

Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich

1. Teil: Gebiet des Linthgletschers in der Zürichsee-Talung und im Knonauer Amt

Gerhart Wagner, Stettlen

Zusammenfassung

In den Eiszeiten vereinigten sich die meisten ursprünglichen Seitenmoränen der Alpengletscher zu Mittelmoränen. Diese wurden zu den bedeutendsten Zubringern des heute im Alpenvorland liegenden alpinen Schuttetes. Aus ihm entstanden die meisten heutigen, aus quartärem Material bestehenden Wälle und Hügel. Aus Mittelmoränenschutt entstanden zudem glaziofluviale Schotter auf allen vom Eis erreichten Höhen. Daraus ergibt sich, dass die Höhenlage von Schottern kein Kriterium für ihr Alter sein kann.

Der durch die Zürichsee-Talung fliessende Hauptarm des Linthgletschers führte auf seiner linken Seite einen besonders breiten Mittelmoränenstrang. Dieser schüttete im Würm-Höchststand den Lockergesteinskamm Hirzel – Zimmerberg. In einem tieferen Stadium lag er auf dem ins Knonauer Amt transfluierenden Arm und schüttete die dortige Moränenlandschaft. Im Zürich-Stadium wurde er zur mächtigen sekundären Seitenmoräne, welche die vielen Wälle an den Hängen zwischen Sihltal und Zürichsee schüttete.

Mehrere kleine Mittelmoränen auf dem Zürichsee-Gletscher schütteten am Ende oder am Rande der Gletscherzunge die quartären Hügel im Bereich der Stadt Zürich, längs des rechten Talhanges und auf dem Seegrund.

In den früheren Eiszeiten existierten dieselben Mittelmoränen-Individuen. Der Hirzel-Mittelmoränenstrang schüttete in einer oder zwei der früheren Kaltzeiten die hochgelegenen älteren Schotter zwischen Albishorn und Uetliberg.

Pleistocene medial moraines in the canton of Zurich

Part 1: Valley of Zurich and Knonauer Amt

During Pleistocene glaciations, most of primary lateral moraines of the Alpine Glaciers joined to medial moraines. Those became the most important feeder lines for alpine debris and built up many prealpine Quaternary walls and hills. Gravels near the glacier margins were also formed from medial moraines detritus at any location that ever was covered by ice. Therefore, the elevation of gravels above sea level cannot serve as indicator for their age.

The main stream of the Linth-glacier in the valley of the Lake of Zurich carried on his left side a large track of a composite medial moraine which built up during the maximum stage of Würm-glaciation the high Quaternary wall of Hirzel – Zimmerberg. During later stages, the same track formed the morainic landscape in the Knonauer Amt. During the stages of Zurich, it became a large secondary lateral moraine accumulating the walls between the Sihl and the Lake of Zurich.

Several small medial moraines accumulated hills in the region of Zurich, as well as along the right slope of the main valley and at the bottom of the lake.

Even during Prewürmian glaciations, the similar individuals of medial moraines must have existed. The Hirzel track built, in one or two of the former glaciations, the elevated old gravels between Albishorn and Uetliberg.

Key words: Deckenschotter – Drumlins – Eiszeit – Geomorphologie – Moränen – Schweiz

1 EINLEITUNG

Bei der Interpretation eiszeitlicher Landschaftsformen des Alpenvorlandes wurde bisher kaum an Mittelmoränen gedacht. Zwar wurden in zeichnerischen Darstellungen, etwa bei HANTKE (1980) oder KELLER und KRAYSS (1994), Mittelmoränen auf den eiszeitlichen Gletschern angedeutet, aber als morphogenetische Faktoren wurden sie nicht in Betracht gezogen. Am anschaulichsten erscheinen sie erstaunlicherweise in künstlerischen Darstellungen, so auf dem bekannten Gemälde von Ernst Hodel (1852–1902), welches den Reussgletscher bei Luzern mit einem guten Dutzend Mittelmoränen zeigt (Abb. 1).

Am Beispiel der Mittelmoräne zwischen Aare- und Rhonegletscher bei Bern hat der Autor erstmals 1986 auf eiszeitliche Strukturen hingewiesen, die als Mittelmoränenbildungen zu interpretieren sind. In späteren Studien (1997, 2001a, b) wurden sie für weitere eiszeitliche Gletschergebiete nachgewiesen. Bei WAGNER (2001a, p. 222) findet sich eine ausführliche Analyse der erstaunlichen, auf PENCK und BRÜCKNER (1909) zurückgehende Tatsache, dass die Bedeutung von Mittelmoränen in der alpinen Quartärmorphologie bisher übersehen worden ist.

In der vorliegenden Studie geht es darum, das Paradigma Mittelmoräne in die reichhaltige Glazialmorphologie des Kantons Zürich und der angrenzenden Gebiete einzubringen und den Verlauf der wichtigsten Mittelmoränen auf den in Frage kommenden Eisströmen zu ermitteln.

Im Vordergrund der Betrachtung stehen Ablagerungen von Spätstadien der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit), also

Strukturen, die zwischen 20 000 und 10 000 Jahren vor heute in den verschiedenen Abschmelzstadien an den jeweiligen Eisrändern entstanden und durch keine späteren Eisvorstösse überprägt, auch durch postglaziale Erosion kaum verändert worden sind.

Da der Mittelmoränenschutt durch Schmelz- und Regenwasser oft teilweise oder ganz verschwemmt wurde, mussten auch die Schotter jeder Höhenlage in die Betrachtung einbezogen werden. Dank der Tatsache, dass das Gebiet geologisch gut erforscht ist, brauchten die eiszeitlichen Strukturen – Moränen und Schotter jeder Art – nicht lange gesucht zu werden. Als Haupthilfsmittel dienten die existierenden geologischen Karten, vor allem HANTKE (1967).

Die Untersuchung liefert keine neuen Beiträge zu chronologischen Problemen, sie zieht auch keine stratigraphischen Befunde in Zweifel. Aber sie versucht eine Antwort auf die bisher kaum gestellte Frage zu geben, *wie* die Gletscher die enormen Massen alpinen Schuttes jeder Art, die heute im Mittelland liegen, aus den Alpen heraus und in vielen Fällen über beträchtliche Hindernisse hinüber transportiert haben. Nach PENCK und BRÜCKNER (1909, p. 6) erfolgte der Schutttransport auch bei den alpinen, wie bei den arktischen Gletschern, zum überwiegenden Teil am Grunde. Von dieser Annahme geht auch noch die neueste «Geologie des Kantons Zürich» aus (BOLLIGER ed., 1999, p. 75). Aber gerade im Kanton Zürich zeigt sich besonders deutlich, dass diese Vorstellung aufgegeben werden muss. Der Haupttransport von Schutt geschah auch bei den eiszeitlichen, wie bei den heutigen alpinen Gletschern auf ihrer Oberfläche. Mittelmoränen waren dabei die Hauptakteure: Sie wirkten als Förderbänder



Abb. 1. Luzern zur Eiszeit. Gemälde von Ernst Hodel (1852–1902) nach Ideen von W. Amrein und A. Heim. Der Eisstrom des Reussgletschers ist realistisch mit zahlreichen Mittelmoränen dargestellt.

Fig. 1. Luzern in the ice-age. Painting by Ernst Hodel (1852–1902). The ice stream of the Reuss-glacier is shown realistically with many medial moraines.

und wurden damit zu den eigentlichen Zubringern der gewaltigen, im Alpenvorland liegenden Massen eiszeitlichen Schuttes.

Der Ansatz hat, wird er für alle Eiszeiten folgerichtig durchgedacht, weitreichende Konsequenzen bezüglich weiterer bisheriger Lehrmeinungen. Einer Neu Beurteilung bedürfen auch so problematische Begriffe und Vorstellungen wie Drumlins, Deckenschotter, sukzessive Senkung der praealpinen Landoberfläche und glaziale Übertiefung der Täler.

Der gegenwärtige erste Teil unserer Studie beschränkt sich auf das Areal des Linthgletschers in der Zürichsee-Talung und im Knonauer Amt. In einem späteren zweiten Teil sollen die übrigen eiszeitlichen Gletschergebiete des Kantons Zürich betrachtet werden. Beide Teile können nur einen Anfang zu einer eingehenden Bestandaufnahme der im Gebiet vorhandenen Mittelmoränenbildungen liefern. Es wird auch Sache späterer Bearbeitungen sein, die dargelegte Optik anhand des vorhandenen Gesteinsgutes zu überprüfen und die genaue Identität der einzelnen Mittelmoränen zu ermitteln.

Einer von ALBERT HEIM (1919, p. 273) trefflich formulierten Gefahr ist sich allerdings der Autor bei aller Euphorie über die Leistungsfähigkeit des neuen Ansatzes durchaus bewusst: «Die Natur ist immer komplizierter, als es unserem zur Schematisierung geneigten Geiste angenehm ist.»

2 ALLGEMEINES ÜBER MITTELMORÄNEN UND DRUMLINS

Mittelmoränen entstehen beim Zusammenfluss von Gletschern aus je zwei sich vereinigenden Seitenmoränen (Abb. 2). In den Eiszeiten wurden praktisch alle ursprünglichen Seitenmoränen durch Zusammenfließen der zahlreichen Talgletscher zu Mittelmoränen. Ein aus n Teilgletschern entstehender Eisstrom erhält $n-1$ Mittelmoränen; diese übernehmen $n-1/n$ des ursprünglichen Seitenmoränenschuttes abzüglich des Anteils, der an den Vereinigungsstellen «den Anschluss verpasst» und dort liegen bleibt. Anders als bei den nordischen Inlandvereisungen wurden die alpinen Gletscher-Einzugsgebiete auch in den Höchststadien der Eiszeiten von den Hochgebirgsketten noch weit überragt, so dass die Bedingung für die Lieferung von Oberflächenschutt immer gegeben war. Da sich die Eiskörper zweier zusammenfließender Gletscher aus statischen Gründen zwar auf gleiche Höhe einstellen, sich aber nicht vermischen, sondern ihre Individualität behalten und parallel zueinander fließen, zeigen auch die Mittelmoränen eine erstaunliche Persistenz von ihrem Entstehungspunkt an über fast beliebig lange Fließdistanzen. Sogar spaltenreiche Strecken werden überwunden. Was ins Innere des Eises gelangt, wird durch Ablation und den «Agassiz-Effekt» – wiederholt einsickerndes und wieder gefrierendes Schmelzwasser – an die Oberfläche zurück befördert (AGASSIZ, 1840, p. 104: «*Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur*»). Nur ein geringer Teil des Schuttgutes gelangt durch Spalten bis in die Grundmoräne.



Abb. 2. Der Unteraargletscher entsteht aus dem Finsteraargletscher (Finsteraarhorn links) und dem Lauteraargletscher (Lauteraarhorn-Schreckhorn rechts). Die beim Zusammenfluss entstehende mächtige Mittelmoräne wird weiter talwärts zur linksseitigen sekundären Seitenmoräne. Der Finsteraargletscher führt an seiner rechten Seite schon vor der Vereinigung mit dem Lauteraargletscher einen aus mehreren Mittelmoränen hervorgegangenen sekundären Seitenmoränenstrang. – Photo AG 5. 9. 1973.

Fig. 2. The ice stream of Unteraar is formed by the Finsteraar- (Finsteraarhorn, left) and the Lauteraar-glacier (Lauteraarhorn-Schreckhorn, right). The huge medial moraine rising at their confluence becomes downstream a secondary lateral moraine. The Finsteraar-glacier carries, at his right side, already upstream of his confluence with the Lauteraar-glacier a secondary lateral moraine track originating from several medial moraines.

Mittelmoränen haben den Charakter von Individuen. Jede hat zwei «Parentalgletscher», von denen sie je die Hälfte ihres Gesteinsgutes erhält. In Analogie zu biologischen Individuen könnte man sagen: Mittelmoränen sind diploid, d. h. mit Erbgut von zwei Eltern ausgestattet, im Gegensatz zu den haploiden Seitenmoränen, aus denen sie entstehen. Doch anders als biologische Individuen werden sie an ihrer Entstehungsstelle in «permanenter Zeugung» stets erneuert. Diese dynamische Individualität einer Mittelmoräne bleibt über alle Vorstoss- und Rückzugsphasen eines Gletschers erhalten, so lange ihre beiden Parentalgletscher zusammenfliessen. Wenn sich die beiden Gletscher in einer Warmzeit infolge Abschmelzens voneinander trennen, werden sie doch in einer nächsten Kaltzeit ein neues Mittelmoränen-Individuum mit gleichem Erbgut erzeugen. Es ist anzunehmen, dass die wieder erzeugte Mittelmoräne beim neuen Anwachsen der Gletscher ungefähr denselben Verlauf nehmen wird wie ihre ältere «Schwester».

Auf einem grösseren Eisstrom können zwei oder mehr Mittelmoränen zusammenfliessen und einen immer breiteren Schuttstrang bilden. Durch die Vereinigung von Strängen kann es zur \pm vollständigen Bedeckung einer Gletscherzunge kommen («debris-mantled glacier», BENN und EVANS, 1998, p. 228). Dies ist heute in den Schweizer Alpen z. B. der Fall bei Oberaletsch-, Fiescher- und Zmuttgletscher, Glacier de Zinal u. a.

Wo das Fliessband einer Mittelmoräne den Eisrand erreicht, sei es terminal oder irgendwo lateral an der Gletscherzunge, entstehen bei länger dauernden Stillstandslagen (in «Stadien») charakteristische Aufschüttungen. Obgleich der Mittelmoränenbelag, abgesehen von beliebig grossen Blöcken, auf dem Eis meist erstaunlich dünn ist und mit einem Eispickel weggekratzt werden kann, erreichen die Endaufschüttungen im Verlaufe eines «Stadiums» Mächtigkeiten von 50 m und mehr. Das ist plausibel, dürfen wir doch als Dauer eines «guten» Stadiums einige Jahrhunderte annehmen, als Fliessgeschwindigkeit auch während eines eiszeitlichen «Stadiums» mindestens einige zehn Meter pro Jahr¹. Häufig entstehen aber auch kleine und kleinste, longitudinale oder nahezu punktuelle Bildungen. Aufeinander folgende Stadien werden durch Serien von Mittelmoränen-Aufschüttungen markiert (vgl. die Typologie bei WAGNER, 1997, p. 102 und 122).

Breite Stränge und «debris mantled glaciers» hinterlassen nach länger dauernden, oszillierenden Stadien im Zungen-

endgebiet typische Buckelmoränen-Landschaften («Hummocky moraines», BENN und EVANS, 1998, p. 481). Diese Bildungen wurden bisher grösstenteils als Drumlins oder «drumlinähnliche Formen» kartiert. In den Erläuterungen zu den geologischen Atlasblättern ist aber oft eine grosse Unsicherheit der Interpretation erkennbar. WAGNER (2001c) hat die Verwendung des Drumlinbegriffs auf bisher erschienenen Blättern des «Geologischen Atlas der Schweiz» analysiert und dabei auch auf die Drumlin-Definition von HEIM (1919, p. 262) hingewiesen, in der eine Variante «Oberflächendrumlin» zugelassen und wie folgt umschrieben wird: «... meistens deponierte lokale Anhäufungen von *Mittelmoränen* (manchmal transportierte Bergstürze).» Hier ist bei HEIM der direkte Bezug unserer «Drumlins» zu Mittelmoränen vorgezeichnet. Im Sinne von HEIM schlägt WAGNER (2001a, p. 227) die Unterscheidung der folgenden drei Typen von «buckligen Moränen» vor:

- 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 und durch die Überprägung nicht verstärkt, sondern abgeschwächt wurde.

Als allgemeine Charakterisierung von Mittelmoränen können die folgenden Kriterien gelten:

A Einzelstrukturen (Endaufschüttungen einer einzelnen Mittelmoräne während eines Stadiums):

A1 am Zungenende (terminal) ausmündend: longitudinal und nicht transversal verlaufende Achse, \pm bilateral symmetrisch mit einem in der Fliessrichtung ansteigenden Sporn, oft zweigipflig und / oder mit vorgestreckten «Fingern». Beispiel: Lindenhof.

A2 seitlich (lateral) ausufernd und endigend: kurze, asymmetrische Wälle, deren Achse nach rückwärts ins Leere streicht. Beispiel: Hohe Promenade.

A3 seitlich ausufernd und sich als sekundäre Seitenmoräne fortsetzend: lange, asymmetrische Wälle wie bei gewöhnlichen Seitenmoränen, jedoch mit einem markanten, nach rückwärts ins Leere streichenden Ansatz. Beispiel: Wälle zwischen Zürichsee und Sihltal.

¹ Das bestbekannte «Stadium» der jüngsten Glazialgeschichte, die «kleine Eiszeit», deren Moränen in den heutigen Alpen überall leicht zu erkennen sind, dauerte nach FURRER (2001) mit grösseren Schwankungen von ca. 1300 bis ca. 1850 n. Chr. Die Fliessgeschwindigkeit unserer Gletscher liegt auch in der gegenwärtigen Rückzugsphase in der Grössenordnung von 50–100 m pro Jahr.

B Serien (Endaufschüttungen aufeinanderfolgender Stadien):

B1 terminal ausmündend: longitudinal hintereinander liegende Einzelstrukturen vom Typ A1. Beispiel: Rifferswil P. 616.8 – Milchsuppenstein.

B2 lateral ausufernd: gestaffelt hintereinander liegende Einzelstrukturen vom Typ B2. Beispiel: Gebiet Samstagern.

B3 als sekundäre Seitenmoränen: parallel zueinander verlaufende Wälle vom Typ A3. Beispiel: Wälle zwischen Zürichsee und Sihltal.

C Landschaften (Aufschüttungen breiter Stränge oder von schuttbedeckten Gletscherzungen):

Flächenhafte Anhäufung von Einzelstrukturen des Typs A1, darin oft erkennbare longitudinale Anordnungen vom Typ B1. Beispiel: Moränenlandschaft des Reussgletschers bei Knonau – Obfelden (nähere Beschreibung folgt in Teil 2 der Studie).

Allen Formen von Mittelmoränen gemeinsam ist die Tatsache, dass sie Gesteinsmaterial von zwei verschiedenen Gletschern enthalten. Sie bestehen aus Oberflächenschutt, können aber von Grundmoräne eines späteren Vorstosses überzogen sein. Sedimentologisch unterscheiden sie sich nicht von andern Obermoränen. Schutt jeder Korngrösse, geschichtet oder ungeschichtet, ist möglich. Besonders häufig sind glazialtektonische Verformungen.

3 LETZTEISZEITLICHE MITTELMORÄNEN LINKS DER ZÜRICHSEE-TALUNG

Der Linthgletscher hinterliess an seiner linken Flanke die Moränen zwischen Zürichsee und Sihl sowie ausgedehnte Moränengebiete im Nordteil des Kantons Zug und im Knonauer Amt. Durch die breite Senke von Sihlbrugg zwischen Höhrnonen und Albiskette konnte der Gletscher zeitweise die ihn linksseitig begrenzende Molasse-Bergkette überqueren. Nach GASSMANN (1962) und MÜLLER (1978) bildet hier der Felsuntergrund eine bis 2 km breite, von Zug bis Richterswil reichende Quertalung. Nach WYSSLING (2002, Fig. 4 und 5) handelt es sich sogar um ein tiefes Tal im Molassefels, dessen Grund im Gebiet von Menzingen auf rund 300 m Höhe liegt, also 100 m unter dem heutigen Niveau des Zürichsees. Es wurde aber schon in den frühen Eiszeiten mit bis über 300 m mächtigen Moränen, Schottern und Seetonen zugeschüttet.

Die eiszeitlichen Strukturen dieser Gebiete lassen sich auf *einen starken, linksseitig ausufernden Mittelmoränenstrang* zurückführen. Vermutlich hat sich die Mittelmoräne zwischen Linth- und Sernfgletscher mit den durch die linksseitigen Zuflüsse (aus Klöntal, Oberseetal, Wägital u. a.) entstehenden weiteren Mittelmoränen zu einem breiten, komplexen Strang vereinigt. Das Fließverhalten dieses potenten Schutförderbandes im Gebiet der Senke von Sihlbrugg hing von der Eishöhe ab. Es können grundsätzlich *drei mögliche Zustände* unterschieden werden (Abb. 3). Für jeden der drei

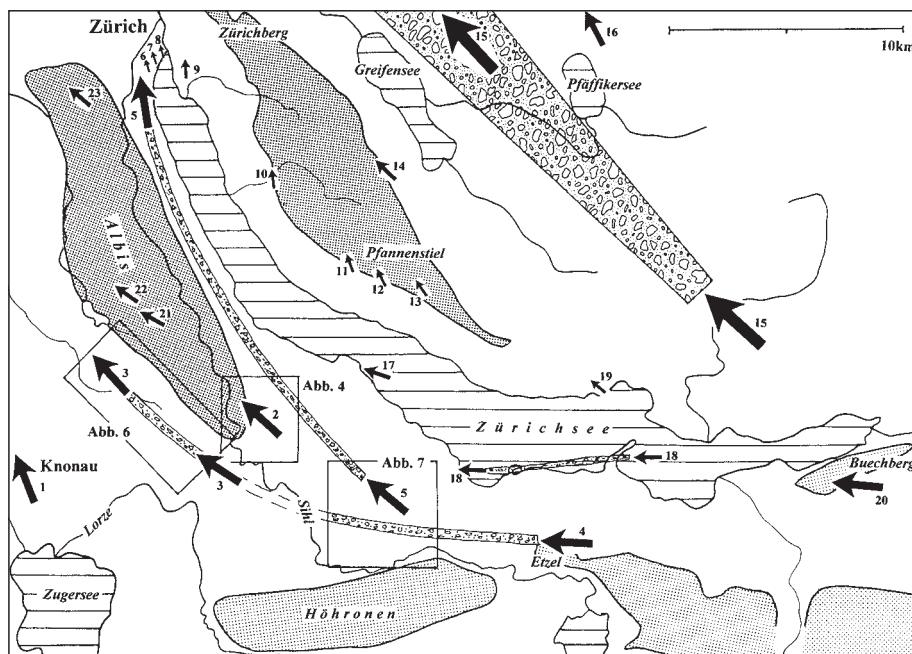


Abb. 3. Die Pfeile zeigen die Stellen, wo Mittelmoränen in verschiedenen Kaltzeiten und Stadien festen Grund erreichten und ihren Schutt deponierten. In den Fällen 3, 5 und 15 setzen sich ihre Ablagerungen über lange Strecken fort. Im Fall 5 wurde der Mittelmoränenstrang zu langen sekundären Seitenmoränen. Punktirt sind die wichtigsten Molasse-Erhebungen. Die Rechtecke zeigen die Kartenausschnitte von Abb. 4, 6 und 7. 1: Reuss-Mittelmoräne, 2: Hirzel – Chapf (vgl. Abb. 4), 3: Kappel – Hausen (vgl. Abb. 6), 4: Hütten – Samstagern (vgl. Abb. 7), 5: Zürich-Enge, 6: Katz, 7: St. Anna, 8: Lindenhof, 9: Hohe Promenade, 10: Itschnach, 11: Wetzwil, 12: Toggwil, 13: Buechholz, 14: Forch, 15: Hauptstrang der Glatt-Talung, 16: Russikon, 17: Au, 18: Hurden – Bächau, 19: Eschenbach, 20: Buechberg.

Fig. 3. The arrows show the places where medial moraines reached the rocky ground and deposited their debris during different glaciations and stages. In the cases of 3, 5 and 15, their sediments are dissipated over long distances. In the case of 5, the medial moraine track was transformed into long secondary lateral moraines. Dotted areas show the main elevations of the molassic ground relief. The rectangles show the areas of Fig. 4, 6 and 7.

(durch Übergangsstadien miteinander verbunden) Zustände, deren Bildungen in 3.1 bis 3.3 besprochen werden, sind mehrere Stillstandslagen erkennbar.

3.1 Grösste würmzeitliche Eishöhen: Stauung der Mittelmoräne bei Hirzel – Zimmerberg

LK (Landeskarte 1 : 25 000) 1111 Albis

Zur Zeit der Würm-Höchststände und der ersten Abschmelzstadien, als das Gletscherzungenende im Gebiet von Killwangen lag, uferete die grosse Mittelmoräne erst nördlich der Senke von Sihlbrugg aus und stiess halbfrontal auf die Albiskette. Sie setzte die markante Hügelserie Hirzel Punkt 768 – Höhi P. 765.1 – Chapf P. 761 auf den Molassegrund, der hier am Ostrand des Sihlgrabens bis auf ca. 720 m hinauf reicht (Abb. 3, 4, 5). Die Serie hat nach vorn keine Fortsetzung; ihre Stirn ist durch die postglaziale Erosion des Sihlgrabens angeschnitten. Die drei wallförmigen Hügel haben den Charakter von ursprünglichen Formen («Vollformen»). Sie sind nicht durch nacheiszeitliche Erosion herausmodell-

liert, sondern markieren getrennte Endaufschüttungen der Mittelmoräne in drei aufeinanderfolgenden Gletscherständen. Nach rückwärts streicht die mächtige Mittelmoräne – wir bezeichnen sie fortan als die *Hirzel-Moräne* – SE der Ortschaft Hirzel im markanten, dreigipfligen Sporn mit P. 682.4 ins Leere: Dort hat sie – über das Eis kommend – erstmals festen Boden erreicht. Der ins Knonauer Amt transfluierende Eislappen war in diesen Stadien ± schutfrei.

3.2 Mittlere Eishöhen: Transfluenz der Mittelmoräne ins Knonauer Amt

LK 1111 Albis, 1131 Zug, 1132 Einsiedeln

Mit dem Absinken der Eisoberfläche kam die Hirzel-Mittelmoräne infolge der abnehmenden linksseitigen Eiszuschüsse auf den ins Knonauer Amt hinüber fliessenden (transfluierenden) Gletscherarm zu liegen (Abb. 3 und 6). Der höchste Ansatzpunkt der Mittelmoräne dieser Stadien findet sich auf 850 m Höhe bei Ebnet S Feusisberg, ihre Stirn liegt zwischen Türlensee und Rifferswil. Zwischen diesen Extrempunkten

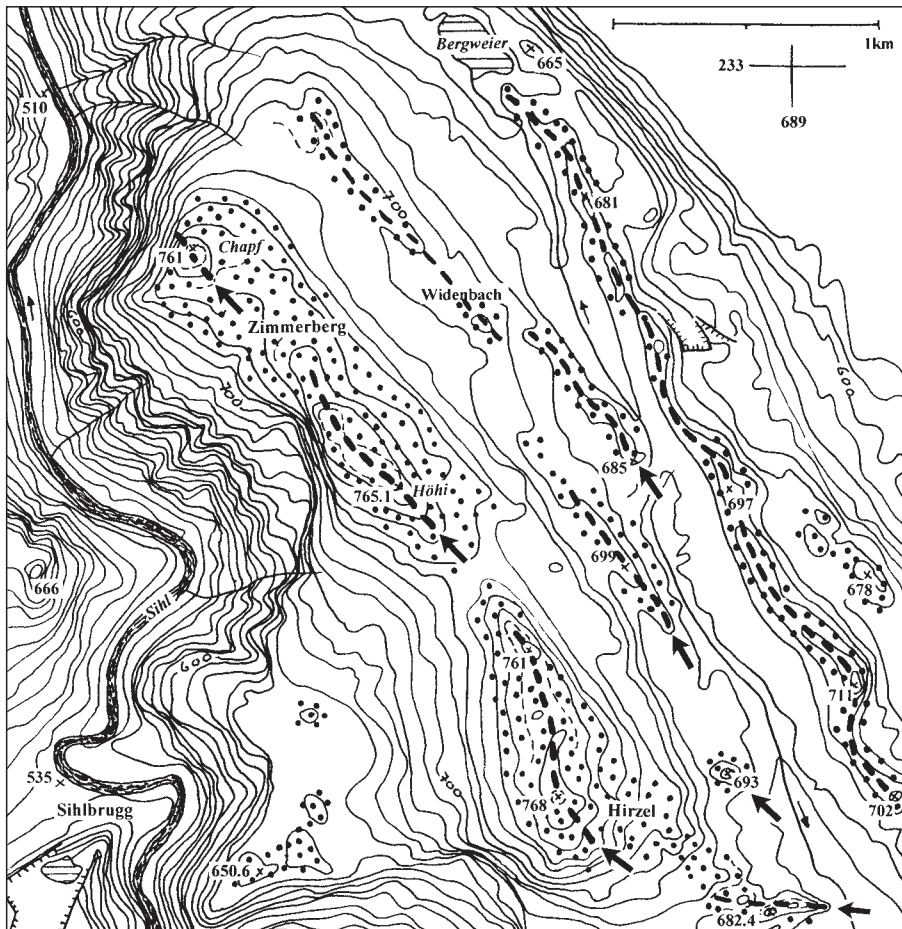


Abb. 4. Die grosse linksseitige Mittelmoräne des Linthgletschers fuhr in den Würm-Höchststadien um 720 m Höhe auf Molassefels und schüttete die hochgelegene Moränenserie Hirzel – Höhi – Chapf. Die tiefer liegenden Wälle (rechts über der Bilddiagonalen) entstanden in den Zürcher Stadien durch dieselbe, zur sekundären Seitenmoräne gewordene Mittelmoräne. Die Pfeile zeigen die jeweilige Auftreffrichtung der Mittelmoräne.

Fig. 4. In the maximum stage of Würm-glaciation, the huge medial moraine track of the Linth-glacier reached molassic ground at 720 m above sea level and accumulated the morainic series of Hirzel – Höhi – Chapf. The less elevated moraines (at the right, above the pictures diagonal) were formed during the stages of Zurich by the same medial moraine track, transformed into a secondary lateral moraine. The arrows show the corresponding direction of the incoming medial moraine.



Abb. 5. Die hochgelegene Mittelmoräne Hirzel (rechts) – Höhi (links) von SW. Der Hirzel streicht nach rechts um 700 m Höhe ins Leere. Die Höhi fällt mit ihrer bewaldeten, durch Erosion angenagten Flanke nach links zum Sihltal ab. Photo A. Commarmot 2002.

Fig. 5. The elevated medial moraine Hirzel (right) – Höhi (left) seen from SW. At the right, the Hirzel axis starts abruptly. At the left, the woody flank of the Höhi, altered by erosion, dips towards the Sihl valley.

lassen (ausserhalb von Abb. 6) sich die heute sichtbaren, sich über ca. 20 km erstreckenden Ablagerungen des mächtigen Stranges in drei Abschnitte gliedern:

Im distalen (nördlichen) Abschnitt, der Moränenlandschaft Rifferswil – Hausen – Sihlbrugg, lassen sich zwei parallel laufende Serien von Aufschüttungen erkennen (Abb. 6):

Die nördliche Serie, mit Kuppenhöhen bis 679 m, zieht sich mit Unterbrüchen vom Jungalbis über den Wall von Hausen a. A. in das Wallsystem zwischen Ebertswil und Huserstal; die südliche, mit Kuppenhöhen um 620 m, lässt sich von den Hügeln Hinteralm und Egg bei Rifferswil über das Buckelmoränengebiet Brüggen in den Hügelzug zwischen Zwinglidenkmal und Milchsuppenstein verfolgen. Nach vorn (distal) haben die beiden Serien keine Fortsetzung. Hinten (proximal) streichen sie gegen das Sihltal ins Leere. Bei Ebertswil stehen sie durch einen schief verlaufenden Wall miteinander in Verbindung. Die Tatsache, dass die Hügel der südlichen, tiefer gelegenen Serie flachere Formen aufweisen (sie sind bei HANTKE, 1967 als Drumlins kartiert) im Vergleich zu den als Wälle kartierten der nördlichen höheren Serie, legt den Schluss nahe, dass die tiefere Serie die ältere ist und vom Eis der höheren überfahren wurde. Dabei wurden die Mittelmoränenhügel des tieferen Stadiums überprägt. Es würde sich also um «Pseudodrumlins» im Sinne von WAGNER (2001a, vgl. S. 154) handeln.

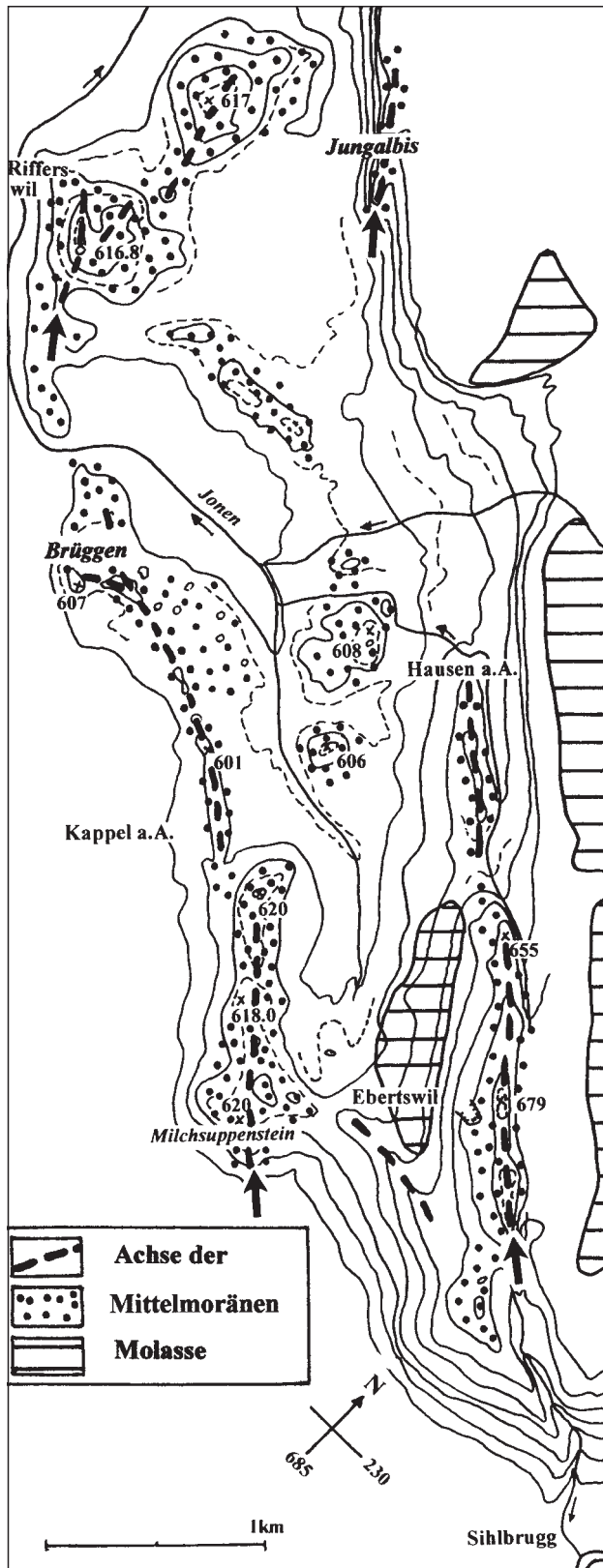
Der mittlere Abschnitt besteht aus den im Kanton Zug liegenden Hügeln zwischen der Sihl und der Linie *Menzingen – Neuheim*. In diesem Gebiet kam das Linth- mit dem Reusseis in Kontakt. Die Hügel NE der Entwässerungsrinne von Brettigen – Sarbach mit Kuppenhöhen von 720 m – 790 m können aufgrund ihrer Morphologie und der zahlreichen Findlinge aus Verrucano, einem Leitgestein des Linthgletschers, klar diesem zugeordnet werden.

Der proximale (südliche) Abschnitt liegt grösstenteils rechts der Sihl und besteht aus den hohen Wällen längs der Sihl zwischen *Schindellegi und Hütten*, den auf hohen Molassegrund aufgesetzten Wällen – sekundären Seitenmoränen – nördlich von Hüttener Seeli und Itlimoosweiher sowie aus der Buckelmoränen-Landschaft W des Hüttener Seelis (Abb. 7). Wie im Gebiet Rifferswil – Sihlbrugg (Abb. 6), zeigen sich zwei parallel verlaufende Moränenreihen, und auch hier scheint die tiefer gelegene nördlich und westlich des Hüttener Seelis älter zu sein als die höhere längs der Sihl.

3.3 Tiefere Eishöhen: Tangentiales Ausufernd der Mittelmoräne an den Hängen der Zürichsee-Talung

LK 1111 Albis, 1091 Zürich

Mit dem weiteren Absinken der Gletscheroberfläche erreichte das Eis die damalige Schwellenhöhe der Senke von Sihlbrugg nicht mehr, der Knonauer Eislappen war versiegt. Die Hirzel-Mittelmoräne uferte jetzt an den Hängen zwischen Feusisberg und Richterswil tangential aus und wurde zu einer langen sekundären Seitenmoräne (Abb. 3) zwischen Sihltal und Zürichsee, vergleichbar dem Bild, wie es beim heutigen Unteraargletscher zu sehen ist (Abb. 2). Das in Abb. 4 und 7 dargestellte Gebiet weist zahlreiche nach rückwärts ins Leere streichende Moränensporne auf. Es handelt sich um die Stellen, wo die Mittelmoräne in den aufeinander folgenden Abschmelzständen sukzessive tiefer ausuferte und zur sekundären Seitenmoräne wurde. Als solche setzte sie sich von den Ansatzstellen kilometerweit fort. Der Schuttstrang muss mit dem Absinken der Firnoberfläche immer breiter geworden sein. Infolge der durch die Eisbedeckung eingeschränkten Ablation gab er nach dem tangentialen



Erreichen des Gletscherrandes seine Schuttlast nur ganz allmählich an die Uferhänge ab. Im Stadium von Zürich endigte er in den Hügeln beim Bahnhof Enge.

3.4 Buechberg

Atlasblatt 1133 Linthebene

Dem Molasseriegel des Buechberges am Zürcher Obersee sind auf seiner S-Abdachung (zwischen dem Tuggenerkanal im E, Nuolen im W und der Autobahn im S) auf einer Fläche von 5–6 km² grosse Massen quartären Schuttes aufgesetzt. Seine komplexe sedimentologische Zusammensetzung ist oft untersucht worden, aber in ihrer Genese noch kaum geklärt (OCHSNER, 1969; KLÄY, 1969; HANTKE, 1980). Unter würmeiszeitlichen Moränen liegen u. a. verschiedenartige Schotter, Bändertone und Schieferkohlen. WELTEN (1988) stellte pollenanalytisch in Höhen zwischen 460 und 540 m in mehreren Bohrungen holsteinzeitliche Profile fest. Daraus muss geschlossen werden, dass der grösste Teil des gewaltigen Sedimentkörpers vor-holsteinzeitlich, das heisst, nach klassisch-alpiner Terminologie, mindestens mindelzeitlich und damit über 250 000 Jahre alt ist.

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

Die Interpretation dieses gewaltigen Quartärkörpers als Produkt einer grossen Mittelmoräne, die als Fliessband in allen Kaltzeiten immer wieder auf den Buechberg auffuhr und auf verschiedenen Höhen ihren Schutt deponierte, drängt sich auf. Ein grosser Teil des Schuttes wurde zu Schotter verschwemmt. HANTKE vermutete schon 1980 (p. 134), dass in den Buechberg-Schottern kaum Überreste einer höheren

Abb. 6. Mittelmoränen-Landschaft des Linthgletschers im Knonauer Amt. Im Gebiet von Ebertswil fuhr die auf dem Knonauer Gletscherlappen liegende Mittelmoräne auf Grund. Die zwei parallelen Hauptachsen bei Kappel a. A. und Hausen a. A. entsprechen zwei Stadien. Bei den flachen Hügeln zwischen Kappel und Hausen handelt es sich vielleicht um echte Drumlins. In den schraffierten Gebieten tritt Molasse zutage.

Fig. 6. Medial moraines landscape of the Linth-glacier in the Knonauer Amt. The medial moraine reached the rocky ground in the region of Ebertswil. The two parallel main axes near Kappel a. A. and Hausen a. A. correspond to two stages. The low hills between Kappel and Hausen could be real drumlins. The hatched areas show molassic outcrops.



Abb. 7. Mittelmoränen-Landschaft Hütten – Samstagern. Die hochgelegenen Moränen beidseits des Hüttner Seelis zeigen eine Streichrichtung gegen die Senke von Sihlbrugg (links ausserhalb des Bildes). Sie wurden von der Hirzel-Mittelmoräne geschüttet in Stadien, als diese auf dem Knonauer Lappen des Linthgletschers lag. Die Moränen an den Hängen nördlich von Samstagern zeigen die Streichrichtung der Hirzel-Moräne in den Zürich-Stadien. Die Pfeile bezeichnen die Stellen, wo die Mittelmoräne festen Grund erreichte (vgl. Abb. 3 und 6). Schraffiert: Molasse-Aufschlüsse.

Fig. 7. Medial moraines landscape Hütten – Samstagern. The axes of the moraines at both sides of the Hüttner Seeli are oriented towards the depression of Sihlbrugg (left side outside the picture). They were formed by the Hirzel-moraine during the time when it lay upon the Knonau-lobe of the Linth-glacier. The axes of the moraines on the slopes N of Samstagern show the orientation of the Hirzel-moraine during the stages of Zurich. The arrows show the places where a medial moraine reached the molassic ground (see also Fig. 3 and 6). The hatched areas show molassic outcrops.

ausgedehnten Flur vorliegen, sondern lokale Eisrand-Ablagerungen. Hier fehlt bei HANTKE nur die ausdrückliche Nennung einer Mittelmoräne als Zubringer des Schuttgutes. Die Streichrichtung der Würm-Moränensporne lässt darauf schliessen, dass es sich um denselben Mittelmoränenstrang handelt, der in den früheren Stadien die unter 3.1–3.3 besprochenen linksseitigen Aufschüttungen gebildet hat, das heisst

um die Hirzel-Mittelmoräne. Das erratische Material besteht nach OCHSNER (1969) fast ausschliesslich aus Verrucano.

4 LETZTEISZEITLICHE MITTELMORÄNEN IN DER ZÜRICHSEE-TALUNG

4.1 Mittelmoränen im Gebiet der Stadt Zürich

LK 1091 Zürich

Im Gebiet der Stadt Zürich wird deutlich, dass der Gletscher der Zürichsee-Talung nebst der gewaltigen linksseitig aufernden Hirzel-Moräne noch weitere, wenn auch kleinere Mittelmoränen besessen haben muss. Der Hügel des Lindenhofs mit P. 427 (Abb. 8) zeigt in seinem Höhenkurvenbild die geradezu klassische Form einer «Mittelquappe»². Zwischen dem Lindenhof und dem Ende der linksseitigen (sekundären)

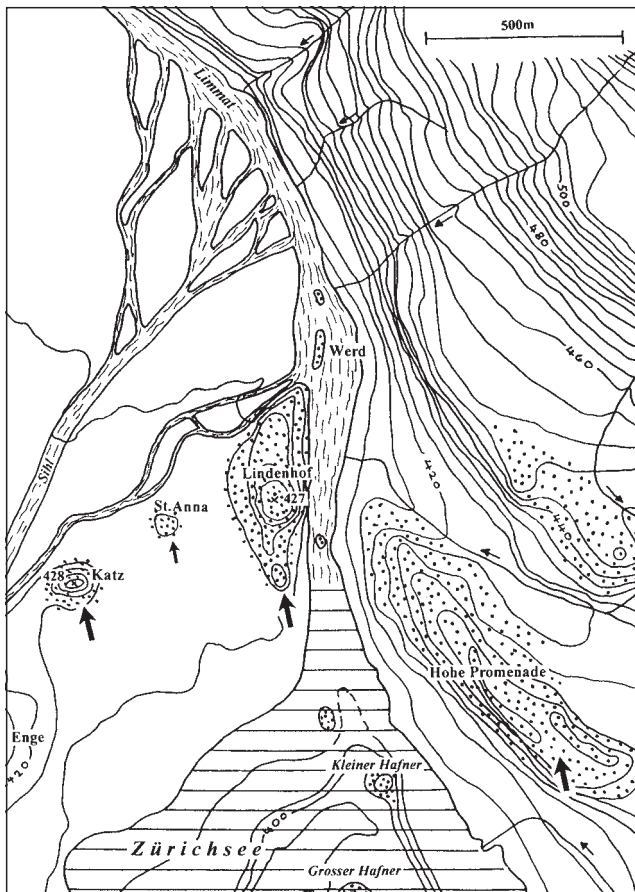


Abb. 8. Moränen im Gebiet der Stadt Zürich. Die Erhebungen Katz, St. Anna, Lindenhof und Hohe Promenade sind als Endaufschüttungen von Mittelmoränen zu verstehen. Die Lindenhof-Mittelmoräne hat eine Fortsetzung in den Erhebungen Kleiner und Grosser Hafner auf dem Seegrund. Nach WALTHER (1927) in SUTER und HANTKE (1962), Fig. 82. Äquidistanz der Höhenkurven 4 m.

Fig. 8. Quaternary structures in the region of Zurich. The hills of Katz, St. Anna, Lindenhof and Hohe Promenade are accumulations of medial moraines at their end. The Lindenhof medial moraine formed also the hills Kleiner and Grosser Hafner on the ground of the lake. Equidistance of contours 4 m.

Seitenmoräne im Gebiet von Zürich-Enge finden bzw. fanden sich noch zwei kleinere Moränenhügel: der 1909 abgetragene, nach HUBER (1960) äusserst blockreiche St.-Anna-hügel und die Erhebung Katz P. 428. Diese Erhebungen – nach HUBER darf man annehmen, dass sie aus Obermoränenmaterial bestehen – wurden bisher mit dem Lindenhof als Reste eines einst durchgehenden Stirnmoränenwalls betrachtet. In der Mittelmoränenoptik muss diese Interpretation modifiziert werden: Es handelt sich um Aufschüttungen am Ende von Schutförderbändern: von Mittelmoränen. Zwischen ihnen floss immer der Schmelzwasserfluss, der nie einen Endwall zu durchbrechen brauchte. Zumindest für den Lindenhof erscheint die Interpretation als selbständige Mittelmoränen-Ablagerung zwingend. Bei den beiden andern, mehr punktuellen Hügeln könnte es sich auch um Bildungen im Endbereich des komplexen linksseitigen sekundären Seitenmoränenstranges handeln.

Aus den höchsten Würm-Abschmelzstadien sind Endaufschüttungen der Lindenhof-Mittelmoräne in den Hügeln bei Killwangen-Würenlos, aus dem Schlieren-Stadium und wohl auch schon aus Würm-Vorstoss-Stadien in dem von der Limmat umflossenen Moränenhügelgebiet zwischen Unterengstringen und Dietikon zu finden. Dagegen fehlen auffälligerweise von Zürich talabwärts grössere Moränen an den linken Talflanken. Das erklärt sich dadurch, dass, wie oben dargelegt, der grosse Hirzel-Strang, der in den Zürich-Stadien die Moränenlandschaft zwischen Zürichsee und Sihltal schuf, in den höchsten Würm-Stadien am Hirzel-Zimmerberg endigte und im Schlieren-Stadium ins Knonauer Amt abfloss (vgl. 3.1 und 3.2).

4.2 Mittelmoränen am linken Seeufer und am Seegrund

LK 1112 Stäfa

Längs des linken Seeufers und auf dem benachbarten Seegrund sind ausufernde Mittelmoränen an mehreren Stellen deutlich zu erkennen: Zwischen Zürich-Enge und Wollishofen und weiter bis gegen Mönchhof zeigt der ufernahe Seegrund auf den Höhenlinien 390 m – 400 m, also bis höchstens 16 m unter dem Seespiegel (406 m), mit zahlreichen kleinen Erhebungen und Spornen den Charakter der ausufernden Mittelmoräne. Weitere Haltlagen einer verschwemmten Mittelmoräne lassen die in den See hinausragenden Schottersporne von Bächau und dem Horn bei Richterswil vermuten.

² Dieser Ausdruck wurde für typisch geformte Einzelstrukturen im Berner Mittelland vorgeschlagen wegen ihrer Ähnlichkeit mit einer Kaulquappe und ihres häufigen schwarmweisen Auftretens.

Auf dem Seegrund lässt sich die Lindenhof-Moräne noch im Gebiet der Stadt Zürich (Abb. 8) nach rückwärts weiterverfolgen in den Erhebungen Kleiner Hafner und Grosser Hafner. Weitere Aufschüttungen der Zürcher Mittelmoränen sind zu vermuten in der Buckellandschaft auf dem Seegrund zwischen Männedorf und Wädenswil mit P. 358, wo das obere in das 100 m tiefere untere Seebecken abfällt. Teils über, teils unter dem Seespiegel liegen die Mittelmoränen des Riegels von Hurden zwischen Rapperswil und Pfäffikon.

Die Halbinsel Au muss mit ihrem unterseeischen Sporn als verschwemmte, lateral ausufernde Mittelmoräne betrachtet werden. Sie scheint nach Struktur und Gesteinsinhalt – gut gewaschene, stark verkittete Schotter mit einem C-14-Alter von über 40 000 Jahren (HANTKE, 1980, p. 137) – in einer Vorstossphase des Gletschers entstanden und später vom Eis überprägt worden zu sein.

5 LETZTEISZEITLICHE MITTELMORÄNEN AM RECHTEN TALHANG

LK 1091 Zürich, 1112 Stäfa

Die Moränenbildungen am rechtsseitigen Hang des Zürichsees sind bezüglich Mächtigkeit und Morphologie von den linksseitigen deutlich verschieden und lassen keinen nur annähernd so bedeutenden Mittelmoränenstrang erkennen (Abb. 3). Es gibt nur relativ kurze Aufschüttungen, die kaum miteinander verbunden sind. Solche finden sich u.a. in der Erhebung Hohe Promenade auf 430 m sowie in der Hochschul-Terrasse, bei Zollikon auf 480 m, bei Itschnach auf 585 m sowie im Hügel P. 552.1 1 km NW von Itschnach, bei Wetzwil P. 608, bei Toggwil P. 667 und, besonders markant, in dem der Molasse von Chnolli aufgesetzten Hügel von Buchholz N von Uetikon am See auf 715 m. Diese Aufschüttungen liegen auf einer Gefällslinie, die den höheren Moränenwällen des Zürich-Stadiums auf der linken Seeseite gut entspricht. Es muss sich um mehrere schmale Mittelmoränen handeln, welche an den Stellen, wo sie lateral ausufernten, kurze Aufschüttungen hinterliessen. Sie waren zu schmal, um zu kilometerlangen sekundären Seitenmoränen zu werden, wie der Hirzelstrang auf der linken Talseite.

6 MITTELMORÄNEN FRÜHERER EISZEITEN

6.1 Allgemeines

Es stellt sich die Frage, welchen Verlauf die einzelnen Mittelmoränen, die für die Würmeiszeit identifiziert werden können, in Vorstoss- und Abschmelzstadien früherer Eiszeiten

genommen haben. Da sich das alpine Grundrelief, insbesondere der Verlauf seiner Haupttäler, im Laufe des Eiszeitalters nur geringfügig verändert haben kann, bildeten sich die Eisströme der früheren Kaltzeiten aus denselben Teilgletschern wie die der Würmeiszeit, es entstanden somit auch dieselben Mittelmoränen-Individuen. Wenn man – abweichend von herkömmlichen Auffassungen – davon ausgeht, dass sich auch im Alpenvorland der Verlauf der Haupttäler von Kaltzeit zu Kaltzeit nicht grundsätzlich verändert hat, muss eine aus denselben Teilgletschern hervorgegangene Mittelmoräne in allen Eiszeiten einen ähnlichen Verlauf genommen haben. Geht man dieser Frage systematisch nach und sucht nach «Verlängerungen» der für die Würmeiszeit festgestellten Mittelmoränen-Serien über den Stand des Würm-Maximums hinaus, so wird man häufig und zwanglos fündig. Für den Rhonegletscher wurde dies von WAGNER (2001a, p. 230), im Oberaargau gezeigt. Besonders interessant sind Konstellationen, bei denen sich in der Verlängerung des Würm-Mittelmoränenstrangs Erhebungen des Grundreliefs (Molasse oder Tafeljura) finden: Man stösst auf wohlbekanntere alte Moränen und Schotter in verschiedensten Höhenlagen, unter ihnen auch die immer noch geheimnisvollen *Höheren und Tieferen Deckenschotter*. Sie wurden bisher aufgrund ihrer Höhenlage den frühesten Eiszeiten des *PENCK-BRÜCKNER*'schen Schemas zugeordnet: die höheren der Günz-, die tieferen der Mindel-Eiszeit. Dabei wurde angenommen, dass das Ausgangsmaterial dieser Schotter als Grundmoräne herangeführt und auf einer damals allgemein hochgelegenen Landfläche oder sogar in breiten Talungen dieser Höhenlage verschwemmt worden seien. Diese schwer vorstellbare und nie bewiesene Annahme wird überflüssig, wenn man davon ausgeht, dass die Eisströme in allen Kaltzeiten in denselben vorgegebenen Haupttalungen flossen, aber reichlich Oberflächenschutt führten. Ihre Mittelmoränen konnten auf allen Höhen, wo jemals ein Eisrand lag, auf Grund laufen, sei es auf lateral oder frontal ansteigendem Grund oder auf Nunataks (aus dem Eis ragende Inseln).

Mittelmoränen früherer Eiszeiten, die in tiefen Lagen endigten, lieferten vermutlich das Material für die Schottermassen, mit denen die teilweise sehr tiefen voreiszeitlichen Täler aufgefüllt wurden. Die alte Lehrmeinung, wonach diese Täler erst in den frühen Eiszeiten durch glaziale Tiefenerosion entstanden seien («glaziale Übertiefung»), um in den späteren Eiszeiten durch dieselben Gletscher wieder aufgefüllt zu werden, wird in neuerer Zeit mit Recht immer mehr bezweifelt (HANTKE, 1991; HABBE, 1996 u. a.). Sie erscheint ebenso unplausibel, wie die Annahme einer allgemeinen Eintiefung der präalpinen Landoberfläche von den frühen zu den späteren Eiszeiten.

6.2 Die Präwürm-«Hirzel-Moräne»

LK 1111 Albis

Wenn man annimmt, dass der Hauptarm des Linthgletschers in allen Kaltzeiten durch die Zürichsee-Talung floss³, so kann man «extrapolieren», wo die Hirzel-Mittelmoräne bei noch höheren Eisständen als Würm-Maximum geendigt haben muss. Solange die Albiskette aus dem Eis ragte, muss die Mittelmoräne auf deren Hänge oder Rücken aufgelaufen sein. Tatsächlich bestehen gerade die höchsten Teile der Albiskette vom Albishorn bis zum Uetliberg aus älteren Schottern und Moränen, die teils als «Riss», teils als Höherer Deckenschotter kartiert sind. Es scheint, dass der Hirzel-Mittelmoränenstrang in grösseren früheren Eiszeiten auf über 800 m Höhe in ähnlicher Weise tangential ausuferte wie in den Zürcher Stadien der letzten Eiszeit unterhalb von 700 m zwischen Sihltal und Zürichsee. Diese hoch und exponiert liegenden Ablagerungen des frühen Quartärs sind seitlich durch Erosion angefressen. Aber an der Oberfläche und in der Axialrichtung lassen sie teilweise noch ihre ursprüngliche Gestalt als Mittelmoränenbildungen erkennen, so z. B. in dem vom Schnabel über Albisboden zum Albispass abfallenden Hang und in dem breiten Waldrücken im Gebiet Bruggenmoos – Hüsli – Näfenhüser NW des Albispasses. Zum Verständnis dieser mächtigen hochgelegenen Schotter bedarf es nicht der Annahme einer damals allgemein auf 800 m liegenden Landoberfläche (HEIM, 1919, Tafel XIII), noch braucht es zur Erklärung von viel tiefer liegenden alten Schottern (solche gibt es z. B. am Sihlsprung) die Vermutung, diese seien «Reste einer tektonisch versenkten Deckenschotterplatte» (SUTER, 1959, p. 506), wie es HEIM und seine Schüler annahmen: Wenn die Talwege vorgegeben waren, konnten Mittelmoränen auch in den frühesten Eiszeiten in Vorstoss- oder Rückzugsstadien in tiefen Lagen endigen.

Die Annahme liegt nahe, dass auch die gewaltigen Massen von eiszeitlichem Lockermaterial, welche die tiefe Molassetalung zwischen Richterswil und Zug aufgefüllt haben (vgl. S. 155), in Vorstoss- und / oder Rückzugsstadien früherer Eiszeiten durch eben diesen Mittelmoränenstrang herangeführt worden sind. Diese Schuttmassen, die nach WYSSLING (2002) Mächtigkeiten von 300 m und mehr erreichen, wären dann zum grössten Teil nicht als Grundmoräne, sondern als Obermoränenmaterial zu interpretieren, das allerdings durch spätere Eisvorstösse immer wieder überfahren und gepresst wurde.

7 DANK

Der Verfasser dankt Herrn Dr. Werner Flück von der «Landeshydrologie und -geologie» für die stets zuvorkommende Beratung und Hilfe bei der Suche nach Literatur und Karten, Herrn Prof. René Hantke für zahlreiche wertvolle Hinweise, für Begleitungen im Gelände und für sein stetes kritisches Mitdenken.

8 NACHWORT

von René Hantke

Um 1985 konnte Gerhart Wagner – ehemaliger Rektor eines Berner Gymnasiums und ursprünglich Biologe – nicht ahnen, welche Bedeutung seine Entdeckung einer eiszeitlichen Mittelmoräne zwischen Aare- und Rhonegletscher bei Bern für die gesamte Quartärgeologie erlangen würde. Er dehnte – historisch unbelastet – seine Untersuchungen zuerst zaghaft auf das bernische Mittelland, nach und nach auf das ganze schweizerische Alpenvorland, auf das Wallis und die Alpenseitseite aus und kam zu immer erstaunlicheren Ergebnissen.

Das Paradigma Mittelmoräne war, nach ersten Ansätzen am Ende des vorletzten Jahrhunderts, seit PENCK und BRÜCKNERS «Alpen im Eiszeitalter» (1909) fast ganz in Vergessenheit geraten. Wenn Mittelmoränen noch erwähnt wurden, waren, von wenigen Ausnahmen abgesehen, ihre Ansatzpunkte gemeint, die Stellen, wo zwei Gletscher zusammengeflossen sind. In WAGNERS Untersuchungen geht es demgegenüber um die charakteristischen und teilweise sehr beträchtlichen Strukturen, die in stationären Phasen beliebiger Kaltzeiten am Ende der Mittelmoränen-Fliessbänder entstanden sind.

Während Mittelmoränen bisher als unbedeutende Details betrachtet wurden, zeigt sich in der neuen Optik, dass sie geeignet sind, einige als unumstösslich geltende Axiome in Frage zu stellen. Neben einer grundlegenden Korrektur des helvetischen Drumlin-Begriffs erfahren endlich auch die Schweizer Deckenschotter eine plausible Erklärung. Die nie durch überzeugende Fakten belegten Thesen der sukzessiven allgemeinen Eintiefung der Landoberfläche und der «glazialen Übertiefung» der Täler im schweizerischen Alpenvorland müssen revidiert werden. Die Alterszuweisung von Schottern aufgrund ihrer Höhenlage muss aufgegeben und durch physikalische, chemische und vor allem paläontologi-

³ Im Gegensatz zu SUTER (1944) und früheren Autoren gehen wir davon aus, dass die Zürichsee-Talung zum präglazialen Grundrelief gehört und den Verlauf des Linthgletscher-Hauptarms zu allen Zeiten bestimmte. Vgl. dazu PAVONI (1957); HANTKE und SCHEIDEGGER (1997).

sche Methoden ersetzt werden. Mächtige, bisher oft als Grundmoräne gedeutete gepresste Moränenabfolgen sind neu als alte Obermoränen-Aufschüttungen zu verstehen, die beim Eisvorstoss der nächsten Kaltzeit überfahren, gepresst («vorbelastet») und allenfalls mit Grundmoräne überzogen wurden. Die gewonnenen Erkenntnisse vermögen auch die präquartäre Geologie – insbesondere Vorstellungen über Entstehung und Wandel des präglazialen Grundreliefs – neu zu beleben. In einem nächsten Forschungsschritt gilt es, den Ursprung der Mittelmoränen aufgrund ihres Geschiebe-Inhaltes genauer zu ergründen. Da sind junge Geologen mit guten Kenntnissen der regionalen Gesteinsverbreitung gefordert.

Es bleibt zu hoffen, dass die Mittelmoränen-Optik von der «wissenschaftlichen Prominenz» ernst genommen wird und dass die sich daraus ergebenden theoretischen Konsequenzen in vollem Umfange gezogen werden. Wir müssen – der Schreibende schliesst sich gerne ein – den Mut aufbringen, manche Dinge von Grund auf neu zu überdenken und Fehlinterpretationen zu korrigieren.

9 LITERATUR

- AGASSIZ, L. 1840. Etudes sur les glaciers. – Neuchâtel. Reprinted for Dawsons of Pall Mall 1966.
- BENN, D.I. & EVANS D.J.A. 1998. Glaciers and Glaciation. – Arnold London, New York, Sydney, Auckland, 734 pp.
- BOLLIGER, TH. ed. 1999. Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun, 163 pp.
- FURRER, G. 2001. Alpine Vergletscherung vom letzten Hochglazial bis heute. – Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der math.-naturw. Klasse 2001, Nr. 3. Steiner, Stuttgart, 49 pp.
- GASSMANN, F. 1962. Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. – Beitr. Geol. Schweiz. Geophys. 3.
- HABBE, A. 1996. Überlegungen zum Bewegungsmechanismus vorstossender kaltzeitlicher Gletscher und zur glazialen Erosion und Übertiefung. – Eclogae geol. Helv. 89 (3), 1007–1022.
- HANTKE, R. 1967. Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 112 (2).
- HANTKE, R. 1980. Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 2. – Ott, Thun, 703 pp.
- HANTKE, R. 1991. Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun, 312 pp.
- HANTKE, R. & SCHEIDEGGER, E. 1997. Zur Morphogenese der Zürichseetalung. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 142 (3), 89–95.
- HEIM, A. 1919. Geologie der Schweiz, Bd. 1. – Tauchnitz, Leipzig, 704 pp.
- HUBER, R. 1960. Der Freudenberg in der Enge und andere Linthgletscher-Endmoränen in Zürich. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 105 (1), 190–248.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1994. Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. – Ber. st.gall. naturw. Ges. 87, 31–40.
- KLÄY, J.-R. 1969. Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. – Diss. ETH Zürich.
- MÜLLER, E.R. 1978. Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Linth- und Reussgletschers im Raum zwischen Zürich- und Zugersee. – Eclogae. geol. Helv. 71 (1), 183–191.
- OCHSNER, A. 1969. Linthebene (LK 1133). Blatt 53 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen 1975. – Schweiz. Geol. Komm.
- PAVONI, N. 1957. Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 102 (5), 117–315.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig.
- SUTER, H. 1944. Glazialgeologische Studien zwischen Limmat, Glatt und Rhein. Eclogae geol. Helv. 37 (1), 83–97.
- SUTER, H. 1959. Beitrag zur Diluvialgeologie des Knonauer Amtes. – Eclogae geol. Helv. 52 (2), 499–509.
- SUTER, H. & HANTKE, R. 1962. Geologie des Kantons Zürich. – Leemann, Zürich, 172 pp.
- WAGNER, G. 1986. Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 43, 63–110.
- WAGNER, G. 1997. Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 54, 91–137.
- WAGNER, G. 2001a. Mittelmoränen eiszeitlicher Alpenglaciers in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 94 (2), 221–235.
- WAGNER, G. 2001b. Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis. Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 58, 63–96.
- WAGNER, G. 2001c. Drumlins im Berner Mittelland? Eine begrifflich-morphologische Studie. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 58, 97–114.
- WALTHER, P. 1927. Zur Geographie der Stadt Zürich. – Diss. Univ. Zürich. Orell Füssli.
- WELTEN, M. 1988. Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 162.
- WYSSLING, G. 2002. Die Ur-Sihl. Zur Geologie des Sihltals zwischen Schindellegi und Sihlbrugg. – Vereinigung Pro Sihltal 52, 14 pp.