger Eis eine Kollisionsmoräne. Da sich diese bei entsprechendem Eisstand über alle Kaltzeiten stets am selben Ort wiederholt hatte, ist diese ebenfalls eine persistente. Vor Vitznau, dem wärmsten Uferort, existierte ein kleiner See.

Beim weiteren Anwachsen des Eises bildete sich an der NW-Ecke des Bürgenstock zwischen Vierwaldstätter Reuss-Eis und von östlichen Obwaldner Gletschern genährten Stansstader Engelberger Gletscher eine persistente *Mittelmoräne* im See (BUXTORF 1913, HANTKE 2019c).

Der Zugersee-Arm des Reuss-Gletschers reichte in der letzten Kaltzeit, östlich der Hochflue, nördlich P. 1250, bis auf 1185 m, bei Gislen NE der Hochflue bis auf 1150 m (HANTKE 2006). Das Bremgarten-Stadium des Zugersee-Armes liegt westlich Ottenfang um 950 m.

Den Vitznauer Stand erkannte J. GASSER (2003) bei Goldau unter dem 1806er Bergsturz; der Chindli-Stand zeichnet sich bei Ibach ab. Der etwas jüngere Stand von Ingenbohl-Wilien verläuft im Vierwaldstättersee gegen Treib und wurde im See vom Muota-Fächer überschüttet.

## 5 Mittelmoränen im Wägital, Linth/Rhein-Eishöchststände südlich des Zürichsees

Auf der Ostseite des Wägitales verläuft ein markanter Moränenwall vom Nordfuss des Schiberg von 1501–1400 m gegen die Schwarzenegghöchi. Dies ist nicht nur eine höchste letzteiszeitliche Seitenmoräne des Wägital-Gletschers, sondern eine Mittelmoräne zwischen diesem und Eis aus dem Chälen-Tälchen zwischen Schiberg (2044 m) und Bockmattli (1932 m) sowie Zungen vom Bockmattli und Tierberg (1989 m), die sich zum Trep sen-Gletscher vereinigt hatten. Wägital- und Trep sen-Eis hatten im letzten Glazial auf Schwarzenegghöchi bis auf gut 1400 m gereicht. Weiter NNW, im Sattel Gwürzegg-P. 1337, liegt in 1320 m eine letzteiszeitliche Mittelmoräne. Der Wall NNW von Farenegg–Ober Spitzwald (980 m) bekundet das Zürich-Stadium des Linth/Rhein-Gletschers.

Auf der linken Seite des Wägitales bildete sich eine letzteiszeitliche Mittelmoräne NE vom Chli Mutzenstein zum P. 1430 und eine jüngere – das Zürich-Stadium – von Mittler

Tannstofel über P. 1206 zum Stockbügel (1153.9 m) zwischen Tannstofel- und Wägital-Gletscher. Eine noch jüngere Mittelmoräne, das Hurden-Stadium, hat der Zuschuss zwischen Aberli- und Wägital-Gletscher hinterlassen. Dieser endete unterhalb Vorderthal. Der Linth/Rhein-Gletscher mit Verrucano-Blöcken sandte noch Eis von Isenburg ins Wägital, das über Argerli NNE des Rempen-Stausees reichte, die Terrassen von Port, Rempen und Schwändi staute und den Wägital-Gletscher aufnahm.

Im Zürich-Stadium setzte der Linth/Rhein-Gletscher, belegt durch einen Ilanzer Verrucano-Erratikus und beim Kreuz (1045 m) östlich Ober Grabenegg mit einer höchsten Seitenmoräne ein (A. OCHSNER 1969K). Das Stadium zeichnet sich 9 km weiter westlich durch einen Wall aus. Dieser setzt westlich des Etzel auf gut 880 m ein. Eis stiess zu von der Pfifegg (1277.2 m), vom Rinderweidhorn (1317 m), von der Güteregg (1275 m), vom Stöcklichruz (1248 m), vom Müligassegg (1175 m) und von der Möhlin-zeitlichen (Riss-Maximum) Kuppel P. 1202 m. Ein Koblenz-zeitlicher Wall (Spättriss) setzt auf 1150 m ein. Sie alle lieferten dem Linth/Rhein-Gletscher Zuschüsse. Die Möhlin-zeitliche Morane zielt von P. 1202 über P. 1159 zum Sunnenchranz, die Koblenz-zeitliche von Beristofel gegen Eggli. Ein höchster Birrfeld-zeitlicher Wall setzt NW von Stofel auf 1070 m ein und dreht – wie die anderen Wälle – Sihltal-aufwärts ab.

## **6 Die höchsten Eisrandlagen in der grössten und in der letzten Kaltzeit im Glarnerland**

Im Glarnerland stand das Eis in der Möhlin-Kaltzeit über dem Klöntal, auf dem Lachengrat, auf über 1830 m ü.M. mit einer bescheidenen Mittelmoräne zwischen Längenegg- und Lachenalp-Eis (Abb. 1). NNE des Rhodannenberg reichte es mit Eis vom Schijen (2259 m) und vom Gumenstock (2256 m) noch bis gegen 1700 m. Twiren (1774 m), P. 1885, Mättlenstock (1910 m) und Dejenstogg (2021 m) ragten über das Eis empor, trugen aber schattenhalb Firnkappen.

Im letzten Kaltzeit-Maximum stand das Klön-Eis am Twiren bis auf 1600 m und bei Aueren-Unter Stafel mit Zuschuss vom Wiggis um 1540 m. Östlich der Linth reichte das Linth-Eis in der Möhlin-Kaltzeit am Schilt bis 1770 m, in der Letzten am Leist und am Schlafstein bis auf 1600 m.

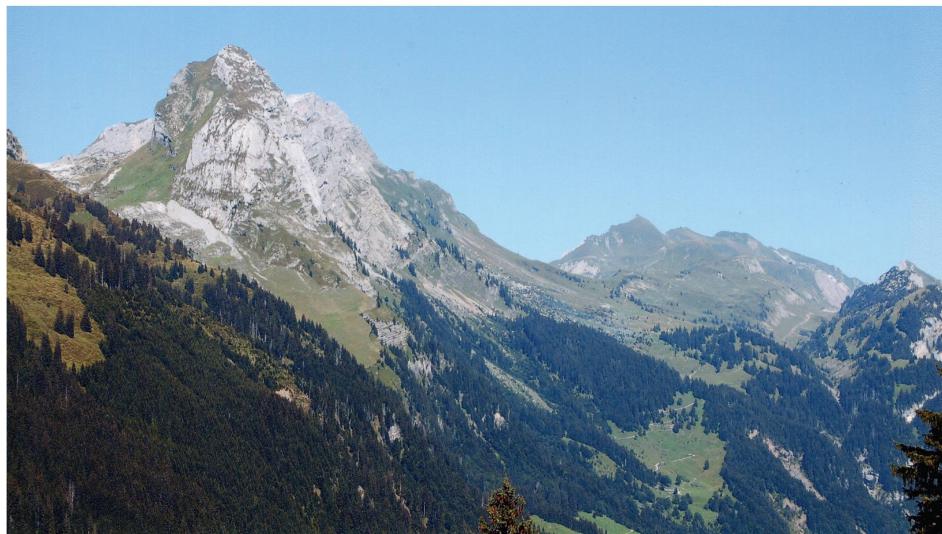


Abb. 1 Eine Mittelmoräne auf dem eisüberprägten Lachengrat (wenig rechts der Bildmitte) von dem noch in der Grössten Kaltzeit Eis einerseits ins Klöntal, anderseits ins Oberseetal floss. Von NE des Twiren.  
Foto H. Winterberg

## 6.1 End- und Mittelmoränen im Linthtal

Im *vorderen Glarnerland* kam es im Oberseetal zwischen dem Obersee-Gletscher und Eis von der Kette Rautispitz (2283 m)–Gumen–P. 1921–Tänn (1824 m) zur Bildung der Mittelmoräne Grapplistafel–Grappihorn. Eine weitere markante Mittelmoräne hat sich vom Bärensoolspitz-Grat (1360 m) zum Näfelser Berg, zwischen Obersee- und Schwändi-Gletscher gebildet (Abb. 2).

Der im Oberseetal bis an den Fahrweg nach Sulzboden reichende Wall des ost-exponierten Ahornen-Gletschers vom Brünnelistock (2132 m)–Plattenberg–Schiberg (2043 m)–Bockmattlistock (1931 m)–Tierberg (1989 m)–Bärensoolspitz, der gegen SE abdreht, ist nicht als Seitenmoräne eines Ahornen-Gletschers zu deuten (F. BEELER 1970), sondern als Mittelmoräne zwischen diesem und einer Eiszunge vom Brünnelistock. Dies trifft auch für die Wälle auf Ällenboden zu; auch dies sind Mittelmoränen. Aus dem gut 200 m höheren Einzugsgebiet Wiggis (2281 m)–Schijen (2259 m)–Rädertenstock (2294 m)–Zindlenspitz (2097 m) und NE-Exposition reichte der Obersee-Gletscher bis zur Niderseealp östlich des Obersees.



Abb. 2 Bärensoolspitz mit einsetzender Mittelmoräne zwischen Obersee- und Schwändi-Gletscher, rechts vom westlichen Näfelser Grat.

Foto R. Hantke

Zwischen der Mittelmoräne zwischen Obersee- und Schwändi-Gletscher und der wenig jüngeren Seitenmoräne des Schwändi-Gletschers bildete sich das Boggenmoor (MARTI et al. 2015: 5).

Im *vorderen Oberseetal* dämmt eine Endmoräne des Obersee-Gletschers die Obersee-Mulde gegen das ins Linthtal abfallende Oberseetal ab (HANTKE 2021).

Bescheidenere Mittelmoränen bildeten sich im Oberurner Tal zwischen eingedrungenem Linth-Eis und Oberurner Gletscher auf 1300 m sowie östlich Unter Lochegg, zwischen Eis aus dem Oberurner Talschluss und einer Zunge der Fridlispitz-Kette. Auch ins Niederurner Tal drang Linth/Rhein-Eis ein, hinterliess bescheidene Mittelmoränen südlich Planggboden und jüngere östlich Morgenholz, zwischen ihm und dem Niederurner Gletscher. Im Biltener Tal traf der Biltener Gletscher im Bühlserwald und am Gras-Chopf mit einer Mittelmoräne auf Linth-Eis.

Eine Mittelmoräne mit Verrucano-, Punteglia-Granit-, weiteren Bündner Oberländer- und einem Kieselkalk-Erratiker (J. OBERHOLZER 1921 in A. JEANNET in E. BAUMBERGER et al. 1923, OCHSNER 1969K, 1975) zielt gegen das Knie des Escher Kanals, zwischen Linth- und Walensee-Arm des Rhein-Gletschers. In einem letzteiszeitlichen Vorstoss gelangten Wallenberg-Schotter als Kame-Schotter und darüber die Schieferkohlen von Winden zur Ablagerung (ESCHER 1836–54). In der Kohle sind nachgewiesen: *Picea abies* (L.) KARST. – Rottanne, *Populus* – Pappel und *Betula* – Birke, an Ufer- und Wasserpflanzen: *Menyanthes*

*trifoliata* L. – Fieberklee, *Phragmites communis* TRIN. – Schilf und *Sparganium* – Igelkolben, an Laubmoosen: *Calliergon giganteum* (SCHIMP.) KINDB. und *C. trifarium* (W. et M.) KINDB. Die insgesamt gut 70 cm Schieferkohle – überschüttete Torfe, kohlige Tone (OBERHOLZER in JEANNET 1923) – bekunden eine Warmphase vor der letzten Kaltzeit. W. LÜDI (1953) wies in den Schieferkohlen palynologisch einen Wechsel von *Pinus* – Föhre mit *Picea*, wenig *Betula* und *Alnus* – Erle, nach, einen eher kühlzeitlichen Wald. Bei den *Pinus*-Pollen stellte er markante Größenunterschiede fest, sodass diese wohl alle drei *Pinus*-Arten belegen: unten fand sich *P. mugo* – Bergföhre, die gegen oben abnahm; *P. sylvestris* – Waldföhre mit kleinen und *P. cembra* – Arve mit grossen, gegen oben zunehmenden Pollen, an Kräutern: Gräser, Nelken- und Dolden-Gewächse sowie Farn- und Torfmoos-Sporen.

C. SIDLER (1988) hat – neben den von K. HSÜ veranlassten Zürichsee-Bohrungen – weitere im Raum Zug–Zürich–Baden palynologisch ausgewertet. Die älteste Assoziation fand sie in der Bohrung Menzingen, die bis ins letzte, ins Eem-Interglazial, zurückreicht. In den Bohrungen ZÜBO 80 (7,5–30 m) und M 54 (0,11–6.81 m) ist die Zeit älteste Dryas bis subrezent, welche die FIRBAS-Zonen Ia–X belegen. Die Sedimente gliedern sich in detritische, siltig–sandige Tone mit 0–1000 Pollen/gr, fluvial–glazifluviale und organogene Ablagerungen, grau–weisse Seemergel, Lignite und dunkelgraue, laminierte Tone. Die Pollen zeigen markante Unterschiede im Spektrum: sie enthalten – neben quartären Arten – auch solche vom Permo-Karbon bis ins Tertiär.

Im hinteren Klöntal hat sich auf Gampeleggen, zwischen Eis vom Bietstock (2021 m), vom Mieserenstock (2203 m) und solchem von der Kette Biet (1968 m)–Fläschenspitz (2072 m)–Wänifirst (2006 m) eine persistente Mittelmoräne gebildet. Auf Saasegg bildete sich eine weitere zwischen Mieserenstock- und Biet-Eis.

Markant ist die linke Seitenmoräne und zugleich Mittelmoräne zwischen dem Rossmattterklön- und dem Richisauerklön-Gletscher vom Pragel mit Zuflüssen von Vorder Silberen (2308 m), Mieserenstock–Wänifirst (2004 m), Wannengrat (1880 m) und Brüschenbüchel (1817 m).

SW von Glarus setzt, zwischen Vorder Glärnisch- und Linth-Eis, von 1200 m zum Stöckli (986 m), über Stöckli–Schotter' eine verkittete Mittelmoräne ein (Abb. 3). Diese erreichte auf dem Linth-Eis den Märchler Buechberg (Atlasblatt Linthebene) und dessen Schotter, von WAGNER (2002) als verschwemmtes, auf Grund gelaufenes Mittelmoränengut betrachtet.



Abb. 3 Der Vorder Glärnisch mit der in 1200 m Höhe unter dem Forenstogg-Vorgipfel einsetzenden Stöckli-Mittelmoräne zwischen Linth-Gletscher und vom Vorder Glärnisch dem Klön-Gletscher zufließenden Bruch-Gletscher ruhen auf dem Stöckli auf Stöckli-,Schotter', beim Vorstoss geschüttetes Lockergut. Vom Ennetberg-Fahrweg P. 819 aus. Foto H. Winterberg

Da am *Buechberg* unter letzteiszeitlichem Lockergut Eem- und Holstein-Interglazial belegt sind (M. WELTEN † et al. 1988) und bis zum Anstehenden noch ältere Sedimente liegen, stellt sich die Frage nach Natur und Alter des von Moräne und Sturzgut bedeckten Riegels zwischen Löntschtal und Schuttwald Oberstotzigen–Unterstotzigen–Sitenwald zum Kohlgrübli SW von Riedern. Der mächtige Riegel muss nicht erst späthochglazial sein; er kann noch älteres Sturzgut aus dem Gleiter-Kar, von Planggen sowie ältere Klön- und Linth-Moräne enthalten, das schon bei analogen früheren Ständen geschüttet worden war. Das späthochglaziale Geschehen wäre dann eine Wiederholung früherer Ereignisse (Abb. 4). Mittelmoränen liegen auch zwischen Gleiter- und Vorder Glärnisch-Eis östlich von Chälen sowie nördlich von P. 1132 und im Löcherwald.

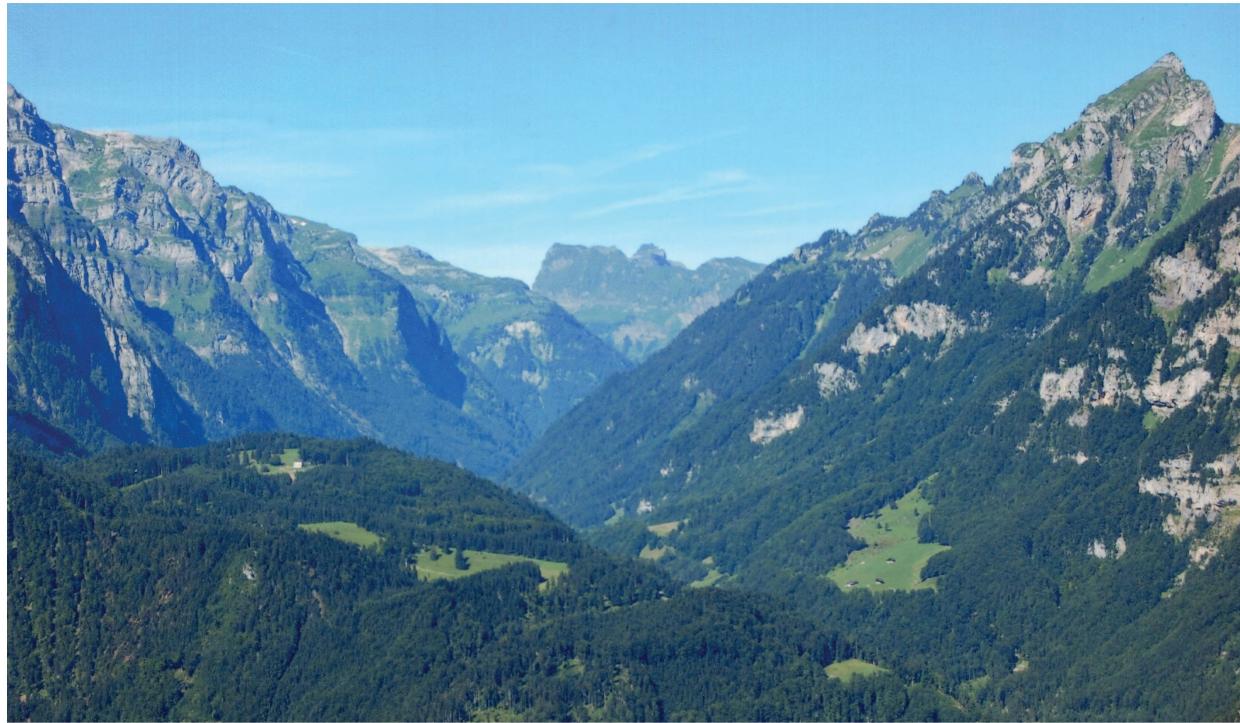


Abb. 4 Das mit Eis vom Vorder Glärnisch von Glarus gegen Westen ins vordere Löntschthal eingedrungene Linth-Eis staute den Klön-Gletscher und liess diesem nur ganz im Norden mit dem Linth-Gletscher vereinigen, nachdem sich aus dem Gleiter-Kar und von Dejenstogg–Planggen im frühen Spätglazial – und wohl schon in analogen früheren Spätglazial-Ständen – Bergstürze auf Eis ereignet hatten, sodass sich zwischen Stotzigen und Klöntalersee ein  $1 \text{ km}^3$  grosser Lockergesteins-Pfropfen gebildet hatte. Links Glärnisch, im Hintergrund Alpeli, Mieserenstock, rechts Dejenstogg. Von Ennetberg südlich Grossberg. Foto H. Winterberg



Abb. 5 Die vom Gleiter-Kar zwischen Vorder Glärnisch und Höchtor (links) und vom Mungenplanggen-Kar (rechts) in den Klön-Gletscher mündenden Eiszungen. Von NW des Rhodannenberg. Foto H. Winterberg

Nach einem ersten Zurückschmelzen im ausgehenden Hochglazial stiessen Klön- und Linth-Gletscher erneut vor. Dabei reichte der vereinigte Klön/Linth-Gletscher bis Netstal, was östlich der Linth ein absteigender Moränewall und ein Erratiker aus dem Glarner Hinterland belegen. Der Gletscher endete in einem Zürichsee–Linthsee, in dem auch der Walensee-Arm des Rhein-Gletschers kalbte. Dies belegen stirnnahe Moränen bei Hinterbetlis-Höfli auf der Nord- und bei Buechen–Voglingen auf der Südseite des Walensees. Bei erneutem Klima-Rückschlag, auf den Linth- und Klön-Gletscher reagiert hatten, war auch das auf die beiden niedergebrochene Sturzgut aus dem Gleiter-Kar und von Planggen mitverantwortlich. Der Klön-Gletscher erhielt Zuschüsse aus diesem und dem Munggen-planggen-Kar (Abb. 5) und rückte unter Auflast des letzten Planggen-Sturzes erneut bis Riedern vor, was die rechte Seitenmoräne gegen Riedern (Abb. 6), der riesige Erratiker ob der Strasse ins Klöntal (Abb. 7) sowie die Schotter von Durschen und Lurigen–Grossguet–Lerchen, ausgeschmolzene Obermoräne von Planggen-Süd belegen. Der Linth-Gletscher endete bei Schweizerhaus SSE von Glarus um 490 m.

Im Klöntal löste die durch den letzten Planggen-Bergsturz erfolgte Erschütterung den Guppen-Sturz aus. Unter Auflast des Sturzgutes stiess auch der Linth-Gletscher erneut vor, was Moränen auf Däniberg ob Schwanden und von Schweizerhaus SSE von Glarus belegen. Der Linth-Gletscher blieb damit  $2\frac{1}{2}$  km weiter im SSE zurück als der bei Riedern endende Klön-Gletscher. Eindrücklich sind die verschiedenen jüngeren Moränen beidseits des Klöntalersees, in seinen Quellästen und im hintersten Oberseetal.



Abb. 6 Die rechte Seitenmoräne (bewaldeter Grat in der Bildmitte) des in einer spätglazialen Kühlphase unter der Last des Planggen-Bergsturzes erneut bis Riedern vorgestossene Klön-Gletschers. Von der Allmeind westlich Glarus. Foto H. Winterberg

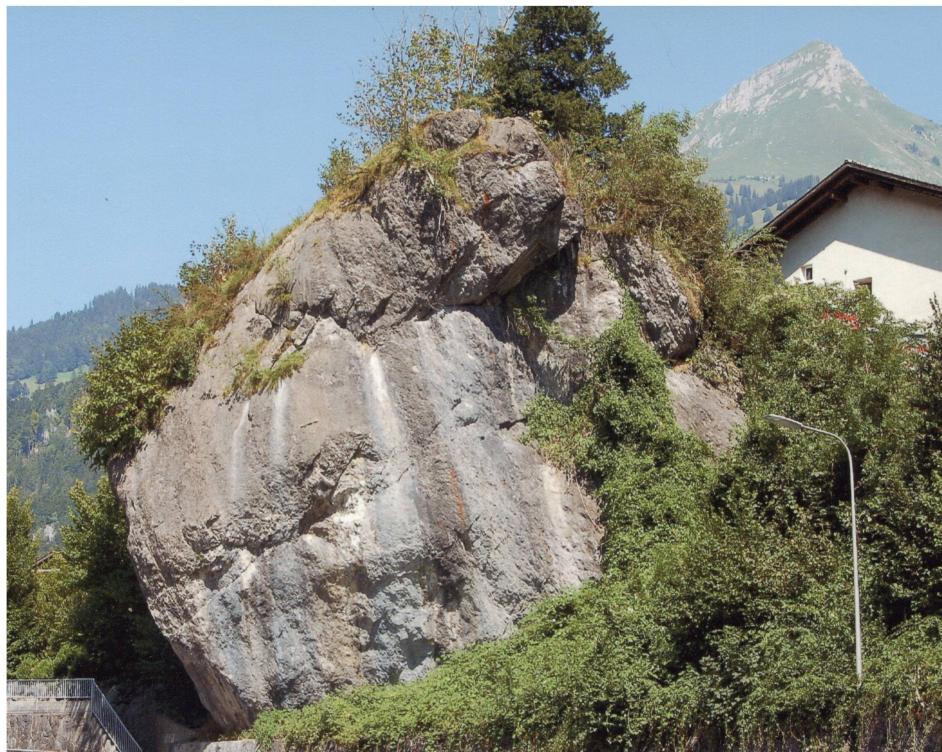


Abb. 7 Der Erratiker auf der Moräne Sitenwald-Riedern ob der Strasse ins Klöntal.

Foto H. Winterberg

Im *Linthtal* haben sich verschiedentlich Mittelmoränen gebildet, so WSW von Luchsingen, oberhalb Schlatt, zwischen Linth- und Bösbächi-Gletscher, sowie NNE von Luchsingen gegen Leuggelbach, zwischen Linth- und Oberblegi-Eis (HANTKE 2013). Auf Bösbächi wurde ab 1615 m eine markante, jüngere rechte Seitenmoräne des Bösbächi-Gletschers auf die Özberg-Sackung geschüttet. Das Zungenende lag zunächst am Ausgang des Bösbächitales bei Luchsingen, später in der Bösbächi-Schlucht um 1000 m. Auf der rechten Talseite, auf Häsli (P. 1762) und auf Orneli (P. 1526), beide östlich Rüti GL, wurden Mittelmoränen verschiedener Eishochstände von Linth- und Diesbach-Gletscher abgelagert. Nördlich der Schönau liegen letzteiszeitliche Mittelmoränen im westlichen Tüfenwald gegen Holzschlag, zwischen Linth- und mündendem Haslen-Gletscher.

Den blockreichen Grat zwischen Diesbach- und Übelbachtal von 1610 m bis 1575 m zwischen Bodmenberg und Diestalstafel haben OBERHOLZER † et al. (1942K) und SCHIELLY (1981) verschieden, aber beide als anstehend kartiert. Dieser besteht im distalen Bereich aus persistenter Mittelmoräne zwischen Diesbach- und Übelbach-Eis auf Anstehendem (HANTKE et al. 2013a).

Auf der rechten Seite des mittleren Durnachtal bildeten sich Mittelmoränen zwischen den firnbedeckten Flanken, am SW-orientierten Chalchstöckli (2504 m) und am Hanenstock (2560 m) mit Nährgebieten über 2500 m sowie am NE-exponierten Sunnenstock mit solchen bis 2500 m und am Guetbächichamm bis 2076 m. Mittelmoränen zeichnen sich auch beim Längstafel ab.

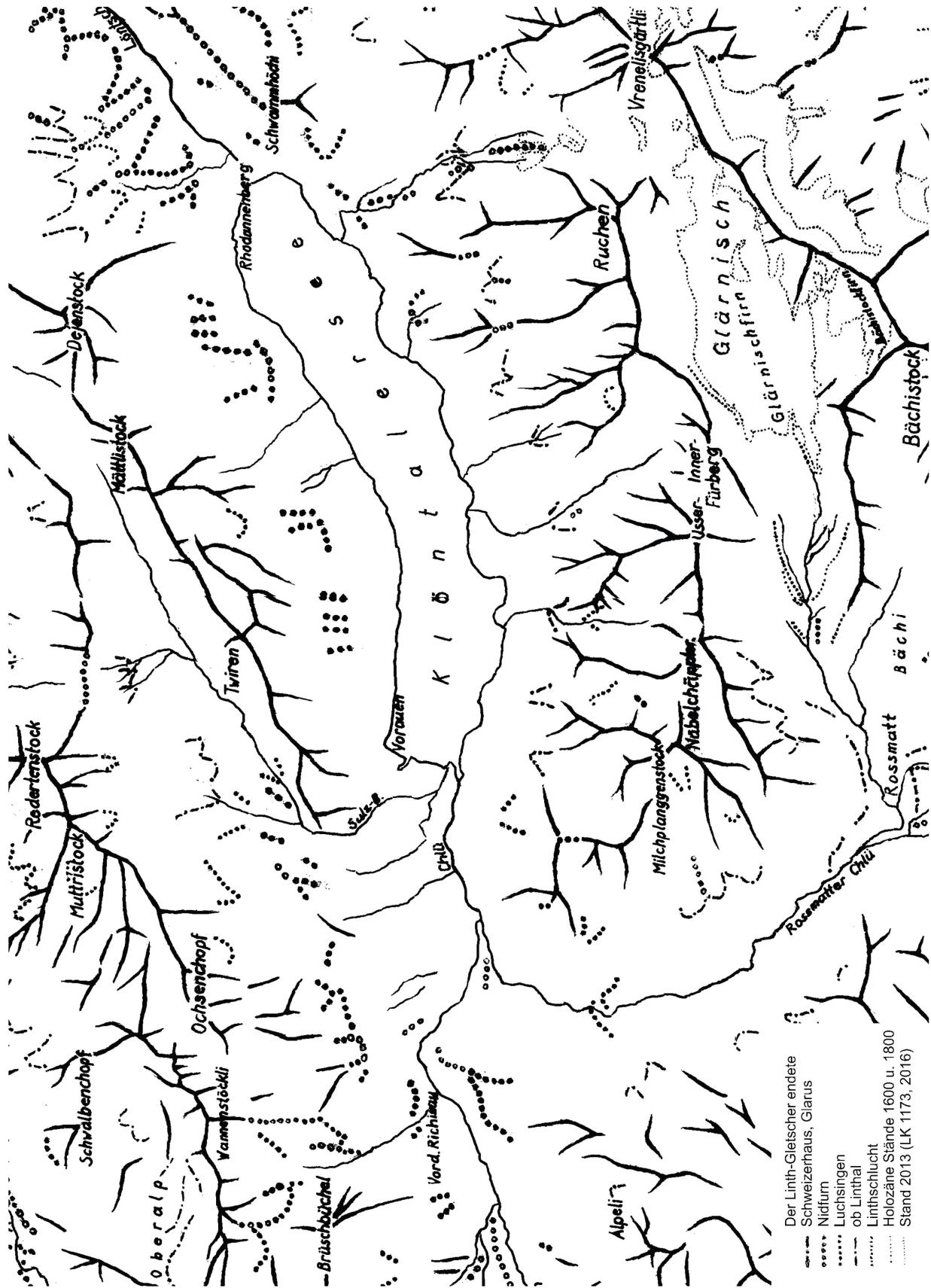


Abb. 8 Seiten- und Mittelmoränen zwischen Glärnisch und Twiren-Dejenstogg, Rossmatter-, Klön-, Dejen-, Sulz- und Klöntal, 1:50'000

Westlich der Linth floss Eis von der Ortstock (2717 m)–Jegerstöck–Läckistock (2485 m)-Kette gegen Norden ins Tal der Glattalp zum Muota/Reuss-Gletscher und gegen Süden in

den Urner Boden zum Linth-Gletscher. Im Lintthal lieferte ihm dieses, vor allem mit Eis von Clariden (3267 m)–Bocktschingel–Gämsfairenstock (2972 m)–Orthalden–Fisetengrat, als Fätsch-Gletscher, bedeutenden Zuschuss. Noch im letzten Spätglazial wandten sich Eiszungen gegen SSE zur Lias-Terrasse Höch Horn–Seeferen–Sulz–Sali–Zingel–Läcki–Firnen (HANTKE 2021). Wie bei früheren, analogen Eisständen schütteten ihre Schmelzwässer Schuttkegel zum Urner Boden.

Südlich des Fätschbach reichte der Griess-Gletscher im letzten Spätglazial vom Clariden über Vorder Chlus bis 1600 m, was eine absteigende Seitenmoräne mit P. 1802 belegt. Das Eis vom Gämsfairenstock stand auf Gämsfairen am Rund Biel (LK 1193 Tödi). Mittelmoränenreste hinterliessen von Clariden–Bocktschingel–Tüfelsstöck–Gämsfairenstock abgeflossene Zungen im Tüfels Egg, Tüfels Fridhof, auf dem Rücken mit P. 2063 und SE von Ober Boden. Sie schlossen sich zu Obermoräne zusammen, die zum Gämsfairenboden verschwemmt wurde. Holozäne Wälle haben Eiszungen im Chüeblätz und zwischen Tüfels Egg und Tüfels Fridhof abgelagert.



Abb. 9 In der Linthschlucht vereinigten sich noch im Letzten Spätglazial die Gletscher von Clariden-, Sand-, Biferten- und Limmeren-Firn im hintersten Lintthal. Blick in die Schlucht von der Pantenbrugg, P. 988. Foto H. Winterberg

Noch im späteren Spätglazial stiess der Linth-Gletscher erneut gegen Linthal vor. Stirnnahe Moränen liegen auf Vorder Eggli–Bodenbergs, oberhalb P. 977 und oberhalb Leglers. Im Tal selbst fehlt eine Endmoräne; diese wurde von Schmelzwässern von Eis der SW-Seite des Chilchenstogg in den Schuttfächer der Auergüeter integriert. Mittelmoränen des

Bodenberg–Auengüeter-Standes liegen auf Chinzen und Riedbödeli sowie im Sandwald oberhalb P. 1307.

Im letzten Spätglazial-Stand endete der Linth-Gletscher in der Linth-Schlucht um 980–1000 m. (Abb. 9). Die Schlucht folgt steilstehenden Scherstörungen, längs denen die junge Linth sich eingetieft hat, was die Kalklösung noch begünstigt hat. Oberhalb Üeli vereinigten sich Sand/Biferten- und Limmeren-Gletscher; dazwischen bildete sich eine Mittelmoräne.

Holozäne und subrezente Mittelmoränen liegen auf Ober Sand, im Sandpassweidli, zwischen Zungen von Clariden- und Spitzalpelifirn und im Tentiwang bei Bifertenfirn-Ständen (Abb. 10).

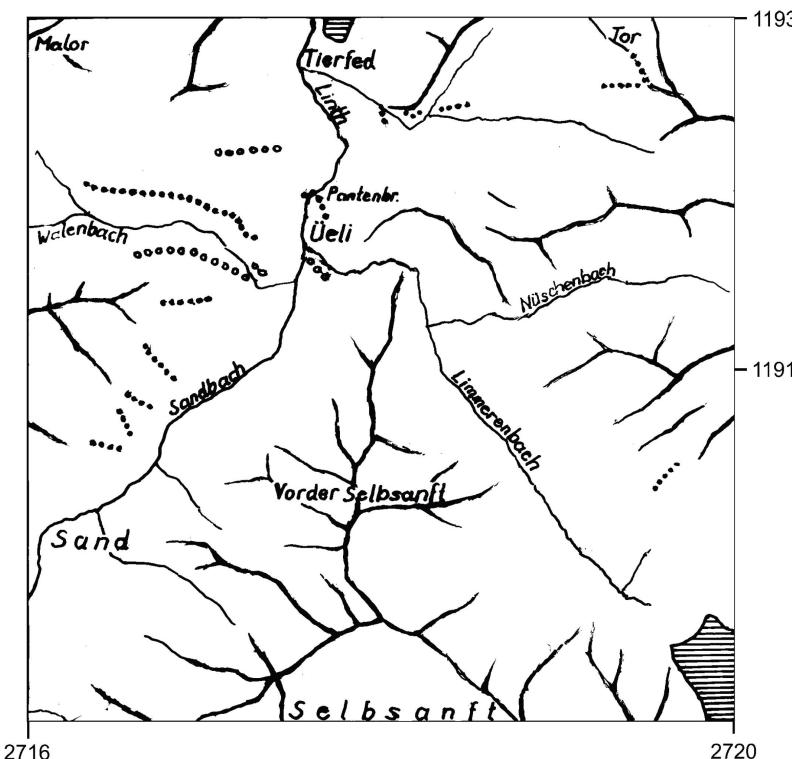


Abb. 10 Im hintersten Linhtal vereinigten sich im letzten Spätglazial Clariden-, Walen-, Sand-, Biferten- und Limmeren-Firn unterhalb Üeli noch zum in der Linth-Schlucht um 980–1000 m endenden Linth-Gletscher 1:50'000.

..... Moränen im letzten Spätglazial  
oooo Mittelmoränen.

## 6.2 End- und Mittelmoränen im Sernftal

Im *vorderen Sernftal* zeichnen sich Mittelmoränen eines höchsten letzteiszeitlichen Standes zwischen Sernf- und Nideren-Gletscher auf Ober Dürstlenboden, NW vom Hellhorn auf 1660 m, ab. Ihm entspricht der auf 1720 m zwischen Linth- und Nideren-Gletscher, nördlich des Etzlistock, einsetzende Wall. Mittelmoränen liegen südlich und nördlich der Mätzstöck (1609 m) um 1600 m. Oberhalb vom Gandberg haben sich Nideren- und Sernf-Gletscher um 1550 m vereinigt. Das steile Gelände im untersten Niderental erlaubte keine Mittelmoränen zwischen Sernf-, Nideren- und Linth-Eis.

Im vordersten Niderental verraten Wälle beim Güetli das Nidfurn-Stadium des Linth-Gletschers. Ein nächstjüngerer Stand zeichnet sich durch absteigende Wälle bei Alprüti ab:

das Luchsingen-Stadium des Linth-Gletschers. Eine Mittelmoräne zwischen Aueren- und Nideren-Gletscher bildete sich auf Geissegg. Dabei bekundet die Schuttnase SW der Seilbahn-Talstation Chis den Stand von Alprüti. Die Wallreste am Fuss des Anstiegs nach Garichti wären dem Stand hinter Linthal gleichzusetzen, während jene oberhalb der Felsstufe, auf Garichti zwischen Matt und Ober Stafel, den letzten spätglazialen Eisstand bekunden dürften. Die Wälle im Talschluss sind als Mittelmoränen dieses Stadiums und als solche holozäner Vorstösse zu deuten.

Im *mittleren Sernftal* stellen sich letzte hochglaziale Mittelmoränen zwischen Sernf- und Chrauch-Gletscher auf Argenboden SE von Matt um 1430 m ein; früh-spätglaziale liegen oberhalb Brandegg auf 1250 m. Ihnen entsprechen nördlich des Chrauchtal jene auf Wissenberg um 1425 m bzw. 1240 m. Im Talgrund zeichnen sich frühe Spätglazialstände des Sernf-Gletschers bei Wart ab, (= Stand von Nidfurn des Linth-Gletschers). In einem nächst-jüngeren Stand stiess eine Eiszunge vom Gulderstock (2520 m) noch bis Engi-Hinterdorf vor. Der Sernf-Gletscher mit dem Chrauch-Eis endete um Matt (= Luchsingen-Stand des Linth-Gletschers). Markanter ist der Stand im *hinteren Sernftal*, bei Steinibach hinter Elm mit Mittelmoränen auf Wichlen und bei Geren des Tschinglen-Gletschers von Vorab–Chalchhorn (Linth-Gletscher bis Bodenberg–Auengüter, um 720 m) und des Bischof-Gletschers vom Kärpf mit dessen Mündung in den Sernf-Gletscher bei Steinibach (Abb. 11).



Abb. 11 Linke Ufermoräne des Bischof-Gletschers vom Kärpf, bei dessen Mündung in den bei Steinibach endenden Sernf-Gletscher.  
Foto H. Winterberg

Ein letzter späteiszeitlicher Stand des Sernf-Gletschers aus den Einzugsgebieten von Horen (2786 m)–Hausstock (3158 m) und Hausstock–Hanenstock (2561 m) zeichnet sich in stirnnahen Moränen auf Wichlen-Ober Stafel, auf 1350 m, ab. Dieser Stand dürfte beim Linth-Gletscher, umrahmt von Gämsfairenstock (2972 m)–Clariden (3267 m)–Piz Cazarauls (3063 m)–Tödi (3614 m)–Piz Urlaun (3359 m)–Bifertenstock (3420 m)–Kistenstöckli (2746 m)–Muttenstock (3089 m)–Ruchi (3107 m)–Scheidstöckli (2810 m), jenem in der Linthschlucht unterhalb Üeli entsprechen.

Im *Jetztal* stand das vom Vorab (3028 m), von den Chalchhörnern (2684 m) und Chämmleren (2722 m) dem Sernf-Gletscher zufließendes Eis im späten Spätglazial noch am Talausgang auf 1325 m, im letzten Spätglazial auf Jetz-Ober Stafel um 1650 m. Die Wälle von den Chalchhörnern gegen Jetzloch sind als endspäteiszeitliche Mittelmoränen, der Wall Wichlen-Unter Stafel-Wichlenberg als solcher des Steinibach-Standes zwischen beiden Gletschern zu deuten. Holozäne Stände liegen auf Walenboden um 1900 m und beim Häxenseeli um 2220 m.

Im *hintersten Sernftal* bildeten sich Mittelmoränen zwischen Wichlen und Büelen. Letzte Spätglazial-Stände zeichnen sich auf Wichlenmatt östlich Richetlipass und auf Büelen NE des Hausstock ab, holozäne bei Alpli, subrezente bei den Schiltbäch und Färtschen (Abb. 12).

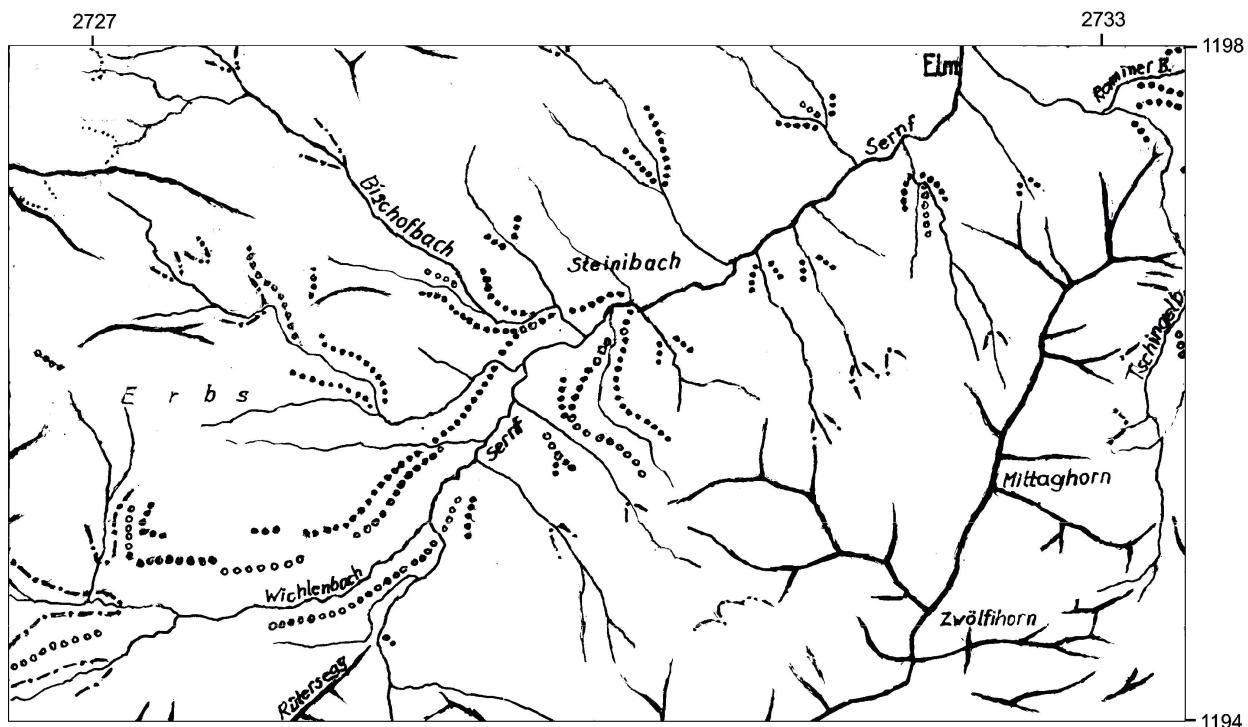


Abb. 12 Die letztspätglazialen und frührezenten Gletscherstände im hintersten Sernftal und seinen Quellästen, zwischen Käpf, Chalchstöckli, Hausstock und Vorab, 1:50'000.

- |  |                         |
|--|-------------------------|
| ..... Moränen des Letzten Spätglazials | ..... Mittelmoränen     |
| - - - Frühholozäne Moränen             | ..... subrezente Moräne |

Eine *höchste Eisüberprägung*, wohl zur Möhlin-Kaltzeit, ist bei P. 1859 am SW-Grat des Schafleger, eine tiefere (? Koblenz-Stadium) auf knapp 1750 m angedeutet. Diese Höhenlagen ergeben vertretbare Gefälle des Linth-Gletschers gegen Glarus. Eine letzteiszeitliche Moräne des Sernf-Gletschers liegt auf Achseli um 1450–1400 m (HUBER 1964).

Bei der Mündung des Sernf-Gletschers bei Eggli, SE von Ober Sool, liegt auf 660 m – wie am Däniberg nördlich ob Schwanden – ein Moränenwall in vergleichbarer Höhenlage.

Ein weiteres Gegeneinander-Vorstossen zweier Gletscher ereignete sich in Elm. Dort traf der Sernf-Gletscher auf den vom Tschinglen-Eis unterstützten Ramin-Gletscher. In Elm sind allfällige Eisstand-Zeugen vom Plattenberg-Bergsturz von 1885 überschüttet worden.

Eine Mittelmoräne, wohl der letzteiszeitliche Maximalstand, liegt SSE von Elm, auf Firstboden in 1790–1745 m, ein tieferer Eisstand auf Stäfeli um gut 1640 m; höhere, aber weit weniger markante, um 1960 m (? Koblenz-Stand) und auf 2040 m (? Möhlin-Stand).

## 7 Mittelmoränen in der Seez–Walensee-Talung, im obersten Toggenburg und im Alpstein

Im *Walensee-Arm* des Rhein-Gletschers haben sich erst im Spätglazial Mittelmoränen zwischen diesem und den von SW und Süden mündenden Zuschüssen von Seez-, Schils-, Murg-, Meren- und Tal-Gletscher gebildet. Im Hochglazial drängte der Walensee-Arm die Zuflüsse tief in die Seitentäler zurück, sodass sich kaum Mittelmoränen bilden konnten.

Ebenso drang ein Rhein-Gletscherarm ins *oberste Toggenburg* ein und floss mit Churfirsten- und Säntis-Eis durchs Toggenburg. Dies bekunden höchste Mittelmoränen auf *Iltios*, in 1380 m, der Wall bei der Bergstation auf 1342 m und Mittelmoränen südlich und SW von Alt St. Johann (HERB in HERB † & FRANKS-DOLLFUS 2003K). Bei Unterwasser, im Rain SW von Alt St. Johann, ESE und SE von Starkenbach finden sich Stirnmoränen spätglazialer Churfirsten-Gletscher.

Nördlich Wildhaus staute das Rhein-Eis den Tesel-Gletscher zwischen den Ketten des Gulmen und von Wildhuser Schafberg–Altmann–Chreialpfirst. Der Wall auf Alp Fros ist als Mittelmoräne zwischen Tesel- und gegen Gamplüt vorgestossenem Rhein-Eis zu deuten (HANTKE 1980). Dieser staute im NW der Talung von Gamplüt den Schafboden-Arm des Säntisthur-Eises. Der Wall auf dem Burstel ist als Mittelmoräne zwischen Schafboden- und Chlingen–Thurwis-Eis zu deuten.

Von Unterwasser drang Rhein-Eis in die Thurschlucht ein, staute den Säntisthur-Gletscher und auf Laui das Gräppelen-Eis. Eine Mittelmoräne bildet den Abschluss der Gräppelen-Talung SSE des Wänneli, was neben einem Flysch-Sandstein ein Granitblock aus dem Rhein-Gletscher-Einzugsgebiet belegt (TH. KEMPF 1966, in A. ZAUGG et al. (2011K).

Neben den offenkundigen Mittelmoränen im Alpstein, jenen zwischen Schwendi-, Brühl- und Wissbach-Gletscher, Zuflüssen aus Südosten und Südwesten, die sich bei Weissbad zum Sitter-Gletscher vereinigt hatten, hat sich am Fuss der nordwestlichen Kette, mit der 230 m hohen *Chammhalden-Moräne* östlich der Schwägalp (HANTKE in FUNK et al. 2000), ein spezieller Mittelmoränenotyp ausgebildet. Bei diesem flossen die Gletscher unterhalb von zwei benachbarten Nährgebieten nach verschiedenen Richtungen ab. Die Chammhalden-Moräne wurde in den einzelnen Kaltzeiten sukzessive höher geschüttet; ist also ebenfalls persistent. Sie umfasst ein Volumen um 4 Mio. m<sup>3</sup> (Abb. 13-14). Zugleich gibt sie Hinweise über den Abtrag seit der Platznahme der tektonisch gestapelten Abfolgen, welche die nordwestliche Säntis-Kette aufbauen (HANTKE 2019b). Von ihr ist seit der Platz-

nahme, neben geringer Karbonatlösung in Warmzeiten, eine Gesteinsabfolge von 30–40 m durch Frostsprengung und wiederholtes Wegräumen mehrmals vorgestossener Hängegletscher erfolgt. Da unter der Chammhalden-Moräne nördlich Chamm subalpine Molasse-Nagelfluh ansteht, wurde der Wall schon bei relativ kleinen Gletscher-Ständen von Wissbach- und Urnäsch-Gletscher geschüttet. Sie endeten im späten Frühglazial und frühen Spätglazial schon nach wenigen km. Erst in den Kaltzeiten erfolgten Vorstösse, bei denen Moränengut der beiden Hängegletscher bis zum Bodensee-Rhein-Gletscher gelangte.



Abb. 13 Die 230 m hohe Chammhalden-Mittelmoräne zwischen Urnäsch- und Wissbach/Sitter-Gletscher, von der Schwägalp aus. Foto R. Hantke

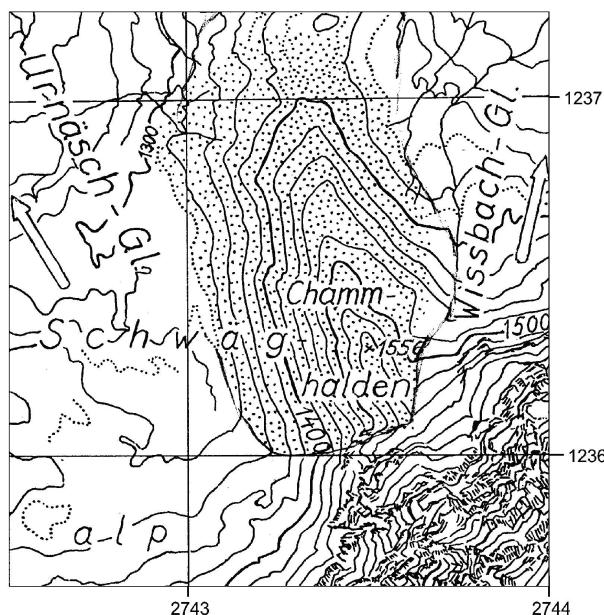


Abb. 14 Die persistente Chammhalden-Mittelmoräne zwischen Wissbach-, Sitter- und Urnäsch-Gletscher, 1:25'000 (punktiert, Ausschnitt aus Blatt 1115 Säntis).

Eine Mittelmoräne findet sich im östlichsten Alpstein zwischen über Eggerstanden ins oberste Sittertal eingedrungenem Rhein-und dem Brüel-Gletscher beim Eggli, auf knapp 1200 m.

## 8 Klimarückschläge liessen Seitenarme aus hohen Nährgebieten weiter vorrücken als den Haupttalgletscher

Bei Klimarückschlägen während des generellen Zurückschmelzens der Gletscher vermochten nord-exponierte Seitengletscher aus hohen Nährgebieten weiter vorzurücken als der daraufträger reagierende Haupttalgletscher. Dies zeigt sich im östlichen Berner Oberland beim *Trift-Gletscher* (LK 1210 Innertkirchen). Nach einem spätglazialen Interstadial stiess der Trift-Gletscher erneut durch die Triftwasser-Schlucht über Schafstellen und das Gadmerwasser vor (Abb. 15). Der *Gadmer Gletscher*, zu dem sich östlich von Gadmen Stein- und Wenden-Gletscher vereinigt hatten, endete bei Underi Furen, 600 m oberhalb des ins Gadmertal ausgetretenen Trift-Gletschers. Dies belegt seine von 1270 m zum Gadmer Wasser abfallende rechte Seitenmoräne. Zuvor, im Innertkirchen-Stadium, vermochte die Gadmer/Trift/Gen-Eiszunge den Aare-Gletscher nicht mehr zu erreichen; sie endete 700 m oberhalb der rechten Seitenmoräne des Aare-Gletschers von Schattsyten-Wilen.

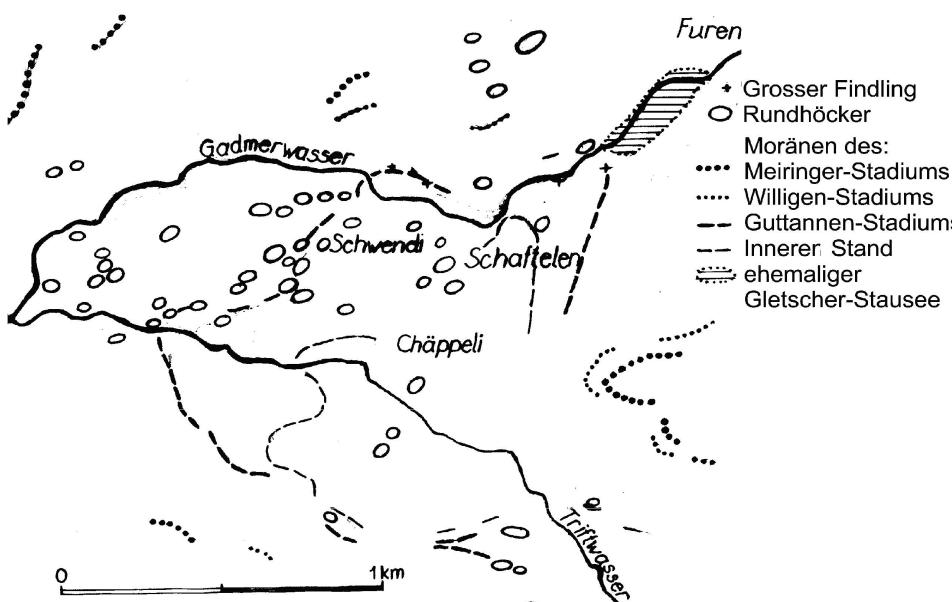


Abb. 15 In einem spätglazialen Klima-Rückschlag stiess der Trift-Gletscher im Gadmertal nochmals bis über das Gadmer Wasser vor. Dabei vermochte der Gadmer Gletscher im Haupttal den Trift-Gletscher nicht mehr zu erreichen, 1:25'000.

## 9 Die Nagelfluhen in der Unteren und Oberen Süsswassermolasse: kühlzeitliche Muren

Während bis anhin die Nagelfluhbänke in der Unteren und Oberen Süsswassermolasse, aufgrund warmzeitlicher Floren in den dazwischen gelegenen Mergeln (HEER 1846, 1848, 1859, P. MENZEL 1914, W. KYBURZ 1968; P. HOCHULI 1973, 1978, M. EBERHARD 1987, TH. BOLLIGER & EBERHARD 1989), stets ebenfalls als warmzeitlich betrachtet und als Ablagerungen alpiner Flüsse interpretiert wurden, zeigte sich bei eigenen Molassestudien immer klarer, dass dies kaum zutreffen kann. Die Bündner Gebirgsflüsse waren für eine Schüttung vom Ausmass der Molasse-Nagelfluhen, selbst bei intensiver Schneeschmelze und

Starkregen, viel zu bescheiden. Zudem zeigen diese, nicht wie Fluss-Ablagerungen, dachziegelartige Eunregelung der flacheren Gerölle. Für die Schüttung der Molasse-Nagelfluhen braucht es weit grössere, plötzlich wirksame Wassermassen: den Bruch von durch schuttbedeckte Gletscher gestauter Seen in tiefen Tälern (HANTKE 2019c, d).

Schon MILANKOVITCH (1941) hat zur Erklärung der Eiszeiten – basierend auf seinen Berechnungen – postuliert, dass die Sonneneinstrahlung im Sommer auf 65°Nord die Kalt- und Warmzeiten geprägt hat. Die Theorie wurde zu seinen Lebzeiten abgelehnt. Ab 1970 wurde klar, dass sie mit Klimaarchiven in marinen Sedimenten und Eisbohrkernen übereinstimmt. Heute ist seine Theorie breit akzeptiert. Die Idee, dass die Einstrahlung der Sonne die Eiszeiten bestimmt, war im Prinzip richtig. Ferner wurde erkannt, dass es nur Rückkopplungseffekte im Klimasystem braucht, um die Eiszeiten zu erklären. H. BLATTER (1984) hat erneut dargetan, dass dieser Wechsel auf eine Änderung der Erdbahn und die resultierende Sonnen-Einstrahlung zur Erde beruht. Die Neigung der Erdachse schwankt in einem Zyklus von 41'000 a um rund 2°. Zugleich taumelt sie leicht in 26'000 a. So ändert sich die elliptische Umlaufbahn der Erde um die Sonne in rund 100'000 a, einerseits von kreisähnlicher zu mehr elliptischer, anderseits dreht sich ihre Achse in der Erdbahnebene. Taumeln der Erdachse und Drehung der Ellipsenachse führen dazu, dass der Tag, an dem die Erde der Sonne am nächsten steht, in rund 20'000 a durch das Kalenderjahr wandert. Damit erscheint es gar höchst wahrscheinlich, dass Nagelfluhen ‚fossile‘ Muren darstellen, die beim Bruch von Gletscher gestauter Seen sich ins Vorland ergossen hatten. Doch dies fand nicht erst im Eiszeitalter statt, sondern schon in weit älteren Kühlzeiten, im späten Oligozän, im frühen und mittleren Miozän, stets bei der ersten Erwärmung, welche die eisgestauten Seen bersten liess.

Riesige Bergeller Tonalit-Erratiker in der Comasker Molasse (HANTKE & E. JÄGER 1982, JÄGER & HANTKE 1983, 1984) belegen, dass schuttbeladene Gletscher durchs Bergell, Veltlin und durch die Comersee-Talung geflossen waren.

Im Engadin existierte eine linksseitige Blattverschiebung (R. TRÜMPY 1977); auch dieses war im frühen Miozän mit Eis gefüllt, das über die Pässe: Ur-Septimer, Ur-Julier und Ur-Albula nach Ur-Mittelbünden floss (Abb. 16). In ihnen staute ein schuttbeladener Ur-Julia-Gletschers einen Ur-Albula-See, ein Ur-Albula-Gletscher im Ur-Schams einen Ur-Schamser-See und später im Ur-Domleschg einen Domleschger-See. Ebenso dürfte – vor dem Niedergang des ersten Bergsturzes von der Ur-Lenzerhorn–Ur-Parpaner Rothorn-Kette – im Ur-Schanfigg einen Schanfigger-See, ein Ur-Valzeina-Gletscher einen Prättigau-See und ein Ur-Brandner-Gletscher einen Montafoner-See gestaut haben. Ein Ausbruch all dieser Eisstauseen hatte zu gewaltigen Muren geführt, die im Vorland zu Nagelfluhbänken verbacken wurden, zu den jung-oligozänen Rigi-Rossberg-, Mälchterli- und Speer-Schüttungen, den altmiozänen Höhronen- und Kronberg-Schüttungen sowie – 10 Ma später – zu den mittelmiozänen Hörnli-, Pfänder- und Adelegg-Nagelfluhen.



Abb. 16 Versuch einer Darstellung der Bildung von Molasse-Schuttfächern. Diese erfolgte spätkühlzeitlich als Muren, die zwischen Ur-Mittelbünden und Ur-Veltlin nach gewaltigen Bergstürzen in Mittelbünden zu Ausbrüchen tiefer Seen führte, gestaut durch Eiszungen aus dem Ur-Engadin und dem obersten Ur-Bergell, über Ur-Julier und Ur Septimer geflossener Gletscher. Gestrichelte Linien: Scherstörungen, die zu Tälern geführt haben. 1:400'000.

O/M = im Oligozän / Früh-Miozän

MM = im Mittel-Miozän

Dabei war der Wechsel von Kühl- und Warmzeiten schon zur Unterer und Oberen Süßwassermolasse, wie weitere 12 Ma später, den Kaltzeiten im Eiszeitalter, in Intervallen von 100'000 a erfolgt. Die Schüttung der gut 25, über Distanzen durchhaltenden Nagelfluhen im Hörnli-Schuttfächer wären so in gut 2½ Ma erfolgt. Dies wäre wohl schon damals, wie später im jüngsten Miozän, mit weitgehender Trockenlegung des Mittelmeers durch den Abfall des Atlantik-Spiegels, verbunden mit Vereisungen von Nord- und Mitteleuropa, ihren Mittelgebirgen, den Alpen und Pyrenäen, nicht ein auf Europa begrenztes Geschehen, sondern ein Weltweites.

Zur Zeit der Unterer und der Oberen Meeresmolasse waren die Kühlzeiten, in der höchsten Unterer und in der Oberen Meeresmolasse, etwas weniger kühl. In ihnen wurden nur gering mächtige und weniger weit ins Vorland reichende Nagelfluhbänke geschüttet.

## **10 Riesengerölle in der altmiozänen Kronberg–Chlosterspitz-Molasse: Paläo-Erratiker**

In den Nagelfluhen der subalpinen frühmiozänen Molasseschuppe der Kronberg–Chlosterspitz-Kette wurden durch K. HABICHT (1945) – neben den mittelpenninischen und ostalpinen Geröllen – zahlreiche Riesengerölle bekannt, was als Faktum festgehalten wurde. Nach Erkenntnis der Nagelfluhen als kühlzeitliche Muren wären sie vom an der Wende Oligozän/Miozän emporgestauten Bergeller Massiv mit Vergletscherungen, die nordalpin bis ins Ur-Alpenrheintal und im Mittelmiozän bis ins unterste Ur-Domleschg, im Ur-Alpenrheintal bis Zizers reichten und Bergsturzgut mit Paläo-Erratikern in der Obermoräne führten (Abb. 16).

## **11 Ältere, jüngere und jüngste Jura-Nagelfluhen: kühlzeitliche Muren aus Vogesen und Schwarzwald**

Mit kühlzeitlichen Muren in Zusammenhang steht auch die Bildung der Jura-Nagelfluhen. Im jüngsten Oligozän, ältesten, mittleren und jüngsten Miozän waren auch Vogesen und Süd-Schwarzwald zeitweise kräftig vergletschert gewesen, sodass es am Eisrand zu Gletscher-Stauseen gekommen war, deren katastrophale Ausbrüche zu Muren geführt hatten, welche die jüngst-oligozänen/altmiozänen, mittelmiozänen Jura-Nagelfluhen und jüngstmiozäne Vogesen- und Schwarzwald-Schotter (HANTKE 1986) und die Altmorene mit den Wanderblöcken im Vogesenhof, Chastel Gde. Himmelried SO, geliefert haben (HANTKE 1973, 2011).

## 12 Literatur und Karten

- AEBERHARDT, B. 1912: L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. – Eclogae geol. Helv. 11/6: 752–771.
- AEPPLI, A. 1894: Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 4.
- AGASSIZ, L. 1840: Etudes sur les glaciers. – Jent & Grossmann, Neuchâtel et Soleure: 346 p. + Atlas.  
– 1841: Untersuchungen über die Gletscher. – Jent & Grossmann, Solothurn: 326 S. + Atlas.
- BALTZER, A. 1896: Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. – Beitr. geol. Karte Schweiz 30: 169 S.
- BAUMBERGER, E. & MENZEL, P. 1914: Beitrag zur Kenntnis der Tertiärfloren aus dem Gebiet des Vierwaldstättersees. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 40: 84, 4 Taf.
- BECK, P. 1934: Das Quartär. – Geol. Führer Schweiz 1 – Wepf, Basel.
- BECKER-HAUMANN, R. 1997: Der Arlesrieder Schotter – Ein weiterer Beleg für die biberzeitliche Iller in Bayrisch Schwaben. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 114: 59–75.
- BEELER, F. 1970: Geomorphologische Untersuchungen im Oberseetal (GL). – Dipl.-Arb. Ggr. Inst. Univ. Zürich.
- BLATTER, H. 1984: On the thermal regime of Arctic glaciers. – Diss. SFITZ, NW 7596: XIII+107 pp. – Axel Heiberg Isl. Res. Rep. Glac. 6.
- BLÖSCH, E. 1911: Die Grosse Eiszeit in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 31/2.
- BOLLIGER, TH. & EBERHARD, M. 1989: Neue Floren- und Faunenfunde aus der Oberen Süsswassermolasse des Hörnligebietes (Ostschweiz). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 134/2: 109–138.
- , FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D. 1996: Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/2: 1043–1048.
- BRAUCHLI, R. & GLASER, TH. 1924K: Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt Lenzerheide. – Geol. Karte Schweiz 1:25'000, 94C – Schweiz. Geol. Komm.
- BRÜCKNER, W. 1956: Über ‚Lösungstische‘. – Die Alpen (1956)/3: 35–36.
- †, ZBINDEN, P. et al. 1987K: Blatt 1192 Schächental. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 83. – Schweiz. Geol. Komm.
- BUXTORF, A. 1913K, 1916: Geologische Karte der Rigi-Hochfluhkette 1:25'000, mit Erläuterungen. Geol. Sp.-K. 29a. – Schweiz. Geol. Komm.
- CADISCH, J. 1922K: Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt Arosa. Geol. Karte Schweiz 1:25000, 94A – Schweiz. Geol. Komm.
- CHARPENTIER, J. DE 1835: Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. – Ann. mines (3<sup>e</sup>) 8: 219–236. Carilian-Doeury, Paris.  
– 1837: Lettre de M. Agassiz: Sur les blocs erratiques du Jura. – C.R. hébd. – Acad. Sci. 5: 506–508.  
– 1841: Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. – Ducloux, Lausanne: 362 p.
- EBERHARD, M. 1987: Entwicklung von Sedimentation, Flora, Fauna und Relief von Mittelmiozän bis Quartär zwischen Arlberg (Vorarlberg/Tirol) und Adelegg (Allgäu). – Diss. Univ. Zürich: 242 S., 6 Taf., Quartär-Karte.
- EBERL, B. 1930: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. – Augsburg.
- EHLERS, J. 2011: Das Eiszeitalter. – Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg: 363 S.
- ELLWANGER, D., KIMMIG, B., SIMON, T. & WIELANDT-SCHUSTER, U. 2011: Quartärgeologie des Rheingletschergebietes (Exkursion I am 29. April 2011). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 93: 387–417.
- ESCHER, ARN. 1836–54: Tagebücher 1, 2 und Notizen in Tagebuch 17. – Dep. ETH-Hauptbibl., Zürich.  
– (1869): Über das quartäre Konglomerat der Utokuppe. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 14/2: 107–113.

- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, TH., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. 1982K: Blatt 1115 Säntis. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 78 mit Erläuterungen – Schweiz. Geol. Komm.
- FREI; ROM. 1912: Monographie des schweizerischen Deckenschotters. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 37.
- FUNK, H. et al. 2013K: Blatt 1170 Alpnach. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 137. – Geol. Landesaufn., swisstopo.
- , HABICHT, K., HANTKE, R., PFIFFNER, O.A. 2000: Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 78. – B.-Amt Wasser u. Geol.
- GERBER, E. 1950: Blatt 142–145 Fraubrunnen–Burgdorf mit nördlichem Teil von Blatt 321 Bigenthal. Geol. Atlas Schweiz 1: 25'000, 22, mit Erläuterungen. – Schweiz. Geol. Komm.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, J.C. 2010: Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base of 2,58 Ma. – J. Quatern. Sci. 25/2: 96–102.
- GRAF, H.R. 2007: Quartär. – In: BITTERLI-DREHER, P. et al.: Erläuterungen zu Blatt 1070 Baden Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 120. – swisstopo, Wabern.
- 2009a: Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – Eiszeitalter & Gegenwart 58/1: 12–53.
  - 2009b: Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 168.
  - , BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, P.†, DIEBOLD, P., NAEF, H., mit Beitrag von SCHÜRCH, R. 2006: Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 120, mit Erläuterungen. – Geol. Landesaufn., swisstopo, Wabern.
  - , BURKHALTER, R., GUBLER, TH., KELLER, O., MAISCH, M., SCHINDLER, C., SCHLÜCHTER, CH. & WYSSLING, G. 2003: Das ‚Mittelmoränen-Modell‘ aus wissenschaftlicher Sicht. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 148/3: 79–87.
- GUTZWILLER, A. 1895: Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. – Verh. natf. Ges. Basel 10/3 (1894): 512–690.
- 1910: Die Wanderblöcke auf Kastelhöhe. – Verh. natf. Ges. Basel 21: 197–208.
  - 1912: Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. – Verh. natf. Ges. Basel 23: 57–75.
- HABICHT, K. 1945: Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. Geol. Karte Schweiz 1:25'000, 83. – Schweiz. Geol. Komm.
- HANTKE, R. 1965: Zur Chronologie der präwürmezeitlichen Vergletscherung in der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. 58/2: 877–899.
- 1973: Des dépôts du Quaternaire le plus ancien de la région frontière France – Allemagne – Suisse, indiquent-ils des glaciations remarquables au SW de la Forêt-Noire? – Ann. sci. Univ. Besançon G (3) 18.
  - 1978, 1980, 1983: Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. 1, 2, 3.
  - Ott, Thun. 1992: Eiszeitalter 1–3, unveränd. Nachdr. – ecomed, Landsberg a. Lech.
  - 1986: Die Schweizer Jura-Nagelfluh – mehrere Schüttungen in kühl- und kaltzeitlichen Einbrüchen im Mittelmiozän? – Mitt. aarg. natf. Ges. 31: 53–73. Aarau.
  - 2003a: Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14: 99–105.
  - 2003b: Unterseeische Mittelmoränen im Vierwaldstättersee. – Ber. schwyz. natf. Ges 14: 106–109.
  - 2006K: Blatt 1151 Rigi. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 116, mit Erläut. – B.-Amt Wasser & Geol., swisstopo, Wabern.
  - 2008: Der Aaregletscher und seine Eislieferanten in der Spät- und Nacheiszeit zwischen Thun und den Zungen von Unter- und Oberaargletscher. – Jb. Uferschutzverband Thuner- u. Brienzsee 2008: 11–34.
  - 2011: eiszeitalter – Kalt/Warmzeit-Zyklen und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum. – Ott, Bern: 570 S.
  - 2013K: Blatt 1172 Muotathal mit Teil von 1171 Beckenried. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 127. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.

- HANTKE, R. 2019a: Wälder der östlichen Zentralschweiz vor 30–25 Millionen Jahren, rekonstruiert mit fossilen Pflanzenfunden vom Rossberg, Südfuss der Rigi, Gebiet um Rothenthurm, vom Rinderweidhorn und Höhronen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 18: 35–54.
- 2019b: Zur jüngeren Erdgeschichte des westlichen Kantons Schwyz. – Ber. schwyz. natf. Ges. 18: 93–123.
  - 2019c: Die Klima-Entwicklung zur Molassezeit und im jüngsten Miozän. – Ber. natw. Ges. St.Gallen 93: 367–375.
  - 2021: Gebirgsabtrag und Talbildung in den helvetischen Kalkalpen zwischen Berner Oberland und St.Galler Rheintal. – Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus 22: 100-144.
- , BRÜCKNER, W.† et al. 2011: Erläuterungen zu Blatt 1192 Schächental. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 83. – Geol. Landesaufn., swisstopo, Wabern.
  - , FÖLLMI, K.B., LABHART, W., RICK, B., ROTH, H.P. 2013b: Erläuterungen zu Blatt 1153 Klöntal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Manuskr.: Landesgeol., swisstopo.
  - , FÖLLMI, K.B., LABHART, W., RICK, B., ROTH, H.P. 2014K: Blatt 1153 Klöntal. Geol. Atlas Schweiz 1: 25'000. – Manuskr.: Landesgeol., swisstopo, Wabern.
  - & JÄGER, E. (1982): Protokoll der Exkursion nach Pedrinate–Chiasso 14./25.4.1982. – Isotopengeol. Univ. Bern.
  - , SCHEIDECKER, A.E. 2003: Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14: 83–98.
  - , SCHINDLER, C.†, FREY, F.†, BAUMELER, A., CADUFF, R. & FRANK, ST. 2019d: Erläuterungen zu Blatt 1173 Linthal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 166 – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
  - , SCHINDLER, C., FREY, F., STYGER, G., SCHIELLY, H. 2013a: Erläuterungen zu Blatt 1173 Linthal mit Anhängsel von 1193 Tödi. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Manuskr.: Landesgeol., swisstopo Wabern.
  - , SCHINDLER, C.†, FREY, F.†, SCHIELLY, H.†, BAUMEIER, A., CADUFF, R. 2019K: Blatt 1173 Linthal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. 166, mit Erläut. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
  - , WAGNER, G. 2005: Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Erster Teil: Östliches Berner Oberland bis zur Kander. – Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 62: 107–134.
  - , WYSSLING, G. & BOLLINGER, D. 2009K: Blatt 1132 Einsiedeln. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 129, mit Erläuterungen – swisstopo, Wabern.
- HEER, O. 1846, 1848: Über die an der hohen Rhonen entdeckten fossilen Pflanzen. Verh. Schweiz. natf. Ges. (1846): 36–38; N. Jb. Mineral. 1848: 369–371.
- 1858: Die Schieferkohlen von Utznach und Dürnten. – Öffentlicher Vortrag 7.1.1858. – Orell, Füssli, Zürich: 40 S.
  - 1864: Eröffnungsrede der 48. Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. – Verh. Schweiz. natf. Ges. Zürich 3.
- HEIM, ALB. 1895: Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 40/1: 1–32.
- 1919: Geologie der Schweiz 1. – Tauchnitz, Leipzig: 704 S.
- HEBLING, E. 1952: Morphologie des Sernftales. – Diss. Univ. Basel. – Ggr. Helv. 7/2.
- HERB, R.†, FRANKS-DOLLFUS, S. 2003K: Blatt 1134 Walensee. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 106. – B.-Amt Wasser u. Geol., swisstopo, Wabern.
- HSÜ, K.J. 1984: Das Mittelmeer war eine Wüste. Auf Forschungsreisen mit der Glomar Challenger. – Übers. REHORK, J. – Harnack, München.
- HUBER, R. 1964: Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano. – Diss. EPF, Zurich, NW 3244, Schmidberger & Müller, Zürich. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 23.
- JÄGER, E. & HANTKE, R. 1983: Die Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Natw. 70/5: 209–215.
- & – 1984: Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. – Geol. Rdsch. 73/2: 567–575.

- JEANNET, A. 1923: Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. – In: BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET & WEBER, J.: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser. 8: 106–403.
- KELLER, O. 2014: Erwägungen zur Korrelation mittelpleistozäner Relikte des Rheingletschers mit der Nordschweizer Stratigraphie. – E&G, Quatern. Sci. J. 63/1: 19–63.
- & KRAYSS, E. 2010: Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie in den Schlüsselregionen der Nordschweiz. – Eiszeitalter & Gegenwart, 59/1–2: 88–119.
- KEMPF, TH. 1966: Geologie des westlichen Säntisgebirges. – Diss. Univ. ZH – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 128.
- KYBURZ, W. 1968: Untersuchungen in der unteren OSM im Raum Rüti–Eschenbach–Goldingen. – Unpubl. DA Univ. ZH. – Dep. Erdw. Bibl. ETHZ
- LITT, T., BEHRE, K.E., MEYER, K.D., STEPHAN, H.J., WANSA, S. 2007: Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – E&G, Quatern. Sci. J. 56/1–2: 7–65.
- LÜDI, W. 1953: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. – Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich 27: 208 S.
- MARTI, F. et al. 2015: Naturschönheiten im Glarnerland. – Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus 20.
- MILANKOVITCH, M. 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. – Acad. Roy. Serbe, Sect. Sci. Math. et Natur. 33 – Ed. spec. Acad. Roy. Serbe 132: 633 S.
- OBERHOLZER, J. (1900): Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 9.
- 1921K: in JEANNET in: BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A., WEBER, J. 1923: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geologie Schweiz, Geotech. Ser. 8.
- †, mit Neuaufnahmen von OCHSNER, A., FICHTER, H.J., BRÜCKNER, W., JEANNET, A., HÜGI, TH. 1942K: Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50'000. – Geol. Spez.-K. 117 – Schweiz. geol. Komm.; 1984: Nachdr.
- OCHSNER, A. 1969K, 1975: Blatt 1133 Linthebene. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 53, mit Erläut. – Schweiz. Geol. Komm.
- ORTLAM, D. 1994: Subglaziale Hohlformen im ausseralpinen Mitteleuropa. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 76: 351–394.
- 2003: Die Wiege des Turenne-Denkmales im Lichte neuester Glazialforschungen im Nordschwarzwald. Eine geowissenschaftlich-historische Synthese. – Die Ortenau – Veröff. Hist. Ver. Mittelbaden 2003: 393–418.
- 2004: Der Ursprung der Acher (Nord-Schwarzwald) auf der Basis historischer Recherchen sowie die Gense des Ruhesteins (Schwarzwaldhochterrasse). – Acherner Rückbl. 3: 9–28.
- PENCK, A. 1879: Die Geschiebeformation Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges. 31: 117–203.
- 1882: Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – Barth, Leipzig: 484 S.
- 1899: Die vierte Eiszeit im Bereich der Alpen. – Schr. Vereinig. Verbreit. natw. Kenntn. 39: 1–20.
- & BRÜCKNER, E. 1901–09: Die Alpen im Eiszeitalter 1–3. – Tauchnitz, Leipzig.
- PREUSSER, F. 2010: Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz (Exkursion E am 8. April 2010). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 92: 83–98.
- , GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, CH. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – E&G, Quatern. Sci. J. 60/2–3: 282–305.
- SCHAEFER, I. 1956: Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. – Acta INQUA IV 1953, Rome et Pise 1: 910–914.
- 1957: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50'000. – Bayr. Geol. L.-A., München.
- SCHEUENPFLUG, L. 1991: Die frühpleistozäne Augsburger Altwasserscheide am Ostrand der Iller-Lech-Platte (Süddeutsches Alpenvorland, Bayern). – Eiszeitalter & Gegenwart 41: 47–55.

- SCHIELLY, H. 1981: Geologische Karte des westlichen Freiberges (Kt. Glarus) 1:10'000. – Natf. Ges. Kt. Glarus.
- SCHINDLER, C. 2004: Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 169.
- SCHREINER, A. & EBEL, B. 1981: Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvor-  
kommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. A 53: 3–64.
- SIDLER, C. 1988: Signification de la palynologie appliquée aux sédiments détritiques et organogènes du Pléistocène supérieur: Eem–Tardiglaciaire würmien et de l’Holocène entre Zug, Zurich et Baden (Suisse). – Diss. Univ. Zurich. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 280.
- TRÜMPY, R. 1944: Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. – DA ETHZ. (unveröff.)
- 1977: The Engadine Line: a Sinistral Wrench Fault in the Central Alps. – Geol. Soc. China 2: 1–10.
- VENETZ, I. 1833: Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. – N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw. 1.
- 1861: Mémoire sur l’extension des anciens glaciers renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. – N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw. 18.
- VILLINGER, E. 2011: Geologische Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg 1:1'000'000. – L.-Amt Geol., Rohstoffe u. Bergbau LGRB, Freiburg i. Br.
- WAGNER, G. 1997: Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 54: 91–137.
- 2001: Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 94/2: 221–235.
- 2002: Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 1. Teil: Gebiet des Linthgletschers in der Zürichsee-Talung und im Knonauer Amt. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 147/4: 21–33.
- 2003: Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 2. Teil: Linth/Rheingletscher im Glatttal, Gletschergebiete von Thur/Rhein. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 148/3: 67–77.
- 2004: „Das Mittelmoränen-Modell aus wissenschaftlicher Sicht“. Duplik von WAGNER auf die Replik von GRAF et al. in der Vierteljahrsschrift 148/3 (2003). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 149/2-3: 83–86.
- 2005: Eiszeitliche Mittelmoränen im Aargau. – Mitt. aarg. natf. Ges. 36: 5–25.
- 2014: Mittelmoränen – Heute und in der Eiszeit. – Haupt, Bern: 158 S.
- , HANTKE, R., KELLETAT, D. 2018: Medial Moraines of Modern Glaciers and the Surviving Ice-Marginal Landforms. – Google Earth Research: 15 pp, 18 figs.
- WEBER, A. 1928: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18 (1927–30), als Diss. 1928.
- WELTEN, M.† et al. 1988: Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 156.
- ZAUGG, A., LÖPFE, R., KRIEMLER, M., KEMPF, TH. 2011K: Blatt 1114 Nesslau. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 141, mit Erläut.: ZAUGG, LÖPFE.

Prof. em. Dr. René Hantke, Glärnischstr. 3, CH 8712 Stäfa.

Heinz Winterberg, Quellenweg 25, CH 8845 Studen SZ.