

Gerhart Wagner

Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal – Thunersee

Eine morphologische Studie

(aus Jahrbuch vom Thuner- und Brienersee 2002)

1. Einleitung

Die markanten Geländeformen des weiten Hügellandes westlich von Thun bis zum oberen Gürbetal, des linksseitigen Seeufergebietes von Faulensee bis Gwatt sowie des Aaretals zwischen Uttigen und Wichtrach sind im Wesentlichen gegen Ende der letzten Eiszeit (Würmeiszeit) entstanden, als der vereinte Eisstrom aus dem Berner Oberland in diesem Gebiet endigte. Unter den Ablagerungen der letzten Eiszeit liegen mancherorts solche ältere Kaltzeiten (Abb.1). Die vorhandenen natürlichen und künstlichen Aufschlüsse, in denen dies erkennbar ist, sind durch BECK (1922, 1928, 1937/1938, 1938), BECK & GERBER (1925), BECK & RUTSCH (1949) kartiert und später vor allem durch SCHLÜCHTER (1975, 1976, 1980) stratigraphisch und chronologisch genau untersucht und beschrieben worden in Publikationen, deren Gründlichkeit man nur bewundern kann.

Im Unterschied zu diesen Arbeiten geht die vorliegende Studie von der geomorphologischen Seite an die Thematik heran. Dabei entstehen kaum Widersprüche zu den sedimentologischen Befunden; diese bekommen aber eine neue Interpretationsmöglichkeit. Es wird versucht, die Lage der Gletscherzungen in den verschiedenen Abschmelzstadien am Ende der letzten Eiszeit zu rekonstruieren. Der Versuch mag gewagt erscheinen, war doch die eiszeitliche Landschaft in steter Veränderung begriffen. Das Vorhandensein von vielen und zum Teil sehr mächtigen Moränen zeigt aber doch an, dass es mehrere länger dauernde \pm stationäre Zustände gegeben haben muss, in denen Nachfließen und Abschmelzen des Eises etwa im Gleichgewicht waren und der Gletscher genug Zeit hatte – es mögen jeweils einige Jahrhunderte gewesen sein –, um an seinem Eisrand grössere Mengen von Oberflächenschutt als Randmoränen abzulagern und damit ein «Stadium» zu markieren. Aus diesen Ablagerungen, auch wenn sie durch nacheiszeitliche Erosion zum Teil verändert sind, kann heute ein Bild über die Lage des Gletschers in den einzelnen Stadien erschlossen werden.

Chronologie des Eiszeitalters

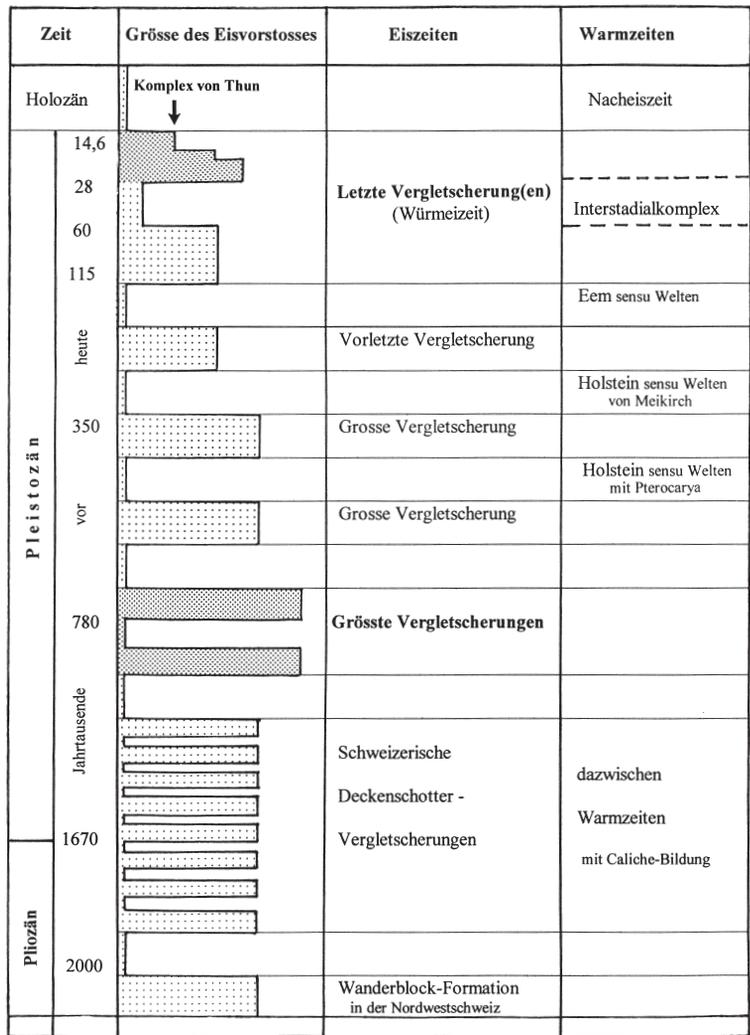


Abb. 1: Übersicht über die Kaltzeiten des Eiszeitalters nach SCHLÜCHTER & KELLY 2000. Die letzte Kaltzeit, welche die heute sichtbaren Oberflächenstrukturen hinterliess, wird als «Würmeiszeit» bezeichnet. Die grösste Ausdehnung der Gletscher wurde bisher der vorletzten Kaltzeit zugeschrieben und diese als «Riss-Eiszeit» bezeichnet. Nach neueren Erkenntnissen gab es weit mehr als die vier von PENCK & BRÜCKNER 1909 definierten «klassischen» Eiszeiten (Günz-, Mindel-, Riss-, Würmeiszeit), wobei die vorletzte nicht die grösste war wie bisher angenommen.

Der Gletscherfluss wurde zu allen Zeiten gesteuert durch das vorgegebene Relief des alpinen Gebirges. Dank den genannten Karten und sonstigen Studien sind wir über den geologischen Untergrund gut unterrichtet. Das Haupttal des Thunersees und der anschliessende tiefe Aaretaltrog sind durch die alpine Grosstektonik und die voreiszeitliche Talbildung gegeben. Zwei grosse tektonische Einheiten des westlichen Berner Oberlandes erreichen am unteren Thunersee ihr Ostende: Die Niesenkette und die «Préalpes Romanides». Die Niesenkette endet zwischen Kander und Simme, sie hat keine Fortsetzung jenseits des Thunersees. Die östlichste Kette der «Préalpes Romanides», die Stockhornkette, läuft im Raume Spiez mit einigen letzten, aus Lias- und Triasfelsen bestehenden Hügelzügen aus (Abb. 2). Die Kalkgebirge von Sigriswilergrat und Niederhornkette nördlich des Thunersees gehören mit Ausnahme eines kleinen Vorkommens, des Bodmi-Lias, zu einem anderen tektonischen Komplex, nämlich zu der sich in mehrere Teildecken aufspaltenden Wildhorn-Decke des Helvetikums.

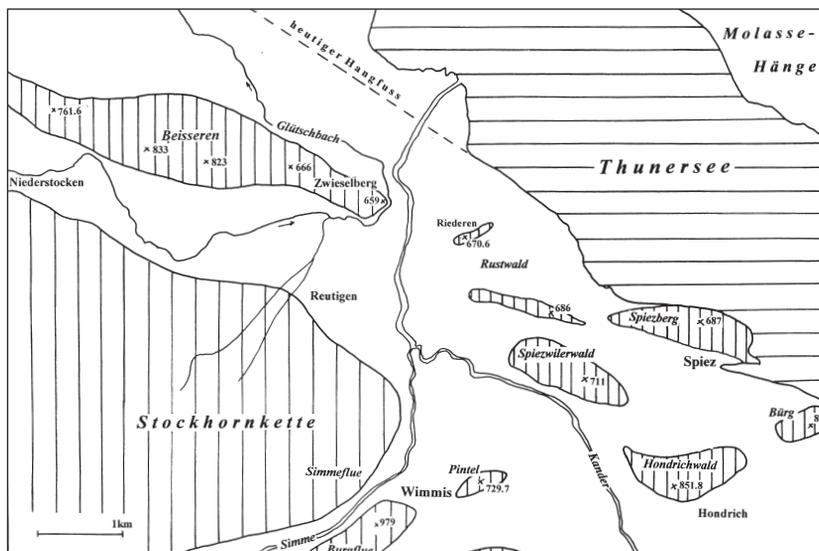


Abb. 2: Die Erhebungen des alpinen Grundgebirges (senkrecht schraffiert), soweit sie eine Höhe von ca. 650 m überragen, im Gebiet Spiez – Stockental. Die felsigen Ausläufer der Stockhornkette behinderten den Fluss des Eises. Dem Gletscherfluss standen nebst dem Thunerseebecken die in der Abbildung weiss gelassenen Gebiete zur Verfügung.

Auch die mittelländische Molasse verhält sich auf den beiden Seiten des Thunersees sehr verschieden: während sie am rechten Ufer in Form von Nagelfluh bis über Gunten hinauf reicht, fehlt sie am linken Ufer.

Der Hauptfluss des Eisstroms aus dem Oberland war also in seinem inneralpinen Teil durch das Thunerseebecken kanalisiert. Ausserhalb der Alpen, d.h. nördlich von Thun, floss der Gletscher in das ebenfalls voreiszeitlich angelegte Aaretal, dessen tiefster Molassegrund zwischen Thun und Bern mehr als 250 m unter dem heutigen Talboden liegt (KELLERHALS et al. 1981). Im Laufe der älteren Eiszeiten wurde die tiefe Aaretalrinne – man muss sie wohl cañonartig denken, ähnlich dem heutigen Sensen- und Schwarzwassertal (GERBER & SCHMALZ 1948) – mit Gletscherschutt aufgefüllt. Der Gletscher der ausgehenden Würmeiszeit muss zwischen Thun und Bern auf diesen alten Schottern schon nahezu auf dem heutigen Niveau geflossen sein. Linksseitig stiess er im Gebiet Thun – Spiez auf ein recht kompliziertes Grundrelief: Die Felserrhebungen ragten in den Abschmelzstadien als Inseln (Nunataks) aus dem Eis; an ihnen staute sich der Eisfluss, und wenn das Förderband einer Mittelmoräne auf eine solche Insel oder Halbinsel auflief, häufte sich dort der Moränenschutt.

Mit dem Stichwort *Mittelmoränen* wird ein Begriff eingeführt, welcher für die anschliessenden Betrachtungen von grundlegender Bedeutung ist. Der Einbezug dieses bisher kaum beachteten Prinzips von Transport und Ablagerung eiszeitlichen Schutttes ist für das Verständnis der Moränenstrukturen in unserem Untersuchungsgebiet entscheidend.

2. Allgemeines über Mittelmoränen

Da sich in den Eiszeiten die Einzelgletscher aus den verschiedenen Tälern des Berner Oberlandes zu einem einzigen Eisstrom, dem «Aaregletscher» im weitesten Sinne, vereinigten, wurden die meisten ursprünglichen Seitenmoränen zu Mittelmoränen: bei jedem Zusammenfluss von zwei Gletschern vereinigen sich die beiden inneren Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne (Abb. 3). Ein aus zehn Teilgletschern entstandener Eisstrom – eine Annahme, die für den Gletscher aus dem Oberland realistisch ist – besitzt somit neun Mittelmoränen. Es ist leicht einzusehen, dass diese zu den weitaus wirksamsten Transporteuren von Oberflächenschutt werden. Mehrere Mittelmoränen können sich im Verlaufe des Eisflusses zu Strängen vereinigen. Im Extremfall kommt es zu einer vollständigen Schuttbedeckung der Eiszunge, wie es heute

weitgehend beim Unteraargletscher, im Wallis beim Zmutt- und beim Oberaargletscher der Fall ist.

BALTZER hat schon 1896 im Gebiet des Aaretals sowie von Thun Mittelmoränen beschrieben. Nach PENCK & BRÜCKNER 1909 verschwindet der Begriff erstaunlicherweise fast vollständig aus der alpinen Quartärliteratur. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass die beiden Autoren damals in ihrem Werk (u.a. S. 6) erklärten, der Schutttransport geschehe auch bei alpinen (wie bei den von keinem Gebirge überragten arktischen) Gletschern hauptsächlich an ihrem Grunde, der Oberflächentransport spiele praktisch keine Rolle. Vom Oberflächenschutt wurde angenommen, dass er durch Spalten mehr oder weniger vollständig auf den Grund gelange und mit der Grundmoräne weitertransportiert werde.



Abb. 3: Der Unteraargletscher entsteht aus Finsteraargletscher (links, mit Finsteraarhorn) und Lauteraargletscher (rechts, mit Lauteraarhorn – Schreckhorn). Bei ihrem Zusammenfluss, dem «Geburtsort» der Hauptmittelmoräne, ist in der «Kleinen Eiszeit» eine charakteristische, Y-förmige Schuttanhäufung entstanden. Die Endaufschüttungen der «Kleinen Eiszeit» lagen auf dem Aarboden, der 1928 durch den Stausee überflutet wurde (vgl. FREY 1921, S. 105). Der Finsteraargletscher führt an seiner in Fliessrichtung rechten Seite schon vor dem Zusammenfluss mit dem Lauteraargletscher einen grossen Mittelmoränenstrang. An seiner linken Seite ufert eine kleinere Mittelmoräne schon weiter oben aus. Aufnahme des Bundesamtes für Landestopographie vom 18.9.1970.

Das war – jedenfalls für schweizerische Verhältnisse – eine schwer verständliche Fehldiagnose, die durch das ganze 20. Jahrhundert nachgewirkt hat.

Im Gegensatz zu Seiten- und Endmoränen, die nur Gesteinsgut von je einem Gletscher führen, haben Mittelmoränen den Charakter von Individuen, von «Kindern zweier Eltern»: Jede entsteht durch den Zusammenfluss zweier Gletscher, ihrer «Parentalgletscher», die ihr je eine ihrer beiden Seitenmoränen liefern. Sie enthalten also Gesteinsgut («Erbanlagen») von zwei Gletschern. Biologisch würde man sagen: sie sind diploid, Seitenmoränen dagegen haploid. Da sich die Eiskörper zweier zusammenfließender Gletscher nicht wie Wasser vermischen, verläuft eine Mittelmoräne im Normalfall als ununterbrochenes Schuttfließband von ihrem «Geburtsort» bis zu ihrem Ende, alle Richtungsänderungen des Gletschers mitmachend und die Grenze zwischen den beiden parentalen Eiskörpern sichtbar markierend. Selbst spaltenreiche Gefällstrecken können überstanden werden, wie es heute z.B. am Grossen Aletschgletscher oder am Komplex des Gornergletschers zu sehen ist. Ins Innere gelangtes Schuttgut wird teils durch Ablation, teils durch eindringendes und gefrierendes Schmelzwasser an die Oberfläche zurück befördert. (AGASSIZ 1840, S. 104: «*Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur...*»). Solange der Gebirgskranz ihres Einzugsgebietes Oberflächenschutt liefert und nicht unter Firn begraben liegt, persistiert eine bestimmte Mittelmoräne auch zeitlich als Individuum über alle Stadien eines Gletschervorstosses und -rückzuges. Im Gegensatz zu einem biologischen Individuum wird sie an ihrer Ansatzstelle ständig neu «geboren», solange sich ihre Parentalgletscher in «permanentem Zeugungsakt» berühren, sie «stirbt» aber ständig an ihrem Ende. Es muss möglich sein, eine und dieselbe Mittelmoräne über die verschiedenen Gletscherstände zu verfolgen und in günstigen Fällen anhand ihres Gesteinsinhaltes ihren Ursprungsort, d.h. ihre Parentalgletscher, zu ermitteln. Noch mehr: In den verschiedenen Kaltzeiten müssen immer wieder dieselben Mittelmoränen-Individuen entstanden sein, und es ist wahrscheinlich, dass sie immer wieder nahezu den gleichen Verlauf genommen haben, so dass an ihren Mündungsstellen über alle Eiszeiten Mittelmoräne auf Mittelmoräne, oder durch Schmelz- und Regenwasser aus ihrem Schuttgut Schotter auf Schotter gesetzt wurde.

Nur an ihrem Anfang und an ihrem Ende, am Ort ihrer «Geburt» und ihres «Todes», hinterlässt eine Mittelmoräne markante Geländeformen, und dies nur dann, wenn die beiden Orte während längerer Zeit ungefähr am gleich Ort verharren, d.h. während eines «Stadiums». Wo eine Mittelmoräne den Eisrand

erreicht und «stirbt», sei es am Ende der Gletscherzunge (terminal) oder irgendwo an ihrer Seite (lateral), häuft sich ihr Schutt wie am Ende eines Fließbandes zu charakteristisch geformten Hügeln. In aufeinanderfolgenden Stadien entstehen bei terminal endenden Mittelmoränen Reihen linear hintereinander liegender «Quappen», bei lateral endenden werden diese gestaffelt. Lateral ausufernde Mittelmoränen können sich als sekundäre Seitenmoränen fortsetzen. Von primären unterscheiden sie sich morphologisch durch einen markanten Ansatzpunkt, wo ihre Achse rückwärts ohne Fortsetzung ins Leere ausstreicht. WAGNER (1997) erstellte eine Typologie der Mittelmoränen-Endaufschüttungen und ihrer Abfolgen in Abhängigkeit vom jeweiligen Grundrelief. Stränge, die aus dem Zusammenfluss mehrerer Mittelmoränen entstanden sind, hinterlassen im Zungenendgebiet eine unregelmässig-buckelige Landschaft (englisch «Hummocky-moraines»). Solche Buckel können verwechselt werden mit Drumlins: Mit diesem aus Irland stammenden Begriff wurden unter dem Gletscher geformte, flache Hügel aus Grundmoränenmaterial bezeichnet.

Am Ursprungsort einer Mittelmoräne entstehen während eines Stadiums oft typisch geformte, Y-förmige Strukturen aus dem Anteil der parentalen Seitenmoränen, der den «Anschluss an die Mittelmoräne verpasst» (Abb. 3).

3. Die letzten Gletscherstände im Gebiet Thunersee – Oberes Aaretal

(vgl. Tabelle 1)

Bei den zu betrachtenden Moränenkomplexen (Abb. 4) handelt es sich um Ablagerungen aus einer Zeit, in der der Aaregletscher vor ca. 10 000 Jahren bis an den Alpenrand abgeschmolzen war, dort aber vor dem Rückzug ins Alpeninnere mit kleineren Oszillationen während längerer Zeit, das heisst wohl während 1000 Jahren, verharrte. Im Rahmen der PENCK & BRÜCKNER'schen Eiszeitchronologie ist es das Bühl-Stadium (der Name stammt aus dem Unterinntal). In den Thuner Komplexen können wir drei Eisstände unterscheiden, die wir im Folgenden als Münsingen-, Jaberg-Wichtrach- und Spiez-Faulensee-Stadium bezeichnen. Die Frage, ob diese Reihenfolge auch die zeitliche ist, mag offen bleiben.

Der Eisstrom aus dem Oberland muss damals mehrere bedeutende Mittelmoränen besessen haben: Die Firngebiete waren schon stark abgesunken und wurden von den Gebirgsketten weit überragt, so dass diese in Form von Stein Schlag und Felsstürzen viel Oberflächenschutt liefern konnten. Wir dürfen uns

die späteiszeitliche Gletscherzunge im Raume Thun ähnlich vorstellen, wie sich der Unteraargletscher mit seinen breiten Mittelmoränensträngen heute im Grimselgebiet präsentiert (Abb. 3). Aus Geländestudien ergibt sich, dass der Gletscher in diesen Stadien mindestens fünf Mittelmoränen besessen haben muss: Drei auf dem Hauptstrom im Thunerseebecken, eine zwischen diesem und dem Gletscher aus dem Kandertal und eine fünfte auf dem Kandergletscher (Abb. 5). Eine Mittelmoräne zwischen Kander- und Simme-gletscher ist nicht aufzufinden. Wie schon BECK 1938 (S.182) feststellte, erreichte der Simme-gletscher zur Zeit dieser Stadien den Ausgang des Simmentals nicht mehr, so dass Kandereis bis Erlenbach vorstossen konnte (GENGE 1955, S. 33). Die drei Mittelmoränen auf dem Hauptstrom des Thunerseebeckens waren vermutlich breite, aus der Vereinigung mehrerer Mittelmoränen hervorgegangene Stränge, waren doch neben dem schon zusammengesetzten Gletscher aus dem Haslital auch Gauli-, Rosenlaur- und die beiden Lüttschinengletscher im Spiel, die zum Teil ihrerseits schon Mittelmoränen besessen haben.

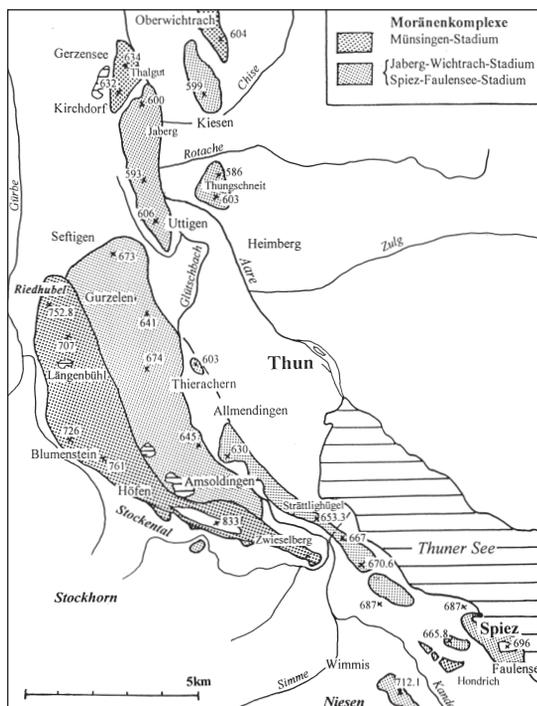


Abb. 4:
Die grossen
Moränenkomplexe im Unter-
suchungsgebiet. Vgl. Abb. 5.

Im Folgenden versuchen wir, für jedes der drei genannten Stadien die fünf Mittelmoränen aufzuspüren. Wir beginnen mit dem mittleren, dem heute am klarsten dokumentierten Stadium von Jaberg-Wichtrach.

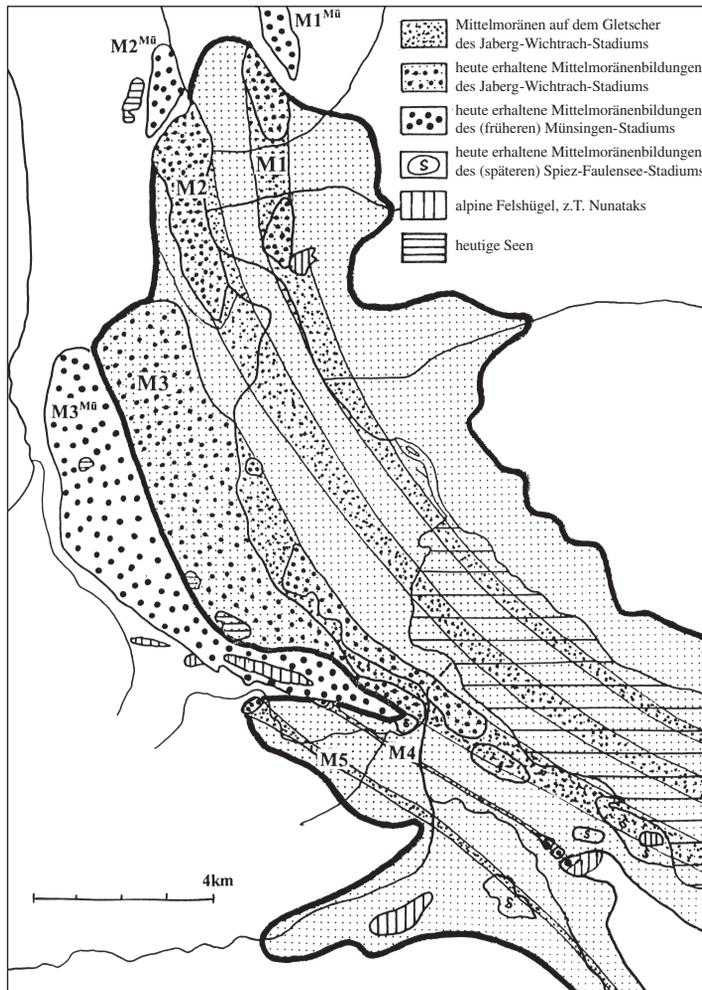


Abb.5: Die rekonstruierte Lage des Gletschers im Jaberg-Wichtrach-Stadium (vgl. Abb. 4).
 M1 – M3: Mittelmoränenstränge auf dem Hauptgletscher des Thunersee-Beckens. M4: Mittelmoräne Aare – Kandergletscher. Sie entsteht am Nordhang des Hondrichberges und endet im Stockental beim Rütiguet. M5: Mittelmoräne auf dem Kandergletscher (vermutlich aus dem Kiental).

Tabelle 1 Die Mittelmoränen in den Stadien des Thuner Komplexes**S t a d i e n**

Mittelmoräne	Münsingen	Jaberg – Wichtrach	Spiez – Faulensee
M1 Aaregletscher	Lerchenberg P. 599.7	P. 599 N Kiesen – Thungschneit	(Thuner See)
M2 Aaregletscher	E Gerzensee: P. 632, P. 634	Heidenbüeli S Uttigen – Jaberg – Thalgut	(Thuner See)
M3 Aaregletscher	Zwieselberg – Höfen - Riedhubel P. 752.8	Riederer – Strättlighügel – Amsoldingen – Gurzelen	Faulensee – Spiez – Rustwald
M4 Aare/Kander	Ansatz: Styg S Spiezwiler Ende: Sandbüel (N Niederstocken)	Ansatz: W P. 678 S Spiezwiler Ende: Rütiguet (E Seeliswald)	Ansatz: P. 686 S Spiezwiler Ende: Glütsch
M5 Kandergletscher	Haasen E Oberstocken	Sagi – Mürg S Niederstocken	SE Wimmis: Hasli – Rain – Mösli

3.1. Jaberg-Wichtrach-Stadium

Die Bezeichnung «Jaberg-Stadium» wurde von BECK eingeführt und wie folgt definiert:

«Es entspricht der dünnen Gletscherzunge, die sich aus dem Becken von Thun über den Riegel von Thungschneit bis gegen Oberwichtrach vorschob und deren Eis links der Aare das Thalgutbächlein¹ und rechts den Deienbach¹, der den Schwemmkegel von Oberwichtrach aufschüttete, ableitete. Die Stirnmoräne fehlt infolge der Erosion der Aare, so dass die Front dieser Gletscherstellung durch ihre peripheren Bachablenkungen gekennzeichnet ist.»
(BECK & RUTSCH 1958, S. 40)¹

Da BECK & RUTSCH 1958 das Paradigma Mittelmoräne nicht in Betracht zogen, bezeichneten sie die grossen Moränenhügel dieses Stadiums als Drumlins. S.40: *«Die meist drumlinartigen Moränen des Jabergstadiums sind im Kartengebiet auf die Plateaux von Uttigen – Jaberg – Thalgut, Oppligen – Oberwichtrach, sowie Thungschneit und die Wolfsgrube S Schnittweiherbad am Zulgtalausgang beschränkt. – Ihre Hauptausdehnung erreicht die Jaberggletscherzunge weiter südlich auf dem Plateau von Amsoldingen – Gurzelen, von wo aus mehrere Eislappen Schmelzwasser ins Gürbetal sandten, ohne jedoch dieses zu erreichen.»*

¹ Namen nicht auf LK 1:25000.

Dieses Bild über die Lage der Gletscherzunge im Jaberg-Wichtrach-Stadium wird noch anschaulicher, wenn wir die Mittelmoränen in unsere Vorstellung einbeziehen. In seiner Arbeit «Der diluviale Aaregletscher» beschreibt BALTZER 1896 in einem kurzen Kapitel über Mittelmoränen (S. 73) einen besonders schönen Fall in der Region Thun: *«Eine prachtvolle Mittelmoräne... ist die, welche von Allmendingen am Thunersee gegen den Kandereinschnitt, Eingenwald und Aeschi zu verläuft. Sie trägt den Strättlithurm und ist weithin vom See sichtbar. Als Mittelmoräne documentirt sie sich dadurch, dass sie Kander- und Aaregletschermaterial führt, und dass nach Bachmann von ihr aus Endmoränenstücke sich sowohl nach West als nach Ost umbiegen.»*

Dieser markanteste Mittelmoränenstrang des Jaberg-Wichtrach-Stadiums (siehe unten: Strang M3) dominierte die linke Seite des Eiskomplexes und uferte auf einer mehrere Kilometer langen Strecke seitlich aus. Neben ihm müssen wir zwei weitere Stränge auf der Mitte des Gletschers in Betracht ziehen, welche das Zungenende im oberen Aaretal erreichten und terminale Aufschüttungen bildeten. Wir beginnen mit dem rechtsseitigen Strang.

3.1.1. Strang M1: Thungschneit – Oberwichtrach

(LK 1187 Münsingen, Abb. 4–6)

Der grosse Lockergesteinkomplex Thungschneit – Chiesenwald mit den Kuppen P. 603 und 586, der im Süden von der Aare bis 50m hoch angeschnitten ist, hat dank dem grossartigen natürlichen Aufschluss schon früh die Geologen angezogen. Der 1,5 km lange und 800 m breite eiszeitliche Hügel lehnt sich in seinem SE-Teil an die Molasseerhebung Hubel – Winterhalten mit den Kuppen P. 620 und P. 609 (ausserhalb von Abb. 6). Der grösste Teil des Moränenmaterials, aber nicht alles, ist durch die Schmelzwässer zu Schottern verschwemmt worden. Die höheren wurden von BECK 1922 als «Münsingenschotter» bezeichnet. Sie sind ihrerseits älteren Schottern, den Bümberg-Schottern, aufgesetzt. BECK & RUTSCH 1949 ordnen Schotter und Moränen dem Jabergstadium zu. Den höchsten N–S-verlaufenden Längswall bezeichnen sie als «Drumlin oder Drumlin-ähnliche Form». Durch den Bau der Nationalstrasse N6 wurde die Struktur im SW-Teil an zwei Stellen angeschnitten, und in ihrem NW-Teil entstand ein weiterer grosser Aufschluss durch die Kiesentnahme in der Grube Bümberg.

Nach Norden setzt sich diese Mittelmoräne in dem grossen, ins Aaretal hineingesetzten Komplex zwischen Kiesen und Oberwichtrach bis zum Einschnitt des Deiebächlis fort. Der 2,5km lange und bis 800m breite, ebenfalls



Abb.6. Die auf die Stränge M1 und M2 zurückführbaren Moränen- und Schotterkomplexe (punktiert) im oberen Aaretal. Mit grossen Punkten werden die Hauptachsen der Wälle angedeutet. Die Kiesgruben sind teilweise nach dem LK-Blatt 1187 Münsingen von 1969, teilweise nach demjenigen von 1993 eingezeichnet. Die Pfeile geben die Aufstossrichtung der Mittelmoränen an. Aus LK 1187 Münsingen. Äquidistanz der Höhenkurven 10m.

dem Jabergstadium zugerechnete Hügelzug besteht wie der Hügel von Thungschneit oben aus Moräne und unten aus Münsigenschottern. Seine Ränder sind an der NE- und SW-Flanke durch Erosion angenagt. BECK & RUTSCH 1949 kartierten zu oberst einen Drumlin (mit P. 599); auch diese Bildungen werden in einer grossen Kiesgrube bei Oppligen ausgebeutet.

3.1.2. Strang M2: Uttigen – Jaberg

(LK 1187 Münsingen, Abb. 4–6)

Während der Strang Thungschneit – Oberwichtrach durch die beiden rechtsseitigen Aarezuflüsse Chise und Rotache auf mehr als einem Kilometer vollständig durchschnitten ist, lässt sich der noch mächtigere, ebenfalls ins Aaretal hineingesetzte Strang links der Aare von seinem Ansatz im Heidenbüeli P. 562 S von Uttigen über Jaberg bis zum Einschnitt des Thalgutbächleins verfolgen. Er hat eine Länge von 4 km bei 1,3 km maximaler Breite zwischen Jaberg und Kirchdorf. BECK & RUTSCH 1949 kartierten auf dem nördlichen Teil dieses Komplexes zahlreiche z.T. parallel laufende Wälle, die längsten bis über 1 km lang, auf dem südlichen ein Dutzend «Drumlin und Drumlin-ähnliche Formen». Zum Teil werden Wälle auf Drumlins (oder Drumlins auf Wällen) kartiert. Die Unschärfe des Drumlinbegriffes tritt hier, wie bei vielen Karten des Geologischen Atlases, deutlich zutage (vgl. WAGNER 2001a und 2001b). Für das frontale Ende einer Mittelmoräne besonders typisch ist der Waldhügel Gestelen P. 600 S von Thalgut mit seiner 40 m hohen, leicht konkaven, nach N gerichteten Stirn. Sie ist kaum durch nacheiszeitliche Erosion entstanden, sondern erscheint als ursprüngliche «Vollform».

Zu 3.1.1 und 3.1.2: Die umfangreichen und sedimentologisch komplizierten Aufschlüsse in diesen beiden gewaltigen Lockergesteinssträngen wurden von SCHLÜCHTER 1975, 1976, 1980 bezüglich Stratigraphie, Sedimentologie und Paläontologie aufs gründlichste untersucht. Sie bestehen auf ihrer ganzen Höhe aus eiszeitlichem Lockermaterial, Molasse tritt nirgends zutage, noch wurde sie in Bohrungen erreicht. SCHLÜCHTER nimmt an (1976, S.37), dass es sich um Relikte aus einst viel ausgedehnteren Ablagerungen handelt. Zieht man die Existenz von Mittelmoränen als Hauptzubringer in Betracht, so ergibt sich eine andere Vorstellung: Diese Lockergesteine wurden von Anfang an longitudinal am Ende von Mittelmoränensträngen abgesetzt oder in Eisrandseen verschwemmt. Nachträglich wurden sie noch vom Gletscher überfahren und abgeflacht. Das obere Aaretal war nie auf seiner ganzen Breite, die von Oppligen bis Kirchdorf reichte, von solchen Schottermassen bedeckt.

Die Lockergesteinsstränge wurden vielmehr schon als Längsstrukturen dem würmzeitlichen Aaretalboden aufgesetzt. Ihre heutigen Ränder zeugen nur an ihren ausgeprägt steilen Partien von postglazialer Erosion, am offensichtlichsten der Hügel von Thungschneit an seinem Prallhang zur Aare. Künftige Untersuchungen werden darüber zu befinden haben, ob die Mittelmoränen-Optik mit den sedimentologischen Befunden vereinbar ist oder nicht.

3.1.3. Strang M3: Strättligen – Seftigen (LK 1207 Thun, Abb. 4, 5, 9)

Dieser mächtigste Strang uferte zur Zeit des Jaberg-Wichtrach-Stadiums S von Einigen auf 640 – 670 m Höhe seitwärts aus und bildete die Buckelmoränenlandschaft Riederer – Einigenwald, die sich – der Kander den Abfluss in den Thunersee versperrend – in der schon von BALTZER 1896 als Mittelmoräne erkannten Strättligmoräne fortsetzt (vgl. Zitat S. 21). Im Gegensatz zu BALTZER kommen wir zu der Auffassung, dass dieser Mittelmoränen-Komplex bei Allmendingen nicht endet oder umbiegt, sondern sich westlich des alten Kanderlaufes, des heutigen Glütschbachtals (die Kander wurde 1714 in den Thunersee geleitet), in der ausgedehnten Moränenlandschaft zwischen Amsoldingen und Gurzelen fortsetzt und erst am Quereinschnitt von Seftigen endet. Im Glütschbachtal ist der Komplex von der Kander mit steilen Erosionsrändern in der Längsrichtung durchschnitten; zwischen Allmendingen und Thierachern hat sich die Kander einen breiten Ausgang gegen das Aaretal geschaffen. Als markantes Relikt des Moränenplateaus ist bei Thierachern der Rääberg mit P. 603 stehen geblieben. Dieser zeigt auf der Innenseite, gegen den alten Kanderlauf, den steilen Erosions-Böschungswinkel von ca. 25°, während er auf der Aussenseite den ursprünglichen Neigungswinkel von weniger als 15° aufweist, was dem normalen Aussenrand des Moränenstrangs gegen das Aaretal entspricht. Auch in diesem Komplex, wie in jenem von Thungschneit, liegen Würmmoränen und -schotter vielfach auf älteren Bildungen (SCHLÜCHTER 1976).

Über die Natur der Moränenhügel im Gebiet von Amsoldingen findet sich eine höchst interessante Beschreibung in einer Baugrunduntersuchung, welche die Firma COLOMBI SCHMUTZ DORTHE AG 1975 im Auftrag der Einwohnergemeinde Amsoldingen durchgeführt hat: *«Das Material stammt aus der Mittelmoräne zwischen Aare- und Kander-gletscher. Die Moränen wurden von den Eismassen noch überfahren und zu Rundhöckern geformt, deren Kerne teils aus Molasse aufgebaut werden. Durch das Überfahren der Gletscher entstand eine Mischung von Ober- und Grundmoränenmaterial.»*

Dass hier richtigerweise, aber nur ganz beiläufig, von einer Mittelmoräne gesprochen wird – ein Begriff, der ja in der Literatur nicht verwendet wurde – ist bemerkenswert. Nach unserer Diagnose kann es sich allerdings, wie aus Abb. 5 hervorgeht, nicht um die in 3.1.4. zu beschreibende Aare¹ – Kander-Mittelmoräne handeln, sondern um eine solche auf dem Hauptstrom des Thunerseebeckens, vermutlich um die Mittelmoräne zwischen Aare- und Lüttschinen-Gletscher.

3.1.4 Strang M4: Spiezwiler – Rütiguet (LK 1207 Thun, Abb. 5, 9, 10)

Der Strang M4 ist der einzige, der sich nicht nur mit seinem Ende, sondern auch mit seinem Anfangspunkt in unserem Untersuchungsgebiet befindet: Es handelt sich um die Mittelmoräne zwischen Aare¹ und Kandergletscher, die in allen drei betrachteten Stadien im Gebiet Spiezwiler am Nordwesthang des Hondrichberges ansetzte und den über Styg zum Waldhügel P. 686 abfallenden dreistufigen Grat bildete. Im Jaberg-Wichtrach-Stadium entstand der mittlere Teil dieses Grates, der heute überbaute Moränenhügel W von P. 678. SCHLÜCHTER 1980b bezeichnet die dortigen Moränen als «überdurchschnittlich hart gelagerte Grundmoräne» mit Mächtigkeiten bis über 20m. Es ist einleuchtend, dass dort schon in früheren Eiszeiten Mittelmoränenmaterial abgesetzt und durch das Eis der späteren Kaltzeiten belastet und hartgepresst wurde. Die Endaufschüttung der Mittelmoräne M4 dieses Stadiums findet sich in dem Geländesporn am Nordfuss der Zwiselbergbeisseren zwischen Rütiguet und Seeliswald. Genau genommen handelt es sich nicht um die Mittelmoräne Aare – Kander, sondern um diejenige zwischen dem Gletscher aus dem Suldtal und dem südlichsten Teilgletscher des Eisstroms im Thunerseebecken, also des Gletschers der Weissen Lüttschine. Eine eigentliche Mittelmoräne Aare – Kander kann gar nicht existiert haben, da sich mehrere andere Teilgletscher zwischen diese beiden Hauptströme einschoben.

3.1.5 Strang M5: Niederstocken (LK 1207 Thun, Abb. 5, 9, 10)

Auf der Endzunge des Kandergletschers, die vom vereinten Aaregletscher¹ in das eisfreie untere Simmental und in das Stockental abgedrängt wurde, lag mindestens *eine* breite Mittelmoräne, welche die Schotter- und Moränenhügel zwischen Sagi und Mürg im Gebiet von Niederstocken aufschüttete. Sie ist in der Breite vergleichbar mit dem aus dem Kiental stammenden Mittelmoränenstrang im Raume Scharnachtal und könnte mit diesem identisch sein.

¹ Die Bezeichnung «Aaregletscher» wird hier, wie allgemein üblich, für den vereinten Eisstrom der Thunerseetalung verwendet. Seine linke Flanke, also das Eis in der Gegend von Spiez, stammte aber nicht aus dem Haslital, sondern aus den Lüttschinentälern.



Abb. 7: Die Buckelmoränen-Landschaft von Längenbühl – Uebeschi – Höfen von NW. Im Vordergrund die ausufernde Mittelmoräne mit P. 898 bei Grundbach/Wattenwil. Im Hintergrund der Thunersee. Am Horizont links der Mitte das Schreckhorn, rechts der Mitte Eiger-Mönch-Jungfrau, rechts aussen der Niesen. Photo Januar 2002.



Abb. 8: Der Geisthubel, eine typische, nach rückwärts (rechts) ins Leere streichende «Mittelquappe». (Dieser Ausdruck wurde von Dr. A. Lindgren in Bern vorgeschlagen für typisch geformte Einzelstrukturen wegen ihrer Ähnlichkeit mit einer Kaulquappe und ihres häufigen schwarmweisen Auftretens.) Rechts vor dem Wald der Geistsee. Photo September 2002.

3.2. Münsingen-Stadium

Vor dem Stand von Jaberg-Wichtrach gab es im Gebiet des oberen Aaretals ein Stadium, bei dem das Ende der Aaretal-Gletscherzunge nördlich von Münsingen (vielleicht bei Allmendingen) lag und ihre linke Flanke noch das obere Gürbetal erreichte. Die drei Mittelmoränenstränge M1 – M3 geben sich in diesem Stadium wie folgt zu erkennen:

3.2.1. Strang M1: Oberwichtrach – Münsingen

(LK 1187 Münsingen, Abb. 4 – 6)

Der Strang M1 des Jaberg-Wichtrach-Stadiums lässt sich nordöstlich des vom Deiebächli durchflossenen, aber nicht von diesem geschaffenen Einschnitt zwischen Aspi und Oberwichtrach nach Norden weiterverfolgen. Er bildete eine Kette von breiten Wällen, die zwischen dem genannten Einschnitt und dem Hof Heiematt mit dem Wall P. 604 beginnt und sich von dort nach N (ausserhalb von Abb. 4 – 6) im Lercheberg P. 599.7 und dem Hügel mit P. 587 fortsetzt. BECK & RUTSCH 1949 kartierten die drei genannten Wallkuppen als Drumlins. Die Unterteilung des Mittelmoränenstranges in linear hintereinander liegende Abschnitte ist durchaus typisch und deutet auf Schwankungen im Gletscherstand. Aufschüttungen dieses Stranges aus noch früheren Stadien finden sich weiter nördlich im Dürrenberg (615 m) SW von Tägertschi sowie in den ebenfalls als Drumlins kartierten Moränenwällen an den Hängen N von Münsingen.

3.2.2. Strang M2: Kirchdorf – Thalgut (LK 1187 Münsingen, Abb. 4 – 6)

Der Strang M2 schüttete in diesem Stadium die bei BECK & RUTSCH 1949 ebenfalls als «Drumlin und Drumlin-ähnliche Formen» kartierten Wälle mit P. 632 und 634 zwischen dem Einschnitt des Thalgutbächleins und dem Gerzensee, die E von Gerzensee am SE-Hang des Belpbergs auslaufen. Wiederum ist das Jaberg-Wichtrach-Stadium vom Münsingen-Stadium durch einen markanten Einschnitt getrennt, und auch hier kann das kleine Rinnsal, das Thalgutbächlein, nicht als der Urheber des Einschnittes betrachtet werden.

3.2.3. Strang M3: Zwieselberg – Riedhubel

(LK 1207 Thun, Abb. 4 – 5 und 7 – 8)

Während sich bei den terminal endigenden Strängen M1 und M2 die Stadien von Jaberg-Wichtrach und von Münsingen durch linear hintereinander liegende Aufschüttungen zu erkennen geben, liegen beim seitlich ausufernden Strang

M3 die Bildungen des Münsingen-Stadiums lateral neben denen des Jaberg-Wichtrach-Stadiums, jedoch auf einem höheren Niveau, vom tieferen durch eine schmale Übergangszone getrennt. Es weist Kuppenhöhen von 660 – 760m auf (das Jaberg-Wichtrach-Stadium 600 – 650m). Es setzt an der Ostkante des alpinen Felshügels von Zwieselberg mit dem Liaskalk aufgesetzten Moränen an und zieht sich über die klassische Kuppenflur zwischen Höfen und Längenbühl bis zum höchsten Punkt des Riedhubel P. 752.8. Dass die Moränen im Gebiet zwischen Längenbühl und Gurzelen das sonstige Kuppenniveau bis um 100m überragen, ist damit zu erklären, dass dort der Molassegrund bis auf wenigstens 690m hinauf reicht, was aus Baugrunduntersuchungen der BERNISCHEN KRAFTWERKE AG von 1982 hervorgeht.

Die überaus charakteristische Morphologie dieses Gebietes mit den vielen und teils beachtlich hohen, gerundeten Moränenhügeln ist für den Kanton Bern in dieser Ausdehnung einzigartig. Die Landschaft unterscheidet sich von der unter 3.1.3 beschriebenen nicht nur durch das im Mittel um ca. 70m höhere Niveau, sondern auch durch einen anderen Charakter: Während auf dem unteren Niveau, bei den Moränen des Jaberg-Wichtrach-Stadiums, langgezogene Hügel und Serien von solchen dominieren, ist das obere Niveau des Münsingen-Stadiums durch rundliche bis quergestellte Erhebungen gekennzeichnet. Sie wurden von Nussbaum 1922 – im Gegensatz zu den unter 3.1.3 beschriebenen Wällen – als Drumlins kartiert.

Was den Sedimentinhalt der Hügel anbetrifft, so lässt sich aus der Morphologie vermuten, dass die unter 3.1.3 gegebene Beschreibung der Firma COLOMBI SCHMUTZ DORTHE AG auch hier weitgehend zutrifft: Die Vermutung liegt nahe, dass die Moränenhügel nach der Ablagerung des Oberflächenschuttes der Mittelmoräne noch vom Gletscher überfahren und gerundet wurden. Es würde sich also um «Pseudodrumlins» im Sinne von WAGNER 2001a (S. 112) handeln.

BECK hat die quartären Ablagerungen dieses Gebietes in mehreren Arbeiten (1922, 1928, 1937, 1938) beschrieben. Dabei ging es ihm in erster Linie um ihre chronologische Gliederung. Den Begriff Mittelmoräne vermeidet er, selbst bei der schon von BALTZER 1896 als Mittelmoräne beschriebenen Strätlig-Moräne. Er spricht von «Innenmoräne zwischen Aare- und Kander-eis», im Gebiet des Suldbachs von «Innenmoräne zwischen Kander- und Kien-gletscher» (1928, S. 310 bzw. 313) und nimmt Bezeichnungen zu Hilfe wie «Innenmoränendrumlins», «drumlinisierte Oberflächen» oder «Kuppenreihen» (1938, S. 164).

Hier wird besonders deutlich, dass der Begriff «Mittelmoräne» nach PENCK & BRÜCKNER 1909 kaum mehr verwendet werden durfte. Ein einziges Mal braucht BECK (1928, S. 313f.) den Begriff, aber im negativen Sinne. Er schreibt bezüglich der eindrücklichen, nach NW ins Leere streichenden Mittelmoränen-Ansätze zwischen Aeschi und Aeschiried (vgl. 4.1): «Der Höhenzug Äschiried – Hondrich darf nicht einfach als Mittelmoräne angesprochen werden, wenn er auch seine Entstehung und seine Erhaltung zweifellos dem Gegendruck des Aaregletschers verdankt.»

3.2.4. Strang M4: Styg – Sandbüel (LK 1207 Thun, Abb. 5, 9, 10)

Der Ansatz der Mittelmoräne zwischen Aare- und Kander-gletscher lag in diesem Stadium höher am Hondrichberg, in der Waldkrete S von Styg. Von dem unter 3.1.4. genannten Ansatzpunkt im Jaberg-Wichtrach-Stadium ist diese

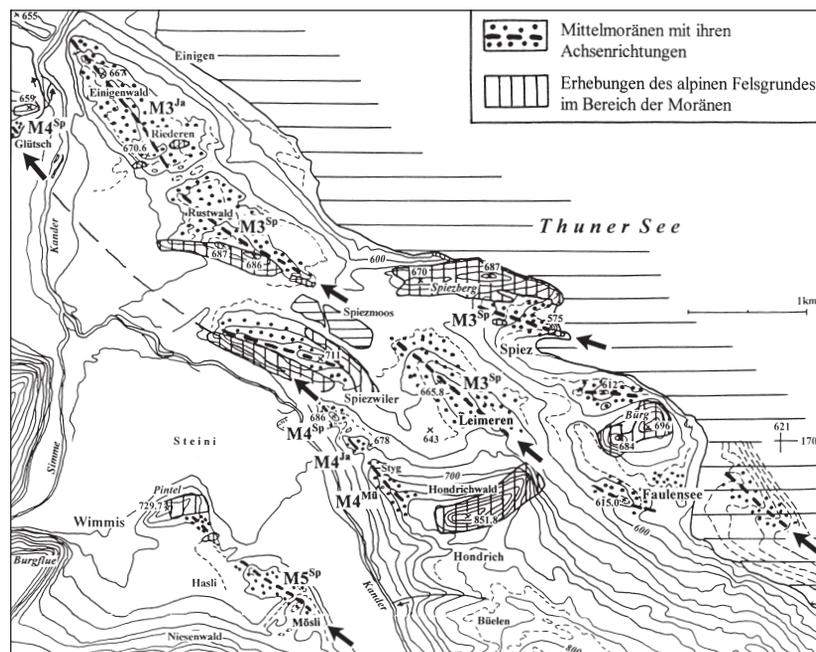


Abb.9: Die Aufschüttungen der Mittelmoränenstränge M3, M4 und M5 (vgl. Abb. 5) im Gebiet Faulensee – Wimmis – Einigen in den Stadien von Münsingen (Mü), Jaberg-Wichtrach (Ja) und Spiez-Faulensee (Sp). Die Pfeile geben die Aufstossrichtung der Mittelmoränen an. Aus LK 1207 Thun, 1227 Niesen, 1228 Lauterbrunnen. Äquidistanz der Höhenkurven 20m.

Krete durch den von der alten Kantonsstrasse benutzten Geländeeinschnitt S von Spiezwiler getrennt.

Als Endaufschüttung entstand bei Sandbüel am Westhang des Stockenbeisseren N von Niederstocken ein nach BECK & GERBER 1925 aus Schotter bestehender Geländevorsprung.

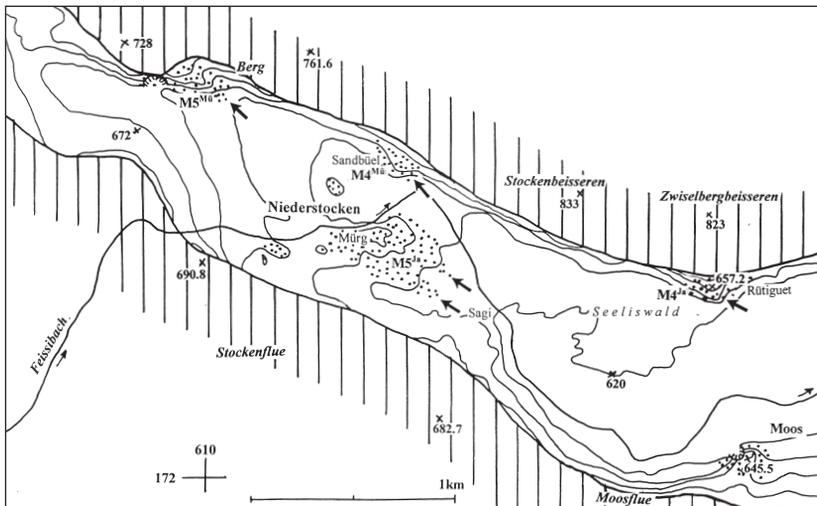


Abb. 10: Im Stockental finden sich Mittelmoränen-Endaufschüttungen der Aare-Kander-Mittelmoräne (M4) sowie der Mittelmoräne auf dem Kanderletscher (M5) aus dem Münsingen-Stadium (Mü) und aus dem Jaberg-Wichtrach-Stadium (Ja). Aus LK 1207 Thun, Äquidistanz der Höhenkurven 10m. Schraffiert ist der Felsuntergrund angedeutet.

3.2.5. Strang M5: Oberstocken – Haasen (LK 1207 Thun, Abb. 4)

Die breite Mittelmoräne im Kanderletscher lief in diesem Stadium im Stockental auf den mesozoischen Hügel von Haasen S von Höfen auf und schüttete die diesem östlich und westlich aufgesetzten Geländesporn.

3.3. Spiez – Faulensee – Stadium

Nach dem markanten Stadium von Jaberg-Wichtrach, das sich mit der Strätlig-Moräne ein besonders deutliches Denkmal gesetzt hat, schmolzen die Gletscher etappenweise aus unserem Gebiet zurück.

3.3.1 und 3.3.2.

Die beiden Mittelmoränen-Stränge M1 und M2 müssen in diesem Stadium im Gebiet der Stadt Thun oder südlich davon im heutigen Seegebiet geendigt haben. Ihre Aufschüttungen sind vermutlich von nacheiszeitlichen Alluvionen zugedeckt.

3.3.3. *Strang M3* (LK Thun, Niesen, Beatenberg, Lauterbrunnen, Abb. 4, 5, 9)

Mehrere hintereinander liegende Aufschüttungen des Strangs M3 im Raume Spiez – Faulensee zeigen, dass der Gletscher in mehreren Etappen, d.h. mit Zwischenhalten und allenfalls Zwischenvorstössen, abgeschmolzen ist:

3.3.3.1. Die Buckelmoränen-Landschaft im Rustwald, die vom Ansatz der Strättlig-Moräne bei Riederer durch einen markanten, von keinem Bach durchflossenen Einschnitt getrennt ist. BECK & GERBER 1925 kartieren hier – im Gegensatz zu den unter 3.1.3 und 3.2.3 besprochenen Moränenlandschaften – zahlreiche Drumlins.

3.3.3.2. Der Rücken von Chorenweidli – Leimeren S von Spiez mit P. 665.8, der von der Moränenlandschaft Rustwald-Schwarzenbach durch das Spiezmoos getrennt ist. Auch dieser Rücken zeigt in den nicht überbauten Teilen noch heute die Merkmale einer Buckelmoränen-Landschaft. Er trägt markante Längskämme, die nach rückwärts (nach SE) ins Leere streichen, besonders ausgeprägt in den beiden Wäldchen über dem Bahnhof Spiez gegen Leimeren. Die beiden Wäldchen sind geradezu Findlingsparadiese mit einigen sehr grossen, vielen mittleren und kleineren erratischen Blöcken. Sie würden den Status eines Spiezer Eiszeitreservates verdienen.

3.3.3.3. Die nach rückwärts ins Leere streichenden Wälle zwischen Spiez und Faulensee, von Faulensee selbst (die Kirche steht auf einem solchen!) sowie die Moränen an den Hängen der Felshügel beidseits der Bucht von Spiez: am Südhang des Spiezberges und am Nordhang des Bürg. Während die unter 3.3.3.1 und 3.3.3.2 genannten Strukturen noch auf einer Höhe von 640 – 660m liegen und auf \pm horizontalem Grund abgesetzt sind, wurden die Moränen unterhalb von 630m schiefwinklig auf das ansteigende Gelände des Seehanges aufgesetzt. Dabei bestimmten die Felsen des Grundreliefs in Bürg und Spiezberg die Fliessrichtung des Eises und damit auch die Auftreffrichtung der Mittelmoräne. In dem markanten abfallenden Sporn auf dem Seegrund E von Faulensee ist vermutlich eine Verlängerung dieses Mittelmoränenstranges zu erkennen, der in diesem letzten und tiefsten Stadium offenbar breiter gewesen ist als in den früheren Stadien. Diese Feststellung stimmt

mit der allgemeinen Beobachtung überein, dass die spätesten Stadien die bedeutendsten Mittelmoränen besaßen. Das hat seinen Grund darin, dass die Menge des Oberflächenschuttes mit dem Einsinken des Nährgebietes dauernd zunahm.

3.3.4. Strang M4: P. 686 Spiezwiler – Glütsch (LK 1207 Thun, Abb. 4, 5, 9)

Am Ansatzpunkt der Mittelmoräne zwischen Aare- und Kandergletscher entstand im letzten Berührungsstadium der beiden Gletscher der bewaldete Moränenhügel mit P. 686 S von Spiezwiler. Er ist von dem unter 3.1.4 genannten Hügel auf der Südseite durch einen tiefen Einschnitt getrennt. Die Mittelmoräne lief westlich an dem Nunatak P. 711 (Spiezwilerwald) vorbei und endigte in dem vom Glütschbach umflossenen und von diesem etwas angenagten, dem Felsfuss des Zwieselbergs aufgesetzten Moränenvorsprung von Glütsch.

3.3.5. Strang M5: Wimmis – Mösli (LK 1227 Niesen, Abb. 4, 5, 9)

Die breite Mittelmoräne aus dem Kandertal endigte, teilweise auf den alpinen Felshügel des Pintel auflaufend, im Raume SE von Wimmis und schüttete das ausgedehnte Hügelgebiet Hasli – Rain – Mösli, das von BECK & GERBER 1925 als «glaziale Rundhöckerlandschaft» kartiert wurde.

4. Moränen früherer Stadien

4.1. Mittelmoränen-Ansätze im Gebiet Hondrich – Aeschi – Aeschiallmi

(LK 1227 Niesen, 1228 Lauterbrunnen, Abb. 11)

In den Höchststadien der letzten Eiszeit, als der Aaregletscher an der Seite des Rhonegletschers bis in die Gegend von Burgdorf reichte, und noch im Stadium von Bern traten die Eisströme aus dem Aare- und aus dem Kandertal schon an den höheren Hängen von Hondrich – Aeschi – Aeschiallmi miteinander in Kontakt. An der jeweiligen Berührungsstelle entstand eine Mittelmoräne. Ein Teil des Seitenmoränenmaterials der beiden Gletscher blieb jedoch an der Ansatzstelle liegen und bildete die für solche Stellen typischen Strukturen: kurze, in Fliessrichtung steil abfallende Moränenkämme. Solche finden sich auf verschiedenen Niveaus:

Ein unteres Niveau zeigt sich in dem breiten Wall, der von P. 912 Sandgrube über Scheidgasse – Aeschi Dorfkern – Lengmattli P. 832.2 und weiter gegen Hondrich abfällt. Parallel dazu verläuft weiter östlich auf ungefähr gleicher

Höhe der Wall mit dem Wachthubel P. 941 und der Wall Stoubacher P. 898 – Zwygarte P. 879.0: wohl der oszillierende Ansatz der Mittelmoräne zwischen Suld- und vereintem Aaregletscher.

In einem früheren, höheren Stadium hatte dieselbe Mittelmoräne den markanten, von P. 1260 zu P. 1125 abfallenden Wall der Aeschiallmi gebildet. Weiter oben finden sich an dem zur Greberegg und der Alp Brunni führenden Grat keine Moränen mehr. Der Wall Hellbode mit P. 1005 nimmt eine Zwischenstellung zwischen dem unteren und dem oberen Niveau ein.

Die höchsten hier feststellbaren Mittelmoränen-Ansätze entsprechen vermutlich dem Stadium von Bern, die tieferen den Abschmelzstadien zwischen Bern und Allmendingen.

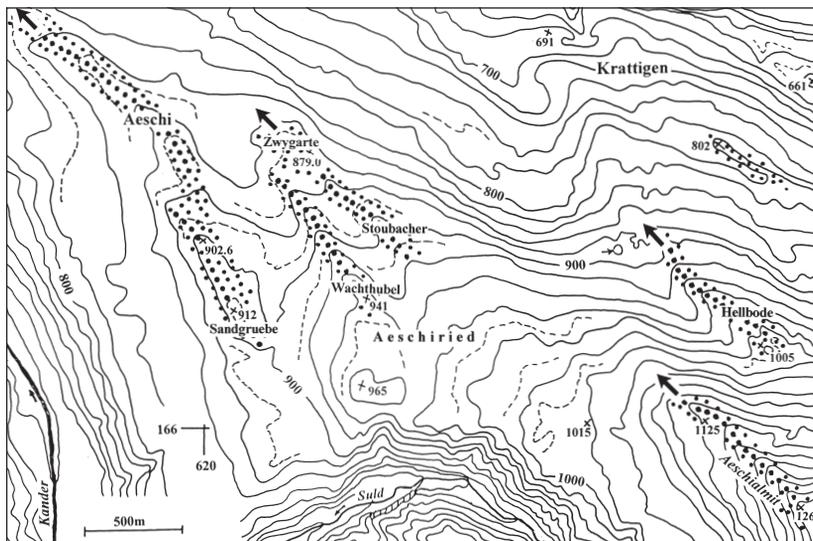
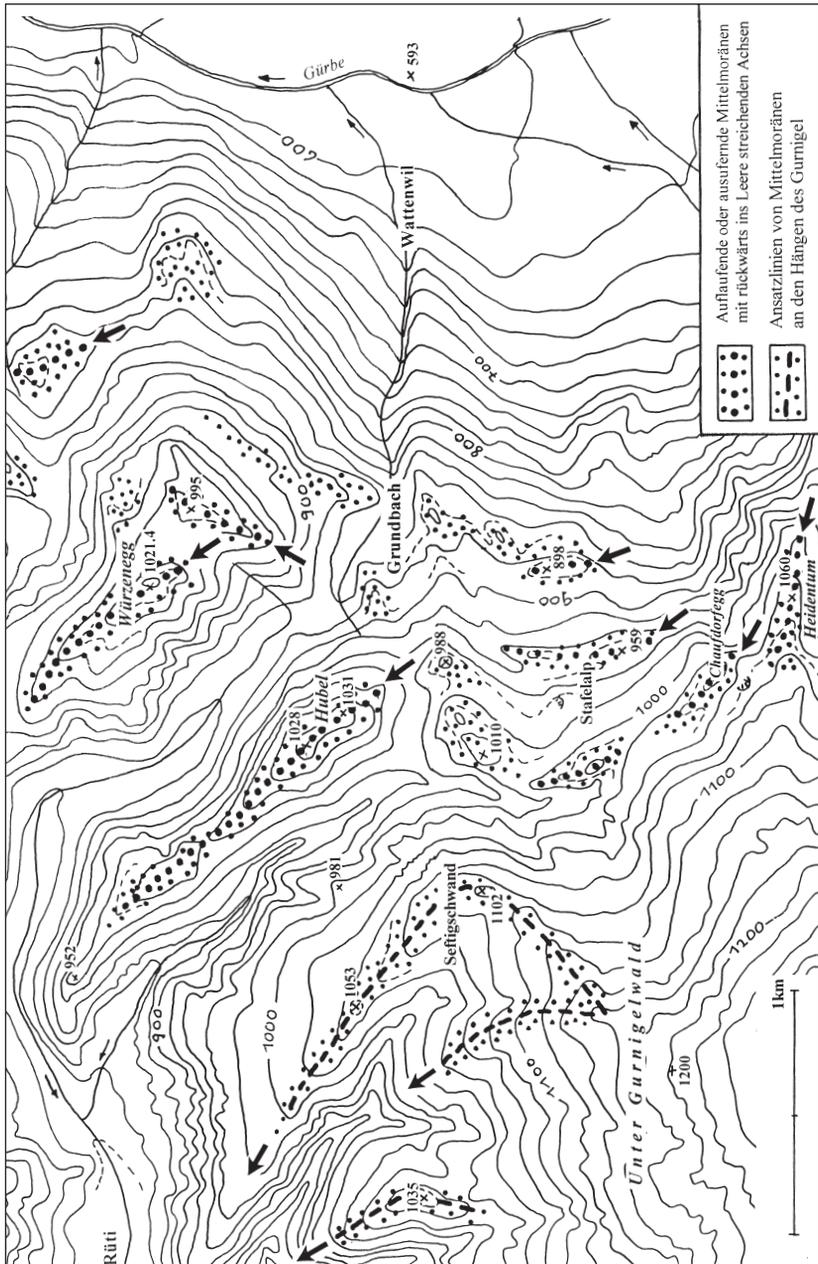


Abb. 11: An den Hängen über Aeschi – Krattigen finden sich mehrere nach NW fallende Moränenwälle älterer Stadien. Sie entstanden an der jeweiligen Ansatzstelle der Mittelmoräne zwischen Aare- und Suldgletscher. Aus LK 1227 Niesen und 1228 Lauterbrunnen. Äquidistanz der Höhenkurven 20m.

Abb. 12: (Seite 35) Der Geländeausschnitt zeigt in seinem östlichen Teil auf 800 – 1060m Höhe ausufernde (endigende) Mittelmoränen des Aaregletschers, im westlichen Teil auf 1020 – 1160m Höhe an den NW-Hängen des Gurnigel ansetzende (beginnende) Mittelmoränen zwischen Aare- und Rhone- oder zwischen Aare- und einem lokalen Gurnigelgletscher. Die Pfeile zeigen bei den ausufernden Mittelmoränen die Auftreffrichtung, bei den ansetzenden die Abflussrichtung. Aus LK 1206 Guggisberg und 1207 Thun. Äquidistanz der Höhenkurven 20m.



4.2. Ältere Mittelmoränen-Endaufschüttungen im Raume Unter Gurnigel – Längenberg

4.2.1. Raum Wattenwil – Riggisberg (LK Thun, Münsingen, Abb. 12, 13, 14)

Die höchsten Mittelmoränen-Endaufschüttungen der letzten Eiszeit finden sich in den Moränenkämmen an den Hängen westlich über Wattenwil, am eindrucklichsten auf über 1000 m in der Würzenegg, dem Hubel, der Chaufdorfegg und dem Heidentum. Ihre Achsen streichen nach rückwärts ins Leere. Bei der Würzenegg und dem Hubel, wo neben Niesen- auch Gastern-Erratikum vorhanden ist, handelt es sich wohl um den Strang M3 (vgl. 3.1.3, 3.2.3 und 3.3.3), der hier vermutlich im Bern-Stadium in über 1000 m Höhe übers Eis kommend mit mehreren Kämmen auf den Felsgrund des Gurnigel-Flyschs auffuhr. Anders der Wall Heidentum-Chaufdorfegg: Dort finden sich keine kristallinen Erratiker, aber viele Niesengesteine und einige rötliche Kalke der simmentalischen Couches Rouges. Es muss sich um eine Mittelmoräne des Simmengletschers handeln.

100 bis 200 m tiefer findet sich im Gebiet von Grundbach eine prächtige Moränenlandschaft mit mehreren sehr ausgeprägten, nach rückwärts ins Leere streichenden Moränenwällen eines späteren Stadiums. Im Unterschied zu den höchstgelegenen Wällen, welche dem Molassegrund *aufgesetzt* sind und eine Fliessrichtung des Gletschers nach NW gegen die Senke von Rüti anzeigen, sind die tieferen Mittelmoränen im Raume Grundbach dem Grundrelief nicht auf-, sondern seitlich *angesetzt*.

Im nördlich an Abb. 12 anschliessenden Gebiet gegen Riggisberg finden sich zahlreiche weitere Mittelmoränenstrukturen. Sie sind auf denselben ausufernden Strang zurückzuführen, aber in ihrer Gestalt durch das kupierte Grundrelief bestimmt. In ihrem Vorfeld entstanden aus verschwemmtem Moränenschutt die ausgedehnten Schotterfelder in der Senke von Riggisberg. Ein seitlicher Gletscherabfluss verlief von dort nach Westen zum Schwarzwasser.

4.2.2. Raum Gurnigel – Längenberg

(LK 1206 Guggisberg, 1186 Schwarzenburg, 1187 Münsingen, Abb. 12)

In noch höheren Stadien der letzten Eiszeit lag auch das Gebiet von Riggisberg unter Eis. Der Strang M3 endigte im Gebiet N von Riggisberg an den Hängen gegen Hermiswil. Die ausufernden Mittelmoränenwälle setzen sich an den Hängen des Längenberg kilometerweit als sekundäre Seitenmoränen fort. Ein Seitenlappen des Aaregletschers floss zwei Kilometer über Riggisberg



Abb.13: Die am Horizont hoch über dem Dorf Wattenwil aufgesetzten, nach rückwärts (links) ins Leere streichenden Mittelmoränen von Hubel 1031m (links oben) und Holiebi 995m (rechts oben). Photo September 2002 von Forst.



Abb.14: Der gegen den Thunersee ins Leere streichende hohe Mittelmoränenrücken des Hubel P. 1031 von NW. Photo Februar 2002.

hinaus nach W und schüttete mit einer Mittelmoräne den Wilerhubel mit P. 875.5, der seine Umgebung um 100 m überragt.

Moränenkämme eines ganz anderen Typs finden sich zwischen 1000 m und 1200 m Höhe an der Nordabdachung des Gurnigel. Hier handelt es sich nicht um Endaufschüttungen, sondern um Ansatzstellen bzw. -linien von Mittelmoränen. Es ist fraglich, ob es sich um einen direkten Kontakt zwischen Aare- und Rhonegletscher handelt, sei es in einem Stadium der «Riss» – oder im Höchststadium der Würmeiszeit, oder ob der Lokalgletscher aus dem Seligraben im Spiele ist. Sicher ist, dass im Höchststadium der grössten Eiszeit («Riss» nach bisheriger Auffassung) die Flanke des Rhonegletschers auf ca. 1400 m am Gurnigel lag und der Aaregletscher schon auf der Linie Gurnigel – Napf gegen das Emmental abgedrängt wurde.

Zusammenfassung

1. Beim Abschmelzen der Gletscher gegen Ende der letzten Eiszeit, vor ca. 10000 Jahren, blieb die Stirne des Eisstroms aus dem Berner Oberland für längere Zeit im Umfeld von Thun stationär. Es lassen sich drei «Unterstadien» erkennen: Münsingen, Jaberg-Wichtrach und Spiez-Faulensee-Stadium. Die ausgedehntesten Moränenkomplexe stammen aus dem mittleren, dem Jaberg-Wichtrach-Stadium.

2. In allen drei Stadien waren es Mittelmoränen, welche den Hauptanteil des Schuttgutes heranführten. Da die Gletscher aus allen Tälern des Oberlandes zu einem einzigen Eisstrom zusammenflossen, wurden die meisten ursprünglichen Seiten- zu Mittelmoränen. Jede übernahm den Randschutt von zwei ursprünglichen Seitenmoränen und führte diesen, einem Fliessband vergleichbar, mit der Fliessgeschwindigkeit des Eises (bei heutigen Alpengletschern 50 bis 150 m pro Jahr) bis zu der Stelle, wo sie den Eisrand erreichte, sei es am Ende oder am Rande der Gletscherzunge. Dort wurde der Schutt – vom Sandkorn bis zum Riesenblock – abgelagert und bildete bei Stillstandslagen charakteristisch geformte Hügel. Ein grosser Teil des Schuttes wurde durch Schmelz- und Regenwasser verschwemmt.

3. Die Rückzugskomplexe der letzten Eiszeit, die mancherorts auf älteren Schottern von Vorstoss-Stadien liegen, lassen wenigstens fünf Mittelmoränen erkennen: drei mächtige Stränge M1 – M3 auf dem Hauptstrom des Thunersees, eine kleine Mittelmoräne M4 zwischen diesem und dem Kandergletscher und eine Mittelmoräne M5 zwischen Teilgletschern des Kandergletschers. Der Simmengletscher erreichte zu dieser Zeit den Ausgang des Simmentals nicht mehr.

M1 bildete den Moränenwall rechts der Aare von Thungschneit über Kiesen bis Wichtrach – Münsingen.

M2 bildete den Wall links der Aare von Uttigen über Jaberg bis Thalgut-Gerzensee.

M3 bildete, seitwärts ausufernd, die ausgedehnte Moränenlandschaft mit den Seenplateaus zwischen Aare- und Gürbetal.

M4 hat als einzige Mittelmoräne auch ihren Ansatz am NW-Hang des Hondrichberges im Untersuchungsgebiet. Ihre Endaufschüttungen liegen im Raume Glütsch – Stockental.

M5 bildete ihre Endaufschüttungen bei Oberstocken (Haasen), bei Niederstocken (Mürg) und bei Wimmis (Mösli).

Die Frage der genauen Herkunft der Mittelmoränenstränge M1 – M3 wird offen gelassen. Im Spiele sind neben dem schon zusammengesetzten Gletscher aus dem Haslital der Gauli-, der Rosenlauri- und die beiden Lütschinengletscher. Eine genaue Untersuchung mittels Geröllanalysen bleibt späteren Studien vorbehalten.

4. In den *früheren* Stadien der letzten Eiszeit, im Bern-Stadium und im Würm-Maximum, als der Aaregletscher bis Burgdorf reichte, uferte die Mittelmoräne M3 hoch am linken Talhang des Gürbetals seitlich aus. Markanteste Spuren sind die auf 1000 m Höhe liegenden, nach rückwärts ins Leere streichenden Moränen von Hubel und Würzen hoch über Wattenwil – Burgistein.

5. *Nach* den Thuner Stadien gab es im Berner Oberland noch zwei weitere, durch markante Mittelmoränen-Aufschüttungen erkennbare Stillstandslagen: Im Aarettal bei Interlaken und im Raume Meiringen, im Kandertal am Ausgang des Kientals im Gebiet Kien – Scharnachtal und am Ausgang des Engstligentals oberhalb Frutigen.

Literatur

- AGASSIZ, L. 1840: Etudes sur les glaciers. Neuchâtel. Reprinted for Dawsons of Pall Mall 1966.
- BALTZER, A. 1896: Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz 30. 169 S.
- BECK, P. 1922: Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun.
Eclogae geol. Helv. 17, 323–326.
- 1928: Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien.
Eclogae geol. Helv. 21, 295–315.
- 1937/1938: Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen.
Eclogae geol. Helv. 30, 241–262 und 31, 137–172.
- 1938: Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Thun. Eclogae geol. Helv. 31, 173–198.
- BECK & GERBER, E. 1925: Geol. Spez. karte Nr. 96 Thun – Stockhorn 1:25 000. Geol. Komm. SNG.
- BECK & RUTSCH, R. 1949/1958: Münsingen–Konolfingen–Gerzensee–Heimberg (SA 336–339), Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 21. Mit Erläuterungen 1958. Schweiz. Geol. Komm.

- FREY, ED. 1921: Die Vegetationsverhältnisse der Grimselgegend im Gebiet der zukünftigen Staussen. Mitt. Natf. Ges. Bern 1921, 85–279.
- GENGE, E. 1955: Über eiszeitliche Ablagerungen im unteren Simmental.
Mitt. Naturf. Ges. Bern, N.F. 12, 23–58.
- 1956: Die erratischen Blöcke in der Umgebung von Spiez und Wimmis.
Naturschutzkomm. Berner Oberland, 8 S.
- GERBER, ED. & SCHMALZ, K.L., 1948: Findlinge. Berner Heimatbücher Nr. 34.
Paul Haupt, Bern, 54 S.
- HANTKE, R. 1972: Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- 1980: Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 2. Ott, Thun, 703 S.
- KELLERHALS, P., HAEFELI, CH., & TRÖHLER, B. 1981: Hydrogeologie Aaretal, zwischen Thun und Bern. Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kt. Bern (WEA), Schweizerische Geologische Dokumentationsstelle, Landeshydrologie und -geologie, Bern.
- NUSSBAUM, F. 1921: Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1921, 42–81.
- 1922: Exkursionskarte der Umgebung von Bern 1:75 000, geologisch bearbeitet, 2. Aufl. 1936, Kümmerli & Frey.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig.
- SCHLÜCHTER, C. 1975: Schotterpetrologie und deren relativ-stratigraphische Anwendbarkeit im Aaretal südlich von Bern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 26, 74–81.
- 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 148.
- 1980a: Die fazielle Gliederung der Sedimente eines Ufermoränenkomplexes, Form und Inhalt. *Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (NF)* 23, 101–117.
- 1980b: Bemerkungen zu einigen Grundmoränen-Vorkommen in den Schweizer Alpen. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 16/2, 203–212.
- SCHLÜCHTER & KELLY, M. 2000: Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. *Geol. Inst. Univ. Bern, Stiftung Landschaft und Kies.* 4 S.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE DOKUMENTATIONSSTELLE, Landeshydrologie und -geologie, Bern.
- WAGNER, G. 1997: Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland.
Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 54, 91–137.
- 2001a: Drumlins im Berner Mittelland? Eine begrifflich-morphologische Studie.
Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 58, 97–114.
- 2001b: Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz.
Eclogae geol. Helv. 94, 221–235.