

Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen

Autor(en): **Hantke, René / Wagner, Gerhart**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **61 (2004)**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-323825>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

RENÉ HANTKE¹ und GERHART WAGNER²

Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	102
1.1 Alte Schotter und Eiszeitchronologie	102
1.2 Hoch gelegene Schotter und tief eingeschnittene Täler	104
1.3 Ist die Höhenlage der Schotter ein Kriterium für ihr Alter?	105
1.4 Ziel der vorliegenden Studie	106
2. Höhenschotter zwischen Aare und Emme	107
2.1 Allgemeines	107
2.2 Beispiele	108
2.2.1 Geissrüggen–Chratzme	108
2.2.2 Ätzlischwand–Sigetel	109
2.2.3 Goucherewald–Chuderhüsi	109
2.2.4 Bantiger	111
2.2.5 Grauholz	114
2.2.6 Dietlenberg–Harschberg	115
2.2.7 Vorder Schwändi	116
2.2.8 Würzbrunnen	116
2.2.9 Chapf	116
3. Präwürmschotter im Gebiet Schwarzenburg–Guggisberg	116
3.1 Die Zelgschotter	116
3.2 Die Schotter von Ägerten	119
4. Weitere alte Schotter im südlichen Berner Mittelland	119
5. Schlussfolgerungen	121
6. Zusammenfassung	123
7. Literatur	123

¹ René Hantke, Glärnischstrasse 3, CH-8712 Stäfa

² Gerhart Wagner, Im Baumgarten 10, CH-3066 Stettlen

1. Einleitung

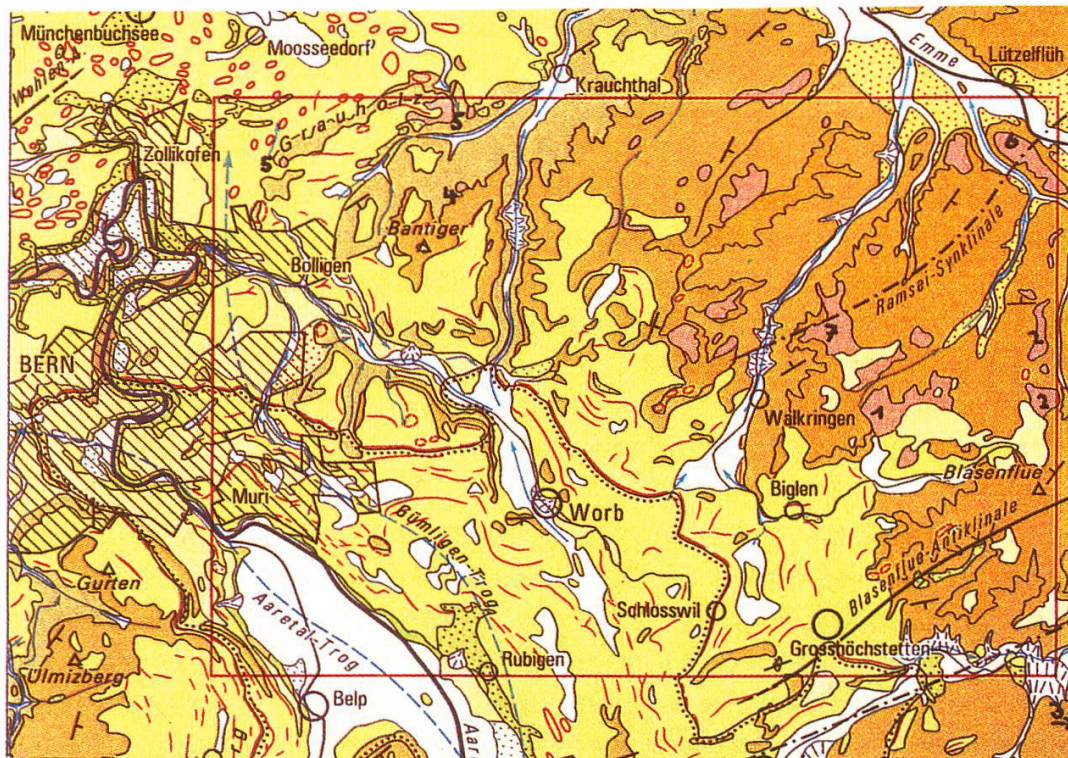
1.1 Alte Schotter und Eiszeitchronologie

Zu den interessantesten und geheimnisvollsten eiszeitlichen Formationen im Berner Mittelland gehören die «Höhenschotter». Es handelt sich um hochgelegene eiszeitliche Schotter und Moränen, die grösstenteils ausserhalb der maximalen Würm-Vereisung liegen, also sicher in einer früheren Eiszeit entstanden sind. Sie finden sich im NE-Teil des geologischen Atlasblattes Worb 1:25 000 (KELLERHALS et al. 1999, Abb. 1) sowie im Bereich der älteren Blätter Eggiwil (HALDEMANN et al. 1980) und Schwarzenburg (RUTSCH & FRASSON 1953). In der Legende zu Blatt Worb werden sie der grössten Vergletscherung zugeordnet.

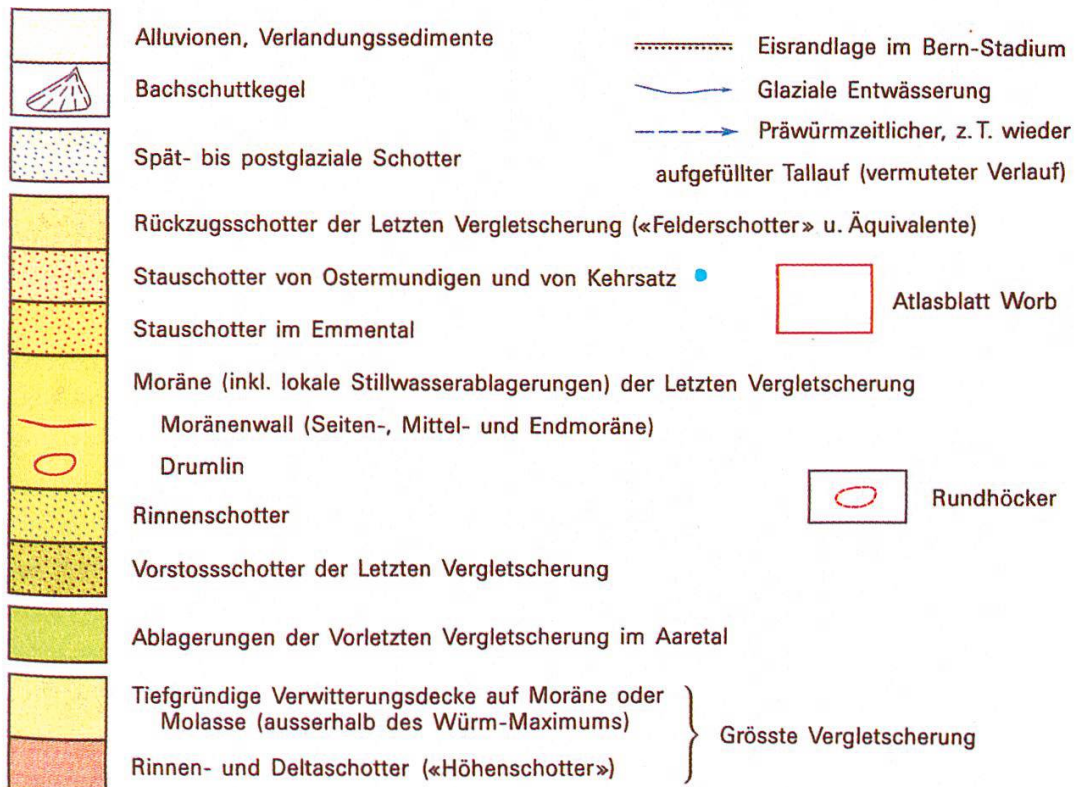
Das klassische PENCK & BRÜCKNERSche Schema kannte vier Eiszeiten: Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit, benannt nach Flüssen in Oberbayern, wo PENCK vor über 100 Jahren seine Eiszeitchronologie entwickelte. Zwischen Mindel- und Riss-Eiszeit wurde die längste der drei Interglazialzeiten angenommen. Auf dem Atlasblatt Worb und in den zugehörigen Erläuterungen (GRUNER 2001) wird auf die PENCK-BRÜCKNERSche Vierteilung des Eiszeitalters verzichtet. Diese muss nach heutigen Erkenntnissen erweitert werden: Die Wirklichkeit ist viel komplizierter. Nach der heutigen Chronologie gab es im Eiszeitalter mindestens ein Dutzend Gletschervorstösse über den Alpenrand hinaus. Für die letzte Eiszeit wird die vertraute Bezeichnung «Würm» beibehalten. Auf die Namen Günz und Mindel wird verzichtet (SCHLÜCHTER & KELLY 2000). Der Name «Riss» stand bisher für die vorletzte = grösste Vergletscherung. Es hat sich aber gezeigt, dass die vorletzte nicht die grösste Eiszeit war. Die bisher als «Riss» bezeichneten Moränen und Schotter (auf der Karte von NUSSBAUM 1922 sind die Höhenschotter der Riss-Eiszeit zugeordnet) können daher entweder der *vorletzten* oder der *grössten* (oder einer früheren «grossen») Vereisung angehören. Jedenfalls handelt es sich bei den Höhenschottern um die ältesten eiszeitlichen Bildungen im Berner Mittelland. Interessanterweise verzeichnet das Atlasblatt Worb an einigen Stellen, so am Grauholzberg, Schotter desselben Alters auch innerhalb der Würm-Vereisung im Liegenden der Würm-Moränen.

Weitere alte Schotter verschiedener Höhenlagen im bernischen Mittelland wurden teils der vorletzten Eiszeit, teils der beginnenden Würm-Eiszeit (als «Vorstossschotter») zugeordnet und mit verschiedenen Namen belegt: «Plateauschot-

Abbildung 1: Übersichtskarte 1:200 000 zum Atlasblatt Worb (rot umrahmt) und der angrenzenden Gebiete. Die grössten Höhenschotter-Vorkommen (rot) befinden sich in der Osthälfte des Kartenblattes: 1 Geissrüggen–Chratzme (Text 2.2.1), 2 Ätztischwand–Sigetel (2.2.2), 3 Goucherewald–Chuderhüsi (2.2.3), 4 Bantiger (2.2.4), 5 Grauholz (2.2.5), 6 Dietlenberg–Harschberg (2.2.6), 7 Vorder Schwändi (2.2.7). Geologischer Atlas der Schweiz, Geologische Übersicht 1:200 000, Blatt 104 Worb. Bundesamt für Wasser und Geologie, 3003 Bern-Ittigen. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA035064.



Quartär



Tertiär



ter», «Karlsruheschotter», «Ältere Seeland»-, «Ältere Aaretal»-Schotter und viele kleinere, mit Lokalnamen versehene Vorkommen. Dabei ist zu beachten, dass, obgleich in allen Bezeichnungen von «Schotter» gesprochen wird, diese meist eng mit Moräne verknüpft sind, so dass oft die z.B. von GERBER 1950 verwendete Bezeichnung «Schottermoräne» am Platze wäre. All diese *vor dem Hochwürm* entstandenen Ablagerungen fassen wir mit dem Titelbegriff «Ältere Berner Schotter» zusammen. Bevor wir uns ihnen zuwenden, werfen wir einen Blick auf die «Deckenschotter» der nordostschweizerischen Gletschergebiete.

1.2 Hoch gelegene Schotter und tief eingeschnittene Täler

Im Zungengebiet von Rhein-, Thur- und Linthgletscher wurden die dort vorkommenden hoch gelegenen Schotter und Moränen von ihren Bearbeitern (GUTZWILLER 1900, FREI 1912, WEBER 1928, SUTER 1944, HANTKE 1959, 1962, SCHLÜCHTER 1988, GRAF 1993, 2003 u.a.) als Ältere und Jüngere (Höhere und Tieferer) *Deckenschotter* bezeichnet in Analogie zu ihren Prototypen in den bayerischen Gletschergebieten. Mit dem Namen wurde angedeutet, dass es sich um Reste einer einst auf diesem hohen Niveau durchgehend abgelagerten Schotterflur handle. Dies war die Lehrmeinung seit PENCK & BRÜCKNER 1909: Die allgemeine Landoberfläche wäre von Eiszeit zu Eiszeit durch die interglaziale Erosion sukzessive tiefer gelegt worden. Die höchstgelegenen Schotter wurden als Zeugen der ältesten Eiszeit aufgefasst. Daher teilten PENCK & BRÜCKNER die «Höheren Deckenschotter» der Günz-, die «Tieferen» der Mindel-Eiszeit zu. Auf nächsttieferem Niveau folgten die «Hochterrassenschotter», welche der Riss-, und die «Niederterrassenschotter», die der Würm-Eiszeit zugewiesen wurden (vgl. HEIM 1919, S. 271). Es zeigte sich jedoch bald, dass diese vier Niveaus zur Einordnung aller vorhandenen Schotter nicht genügten: Das System der Terrassen und der ihnen zuzuordnenden Kaltzeiten wurde nach PENCK & BRÜCKNER immer komplizierter.

Bei den hoch gelegenen Schottern im Berner Mittelland wurde die Bezeichnung Deckenschotter vermieden, da eine Äquivalenz mit den Ostschweizer Schottern dieses Namens fraglich schien. Aber die Vorstellung, dass es sich um Ablagerungen auf einst durchgehend hoch gelegenen «Einebnungsflächen» handelte, ist auch bei den früheren Bearbeitern der bernischen Höhengotter präsent (GERBER 1950, S. 54; BECK & RUTSCH 1958, S. 30; RUTSCH 1967, S. 26). In den Erläuterungen zum Atlasblatt Worb (GRUNER 2001) wird diese Vorstellung nicht erwähnt.

Der Annahme einer prä- und frühglazialen hohen Landoberfläche steht die erstaunliche Tatsache der tief in Alpenrand und Molasse eingeschnittenen Täler gegenüber. Sie sind bis mehrere hundert Meter mit Glazialschutt verfüllt. Wann entstanden diese Täler – und wann wurden sie aufgeschottert? Die gewaltigen Talbildungen wurden von PENCK auf Glazialerosion («glaziale Übertiefung») zurückgeführt, und zwar auf die frühe Riss-Eiszeit klassischer Auffassung. In Spät-riss- und Würm-Eiszeit hätte dann die Aufschotterung der Täler stattgefunden.

Diese Sicht vermochte nie wirklich zu befriedigen. SCHLÜCHTER versuchte 1981 und 1987 eine vorsichtig-differenzierte Standortbestimmung zu dem ebenso umstrittenen wie widersprüchlichen Thema der Talgenese im Quartär. Er betont die Komplexität der Problematik, indem einerseits mit multifaziellen und mehrphasigen Ereignissen von Erosion und Akkumulation, andererseits auch mit neotektonischen Bewegungen zu rechnen sei. An den eingebürgerten Vorstellungen einer durchgehenden, hochliegenden Deckenschotterlandschaft in der Nordschweiz und der Entstehung der Talübertiefungen durch glaziale «Ausräumung» rüttelt er nicht. Die grosse Eintiefung setzt er aber aufgrund des Thalgut-Profils von 1983 (vgl. unter 4.) zeitlich früher, um mindestens einen Eiszeitzyklus vor der klassischen Riss-Eiszeit an. Um die Annahme der grossen «Ausräumung» im frühen mit der Tatsache der gewaltigen Talfüllung im späten Pleistozän verträglich zu machen, wie auch zur Erklärung der vermeintlich grundlegend verschiedenen Verhältnisse im Gebiet des zentralen (bernischen) und des ostschweizerischen Mittellandes, nimmt SCHLÜCHTER zwischen den alten Deckenschotter-Eiszeiten und den jüngeren «klassischen Eiszeiten» (Riss und Würm «alter Ordonnanz») ein grosses «morphologisches oder tektonisches Ereignis» an, das die «mittelpleistozäne Wende» herbeigeführt habe: «A Post-Molasse / pre-«Rissian» deformation («undulation») must have taken place in the Swiss Plain with a remarkably young uplift in the east and northeast» (1981, p. 64). Er betont aber, «dass die Fragen nicht abschliessend beantwortet werden können, dass also die Diskussion der Talbildung – was sowohl die zeitlichen Dimensionen als auch die physikalischen Vorgänge anbelangt – noch offene Fragen enthält» (1987, p. 109).

1.3 Ist die Höhenlage der Schotter ein Kriterium für ihr Alter?

Die Annahme, dass die Höhenlage der eiszeitlichen Schotter auf eine zugehörige Gletschersohlenhöhe und damit auf die Höhe damaliger Talböden schliessen lasse, geht auf die ebenfalls von PENCK & BRÜCKNER stammende Vorstellung zurück, dass der Schutttransport bei den eiszeitlichen alpinen Gletschern zur Hauptsache an deren Grund erfolgte wie bei «Inlandeisgletschern», deren Firngebiete von keinem Gebirge überragt werden. Diese Annahme impliziert aber für schweizerische Verhältnisse so problematische Vorstellungen wie die, dass die gesamten Moränen- und Schottermassen des Rhonegletschers, die im westlichen zentralen Mittelland liegen, aus dem Grund des Rhonetals bzw. des Genferseebeckens herausbefördert worden seien.

PENCKs Lehre vom Hauptschutttransport am Grunde trifft für unsere heutigen Gletscher nicht zu und kann auch für die Eiszeitgletscher mit hochalpinem Einzugsgebiet kaum richtig sein (vgl. WAGNER 1986, 1997, 2001, HANTKE & WAGNER 2003). Die aus den Hochalpen stammenden Gletscher wurden selbst in den Maximalstadien der Eiszeiten von den Gebirgsketten ihres Einzugsgebietes noch um 1000 und mehr Meter überragt und von diesen mit randlichem Oberflächenschutt reichlich

versorgt. Aus den so entstandenen Seitenmoränen wurden durch Zusammenfließen der einzelnen Talgletscher Mittelmoränen. Selbst wenn ihr Ursprungsort im Nährgebiet des Gletschers, d.h. über der Firnlinie liegt und der Schutt zunächst von Firn und Eis überdeckt wird, apert das Schuttgut im Zehrgebiet aus und wird zu einem potenten Oberflächen-FlieSSband (zu den beiden Typen von Mittelmoränen vgl. EYLES & ROGERSON 1978: «ice-stream interaction medial moraines» und «ablation dominant medial moraines»). So werden Mittelmoränen zu den Hauptzubringern alpinen Gesteinsgutes in den Abschmelzgebieten. Dort kommt ihnen, wie in den oben genannten Publikationen dargelegt wurde, eine hervorragende morphogenetische Bedeutung zu. Auf allen vom Eis erreichten Höhen konnten Mittelmoränen ausufern und ihren Schutt deponieren, sei es als Moräne oder als eisrandnahe Schotter. Daraus ergibt sich, dass die Höhenlage von Moränen- oder Schottervorkommen kein Indiz für ihr Alter bzw. für ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Eiszeit sein kann. Zugleich wird die Annahme mehrerer aufeinander folgender «Einbnungsflächen» von einer Eiszeit zur andern hinfällig, eine Hypothese, die nie bewiesen, jedoch immer wieder angezweifelt wurde (JAYET 1946, GERBER 1959, HANTKE 1962 u.a). Plausibler erscheint die Vorstellung, dass das Grundrelief des Mittellandes bis hin zu den teilweise rückläufigen Alpenrandtälern, die nach geltender Doktrin durch «glaziale Übertiefung» in einer grossen mittelpleistozänen Eiszeit entstanden sein sollen, schon vor dem Eiszeitalter als Ergebnis der spätertären Gebirgsbildungs- und Abtragungsvorgänge im Wesentlichen vorgegeben war und dass die alpinen Gletscher schon in den ersten pleistozänen Kaltzeiten durch die bestehenden Haupttäler vorstiessen, die schmaler und tiefer waren als heute. Dass die eiszeitlichen Gletscher im Alpenvorland lateral kräftig erodiert haben, ist eindrücklich erkennbar an den Steilrändern vieler Molasseberge. Dass sie in der Tiefe gewaltig akkumuliert haben, ist ebenso klar erkennbar an den enormen quartären Talfüllungen. Dass lateral mancherorts auch akkumuliert wurde durch Absetzen von Seitenmoränen und dass in der Tiefe Vorhandenes aufgearbeitet und verschoben wurde, widerspricht nicht der Annahme, dass der Gletscher in der Bilanz lateral erodierte, aber vertikal akkumulierte.

Von diesen Annahmen ausgehend und unter Einbezug von Mittelmoränen als Hauptzubringern alpinen Schuttgutes in allen Kaltzeiten führten HANTKE & WAGNER 2003 die ostschweizerischen Deckenschotter auf Gletscher zurück, die bereits durch die vorgegebenen Haupttalungen vordrangen, aber deren Mittelmoränen auf damals schon erhöhtem Grund auffuhren, sei es auf lateral oder terminal ansteigendem Gelände oder auf Nunataks, und deren Schutt in hohen Lagen verschwemmt wurde.

1.4 Ziel der vorliegenden Studie

Die vorliegende Studie versucht zu prüfen, ob es möglich und sinnvoll ist, das «Mittelmoränen-Modell», das wir für die Interpretation der ostschweizerischen

Deckenschotter als zwingend erachten, auch auf die alten Schotter des bernischen Mittellandes anzuwenden. Da Mittelmoränen ein Charakteristikum alpiner Gletscher sind, scheint dies wahrscheinlich. Es geht bei dem im Wesentlichen morphologischen Ansatz um die Frage, ob sich Kriterien, wie sie für Würm-Mittelmoränen und aus ihnen hervorgegangene Schotter typisch sind (vgl. die Typologie bei WAGNER 1997, S. 101f. und 122), auch auf ältere Schotter und Moränen des Gebietes anwenden lassen. Obwohl die präwürmzeitlichen Strukturen naturgemäss durch Erosion stärker verändert sind als die letzteiszeitlichen, zeigt es sich, dass dies in vielen Fällen nicht nur möglich ist, sondern sich direkt aufdrängt. Wegen des Wiederaufbaus analoger Mittelmoränen-Muster bei vergleichbaren Eisständen in jeder Eiszeit (wir bezeichnen dies als die «Re-Iteration» der Mittelmoränen: sie schlugen wieder ungefähr dieselben Wege ein) können die würmzeitlichen Mittelmoränen in vielen Fällen mit solchen früherer Kaltzeiten homologisiert werden.

Es geht zudem um die Frage der altersmässigen Beziehung der ostschweizerischen Deckenschotter zu den bernischen Höhenschottern wie auch zu anderen älteren Schottern im Berner Mittelland. NUSSBAUM 1920 hat die «Plateauschotter» im Gebiet Forst–Frienisberg–Bucheggberg, die Aare-Spektrum aufweisen, aber teilweise unter Rhonemoräne der Würm-Eiszeit liegen, als «das älteste Diluvium in unserem Gebiet» (S.104) bezeichnet. Er interpretiert sie als der Mindel-Eiszeit zuzuordnende «Jüngere Deckenschotter des Aaregletschers». NUSSBAUM 1934 rechnet nur die «älteren Plateauschotter» von Frienisberg–Bucheggberg zur Mindel-Eiszeit, die «jüngeren» im Forst zu einer weiteren Eiszeit, die er zwischen Mindel und Riss einreicht. Hier wird schon deutlich, dass das PENCKsche Schema mit vier Eiszeiten den wirklichen Verhältnissen nicht gerecht zu werden vermag. Für die Höhenschotter fehlt bisher der Versuch einer Homologisierung mit den nord- und ostschweizerischen Deckenschottern.

2. Höhenschotter zwischen Aare und Emme

2.1 Allgemeines

Die gründlichste Beschreibung der bernischen Höhenschotter findet sich bei GERBER 1941. Er beschreibt im Gebiet des westlichen Emmentals zwischen Emme und Aare, hauptsächlich im Raume Blasenfluh–Geissrüggen–Mänziwilegg–Wegissen, über 50 Aufschlüsse in Höhenlagen von (750–)800 bis 960 m. GERBER (S.10) sieht, entsprechend der damals gültigen Auffassung, auf dem Niveau der unteren Grenze der Höhenschotter, also um etwa 800 m, die «Überreste eines alten, hochgelegenen Talbodens». Vereinzelt finden sich aber auch viel tiefer liegende, alte «ähnliche Schotter», so bei Buchen W über Rüegsau auf 645 m. Sie können stark verkittet oder locker gelagert sein. Die Gerölle zeigen durchwegs

Aare-Spektrum; die Granite sind nach GERBER fast ausschliesslich Aare-, nicht Gastern-Granite. Nur vereinzelt kommen Rhone-Gesteine vor. Aus diesem Grund teilt GERBER die Höhenschotter nicht der Riss-, sondern einer älteren Eiszeit zu. Im Maximalstadium der Riss-Eiszeit damaliger Interpretation (vorletzte und grösste Vergletscherung) war das ganze Gebiet bis an eine Linie Gurnigel–Napf vom Rhonegletscher bedeckt. Hinsichtlich des Alters der Höhenschotter, heisst es dann allerdings bei GERBER 1950 (S.56), «bestehen gewisse Unsicherheiten, die einstweilen nicht eindeutig abgeklärt werden können. Gegen eine Zugehörigkeit zur Riss-Eiszeit selber spricht das deutliche Vorherrschen von Aarematerial. Höchstens könnte die Anfangsphase der Riss-Vergletscherung in Frage kommen». In den Erläuterungen zu Atlasblatt Worb (GRUNER 1999) ist ersichtlich, dass bezüglich der zeitlichen Einordnung der Höhenschotter noch heute grosse Unsicherheiten bestehen.

2.2 Beispiele

2.2.1 Geissrüggen–Chratzme (Atlasblatt und LK 1:25 000 Worb)

In dem ausgedehnten Höhenschotter-Gebiet N von Arni (*Abb. 3a*) lässt sich ein Mittelmoränenstrang vom ansteigenden Sporn mit der aufgelassenen Kiesgrube Hungerschluecht (*Abb. 4*) über den Geissrüggen bis in das Gebiet von Landiswil verfolgen. Der Sporn von Hungerschluecht ist charakteristisch für Aufschüttungen von Mittelmoränen, die auf frontal ansteigendes Gelände aufzufahren, hier auf den Molassegrund des Geissrüggen. Dieser wurde bei dem zur Diskussion stehenden Eisstand vom Gletscher überfahren: Wie aus zwei auf dem Atlasblatt verzeichneten Bohrungen hervorgeht, ist die Molasse in ihren höchsten Teilen 14 m bzw. 17 m tief mit Moräne überdeckt. Typisch für eine Mittelmoränenstirn ist die nach N abfallende, nicht erosionsbedingte konkave Front mit zwei kurzen vorgestreckten «Fingern».

Der östliche «Finger» ist heute durch die gewaltige Kiesgrube Chratzme (*Abb. 2*) bis 45 m hoch abgetragen (GRUNER 2001, S. 29f.). Es handelt sich um den zurzeit grössten Höhenschotter-Aufschluss. Der obere Rand der Grube liegt auf rund 1000 m. Auf stark geneigten Deltaschichten im unteren Bereich folgen horizontal gelagerte Schotter, oben zum Teil stark verkittet, weiter unten aber wieder ganz locker. Zuoberst liegt eine scharf begrenzte Moränenschicht von 2–3 m auf einer unteren, viel mächtigeren Moränenlage, überwiegend Aarematerial.

Da muss ein potenter Schutzubringer mindestens zweimal am Werk gewesen sein. Dazu kommt, dass der Sporn von Hungerschluecht in seiner tiefsten Partie (unterhalb 890 m) aus Würm-Moräne besteht. Damit ergäbe sich ein Fall von mindestens dreifacher Re-Iteration: Eine bestimmte Mittelmoräne des Aaregletschers lief in wenigstens drei Kaltzeiten bei ähnlicher Eishöhe im gleichen Gebiet auf Grund. In der axial rückwärtigen Verlängerung des Geissrüggen-Strangs liegt

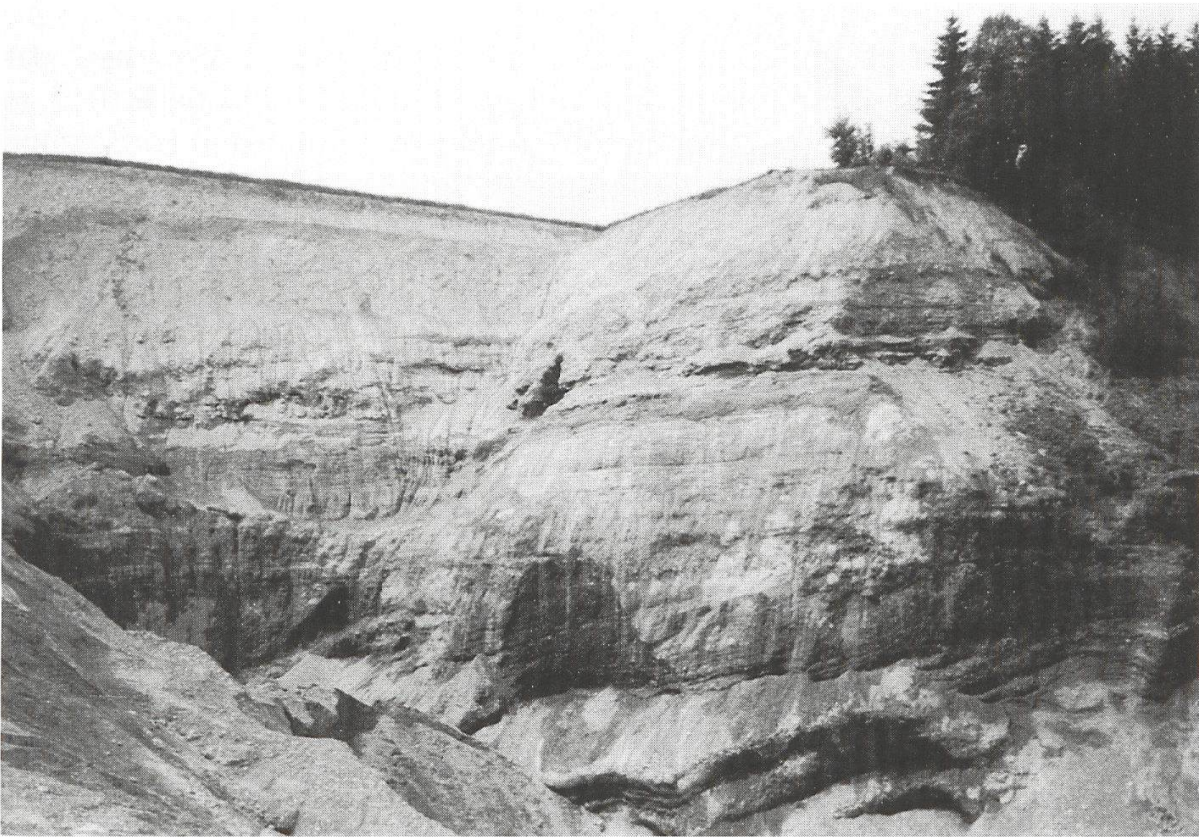


Abbildung 2: Die über 40 m hohe Wand der Grube Chratzme 2002. LK Worb, Koord. 617,5 / 200,1. Vgl. Abbildung 3.

zwischen Grosshöchstetten und Biglen die beispielhafte Würm-«Mittelquappe» des Gwattbergs (WAGNER 1997, S. 105f.). Die Annahme liegt nahe, dass es sich auch hier um diesen Mittelmoränenstrang handelt.

2.2.2 Ätzlischwand–Sigetel (Atlasblatt und LK Worb)

Parallel zum Höenschotterstrang Geissrüggen–Chratzme verläuft knapp 2 km weiter östlich der Strang Ätzlischwand–Sigetel (Abb. 3 b). In der einstigen grossen Kiesgrube Ätzlischwand sind noch heute Moränen, Deltaschichtungen und teilweise verkittete Schotter in einer Höhe von rund 6 m eindrücklich aufgeschlossen (Abb. 5). Analog zur Struktur von Chratzme weist auch die Oberflächenform dieses Vorkommens eine nach NE abfallende konkave Front auf. Eine nördliche Fortsetzung mit weniger typischen Formen – wohl nur Reste des einst breiteren Stranges – lässt sich wenigstens 3 km weit über Sigetel hinaus bis Schönholz verfolgen.

2.2.3 Goucherewald–Chuderhüsi (Atlasblatt und LK Eggiwil)

Der Waldrücken Goucherewald stellt im Höhenkurvenbild eine geradezu klassisch zu nennende Mittelmoränen-Endaufschüttung dar (Abb. 3c). Der stumpfe Sporn

steigt von Müliseilen P. 1068 in Fliessrichtung zur Kulmination P. 1132 an. Die konkave Front fällt gegen NE ab. Auf dem kurzen südlichen «Arm» liegt das Kurhaus Chuderhüsi. Der nördliche Arm verlängert sich in den Hügel P.1012, in welchem sich einst drei Schottergruben befanden. In der direkten Fortsetzung liegt der markante Moränenhügel bei Hinteregg–Vorderegg P. 1031 (Abb. 8c) mit einem markanten, in der Fliessrichtung verlaufenden Kamm und einem noch sichtbaren Grubenaufschluss in stark verkitteten Schottern. Der Fluss des Aare-

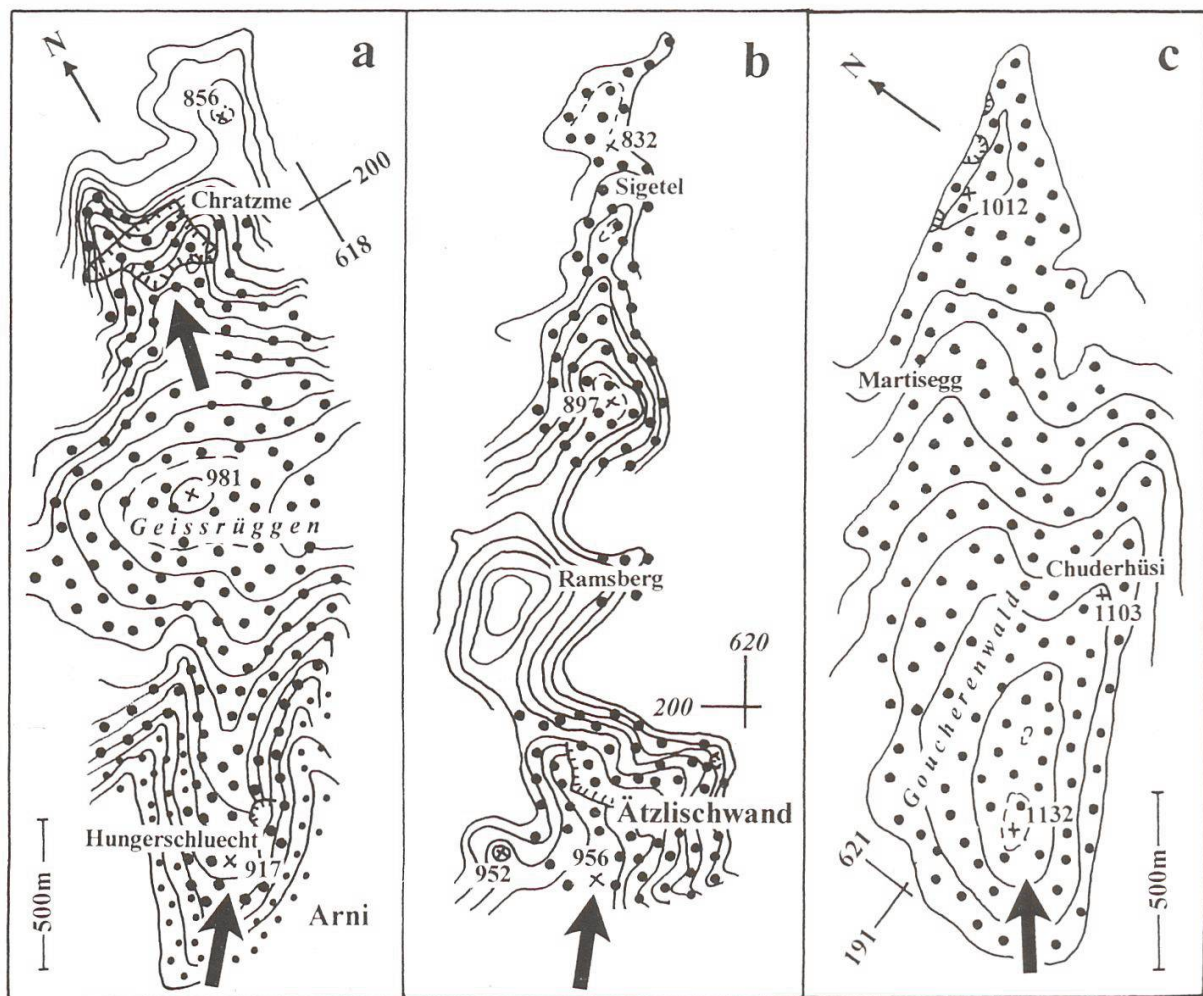


Abbildung 3: Drei Beispiele von Mittelmoränen-Strukturen in hochgelegenen Schotter-Vorkommen. Grobe Punkte: Höhengschotter. Feine Punkte: Würm-Moräne bei Arni.

- Der über den Geissrüggen ziehende präwürmzeitliche Mittelmoränenstrang beginnt bei Arni mit dem steilen Sporn von Hungerschluecht und endet mit kurzen «Fingern» bei Chratzme. Diese sind durch eine Kiesgrube (Abb. 2) über 40 m hoch angeschnitten. Die aus LK Worb von 1955 übernommenen Höhenkurven mit Äquidistanz 10 m zeigen die ursprüngliche Geländeform.
- Auch die Höhengschotter-Grube Ätzlischwand liegt im konkaven Stirnbereich der Endaufschüttung einer Aare-Mittelmoräne. Ihr Verlauf lässt sich nordwärts als Serie von Terrassen bis Sigetel weiterverfolgen. LK Worb, Äquidistanz 10 m.
- Der aus Höhengschotter bestehende Hügel im Goucherenwald zeigt die klassische Form einer grossen, flachen «Mittelquappe» mit asymmetrisch vorgestreckten «Fingern». LK Eggwil, Äquidistanz 20 m.

gletschers wurde hier vermutlich durch das nahe Emme-Eis (vgl. 2.2.6: Chapf) nordwärts abgelenkt.



Abbildung 4: Die aufgelassene Grube im Höhenschotter von Hungerschluecht bei Arni steht heute unter Naturschutz. LK Worb, Koord. 617/198,6. (Foto 2002)

2.2.4 Bantiger (Atlasblatt und LK 1:25 000 Worb)

Die im Geologischen Atlasblatt Worb an der Nordabdachung des Bantiger kartierten Höhenschotter (*Abb. 6*) liegen in einem Gebiet, das, im Lee des Bantiger, auch in den Höchststadien der Würm-Eiszeit von alpinem Eis frei geblieben ist. Durch Aufschlüsse bekannt sind sechs lokale Vorkommen, eine Reihe von drei höher und eine von drei tiefer gelegenen, alle mit Aare-Material. Die höhere Reihe fällt in der Fliessrichtung des Gletschers mit 3% vom Bantigenhubel über Hinder Jucke und das Äbnit zu P. 801 S von Chlosteralp, die tiefere mit 2,5% von P. 782 Moosegg über Vorder Jucke zur Galgenhöchi. Die markante Terrasse von Äbnit (der Name fehlt auf der LK 1:25 000) ist als «Molasse unter geringmächtiger Quartärbedeckung» kartiert; ein Aufschluss fehlt. Aber bei der Quartärbedeckung, die am Äbnit über der aufgeschlossenen Molasse immerhin gut 10 m erreichen kann, muss es sich auch hier um «Höhenschotter» handeln, wie im ganzen würmzeitlich eisfrei gebliebenen Gebiet.



Abbildung 5: Die Wand der Grube Ätzlischwand zeugt von zwei durch einen fossilen Boden getrennten Kaltzeiten. LK Worb, Koord. 619,6/199,8. (Foto 2002)

Wer war der Zubringer dieses Materials?

Wegen der Re-Iteration der Mittelmoränenmuster liegt es nahe, die Mittelmoränen-Konstellation der höchsten Würm-Stadien am Bantiger mit der Situation des Höhenschotter-Stadiums jener früheren Eiszeit zu vergleichen. Der Versuch gelingt erstaunlich leicht. Am wahrscheinlichsten erscheint die Annahme, dass es sich um die bei WAGNER 1999 (*Abb. 3ff.*) als A I bezeichnete Mittelmoräne auf dem vom Rhonegletscher abgelenkten Aaregletscher handelt, welche im Talhöchi-Birchi-Stadium der Würm-Eiszeit die Stockeren streifte und die Moräne bei Talhöchi schüttete. Die genannten Höhenschotter-Vorkommen an der NW-Flanke des Bantiger liegen in der direkten axialen Fortsetzung dieser Mittelmoräne, die obere Reihe bei einem Eisstand von 800–840 m, die untere bei 750–780 m. Der tiefere der beiden Stände lag nur unbedeutend höher als das Talhöchi-Birchi-Stadium der Würm-Eiszeit: Stockerenrücken und Talhöchi wurden vom Eis knapp

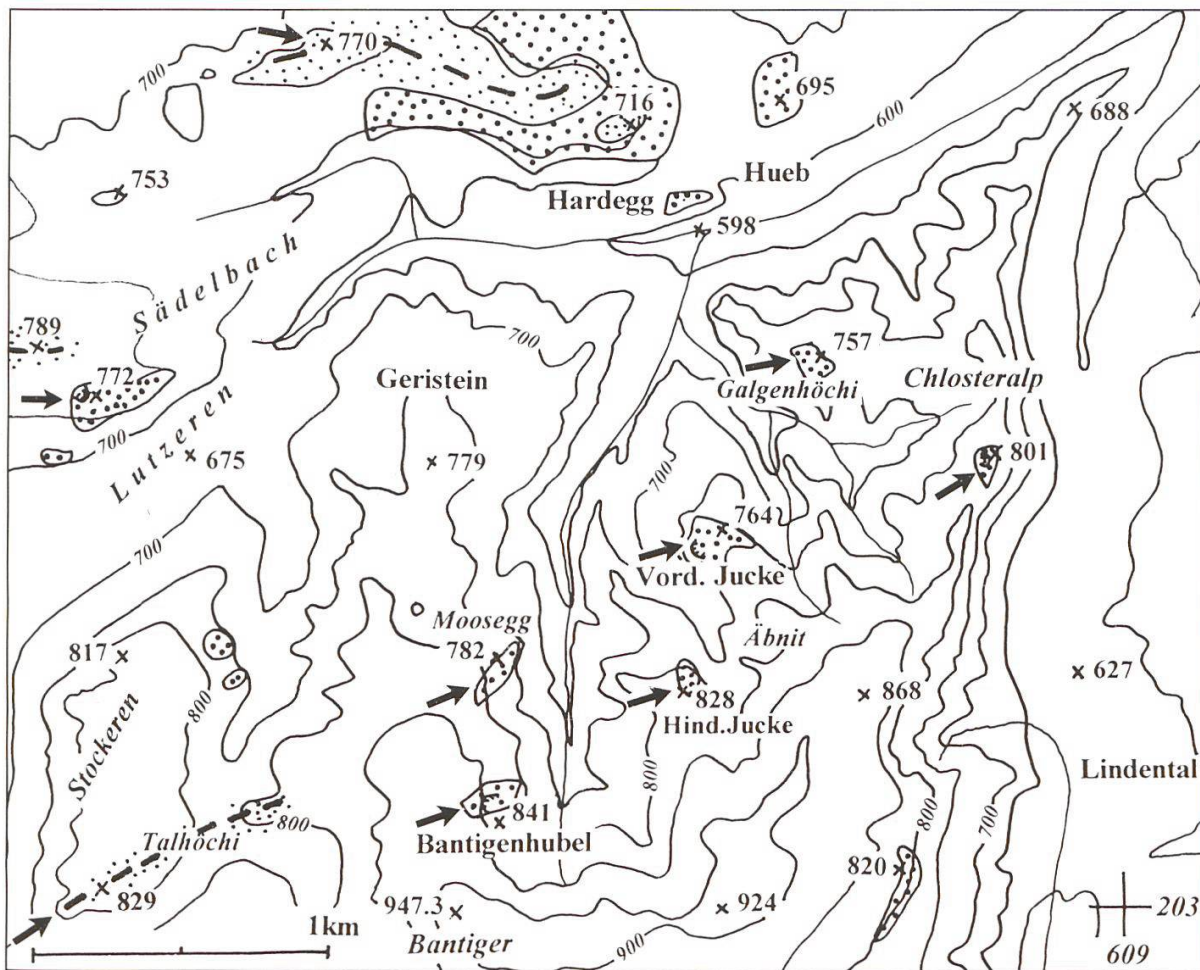


Abbildung 6: Alte Schotter (grob punktiert) und Würm-Moränen (fein punktiert) im Gebiet Bantiger-Sädelbach. Die Höhenschotter an der NW-Abdachung des Bantiger (vgl. Abb. 7) können auf dieselbe Aare-Mittelmoräne zurückgeführt werden, die in der Würm-Eiszeit das Material der Talhöchi-Moräne herbeigeführt hat. Die alten Schotter N des Lutzeren-Einschnittes stehen in Beziehung zu Würm-Mittelmoränen des Rhonegletschers. LK Worb. Äquidistanz der Höhenkurven 50 m. Weitere Erklärungen im Text.

überfahren. Das von der Talhöchi zur Lutzeren abfallende Bantigentäli, welches als Transfluenzeinschnitt der Würm-Eiszeit aufgefasst werden kann, existierte in jener früheren Eiszeit wohl noch nicht in der heutigen Form. Die Mittelmoräne uferte am Nordhang des Bantiger tangential aus, ihr Schutt wurde, zum Teil in Eisrandseen, als «Stauschotter» verschwemmt. So entstanden in zwei Stadien die beiden genannten, in Fliessrichtung abfallenden Reihen von Höhenschotter-Strukturen (Abb. 7). Sie sind zum Teil – nicht erosionsbedingt – hangeinwärts geneigt (Vorder Jucke, Abnit, Galgenhöchi), wie es bei seitlich ausufernden Mittelmoränen oft vorkommt. Mit der Auffassung, dass es sich um den Rand eines einstigen Talbodens handelt, ist dies schlecht verträglich. Möglicherweise hingen die drei oberen und die drei unteren Bildungen ursprünglich je unter sich zusammen. Welcher Eiszeit sie zuzuordnen sind, kann mit dem Mittelmoränen-Modell nicht entschieden werden. Es lässt sich nur sagen, dass es sich um ein Stadium



Abbildung 7: Die alten Schotter («Höhenschotter») an der NW-Flanke des Bantiger bezeugen zwei Stadien einer tangential ausufernde Mittelmoräne des Aaregletschers. Rechts von der Mitte zwei Partien der oberen Reihe mit Hinder Jucke (828 m) und Äbnit, links aussen eine Partie der tieferen Reihe mit dem Hof Vorder Jucke (764 m). Die Strukturen von Äbnit und Vorder Jucke sind hang-einwärts geneigt. Aufnahme 27.3.2004. LK Worb. Vgl. *Abbildung 6*. Weitere Erklärungen im Text.

(Vorstoss? Maximum? Rückzug?) einer Kaltzeit handeln muss, die das Maximum der Würm-Eizeit übertraf.

2.2.5 Grauholz (Atlasblatt und LK Worb)

Die zwei Vorkommen von alten Schottern an der Südabdachung des Grauholzbergs im Gebiet Lutzeren–Hueb (*Abb. 6*) wurden auf dem Atlasblatt Worb mit der gleichen Signatur kartiert wie die Höhenschotter. Sie verdienen eine besondere Betrachtung. Während die bisher besprochenen Höhenschotter ausserhalb der maximalen Würm-Vereisung liegen und auf Mittelmoränen des Aaregletschers zurückgeführt werden können, liegen jene am Grauholzberg im Bereich der bei WAGNER 1997 beschriebenen würmzeitlichen Bildungen der Mittelmoräne zwischen Aare- und Rhonegletscher. Ein besonders schöner Fall sind die als Krauchthal-Schotter bekannten Sedimente im Hardeggwald bei Hueb, in denen nach GERBER 1950 (S. 61) Aare- und Rhonegerölle vorkommen. Sie bilden das Liegende eines von P. 770 abfallenden Walles, bei dem es sich um die würmzeitliche Mittelmoräne zwischen Aare- und Rhonegletscher handelt. Diese könnte schon in der früheren Eiszeit, in der die Krauchthal-Schotter geschüttet wurden, ungefähr denselben Verlauf genommen haben. Ähnlich verhält es sich mit dem Aufschluss bei P. 772 im Sädelbachwald: Die dortigen Schotter liegen direkt unterhalb der würmzeitlichen Mittelmoräne mit P. 789 im nördlich anschliessenden Bannholz. Dabei scheint es sich um eine Aare-interne Mittelmoräne zu handeln.

Ein einzelnes Vorkommen von Präwürm-Schotter, dessen Gerölle Rhone-Spektrum zeigen, ist am Nordwesthang des Grauholzbergs ausserhalb von *Abb. 6* kartiert (Koord. 603,9 / 204,6 / 700, alte Kiesgrube am Waldweg). Ein Vergleich

mit den bei WAGNER 1997 (S. 117 und Kartenbeilage) beschriebenen Würm-«Mittelquappen» P. 628 bei Egg (603,3 / 205,0) und P. 670 am Sederfberg (605,1 / 205,8) zeigt, dass auch dieses Vorkommen gut ins Konzept der Re-Iteration von Mittelmoränen passt.

2.2.6 Dietlenberg–Harschberg (LK Worb)

Die dem 670 m hohen Molasserücken zwischen Emme und Goldbach aufgesetzten Höhenschotter S von Lützelflüh in der NE-Ecke des Atlasblattes Worb (Abb. 8a) sind nach Morphologie und Geröllspektrum vermutlich als eine von NW her aufgelaufene Mittelmoräne des ins untere Emmental eingedrungenen Rhone-

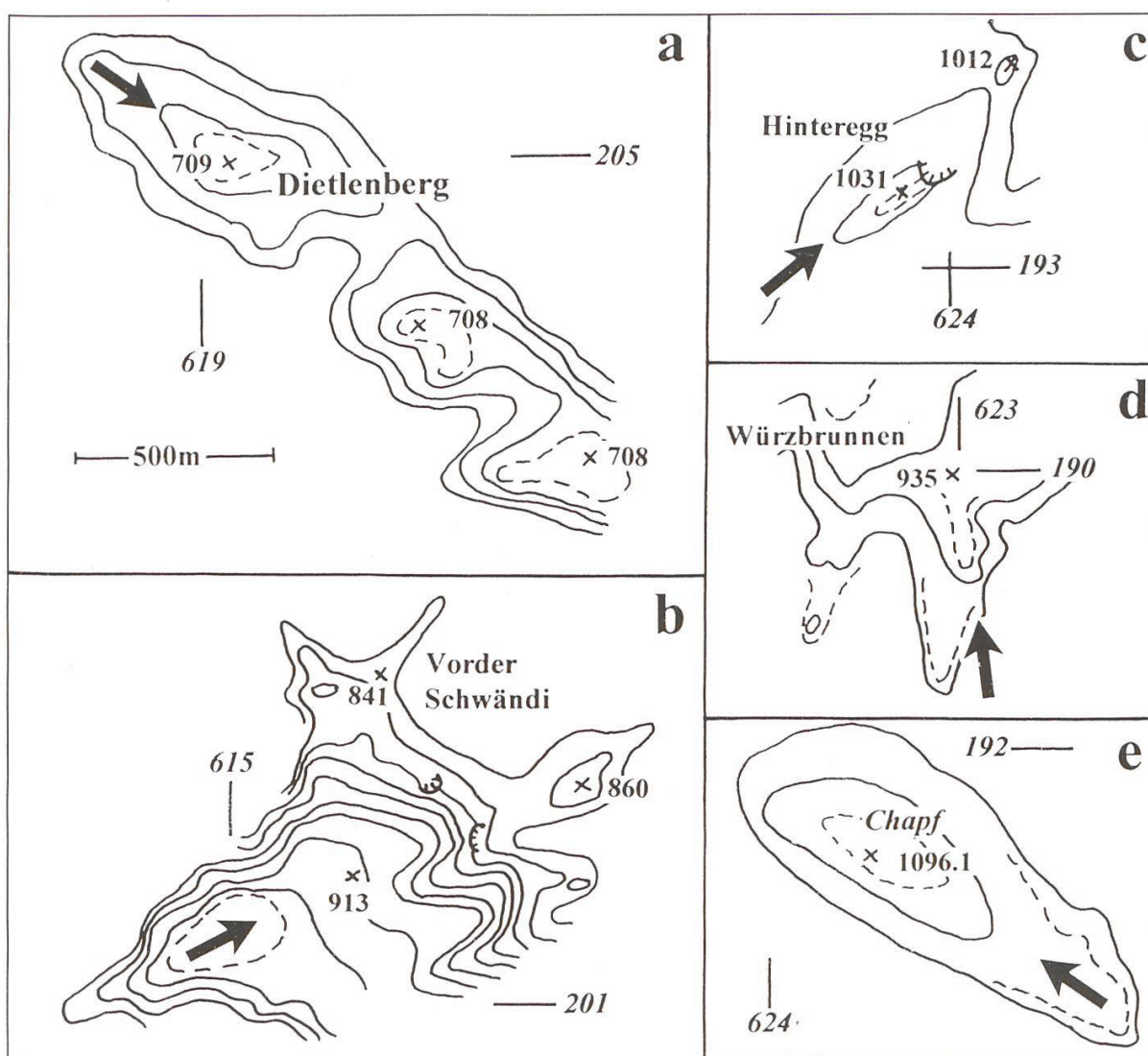


Abbildung 8: Weitere Beispiele von Mittelmoränen-Strukturen in den Höhenschottern auf den LK Worb (a–b, mit Äquidistanz 10 m) und Eggiwil (c–e, mit Äquidistanz 20 m). Die Fälle b–d sind auf Mittelmoränen im Komplex des Aaregletschers zurückzuführen, a ist eine Mittelmoräne des Rhone-, e des Emmengletschers. Die Pfeile zeigen die Ankunftsrichtung der Mittelmoräne. Weitere Erklärungen im Text.

gletschers zu deuten. Der Hügel P. 709 zeigt am besten die Form einer kleinen «Mittelquappe». Er bildet mit den zwei nach SE anschliessenden Erhebungen P. 708 und P. 708 eine Serie.

2.2.7 Vorder Schwändi (LK Worb)

Das Höhenschotterplateau im Waldgebiet bei Vorder Schwändi E von Bigenthal (*Abb. 8b*) erscheint als breite, sehr abgeflachte «Mittelquappe» mit von SW ansteigendem Sporn. Während die Front mit den nach NE vorgestreckten «Fingern» eine $\pm$ ursprüngliche Form aufweist, ist die NW-Flanke durch inter- und postglaziale Erosion stark verändert.

2.2.8 Würzbrunnen (LK Eggiwil)

Die von Röthenbach gegen Würzbrunnen ansteigenden präwürmzeitlichen Moränensporne (*Abb. 8d*) sind als frontal auf Molasse aufgelaufene Mittelmoränen des Aaregletschers zu deuten.

2.2.9 Chapf (LK Eggiwil)

Der 3 km W von Eggiwil gelegene Chapf erscheint im Höhenkurvenbild (*Abb. 8e*) als eine einfache, stark abgeflachte «Mittelquappe» von gut 1000 m Länge und 500 m Breite. Sie gibt sich sowohl durch ihre Axialrichtung als auch durch die bei HALDEMANN et al. 1980 kartierten Erratiker aus Habkern-Granit als Mittelmoräne auf dem Emmengletscher zu erkennen.

3. Präwürm-Schotter im Gebiet Schwarzenburg–Guggisberg

3.1 Die Zelgschotter

Im Gebiet südlich von Schwarzenburg, im Bereich des Saane-/Rhonegletschers, lagern zwischen 800 und 900 m Höhe, knapp ausserhalb des Maximums der Würm-Vereisung, ausgedehnte, heute zu einem grossen Teil abgebaute alte Schotter (*Abb. 9*). Sie wurden nach der Typlokalität Zälg E von Schwarzenburg (Koord. 593,5/185,1, knapp ausserhalb von *Abb. 9*) als Zelgschotter bezeichnet und sind von verschiedenen Autoren eingehend beschrieben worden (NUSSBAUM 1906, AEBERHARDT 1912, RUTSCH 1947, 1967, FRASSON 1947, VOEGELI 1963, ROHNER-ZOLLINGER 1993). Nach der Lehrmeinung handelt es sich auch hier um Ablagerungen auf einer einst durchgehenden, hochgelegenen Molasse-«Einebnungsfläche» (RUTSCH 1967, S. 26). RUTSCH betrachtete sie als Stauschotter des abschmelzenden «risszeitlichen» Rhonegletschers.

Die Hauptvorkommen der Zelgschotter liegen im Dorfwald und im Gebiet von Waldgasse, wo sie heute grossflächig abgebaut sind. Es war nach ROHNER-ZOLLINGER



Abbildung 9: Die Umgebung von Schwarzenburg mit Zelgschottern (grob punktiert) und Würm-Moränen (fein punktiert). Dieselbe Mittelmoräne, welche in der Höhenschotter-Eiszeit die Zelgschotter heranführte, bildete vermutlich in der Würm-Eiszeit die Moränenserie Voremburg–Höhi. Die morphologische Analogie der beiden Komplexe ist augenfällig. Die Längmooschotter (Kreuze) stellen eine dritte lithologische Einheit dar. Die Pfeile zeigen die jeweilige Auffahrtrichtung der Mittelmoräne. Der weiss gelassene Grund besteht in den tiefern Lagen aus würmzeitlichen Schottern, in den höheren aus Molasse. LK Schwarzenburg, Äquidistanz 10 m. Weitere Erklärungen im Text.

1993 «fein- bis grobsandiger Kies» mit viel Geschieben und einzelnen Blöcken des Rhone-Spektrums (Vallorcine-Konglomerate, Mont-Blanc-Granite, Augengneise, Trias-Quarzite, Pèlerin-Konglomerate u.a.). Einige durch «Gletschermilch-Zement» zu «Nagelfluh» verkittete Partien wurden am Waldrand E von P. 888 stehen gelassen.

Die Oberflächenmorphologie des Gebietes, wie es sich vor dem Abbau präsentierte, erlaubt auch hier zwanglos die Anwendung des Mittelmoränen-Modells samt dem Prinzip der Re-Iteration: Eine etwa 500 m breite Mittelmoräne fuhr im Dorfwald bei P. 892 und P. 907 auf Grund. Sie erstreckt sich in der Fliessrichtung des Gletschers 2,5 km weit nach NE und endet mit einer konkaven Stirn im Gebiet NE von Waldgasse. Ein linksseitiger «Finger» zieht sich gegen Brülle, ein rechtsseitiger gegen Allmit und läuft im Wald bei P. 867 auf Molasse aus. Auch im Falle der Zelgschotter kommen wir zu der Auffassung, dass ihre Basis nicht dem Rest einer einstigen durchgehenden Landoberfläche («Einebnungsfläche») entspricht, sondern dass sie die randliche Höhe des Rhonegletschers anzeigen, der zwischen Jura und Alpen auf schon damals tiefer gelegenem Molassegrund floss.

Westlich ausserhalb des eigentlichen Zelgschotter-Komplexes liegen die «Längmoos-Schotter». Sie wurden von RUTSCH & FRASSON (1953) nicht erfasst, stellen aber nach VOEGELI 1963 eine eigenständige lithologische Einheit dar. Wir werden auf sie später zurückkommen.

Geradezu verblüffend ist die Tatsache, dass sich NW von Schwarzenburg zwischen 780 m und 820 m Höhe ein System von Würm-Moränen findet, welches mit seinen Strukturen und seiner Orientierung die Zelgschotter-Mittelmoräne nahezu kopiert: Der Komplex setzt bei Voremberg P. 822 mit einem steilen Sporn an, zieht sich von dort in NE-Richtung über P. 815 in den Rücken Höchi. Er endet mit einer konkaven Front und zwei vorgestreckten «Fingern» gegen die heute von der Eisenbahn benutzten Senke. Es braucht nicht viel Phantasie, um zu sehen, dass es sich in den Fällen des «Zelgschotter»- und des Würm-Komplexes um denselben Mittelmoränenstrang handelt, der sich in verschiedenen Kaltzeiten wieder aufgebaut hat und bei annähernd gleicher Eishöhe im gleichen Gebiet ausgeföhrt ist. Die Analogie der Gesamtgestalt mit dem ansteigenden Sporn, der gleichen Achsenorientierung, den linear hintereinander liegenden Kulminationspunkten und der konkaven Front, alles bei vergleichbaren Dimensionen, führen fast zwingend zu der Annahme, dass es sich um die Wiederholung eines analogen Mittelmoränen-Verlaufs in mindestens zwei Kaltzeiten handelt.

Welche Stellung nehmen die oben erwähnten Längmoos-Schotter ein? Sie liegen im Dorfwald etwa 30 m tiefer als die Zelgschotter (Abb. 9). Im eindrücklichen Aufschluss 400 m E von P. 871 bei Koord. 590,7/183,5 sind sie 6 m mächtig und von einer 2 m starken, angewitterten Grundmoräne bedeckt (ROHNER-ZOLLINGER 1993). Ihre Gerölle sind teilweise ebenfalls angewittert. VOEGELI (1963) betrachtete sie als Würm-Vorstossschotter des Rhonegletschers. Nach ROHNER-ZOLLINGER (1993, S. 61) nehmen sie «im Vergleich zu den stärker verwitterten Geröllen der Zelgschotter und den frischen Geröllen der letzteiszeitlichen Schotter... eine Zwischen-

stellung ein». Dies liesse sich mit VOEGELIS Interpretation als Würm-Vorstossschotter durchaus vereinbaren. Sie könnten nach ROHNER-ZOLLINGER aber auch im Sinne von SCHLÜCHTER & KELLY 2000 einer Eiszeit zugeordnet werden, die jünger und kleiner ist als «Riss», aber älter als Würm.

Ziehen wir auch die Längmoos-Schotter in das «Mittelmoränen-Modell» ein, was uns berechtigt erscheint, so haben wir bei beiden Interpretationsarten im Gebiet Waldgasse–Längmoos–Voremborg den Fall einer dreifachen Mittelmoränen-Re-Iteration vor uns.

3.2 Die Schotter von Ägerten

Südlich von Guggisberg, von den Zelgschottern durch den Molassekamm Guggershorn–Schwendelberg getrennt, findet sich jenseits des Laubbachtals bei Ägerten P. 912,5 (Koord. 591,4/178,1) ein Vorkommen stark verkitteter Schotter, die auf 900 m Höhe als etwa 12 m mächtige Kappe einem Molassehügel aufgesetzt sind. Sie wurden von SCHMID 1970 als Riss-Rückzugsschotter kartiert und altersmässig den Zelgschottern gleichgesetzt. In der seit 40 Jahren aufgelassenen Kiesgrube fanden wir neben Niesen-Sandsteinen und -Brekzien auch Granite und Unterwalliser Verrucano. Nach Lage und Geröllinhalt kann man sich als Zubringer eine von SW kommende Mittelmoräne im Rhone-Saane-Sense-Komplex vorstellen, die zur Zeit der Zelgschotter-Bildung bei praktisch gleicher Eishöhe parallel zur Zelgschotter-Mittelmoräne floss. Diese Annahme wird durch die Tatsache gestützt, dass sich auf dem kleinen Plateau von Fellistutz, 500 m W von Ägerten auf 890 m Höhe, ein analoges, von SCHMID nicht erwähntes Schottervorkommen findet.

4. Weitere alte Schotter im südlichen Berner Mittelland

Auch in tieferen Lagen sind im bernischen Mittelland mancherorts Moränen und Schotter bekannt, die aufgrund ihrer Beschaffenheit (nagelfluhartige Verkittung mit Hohlräumen, daher oft als «löchrige Nagelfluh» bezeichnet) oder ihrer Lage (im Liegenden von Würm-Moränen) älteren Eiszeiten als Würm, eventuell einer frühen Würm-Vorstossphase, zugeordnet werden müssen. Sie wurden als Plateau-Schotter oder mit Lokalnamen wie Karlsruhe-Schotter, Münsigen-Schotter, Forst-Schotter, Grauholz-Schotter, Chisetel-Schotter, Ältere Aaretal-Schotter u.a. bezeichnet. Es kann sich im Rahmen dieser Arbeit nicht darum handeln, sie im Einzelnen zu betrachten. Aber die beiden Grundaussagen unserer Studie sind auch auf sie anzuwenden:

1. Das Zubringerprinzip: Als Ausgangsmaterial kommt auf jeder Höhe Oberflächenschutt in Betracht, der durch Mittelmoränen herangeführt wurde.
2. Das «Re-Iterationsprinzip»: In allen Kaltzeiten hat sich bei vergleichbaren Eisständen dasselbe Grundmuster von Mittelmoränen aufgebaut.

Besondere Beachtung verdienen in diesem Zusammenhang endlich die gewaltigen Schottermassen der Aaretalfüllung zwischen Thun und Bern (GERBER 1914, SCHLÜCHTER 1976, HANTKE 1980, KELLERHALS & ISLER 1983 u.a.). Wie schon in der Einleitung dargelegt, lässt sich unseres Erachtens die Auffassung nicht aufrecht erhalten, wonach die alten Taltröge, die Übertiefungen bis über 300 m unter dem heutigen Talniveau aufweisen (im Marzili bei Bern wurde der Molassegrund in 266 m Tiefe auf Kote 236 m erbohrt), in einer frühen Eiszeit durch den Gletscher eingetieft und in den späteren durch Gletscherschutt wieder aufgefüllt worden seien. Wir gehen vielmehr davon aus, dass durch die spättertiäre Reliefbildung tiefe Täler vorgegeben waren und dass diese seit den frühesten Eiszeiten durch Gletscher verbreitert, aber nicht vertieft, sondern verfüllt wurden. Als Füllmaterial kommt neben seitlich abgetragenen Molassegestein vor allem der Oberflächenschutt von Mittelmoränen in Betracht, die nicht seitlich ausufernten, sondern das Gletscherende in der Talung erreichten. Im Aaretal sind es diejenigen Mittelmoränen, die in der Würm-Eiszeit u.a. die Berner Endmoränenhügel bildeten. Sie setzten ihren Schutt bei Stillstandslagen im Talgrunde ab. In den Vorstoss- und Abschmelzstadien, in denen der Gletscher nicht über Bern hinaus reichte, führte er naturgemäss am meisten Oberflächenschutt, da die Firne von den schuttliefernden Felsgebieten am stärksten überragt wurden. So müssen bei jeder Stillstandslage grosse Mengen von Mittelmoränenschutt in den Tälern deponiert worden sein. Das gilt für alle Kaltzeiten. Durch frühere Eiszeiten herangeführter Oberflächenschutt wurde bei späteren Gletschervorstössen überfahren, teilweise «aufgearbeitet», gepresst und mit echter Grundmoräne überzogen. Das stratigraphische Alter der tiefsten Sedimente im Aaretaltrog ist noch unbekannt. Die Bohrung von Thalgut 1983 (SCHLÜCHTER 1987) erreichte in 113,5 m Tiefe den Molassegrund nicht. Sie durchfuhr das «Eem sensu WELTEN» («Riss»-Würm-Interglazial) und erreichte das «Holstein sensu WELTEN» («Mindel-Riss»-Interglazial). Von den noch tiefer liegenden Lockergesteinen ist anzunehmen, dass sie in noch älteren Kaltzeiten geschüttet worden sind.

Die auf PENCK & BRÜCKNER zurückgehende Theorie der «glazialen Übertiefung» der Täler, die wir radikal in Frage stellen, hat auch ALBERT HEIM nie anerkannt (1919, S. 403): «Es ist ganz undenkbar, dass der Gletscher den Bieler-, Murten- und Neuenburgersee durch Übertiefung geschaffen, aber die Rippen mitten in den Seen oder zwischen denselben verschont hätte.» Dieselbe Argumentation lässt sich im Raume Bern anführen bezüglich des Molasserückens des Belpbergs zwischen Aare- und Gürbetal wie auch bezüglich der in der Tiefe stehen gebliebenen Molassepartien zwischen dem Aaretal-, dem Gümligen- und dem Worber Trog (vgl. Abb. 1).

5. Schlussfolgerungen

Das «Mittelmoränen-Modell», das sich für viele würmzeitliche Strukturen im Berner Mittelland und weit darüber hinaus als rätsellösend herausgestellt hat, erweist sich auch für die Interpretation älterer eiszeitlicher Bildungen als hilfreich. Es ergeben sich allerdings weitreichende theoretische Konsequenzen. Die auf PENCK & BRÜCKNER 1909 zurückgehende Vorstellung, dass der Schutttransport zur Hauptsache am Grunde der Gletscher stattgefunden habe und dass demzufolge die heutigen Vorkommen von hochgelegenen Schottern früherer Eiszeiten Reste von einst durchgehenden Landoberflächen («Einebnungsflächen», «Denudationsflächen», «Terrassen») darstellen, ist aufzugeben. Dieser Vorstellung standen schon immer fast unüberwindliche Schwierigkeiten gegenüber. Die alten Moränen und Schotter liegen auf zu vielen verschiedenen Höhen. Auch mussten für die einstigen Massen des «ausgeräumten» Untergrundes geradezu unvorstellbare Kubaturen angenommen werden. Diese Schwierigkeiten fallen mit dem Mittelmoränen-Modell weg. Bei den hochgelegenen Schottern handelt es sich nicht um Reste einst durchgehender Schotterfluren, sondern um lokale Ankunftsstellen grösserer Schuttmassen: Orte, wo Mittelmoränen während einer längeren Gleichgewichtslage, in einem «Stadium», auf Grund liefen und als natürliche Fließbänder ihren Schutt während langer Zeit (ein gutes «Stadium» mag mit Schwankungen einige Jahrhunderte gedauert haben) im gleichen Areal absetzten. Dies konnte auf jeder Höhe geschehen, wo jemals Eis hinkam. Trotz der geringen mittleren Dicke des Mittelmoränenschuttes auf dem Eis (diese liegt bei heutigen Alpengletschern meist nur in der Grössenordnung von Dezimetern) häufen sich dabei am Rande des auch in Gleichgewichtslagen stets nachfliessenden Gletschers beträchtliche Schuttmassen an. *Diese Sedimente zeigen also nicht den Grund, sondern die lokale Eishöhe des damaligen Gletschers an (Abb. 10).* Das Schuttgut wurde in der Umgebung der Ankunftsstelle $\pm$ weitflächig verschwemmt, am wirksamsten wohl durch Hochflutereignisse bei sommerlichen Unwettern. Der Gletscherkörper selbst lag in den heutigen, damals schon bestehenden Haupttalungen.

Mit dem «Mittelmoränen-Modell» wird auch die wenig plausible und stets umstrittene Vorstellung der «glazialen Übertiefung» der Alpenrandtäler überflüssig. Man kann vielmehr davon ausgehen, dass diese «Tröge» schon voreiszeitlich angelegt waren und seit den frühesten Eiszeiten verbreitert und sukzessive verfüllt wurden (HANTKE 2003). Das «Mittelmoränen-Modell» kann und muss nicht nur auf die Würm-Eiszeit, sondern auch auf alle früheren Kaltzeiten angewendet werden. Für die Deckenschotter der Nord- und Ostschweiz wurde dies bei HANTKE & WAGNER 2003 durchgeführt. Die Entstehung der Ostschweizer Deckenschotter und der Berner Höhenschotter erfolgte in unserer Optik analog. Der verschiedene oberflächenmorphologische Charakter der beiden Sedimenttypen erklärt sich durch die Tatsache, dass die Mittelmoränen in der Nord- und Ostschweiz auf Molasseerhebungen von Tafelbergcharakter auffuhren, wo sie grossflächig verschwemmt werden konnten, während sie im bernischen Mittelland auf das kompliziertere

Relief der höheren und alpennäheren Molasseberge aufführen. Die Suche nach einer Folge von älteren und jüngeren Einebnungsflächen und Terrassen ist hier wie dort müßig. Der voreiszeitliche Verlauf der Haupttäler entsprach in der Nord- und Ostschweiz wie im Bernbiet schon dem heutigen.

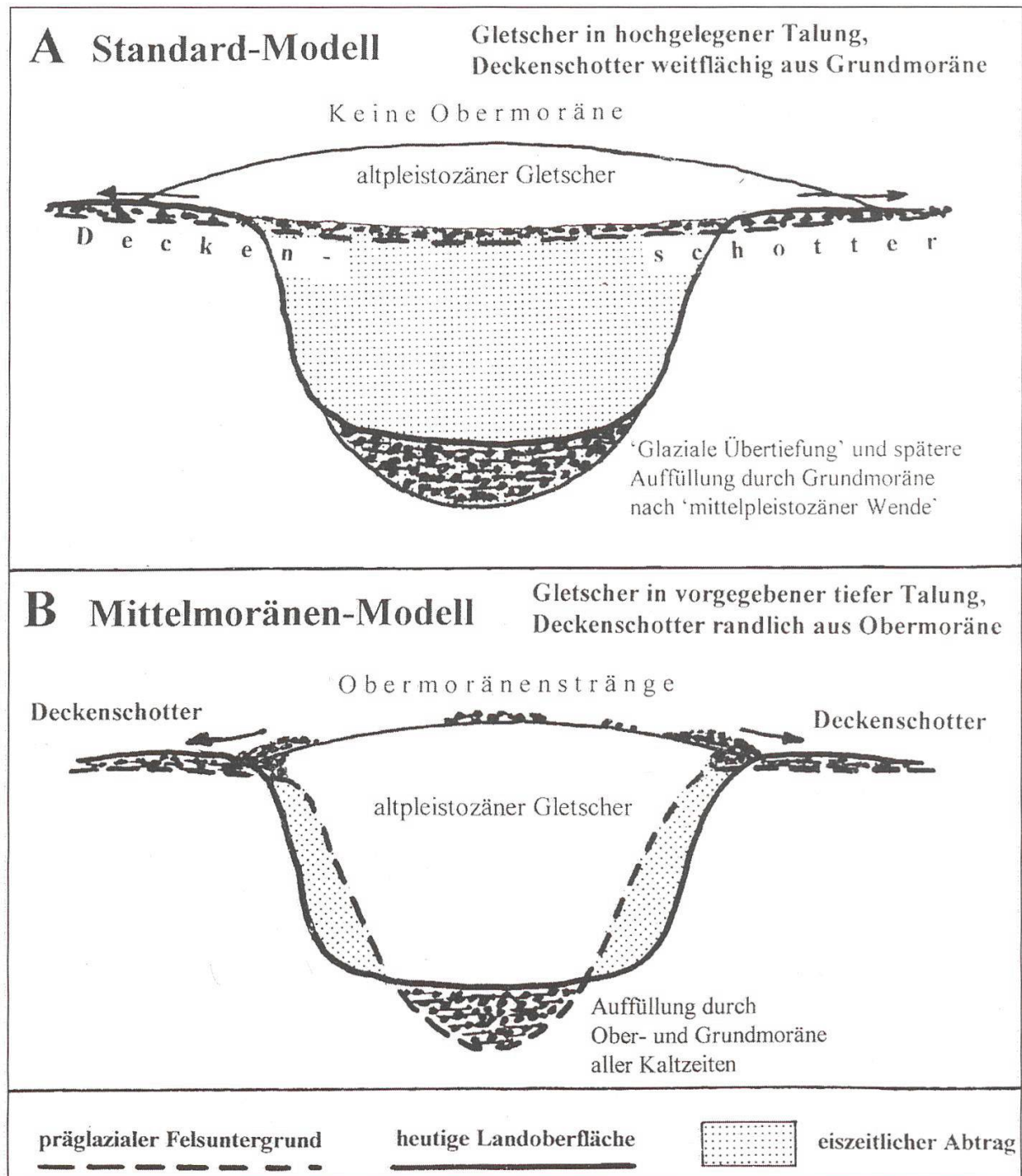


Abbildung 10: Vergleich der bisherigen Auffassung («Standard-Modell») mit dem «Mittelmoränen-Modell» bezüglich der Entstehung der hochgelegenen Schotter (Ostschweizer Deckenschotter, Berner Höhenschotter). Nach bisheriger Auffassung zeigen die Deckenschotter die damalige Gletscherbasis; nach dem «Mittelmoränen-Modell» liegen sie auf der Höhe der zugehörigen Eisoberfläche.

Auf die Frage, *welchen* Kaltzeiten die verschiedenen Schottervorkommen zuzuordnen seien und damit auch auf die Frage der genauen Äquivalenz der ostschweizerischen Deckenschotter mit den bernischen Höhenschottern, kann das seiner Natur nach rein morphologische Mittelmoränen-Modell keine Antwort geben. Hierzu sind physikalische und paläontologische Methoden der Altersbestimmung notwendig.

6. Zusammenfassung

Das in früheren Publikationen der Autoren entwickelte «Mittelmoränen-Modell», wonach der Hauptschutttransport durch die eiszeitlichen Gletscher nicht an deren Grund, sondern auf ihrer Oberfläche stattgefunden hat, wird konsequent auf die hochgelegenen präwürmzeitlichen Schotter («Höhenschotter») des Berner Mittellandes sowie auf die tief liegenden Schotter älterer Eiszeiten angewendet. Für die grösseren Schottervorkommen aller Kaltzeiten werden Mittelmoränen als Hauptzubringer angenommen. Solche können auf jeder Höhe, wo jemals ein Eisrand lag, auf Grund gelaufen sein und in $\pm$ stationären Phasen Schutt aufgehäuft haben, der durch Schmelz- und Regenwasser lokal verschwemmt wurde. Dasselbe gilt für die nord- und ostschweizerischen Deckenschotter. Diese und die bernischen Höhenschotter werden also bezüglich ihrer Morphogenese als analog betrachtet. Bezüglich der Chronologie und zur Äquivalenzfrage zwischen Deckenschottern und Höhenschottern vermag das Mittelmoränen-Modell keinen Aufschluss zu geben. Es erklärt aber die Anwesenheit gewaltiger alter Schuttmassen in den Alpenrandtälern. PENCKs Lehrmeinung von der sukzessiven Tieferlegung der voralpinen Landoberfläche von Eiszeit zu Eiszeit sowie von der glazialen «Ausräumung» des Aaretaltrogs und anderer Alpenrandtäler durch die Gletscher einer frühen Eiszeit wird aufgegeben: Die Gletscher lagen in allen Kaltzeiten in den vorgegebenen Haupttälern, die durch die Gletscher wohl verbreitert, aber kaum vertieft, sondern von Anfang an aufgefüllt wurden. Die Ursache für die Übervertiefung und teilweise Rückläufigkeit der Alpenrandtäler ist nicht im Eiszeitalter, sondern in tektonischen Vorgängen des späten Tertiärs zu suchen.

Literatur

- AEBERHARDT, B. (1912): L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. – *Eclogae geol. Helv.* 11/6, 752–771.
- EYLES, N. & ROGERSON, R.J. (1978): A Framework for Investigation of Medial Moraine Formation: Norway and Canada. – *J. Glaciology* 20/82, 99–113.
- FRASSON, B. (1947): Geologie der Umgebung von Schwarzenburg. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 88.
- FREI, R. (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotter. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* N.F. 37.

- GRAF, H.R. (1993). Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Nr. 10205, 171 pp.
- GRAF, H.R. (2003): Geschichte des unteren Thurtalles. Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 7–29.
- GERBER, Ed., Bern (1914): Über ältere Aaretal-Schotter zwischen Spiez und Bern. – Mitt. Naturf. Ges. Bern 1914, 1–38.
- GERBER, Ed., Bern (1941): Über Höhenschotter zwischen Emmental und Aaretal. – Eclogae geol. Helv. 34/1, 1–16.
- GERBER, Ed., Schinznach (1959): Zur Rekonstruktion alter Talböden. – Eclogae geol. Helv. 52/2, 511–518.
- GRUNER, U. (2001): Erläuterungen zum Geologischen Atlasblatt 104 Worb (LK 1167). Mit Beiträgen von R. BURKHALTER. – Bundesamt für Wasser und Geologie, 51 pp.
- GUTZWILLER, A. (1900): Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell. – Eclogae geol. Helv. 6/4, 371–374.
- HANTKE, R. (1959). Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 104, 1–47.
- HANTKE, R. (1962). Zur Altersfrage des höheren und tieferen Deckenschotter in der Nordschweiz. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 107/4, 221–232.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 2. – Ott, Thun, 703 pp.
- HANTKE, R. (2003): Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14, 110–118.
- HANTKE & WAGNER (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 53–84.
- HEIM, A. (1919). Geologie der Schweiz, Bd.1. – Tauchnitz, Leipzig, 704 pp.
- JAYET, A. (1946): Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. Eclogae geol. Helv. 39/2, 238–244.
- KELLERHALS, P. & ISLER, A. (1983): Profilserie durch die Quartärfüllung des Aare- und des Gürbetrog zwischen Thunersee und Bern. – Eclogae geol. Helv. 76/2, 417–430.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. – Jb. geogr. Ges. Bern 20, 1.
- NUSSBAUM, F. (1920): Über den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland nördlich von Bern. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 102–106.
- NUSSBAUM, F. (1934): Ältere und jüngere Diluvialschotter bei Bern. – Eclogae geol. Helv. 27/2, 352–368.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig, 1200 pp.
- ROHNER-ZOLLINGER, P. (1993): Geologische Kartierung der Region Schwarzenburg zwischen Sense und Schwarzwasser im Kanton Bern. – Diplomarbeit Univ. Zürich.
- RUTSCH, R. F. (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg. – Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 87.
- SCHLÜCHTER, CH. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 148. 117 pp.
- SCHLÜCHTER, CH. (1981): Remarks on the Pleistocene morphogenetic evolution of the Swiss Plain. – Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 40, 61–66.
- SCHLÜCHTER, CH. (1987): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. – Geogr. Helv. 1987/2, 109–115.
- SCHLÜCHTER, CH. (1988): Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein – unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. – Eclogae geol. Helv. 81/1, 249–258.
- SCHLÜCHTER, CH. & KELLY, M. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – Geol. Inst. Univ. Bern, Stiftung Landschaft und Kies. 4 pp.
- SCHMID, G. (1970): Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse. – Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 139, 113 pp.
- SUTER, H. (1944): Glazialgeologische Studien zwischen Limmat, Glatt und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 83–97.

- VOEGELI, H.P. (1963): Zur Kenntnis des Quartärs im Gebiet zwischen Sense und Schwarzwasser. – Diss. Freiburg i. Br.
- WAGNER, G. (1986): Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 43, 63–110.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 54, 91–137.
- WAGNER, G. (1999): Wie das Worblental eisfrei wurde. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 56, 47–75.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 94/2, 221–235.
- WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen, ein vergessenes Paradigma der alpinen Quartärmorphologie. – Z. Geomorph. 47, 373–392.
- WEBER, A. (1928): Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Mitt. Naturw. Ges. Winterthur 17/18 (1927–1930), 1–92.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 156, 174 pp.

Geologische Karten und Erläuterungen

- BECK, P. & RUTSCH, R.F. (1949): Münsingen–Konolfingen–Gerzensee–Heimberg (SA 336–339, LK 1187 Münsingen). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 21. Mit Erläuterungen 1958. – Schweiz. Geol. Komm.
- GERBER, ED. (1950): Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf. (SA 142–145, LK 1147 Burgdorf). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 22. Mit Erläuterungen. – Schweiz. Geol. Komm.
- HALDEMAN, E.G., HAUS, H.A., HOLLIGER, A., LIECHTI, W., RUTSCH, R.F., DELLA VALLE, G. (1980): Eggwil (LK 1188). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 75. – Schweiz. Geol. Komm.
- KELLERHALS, P. UND HAEFELI, C. (Geologiebüro) & STAEGGER, D. (2000): Bern (LK 1166). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 100. – Schweiz. Geol. Komm.
- KELLERHALS, P. UND HAEFELI, C. (Geologiebüro) & RUTSCH, R.F. (1999): Worb (LK 1167). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 104. Erläuterungen von U. GRÜNER 2001. – Landeshydrol. u. -geol.
- NUSSBAUM, F. (1922): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, geologisch bearbeitet, 1:75 000; 2. Aufl. 1927. – Kümmerly & Frey, Bern.
- RUTSCH, R.F. & FRASSON B.A. (1953): Neuenegg–Oberbalm–Schwarzenburg–Rüeggisberg (SA 332–335, LK 1186 Schwarzenburg). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000. Blatt 26. Erläuterungen von R.F. RUTSCH 1967. – Schweiz. Geol. Komm.
- TERCIER, J. & BIERI, P. (1961): Gurnigel (SA 348–351 Guggisberg–Rüschegg–Plasselb–Gantrisch, LK 1206 Guggisberg). Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 36. – Schweiz. Geol. Komm.

