

Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz

Eine morphologische Studie

(nach *Eclogae geologicae Helvetiae* 94 [2001] 221-235, erweitert)

Gerhart Wagner

Key words: Alpine glaciers, Medial moraines, Drumlins, Switzerland

Zusammenfassung

An Beispielen aus der Schweiz, Süddeutschland und Norditalien wird gezeigt, dass eiszeitliche Mittelmoränen bei der Morphogenese inner- und ausseralpiner Quartärlandschaften eine bedeutende Rolle gespielt haben. Die Ursachen der bisherigen Unterschätzung des Schutttransportes durch Mittelmoränen werden diskutiert. Längswälle gegen das Gletscherzungenende, kurze Lateralwälle, vor allem aber zahlreiche bisher als Drumlins oder Drumlinlandschaften klassierte Bildungen werden auf Mittelmoränen zurückgeführt. Aufeinanderfolgende Gletscherstände geben sich durch lineare Serien von Mittelmoränen-Endaufschüttungen zu erkennen. Eisrandnahe Schotter wurden weitgehend durch Mittelmoränen-alimentierte Schmelzwässer geschüttet. Auch hochgelegene Schotter (Hochterrassen- und Deckenschotter) können Mittelmoränen zugeordnet werden, die auf hohem Grundrelief (z.T. Nunataks) ausmündeten und durch epiglaziäre Schmelzwässer teilweise oder ganz verschwemmt wurden.

Abstract

Examples from Switzerland, southern Germany and northern Italy are used to illustrate that Pleistocene medial moraines played a major role in the morphogenesis of intra- and extraalpine Quaternary landscapes. Longitudinal walls at the end of glacier lobes, short lateral walls, and especially numerous landforms hitherto classified as drumlins or drumlin landscapes are considered to be medial moraines. Successive stadials of a melting glacier can be discerned by linear series of medial moraine terminal accumulations. Gravels at or near the glacier margin were primarily formed by melt-water transported medial-moraine detritus. Even elevated occurrences of gravels ('Hochterrassenschotter' and 'Deckenschotter' in Switzerland and Germany) may be attributed to partly or completely washed out medial moraines ending on high ground (e.g. nunataks).

1. Einleitung

1.1. Allgemeines über Mittelmoränen

Mittelmoränen gehören zum Charakterbild heutiger alpiner Gletscher ([Fig.1](#)). Wenn zwei Talgletscher zusammenfließen, bilden sie einen vereinten Eisstrom, ohne dass sich die Eiskörper der beiden Parentalgletscher vermischen. An der Vereinigungsstelle ihrer Innenseiten entsteht aus dem lateralen Oberflächenschutt der beiden Gletscher eine Mittelmoräne. Stösst ein dritter Gletscher dazu, so entsteht in gleicher Weise eine zweite Mittelmoräne. Ein aus n Talgletschern bestehendes Eisstromsystem besitzt also $n-1$ Mittelmoränen. Jede erhält den Schutt von zwei ursprünglichen Seitenmoränen. Die $n-1$ Mittelmoränen führen somit den Schutt von $2(n-1)$ Seitenmoränen; das sind $2(n-1)/2n$ oder $n-1/n$ des gesamten ursprünglichen Randschutt.

Mittelmoränen, deren Entstehungspunkt *unterhalb* der Gleichgewichtslinie der beteiligten Gletscher liegt, werden von Eyles & Rogerson 1978 als 'ice-stream interaction medial moraines' bezeichnet. Liegt der Zusammenfluss der beiden Parentalgletscher *über* der Gleichgewichtslinie, so verschwindet das Moränenmaterial vorerst unter einer Firnschicht. Infolge der Oberflächenablation und des schon von Agassiz 1840 (p.104) beschriebenen Effektes, wonach ins Innere des Firns geratene Blöcke durch einsickerndes und wieder

gefrierendes Schmelzwasser an die Oberfläche zurückbefördert werden („Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur“), erscheint es aber im Zehrgebiet wieder an der Oberfläche und bildet dann ein ebenso charakteristisches oberflächliches Längsband wie bei den ‘ice-stream interaction medial moraines’. Solche Mittelmoränen bezeichnen Eyles & Rogerson 1978 als ‘ablation dominant medial moraines’. Bei beiden Typen ist nicht auszuschliessen, dass sie längs des an der Vereinigungsstelle entstehenden Eisseptums auch Zuschuss vom Gletschergrund erhalten. (vgl. Benn & Evans 1998 Fig.6.16). Mittelmoränen beider Typen können ihre Identität über beliebig lange Fliessstrecken beibehalten und infolge des beschriebenen ‘Agassiz-Effektes’ auch spaltenreiche Strecken überstehen.

Wegen der Schattenwirkung des Schuttes ist die Oberflächenablation unter der Mittelmoräne reduziert. Das hat zur Folge, dass sich diese von ihrer Entstehungsstelle an, wo sie in der Regel zuerst eingetieft ist, allmählich über die Eisfläche erhebt: Selbst bei geringer Schuttbedeckung kann so unter der Mittelmoräne ein Eiskamm von 10-30m Höhe entstehen. Gegen das Zungenende kommt es infolge der abnehmenden Fliessgeschwindigkeit bei gleichbleibender Schuttmenge zu einer Stauwirkung. Diese, verbunden mit seitlichem Abrutschen vom immer höheren Eiskamm, bewirkt eine Verbreiterung des Schuttstreifens und damit die charakteristische Keilform der Mittelmoränen vor ihrem Ende ([Fig.2](#)).

Zwei oder mehr benachbarte Mittelmoränen können sich irgendwo auf dem Eisstrom vereinigen und eine doppelte bis mehrfache Mittelmoräne bilden. So entstehen einige wenige Hauptstränge, oder die Mittelmoränen vereinigen sich mit den Seitenmoränen bis zur vollständigen Schuttbedeckung des Zungenendes. Dies ist heute z.B. der Fall bei Oberaletsch-, Fiescher- und Zmuttgletscher, Glacier de Zinal, Glacier de Tsijiore Nouve u.a. ([Fig.3](#)).

Einfache und mehrfache Mittelmoränen erreichen den Eisrand in Abhängigkeit von der Stärke der beteiligten Teilgletscher und vom Grundrelief entweder

- terminal: Die Mittelmoräne erreicht das Zungenende; oder
- lateral: Die Mittelmoräne ufert seitlich aus und kann sich über eine kürzere oder längere Strecke als sekundäre Seitenmoräne fortsetzen; oder
- auf einem Nunatak.

Bei ihrer Mündung, d.h. an der Stelle, wo die Mittelmoräne den Eisrand erreicht, wird ihr Schutt angehäuft. Dadurch entstehen bei stationären Gletscherständen sedimentologisch komplizierte, aber morphologisch charakteristische Akkumulationen, analog einem Schuttkegel oder Delta vor der Mündung eines Baches oder Flusses. Ein Teil des Moränenmaterials wird vom Schmelzwasser verschwemmt. Dadurch werden Mittelmoränen auch zu Hauptlieferanten für prae- und paraglaziale Schotterbildungen.

1.2. Mittelmoränen in der bisherigen Quartärliteratur

Die Bedeutung von Mittelmoränen als morphogenetische Faktoren wurde bisher als sehr gering eingeschätzt. Diese Tatsache lässt sich bis auf Penck & Brückner 1909 zurückführen und hat ihre Ursache vermutlich darin, dass die beiden Autoren für ihr grundlegendes Werk nicht zentral- und westalpine, sondern ostalpine Gletscher als Prototypen vor sich sahen. Bei diesen spielten Mittelmoränen so lange keine Rolle, als in ihrem Nährgebiet auch die höchsten Gipfel eisbedeckt waren und somit keinen Oberflächenschutt liefern konnten. Bei den Gletschern aus den höchsten Bereichen der Alpen waren jedoch andere Voraussetzungen gegeben: Die Firnhöhe reichte im Würm-Maximum in den Zentralalpen bis 2700m, in den grössten Eiszeiten bis ca.2800m hinauf (Penck & Brückner 1909, S.607, Hantke 1987). Die Hochalpenketten überragten also die Einzugsgebiete noch um mehr als 1000m und lieferten zu allen Zeiten Oberflächenschutt, am meisten naturgemäss in den Vorstoss- und Rückschmelzstadien.

Dass Penck & Brückner diesen Unterschied zwischen zentral- und ostalpinen Gletschern gesehen haben, geht aus mehreren Stellen ihres Werkes klar hervor (*Hervorhebungen in den Zitaten durch G.Wagner*):

S.578: „Charakteristisch ist für die Endmoränen der schweizerischen Gletscher im Gegensatz zu denen der Ostalpen die starke Beimengung von eckigem Obermoränenmaterial. Das gilt besonders von den jüngeren Moränen... Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, dass mit Abnahme des Grades der Vergletscherung das Obermoränenmaterial zunimmt. Das leuchtet auch ein: je tiefer die Gletscheroberfläche in den Thälern des Gebirges stand, umso eher konnten Schuttmassen auf die Gletscheroberfläche fallen, ohne der Untermoräne einverleibt zu werden. *Für die grössere Häufigkeit eckigen Materials auch in den äussersten Endmoränen im Vergleich zu den Ostalpen ist die grössere relative Höhe und vor allem die grössere Steilheit der Umrahmung der schweizerischen Alpenthäler verantwortlich zu machen.* Mit den gleichen Ursachen hängt die grosse Zahl von riesenhaften erraticen Blöcken zusammen, die in Erstaunen setzt, wenn man aus den Moränengebieten der Ostalpen kommt.“

Trotz dieser Erkenntnis halten Penck & Brückner daran fest, dass der Schutttransport auch bei den alpinen Gletschern hauptsächlich an ihrem Grunde geschieht. Das geht aus den folgenden Stellen der Einleitung hervor:

S.6: „Die Grate des Gebirges ragten aus der Vergletscherung hervor, und auf ihre Zerstörung kann der Glacialschutt ebenso zurückgeführt werden, wie auf die Abnutzung der Gletscherbetten. Deswegen wurde man hier nicht so sehr zur Annahme der Gletschererosion gedrängt. Als sich aber zeigte, dass jene Grate nur von sehr unbedeutender Ausdehnung gewesen sind, und *dass die Hauptmasse der Glacialformationen auch in den Alpen aus Untermoränenmaterial bestand*, dem im allgemeinen nur wenig, nur hie und da häufiger Obermoränenrümmer beigemischt sind, ward die Annahme erodierender Eiswirkungen auch hier unvermeidlich.“

S.14: „Lediglich bei ganz kleinen Gletschern geschieht der Schutttransport vornehmlich auf dem Eise; *bei grösseren erfolgt er vor allem an der Sohle*, und ihre Glacialformationen bestehen deswegen grösstenteils aus dem Material der Untermoräne, das vom Eise in der charakteristischen, oft geschilderten Weise abgenutzt ist.“

Der Begriff ‘Mittelmoräne’ kommt bei Penck & Brückner nur äusserst selten und nur beiläufig vor (vgl.S.XX). Das Phänomen an sich wie auch seine grosse Häufigkeit war den beiden Autoren durchaus bewusst, aber sie haben ihm nur eine geringe Bedeutung beigemessen, was aus der folgenden Stelle hervorgeht:

S.259f: „Ein Gletscher muss nicht immer seine Untermoräne auf eine ihm entgegenstehende Erhebung hinaufschleppen; geschieht dies nicht, so hängt das Auftreten von erraticem Material auf dem Berge (*d.h.dem Nunatak*) lediglich von Zufälligkeiten ab, ob er in der Richtung einer *schutführenden Gletschernaht* gelegen ist. *Solche Nähte sind zwar in der Vergletscherung mutmasslich sehr zahlreich gewesen, da diese aus zahlreichen einzelnen Zuflüssen entstand*; aber alle Innenmoränen des oberen Firngebietes wurden allmählich mit mächtigen Massen steinfreien Firnes zugedeckt und gerieten dadurch unter mächtiges reines Eis, das Einzelerhebungen umfliessen oder überfliessen konnte, ohne sie mit erraticem Material zu überschütten.“

‘Schutführende Gletschernaht’ - das ist die Umschreibung von Penck & Brückner für Mittelmoränen. Dass sie dem Phänomen nur so geringe Bedeutung beigemessen haben, ist umso erstaunlicher, als sie auch im Zungenbereich ostalpiner Gletscher ganz offensichtlich Mittelmoränen gesehen, aber nicht als solche erkannt haben. Die folgenden Stellen belegen dies:

S.216: „Die Anordnung der Moränen nördlich vom Irrsee zeigt uns, dass innerhalb des Gebirges *der eigentliche Stirnmoränenwall fehlen kann*, während die seitlichen Ufermoränen sehr deutlich entwickelt sind. ... Dieser Typus inneralpiner Moränenentwicklung wiederholt sich häufig namentlich bei den Endmoränen einzelner Rückzugsstadien der letzten grossen Vergletscherung im Gebirge; *bei ihnen hat der Umstand, dass an Stelle der erwarteten Querwälle Längswälle auftreten, bisher die Deutung erschwert.*“

Vor Penck & Brückner hatten einzelne Autoren eiszeitliche Mittelmoränenbildungen beschrieben, so Baltzer 1896 für den Aaregletscher bei Bern und bei Thun (vgl. dazu die Zitate bei Wagner 1997 S.93) und Wilmer 1904 für den Addagletscher in Oberitalien.

Auf einem Gemälde im Gletschergarten Luzern, das E.Hodel nach den Ideen von W.Amrein und A.Heim geschaffen hat, ist der aus der Innerschweiz und vom Brünig stammende gewaltige Gletscherkomplex mit etwa einem Dutzend grosser und einigen kleineren Mittelmoränen realistisch dargestellt (Fig.4).

Nach Penck & Brückner verschwindet der Begriff Mittelmoräne fast vollständig aus der alpinen quartärgeologischen Literatur. Auch die neueren deutsch- und englischsprachigen Lehrbücher der Glaziologie verwenden ihn nur marginal oder gar nicht (Zitate dazu bei Wagner 1997, S.95ff.).

In der ausseralpinen Literatur hat jedoch der Begriff 'Mittelmoräne' in jüngster Zeit deutlich an Bedeutung gewonnen. Aus Benn & Evans 1998 seien die folgenden Stellen zitiert:

p.224: „*Medial moraines* are among the most striking features of valley glaciers, providing a graphic picture of the movement of both ice and debris.“

p.228: „Uneven reworking and deposition of debris during glacier ablation is responsible for *highly distinctive landform assemblages underlain by complex sediment successions*.“

p.481: „*Hummocky moraine*, kames and ice-walled lake plains are related features, which reflect deposition predominantly by mass movement, *glaciofluvial and glaciolacustrine processes* respectively. *In supraglacial environments, however, these processes commonly operate in close proximity*, and hybrid sediment-landform associations may frequently be observed.“

p.481-483: „*Large medial moraines, referred to as interlobate moraines*, occur in the Canadian Shield and document the coalescence of the margins of different sectors of the former Laurentide ice sheet. The Harricana interlobate moraine, formerly separating the Hudson Bay and Labrador sectors of the receding ice sheet, stretches for 1000km southwards from James Bay to Lake Simcoe, Ontario ... and comprises *a series of ridges* up to 10km wide und 100m high. ... The large quantities of sands and gravels comprising these moraines were deposited in proglacial lacustrine environments during the final stages of the Laurentide ice sheet, attesting to *the large-scale reworking of medial moraine debris* during glacier recession. In fact these features are regarded more as glaciofluvial than supraglacial in origin ... An example of *glaciofluvial reworking of a medial moraine* in Breidamerkurjökull, Iceland, is documented by Price (1969, 1973). A low-relief kame and kettle topography centred on the bottom of the Athabasca Valley near Jasper in Alberta, Canada, is interpreted as a former supraglacial medial moraine by Levson and Rutter 1989. This feature has also been locally *reworked by glacial meltwater and is closely associated with glaciofluvial landforms such as kame terraces*.“

p.484: „*Hummocky moraine is the end product of topographic inversion cycles during the ablation of debris-mantled ice*. During ice ablation, debris is transferred away from topographic highs on the glacier surface by mass movements and meltwater, exposing ice cores to renewed melting and creating new depressions in former high points. Further debris reworking and topographic development is achieved by meltwater streams meandering between dirt cones, the collapse of englacial tunnels, and the enlargement of supraglacial lake basins.“

Unter 'dirt cones' werden Eiserhöhen unter ablationsverhinderndem Schutt, also z.B. unter Mittelmoränen, verstanden. Durch Abrutschen und Abgeschwemmtwerden dieses Schuttes in die benachbarten Vertiefungen kann im Ablationsgebiet auf der Eisoberfläche eine mehrfache Reliefumkehr resultieren. Das Ergebnis ist eine unregelmässig-hügelige Moränenlandschaft (vgl. Benn & Evans 1998, Fig.6.37!).

p.610: „According to N.Eyles (1979, 1983), *the majority of the debris transported by valley glaciers is derived from mass wasting of valley walls*. However, in many low-relief glacial valleys, subglacial entrained debris may be of equal or greater importance.“

Wie im Folgenden zu zeigen sein wird, kommen alle in diesen Zitaten beschriebenen, auf Mittelmoränen zurückführbaren geomorphologischen und sedimentären Bildungen im schweizerischen Alpenvorland in grosser Zahl und in vielen Variationen vor. Sie wurden in den geologischen Atlasblättern der Schweiz bisher meist als Drumlins kartiert, seltener als kurze oder verzweigte Wälle, welche Stirn- oder Seitenmoränen zugeordnet werden, oft einfach als 'Moräne allgemein' ohne nähere Umschreibung. In den Erläuterungen zu den Atlasblättern finden sich aber oft Formulierungen, aus denen hervorgeht, dass sich die Bearbeiter mit der Interpretation schwer taten, sei es wegen der kaum verständlichen Morphologie oder wegen der verzwickten Stratigraphie. Beispiele werden bei der Beschreibung einzelner Strukturen aufgeführt.

2. Typische Form und Variabilität der Mittelmoränenbildungen

2.1. Grundgestalt [Fig.2](#) und [Fig.5](#)

Das Ende einer einfachen Mittelmoräne auf ±ebenem Grund am Ende einer Gletscherzunge wurde von Klebelsberg 1948 wie folgt charakterisiert:

S.165: „Wo die Mittel- oder Zwischenmoräne in die Stirn- oder Endmoräne mündet, ist diese im Grundriss, häufig auch der Höhe nach, verstärkt, ihr Innenrand springt von beiden Seiten her spornförmig gletscheraufwärts vor, der Sporn leitet in den First der Mittelmoräne über.“

Der morphologische Grundtypus einer einfachen Mittelmoränen-Endaufschüttung wurde von Wagner 1997 (S.101f) diskutiert und in seinen Hauptvariationen dargestellt. Die Hauptmerkmale seien hier wiedergegeben:

- Typische Mittelmoränen-Endaufschüttungen sind nicht lange Wälle, sondern \pm bilateral-symmetrische, in sich geschlossene Hügel.
- Sie beginnen mit einem in der Fliessrichtung des Eises höher und breiter werdenden Sporn, der zu einem Kulminationspunkt ansteigt und frontal mit steiler Stirn abfällt. Der höchste Punkt liegt damit meist im Stirnteil. Sie zeigen also eine Tropfenform in der Fliessrichtung ('mit dem Eisfluss fallende Tropfen': grösste Höhe und Breite vorn).
- Oft weisen sie zwei durch eine Eindellung getrennte Kulminationspunkte auf, welche sich in einen rechten und/oder linken Arm oder nur in kurze 'Finger' fortsetzen können.
- Auch wenn keine Fortsetzung in 'Armen' oder 'Fingern' vorliegt, so ist oft die Stirnseite konkav.
- In günstigen Fällen lässt sich aus den Gesteinsspektren links und rechts von der Symmetrieebene die verschiedene Herkunft des Gesteinsmaterials petrographisch nachweisen (Wagner 1986, S.82).
- Durch die besondere Entstehungsweise ergeben sich im Prinzip zwar gleichartige, aber meist kompliziertere Lagerungsverhältnisse als bei den Seitenmoränen. Obermoräne, Schotter und Grundmoräne sind am Aufbau mit wechselnden Anteilen beteiligt. Besonders häufig weisen die Strukturen sekundäre Deformationen ('glaziale Tektonik') auf: Der longitudinale Gletscherschub wirkt sich hier auf die schon vorhandenen Aufschüttungen in seiner maximalen Stärke aus.

Seitenmoränen oder Ufermoränen sind demgegenüber Wälle mit einer in der Fliessrichtung \pm gleichmässig fallenden Kammlinie, also in der Längsrichtung offene Formen, im Querschnitt meist asymmetrisch mit einer steileren Innen- und einer flacheren Aussenseite.

Drumlins unterscheiden sich im typischen Fall durch eine umgekehrte, d.h. *gegen* den Eisstrom gerichtete Tropfenform (grösste Breite und Höhe hinten). Sie haben sanftere Formen, keinen 'Sporn' und keine nach vorn gerichteten 'Finger' oder 'Arme' (vgl. Abschnitt 2.5 sowie Benn & Evans 1998, Fig.11.11).

2.2. Variabilität der Mittelmoränen-Endaufschüttungen

Je nach den lokalen Gegebenheiten können die Mittelmoränen-Endaufschüttungen sehr verschiedene Grösse und Gestalt annehmen. Was ihre Grösse anbetrifft, so kommen von kleinen und kleinsten, \pm kaulquappenförmigen Strukturen bis zu ganzen Schwärmen oder grossflächigen Landschaften alle Übergänge vor. In der Variabilität der Formen lassen sich gewisse Gesetzmässigkeiten erkennen. Bei Wagner 1997 (S.102f) wurde versucht, diese zu typisieren.

Eine besondere Situation ergibt sich bei Nunataks. Hier entstehen sekundäre Gletscherränder, die keinen Schutt zu führen brauchen, da der Nunatak zufällig irgendwo aus der Eisfläche auftaucht und von keinem primären Gletscherrandschutt erreicht wird. Anhäufungen von Oberflächenschutt entstehen auf dem Nunatak aber da, wo er von einer Mittelmoräne getroffen wird. (Vergleiche dazu das Zitat aus Penck & Brückner S.259f auf S. XX dieser Arbeit!) Die Mittelmoränen-Endaufschüttungen können auf dem Nunatak dieselben typischen Formen annehmen wie am primären Gletscherrand. Durch die Fortsetzung von einem oder beiden Armen können in der Folge auch auf dem Nunatak längere Wallmoränen entstehen. In Grenzfällen wird auf dem Nunatak nur ein Teil des Moränenmaterials abgesetzt ('Streifmoräne', vgl. [Fig.2](#), während sich die Mittelmoräne hinter dem Nunatak in reduzierter Form fortsetzt.

2.3. Serien von Mittelmoränen - Endaufschüttungen ([Fig.5](#))

Als eine Serie werden im Folgenden die in aufeinanderfolgenden Stadien von einer und derselben Moräne hinterlassenen Aufschüttungen bezeichnet. Bei Seitenmoränen führen aufeinanderfolgende Gletscherrückzugsstadien zu \pm parallel verlaufenden Wällen. Der einzelne Wall zeigt ein Gefälle in der Fliessrichtung, und der später entstandene Wall liegt tiefer als der frühere. Analog bilden Stirn- oder Endmoränen aufeinander folgender Stadien \pm parallel verlaufende Querwälle. Bei Endmoränen-Endaufschüttungen ergeben sich zwangsläufig andere topographisch-geometrische Gesetzmässigkeiten. Sie seien kurz dargelegt:

Liegt die Gletscherzunge in einem Talboden und endigt die Endmoräne terminal, so kommen ihre Endaufschüttungen \pm linear hintereinander zu liegen. Ihre Höhenlage (d.h. die Höhe des Grundes, auf den sie abgesetzt wurden) nimmt in der Reihenfolge ihrer Entstehung zu. Bei lateral auf ebenem Grund endigenden Endmoränen entsteht eine seitlich gestaffelte Serie.

Auf frontal ansteigendem Grund liegen die (verkürzten) Endmoränen-Endaufschüttungen linear hintereinander, ihre Höhenlage nimmt aber - entsprechend dem abfallenden Grund - in der Reihenfolge ihrer Entstehung ab. Dasselbe gilt bei Endaufschüttungen auf lateral ansteigendem Grund, aber hier liegen sie nicht linear hintereinander, sondern sind gegeneinander versetzt. Oft schliesst die Stirn einer Endmoränen-Endaufschüttung unmittelbar an den Sporn der früheren an, oder die Aufschüttungen sind sogar ineinander verschachtelt.

Weitere Differenzierungen, die auch die Entfernung der verschiedenen Stadien berücksichtigen, wurden von Wagner 1997 (S.122) dargestellt. Für den Feldgeologen mag es von Interesse sein, dass sich aufeinanderfolgende Stadien oder Oszillationen eines Gletschers an den Endmoränenbildungen oft besser erkennen lassen als an den Seiten- oder Stirn- oder Endmoränen.

2.4. Endmoränen-Landschaften

Die ganz grossen Obermoränensysteme, bei denen zahlreiche Endmoränen bis zur vollständigen Schuttbedeckung der Gletscherzunge zusammenfliessen ('debris mantled ice'), schütteten an ihrem Ende Schwärme von Moränenhügeln auf. Bennett & Glasser 1996 (Fig.9.13, p.234) wie auch Benn & Evans 1998 (p.481ff.) bezeichnen solche Komplexe als 'Hummocky Moraine'. Sie verstehen darunter ein System von 'Ablation Moraines', also ein aus Oberflächenschutt entstandenes Moränensystem im Gegensatz zu den aus Grundmoräne gebildeten Drumlinschwärmen. Charakteristisch für solche Landschaften sind viele unregelmässig verteilte Hügel, getrennt durch oft wasserführende Einsenkungen. Häufig treten die Fliessrichtung des Eises anzeigende Längsstrukturen und Serien von solchen auf, oft auch deutliche Stirnseiten, die sich in kürzere oder längere 'Finger' fortsetzen. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit Drumlinlandschaften wurden sie bisher meist als solche angesehen. Die einzelnen Hügel sind aber meist höher und steiler als Drumlins und weisen im Gegensatz zu diesen oft einen kantigen 'Sporn' auf. Ein grosser Teil des Moränenmaterials liegt in und zwischen den einzelnen 'Hummocks' (mögliche deutsche Bezeichnung: 'Buckelmoränen') als fluvioglazialer Schotter, und im Vorfeld solcher Landschaften finden sich oft ausgedehnte Schotterfelder.

2.5. Zum Begriff 'Drumlin'

Welche Strukturen sind korrekterweise als Drumlins zu bezeichnen?

2.5.1. Anknüpfung bei Heim

1. Bei Heim 1919 (S.262) findet sich die folgende Definition und Differenzierung des Begriffs:

„Durch glaziale Akkumulation geformte Hügel: Drumlin

- Echte Drumlin, aus Grundmoräne gebildet.

a) nur aus Grundmoräne,

b) mit einem älteren festen Kern als Stützpunkt.

- Kiesdrumlin, Krypto-Asar, Kames, fluvioglazial unter dem Gletscher in Eishöhlengängen abgelagert.

- *Obermoränendrumlin, meistens deponierte lokale Anhäufungen von Mittelmoränen* (manchmal transportierte Bergstürze).“

Es entspricht also der Heim'schen Terminologie, wenn in den bisherigen geologischen Karten praktisch alle ± isolierten Hügel aus quartärem Material, die sich nicht in eine Seiten- oder Endmoränenlinie eingliedern lassen, als Drumlin kartiert wurden. Heims Unterscheidung zwischen „echten Drumlin“ und „Obermoränendrumlin“ blieb dabei unbeachtet.

Bei Heim findet sich aber noch (S.264) - auf die Hügel am Süden des Lindenberg (AG, LU) bezogen - die folgende beachtenswerte Stelle:

„Die Moränenhügelchen sind vielleicht nicht alle echte Drumlin; manche reihen sich hintereinander wie Stücke einer Längsmoräne.“

Mit diesen Formulierungen stellt Heim eine Beziehung Drumlin - Mittelmoräne her: Er spricht im Zusammenhang mit Drumlins von Mittel- oder von Längsmoränen, zwei Begriffe, die sonst bei Heim kaum vorkommen. Der Begriff „Obermoränendrumlin“ verrät die bezüglich dieser Strukturen schon bei Heim bestehende Unsicherheit. Dieser in sich widersprüchliche Begriff sollte höchstens für den Fall angewendet werden, wo Obermoränenmaterial, also z.B. Mittelmoränenaufschüttungen, vom Gletscher nachträglich überfahren und 'drumlinisiert' wurde. Man könnte solche Formen als 'Pseudodrumlins' bezeichnen.

2.5.2. Blick in die neuere Literatur

In neueren Lehrbüchern (Schreiner 1992, Ehlers 1994, Menzies 1995, Bennett & Glasser 1996, Benn & Evans 1998) findet sich die Heim'sche Unterteilung nicht, dafür aber der Hinweis auf die Komplexität des Begriffes Drumlin. Menzies 1996 (Vol.2, p.75) schreibt von „...this most definitive of all 'glacial' questions..“ . Es werden ganze Gruppen von Theorien über ihre Entstehung aufgeführt, aber bei allen handelt es sich um subglaziale Bildungen. Am Ende des Abschnittes über Drumlins (p.77) schreibt Menzies: „The likelihood or otherwise of subglacial conditions occurring in any or all of these hypotheses remains one of the fundamental research problems of glacial geo(morpho)logy.“ Ähnlich drücken sich auch Benn & Evans 1998 aus:

„Drumlins and mega-scale flutings are among the most enigmatic of glacial landforms, and over the past hundred years a very large body of literature and a great many theories of their formation have been published.“ (l.c.p.431).

2.5.3. Anwendung auf schweizerische Verhältnisse

Für die Interpretation der Moränen und Moränenlandschaften im schweizerischen Alpenvorland erweist sich die Verwendung des Begriffes 'Hummock' bzw. 'Hummocky moraine' in dem von Benn & Evans 1998 definierten restriktiven Sinne als nützlich: „...moraines deposited during the melt-out of debris-mantled glaciers.“ Der Begriff kann zum Verständnis der im Folgenden zu beschreibenden Strukturen im Alpenvorland und vor allem zur Abgrenzung der echten Drumlins von Mittelmoränenbildungen gute Dienste leisten. Es wären dann drei Grundtypen zu unterscheiden:

- Echte Drumlins: Hügel aus primär subglaziärem Material,
- 'Hummocks' ('Buckelmoränen'): Hügel aus Obermoränenmaterial,
- 'Pseudodrumlins': Hummocks, welche nachträglich vom Eis überfahren und ±umgeformt ('überprägt') wurden. Diese Überprägung sollte nicht als 'Drumlinisierung' bezeichnet werden, da die Hügelform vorgegeben war. (vgl. S.XX: 'Zwillinge' und 'Drumlinoide')

2.6. Arbeitsmethode

Die Entdeckung mehrerer Stadien einer grossen eiszeitlichen Mittelmoränen-Aufschüttung zwischen Aare- und Rhonegletscher im Worblental NE von Bern (Wagner 1986) veranlasste den Verfasser zu weiteren Nachforschungen. Es war nicht anzunehmen, dass es sich hier um eine singuläre Erscheinung handelte. Bei der grossen Zahl von Teilgletschern, aus denen sich

der eiszeitliche Rhone- und auch der Aaregletscher zusammensetzten, muss es auch eine grosse Zahl von Mittelmoränen gegeben haben: Jede bildete in jedem 'Stadium' an ihrem Ende (bei ihrer 'Mündung') eine \pm markante Aufschüttung. Die Anzahl solcher Bildungen errechnet sich als Produkt aus Anzahl Mittelmoränen und Anzahl unterscheidbarer 'Stadien'. Das gibt allein für die Eiszeitlandschaft von Aare- und Rhonegletscher eine dreistellige Zahl. Geht man dieser Frage systematisch nach, so findet man in den einstigen Gletscherrandgebieten im Alpenvorland und in den Alpentälern hügel- oder wallförmige Endaufschüttungen von Mittelmoränen in grosser Zahl, oft mit zugehörigen Schotterkörpern oder Schotterfeldern. Sie wurden aber bisher in den meisten Fällen nicht als Mittelmoränen identifiziert.

Bei der systematischen Suche nach Mittelmoränenbildungen im Rahmen der vorliegenden Studie wurde von Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 ausgegangen sowie von geologischen Übersichts- und Spezialkarten. Diese wurden mit der Landeskarte (LK) 1 : 25 000 verglichen und mit dem Augenschein im Gelände. Dass es sich bei den zur Diskussion stehenden Strukturen um Quartärbildungen handelt, brauchte nicht bewiesen zu werden: Dies ging - neben der morphologischen Evidenz - aus den geologischen Karten hervor. Für manche der aufgeführten Strukturen liegen zudem sedimentologische Studien vor. Aktuelle Aufschlüsse waren daher nicht notwendig: Das Hauptaugenmerk des Verfassers galt der Morphologie.

Da jede einzelne Mittelmoräne einen Individualcharakter besitzt, d.h. ihre Existenz zwei ganz bestimmten Teilgletschern, ihren 'Parentalgletschern', verdankt, muss es möglich sein, sie über alle Stadien individuell zu verfolgen. Diese zusätzliche Frage wird in der vorliegenden Studie nur im Kleinen, beim Phänomen der Serienbildung (vgl.2.3.), verfolgt. Die Frage, durch welche Parentalgletscher die zur Diskussion stehenden Mittelmoränen gebildet wurden, bleibt in den meisten Fällen späteren Bearbeitern vorbehalten.

Die Studie beschränkt sich zudem auf die Bildungen *am Ende* der Mittelmoränen, an ihren terminalen oder lateralen Mündungsstellen. Die auch sehr typischen Strukturen an der Entstehungsstelle von Mittelmoränen wurden in jüngster Zeit von Hantke (2000) bei Kartierungsarbeiten für mehrere Atlasblätter in der östlichen Zentralschweiz studiert.

3. Beispiele von Mittelmoränenbildungen in der Schweiz

Die nachfolgenden Beispiele sind eine repräsentative Auswahl aus einer viel grösseren Zahl typischer Mittelmoränenbildungen heutiger und eiszeitlicher Gletscher. Das System des Rhonegletschers wird als Hauptobjekt gewählt. Dieses wird von der 'Kleinen Eiszeit' über die Würm-Stadien bis in die älteren Eiszeiten verfolgt.

Die anderen schweizerischen Eisstromsysteme werden - von Westen nach Osten - mehr cursorisch behandelt und je nach Gegebenheiten einzelne Eiszeiten oder Stadien herausgegriffen. Insgesamt bietet die präsentierte Auswahl nur einen bescheidenen Anfang zu einer umfassenden Bestandesaufnahme der quartären Mittelmoränenstrukturen in der Schweiz und ihrer Nachbarschaft.

3.1. Rhonegebiet

3.1.1. 'Kleine Eiszeit'

Seitenmoränen der grossen historischen Gletschervorstösse vom 17. bis 19.Jh. ('Kleine Eiszeit') sind im Umfeld der heutigen Gletscher augenfällig. Bei einigen findet man aus dieser Zeit auch auffällige Mittelmoränen-Bildungen.

3.1.1.1. Grosser Aletschgletscher (LK 1269 Aletschgletscher) [Fig.6](#) und [Fig.7](#)

Am Grossen Aletschgletscher findet sich aus der 'Kleinen Eiszeit' ein schönes Beispiel einer lateral ausufernden Mittelmoräne. Heute besitzt dieser grösste Alpengletscher zwei grosse und mehrere kleine Mittelmoränen. Die beiden grossen bilden sich hinter dem Konkordiaplatz

aus den drei Firngebieten Ewigschneefeld, Jungfraufirn und Grosser Aletschfirn. Die grössere (nördliche) der beiden Hauptmittelmoränen endigt heute - und endigte wohl auch in der Kleinen Eiszeit - terminal in der Massaschlucht. Die südliche ufer unterhalb der Chatzulecher aus. Rekonstruiert man die Stelle, wo sie während der Kleinen Eiszeit ausgeübert haben muss, so kommt man auf das hügelige Gebiet mit P.2029 und P.2051 (auf älteren Karten 2023.4). Dort liegen in der heutigen Landschaft tatsächlich zwei schöne, in der Fliessrichtung etwas ansteigende kurze Moränenwälle (Koord.646,45/139,0).

3.1.1.2. Zmuttgletscher bei Zermatt (LK 1347 Matterhorn)

Ein Beispiel von terminal endigenden Mittelmoränen finden wir beim Zmuttgletscher. In seinem Zungenbecken der 'Kleinen Eiszeit' gibt es keine Querwälle, wohl aber bei P.2200 (Koord.618,55/095,05) zwei ausgeprägte kurze Längswälle aus reinem, kantigem Obermoränenschutt. Der Zmuttgletscher wird von drei grossen Firngebieten genährt: Schönbiel-, Stockji- und Tiefmattengletscher. Im Zungengebiet bedecken heute die grossen, aus diesen Hauptströmen entstehenden Mittelmoränen zusammen mit einigen kleineren die ganze Gletscherbreite. Das heutige Vorfeld des Gletschers weist in den durch die Kraftwerkbauten nicht veränderten Teilen den Charakter einer 'Hummocky-Landschaft' auf. Seitenmoränen aus der Kleinen Eiszeit sind erkennbar, treten aber an Mächtigkeit hinter den Mittelmoränen zurück.

3.1.2. *Spätglaziale Stadien im Alpeninnern*

Die spätglazialen Stadien sind in den Schweizer Alpen für das Rhonegebiet am besten untersucht (Burri 1974, Winistorfer 1977, Aubert 1980). Burri unterscheidet im Wallis zwei Hauptstadien und verwendet für sie die Begriffe 'stades des moraines intermédiaires' und 'stades des moraines basses'. Er stellt sie nach oben den 'moraines historiques', nach unten den 'stades anciens' gegenüber. Es ergeben sich nach Burri folgende Bezüge:

stades des moraines historiques - Kleine Eiszeit
stades des moraines intermédiaires - (Egesen-) Daun
stades des moraines basses - Dryas supérieure
stades anciens - Spätwürm.

Die von Burri 1974 verwendeten Bezeichnungen werden von Winistorfer 1977 und Aubert 1980 übernommen. Aubert parallelisiert die 'moraines intermédiaires' mit 'Daun', die 'moraines basses' mit 'Gschnitz'.

Im Folgenden wird eine Beschreibung einiger markanter Mittelmoränenbildungen in den Stadien der 'moraines intermédiaires' und der 'moraines basses' im Wallis gegeben.

3.1.2.1. Grosser Aletschgletscher (Atlasblatt 1289 Brig, LK 1269 Aletschgletscher) [Fig.8](#)

Zwischen Naters und Bitsch ragt ein gewaltiger Moränenriegel, die Massegga, quer zum Haupttal bis zur Rhone hervor. Es handelt sich ohne Zweifel um eine Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers aus dem Stadium der 'moraines intermédiaires'. Nur zu unterst, bei den Kraftwerkbauten der Massawerke, ist in der imposanten Struktur gewachsener Fels sichtbar. Die zugehörigen Seitenmoränen sind rechtsseitig an den Hängen westlich Naters unterhalb und oberhalb der Felsen aufzufinden, linksseitig in einem dem Felsen aufgesetzten, von Biel P.763 nach Bitsch abfallenden und vom Bitschbach durchschnittenen Wall. Aubert 1980 ([Fig.6](#)) und Hantke 1980 (S.479) erwähnen die Massegga als Seitenmoräne des Grossen Aletschgletschers.

Am linken Talhang des Walliser Haupttals, an den von der neuen Simplonstrasse durchquerten Hängen oberhalb Ried, finden sich zwischen 1000 und 1200m vier frontal aufgestossene Mittelmoränen des Aletschgletschers aus dem Stadium der 'moraines basses'. In jenem Stadium muss dieser Eisstrom durch den Zufluss von Mittel- und Oberaletschgletscher zusätzlich zu den heutigen mindestens zwei weitere Mittelmoränen besessen haben. Dass es sich bei den genannten Bildungen um Moränen des Aletschgletschers und nicht etwa des Haupttalgletschers handelt, hat auch Aubert 1980 (p.132-133) festgestellt.

Er nimmt jedoch an, dass es sich um Erosionsrelikte aus einer einst durchgehenden Moränenmasse handelt (p.128).

Dieser Auffassung entspricht auch die Kartierung auf dem Atlasblatt 1289 Brig. Gegen diese Deutung spricht jedoch die Tatsache, dass die vier genannten Strukturen intakte Formen von frontal aufgestossenen Mittelmoränen zeigen. Es sind weder alte noch junge Anrisse zu erkennen, und die Bachgräben haben deutlich Abstand. Überaus wertvoll ist aber Auberts sedimentologische Analyse des Strassenaufschlusses am Burgspitz, wo er einen äusserst komplizierten Aufbau feststellt: „trois dépôts d’aspect totalement différent“ (p.129).

3.1.2.2. Glacier de Saleina. (Atlasblatt 1345 Orsières) [Fig.9](#) und 10.

Eine analoge Situation findet sich bei Praz de Fort im Val Ferret und im Gebiet von Sembrancher - La Garde. Hier war es der Glacier de Saleina, der mit dem Glacier d’Orny eine grosse Mittelmoräne bildete. Diese wurde durch die gewaltigen Felsbastionen Le Portalet und Clochers du Portalet reichlich mit Schutt versorgt.

Im Stadium der ‘moraines intermédiaires’ endigte die Mittelmoräne südlich von Praz de Fort und bildete den Felsriegel der Crête de Saleina. Dieser wird von Penck & Brückner 1909 (S.625) als ‘riesige Endmoräne bei Praz de Fort’ erwähnt. Wie die Masegga bei Naters steht die Crête de Saleina quer zum Haupttal und erreicht sogar - im Gegensatz zur Masegga - mit ihrer Stirn den Gegenhang jenseits von Bach und Talstrasse: Sie bildet dort einen Steilhang aus ungeschichtetem Lockermaterial mit grossen Blöcken und viel Sand. Die Aufschüttungen der Mittelmoräne wurden schon bei ihrer Entstehung von der Drance de Ferret durchschnitten.

Die linke Seitenmoräne dieses Stadiums zeigt sich in einem ausgeprägten Wall SW von Chanton/Praz de Fort, die rechte, weniger ausgeprägt, S der Crête de Saleina bei Lavari. Hier liegt also, wie bei Naters - Bitsch, ein vollständiges System von zwei Seitenmoränen und einer Mittelmoräne desselben Stadiums vor. Die Mittelmoräne stellt in beiden Fällen die weitaus mächtigste Struktur dar. Das ist aus dem Einzugsgebiet durchaus plausibel: Die Mittelmoräne entstand aus zwei reich dotierten Seitenmoränen. Der Haupttalgletscher der Drance de Ferret endigte in diesem Stadium nach Burri 1974 bei Prayon 2km S der Crête de Saleina.

Im Stadium der ‘moraines basses’ vereinigte sich der Glacier de Saleina/Glacier d’Orny mit dem Haupttalgletscher bei Praz de Fort unter Bildung einer weiteren Mittelmoräne. Bei Orsières trat das Gletschersystem aus dem Val d’Entremont dazu, welches seinerseits schon mehrere Mittelmoränen führte. Der vereinigte Eisstrom Val Ferret/Val d’Entremont hatte seine wohl vollständig schuttbedeckte Stirn bei Sembrancher. Die vereinten Mittelmoränen schütteten die dem Fels aufgesetzten Wälle zwischen La Garde und Sembrancher und lieferten wohl auch Material für die Moränen und Schotter am Gegenhang N der Drance unterhalb von Sembrancher bis gegen Les Trappistes, die heute in einer grossen Kiesgrube ausgebeutet werden.

3.1.2.3. Weitere Beispiele von Mittelmoränen aus spätglazialen Stadien im Wallis

- Mittelmoränen des Fieschergletschers N von Fiesch und bei Grengiols (LK 1269 Aletschgletscher)
- Mittelmoräne des Langgletschers bei Gletscherstafel/Fafleralp Koord.632,8/142,7 (Atlasblatt 1268 Lötschental).
- Mittelmoräne des Glacier de Zinal bei Vissoie im Val d’Anniviers 611/118 (LK 1307 Vissoie).
- Mittelmoräne des Zmuttgletschers hinter Zermatt bei Zum See 622,5/095,0 (Atlasblatt 1348 Zermatt)
- Mittelmoräne des Rossbodegletschers N Simplon Dorf 647/116 (Atlasblatt 1309 Simplon)

3.1.3. Würm-Stadien am Alpenrand und im Mittelland

Die nachfolgende Darstellung der würmzeitlichen Mittelmoränen des Rhonegletschers beginnt mit den letzteiszeitlichen Maximalstadien.

3.1.3.1. Mittelmoränen-Grosslandschaften im nördlichen Mittelland Fig.11-16

Im Zungengebiet des Rhonegletschers findet sich aus der Zeit des Würm-Maximums rechts und links der heutigen Aare je ein breites Band von Moränenlandschaften (‘Hummocky-Moraines’). Sie können zwei Mittelmoränenkomplexen des Rhonegletschers zugeschrieben

werden. Dazu kommen mindestens zwei kleinere, am rechten Gletscherrand ausufernde Mittelmoränen (Fig.11):

(1) Der nördliche Hauptstrang bildet das Waldgebiet W von Bannwil (LK 1108 Murgenthal) bis in den Längwald N von Walliswil b.N. (LK 1107 Balsthal).

(2) Der südliche Hauptstrang bildet das Gebiet zwischen Bützberg und Herzogenbuchsee (Atlasblatt 1128 Langenthal) und W von Herzogenbuchsee im Gebiet von Aeschi bis Halten (Atlasblatt 1127 Solothurn).

(3) Zwei kleinere Mittelmoränen endigten lateral auf den Molassehügeln W des Önztales zwischen Burgdorf und Herzogenbuchsee (Fig.12): Die mächtigen Moränenkappen auf dem Steinenberg und auf dem Hügel von Steinhof SO mit den monumentalen erratischen Blöcken zeigen typische Formen lateral ausufernder Mittelmoränen.

In den anschliessenden Rückzugsstadien werden die Rhone-Mittelmoränen infolge des Absinkens der Firngebiete immer stärker und bilden immer mächtigere Strukturen.

(1a) Der *nördliche* der beiden Hauptstränge gibt sich nach SW zunächst in den hochgelegenen, aus einer früheren Eiszeit stammenden Schottern zu erkennen, die der Molasse des Büntenbergs aufgesetzt sind (Plateauschotter nach Beck 1957 und älteren Autoren, LK 1126 Büren a.A), weiter nach SW in den grossen, ebenfalls der Molasse aufgesetzten Würm-Moränenhügeln im Längholz und Bärletwald N von Brügg bei Biel (Fig.13), später im Plateau von Wavre - Epagnier am Nordende des Neuenburgersees (Atlasblatt 1145 Bieler See). Ein vielleicht letzter grosser Halt des Rhonegletschers (vgl. Hantke 1980, S.574: Neuenburg-Stadium) zeigt sich vermutlich am Neuenburger See im Gebiet der Areusemündung zwischen Colombier und Bevaix (Atlasblatt 1164 Neuchâtel, Fig.14): Das im Gebiet der Areuse-Mündung dem Jura vorgelagerte ausgedehnte Quartärplateau von Cortaillod auf 480-500m Höhe, das sich jenseits der Areuse in der Planeyse fortsetzt, zeigt den Charakter eines grossen ausufernden Mittelmoränenkomplexes. Er setzt bei der Pointe du Grain an, streicht rückwärts in die Luft und endigt frontal bei Colombier. Würmmoränen und -schotter sind älteren Schottern aufgesetzt: Dieselbe Mittelmoräne hat wohl schon in früheren Eiszeiten hier ausgeföhrt.

(2a) Der *südliche* Mittelmoränen-Hauptstrang des Maximalstadiums ist im Rückzugsstadium von Grauholz/Solothurn (Krayss 1989) vermutlich in den ausgedehnten, dem Molassegrund aufgesetzten Moränenlandschaften des Bucheggberges zwischen Lyss und Solothurn zu erkennen (Atlasblatt 1127 Solothurn und LK 1126 Büren a.A.). Die höheren Teile des Bucheggbergplateaus (Würm-Moränenkuppen bis auf 660m!) bildeten in diesem Stadiums einen Nunatak oder eine Halbinsel, wo der grosse Mittelmoränenkomplex schon in der Vorstossphase und erneut beim Rückzug auflief und seinen Schutt deponierte, sei es als Moräne oder als hochgelegene Schotter. Im Gebiet Leuzigenwald - Rütliwald S von Leuzigen wurden dabei die schon vorhandenen älteren Schotter (Hochterrasse nach Zimmermann 1961) eingedeckt. Im Gebiet des Berner Seelandes ist die Mittelmoränen-Landschaft des südlichen Hauptstranges, wohl schon spätglazial, durch die Hauptabflüsse des Rhonegletschers stark abgetragen worden. Bedeutende Reste sind jedoch erhalten in der bei Wagner 1997 (S.132) beschriebenen, 13km langen Serie Bühl-Walperswil-Siselen-Treiten-Ins (LK 1145 Bieler See) und in der parallel dazu verlaufenden Serie zwischen Barga (LK 1146 Lyss) und Kerzers/Wileroltigen (LK 1165 Murten).

(3a) Die erwähnten kleineren, im Höchststadium Würm auf Steinhof und Steinenberg endigenden Mittelmoränen finden sich im Stadium Grauholz/Solothurn wieder in den bei Wagner 1997 (S.116) beschriebenen lateral endigenden Seitenmoränen am Nordhang des Grauholzberges im Raume Bärswil (LK 1147 Burgdorf).

Im südwestlichen Mittelland nimmt die Mittelmoränen-Landschaft mehr und mehr die ganze Breite der einstigen Rhonegletscherzunge ein. Die Atlasblätter 1204 Romont, 1222 Cossonay, 1223 Echallens und 1224 Moudon zeigen fast auf ihren ganzen Flächen, soweit sie nicht durch Molasseerhebungen dominiert sind, den Charakter von 'Hummocky-

Moraines'-Landschaften mit sehr vielen gerichteten kurzen Längsstrukturen. Sie sind als 'Drumlin (souvent hypothétique)', als 'Drumlin (ou butte moutonnée)' als 'Butte orientée de nature inconnue (drumlin?)', oder als 'Vallum morainique mal déterminé' kartiert worden. Alle diese Bildungen können verstanden werden als Ablagerungen eines komplexen Systems von Mittelmoränen, die sich zu einem \pm durchgehenden, aber immer noch längs strukturierten Schutförderband vereinigt haben.

Eine besondere Frage ist das Verhalten des Rhonegletschers am Jurafuss zur Zeit des Versiegens seiner nach Norden überfliessenden Mittellandzunge. In einem Zwischenstadium müssen seine nördlichen Mittelmoränen frontal auf den Jurahang oder dessen Vorfeld gestossen sein, bevor sie in die durch das Genferseebecken gegebene Fliessrichtung einschwenkten. Für das Studium dieser Richtungsänderung dürfte sich die durch den Venoge-Einschnitt bestimmte breite Einsenkung zwischen Jorat und Jurahang im Gebiet Mont Tendre - Col du Marchairuz am besten eignen. Auf Atlasblatt 1222 Cossonay, wo sehr viele Drumlins kartiert sind, finden sich neben NNE-streichenden Wällen im Gebiet von Dizy auch W-streichende im Gebiet W von Pampigny sowie die unter 3.1.3.3. näher zu beschreibenden, frontal zum Jura verlaufenden Wälle bei Montricher.

3.1.3.2. Serien von kleineren Aufschüttungen im Mittelland

(1) Serie Nennigkofen - Lüsslingen (Atlasblatt 1127 Solothurn) Fig.15b

Eine Serie schmaler und relativ kurzer Wälle lässt sich SW von Solothurn vom Hunnenberg über Gisberg - Hubel und eine Reihe weiterer \pm isolierter Hügel zwischen Lüsslingen und Leuzingen bis in den Kamm von Äbnit NE von Arch (LK 1126 Blatt Büren a.A.) verfolgen. Diese Strukturen werden bei Lüsslingen und bei Leuzingen - Mettlen intensiv ausgebeutet und zeigen äusserst komplexe Sedimentationsverhältnisse von Moräne, Schotter und Sand. Das isolierte Gisihübeli S von Solothurn ist wohl trotz seines Kerns aus Emmeschottern (Beck 1957, S.41) auch noch zu dieser Serie zu rechnen. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Bildungen Überreste eines einst zusammenhängenden Walles darstellen, wie Beck annimmt. Sie sind vielmehr als Oszillationen einer kleinen Mittelmoräne des Rhonegletschers im sich abbauenden Solothurn-Stadium zu verstehen.

(2) Serie Avenches-Dompierre (Atlasblatt 1185 Fribourg und LK 1184 Payerne) Fig.15a

Eine Serie von vier Stadien oder Stadialen eines schmalen Mittelmoränenstranges präsentiert sich in den Hügeln von Avenches 480m - Haut de Saumont P.453 NE von Domdidier - Les Caudrettes P.461.7 SW von Domdidier - Dorfhügel von Dompierre mit P.473.4 und 477. Die Hügel von Avenches und Haut de Saumont sind auf Atlasblatt Fribourg als Drumlins kartiert.

(3) Berner Mittelland

Weitere Serien von Mittelmoränen zwischen Teilgletschern des Rhonegletschers sowie zwischen Aare- und Rhonegletscher im Berner Mittelland sind bei Wagner 1986 und 1997 beschrieben.

3.1.3.3. Moränenwälle am Jurahang

An den Jurahängen, die zwischen Genf und dem Aargau die Fliessrichtung des eiszeitlichen Rhonegletschers bestimmt haben, hinterliess dieser zahlreiche Moränen. Viele von ihnen zeigen den Charakter von lateral ausufernden Mittelmoränen.

(1) Jurahang zwischen Biel und Solothurn (LK 1126 Büren a.A.) Fig.16

Drei kurze, hintereinander liegende Wälle im Raume Bettlach - Selzach sind vermutlich durch eine Gletscheroszillation im Solothurner Stadium von derselben Mittelmoräne gebildet worden. Die Serie lässt sich E von Bellach bis nach Solothurn weiterverfolgen. (vgl. die unter 3.1.3.2.(1) beschriebene Serie). Derselben Mittelmoräne sind wohl auch die von Beck 1957 (S.26) beschriebenen Moränenbildungen am 'Kalksporn von Solothurn' (bei Hübeli) zuzuschreiben.

(2) Raum Montricher - Bière (Atlasblatt 1222 Cossonay und 1241 Marchairuz) Fig.17

Nahe der Eisscheide, an der sich der nach NE von dem nach SW fliessenden Eisstrom getrennt hat, müssen allfällige Mittelmoränen \pm frontal auf den Jurahang aufgelaufen sein.

Tatsächlich finden sich bei Montricher auf 720m bis ca.850m Höhe mehrere senkrecht zum Jurahang verlaufende Moränenwälle; auf dem grössten ist das Dorf Montricher angelegt. Custer hat sie als Moränen eines Lokalgletschers kartiert. Für diese Interpretation spricht aber weder die Morphologie noch das reichlich vorhandene alpine Erratikum. Analoge Bildungen finden sich auch oberhalb Bière auf 760-800m Höhe.

Die höher gelegenen, ebenfalls nahezu frontal zum Jurahang verlaufenden Wälle N von Montricher gegen Mont-la-Ville, der höchste auf 1120m bei Grand Chardève, zeigen schon eine schwache Streichtendenz nach NE. Demgegenüber sind die weiter SW ausufernden Mittelmoränen im Raume Saubraz (Bois de la Rosière 725m) - Longirod (Curpend P.968.2) mit Fliessrichtung SW dem Hang aufgesetzt.

3.1.3.4. Mittelmoränen-Landschaften im Gebiet von Genf (Atlasblätter 1300 Chancy, 1301 Genève, 1281 Coppet) Fig.18

(1) Stadium 420-500m

War der Rhonegletscher schon in den unter 3.1.3.1. behandelten Stadien weitgehend von Schutt bedeckt, so ist er erst recht nach dem endgültigen Abschmelzen des nach Norden überfließenden Arms des Rhonegletschers als 'debris-mantlet glacier' (vgl. Zitat auf S.XX) zu betrachten. Die zahlreichen, durch die Konfluenz der vielen Walliser Teilgletscher entstandenen Mittelmoränen dürften sich auf der schmal gewordenen Eiszunge im Genferseebecken zu einem einzigen Förderband mit gewaltiger Schutführung vereinigt haben. Der Oberflächenschutt wurde zusammen mit endoglazialem Material in den Stadien, in denen der Rhonegletscher im Gebiet des 'petit lac' endigte, auf einer Länge von 25 - 30km abgelagert und teilweise verschwemmt. Ein grosser Teil davon liegt wohl auf dem Seegrund. Erkennbar sind heute zwei Hauptstränge, welche beidseits des 'petit lac' (zwischen Nyon und Genf im Westen, zwischen Yvoire und Genf im Osten) ausgeföhrt und ihr Material lateral und frontal in Form der vielen relativ flachen Hügel abgesetzt haben. Es handelt sich um eine ausgedehnte 'Hummocky-Moraines' - Landschaft, für die nach Penck & Brückner schon Désor um 1900 den Ausdruck 'paysage morainique' geprägt hat. Nach Jayet 1964 bilden diese Würm-Moränen auf Atlasblatt Coppet eine Decke von 10-50m Mächtigkeit auf dem Molasseuntergrund. Die Höhen der Kuppen liegen beidseits des 'petit lac' auf 420-470m, im Stirnbereich SW Genf erreichen sie 500m.

Die Interpretation dieser Landschaft ist bisher sehr unsicher geblieben. Die nach Paréjas 1938 auf Schardt zurückgehende Annahme, dass frühere Seeniveaus bei 30m und 50m über dem heutigen Seespiegel im Spiele seien, ist aufgegeben worden. Nur bei 10m über dem heutigen Niveau von 372m sind lakustre Sedimente nachweisbar, die Terrassen von 30m und 50m sind nach Lombard 1965 'inexistantes'. Jayet schreibt in den Erläuterungen zum Atlasblatt Coppet (1964,p.25) über die Entstehung dieser Landschaft: „.....diverses moraines. Leur dépôt donnera au paysage l'un de ses principaux traits caractéristiques, celui de collines plus ou moins allongées, de plateaux à faible inclinaison, de dépressions grandes ou petites comblées plus ou moins de produits de délavage, fluvio-glaciaire, alluvions, limons craie lacustre, tourbe, etc.“. Das ist eine treffende Beschreibung einer 'Hummocky-Moraines' - Landschaft! Unter 'diverses moraines' versteht allerdings Jayet (1946, p.238) ausdrücklich nicht Mittelmoränen: „Les moraines médianes formées essentiellement de blocs erratiques ont un tracé peu repérable, les travaux agricoles les ayant fait disparaître en grande partie. Il reste les moraines latérales et frontales, ce sont elles qui nous serviront de guide.“ In den Erläuterungen zum Atlablatt Coppet (1964, p.15) verwendet er aber auch den Begriff 'Moraines caillouteuses superficielles du retrait würmien' und schreibt zu diesen: „Les moraines de retrait sont atteintes par les accidents mécaniques dus à la fonte de leur socle de glace, failles, flexures, affaissements, etc.“ Er beschreibt einige Aufschlüsse und betont immer wieder ihre Komplexität.

Auf den Atlasblättern Chancy, Genève und Coppet werden viele 'vallums' und 'crêts morainiques' sowie sehr zahlreiche 'drumlins' kartiert. Über den Drumlinbegriff schreibt Lombard 1965 (p.39): „Ce sont des figures très fréquentes dans tout le bassin du Léman. ... Plusieurs se confondent avec des crêts morainiques très aplatis et étalés.“ Es werden sogar Drumlins auf Wällen

kartiert. Und Paréjas 1938 (p.12) beschreibt Drumlins als „Bosses de moraines de fond, parfois riches en gravier ou en sable, de forme généralement elliptique et allongées du NE au SW. Certains alignements de ces bosses pourraient jalonner des étapes de retrait würmien“ .

Nach der hier gegebenen Interpretation sind die im quartären Sedimentationsraum von Genf liegenden Landschaften durch ±chaotische Sedimentation von Oberflächenmaterial zu erklären, das in einem komplexen Systems von Mittelmoränen herangeführt worden ist. Diese Interpretation ergibt sich zwangsläufig aus den oben dargelegten Erkenntnissen bezüglich Mittelmoränen im schweizerischen Mittelland. Im Raum von Genf finden sich dieselben morphologischen Strukturen, wie sie für entsprechende Landschaften des Mittellandes beschrieben worden sind. Besonders deutlich ist die Mittelmoränennatur der Genfer Landschaft daran erkennbar, dass auf ihrer ganzen Breite Längsstrukturen und in der Axialrichtung angeordnete Reihen ('alignements') vorhanden sind, während Querwälle praktisch fehlen.

Grosse Längsstrukturen sind an der Stirn der Mittelmoränen-Landschaft bei St.-Julien und Russin zu erkennen, am schönsten am Frontalabfall des breiten und hohen Walls von Bernex und seiner rückwärtigen Fortsetzung. Der höchste Punkt dieses Walles, Le Signal P.502.7, ist gegenüber der Umgebung 70-80m überhöht. Kartiert ist er auf Atlasblatt Chancy als Moräne mit Molassekern. Die Mittelmoräne wäre also dort auf einen Molassesockel aufgelaufen, gleich wie der westliche Teilstrang rechts der Rhone auf dem Hügel von Chouilly (505m) NW von Satigny. Der markante Hügel von Bernex hat nach rückwärts eine Fortsetzung in den flacheren Erhebungen von Cressy (436m) und Lancy und jenseits der Rhone in denjenigen von Petit- und Grand-Saconnex (466m). Es handelt sich hier um den von Rhone und Arve durchschnittenen Hauptkamm des grossen westlichen Mittelmoränen-Komplexes. Dieser ist zwischen Lancy und Laconnex durch postglaziale Erosion wohl nur wenig verändert worden. Der östliche Hauptstrang ist zwischen Veyrier und Carouge von der Arve durchschnitten. Er endet in der grossen Moräne von St.-Julien auf 460-470m Höhe.

Ein grosser Teil des Mittelmoränen-Materials wurde glaziofluvial ausgeschwemmt und liegt heute vor der Moränenfront in den ausgedehnten Schotterfeldern von La Champagne u.a.

(2) Stadium 500-600m: In einem höheren (älteren) Stadium war der östliche Hauptstrang zwischen Veyrier und Collonges halbfrontal auf die NW-Hänge des Grand Salève gestossen und hatte dort auf 500 - 600m Höhe ein ausgedehntes Moränensystem hinterlassen. Lombard 1965 schreibt unter 'Moraine caillouteuse de retrait': „Excellents exemples au pied du Salève avec stratification oblique. Ecoulement vers le SW. Microplissements, failles et laminages de pression de glace. Blocs erratiques et galets striés“.

(3) Stadium unter 400m: In einem tieferen, jüngeren Stadium wurde der Mittelmoränenschutt auf der Ostseite des 'petit lac' unter dem heutigen Seenniveau abgelagert: Der in der Pointe de Bellerive abfallende flache Geländesporn setzt sich auf dem Seegrund fort: P.364 Haut Monts nahe der Seemitte liegt nur 8m unter dem mittleren Seenniveau! Die ganze Struktur von Haut Monts 364m bis Collonge-Bellerive 406m zeigt den Charakter einer ausufernden Mittelmoräne. Jayet 1964 erwähnt sie nicht. Dagegen weisen Penck & Brückner 1909 auf eine von Favre 1867 und von Forel 1892 festgestellte unterseeische Moräne bei Yvoire hin. Dass ein grosser Teil des Mittelmoränenmaterials auf dem Seegrund liegt, geht auch aus der bei Hantke (1980, Fig.225) wiedergegebenen geotechnischen Kartenskizze des Genfersees nach Amberger 1976 hervor. Danach beträgt die Moränenmächtigkeit unter den Seesedimenten des 'petit lac' 5-100 Meter, unter denjenigen des Hauptbeckens (des 'grand lac') in zwei Hauptsträngen 100-200m. Diese beiden Stränge könnten als rückwärtige Fortsetzung der zu beiden Seiten des 'petit lac' liegenden Moränenbänder entstanden sein.

3.1.4. Ältere Eiszeiten

In den älteren Eiszeiten nahmen die grossen Mittelmoränen des Rhonegletschers vermutlich im wesentlichen denselben Verlauf wie in der Würm-Eiszeit, war dieser doch durch dasselbe Grundrelief bestimmt. Unabhängig voneinander sind aber die Stadien. Die risszeitlichen

Mittelmoränen und ihre Schotter wurden im Bereich der würmzeitlichen Eisbedeckung vielfach mit neuem Mittelmoränenschutt eingedeckt, so am Bucheggberg. Gut erkennbar geblieben sind grössteiszeitliche Mittelmoränen mit ihren Schottern nur ausserhalb des Würm-Maximums. Solche Strukturen wurden als Riss-Moräne, als Hochterrassenschotter oder als Deckenschotter kartiert. In manchen Fällen lassen sich auch an Ablagerungen älterer Eiszeiten typische Formen von Mittelmoränen-Schüttungen erkennen, wenngleich sie naturgemäss stärker durch Erosion verändert sind als die entsprechenden würmzeitlichen Bildungen.

3.1.4.1. 'Riss'-Moränenlandschaften im Raume Langenthal - Rothrist (LK1108 Murgenthal) Fig.11

Die beiden unter 3.1.3.1. beschriebenen Mittelmoränen-Hauptstränge des Würm-Maximums lassen sich in ihrer Achsenrichtung längs des Jurafusses im Gebiet des risszeitlichen Rhonegletschers so gut wie nahtlos weiterverfolgen:

(1) Die würmzeitlichen Ablagerungen des nördlichen Stranges links der Aare setzen sich direkt fort in dem als Rissmoräne und Hochterrassenschotter kartierten, ca.9km langen und 1,5km breiten Komplex, der sich mit Kuppenhöhen von 470 - 510m bis in die Gegend von Härkingen erstreckt. Seine Ränder sind durch Erosion angenagt; seine Oberflächenformen zeigen jedoch die recht intakte Struktur einer 'Hummocky-Moraines'-Landschaft. Der Komplex ist durch zwei Einschnitte S von Kestenholz dreigeteilt. Es ist nicht ersichtlich, dass die Einschnitte durch Abtragung entstanden sein könnten, sie scheinen vielmehr ursprünglichen Charakter zu haben und müssen wohl auf Oszillationen im risszeitlichen Wigger-Stadium zurückgeführt werden.

(2) Der südliche Strang rechts der Aare setzt sich in dem Höhenzug S von Aarwangen mit P.484.5, im Muniberg P.488 und in der Höchi P.528 als ebenfalls dreiteiligen Serie von Riss-Moränen und -Schottern fort. Jenseits des Murg-Einschnittes lässt sich das breite Ende dieses südlichen Mittelmoränenstranges in dem ausgedehnten Waldgebiet SE der Linie Murgenthal - Rothrist mit Kuppenhöhen zwischen 460 und 510m erkennen.

Die ebenfalls unter 3.1.3.1. genannten, W des Önztales lateral ausufernden Mittelmoränen des Würm-Maximums lassen sich für das Riss-Wigger-Stadium auch auffinden. Morphologisch am klarsten ist der zweiarmlige Hügel von Obersteckholz mit P. 571.6, 3km SE von Langenthal.

3.1.4.2. 'Riss'-Moränenlandschaften im Raume Olten - Aarau (LK 1089 Aarau)

Die beiden Hauptstränge lassen sich ins Gebiet des LK-Blattes Aarau weiterverfolgen:

(1a) Der nördliche Strang links der Aare setzt im Buerwald W von Niedergösgen und am Jurahang zwischen Lostorf und Stüsslingen an mit Höhen von 470 - 520m und läuft zunächst in drei vorgestreckten 'Fingern' gegen die Aare und gegen Niedererlinsbach aus.

(1b) Nach der Erlinsbacher Lücke mit dem Erzbach beginnt ein neuer Ansatz im Waldhügel Buech (mit zwei westwärts gerichteten Spornen) und am Jurahang N von Obererlinsbach, ebenfalls mit Kulminationshöhe von 470-520m. Diese zweite Serie läuft im Waldgebiet zwischen Aarau und Küttigen wieder mit drei ostwärts vorgestreckten 'Fingern' aus.

Die nördlichen Strukturen von 1a und 1b am Jurahang weisen die Form von lateral am Hang ausufernden Mittelmoränen auf, die südlichen an der Aare den Typus der im Berner Seeland auf \pm ebenem Grund aufgesetzten Mittelmoränen-Landschaften. Auf ebenem Grund sitzt dieser südliche Teilkomplex allerdings nicht: Es finden sich mehrfach Malm-Aufschlüsse, und die auslaufenden 'Moränenfinger' zwischen Aarau und Küttigen sind auf Untere Süsswassermolasse aufgesetzt. Doch der Gesamtcharakter der Landschaft ist durch die Mittelmoränen-Morphologie geprägt.

(2) Der Komplex S der Aare, fast vollständig als Moräne kartiert, ist auf Untere Süsswassermolasse aufgesetzt. Er beginnt in den Hügeln zwischen Eich/Däniken und Kölliken mit Höhen von knapp über 500m und zieht sich dann durch das ausgedehnte Waldgebiet zwischen Aare und Ürke (Seitenbach der Suhre) bis in die Hügel Hasenberg

P.469, Oberholz 485m und Gönert P.488 SW von Aarau. Er zeigt an seiner Ostabdachung das charakteristische Merkmal von nach E oder NE vorgestreckten 'Fingern'. Der Gönert darf allerdings nicht als solcher 'Finger' betrachtet werden, weist er doch einen hohen Molasse-Unterbau auf. Auf der Nordseite ist die Moränenlandschaft durch zwei Bäche zerschnitten: das bei Gretzenbach ausmündende Wyssbächli und das Roggenhuser Täli SW von Aarau.

3.1.4.3. 'Riss'-Moränenlandschaften im Raume Brugg (LK 1070 Baden und 1069 Frick)

Im Gebiet von Brugg und N davon lassen sich zwei Mittelmoränen-Hauptstränge des Rhonegletschers noch vermuten. Die Verhältnisse werden aber durch den Zufluss von Reuss- und Rheingletscher kompliziert. Die dort als Deckenschotter kartierten Bildungen, die aufgrund ihrer Höhenlage bisher als vorrisszeitlich eingestuft wurden, liegen schon im Gebiet des Rheingletschers.

3.2. Aaregebiet

Für das Gebiet des Aaregletschers sowie für die anschliessend behandelten weiteren Gletschergebiete werden nur Beispiele aus dem Mittelland und vom Alpenrand dargestellt.

3.2.1. *Mittelmoränen im Raume Bern*

Zahlreiche Mittelmoränen im Raume Bern sind bei Wagner 1997 beschrieben. Es seien nur zwei markante, dem Molasserelief aufgesetzte Serien in Erinnerung gerufen, die sich über mehrere Stadien verfolgen lassen:

3.2.3.1. Serie am Gurten. (Atlasblätter 1166 Bern und 1167 Worb)

Eine Mittelmoräne lässt sich vom Höchststadium auf Gurten Kulm P.858.1 über mehrere Rückzugsstadien im Studholz P.841.4 und Ägerten P.814 bis in den Säuhoger P.712 S Kehrsatz verfolgen. (l.c. S.123)

3.2.3.2. Serie auf dem Belpberg. (Atlasblatt 1187 Münsingen)

Im Gegensatz zu der Serie am Gurten wurde diejenige auf dem Belpberg schon von Baltzer 1896 (S.73) als Mittelmoräne erkannt und beschrieben. Sie beginnt mit dem Chutzen P.892.5, dem höchsten Punkt des Belpbergs, und lässt sich nach S über P.854 und P.840.0 möglicherweise bis in den Murggen P.622.8 S von Mühledorf verfolgen. Später, so bei Rutsch 1928, ging der Mittelmoränencharakter des Chutzen in Vergessenheit oder wurde übergangen.

3.2.2. *Mittelmoränenstränge im oberen Aaretal* (Atlasblatt 1187 Münsingen) Fig.19

Wie beim Rhonegletscher, so wurden mit dem Absinken der Firnoberflächen in den letzten spätglazialen Stadien die Mittelmoränen auch beim Aaregletscher immer mächtiger. Dieser hat

die ausgedehntesten Mittelmoränen-Landschaften in den von Penck & Brückner insgesamt dem Bühlstadium zugerechneten Gletscherständen im Raume von Thun und des oberen Aaretals hinterlassen. In den grossen Schotter- und Moränenkomplexen, die seit Jahrzehnten in grossen Kiesgruben ausgebeutet werden, lassen sich zwei Hauptstränge von Mittelmoränen erkennen. Diese belieferten die Schmelzwässer für die Bildung der Schotter.

3.2.2.1. Strang Thungschneit - Oberwichtrach

Der grosse Quartärkomplex zwischen Thungschneit und Chiesenwald NW von Heimberg, der im Süden von der Aare bis 50m hoch angeschnitten ist, hat dank dem grossartigen natürlichen Aufschluss schon früh die Geologen angezogen. Es handelt sich um die 'Münsingenschotter', teilweise mit Moränenbedeckung. Sie sind ihrerseits älteren Schottern, den Bümberg-Schottern, aufgesetzt. Im SE-Teil sind sie an den Molassehügel Hubel P.609 angelehnt. Beck & Rutsch 1949 ordnen Schotter und Moränen dem würmzeitlichen Jabergstadium zu. Den

höchsten N-S-verlaufenden Längswall bezeichnen sie als 'Drumlin oder Drumlin-ähnliche Form'. Durch den Bau der Nationalstrasse N6 in den sechziger Jahren 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 Quartärkomplex zwischen Kiesen und Oberwichtrach fort. Der 2,5km lange und bis 800m breite, ebenfalls dem Jabergstadium zugerechnete Hügelzug besteht wie der Hügel von Thungschneit im Hangenden aus Moräne und im Liegenden 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.

Die Serie von Endaufschüttungen einer lateral ausufernden Mittelmoräne lässt sich nach Norden weiterverfolgen in den dem rechten Aaretalhang aufgesetzten, ebenfalls als Drumlin kartierten kurzen Wällen mit P.604 P.599.7 sowie - ausserhalb von Fig.19 - in P.587 NE von Niederwichtrach und im Dürrenberg (ca.615m) SW von Tägertschi.

3.2.2.2. Strang Uttigen - Jaberg - Thalgut (Fig.20)

Während der Strang Thungschneit - Oberwichtrach durch die beiden rechtsseitigen Aarezufüsse Chise und Rotache auf mehr als einem Kilometer vollständig durchschnitten ist, lässt sich der noch mächtigere Strang links der Aare von Uttigen über Jaberg bis in die grossen, bei Beck & Rutsch 1949 als 'Drumlin und Drumlin-ähnliche Formen' kartierten Wälle zwischen Thalgut und Gerzensee, d.h. über mehr als 5km bei einer maximalen Breite von 1,3km zwischen Jaberg und Kaufdorf, verfolgen.

Im Gegensatz zum Strang Thungschneit - Oberwichtrach, der eher den Charakter einer einfachen Mittelmoräne aufweist, lassen sich bis vier parallele Achsen von kürzeren und längeren Wällen annähernd gleicher Höhe feststellen. Sie laufen teilweise in kurze 'Finger' abnehmender Höhe aus, wie es für das frontale Ende grosser Mittelmoränen-Komplexe typisch ist. Es muss sich also um ein breites Band von mindestens zwei grösseren Mittelmoränen handeln; auch in ihm existieren mehrere grosse Ausbeutungsaufschlüsse.

Die grossen und sedimentologisch komplizierten Aufschlüsse in diesen beiden Mittelmoränensträngen wurden von Schlüchter 1975, 1976, 1980 bezüglich Stratigraphie, Sedimentologie und Paläontologie aufs gründlichste untersucht. Morphologisch geht er (1976, S.37) von der Annahme aus, dass es sich um Relikte aus einst viel ausgedehnteren Schottervorkommen handelt. Unter dem Aspekt der Mittelmoränen-Hypothese ist diese Auffassung zu modifizieren. Der Hügel von Thungschneit erscheint nur in der Nähe des Aarelaufes, an seinem SW- und NW-Hang, durch nacheiszeitliche Erosion deutlich verändert. In den übrigen Teilen und vor allem mit den seine Oberfläche durchziehenden Längswällen zeigt er die für grosse Mittelmoränen-Aufschüttungen typischen Formen. Auch der Strang links der Aare ist nur auf der Strecke Uttigen - Jaberg seitlich abgetragen: Dort ist er ursprünglich wohl ebenso breit gewesen wie zwischen Jaberg und Kirchdorf.

3.2.3. ***Moränenlandschaften im Raum Spiez - Thun - Seftigen*** (LK 1207 Thun) Fig.20

W des Aaretals finden sich zwischen Spiez und Seftigen in dem Gebiet, das im E durch Thunersee und Aaretal, im W durch den Einschnitt Kander-, Stocken- Gürbetal begrenzt wird, ausgedehnte Moränenlandschaften, die als typische 'Hummocky-Moraines' eines grossen ausufernden Mittelmoränen-Komplexes interpretiert werden können. Sie lassen sich zwei verschiedenen Niveaus, also wohl zwei verschiedenen spätwürmzeitlichen Stadien, zuordnen:

3.2.3.1. Niveau Spiez - Strättligen - Gurzelen

Das tiefere Niveau hat Kuppenhöhen von 600-670m. Die mächtige Mittelmoräne setzt bei Faulensee an, stösst dort und am Spiezberg auf auslaufende Trias- und Liaskalke der Stockhornkette, entfaltet sich W von Spiez zwischen Kander und Thunersee in der 'Hummocky'-Landschaft des Rustwaldes und des Einigenwaldes und setzt sich fort - der Kander den natürlichen Abfluss in den Thunersee versperrend - in der Strättlig-Moräne. Zwischen Allmendingen und Thierachern ist das Moränenplateau durch die Kander (sie wurde erst 1712 künstlich in den Thunersee geleitet) abgetragen. Als markantes Relikt ist bei

Thierachern der Räbberg mit P.603 stehen geblieben. W des alten Kanderlaufes (des heutigen Glütschbachs) entfaltet sich die Moränenlandschaft erneut, wird zwischen Thierachern und Gurzelen breiter und endet am Quereinschnitt von Seftigen. Auch in diesem Komplex - wie in jenem von Thungschneit - liegen Würmmoränen und -schotter vielfach auf älteren Bildungen (Schlüchter 1976).

3.2.3.2. Niveau Zwieselberg - Riedhubel

Das höhere Niveau - vom tieferen durch eine schmale Übergangszone getrennt - weist Kuppenhöhen von 660-750m auf. Es setzt an der Ostkante des Zwieselberges P.833 mit den dort dem Liaskalk aufgesetzten Moränen an und zieht sich über die klassische Kuppenflur zwischen Höfen und Längenbühl bis zum Riedhubel P.752.8.

Welchen Gletschern aus dem Berner Oberland sind die Mittelmoränen, die diese markanten und ausgedehnten Landschaften schufen, zuzuordnen? Die in Frage kommenden Gletscher stammen aus den Talsystemen von Simme, Kander, Lütschine und Aare. Am klarsten ergibt sich eine Zuordnung des unter 3.2.3.2 beschriebenen Komplexes. Dieser liegt in seiner ganzen Ausdehnung links des alten Kanderlaufes. Es muss sich hier um die Mittelmoräne zwischen Kander- und Simmengletscher handeln. Sucht man nach ihrem Ansatz am Nordfuss des Niesen, wo die Flanken von Kander- und Simmengletscher zur Berührung kamen, so findet sich dieser in der Moränenlandschaft von Hasli SE Wimmis, am deutlichsten in dem zwischen Mösli und Altenmoos nach NE vorragenden Moränenwulst mit P.712.1, der von Beck & Gerber 1525 als 'glaziale Rundhöckerlandschaft' kartiert wurde.

Anders der unter 3.2.3.1 beschriebene tiefere Komplex. Er liegt von Faulensee bis Allmendingen rechts des alten Kanderlaufes. Der Kandergletscher war hier mit seiner rechten, der aus dem Haslital stammende Hauptgletscher mit seiner linken Seitenmoräne beteiligt: Schon Baltzer 1896 hat darauf hingewiesen, dass die Strättlig-Moräne sowohl Kander- wie Aare-Erratikum enthält. Der Simmengletscher erreichte nach Beck 1937 in diesem Stadium die Gegend von Spiez schon nicht mehr.

Beck hat die quartären Ablagerungen dieses interessanten Gebietes, deren Würmanteil er dem Bühlstadium zuordnet, 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 als Mittelmoräne beschriebenen Strättlig-Moräne. Statt dessen spricht er dort von 'Innenmoräne zwischen Aare- und Kandereis', im Gebiet des Suldbachs von 'Innenmoräne zwischen Kander- und Kiengletscher' (1928, S.310 bzw. 313) und verwendet auch Bezeichnungen wie 'Innenmoränendrumlins', 'drumlinisierte Oberflächen' oder 'Kuppenreihen' (1938, S.164). Innenmoräne spielt aber, wie schon Agassiz 1840 beschrieben hat (vgl.Zitat S.XX), gegenüber Mittelmoränen nur eine bescheidene Rolle. Hier wird besonders deutlich, dass der Begriff 'Mittelmoräne' nach Penck & Brückner kaum mehr verwendet werden darf. Ein einziges Mal (1928, S.313f.) braucht Beck den Begriff, aber im negativen Sinne. Er schreibt bezüglich der eindrücklichen, nach NW ins Leere streichenden Mittelmoränen-Ansätzen zwischen Aeschi und Aeschiried: „Der Höhenzug Äschiried-Hondrich darf nicht einfach als Mittelmoräne angesprochen werden, wenn er auch seine Entstehung und seine Erhaltung zweiflos dem Gegendruck des Aaregletschers verdankt.“ (vgl.S.XX)

3.3.Reussgebiet

3.3.1. Serie Wellbrig - Hübeli bei Schötz (Atlasblatt 1129 Sursee) Fig.21

Im Wiggertal N Schötz ragt der Wellbrig mit P. 549.6 rund 50m über den breiten Talboden empor. Stellung und Struktur dieses markanten Hügels verraten seine Entstehung aus einer Mittelmoräne. Auf dem Atlasblatt sind auf seinem Rücken vier z.T. divergierende Längswälle kartiert und in den Erläuterungen als Endmoränen des Stadiums Staffelbach I interpretiert. Der S von Schötz liegende Hügel Hübeli P.554 mit einem 1000m langen, gebogenen schwanzartigen Anhängsel gehört wohl mit dem Wellbrig in eine Serie von Rückschmelzstadien einer und derselben Mittelmoräne.

3.3.2. Reusstal im Raume Melligen - Bremgarten (Atlasblatt 1090 Wohlen)

Zwischen Melligen und Hermetschwil S von Bremgarten lassen sich mindestens drei Stadien des Reussgletschers mit ihren Zungenbecken, Seiten- und Stirnmoränen feststellen. In allen

drei Stadien geben sich zwei oder drei Mittelmoränen in Form kurzer, vom Endmoränenbogen nach innen vorspringender Längswälle zu erkennen, am deutlichsten im Würm-Maximum:

(1) Im *Würm-Maximum* endigt eine Mittelmoräne terminal NW von Mellingen und bildet den Hügel Gruemet mit P.417 und P.418 im Reussknie (Fig.22). Im E-Teil des Zungenbeckens ufert eine Mittelmoräne seitlich aus und bildet das heutige Waldhügelgebiet des Hürst N Stetten mit Kuppenhöhen von 425-446m. Sowohl bei den Mittelmoränenbildungen wie bei den zugehörigen Stirn- und Seitenmoränen sind zwei Stadiale zu erkennen, bei den Mittelmoränen in Form einer Einschnürung der Längswälle, bei den Seitenmoränen als parallele Wälle. Im Gelände ist gut erkennbar, wie der kleine rechtsseitige Teilgletscher ('Lappen') im Gebiet des

Torfmooses W Vogelrüti ein selbständiges kleines Zungenbecken bildete. Die zugehörigen rechtsseitigen Ufermoränen liegen, in die Stirn- und Seitenmoränen umbiegend, am Hang S von Niederrohrdorf. Eine schmale dritte Mittelmoräne ist in dem von P.412.3 gegen Mellingen abfallenden und einem weiteren (in Fig.22 nicht verzeichneten) Wall oberhalb Mellingen zu erkennen.

(2) Im *Stetten-Schlieren-Stadium* geben sich die drei Mittelmoränen vermutlich in dem Geländesporn mit P.442.1 W von Künten, dem Buechhübel im Uferwald E der Reuss und im Hügel des ehemaligen Klosters Gnadental W der Reuss zu erkennen.

(3) Im *Bremgarten-Zürich-Stadium* sind entsprechende Strukturen im Gebiet Zufikon - Hermetschwil zu finden, am klarsten im Waldhügel Buechholderen mit P.420 und P.413 gegenüber dem Kloster Hermetschwil S der südlichen Reusschlinge bei Bremgarten, den Reusslauf bestimmend.

3.3.3. Langteil - Brandwald SW von Sins (Atlasblatt 1130 Hochdorf) Fig.23

Diese 2km lange, im Grundriss keilförmig - zweiarmige Moräne ist dem linken Talhang des Reusstals aufgesetzt, verläuft parallel zu diesem und überragt mit ihrem höchsten Teil (P.495) die Basis um 50m an ihrer rechten, um 25m an ihrer linken Flanke. Ihre beiden höchsten Erhebungen im Südteil sind von Kopp als Drumlins kartiert, und zwar als Teil einer ausgedehnten, 10km langen und bis 3km breiten Drumlinlandschaft, die von Inwil im S bis Auw und Reussegg im N reicht. Unter den insgesamt rund 100 kartierten Drumlins zeigen noch weitere typische Merkmale von Mittelmoränen-Aufschüttungen, so die Hügel im Schachenwald mit P.501 E von Abtwil und der Feldhübel P.515 E von Fenkrieden. Es scheint möglich, dass es sich nicht um echte Drumlins handelt, sondern um eine vom Gletscher überfahrene und überprägte Mittelmoränen-Landschaft. Die Hügel wären nicht aus Grundmoräne herauspräpariert worden, wie Kopp annimmt, sondern bestehen ursprünglich aus Obermoränenmaterial, das vom Gletscher überfahren und überprägt wurde. Es würde sich dann um Pseudodrumlins im Sinne unserer Definition (S.XX) handeln.

Kopp kartierte auf dem Blatt Hochdorf noch drei weitere ausgedehnte Drumlinlandschaften: eine mit rund 90 Drumlins im Seetal zwischen Eschenbach und Gelfingen, 10km lang und etwa 2,5km breit, dem rechten Talhang des Seetals aufgesetzt; eine weitere, rund 3km lang und 1km breit mit 17 Drumlins im Winental zwischen Neudorf und Beromünster, eine dritte mit 14 Drumlins im Sempachertal, 6km lang und bis 4km breit, im N auf den Boden des Sempacher Sees, im S auf Blatt Luzern übergreifend. Es ist zu vermuten, dass es sich bei allen diesen Formen primär um Aufschüttungen von Hauptmittelmoränen des Reussgletschers handelt. Hierfür spricht auch die Tatsache, dass die Drumlinfelder keine Beziehung zu Zungenbecken bzw. zum Grundrelief zeigen, sondern diesem beliebig, freilich immer in der Fliessrichtung des Gletschers, aufgesetzt sind. Das S.XX aufgeführte Zitat von Heim („...manche reihen sich hintereinander wie Stücke einer Längsmoräne.“) bezieht sich genau auf dieses Gebiet.

3.3.4. Heitersberg (Atlasblatt 1090 Wohlen) Fig.24

Ein grosses präwürmzeitliches Mittelmoränensystem des Reussgletschers findet sich zwischen Reuss- und Limmattal im Heitersberg, dessen Rücken bis auf 787m Höhe aufragt. Der ca. 5km lange und im distalen Teil ca 1km breite Komplex liegt über den höchsten Würm-Moränen. Er besteht nach Jäckli im Liegenden aus Älterem Deckenschotter, im Hangenden aus Rissmoräne, wobei Jäckli die Frage offen lässt, ob in der bis über 100m mächtigen Moräne nicht auch noch ältere Moränenteile vorhanden sind.

Der Heitersberg ist in seiner sehr steilen Ostflanke auf der ganzen Länge durch alte Rutschungen aufgerissen. Molasse ist nirgends kartiert. Eine junge, durch den Sturm 'Lothar' vom 26.Dezember 1999 verursachte Rutschung hat jedoch 300m N von Waldhof auf ca.740m Höhe Molasse aufgeschlossen. Die abgesackten Teile östlich des Längseinschnittes Egelsee - Seematten bilden zum grossen Teil schroffe, wild zerrissene Wälle und Schollen, teils aus Deckenschottern, teils aus Moräne bestehend. Der Liegendkontakt des Deckenschotters liegt nach Jäckli auf 580-620m, die Obergrenze zeigt sich am Egelsee bei 690m.

Die Gesamtmorphologie des Heitersberg lässt mit dem bei Hasenberg ansteigenden Sporn und den nach N vorgestreckten 'Fingern' die typische Form einer grossen Mittelmoränen-Aufschüttung erkennen. Die Annahme liegt nahe, dass hier schon in den frühen Kaltzeiten und erneut in der Riss-Eiszeit eine und dieselbe Mittelmoräne des Reussgletschers auf den hohen Molassegrund aufgelaufen ist und ihren Schutt verschwemmt oder unverschwemmt abgesetzt hat. Zu dieser Interpretation passt auch die Tatsache, dass die Quartärsedimente des Heitersbergs in der Fliessrichtung eine Fortsetzung finden in hochgelegenen Rissmoränen und Deckenschottern bis in die Baregg S von Baden, insgesamt einen Strang von ca.12 km Länge bildend.

Im erratischen Material findet sich neben viel Reuss-Erratikum vereinzelt auch Verrukano. Dieser muss von einem Lappen des Linthgletschers stammen, der über die Senke von Sihlbrugg (540m!) ins Reppischtal herüber gekommen ist und sich an die Flanke des Reussgletschers gelegt hat. In den Höchststadien der letzten Eiszeit ist in diesem Lappen eine Mittelmoräne zu erkennen, die schon kurz nach der Transfluenz von Sihlbrugg auf Grund gelaufen ist und an ihrem Ende nacheinander die Erhebungen Egg P.616.9 und Hinteralm P.617 bei Rifferswil, die Buckelmoränenlandschaft im Wald von Bruggen und den Hügel mit P.619.0 Milchsuppenstein (LK 1111 Albis, 683,7/230,6) geschüttet hat. Diese Hügel bilden eine Serie von klassisch geformten 'Mittelquappen', deren Sporne genau gegen die Senke von Sihlbrugg zeigen.

3.4. Linth/Rheingebiet

3.4.1. Serie: Strassberg - Höriberg - Eschenberg - Hasliberg (LK.1071 Bülach) Fig.25

Eine grosse Hauptmittelmoräne des Linthgletschers hat ihre eindrücklichen Spuren im zürcherischen Glatttal auf der Linie Glattfelden - Oberhasli in Form einer Serie markanter Moränenhügel hinterlassen. Das Nordende der Serie, dem Killwangen-Stadium entsprechend, findet sich im Strassberg NW von Hochfelden mit P.495 und P.496 sowie in den NW anschliessenden (als Riss-Schotter kartierten) Hochplateaus von Hasli und Chatzenstig um 450m Höhe.

Im nordwestlichen Vorfeld des Strassberg-Systems finden sich die ausgedehnten riss- und würmzeitlichen Schotterfelder zwischen Glatt und Zweidler Graben. In der Riss- wie in der Würm-Eiszeit wird es dieselbe mächtige Mittelmoräne gewesen sein, die den Grossteil dieses Materials herbeigeschafft hat.

S dieser Grossstruktur folgt in ihrer Achsenrichtung (ausserhalb von Fig.25) eine Reihe markanter Moränenhügel: Höriberg P.471.9, Eschenberg P.452.4, Hasliberg P.479 und P.475.1. Alle drei Hügel weisen nach der Karte von Hantke 1967 eine Molassebasis auf.

Trotzdem drängt sich die Annahme auf, dass ihre Quartäranteile nacheinander als Endaufschüttungen derselben Mittelmoräne im Killwangen-Stadium entstanden sind.

3.4.2. Serie: Heitlig - Rodlof NE von Steinmaur (LK. 1071 Bülach) Fig.26

Hier liegt eine auf ansteigenden Molassegrund \pm frontal aufgestossene Serie von Mittelmoränen aufschüttungen vor. Zwischen dem Heitlig P.532.1 und dem Rodlof P.461.3 markieren die Kuppen von Lätten P.491 und Grepp P.481.3 zwei weitere Haltelagen des Eisrandes. Hantke 1967 interpretiert die drei unteren Kuppen als Drumlins, den Rücken des Heitlig als inneres, zum Killwangen-Stadium gehörendes Wallsystem.

3.4.3. Schlüssberg - Tannsberg SW Grünigen (Atlasblatt 1112 Stäfa)

Die beiden relativ kleinen, aber markant geformten Hügel seien aus der ausgedehnten Drumlinlandschaft von Uster - Wetzikon - Dürnten exemplarisch herausgegriffen, um zu zeigen, dass auch hier manche Strukturen auf eine neue Interpretationsmöglichkeit hin überprüft werden müssen. In den Erläuterungen zu Atlasblatt Stäfa findet sich dazu die folgende interessante Stelle (S.2): „Vereinzelte Drumlins von besonderer Grösse und Höhe liegen in der Längsachse des Mönchaltorfer Tals (Tannsberg, Schleusberg). Diese erscheinen in der flachwelligen Landschaft ... als Fremdlinge.“

Im Falle der beiden Hügel drängt sich die Interpretation als Mittelmoränen morphologisch auf. Trifft dies zu, so sind wohl noch weitere Bildungen im Gebiet Uster - Wetzikon - Dürnten neu zu deuten.

3.4.4. Moränen am Südhang des Buechberges (Atlasblatt 1133 Linthebene) Fig.29

Dem Molasseriegel des Buechberges am Zürcher Obersee sind auf seiner S-Abdachung zwischen dem Tuggenerkanal im Osten, Nuolen im Westen und der Autobahn im S auf einer Fläche von 7-8 km² grosse Massen quartären Schuttes aufgesetzt. Seine sedimentologische Zusammensetzung aus verschiedenartigen Schottern, Moränen, Bändertonen, Schieferkohlen u.a. ist komplex. Welten 1988 stellte pollenanalytisch in Höhen zwischen 460 und 540m in mehreren Bohrungen holsteinzeitliche Profile fest. Daraus muss geschlossen werden, dass der grösste Teil des gewaltigen Sedimentkörpers vor-holsteinzeitlich, das heisst - nach klassischer Terminologie - mindestens mindelzeitlich sein muss.

Die glazial geprägte Landschaft ist heute durch weiträumige Kies- und Lehmausbeutungen stark verändert. Ihre Grundstruktur ist aber noch klar erkennbar. Von Mülihalden 410m steigt ein W-E-orientierten Sporn aus der Linthebene empor. Bei Egg setzt auf um 470m ein weiterer markanter Sporn an, der zu P.509 aufsteigt. Nach rückwärts streicht er ins Leere.

Am ansteigenden Molassegrund des Buechberges hat sich der Gletscher in allen Eiszeiten gestaut. Eine grosse Mittelmoräne lief dort auf Grund und deponierte ihren Schutt. Ein grosser Teil davon wurde von Schmelzwässern verschwemmt: Zwischen Eisrand und Molassehang entstand so die Schotterterrasse von Rüti zwischen Wangen und Nuolen auf einer Höhe von 470m, in einem höheren Stadium die heute weitgehend abgetragene Terrasse von Bachtellen um 550m.

Die differenzierte Kartierung zahlreicher Erratiker auf Ochsners Atlasblatt Linthebene lässt vermuten, dass es sich um die Mittelmoräne zwischen Linth- und Sernfgletscher handelt: Das erratische Material besteht fast ausschliesslich aus Verrukano, nur im östlichsten Teil ist ein Gneis kartiert.

3.5. Rhein/Thurgebiet

3.5.1. Serie: Hummenberg - Hörnlispitz - Mörgeli W von Andelfingen (Atlasblatt 1052 Andelfingen) Fig.28.

Eine Mittelmoräne des Thur/Rheingletschers, die im Schlierenstadium des Linthgletschers bei Alten endigte, schüttete den Hummenberg P.429.8 mit einer Überhöhung von 30m auf den glazialen Thurthalboden. Sie setzte sich mit ihrem linken Arm im markanten, zum Hörnlispitz P.438 führenden Wall fort; mit ihrem rechten Arm läuft sie im flacheren, zum Mörgeli führenden Walle aus. Der Hummenberg ist in seinem Südteil durch Erosion etwas angenagt,

aber sonst ist diese schöne, zweiarmige Mittel- und Endmoränenbildung noch in einem ursprünglichen Zustand.

3.5.2. Serie Berg - Kapf - Stocken S von Thayngen (Atlasblatt 1031 Diessenhofen) Fig.29

Eine Mittelmoräne des Rheingletschers hat in den ersten Rückzugsphasen nach dem Würm-Höchststadium S von Thayngen die markante Hügelserie von Berg - Kapf - Wolfenbuck - Stocken gebildet. Der Hügel Berg mit P.533 und P.528 ist eine typische, zweigipflige Mittelmoränen-Endaufschüttung von 1600m Länge, 700m grösster Breite und 70m Überhöhung. Das Waldgebiet um Kapf SW von Bietingen mit P.532.0 und P.521.6 auf deutschem Gebiet ist eine etwas kleinere, aber ebenso schöne zweigipflige Bildung mit ausgeprägtem Sporn bei Wolfenbuck P.490.5. Das Waldgebiet von Stocken SE Bietingen mit W anschliessendem Vogelbuck P.451.5 zeigt eine unregelmässigere und ziemlich flache Struktur.

3.5.3. Eschner Berg FL (Atlasblatt 1115 Säntis, Geol.Karte des Fürstentums Liechtenstein) Fig.30

Im Raume Eschen - Mauren findet sich auf liechtensteinischem Gebiet an der Südabdachung des Eschner Berges eine Moränenlandschaft von rund 4km² Fläche. Es muss sich um eine Serie von Endaufschüttungen einer auf die Kreidefelsen des Eschner Berges schief aufgelaufenen Mittelmoräne des Rheingletschers handeln. Sie markiert Oszillationen im Stadium von Koblach-Feldkirch, in welchem der Eschner Berg vom Rheingletscher zangenartig umklammert wurde, indem sein Hauptarm bis über Sennwald hinaus und ein Nebenarm bis Feldkirch reichte.

Die zwei grössten Strukturen sind die SW-NE-streichenden langgestreckten Hügel Judenbüchel und Bettlerbüchel. Mit je 800m Länge und 50-60m Überhöhung zeigen sie, wie auch viele der kleineren Bildungen, die typische Gestalt terminaler Mittelmoränen-Aufschüttungen auf ansteigendem Grund. Sie sind auf dem Atlasblatt Säntis als Rundhöcker, auf der Geologischen Karte von Liechtenstein als Drumlins kartiert.

3.5.4. Deckenschotter

Die im Thur/Rhein-Gebiet als Ältere (=Höhere) und Jüngere (=Tiefere) Deckenschotter kartierten Komplexe, die auf Grund ihrer Höhenlage der Günz- bzw. der Mindel-Eiszeit zugeordnet wurden, zeigen trotz erosionsbedingter Veränderungen in ihrer Anlage, vor allem in den oft nur unbedeutend veränderten Oberflächenformen, teilweise noch deutliche Merkmale von Mittelmoränen.

Als Beispiel auf Schweizer Gebiet sei der *Heerenberg* mit dem höchsten Punkt 637.3 N von Hüttwilen aufgeführt (Atlasblatt 1052 Andelfingen und 1053 Frauenfeld, Fig.31). Der Komplex ist 4km lang und 30-40m überhöht; seine Breite nimmt in der Fliessrichtung von 0,5km auf 1,5 km zu. Die Achsenrichtung stimmt mit der Fliessrichtung des Thur/Rheingletschers überein. Für eine Mittelmoränenbildung besonders typisch ist der E von P.637.3 ansteigende Sporn und die mit kurzen 'Fingern' abfallende Stirn im Wald von Schomet N von Nussbaumen.

Der Heerenberg ist der mittlere Teil eines 10km langen Deckenschotter-Komplexes: Distal setzt er sich fort im Stammerberg mit mehreren markanten Kulminationspunkten bis 639m Höhe, proximal im Hörnliwald mit Erhebungen bis 655m. Der ganze Komplex lässt sich interpretieren als drei Stadien einer grossen, auf hohes Molasserelief aufgefahrenen Mittelmoräne. Die Quereinschnitte zwischen den drei Teilen liegen etwa bei den Koten 580 bzw.610m, also 40-60m tiefer als die Kulminationspunkte. Es ist nicht ersichtlich, dass sie erosionsbedingt sein könnten, wie überhaupt die ganze Oberflächenmorphologie des Deckenschotterkomplexes nicht die Natur einer einstigen Ebene, vielmehr einer ursprünglichen Hügelandschaft zeigt.

Auch bei andern schweizerischen und süddeutschen Deckenschotterkomplexen (besonders deutlich beim Rauhenberg N von Gailingen, Atlasblatt 1031 Diessenhofen) spricht die Morphologie für die Annahme, dass sie und die mit ihnen vielfach verknüpften Moränen auf

Mittelmoränen zurückzuführen sind, welche lateral oder frontal auf damals schon erhöhtem Grundrelief ausmündeten und durch epiglaziäre Schmelzwässer weitgehend verschwemmt wurden. Die besonderen sedimentologischen Eigenschaften, die von den Bearbeitern (zuletzt von Graf 1993) hervorgehoben werden, stehen mit dieser Hypothese im Einklang. Die Hauptargumente für eine Neuinterpretation der 'Deckenschotter' in diesem Sinne seien hier zusammengestellt:

- Das Vorkommen in allen Höhenlagen von ca.440 bis 690m ohne klare Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Höheren und Tieferen Deckenschottern (Graf führt zusätzlich eine Kategorie 'Mittlere Deckenschotter' ein). Die Unmöglichkeit, die Deckenschotter zwei (oder mehr) klar unterscheidbaren Niveaus zuzuordnen, hat schon Penck & Brückner 1909 (S.404 f.!) stark verunsichert: Sie zogen bis vier verschiedene Horizonte in Betracht.
- Ein oft noch intaktes Oberflächenrelief, welches in der Fliessrichtung ansteigende Sporne, in derselben Richtung verlaufende Achsenlinien und nach vorn gestreckte 'Finger' aufweist.
- Die oft feststellbare, von den Bearbeitern immer wieder betonte Eisrandnähe.
- Das oft ausgeprägte Relief der Auflagerungsflächen.
- Die Existenz von Strängen in der Fliessrichtung linear hintereinander liegender Schotterkörper mit ähnlichen Geröllspektrern, die sich als Serien von Endaufschüttungen einer und derselben Mittelmoräne verstehen lassen.
- Isoliert an Hängen auftretende Komplexe, die einen nahen Eisrand belegen.
- Das oft \pm chaotische Auftreten von geschichtetem und ungeschichtetem Material jeder Korngrösse mit eingelagerten Blöcken.
- Die oft sehr wechselnde Einreglung der Gerölle innerhalb eines Komplexes.
- Die oft grossen Unterschiede im Geröllspektrum benachbarter Aufschlüsse (auch von Schlüchter 1988 erwähnt).
- Eine Mächtigkeit, welche nach Graf ca.70m erreichen kann.

Alle diese Merkmale erklären sich widerspruchsfrei durch die Mittelmoränen-Optik. Man darf sich aber als Transportagens nicht den aus einem Gletschertor austretenden Hauptabfluss vorstellen, sondern von der Gletscheroberfläche abfliessende Schmelzwässer. Und man muss akzeptieren, dass die Gletscher schon in den ersten Eiszeiten in vorgegebene Täler hineinfließen und nicht auf eine allgemein erhöhte Molassetafel.

Ernsthafte Gegenargumente sind schwer zu finden. Allfällige tektonische Bewegungen, wie sie Graf für das Gebiet der Lägern darlegt, vermögen die Mittelmoränen-Hypothese kaum zu stören. Sehr gut verträgt sich diese auch mit der von Hantke 1991 (S.208) vertretenen Auffassung, wonach die Deckenschotter nicht als Reste der altpleistozänen Landoberfläche zu betrachten sind, sondern als „in eisfrei gebliebene Gebiete geschüttete, vor dem Abtrag bewahrte Eisrandschotter.“ Hier fehlt nur die explizite Nennung von Mittelmoränen als potente Schuttlieferanten. Wenn es aber zutrifft, dass auch Deckenschotter aus Mittelmoränenmaterial geschüttet worden sind, so darf aus ihrer Höhenlage nicht auf ihr Alter geschlossen werden. Sie zeigen nur die Höhe des zugehörigen Eisrandes bzw. des Eiskammes unter der ausmündenden Mittelmoräne.

3.6. Ticinogebiet

3.6.1. Cima Pescia und Monte Arbostora SW Carona (Atlasblatt 1353 Lugano) Fig.32

Dem vom Monte San Salvatore nach Morcote ziehenden Gebirgsrücken ist im Südteil eine 2km lange und bis 2km breite Moränenstruktur mit vielen Erratikern aufgesetzt. Sie bildet die hohen Kuppen der Cima Pescia P.835.4 und des Monte Arbostora P.822.3. Nach Lage und Form handelt es sich um eine auf dem Nunatak endigende Mittelmoräne. Ihre Achsenrichtung streicht rückwärts S von Carona ins Leere in Richtung zum NE-Arm des Luganer Sees. Dies

lässt auf eine Mittelmoräne im Ceresio-Arm des Addagletschers schliessen. Über die Art des erratischen Materials gibt das Atlasblatt keine Informationen.

3.6.2. Collina d'Oro S Montagnola (Atlasblatt 1353 Lugano) Fig.33

Auf der Collina d'Oro liegt zwischen Montagnola und Agra ein 3km langer und 500m breiter, von N nach S ansteigender Moränenwall mit P.534 und P.654.8 M.Croce bei Agra. Felsuntergrund ist bei Agra bis 600m, in der W-Flanke bis über 620m hinauf kartiert. N von Massagno lässt sich die Moränenachse nach rückwärts weiterverfolgen in einem Richtung Val Colla ins Leere streichenden Wall mit P.439 und P.442. Die Serie ist vermutlich von einer Mittelmoräne des aus dem Val Colla kommenden Gletschers auf eine Nunatak-Felslandschaft aufgesetzt worden.

3.6.3. Moränen am N-Hang der Magadino-Ebene (Atlasblatt 1313 Bellinzona) Fig.34a-c

Würmmoränen des Hauptgletschers aus dem Tal des Ticino finden sich auf Schweizerboden nur spärlich. Als frühen Würmstadien zugehörend sind wohl drei Strukturen am Nordhang der Magadinoebene zu betrachten, die auf ausufernde Mittelmoränen zurückgeführt werden können:

Mornera 3km N von von Sementina mit P.1396.8: Eine 600m lange und ebenso breite, stark koupierte Hangterrassenstruktur.

Monti di Ditto 3km NE von Tenero mit P.854: Eine 500m lange und 300m breite Hangterrasse.

Mattarone 1,5km NE von Gordola mit P.1182: Ein dem Hang aufgesetzter Hügel von 500m Länge, 300m Breite und ca.60m Überhöhung.

3.7. Inngebiet

Zernez-Susch (Atlasblatt 1218 Zernez) Fig.34d

Im Engadin gibt sich eine Mittelmoräne aus einem spätglazialen Stadium bei Crastatscha Sura zwischen Susch und Zernez sowie am Nordhang der Fortezza bei Susch zu erkennen. Es sind kleine, aber sehr typische Strukturen. Während die Mittelmoräne bei Susch auf den Felsriegel der Fortezza aufgestossen ist, liegt sie bei Crastatscha Sura frei im Talboden. Es handelt sich wohl um die Mittelmoräne des Spölgletschers: Der Inn-gletscher dürfte in jenem Stadium schon weiter oben im Engadin, bei Cinuos-chel, geendigt haben.

4. Beispiele von Mittelmoränenbildungen ausserhalb der Schweiz

4.1. Süddeutschland

4.1.1. Büsingen (LK 1032 Diessenhofen)

N von Büsingen findet sich eine Serie typisch geformter Endaufschüttungen einer würmzeitlichen Mittelmoräne des Rheingletschers in den W-E-streichenden Hügeln und Spornen von *Schaffhauser Wald - Hippbühl - Michaelskirche* und, weiter nördlich, von *Holdern - Altigel*.

4.1.2. Bodanrücken (LK 1033 Steckborn, 1034 Kreuzlingen)

Eine grosse würmzeitliche Mittelmoränenlandschaft des Rheingletschers aus dem Stadium von Singen - Stein am Rhein ist vermutlich der Bodanrücken zwischen Untersee und Überlingersee. Der Mittelmoränenkomplex setzt bei Petershausen E von Konstanz auf dem Seegrund an, erstreckt sich über etwa 15km und verbreitert sich gegen Radolfzell auf rund 5km Breite. Dutzende von 'Hummocks' mit Kuppenhöhen von 450-530m liegen dort gleich einem nach NW schwimmenden Schwarm von Kaulquappen. Manche von ihnen weisen typische Merkmale von Mittelmoränen-Bildungen auf, so z.B. der Schwarzenberg P.414.8 (Koord.727,7/286,8) oder der Homberg P.529.0 (726.6/287.1).

4.1.3. Friedrichshafen - Meersburg (LK 1034 Kreuzlingen, 1035 Friedrichshafen, 1055 Romanshorn)

Ein Mittelmoränen-Hauptstrang des Konstanzer Stadiums gibt sich vermutlich N des Bodensees im Gebiet NW von Friedrichshafen sowie im Gebiet von Immenstaad bis Meersburg und darüber hinaus, die nördliche Begrenzung des Bodensees bildend, zu erkennen. Die meisten Kuppenhöhen liegen zwischen 450 und 500m. Im Gebiet NW von Friedrichshafen streichen sie S-N, im Gebiet von Immenstaad - Meersburg SE-NW. Am Hang des Seegrundes zwischen Friedrichshafen und Immenstaad lassen sich auf dem Kartenbild mehrere rückwärtige Ansatzstellen dieses Mittelmoränenkomplexes erkennen.

4.1.4. Reichenau (Geol.Karte des Landkreises Konstanz, LK 1033 Steckborn) Fig.35

Die Insel Reichenau wurde von Erb et al. 1967 kartiert als würmzeitliche „eisrandnah abgelagerte Schotter, mit Moränenmaterial wechselnd oder davon bedeckt“, die beiden höchsten, rund 40m überhöhten Erhebungen Hochwart P.439 und Vögelsberg als Drumlins in Grundmoräne. Die Morphologie der Insel zeigt alle Merkmale einer grossen Mittelmoränen-Endaufschüttung: In Fliessrichtung ansteigende ‘Sporne’, zwei Kulminationspunkte, eine (doppelt) konkave Stirnseite mit in Fliessrichtung vorgestreckten ‘Fingern’. Auch der genannte sedimentologische Inhalt ist als Mittelmoränenbildung plausibel. Die Morphologie lässt vermuten, dass es sich um zwei vereinte Mittelmoränen handelt. Die südliche findet ihre distale Fortsetzung bei Horn - Egg, die nördliche in Mettnau - Radolfzell und dem von dort gegen den Böhlinger See aufsteigenden Geländewulst.

4.1.5. Lindau (LK 1056 Lindau, Geol.Karte der Republik Österreich: Blatt 82 Bregenz)

Die Moräneninsel Lindau ist als Endaufschüttung einer Mittelmoräne des Rheingletschers zu verstehen. Sie setzt sich nach Schwerd (in Herrmann & Schwerd 1983, S.14) nach W in den Untiefen des Sees S von Bad Schachen (P. 393, 384 und 394, ‘Schachener Berg’) fort, nach E vermutlich im Moränenhügel von knapp 400m Höhe N des Güterbahnhofes von Reutin. Es handelt sich demnach um eine ausgedehnte zweiarmige Mittelmoränenstruktur. Nach rückwärts lässt sie sich, wie Schwerd ebenfalls feststellt, auf dem Höhenrücken am Grunde des Bodensees zwischen Lindau und Mehrerau W von Bregenz weiterverfolgen.

Auch im ausgedehnten Drumlinfeld N von Lindau zeigen manche Hügel Merkmale, die sie als Mittelmoränen verdächtig machen, so der Hügel mit P.522 W Oberreitnau und der Rengolsberg P.494 N von Schönau. Schwerd (S.15f.) spricht von ‘Zwillingen mit verschmolzenem Proximalteil und divergierenden Distalanteilen’, bei andern Formen von ‘Drumlinoiden’, beides im Sinne von Ebers (1926-1977). Die Annahme liegt nahe, dass es sich um Strukturen handelt, für die auf S.XX die Bezeichnung ‘Pseudodrumlins’ vorgeschlagen wurde.

4.1.6. Bemerkung zu den Drumlinfeldern der östlichen Alpengletscher

Bei den von Penck & Brückner 1909 (S.177f.,397) dargestellten grossen Drumlinfeldern des Rheingletschers und der östlichen Alpengletscher (Amper, Inn, Salzach) fällt auf, dass sich die Drumlins niemals im Zungengebiet der Würm-Maximalstadien und schon gar nicht in demjenigen von Riss-Stadien befinden, sondern allesamt weit innerhalb der als Jung-Endmoränen bezeichneten Kränze, das heisst im Gebiet spätwürmzeitlicher Abschmelzstadien, was übrigens auch für die Zungengebiete von Reuss- und Linthgletscher zutrifft. Dies könnte seinen Grund darin haben, dass die fraglichen Gletscher zur Zeit der Riss und Würm-Höchststadien keine Mittelmoränen besaßen, da ihr ganzes Einzugsgebiet unter Firn begraben war. In den Abschmelzstadien aber führten ohne Zweifel auch die östlichen Alpengletscher zahlreiche Mittelmoränen. Sie könnten den Schutt für viele der bisher als Drumlins interpretierten Hügel herbeigebracht haben. Es würde sich dann auch in diesen Fällen um ‘Hummocks’ oder ‘Pseudodrumlins’ im Sinne der auf S. XX gegebenen Definition handeln.

4.2. Fürstentum Liechtensein

An der Südabdachung des mesozoischen Eschner Berges findet sich eine Serie halbfrontal aufgelaufener Mittelmoränen des Rheingletschers. Die zwei grössten bilden die SW-NE-

streichenden Hügel Judenbüchel und Bettlerbüchel. Sie sind auf dem Atlasblatt 1115 Säntis (Eugster et al.1982) als Rundhöcker, bei Allemann (1985) als Drumlins kartiert.

4.3. Gebiet von Ivrea (Fig.36)

Im Tal der Dora Baltea befinden sich im Gebiet von Ivrea die mächtigsten Moränen der Alpen. Die allergrösste von ihnen, die linke Seitenmoräne 'La Serra', erreicht eine Überhöhung von über 400m. Es ist naheliegend, dass in diesem Gebiet auch die bedeutendsten Mittelmoränen auftreten, gleichgültig, in welcher Eiszeit oder in wievielen Eiszeiten sie gebildet wurden. Das Gesamtbild des gewaltigen Moränenzirkus von Ivrea zeigt denn auch mehrere nach innen vorspringende Mittelmoränensporne. Der mächtigste trägt das Castello Masimo bei P.430 S von Caravino und muss dem Stadium der höchsten Stirn- und Seitenmoränen zugeordnet werden. Er endet mit einer tieferen Stufe bei Tina. Ein flacherer, 300m nicht überschreitender Mittelmoränenstrang zieht sich von Albiano nach Azeglio. Er setzt sich fort in einem Waldhügel an der SW-Ecke des Lago di Viverone und in dem Wall am S-Ufer dieses Sees. Zwischen diesen beiden Strängen liegt ein dritter, der von P.338 über P.450 parallel zu den beiden andern nach NW streicht.

Penck & Brückner 1909 (S.762f.) machten dazu die folgende interessante Feststellung:

: „Zwischen diesen Zungen springen Moränenwälle spitz gegen die Mitte des Amphitheaters hinein, ohne hierzu durch Erhebungen älteren Gesteins genötigt zu sein. Dies weist darauf, dass die Zerlappung des Gletscherendes hier nicht wie sonst in der Regel eingetreten ist, weil es sich an äusseren Hindernissen spaltete, sondern durch die Schutführung des Gletschers verursacht wurde; die einspringenden Spitzen der Endmoräne entsprechen Innenmoränen, welche schuttarme Gletscheräste trennten.“ - „In die weite Auffüllungsebene springen von Südosten her *wie Mittelmoränen* die aneinander gescharten Flanken der Stirn- und Seitenmoränenbögen hinein.“

Es ist dies eine der ganz wenigen Stellen, wo bei Penck & Brückner der Begriff 'Mittelmoräne' vorkommt. Aber eine klare Interpretation als Mittelmoräne wird merkwürdigerweise auch hier, wo es sich geradezu aufdrängt, nicht in Betracht gezogen. Der Ersatzbegriff lautet 'Innenmoräne', wie er dann z.B. auch von Beck 1928 für die Mittelmoränen bei Spiez verwendet wurde (vgl.S.XX). Zienert 1973, der dem Gebiet erstmals seit Penck & Brückner eine gründliche chronostratigraphische Studie gewidmet hat und mindestens 28 verschiedene Eishalte feststellt, zieht keine Mittelmoränen in Betracht. Er spricht bezüglich der offenkundigen Dreiteilung des Eissystems nicht von Teilgletschern, sondern von Abschnitten oder Lobi (S.142): „Der Gletscher teilte sich dabei zumindest in der letzten Eiszeit randlich in drei Abschnitte: den Viverone-Lobus im E, den Zwischen-Lobus und den Hauptlobus im S bis W.“

Da sich der Talgletscher der Dora Baltea aus zahlreichen Teilgletschern aus den höchsten Regionen der Alpen zusammensetzte, kann mit Sicherheit geschlossen werden, dass er zahlreiche und mächtige Mittelmoränen führte. Die Serra ist mit grosser Wahrscheinlichkeit keine primäre, sondern eine sekundäre Seitenmoräne, welche bei Andrate N von Ivrea auf 850m als ausufernde Mittelmoräne ansetzt. Auch in den Moränenkomplexen westlich der Dora Baltea weisen einige Erhebungen die klaren Formen ausufernder Mittelmoränen auf, so die Erhebung E des Lago di Candia S von Vische, der Hügel P. 498 N von Cuceglio, die Ripa Vercelli Pt.736 und die Costa di Canapre N davon.

Eine analoge Situation wie bei Ivrea liegt in den anderen Eisrandgebieten des Alpensüdfusses vor, am klarsten und spektakulärsten am S-Ufer des Gardasees: Der dortige gewaltige Endmoränenzirkus zeigt einen ganzen Fächer grosser und kleiner, nach innen vorspringender Mittelmoränensporne.

4.4. Mittelmoränen skandinavischer Gletscher in Dänemark?

In den späten Abschmelzstadien der Würm- und auch früherer Eiszeiten, als die Gebirge Jotunheimens als Nunatakker aus dem Eis auftauchten und Oberflächenschutt lieferten, könnten Mittelmoränen aus Norwegen mit einem mittleren Gefälle von ca. 3 Promille bis in den dänischen Raum gelangt sein. Die Insel Langeland zeigt mit ihrer Lage und Gestalt sowie

mit den zahlreichen Nord-Süd-orientierten, bis über 40m hohen Hügeln aus quartären Ablagerungen den Charakter einer Mittelmoränenlandschaft. Die markanten Erhebungen wurden von den dänischen Geologen als ‚hatformede bakker‘ (hutförmige Hügel) bezeichnet. Sie wurden als eisrandnahe Ablagerungen erkannt, ihre Entstehungsweise ist aber nicht geklärt. Die nördliche Verlängerung der Insel zeigt genau auf den 24m hohen Inselhügel Sprogö im Grossen Belt und weiter auf das Kattegat und den Oslofjord. Es könnte sich um eine Mittelmoräne des Gletschers aus dem Oslofjord handeln. In analoger Weise besteht auf der Insel Aerö mit bis 68m hohen Moränenhügeln der Verdacht einer Mittelmoräne auf dem Gletscherarm aus dem Kleinen Belt.

5. Landschaftsmorphologische Konsequenzen : Zusammenfassende Übersicht

Mittelmoränen, ein Hauptcharakteristikum alpiner Gletscher, spielten bei der Entstehung der Quartärlandschaften im schweizerischen Alpenvorland und in den Alpentälern eine weit grössere Rolle, als bisher angenommen wurde: Mittelmoränen haben bei ihrer ‚Mündung‘, d.h.dort, wo sie den Eisrand erreichten, ihren Schutt deponiert und charakteristische Landschaftsformen gebildet. Ein \pm grosser Teil ihres Schuttes wurde durch Schmelzwässer verschwemmt. Daraus entstanden Schotterkörper in Eisrandnähe sowie die mannigfaltigsten Gemenge von Moräne und Schotter. Das Mittelmoränenmaterial der würmzeitlichen Vorstossphasen scheint heute zum grossen Teil als ‚Vorstossschotter‘ vorzuliegen, das der Rückzugsphasen als ‚Hummocky Moraines‘.

Zieht man den Schutttransport durch Mittelmoränen ernsthaft in Betracht, so ergeben sich für zahlreiche quartäre Geländeformen, von kleinsten Bildungen bis zu ausgedehnten Landschaften, wie auch für die Sedimentdiagnose neue Interpretationen.

1. Bisher schwer verständliche Längswälle am Zungenende eiszeitlicher Gletscher erhalten eine plausible Interpretation als Mittelmoränen-Endaufschüttungen.
2. Kurze Lateralwälle werden als ausufernde Mittelmoränen verständlich.
3. Längere Lateralwälle, die an einem bestimmten Punkt ansetzen und dort nach rückwärts ins Leere streichen, erweisen sich als sekundäre, aus ausufernden Mittelmoränen entstandene Seitenmoränen. Ihr Ansatzpunkt ist die laterale Mündungsstelle der Mittelmoräne.
4. Die zahlreichen in der Schweiz bisher als Drumlins kartierten Moränenhügel können in Anlehnung an die angelsächsische Nomenklatur in drei Kategorien unterteilt werden:
 - Echte Drumlins: Hügel aus primär subglaziärem Material,
 - ‚Hummocks‘ (deutsch: ‚Buckelmoränen‘): Hügel aus Obermoränenmaterial,
 - ‚Pseudodrumlins‘: Hummocks, welche nachträglich vom Eis überfahren und \pm umgeformt (‚überprägt‘) wurden.

‚Hummocks‘ und ‚Pseudodrumlins‘ sind in unseren Glaziallandschaften sehr häufig, echte Drumlins eher die Ausnahme.

5. In Fliessrichtung \pm linear hintereinander liegende Reihen von Moränenhügeln werden als Serien, d.h. als Aufschüttungen einer und derselben Mittelmoräne in aufeinanderfolgenden Stadien verständlich.

6. Viele ausgedehnte Moränengebiete, die bisher als Drumlinlandschaften aufgefasst wurden, sind neu als Aufschüttungen komplexer Mittelmoränensysteme, welche die ganze Zungenbreite des Gletschers bedecken konnten, zu interpretieren. Sie können alle drei unter 4. aufgeführten Geländetypen enthalten.

7. Schotter beliebiger Eiszeiten, mit oder ohne Moränenbedeckung, sind vorwiegend im Mündungsbereich von Mittelmoränen entstanden: Diese waren die Fliessbänder, welche das Material für die fluvioglaziale Schotterbildung heranzuführten. Auch Hochterrassen- und Deckenschotter werden plausibel als Bildungen von Mittelmoränen, die auf Nunataks oder auf ansteigendem Gelände mündeten und deren Schutt durch hochgelegene Schmelzwässer

verschwemmt wurde. Aus ihrer Höhenlage kann nicht auf ihr Alter, nur auf die Höhe der zugehörigen Eisoberfläche geschlossen werden.

8. Manche bisher schwer verständliche komplexe Sedimentationsverhältnisse und tektonische Verformungen in eiszeitlichen Aufschlüssen erhalten durch die Berücksichtigung der besonderen Sedimentations- und Druckbedingungen im Mündungsbereich von Mittelmoränen einen weiteren Interpretationsspielraum.

9. Mittelmoränen könnten auch eine florensgeschichtliche Rolle gespielt haben, indem sie in den Vorstossphasen der Kaltzeiten eine passive Abwanderung alpiner Pflanzen ins eisfreie Tiefland ermöglichten.

Aufgrund dieser glazial-morphologischen Feststellungen ergeben sich für Terminologie, Kartographie und weitere Forschung die folgenden *Postulate*:

1. Mittelmoränen-Endaufschüttungen sollten als besondere Kategorie in den Katalog der Typen glazialmorphologischer Bildungen aufgenommen werden. Als Bezeichnung steht in der Literatur bisher neben 'Hummock' nur der Begriff 'Ablationsmoräne' zur Verfügung. Es drängt sich auf, einen prägnanteren Begriff zu schaffen. Wegen der Ähnlichkeit der einfachen Grundform mit einer Kaulquappe wurde der Ausdruck 'Moränenquappe' oder 'Mittelquappe' vorgeschlagen (*englisch: Tadpole-Moraine, französisch: moraine têtard*), eine Bezeichnung, die auch zu dem oft schwarmweisen Auftreten passen würde.

2. Zwischen 'Gletscherlappen' ('Lobi') und 'Teilgletschern' sollte klar unterschieden werden, haben sie doch eine gegensätzliche Genese: Lappen entstehen im Zungengebiet durch *Eisteilung*, bewirkt durch ein im Untergrund vorgegebenes Relief. Teilgletscher (Parentalgletscher von Mittelmoränen) sind aus verschiedenen Ursprungsgebieten stammende Eisflüsse, die sich zu einem Gletscherkomplex *vereinigt* haben, die aber ihre Individualität unabhängig von einer allfälligen Lobusbildung behalten.

3. Für die Kennzeichnung von Mittelmoränen-Bildungen auf den Blättern des Geologischen Atlas der Schweiz sollte eine besondere Signatur eingeführt werden. Mit der Signatur für Drumlin ist sparsam umzugehen.

4. Die Mittelmoränen-Optik ist durch Geröllanalysen zu überprüfen. In einzelnen Fällen könnte es gelingen, die Parentalgletscher der in Frage kommenden Mittelmoränen zu ermitteln.

Literatur

- Agassiz, L. 1840: Etudes sur les glaciers. Neuchâtel. Reprinted for Dawson of Pall Mall 1966.
- Amberger, G. 1976: Origine et géologie. - In: Amberger, G. et al: Le Léman, un lac à découvrir. Fribourg.
- Aubert, D. 1980: Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. Bull. Murithienne 97, 101-169.
- Baltzer, A. 1896: Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz 30. 169 S.
- Beck, H. 1957: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Mitt. Naturf. Ges. Solothurn 18, 6-77.
- 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.
- Benn, D.I & Evans D.J.A. 1998: *Glaciers and Glaciation*. 734 p. Arnold London, New York, Sydney, Auckland.
- Bennett, M.R. & Glasser, N.F. 1996: *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. Wiley & Sons, New York.
- Burri, M. 1974: Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol.Helv.*67,1, 135-153.
- Ehlers, J. 1994: *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Enke, Stuttgart.358 S.
- Eyles, N. & Rogerson, R.J. (1978): A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *J.of Glaciology* 20, 99-113.
- Graf, H.R. 1993: *Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz*. Diss. ETH Nr.10205.
- Häfeli, Ch. 1966: Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet. *Eclogae geol. Helv.*59/2, 563-696.
- Hantke, R. 1978, 1980, 1983: *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. Bd.1, 2, 3. Ott, Thun.
- 1987: *Die Alpen im Eiszeitalter*. *Mitt.Naturf.Ges.Luzern* 29, 77-98.
- 1991: *Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. 312 S. Ott Verlag, Thun.
- 2000: *Mittelmoränen in der östlichen Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen*. In Vorbereitung.
- Heim, A. 1885: *Handbuch der Gletscherkunde*. Engelhorn, Stuttgart.
- 1919: *Geologie der Schweiz*, Bd.1. Leipzig.
- Klebensberg, R.v. 1948: *Handbuch der Gletscherkunde und Glaziologie*. Wien.
- Krayss, E. 1989: Modelle zu hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhone-/Aaregletschers. *Mitt.Naturf.Ges. Bern N.F.*46, 109-118.
- Menzies, J. 1996: *Glacial Environments. Vol.2: Past Glacial Environments. Sediments, forms and techniques*. Butterworth & Heinemann
- Penck, A., & Brückner, E.1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- Rutsch, R. 1928: *Geologie des Belpbergs*. *Mitt.Naturf.Ges.Bern* 1927, S.1-196.
- 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.
- 1980: Die fazielle Gliederung der Sedimente eines Ufermoränenkomplexes, Form und Inhalt. *Verh.naturwiss.Ver.Hamburg (NF)*23, 101-117.
- 1988: Exkursion vom 11.Oktober 1987 der Schweiz.Geol.Gesellschaft im Rahmen der SNG-Jahrestagung in Luzern: Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein - unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. *Eclogae geol. Helv.*81, 249-258.
- Schreiner, A. 1992: *Einführung in die Quartärgeologie*.Schweizerbart,Stuttgart. 257S.
- 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.
- 1997: *Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland*. *Mitt.Naturf.Ges.Bern N.F.*54,91-137.

- 1999: Wie das Worbental eisfrei wurde. Mitt.Naturf.Ges. Bern N.F.56,47-75.
- Welten, M. 1988: Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beitr. Geol.Karte Schweiz, N.F.162. Landeshydrologie und -geologie & Schweiz.Geol.Komm.
- Wilmer, F. 1904: Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers. Mitt.Naturf.Ges.Bern
- Winistorfer, J. 1977: Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. Bull. Murithienne 94, 3-65.
- Zienert, A. 1973: Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea). Heidelberger geogr.Arb.38
- Zimmermann, H.W. 1961: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. Mitt.Naturf.Ges.Solothurn 21, 1-146.

Geologische Karten und Erläuterungen

- Alleman, F. 1985: Geol.Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25 000. Regierung des FL.
- Bächli, R. et al. 1974: Bellinzona (LK 1313). Geol.Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 66. Mit Erläuterungen von A.Spicher und E.Wenk 1981. Schweiz.Geol.Komm.
- Bearth, P. 1953: Zermatt (LK 1348). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 29. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Bearth, P. 1972: Simplon (LK 1309). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 61. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Beck, P.& Gerber, E. 1925: Geol.Spez.karte Nr.96 Thun - Stockhorn 1 : 25 000. Geol. Komm. SNG.
- Beck, P. & Rutsch, R. 1949: Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg (SA 336-339), Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 21. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Bernoulli, D. et al.1976: Lugano (LK 1353). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 69. Schweiz.Geol.Komm.
- Boesch, H. et al. 1953: Zernez (LK 1218). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 20. Schweiz.Geol.Komm.
- Burri, M. et al. 1983: Sembrancher (CN 1325). Atlas géol. Suisse 1 : 25000, Feuille 77, avec Notice explicative. Comm.Géol.Suisse
- Burri, M. et al. 1993: Orsières (CN 1345). Atlas géol. Suisse 1 : 25000, Feuille 91, avec Notice explicative. Comm.Géol.Suisse.
- Burri, M. et al. 1994: Brig (LK 1289). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 93. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Carta geologica d'Italia 1 : 100 000, Foglio 42 Ivrea (ristampa 1959), 43 Biella (II edizione 1966), 56 Torino (II edizione 1969), 57 Vercelli (II edizione 1969).
- Custer, W. 1935: Mont-la-ville - La Sarraz - Montricher - Cossonay (AS 300-303). Feuille 5 Atlas géol. Suisse 1:25 000, avec Notice explicative révisée par D.Aubert. Comm.Géol. Suisse.
- Erb, L. et al. 1967: Geol. Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. Mit Erläuterungen von A.Schreiner 1970. Geologisches Landesamt in Baden-Württemberg.
- Eugster, H. et al. 1982: Säntis (LK 1115). Blatt 78 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen von H.-P.Funk et al.2000. Schweiz.Geol.Komm.
- Falconnier, A. 1950: Les Plats - Marchairuz - La Cure - Gimel (AS 430-433). Feuille 25 'Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm.Géol.Suisse.
- Frei, E. et al. 1974: Neuchâtel (CN 1164). Feuille 67 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative par J.Meia & F.Becker 1976. Comm.Géol. Suisse.
- Geiger, E. 1943: Frauenfeld (LK 1053). Blatt 16 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.

- Gerber, E. 1927: Geologische Karte von Bern und Umgebung 1 : 25 000. Kümmerli & Frey, Bern.
- Gerber, M.E. & Wanner, J. 1984: Langenthal (LK 1128). Blatt 79 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Hantke, R. 1967: Geol. Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1 : 50 000. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich.
- Herrmann, P. & Schwerd, P. 1982: Bregenz. Blatt 82 der Geol.Karte der Republik Österreich 1 : 25000. Mit Erläuterungen 1983.
- Hofmann, F. 1967: Andelfingen. (LK 1052). Blatt 52 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Hübscher, J. 1961: Diessenhofen (LK 1032).Blatt 38 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen von F.Hofmann & R.Hantke 1964. Schweiz.Geol.Komm
- Hügi, Th. et al 1985: Lötschental (LK 1268). Blatt 82 Geol Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Jäckli., H. 1966: Wohlen (LK 1090). Blatt 50 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Jayet, A. 1964: Coppet (CN 1281). Feuille 46 Atlas géol. Suisse 1 : 25 000, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.
- Kopp, J. 1945 : Hochdorf (LK 1130). Blatt 18 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Ledermann, H. 1977: Solothurn (LK 1127), Blatt 72 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen 1978. Schweiz.Geol.Komm.
- Lombard, A.1965: Genève (CN 1301). Feuille 48 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm.Géol. Suisse.
- NAGRA und Schweiz. Geol .Komm. 1984: Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1 : 100 000.
- Ochsner, A. 1969: Linthebene (LK 1133). Blatt 53 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen 1975. Schweiz.Geol.Komm.
- Paréjas, E. 1938: Chancy (AS 449, 449bis, 450, 450bis), feuille 12 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm.Géol.Suisse.
- Reinhard, M. et al.1964: Tesserete (LK 1333). Blatt 39 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Schär, U. et al 1971: Bieler See (LK 1145), Blatt 60 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz.Geol.Komm.
- Steck, A. & Zbinden P. : Geol. Karte der Aletschregion 1 : 50 000. Beilage zu Steck., A. 1983: Geologie der Aletschregion. Bull. Murithienne 101.
- Weidmann, M. et al. 1995: Romont (CN 1204). Feuille 99 Atlas géol. Suisse 1 : 25 000. Avec Notice explicative 1996. Comm.Géol.Suisse.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung - Abstract	1
1.Einleitung	2
1.1. Allgemeines über Mittelmoränen	2
1.2. Mittelmoränen in der bisherigen Quartärliteratur	4
2. Typische Form und Variabilität von Mittelmoränenbildungen	8
2.1. Grundgestalt	8
2.2. Variabilität von Mittelmoränen-Endaufschüttungen	9
2.3. Serien von Mittelmoränen-Endaufschüttungen	10
2.4. Mittelmoränenlandschaften	11
2.5. Zum Begriff des Drumlin	12
2.5.1. Anknüpfung bei Heim	12
2.5.2. Blick in die neuere Literatur	13

2.5.3. Anwendung auf schweizerische Verhältnisse	13
2.6. Arbeitsmethode	14
3. Beispiele von Mittelmoränenbildungen in der Schweiz	15
3.1. Rhonegebiet	16
3.1.1. 'Kleine Eiszeit'	16
3.1.1.1. Grosser Aletschgletscher	16
3.1.1.2. Zmuttgletscher bei Zermatt	16
3.1.2. Spätglaziale Stadien im Alpeninnern	17
3.1.2.1. Grosser Aletschgletscher	17
3.1.2.2. Glacier de Saleina	18
3.1.2.3. Weitere Beispiele von spätglazialen Stadien im Wallis	19
3.1.3. Würm-Stadien am Alpenrand und im Mittelland	20
3.1.3.1. Mittelmoränen-Grosslandschaften im nördlichen Mittelland	20
3.1.3.2. Serien von kleineren Aufschüttungen im Mittelland	23
3.1.3.3. Moränenwälle am Jura	23
3.1.3.4. Mittelmoränen-Landschaften im Gebiet von Genf	24
3.1.4. Ältere Eiszeiten	28
3.1.4.1. Riss-Moränenlandschaften im Raume Langenthal - Rothrist	28
3.1.4.2. Riss-Moränenlandschaften im Raume Olten - Aarau	29
3.1.4.3. Riss-Moränenlandschaften im Raume Brugg	30
3.2. Aaregebiet	31
3.2.1. Mittelmoränen im Raume Bern	31
3.2.3.1. Serie Gurten bei Bern	31
3.2.3.2. Serie auf dem Belpberg	31
3.2.2. Mittelmoränenstränge im oberen Aaretal	31
3.2.2.1. Strang Thungschneit - Oberwichtrach	31
3.2.2.2. Strang Uttigen-Jaberg-Thalgut	32
3.2.3. Moränenlandschaft im Raum Spiez - Thun - Seftigen	33
3.2.3.1. Niveau Spiez - Strättligen - Gurzelen	34
3.2.3.2. Niveau Zwieselberg - Riedhubel	34
3.3. Reussgebiet	36
3.3.1. Serie Wellbrig - Hübeli bei Schötz	36
3.3.2. Reusstal im Raume Mellingen - Bremgarten	36
3.3.3. Langteil - Brandwald SW Sins	37
3.3.4. Heitersberg	38
3.4. Linth/Rheingebiet	40
3.4.1. Serie Strassberg - Hörberg - Eschenberg - Hasliberg	40
3.4.2. Serie Heitlig - Rodlof - NE Steinmaur	41
3.4.3. Schlüssberg - Tannsberg SW Grüningen	41
3.4.4. Moränen am Südhang des Buechberges	41
3.5. Rhein/Thurgebiet	42
3.5.1. Serie Hummenberg - Hörnlispitz - Mörgeli W Andelfingen	42
3.5.2. Serie Berg - Kapf - Stocken S Thayngen	43
3.5.3. Eschner Berg FL	43
3.5.4. Deckenschotter	44
3.6. Ticinogebiet	46
3.6.1. Cima Pescia und Monte Arbostora SW Carona	46
3.6.2. Collina d'Oro S Montagnola	47
3.6.3. Moränen am Nordhang der Magadinoebene	47
3.7. Inngebiet: Zernez - Susch	47
4. Beispiele von Mittelmoränenbildungen ausserhalb der Schweiz	48
4.1. Süddeutschland	48
4.1.1. Büsingen	48
4.1.2. Bodanrücken	48
4.1.3. Friedrichshafen - Meersburg	48
4.1.4. Reichenau	49
4.1.5. Lindau	49
4.1.6. Bemerkung zu den Drumlinfeldern der östlichen Alpengletscher	50
4.2. Gebiet von Ivrea	50
5. Landschaftsmorphologische Konsequenzen: Zusammenfassende Übersicht	52
Literatur	55

Dank

Der Verfasser dankt Herrn Dr. Werner Flück von der Landeshydrologie und -geologie des Bundesamtes für Umwelt, Wald und Landschaft für die stets zuvorkommende Beratung und Hilfe bei der Suche nach den passenden geologischen Karten.