

1091 Zürich

Erläuterungen

NAZARIO PAVONI†, CONRAD SCHINDLER, MATTHIAS FREIMOSER,
PETER HALDIMANN und DOMINIK LETSCH

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

90

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1091 Zürich

Erläuterungen

33 Textfiguren, 9 Tabellen und 7 Tafelbeilagen

verfasst von

NAZARIO PAVONI †, CONRAD SCHINDLER †,
MATTHIAS FREIMOSER, PETER HALDIMANN
und DOMINIK LETSCH

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

PAVONI, N., JÄCKLI, H. & SCHINDLER, C. (1992): Blatt 1091 Zürich. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 90.

Erläuterungen

PAVONI, N., SCHINDLER, C., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P. & LETSCH, D. (2015): Blatt 1091 Zürich. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 90.

Titelbilder

Umschlag

Postglaziale Seeablagerungen (ca. 4000–3170 v. Chr.) mit Konstruktionspfahl und Kulturschicht einer Pfahlbausiedlung, archäologische Rettungsgrabung Parkhaus Opéra in Zürich. Foto Amt für Städtebau – Unterwasserarchäologie Zürich 2010.

Erläuterungen

Süsswasserkalk («Stinkkalk») des Limnischen Niveaus Werenbach mit zahlreichen Schneckenresten. Elefantenbach in Zürich, Koord. 2685.780/1245.985/465 m ü. M. Bildbreite ca. 5 cm. Foto D. Fischer 2015.

Herausgeber

© 2015, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40073-0



INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	6
Résumé	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	11
Stratigraphie	17
Tertiär (Paläogen–Neogen)	17
Spätes Oligozän–Mittleres Miozän	18
Untere Süßwassermolasse	18
Obere Meeresmolasse	20
Obere Süßwassermolasse	23
Spätes Miozän–Pliozän	46
Quartär	47
Pleistozän	50
Frühes Pleistozän	52
Mittleres Pleistozän	56
Spätes Pleistozän	72
Spätes Pleistozän–Holozän	109
Holozän	118
Tektonik	129
Hydrogeologie	136
Bohrungen	138
Untertagebauten	142
Mineralische Rohstoffe	144
Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente	149
Literaturverzeichnis	160
Kartenverzeichnis	172
Anhang	175
Beilagen	176

VORWORT

Das Blatt 1091 Zürich, Nr.90 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, wurde zwischen 1958 und 1988 von Prof.Dr.Nazario Pavoni, Dr.Heinrich Jäckli und Prof.Dr.Conrad Schindler geologisch kartiert. Ab 1986 beteiligte sich Thomas Gubler an den Abschlussarbeiten zum Atlasblatt, das von Dr.Hermann Fischer redigiert wurde. Die Drucklegung erfolgte 1992 ohne dazugehörenden Erläuterungstext. Ab 2002 nahmen N.Pavoni und C.Schindler die Arbeiten an den Erläuterungen wieder auf. In den folgenden Jahren stiessen zunächst Dr.Peter Haldimann und Dr.Matthias Freimoser sowie später Dominik Letsch zum Autorenteam. Kurz vor Fertigstellung des Manuskripts verstarben N.Pavoni und während der Drucklegung C.Schindler.

Aufgrund der grossen Zeitspanne zwischen Drucklegung der Karte und Erscheinen der Erläuterungen sind letztere auf einem wesentlich neueren wissenschaftlichen Stand. Dies wirkte sich insbesondere bei der Beschreibung der quartären Ablagerungen aus. Diese sind gegenüber der Karte feiner gegliedert, z.T. musste auch die Alterszuweisung dem heutigen Kenntnisstand angepasst werden. Eine Übersicht über die heute im Pleistozän ausgeschiedenen Einheiten findet sich auf den Seiten 47–48. In der Übertitelung wird der heute gültige Name dem alten Namen nachgestellt.

Der Erläuterungstext wurde im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission verdankenswerterweise von Prof.Dr.Adrian Pfiffner, Pierre Gander und Thomas Gubler wissenschaftlich begutachtet.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr.Alain Morard, Alessia Vandelli und Dr.Milan Beres besorgt.

Bruno Reber, Remo Trüssel, Reto Casty und Dr.Daniel Kälin bearbeiteten die Tafeln und Figuren graphisch und redaktionell, Renato Howald zeichnete verantwortlich für das Layout der Erläuterungen.

Grosser Dank gebührt den geologischen Büros Dr.Jäckli AG und Dr.von Moos AG, die grosszügig Zugang zu ihren Archivdaten gewährten und in verschiedener Form Unterstützung leisteten.

Danken möchten wir den Archäologen Dr.Döfl Wild (Stadtarchäologie Zürich) und Dr.Patrick Nagy (Kantonsarchäologie Zürich) für die kritische Begutachtung gewisser Abschnitte im Kapitel Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente und für wertvolle Diskussionen und Anregungen. Der Unterwasserarchäologie im Amt für Städtebau verdanken wir das Titelbild aus den Seeablagern von der Rettungsgrabung Opéra.

Thomas Gubler und Dr.Hugo Mändli verdanken wir zahlreiche Hinweise und Unterlagen, die zur Verbesserung der vorliegenden Arbeit geführt haben.

Spezieller Dank geht an Thomas Gubler für die Überlassung der Geröllanalysen in Konglomeraten der OSM im Gebiet von Atlasblatt Zürich (Anhang).

Für die Überlassung von umfangreichen Unterlagen danken wir Pirmin Mader (Gysi, Leoni & Mader AG) und Christoph Röthlisberger (Dr. Vollenweider AG) ganz herzlich.

Alle im Erläuterungstext angegebenen Koordinaten beziehen sich auf die neuen Landeskoordinaten der Schweiz (neu sieben- anstelle sechsstellig).

Dezember 2015

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Der Felsuntergrund des Gebiets von Atlasblatt Zürich besteht überwiegend aus Gesteinen der Oberen Süsswassermolasse (OSM, ca. 16–13 Ma). Nur im nord-westlichsten Bereich tritt auch die Obere Meeresmolasse (OMM) zutage. Die leicht nach Südosten einfallenden Gesteine der OSM bestehen überwiegend aus Sand-, Silt- und Tonstein, nur untergeordnet treten auch Süsswasserkalk und Konglomerat auf. Die OSM erreicht beim Uetliberggipfel eine maximale Mächtigkeit von beinahe 900 m. Anteilsmässig dominieren Gesteine der Hörnli-Schüttung; im Westteil des Kartengebiets treten auch östlichste Ablagerungen der Napf-Schüttung sowie der beckenaxialen glimmerreichen Ost-West-Schüttung auf. Speziell zu erwähnen sind geringmächtige fossile Aschelagen innerhalb der OSM – Bentonite –, die sich numerisch datieren lassen und ausgezeichnete Leithorizonte darstellen. Ein charakteristisches und ebenfalls als Leithorizont geltendes Gestein ist der Meilener Kalk, der allerdings nur im Nordteil des Kartengebiets auftritt und dort ausstreicht. Die in der Oberen Süsswassermolasse aufgefundenen Fossilien (Tier- und Pflanzenreste) belegen ein warm-gemässigt bis warm-temperiertes Klima mit Jahresmitteltemperaturen von 15 bis 17°C.

Die älteste quartäre (eiszeitliche) Ablagerung im Gebiet von Blatt Zürich ist der Höhere Deckenschotter. Dieses fest zementierte Konglomerat steht mit einer Moräne an der Basis zuoberst auf dem Gipfel des Uetlibergs an. Nach der Ablagerung des Deckenschotters kam es im Mittleren Pleistozän zur Ausbildung grosser übertiefter Rinnen und Becken. Nur stellenweise enthalten diese übertieften Rinnen Reste mittelpleistozäner Ablagerungen, da während der mittel- und spätpleistozänen Gletschervorstösse ein grosser Teil der Beckenfüllungen wieder erodiert wurde.

Während der Letzten Eiszeit stiess der Linth-Rheingletscher durch die Zürichseetalung bis maximal in die Gegend von Killwangen vor (ca. 23–24 ka vor heute). Nur wenige Gebiete wie die höchsten Bereiche der Uetliberg-Albis-Kette blieben eisfrei. In der Gegend nordwestlich von Birmensdorf stiess ein westwärts um den Uetliberg geflossener Arm des Linth-Rheingletschers auf einen östlichen Seitenarm des Reussgletschers. Nach seinem Maximalstand zog sich der Linth-Rheingletscher sukzessive zurück, wobei er mehrmals stagnierte oder kurzzeitig wieder vorstiess. Bei diesen Halten hinterliess er charakteristische Endmoränenwälle. Die bekanntesten dieser Moränenstände sind diejenigen von Killwangen, Schlieren und Zürich. Das augenfälligste Beispiel eines Überrests eines Endmoränenwalls (Zürich-Stand) ist der Hügel des Lindenhofs. Während des Zürich-Stadiums bestand limmattalabwärts ein See («Schlierensee»), der mit z.T. grobem Schotter, vorwiegend der Sihl, verfüllt wurde. Vor ca. 18 ka zog sich der Linth-Rheingletscher ins Zürichseebecken zurück. In spät- bis postglazialer Zeit bildete abgeschwemmtes Molasse- und Moränenmaterial einen Kranz von Schwemmkegeln aus meist feinkörnigem Material («Uetliberglehm») an den Hängen des Uetli-

bergs. Spätestens ab dem 4. Jahrtausend v. Chr. setzte die Besiedelung im Uferbereich des Zürichsees durch den Menschen ein.

RÉSUMÉ

Le soubassement rocheux de la région de la feuille Zürich de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 est principalement constitué par la Molasse d'eau douce supérieure (OSM, env. 16–13 Ma). Ce n'est que dans la partie nord-occidentale de la feuille que la Molasse marine supérieure (OMM) apparaît également à l'affleurement. Les roches de l'OSM, légèrement inclinées vers le sud-est, comprennent essentiellement des grès, siltites et argilites, ainsi que – de manière nettement subordonnée – des calcaires d'eau douce et conglomérats. L'OSM atteint une épaisseur maximale de près de 900 m au niveau du sommet de l'Uetliberg. Les épandages alluviaux du Hörnli sont prédominants. Dans la partie occidentale de la région cartographiée se trouvent les dépôts les plus orientaux liés au cône de déjection du Napf et, dans la zone axiale du bassin, les épandages riches en mica de la Ost–West-Schüttung. Il faut encore mentionner la présence de plusieurs minces niveaux de bentonite au sein de l'OSM. Ces cendres volcaniques fossiles ont pu être datées radiométriquement et constituent d'excellents horizons repères. Le Meilener Kalk constitue un autre horizon repère caractéristique. Ce dernier n'est toutefois présent que dans la partie septentrionale de la région cartographiée et disparaît ensuite. Les fossiles (restes d'animaux et de plantes) récoltés dans l'OSM témoignent d'un climat tempéré chaud, avec des températures annuelles moyennes de 15 à 17 °C.

Les dépôts quaternaires les plus anciens de la région de la feuille Zürich sont représentés par le Höhere Deckenschotter. Ce conglomérat bien cimenté, avec une moraine à sa base, repose tout au sommet de l'Uetliberg. Après son dépôt au Pléistocène moyen ce Deckenschotter a été profondément entaillé par des chenaux et bassins. Dans ces chenaux, les remplissages sédimentaires du Pléistocène moyen ne sont préservés que localement, les avancées glaciaires du Pléistocène moyen et tardif ayant ré-érodé la plus grande partie des dépôts précédents.

Lors de la Dernière Glaciation le glacier Rhin-Linth s'est avancé dans la dépression du lac de Zürich jusque dans la région de Killwangen (extension maximale il y a environ 23–24 ka). Seuls quelques rares reliefs plus élevés de la chaîne de l'Uetliberg-Albis sont restés libres de glace. Une confluence entre un bras du glacier Rhin-Linth – qui contournait l'Uetliberg par l'ouest – et un bras oriental du glacier de la Reuss se situait dans le secteur au NW de Birmensdorf. Après ce stade maximal, le glacier Rhin-Linth s'est retiré progressivement, avec une succession de plusieurs phases de stagnation ou de brèves réavancées. Ces fluctuations ont laissé des vallum morainiques caractéristiques dans le paysage. Les stades morainiques les plus connus sont ceux de Killwangen, Schlieren et Zürich. La colline du Lindenhof est l'exemple le plus visible des restes d'une tel vallum (stade de Zürich). Un lac

(«Schlierensee») s'est formé pendant le stade de Zürich dans la vallée de la Limmat. Il a été comblé par des graviers parfois grossiers, provenant principalement de la Sihl. Il y a environ 18 ka, le glacier Rhin-Linth s'est complètement retiré du bassin du lac de Zürich. Pendant la période tardi- à post-glaciaire, le matériel molassique et morainique a formé par ruissellement une couronne de cônes colluviaux sur les pentes de l'Uetliberg, constitués principalement de matériel fin («limon de l'Uetliberg»). Enfin, les premières populations humaines se sont implantées dans le bassin du lac de Zürich au plus tard à partir du 4^{ème} millénaire av. J.C.

RIASSUNTO

Il substrato roccioso della regione del foglio Zurigo dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000 è costituito principalmente dalla Molassa di acqua dolce superiore (OSM, ca. 16-13 Ma). Solamente nella parte nord-occidentale del foglio affiora anche la Molassa marina superiore (OMM). Le rocce dell'OSM, inclinate leggermente verso sud-est, comprendono essenzialmente arenarie, siltiti e argilliti, nonché – in modo minore – calcari d'acqua dolce e conglomerati. L'OSM raggiunge una potenza massima di quasi 900 m presso la cima dell'Uetliberg. I depositi alluviali dell'Hörnli sono predominanti. Nella parte occidentale della regione cartografata si trovano i depositi più orientali legati al cono di deiezione del Napf, mentre nella zona assiale del bacino si collocano i sedimenti ricchi di mica della Ost-West-Schüttung. All'interno dell'OSM va pure menzionata la presenza di molteplici livelli sottili di bentonite. Queste ceneri vulcaniche fossili hanno potuto essere datate radiometricamente e costituiscono un eccellente livello di riferimento. Il Meilener Kalk costituisce un altro livello di riferimento caratteristico, tuttavia quest'ultimo è presente solo nella parte settentrionale della regione cartografata e scompare in seguito. I fossili (resti di animali e piante) raccolti nell'OSM testimoniano di un clima temperato caldo, con temperature medie annue tra 15 e 17°C.

I depositi quaternari più antichi della regione del foglio Zurigo sono rappresentati dal Höhere Deckenschotter. Questo conglomerato ben cementato, con una morena alla sua base, riposa sulla cima dell'Uetliberg. In seguito al suo deposito nel Pleistocene medio questo Deckenschotter è stato intagliato profondamente da canali e bacini. In questi canali, i riempimenti sedimentari del Pleistocene medio sono preservati solo localmente, poiché gli avanzamenti glaciali del Pleistocene medio e tardo hanno eroso nuovamente la maggior parte dei depositi precedenti.

Durante l'Ultima glaciazione il ghiacciaio del Reno-Linth ha avanzato nella depressione del lago di Zurigo fino alla regione del Killwangen (estensione massima circa 23-24 ka fa). Solo alcuni rari rilievi più alti della catena dell'Uetliberg-Albis sono rimasti liberi dal ghiaccio. Una confluenza tra il braccio del ghiacciaio Reno-Linth – che contornava l'Uetliberg da ovest – e un braccio orientale del ghiacciaio della Reuss, si situava nel settore a NW di Birmensdorf. Dopo questo stadio

massimo, il ghiacciaio del Reno-Linth si è ritirato progressivamente, con una successione di molteplici fasi di arresto o brevi avanzate. Queste fluttuazioni hanno lasciato morfologie caratteristiche nel paesaggio (valli moreniche). Gli stadi morenici più noti sono quelli di Killwangen, Schlieren e Zurigo. La collina del Lindenhof è l'esempio meglio visibile dei resti di un tale vallo (stadio di Zurigo). Un lago («Schlierensee») si è formato durante lo stadio di Zurigo nella valle della Limmat. Esso è stato colmato da ghiaie, talvolta grossolane, provenienti principalmente dalla Sihl. Circa 18 ka fa, il ghiacciaio del Reno-Linth si è completamente ritirato dal bacino del lago di Zurigo. Durante il periodo tardi- a post-glaciale, il materiale molassico e morenico ha formato per ruscellamento una corona di coni colluviali sui pendii dell'Uetliberg. Essi sono costituiti principalmente di materiale fine (limi dell'Uetliberg). Le prime popolazioni umane si sono installate nel bacino del lago di Zurigo al più tardi a partire dal IV millennio a.C.

SUMMARY

The bedrock of the area of the Atlas sheet Zurich consists mainly of rocks of the Upper Freshwater Molasse (OSM, ca. 16–13 Ma). Only in the northwestern region is the Upper Marine Molasse (OMM) revealed in outcrops. The slightly SE-dipping rocks of the OSM comprise predominantly sand, silt and mudstone, and only minor proportions of freshwater limestone and conglomerate are present. The OSM reaches a maximum thickness of nearly 900 m at the Uetliberg peak. Proportionally, the Hörnli alluvial beds dominate. In the western part of the map area, the easternmost portion of the deposits related to the Napf alluvial fan as well as the micaceous East-West alluvial beds of the basin's axial zone are also observed. Special attention goes to thin layers of fossil ash within the OSM – bentonite – which can be dated numerically and represent excellent marker horizons. A characteristic rock is the Meilen limestone, which is also applicable as a marker horizon, but it is restricted to the northern part of the map area, where it outcrops. The fossils (plant and animal remains) discovered in the Upper Freshwater Molasse document a warm-temperate climate with average annual temperatures of 15 to 17°C.

The oldest Quaternary (Pleistocene) deposits in the area of the Atlas sheet Zurich are represented by the Höhere Deckenschotter. This firmly cemented conglomerate, with a moraine at its base, constitutes the uppermost layer of the Uetliberg peak. After deposition of the Deckenschotter, during the Middle Pleistocene, large over-deepened channels and basins formed. These over-deepened channels were only locally filled with the remaining Middle Pleistocene sediments. During the Middle and Late Pleistocene, glacial advances re-eroded a large portion of the basin fill.

During the last Ice Age, the Rhine-Linth glacier advanced across the depression of Lake Zurich as far as the vicinity of Killwangen (c. 23–24 ka ago). Only a few

areas, such as the peaks of the Uetliberg-Albis chain, remained ice-free. In the area NW of Birmensdorf, a westward flowing lobe of the Rhine-Linth glacier looped around the Uetliberg and collided with an eastern side lobe of the Reuss glacier. After its maximum advance, the Rhine-Linth glacier retreated successively, with repeated stagnations or brief re-advances. During these stagnations, it created characteristic terminal moraines. The best known moraine stadia are those of Killwangen, Schlieren and Zurich. The clearest example of a terminal moraine remnant (Zurich Stage) is the Lindenhof hill. During the Zurich Stage, a lake («Schlierensee») formed downstream of the Limmat valley and was filled with partially coarse gravel deposits that originated mainly from the Sihl. About 18 ka ago, the Rhine-Linth glacier retreated into the Lake Zurich basin. In late- to post-glacial time, washed-away and mostly fine-grained molasse and moraine material («Uetliberg Loam») formed a rim of alluvial fans on the slopes of Uetliberg. Human colonization of the Lake Zurich basin took place no later than the 4th millennium B.C.

EINFÜHRUNG

Geomorphologische Übersicht

Im Gebiet von Atlasblatt Zürich treten morphologisch drei Talanlagen hervor, welche generell in Südost-Nordwest-Richtung ziehen und durch markante Höhenzüge getrennt werden.

Glatttal

Im Nordostteil des Kartengebietes erstreckt sich das Glatttal mit flachen Talsohlen auf Koten um 420–430 m ü.M. und mit der Glatt als Vorfluter. Morphologisch ragen aus der Talsohle die beiden Erhebungen des Hardwaldes zwischen Opfikon–Glattbrugg und Dietlikon (Koten bis 490 m ü.M.) sowie der Buhn-Hügel und das Schwandenholz bei Zürich-Seebach hervor, mit höchsten Koten zwischen 460 und 470 m ü.M. Es sind dies vom letzteiszeitlichen Linth-Rheingletscher überfahrene und mit Moräne überkleisterte Relikte eines alten, oft verkitteten vorletzteiszeitlichen Schotter.

Im Raum Opfikon–Glattbrugg verzweigt sich das Glatttal in den gegen WNW streichenden Furttal-Ast und den Richtung NNE streichenden eigentlichen Glatttal-Ast. Als trennendes Element zwischen diesen beiden Talschaften taucht nördlich von Zürich-Seebach ein Felsrücken aus Oberer Süsswassermolasse (OSM) unter der quartären Überdeckung auf.

Ein interessantes geomorphologisches und hydrologisches Phänomen im Grenzbereich Glatttal–Furttal sind die Chatzenseen zwischen Zürich-Affoltern und Regensdorf, ehemalige eiszeitliche Toteisseen. Sie werden gegen Westen durch den Moränenkranz von Regensdorf (Schlieren-Stand) abgegrenzt und entwässern sich über den Chatzenbach «rückwärts» Richtung Osten in die Glatt. Auf dem Moränenkranz nordwestlich der Seen (am nördlichen Kartengebietsrand) verläuft die Wasserscheide zwischen Glatttal und Furttal. Im Gebiet des Kartenblatts Zürich liegt in der Umgebung von Regensdorf nur ein verschwindend kleiner Teil des Einzugsgebietes des Furtbaches, welcher seinerseits das ganze Furttal entwässert und bei Würenlos in die Limmat mündet.

Zürichsee-Limmattal und seine randlichen Höhenzüge

Das Gebiet von Blatt Zürich wird in erster Linie geprägt durch das Zürichsee-Limmattal mit dem ihm tributären Sihltal. Der Zürichsee, nördlich durch den Moränenkranz Zürich Enge–Lindenhof–Hohe Promenade begrenzt, weist heute einen mittleren Seespiegel bei Kote 406 m ü.M. auf; der Seespiegel kann beim Wehr Letten reguliert werden. Im Stadtgebiet beginnt das eigentliche Limmattal.

Die Limmat schlängelte sich früher, vor den Flusskorrekturen, durch das zürcherische Limmattal. Sie muss den Moränenkranz des Schlieren-Standes mit dem ihm vorgelagerten Schotterplateau zwischen Schlieren, Dietikon, Unterengstringen und Weiningen im Süden umfliessen und verlässt zwischen Dietikon und Oetwil a.d.L. das Kartengebiet. Hier liegt auch die tiefste im Gebiet von Blatt Zürich verzeichnete Terrainkote mit 382 m ü.M.

Zwischen dem Glatttal und dem Zürichsee-Limmattal erstrecken sich die vorwiegend aus Molasse aufgebauten Hochgebiete Pfannenstiel (nicht auf dem Kartengebiet) – Adlisberg – Zürichberg – Chäferberg – Gubrist – Hasleren und Altberg. Die höchsten Punkte dieses Höhenzuges sind das Sennholz (Zumikon) mit 708 m ü.M., der Lorenchopf bei Zürich-Witikon mit 701 m ü.M., der Zürichberg mit 676 m ü.M., der Gubrist mit 615 m ü.M. und der Altberg mit 616 m ü.M. Dieser prägnante Höhenzug wird durch verschiedene Einschnitte zergliedert, namentlich den Einschnitt der Forch bei Zumikon (im Gebiet von Blatt Uster), den Einschnitt Müseren zwischen Witikon und Pfaffhausen, den markanten Einschnitt des Milchbucks mit Koten um 470 m ü.M., den flachen Sattel des Hönggerberges und das Folenmoos zwischen Weiningen und Regensdorf, einen schräg zu den allgemeinen Richtungen streichenden Einschnitt zwischen Gubrist und Altberg, mit einer Passhöhe von 537 m ü.M.

Das digitale Geländemodell (Fig. 1) zeigt, dass der Höhenzug vom Pfannenstiel bis zum Gubrist, im Gegensatz zur Albiskette, generell sanfte, gerundete Hügelformen besitzt, was daran liegt, dass er vom letzteiszeitlichen Gletscher überschliffen worden ist. Nur an wenigen Stellen ist er in postglazialer Zeit durch Bacherosion durchfurcht worden. Im südwestlichsten Hangbereich des Pfannenstiels haben sich der Küsnachter Bach und wenig nordwestlich davon der Werenbach und der Elefantenbach nach dem Eisabbau in die Moränenbedeckung und die anstehende Molasse eingekerbt, unter Bildung tief eingeschnittener Tobel und weit in den See vorgeschobener Schuttfächer. Weitere Bäche haben diesen Höhenzug auf seiner Glatttalflanke durchfurcht und so bei Dübendorf das Metten- und Sagentobel und bei Zürich-Affoltern das Holderbachtobel gebildet.

Am Westrand des Zürichseetales tritt morphologisch das überwiegend in Molasse eingeschnittene Sihltal in Erscheinung. Die Sihl, welcher bei Schindellegi (Blatt Einsiedeln) der Abfluss ins Zürichseebecken durch eine markante Seitenmoräne verwehrt wird, fliesst von da an mehr oder weniger parallel zum Zürichseebecken durch das relativ enge Sihltal ab. Das Tal verbreitert sich erst im Raum Zürich-Brunau, und die Sihl erreicht am Platzspitz die Limmat. Zwischen dem Sihltal und dem Zürichseebecken erhebt sich vom Horgener Berg über den Zimmerberg bis zum Entlisberg ein Höhenzug mit einem Kern aus OSM und einer Bedeckung aus verschiedenen, z.T. markanten Wallmoränenstaffeln, deren innere sich bis in die Moränenwälle von Zürich Enge und den Moränenkranz der Stadt Zürich fortsetzen.

Die südwestliche Begrenzung des Limmattaales bilden die Ausläufer der Albiskette, mit dem Uetliberg (870,6 m ü.M.) als prominentestem Vertreter. Hier

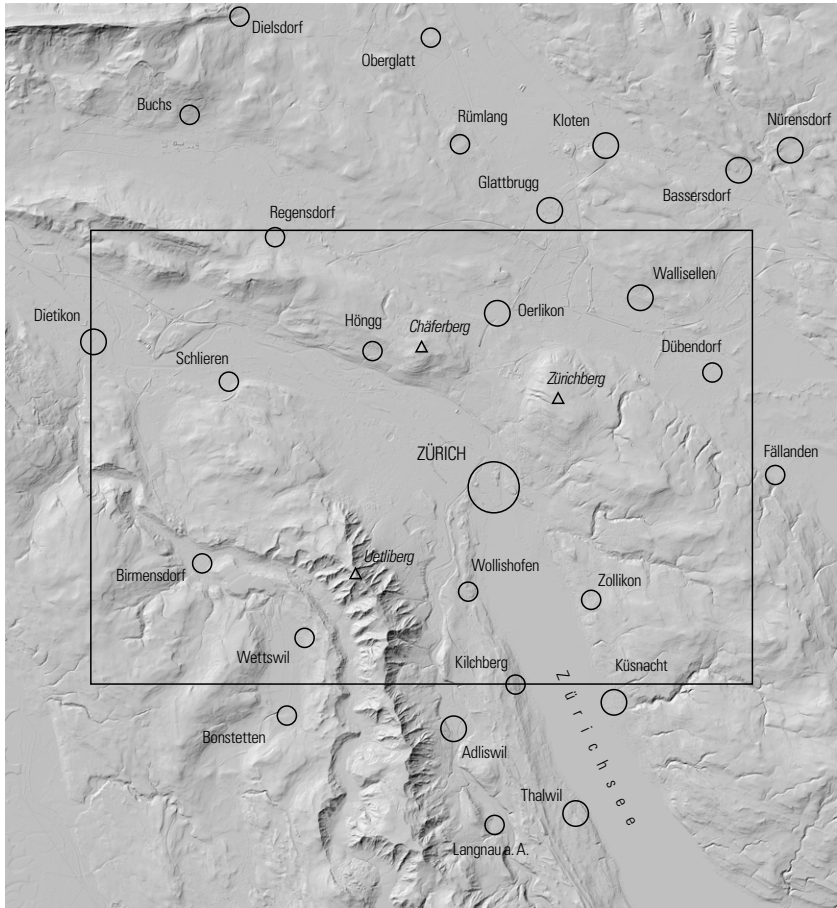


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI^{3D}) des Gebiets von Atlasblatt Zürich und Umgebung 1:200 000.

liegen mit einer Auflagerungsfläche auf etwa 840 m ü. M. die ältesten pleistozänen Ablagerungen des Kartengebietes, d.h. Höherer Deckenschotter mit einer Moräne an der Basis, auf den jüngsten tertiären Sedimenten (OSM). Die Geomorphologie der Albiskette vom Albis bis zur Waldegg nordwestlich des Uetliberges ist für das Gebiet um Zürich einzigartig: Hier wird ein schmaler Grat auf beiden Seiten durch rezente Verwitterung und Bacherosion angegriffen und zerfurcht, und aus

den Erosionskerben dehnen sich auf beiden Seiten grosse Schwemmkegel mit Schwemmlehm («Uetliberglehm») in die benachbarten Ebenen und Täler aus. Ausserdem ist der Grat das Abrissgebiet teils grosser Rutsch- und Sackungsmassen, wie zum Beispiel jener von Mittel-Leimbach. Der ganze Bergrücken vom Albis bis zum Uetliberg ist ein sehr anschauliches Beispiel für die heute sich abspielenden Erosionsprozesse, denen der Grat ausgeliefert ist.

In der Nordwestabdachung des Uetlibergs fällt das Gelände flach ab und erreicht im Raum Urdorf–Schlieren das Niveau des Limmattaes. Die nordwestliche Fortsetzung dieses morphologisch markanten Höhenzuges westlich des Urdorfer Tales und des Reppischtals liegt im Heitersberg im Gebiet von Blatt Wohlen.

Reppischtal, Knonauer Amt und Talung Wettswil-Birmensdorf-Urdorf

Die Albis-Uetliberg-Kette wird im Westen begleitet durch das von Südosten nach Nordwesten verlaufende Reppischtal. Die Reppisch hat als Schmelzwasserfluss während der letzten Eiszeiten im Gebiet von Blatt Zürich das Tal oberhalb von Birmensdorf abschnittsweise bis gegen 100 m in die Felsunterlage der Molasse eingekerbt. Das Tal ist dort überwiegend mit von den Uetliberghängen abgeschwemmtem Lehm gefüllt. Das Reppischtal von Birmensdorf abwärts ist erst im LGM der Letzten Eiszeit angelegt worden und weist deshalb eine Vielzahl instabiler Hänge auf.

Westlich an das Reppischtal schliesst das Knonauer Amt an. Dieses wurde geprägt durch rechtsseitige Seitenarme des Reussgletschers, welche in der Letzten Eiszeit die morphologisch interessant gegliederte Landschaft mit einem Zungenbecken zwischen Bonstetten und Wettswil und den glazialen Abflussrinnen um Birmensdorf, sowie die Landschaft des nördlichen Knonauer Amtes im Grenzbereich zum Kanton Aargau mit ihren glazigenen Erosions- und Akkumulationsformen geschaffen haben.

Erforschungsgeschichte der Geologie von Zürich und Umgebung

Die geologische Forschung auf dem Gebiet von Blatt Zürich begann mit den sehr detaillierten Profilaufnahmen an der Falätsche durch Hans-Conrad Escher, welche im zweiten Band der Zeitschrift «Alpina» 1807 publiziert wurden (s. PAVONI 1957). Dessen Sohn Arnold intensivierte die lokalgeologischen Studien seines Vaters und publizierte eine erste, ziemlich detaillierte Zusammenfassung zur Geologie von Zürich (ESCHER 1844). Darin beschrieb er auch die zahlreichen Moränenwälle, die den unteren Zürichsee umsäumen und interpretierte sie erstmalig als Zeugen einstiger Gletscher. Die Talform des Zürichsees sah er allerdings als präglazial an und erklärte sie als das Produkt mächtiger Fluten, die vor der Eiszeit das wesentliche Relief um Zürich geschaffen hätten (s. LETSCH 2014b). Die erste geo-

logische Karte des Kantons Zürich wurde von Albert Mousson anonym 1862 als Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich publiziert, wobei er sich wesentlich auf Erkenntnisse Arnold Eschers gestützt haben dürfte. Letzterem verdanken wir zudem die erste geologische Karte des Stadtgebietes von Zürich, die zusammen mit einer Diskussion der Stadtzürcher Wasserverhältnisse in ihrem Zusammenhang zur Geologie publiziert wurde (ESCHER & BÜRKLI 1871). Zahlreiche Hinweise zur Zürcher Geologie aus jener Zeit findet man auch in Oswald Heers Werk «Die Urwelt der Schweiz», das in zwei Auflagen (1864, 1879) erschienen ist.

Einen wesentlichen Fortschritt in der geologischen Erforschung der Zürcher Geologie markiert Alexander Wettsteins Dissertation «Geologie von Zürich und Umgebung», wovon vor allem die äusserst detaillierte geologische Karte 1:40 000 von bleibendem Wert ist. Er unterschied bereits Moränen und Schotter zweier Vereisungen, wobei seine Einteilung der Moränenstaffeln nicht mit modernen Gliederungen korreliert werden kann. AEPPLI (1894), ALB. HEIM (1891, 1894) und FREI (1912) befassten sich mit der Entstehung des Zürichsees und der Altersstellung der hochliegenden Schottervorkommen auf dem Uetliberg (Deckenschotter). LETSCH (1899), LETSCH et al. (1907) und LETSCH & RITTER (1925) lieferten im Zusammenhang mit ihrer monographischen Bearbeitung der ostschweizerischen Molassekohlenvorkommen und Tonlager eine Fülle an lokalgeologischen Informationen.

Mit dem Beginn des 20. Jahrhunderts kann eine erste Verschiebung von rein akademischer geologischer Forschung hin zu geologischen Arbeiten festgestellt werden, die durch praktische Probleme des Baugrundes und des Grundwassers motiviert waren. Das zunehmend dichter bebaute Areal der Stadt Zürich machte eine vertiefte Auseinandersetzung mit den kleinräumigen geologischen Verhältnissen nötig. Besonders hervorzuheben sind aus jener frühen Phase der ingenieur- und hydrogeologisch motivierten Lokalgeologie die zahlreichen Arbeiten von HUG (1917, 1918, 1938), welche im Werk «Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich» (HUG & BEILICK 1934) ihre Kulmination fanden. Weitere Pioniere der Stadtzürcher Lokalgeologie waren der Pfarrer Bernhard Beck und der Gymnasialprofessor Robert Huber, die zahlreiche, sehr interessante Aufschlüsse im Stadtgebiet dokumentierten (BECK 1914, 1915, HUBER 1938, 1960).

Nach dem Zweiten Weltkrieg entstanden die ersten geologischen Büros in Zürich, welche fortan die lokalgeologische Erforschung prägen sollten. Hier sind vor allem die Büros von Heinrich Jäckli und Armin von Moos zu nennen. Aus dem Kreise der frühen Mitarbeiter dieser Büros stammen viele grundlegende Arbeiten zur Geologie des Gebietes von Blatt Zürich (z.B. VON MOOS 1946, 1949, JÄCKLI 1959, 1962, 1989, SCHINDLER 1968, 1971, 1973, 1974, 1976).

Während sich die Baugeologen vornehmlich mit den quartären Ablagerungen beschäftigten, erfuhr die Obere Süsswassermolasse durch Nazario Pavoni eine detaillierte Neubearbeitung im Rahmen seiner Dissertation (PAVONI 1952, 1957). Weitere Beiträge zur Zürcher Geologie, die aus dem akademischen Umfeld stammen, sind die zahlreichen Arbeiten und Karten von Hans Suter und René Hantke

(SUTER 1939a + b, 1944, SUTER & HANTKE 1962, HANTKE 1958, 1959, HANTKE et al. 1967). Zudem ist an dieser Stelle der Führer «Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich» zu erwähnen, welcher 1946 von der Geologischen Gesellschaft in Zürich herausgegeben wurde.

Die Jahre der Hochkonjunktur brachten für die lokalgeologischen Kenntnisse von Zürich dank der intensiven Bautätigkeit grosse Fortschritte. Auch die diversen Tunnel- und Stollenbauten in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, zum Beispiel die Wasserstollen Hardhof-Strickhof und Hardhof-Lyren-Moos oder der Zürichberg-, Milchbuck-, Gubrist- und Uetlibergtunnel, lieferten wertvolle Informationen zur Geologie des Felsuntergrundes und der Lockergesteinsdecke. Der Nachweis, dass es nicht nur einen, sondern mehrere Bentonithorizonte und mehrere limnische Niveaus in der OSM gibt, erlaubten es in den 1970er- und 1980er-Jahren, ein wesentlich einfacheres Bild der Molassestratigraphie zu entwerfen (PAVONI & SCHINDLER 1981, GUBLER 1987, GUBLER et al. 1992). In den 1970er- und 1980er-Jahren erfuhren auch die zürcherischen Grundwasservorkommen eine eingehende Erforschung (s. KEMPF et al. 1986), die zu wesentlichen neuen Erkenntnissen zu Aufbau und Verbreitung der mächtigen Quartärablagerungen in übertieften Talabschnitten führte (z.B. WYSSLING & WYSSLING 1978, HALDI-MANN 1978, FREIMOSER & LOCHER 1980).

STRATIGRAPHIE

TERTIÄR (PALÄOGEN-NEOGEN)

Im nördlichen Vorland des entstehenden Alpenkörpers erstreckte sich im Paläogen-Neogen das nordalpine Molassebecken, eine typische Vorlandsenke, in welcher der detritische Schutt der damaligen Alpen zur Ablagerung gelangte.

Während des Eozäns lag das Gebiet des Atlasblattes Zürich noch weit nördlich des Flyschrestmeeres (BERGER et al. 2005). Der die damalige Landoberfläche bildende Malm war unter einem subtropisch-semiariden Klima einer intensiven Verwitterung ausgesetzt, was zu einer tiefgründigen Verkarstung führte. Die unlöslichen Rückstände dieses Lösungsprozesses (Boluston, Bohnerz) blieben in lokalen Senken oder in tiefen Karstschloten erhalten.

Im frühen Oligozän (Rupélien) war die Vorlandsenke, vor allem in Alpennähe, noch vom Meer eingenommen, und es gelangten die marinen Sedimente der Unteren Meeresmolasse (UMM; Grisigen-Mergel und Horw-Sandstein) zur Ablagerung. Im Gebiet des Kartenblattes Zürich fehlen diese Ablagerungen; ihr Nordrand ist weiter südlich im Bereich der heutigen Südgrenze der mittelländischen Molasse zu vermuten (BÜCHI & SCHLANKE 1977, BERGER et al. 2005). Ab dem späten Rupélien verlandete die Vorlandsenke, und über der UMM bzw. über den jüngsten Jura-Formationen wurden in Form der Unteren Süsswassermolasse (USM) mächtige Fluss-, Überschwemmungsebenen- und Seeablagerungen sedimentiert. Deren Ablagerung erfolgte mehr oder weniger synchron mit einer Absenkung des Vorlandbeckens, sodass die damalige Landoberfläche wohl stets nur knapp über dem Meeresspiegel lag (NAEF et al. 1985). Die Sedimentation der USM setzte von Süden nach Norden fortschreitend ein, was sich in deutlichen Mächtigkeitsunterschieden äussert. Im Raum Zürich begann die Sedimentation der USM erst im späten Chattien und dauerte bis ins frühe Miozän (Aquitainen). Im Gebiet des Kartenblattes Zürich ist die USM oberflächlich nicht aufgeschlossen; sie ist jedoch aus einigen Tiefbohrungen bekannt.

Im Burdigalien, vor rund 20 Ma, erfolgte von Südwesten und Westen eine marine Transgression, und im Molassebecken erstreckte sich bis ins späte Burdigalien eine schmale, flache, gegen die Alpen hin etwas tiefere Meeresstrasse, in welcher während rund 3,5 Ma die Obere Meeresmolasse (OMM), d.h. mariner, z.T. glaukonitreicher Sandstein mit Muschelbänken und Konglomeratlagen, dazwischen aber auch mergelige Schichten, zur Ablagerung gelangten (BÜCHI & HOFMANN 1960). Im Gebiet des Blattes Zürich ist die OMM nur im nordwestlichsten Kartengebiet aufgeschlossen; sie wurde aber in zahlreichen Bohrungen durchteuft.

Im späten Burdigalien, vor rund 16,5 Ma, wurde der Meeresarm durch die alpinen Schuttfächer zunehmend aufgefüllt und das Meer nach Osten und Westen

zurückgedrängt; von nun an herrschten im schweizerischen Molassebecken im Vorland des Alpengebirges festländische Verhältnisse. In einer weiten Schwemmlandebene mit Seen, Flussläufen und in alpennahen Schuttfächern wurde während der folgenden knapp 6 Ma unter sich wenig ändernden Ablagerungsbedingungen die bis maximal 900 m mächtige Abfolge von Mergel, Sandstein und z.T. Konglomerat (Nagelfluh) der OSM abgelagert (z.B. BÜCHI 1957b, 1958, 1959, PAVONI 1956, 1957, GUBLER 1987). Auch in dieser Zeit war die Vorlandsenke in Absenkung begriffen. Die Absenkung hielt auch weiterhin etwa Schritt mit der Sedimentation (PAVONI 1952, NAEF et al. 1985), sodass das Terrainniveau wohl stets nur wenig über Meeresniveau lag.

Der Ablagerungsraum der OSM wurde durch die Glimmersandschüttung, ein vom Böhmischem Massiv im Osten entlang dem Nordrand des Molassebeckens gegen Westen zu verfolgendes Flusssystem, entwässert (HOFMANN 1960).

Die Sedimentation der OSM setzte aus, als im späten Miozän mit dem anhaltenden Nordschub der Alpen die bis dahin vorherrschende Absenkung des Beckens in Hebung übergang, verbunden mit der Heraushebung des Jura gebirges etwa ab 11 Ma vor heute (NAEF et al. 1985, LAUBSCHER 1987). Mit der Hebung ging die bisherige Phase andauernder Sedimentation in eine Phase der Erosion über, d.h. die bis dahin sedimentierenden Flüsse begannen zu erodieren und mussten sich, weil der Abfluss gegen Westen wegen der Hebung durch die Jurafaltung nicht mehr möglich war, einen neuen Abfluss suchen. Sie fanden ihn über das untere Aaretal und das Wutachtal gegen Nordosten zur Donau hin (VILLINGER 1998, FRAEFEL 2008).

Spätes Oligozän – Mittleres Miozän

Untere Süsswassermolasse (USM, Chattien – Aquitanien)

Die USM tritt im Gebiet von Blatt Zürich nicht zutage. Sie erscheint im Gebiet südlich der Lägern in reduzierter Mächtigkeit am Nordrand des Molassebeckens, wo sie transgressiv auf verkarsteten Kalken des Malms (Später Jura) aufliegt. Andererseits tritt sie als mächtige Sedimentserie im steil aufgerichteten Südschenkel des mittelländischen Molassebeckens im Gebiet von Buechwald – Luegeten – Rueschel – Feusisberg südlich des Zürichsees auf, in rund 40 km Distanz von der Lägern. Angesichts dieser weit entfernten Aufschlüsse können die Verhältnisse im Gebiet des Kartenblatts Zürich nur anhand von Bohrungen und von geophysikalischen Untersuchungen rekonstruiert werden. Im Gebiet von Zürich und Umgebung wurde die USM mit der Thermalwasserbohrung Tiefenbrunnen erreicht und mit den Tiefbohrungen Küsnacht und Lindau sowie der Geothermiebohrung Triemli (s. Tab. 8) in ihrer ganzen Mächtigkeit durchteuft. Die Geothermiebohrung Basersdorf wurde vor Erreichen der Untergrenze der USM abgebrochen.

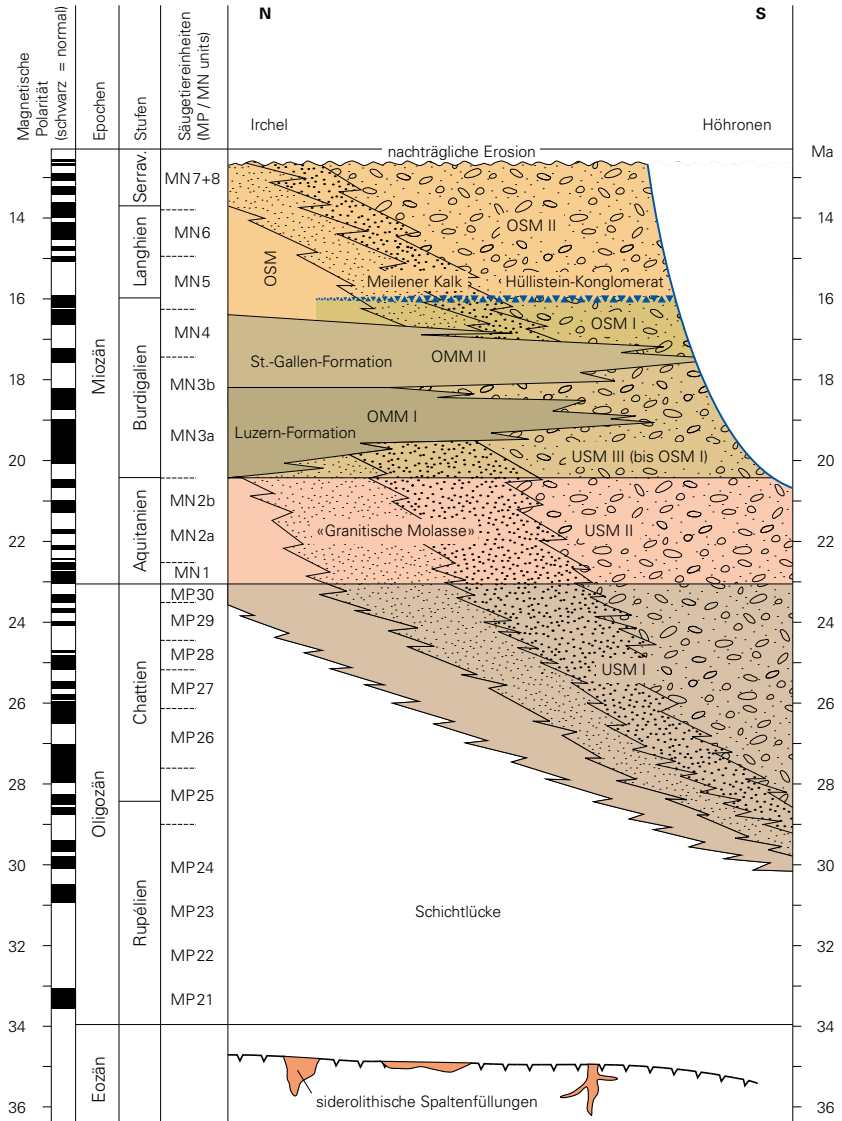


Fig. 2: Schematische Stratigraphie sowie Nomenklatur der Molasseablagerungen und des Siderolithikums im Gebiet von Atlasblatt Zürich.

In der Bohrung Triemli ist die USM 1031 m mächtig und wird als «Siltsteine und Mergel, bunt, mit Mittel- bis Grobsandstein (kalzitisch zementiert)» beschrieben (EWZ 2014).

In der Tiefbohrung Küsnacht (BÜCHI et al. 1961) besitzt die USM eine Gesamtmächtigkeit von 1585 m. In den obersten 115 m (Teufe 1065–1180 m) dominieren mergelige Serien mit vorwiegend gelber und grauer Färbung; zudem fehlt in dieser Zone «granitischer Sandstein». Die Serie steht unter dem Einfluss der Hörnli-Schüttung und ist mit der «Oberaquitanen Mergelzone» am heutigen Südrand der Hörnli-Schüttung zu korrelieren. Die darunterliegenden Teile der USM (Teufe 1180–2650 m) bestehen aus einer Wechsellagerung von buntem Mergel und «granitischem Sandstein». Aufgrund des Schwermineralbildes sind die Sandsteinintervalle von etwa 1180–2090 m Teufe der Napf-Schüttung, die noch tiefer liegenden Sandsteinintervalle, bis in 2650 m Teufe, der Höhrnen-Schüttung zuzuordnen (BÜCHI et al. 1961). Die Untergrenze der USM liegt in der Bohrung Küsnacht 2028 m unter Meeresniveau.

Bemerkenswert ist die bedeutende Mächtigkeitszunahme der USM von Norden nach Süden. Im Gebiet südlich der Lägern beträgt die Mächtigkeit der USM zirka 400 m, nördlich der Lägern nur 50–150 m (SENFTLEBEN 1923, NOTZ 1924, VON BRAUN 1953, SCHINDLER 1977, GRAF & BITTERLI 1999). Im Gebiet von Blatt Zürich nimmt die Mächtigkeit der USM wie oben beschrieben von 1036 m in der Tiefbohrung Lindau bis 1585 m in der Tiefbohrung Küsnacht zu. In der Bohrung Triemli beträgt die Mächtigkeit 1031 m. Von der Tiefbohrung Küsnacht nach Süden nimmt die Mächtigkeit der USM weiter zu. Sie erreicht im Bereich des aufgerichteten Südrandes des mittelländischen Molassebeckens südlich des Zürichsees zwischen Feusisberg und Lidwil 2200 m (PAVONI 1967) und in der subalpinen Molasse schliesslich gegen 2800 m.

Diese Mächtigkeitsunterschiede sind verursacht durch unterschiedlich starke Absenkungsvorgänge des Vorlandes während der Ablagerung der USM. Die Mächtigkeitszunahme der USM erfolgte dabei bevorzugt entlang beckenparalleler, prämolassisch oder synsedimentär aktiver Flexuren (VON BRAUN 1953). Dies bedeutet aber auch, dass die Sedimentation der USM im Süden früher einsetzte als im Norden (Beckenrand). Während im Süden (subalpine Molasse) die Sedimentation der USM unmittelbar nach dem Ende der UMM im späten Rupélien begann, belegen Kleinsäugerfunde aus der USM am Südabhang der Lägern ein Einsetzen der dortigen Sedimentation erst im späten Chattien (BOLLIGER 2013).

Obere Meeresmolasse (OMM, Burdigalien)

Die Obere Meeremolasse, die etwa den Zeitraum von 20 bis 16,5 Ma umfasst, lässt sich in die Luzern-Formation («Luzerner Schichten») und die St.-Gallen-Formation («St. Galler Schichten») unterteilen. Die Grenzziehung zwischen beiden Formationen erfolgte für das Gebiet des Atlasblatts Zürich gemäss dem damaligen Kenntnis-

stand an der Basis der «Quarzitnagelfluh» (BÜCHI 1957a). Muschelsandstein und mittelkörniger Glaukonitsandstein bildet den älteren (Luzern-Formation), die Serien mit Quarzitnagelfluh den jüngeren Anteil (St.-Gallen-Formation) der OMM. Die Ablagerungen der OMM werden heute gesamthaft in das Burdigalien gestellt.

Die OMM tritt im Gebiet des Blattes Zürich nur im äussersten Nordwesten, im Gebiet Geroldswil–Oetwil a.d.L., zutage. Sie bildet die Unterlage des Hügels im Sood westlich und südlich des Äschbrig. Benachbarte Aufschlüsse der OMM finden sich am Steilhang des Bick, 1,5 km WNW von Oetwil, und nördlich von Würenlos (SENFTLEBEN 1923, NOTZ 1924) sowie südlich der Limmat im Gebiet Spreitenbach–Killwangen–Neuenhof, alle bereits ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Zürich (JÄCKLI 1966, SCHINDLER 1977). Die Mächtigkeit der OMM beträgt nach SENFTLEBEN (1923) südlich der Westlägern 110 m, nördlich der Westlägern 80 m und im Bereich der Ostlägern rund 100 m (NOTZ 1924). Die Neukartierung von Blatt Baden (GRAF et al. 2006) ergab, dass im Gebiet südlich der Lägerstruktur die älteren Anteile der OMM (u.a. der Muschelsandstein) auskeilen. Westlich von Wettingen tritt im Übergang zur Lägerstruktur eine nur noch 20 m mächtige OMM-Serie mit Quarzitnagelfluh auf. Nördlich der Lägerstruktur findet sich Muschelsandstein bei Turgi, welcher von Quarzitnagelfluh überlagert wird. Die Mächtigkeit der OMM dürfte in diesem Gebiet insgesamt nur noch 20–40 m betragen. Im Sedimentationsbild der OMM zeichnet sich im Bereich der heutigen Läger eine Hochstruktur ab (s. Kap. Tektonik).

Im Gebiet von Zürich und Umgebung wurde die OMM in den Tiefbohrungen Bassersdorf, Lindau, Tiefenbrunnen, Fehraltorf, Küsnacht und Triemli angetroffen und durchteuft. Dabei konnte von Norden nach Süden eine deutliche Mächtigkeitszunahme festgestellt werden, von rund 280 m (Lindau, Bassersdorf), 319 m (Triemli), 389 m (Tiefenbrunnen), 470 m (Fehraltorf) bis 520 m (Küsnacht). Die Bohrungen Aquä I und II erschlossen Thermalwasser aus der OMM (s. Kap. Bohrungen), ohne letztere ganz zu durchteufen.

m₂ «Luzerner Schichten» (Luzern-Formation)

In Baugruben südlich der Limmattalstrasse in Geroldswil waren 1962 auf Kote 390–395 m mittelkörniger glaukonithaltiger Sandstein und Muschelsandstein aufgeschlossen. Im Aufschluss bei Steinhalde stand auf Kote 392 m, direkt unter Grundmoräne, eine 2–2,5 m mächtige Bank von grobkörnigem Muschelsandstein an. Fossilinhalt: *Pecten/Chlamys* sp., *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Arca* sp., Echinodermen-Schalentrümmer, *Lamna* sp. und fossiles Holz. Im Liegenden der Bank folgte grauer, mittelkörniger Sandstein, 2–3 m mächtig, darunter mehr als 2 m gelbbraun verwitterter feingeschichteter grauer Sandstein. Die Schichten zeigten ein Fallen von 1–2° gegen SSE sowie eine ausgeprägte Klüftung N30W. Im Bereich der Unterführung der Stettenstrasse unter der Autobahn A1 wurde in einer Sondierbohrung OMM auf Kote 370 m angetroffen (Koord. 2673.160/1252.590).



Fig. 3: Fossiler Haifischzahn (*Cosmopolitodus hastalis* AGASSIZ, 1843) aus der Oberen Meeresmolasse (OMM) von Geroldswil (Fund und Sammlung N. Pavoni). Foto D. Fischer 2013.

m₃ «St. Galler Schichten» (St.-Gallen-Formation)

Weiter nordwestlich ist die OMM am West- und Südhang des Äschbrig im Siedlungsgebiet von Oetwil a.d.L. oberhalb der Dorfstrasse aufgeschlossen. Unterhalb der Rainstrasse (früherer Rebberg) finden sich Aufschlüsse der Quarzitnagelfluh. Die Nagelfluh steigt von der Schulhausstrasse von Kote 435 m gegen Norden zur Bergstrasse auf Kote 450 m an. Wenige Meter über der Nagelfluh liegt eher feinkörniger glimmerreicher Sandstein mit vereinzelten Geröllen. Stratigraphisch 15 m höher folgt braungelber z.T. kreuzgeschichteter Grobsandstein und Sandstein mit *Ostrea* sp.. Noch höher folgt feinkörniger glimmerreicher Sandstein.

Obere Süsswassermolasse (OSM, Burdigalien–Serravallien)

m₄ Mergel und Mergelsandsteine mit karbonatreichen Sandsteinen und Konglomerat-Bänken, «Zürcher Molasse»

Der gegenwärtig grösste und beste Aufschluss in der Molasse der weiteren Umgebung von Zürich befindet sich an der Falätsche¹ oberhalb Zürich-Leimbach. Die Falätsche ist ein grosser, noch aktiver Erosionstrichter im Osthang der nördlichen Albiskette, entstanden durch die Erosion des Rütchlibaches, eines Seitenbaches der Sihl (s. Fig. 4, 5).

Zusammen mit den Aufschlüssen im Rütchlibachtobel sind hier die annähernd horizontal gelagerten Schichten der OSM in einer Mächtigkeit von 300 m, von Kote 503 m am Rütchlibach bis Kote 800 m am Albisgrat, durchgehend abgeschlossen (PAVONI 1952). Es handelt sich um eine monotone Abfolge von vorwiegend hellgrauem bis gelblichem tonig-kalkigem leicht verwitterndem Mergel, Siltstein und feinkörnigem Mergelsandstein (Fig. 5). Dazwischen eingelagert tritt bis mehrere Meter mächtiger härterer, d.h. kalkig verkitteter Sandstein (Knauersandstein) auf, der im Verwitterungsprofil als kleine Felswände hervorragt und der Falätsche ihr charakteristisches Aussehen verleiht. Zuoberst im Nordprofil auf 775 m ü. M., unter Pkt. 781,1, erscheint eine 5 m mächtige Nagelfluhbank, die einzige Nagelfluhbank im ganzen 300 m mächtigen Molasseprofil (Fig. 5). Im Gebiet Manegg–Höckleregg nördlich der Falätsche findet sich auf Kote 650–640 m ein Geröll führender Knauersandstein.

Der Aufschluss der Falätsche bietet die Möglichkeit, einzelne Schichten in ihrem horizontalen Verlauf über mehrere hundert Meter zu verfolgen. Es zeigt sich, dass gerade der Knauersandstein auf kurze Distanz seine Mächtigkeit rasch ändert, z.T. fast ganz verschwindet, wie ein Vergleich von Nord- und Südprofil (Fig. 4) zeigt. Die erwähnte Nagelfluhbank fehlt zum Beispiel im Südprofil.

Der Anteil der Gesteinsarten am 300 m mächtigen Falätscheprofil beträgt:

Nagelfluh	0–2%
Knauersandstein	16–18%
Mergelsandstein, Siltstein	27%
Mergel	52–56%
Kalk	2%

¹Anmerkung: Das Wort Falätsche könnte etymologisch mit dem romanischen Wort *valat-scha* (= unwirtliches Tal) verwandt sein. Es könnte somit, wie einige andere Namen aus der näheren und weiteren Umgebung, Zeuge früherer romanischer Einflüsse auf die Gegend sein (Mitt. von J.U. Hubschmied in PAVONI 1952). Gemäss dem Mundart- und Lokalhistoriker Alfred Egli (Küsnacht) ist diese Herleitung allerdings umstritten. Nach gegenwärtigem Forschungsstand wird angenommen, dass sich der einstige romanische Einflussbereich nordwärts maximal bis an den oberen Zürichsee erstreckt hat.



Fig. 5: Luftaufnahme der Falätsche von 1983. Die Aufnahme zeigt den oberen Teil des Zürich-Profiles von KEMPF & MATTER (1999, s. Fig. 4). Desair-Foto (Nr. 83-1007/12.10.83), 1983.

Mergel, Siltstein und Mergelsandstein sind rasch abgelagerte Schlammsedimente, die im Gefolge von weit ausgedehnten Überschwemmungen entstanden. Am Gesamtprofil der OSM an der Falätsche erreichen sie einen Anteil von gut 75%. Die Entstehung der restlichen 25% umfasste lange Zeiträume, in denen sich die Flüsse in breiten, wenige Meter tiefen Rinnen in die Überschwemmungsebene einschnitten. In diesen Flussrinnen wurden Sand und Geröll transportiert, sedimentiert und diagenetisch verfestigt.

Weitaus der grösste Teil der Sedimente der OSM sind Ablagerungen eines mächtigen alpinen Flusses, der sein Schüttungszentrum im heutigen Hörnligebiet hatte. Weiter westlich, im Napfgebiet, lag ein weiteres Schüttungszentrum. Vereinzelte Lagen von Sedimenten dieser Napf-Schüttung finden sich auch in der OSM von Zürich (GUBLER 2009). In der 106 m tiefen Forschungsbohrung der Nagra im Uetlibergtunnel (ALBERT et al. 2006) hat T. Gubler nur einen kleinen Bereich von ca. 15–20 m Tiefe der Napf-Schüttung zugeordnet, der gesamte übrige Sedimentationskörper gehört zur Hörnli-Schüttung. Nördlich dieser Schwemmfächer alpiner Flüsse ist der quarzreiche Glimmersandstein der Ost-West-Schüttung zu erwähnen, welcher durch ein bedeutendes Flusssystem längs des Nordrandes des Molassebeckens transportiert wurde (HOFMANN 1960, HABICHT 1987).

Lithologie, Sedimenttypen, Fazies

Im Folgenden wird auf die verschiedenen Gesteinsarten der OSM und ihre Entstehung eingetreten.

Mergel (Schlammstein)

Er stellt eine mannigfaltige Gesteinsgruppe dar und spielt die Hauptrolle am Aufbau der OSM. Im Falätscheprofil beträgt sein Anteil mehr als 50%. Infolge seines Tongehaltes verwittert er relativ leicht. Unter der Verwitterungszone ist er jedoch ein standfestes Gestein und bildet zusammen mit den übrigen Gesteinen der Molasse den sogenannten «Fels», im Dialekt auch «Läberfels» genannt.

Gewöhnlicher Molassemergel

Der gewöhnliche Molassemergel ist ein graues, gelb geflecktes tonig-kalkiges, oft auch feinsandiges Gestein. Der Karbonatgehalt ist hoch und beträgt im allgemeinen 35–50%. Bei einem Karbonatgehalt von 75% kann man bereits von einem Mergelkalk sprechen. Der gewöhnliche Molassemergel war ursprünglich von grauer Farbe. Er ist durch pedogene Überprägung gelb gefleckt, wobei die gelben Flecken so überhand nehmen können, dass das ganze Gestein gelb mit einigen grauen Stellen erscheint. Auch der Sandgehalt ist typisch für den gewöhnlichen Molassemergel.

Bunte Mergel

Bunt gefärbte Mergelschichten findet man oft in der OSM. Am häufigsten ist der Mergel rot bis violettrot gefleckt. Durch und durch rot oder grün gefärbte Schichten sind seltener anzutreffen. Sie entstanden vermutlich durch Einschwemmung von Verwitterungsmaterial.

Bituminöser Mergel

Bituminöser Mergel tritt in allen Molasseprofilen häufig auf. Es sind Mergelschichten, die durch ihren Gehalt an organischen Substanzen braun und schwarz gefärbt sind.

Dazu gehört der dunkelbraune bis violettbraune tonige Mergel limnischen Ursprungs. Es handelt sich um eine Ablagerung in flachen, ausgedehnten Seen und Sümpfen. Sie ist meist sehr reich an Schalentrümmern von Süßwassermollusken (*Unio* sp., Planorben, Melanien, Limnaeen) und anderen limnischen Fossilien (Characeen, Algen) und führt relativ häufig auch Wirbeltierreste. Bituminöser limnischer Mergel tritt oft im Verband mit limnischem Kalk, sogenanntem Stinkkalk (fossile Seekreide, s. unten), auf. Obwohl nur wenige Dezimeter mächtig, können einzelne Bänke oft über viele Kilometer weit verfolgt werden und bilden wichtige Leithorizonte innerhalb der OSM. Als Beispiel ist ein beim Ausbruch des SBB-Zürichberg-tunnels über fast 4 km verfolgbare Schwarzhorizont zu nennen (FELBER 1990).

Sandstein

Knauersandstein

Aus den Sandablagerungen in den Flussrinnen sind durch kalkige Verkittung der Knauersandstein (im Profil der Fig. 4 als punktierte Schichten dargestellt) und Nagelfluhbänke entstanden. Knauer sind Bereiche im Sandstein, welche durch kalkiges Bindemittel besser verkittet sind als der umgebende Sandstein und deshalb als härtere Partien brotlaibförmig aus der Sandsteinwand hervorragen. Die Knauer stehen in engem Zusammenhang mit der inneren Schichtung des Sandsteins (PAVONI 1952, 1957, S. 146ff.).

An ihrer Basis sind die Knauersandsteinbänke scharf gegen die darunter liegende Schicht abgegrenzt. Die untere Grenzfläche verläuft unregelmässig. Die Mächtigkeit einer Knauersandsteinbank kann auf kurze Distanz um mehrere Meter schwanken, bedingt durch den unregelmässigen Verlauf der Unterfläche der Bank. Als Beispiele seien erwähnt: Die markante «obere Sandsteinbank» der Falätsche (Fig. 4) auf Kote 755 m, im Südprofil bis 7 m, im Nordprofil 1,5 m mächtig; die markante «untere Sandsteinbank» der Falätsche auf Kote 700 m, im Südprofil 7 m, weiter südlich 12 m, im Nordprofil 1 m mächtig. Eines der eindrucklichsten Beispiele war die Knauersandsteinrinne im Rütshlibachtobel auf Kote 530 m. Der Aufschluss ist heute zum Teil verschüttet, da die 7 m mächtige Partie der Bank abgestürzt ist.



Fig. 6: Kristallingerölle führende Kalknagelfluh, die von typischem Knauersandstein überlagert wird (ehemaliger Steinbruch beim Lorencopf nördlich Witikon). Foto W. Letsch 2014.

Mergelsandstein

Die Farbe des Mergelsandsteins ist vorwiegend gelblich oder hellgrau. In der Farbe und in der Art der Verwitterung verrät sich sein Ton- und Mergelgehalt. Meist ist der Mergelsandstein regelmässig gebankt, weil mehr oder weniger mergelhaltige Lagen miteinander abwechseln. Mergelsandstein geht häufig in allmählichem Übergang aus dem Knauersandstein hervor. Er bildet das Hangende der Knauersandsteine.

Quarzsandstein (Glimmersandstein)

Es handelt sich um hellgrauen bis leicht grünlichen gut sortierten karbonatarmen Quarzsandstein bis Quarzsand mit auffällig hohem Gehalt an Helleglimmer. Er zeigt einen relativ hohen Gehalt an Schwermineralien, wobei der Granat weitaus am häufigsten ist. Der Glimmersandstein tritt zusammen mit Glimmermergel in verschiedenen, weit ausgedehnten Horizonten in der OSM auf und ist



Fig. 7: Basis des Glimmersandsteins mit grünlichgrauen Resedimenten aus Tonstein und kohli- gen Resten. Der Glimmersandstein ist in diesem Bereich 5–10 m mächtig und weist eine deutlich erosive Basis auf. Lokalität: Schacht Brunnenhof (Hauptbauschacht der Durchmesserlinie in Oerlikon, Koord. ca.2682.760/1250.755, Höhe ca.437,0 m ü.M. = ca.29 m unter OKT). Foto I. Groebke 2007, Dr.von Moos AG.

deshalb als Leithorizont von Bedeutung. HOFMANN (1960) beschreibt die Glimmer- sandsedimentation in der Nordschweiz und zeichnet die Hauptachse der Glimmer- sandschüttung durch das Gebiet von Untersee–Andelfingen–Eglisau–Brugg– Bözberg. Die Schüttung des Glimmersandes erfolgte in einem Flusssystem aus den südostbayerischen Kristallinegebieten in ENE-WSW-Richtung entlang der heutigen Donau bis in die Schweiz. Zeitweise uferte die Schüttung gegen Süden aus, und Glimmersand wurde bis in den Raum Zürich–Urdorf verfrachtet. Allge- mein kann festgestellt werden, dass nördlich der Limmat die Einschaltungen von Glimmersandsteinhorizonten in der OSM häufiger werden.

Bei den Fuchslöchern an der Strasse von Uitikon nach Schlieren, zwischen Buechhofer und Schlatt, zieht auf ca.580 m ü.M. eine mächtige Glimmersand- steinbank durch, in welcher Knochenreste von fossilen Wirbeltieren gefunden wurden (PAVONI 1957).

Ein tieferes Glimmersandsteinniveau ist am Hang direkt oberhalb der Geleise östlich der SBB-Station Urdorf aufgeschlossen. Dieser Glimmersandstein liegt direkt über dem Meilener Kalk und dürfte identisch sein mit dem Glimmersandstein im Gebiet von Käshalden–Asp nördlich Seebach in gleicher stratigraphischer Stellung.

Weitere rinnenförmige Glimmersandvorkommen innerhalb der OSM wurden bei Tunnelbauten im Raum Oerlikon und Bucheggplatz–Milchbuck angetroffen. Beim Bau des SBB-Tunnels in Wipkingen im 19. Jahrhundert bot der schlecht zementierte Glimmersandstein mit seiner geringen Festigkeit und seinem hohen Wassergehalt (Grundbruchphänomene) grosse Vortriebsprobleme. Beim jüngst erfolgten Bau des SBB-Weinbergtunnels wurde dieselbe Glimmersandsteinrinne durchfahren, aber dank den früheren Erfahrungen liessen sich tunnelbautechnische Probleme vermeiden (FRANK 2010).

Auch beim Bau des Hafnerbergtunnels der Westumfahrung Zürichs wurden Glimmersandsteinrinnen angetroffen (A. Zaugg in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH 2009). Das südlichste auf Blatt Zürich kartierte Glimmersandsteinvorkommen stellt wohl jenes bei Chüebuck westlich von Aesch bei Birmensdorf dar.

Konglomerat (Nagelfluh)

Im Gebiet um Zürich ist Molassenagelfluh eher selten. Vereinzelte Bänke sind zum Beispiel östlich des Zürichsees am Lorenchopf auf 690 m ü.M. und ebenso am Oeschbrig anzutreffen. Eine markante Nagelfluhbank zieht von 650 m ü.M. südlich von Binz nordwärts Richtung Weid und unter dem israelitischen Friedhof südlich Pfaffhausen auf 620 m ü.M. weiter westwärts Richtung Müseren.

Als Ergänzung zu den nachfolgenden Geröllauszählungen (Tab. 1) finden sich im Anhang detailliertere Geröllauszählungen von Thomas Gubler. Bei den Nagelfluhen handelt es sich im Sinne von RENZ (1937) überwiegend um Kristallin führende Kalk-Dolomit-Nagelfluhen.

Im Gebiet Albis–Uetliberg findet sich, wie erwähnt, zuoberst im Nord-Profil der Falätsche (Fig. 4) auf Kote 775 m eine 5 m mächtige Nagelfluhbank. Im Süd-Profil fehlt sie. Dagegen lässt sie sich weiter gegen Norden horizontal bis zum Uetliberg verfolgen, wo sie auf Kote 770 m unter Uto Staffel und Uto Kulm durchzieht (Taf. II). In einer Kiesgrube oberhalb der Fohlenweid konnte in dieser Nagelfluhbank als grösstes Geröll ein feinkörniger Flyschsandstein von 24 cm Durchmesser gefunden werden. Unter dem Fernsehturm nördlich des Kulm wurde zwischen den Koten ca. 835 und 842 m ü.M. eine mächtige Nagelfluhbank, als stratigraphisch jüngstes Schichtglied der OSM im Gebiet von Blatt Zürich erbohrt (DR. VON MOOS AG 1983a).

Kalk

Sein Anteil beträgt zum Beispiel am Falätsche-Profil lediglich 2%. Man unterscheidet nach ihrer Entstehung Knollenkalk, Süsswasserkalk und Mergelkalk.

Tabelle 1: *Geröllanalysen in Konglomeraten der OSM im Gebiet des Atlasblattes Zürich. Werte in Prozenten. Es wurden 100 Gerölle pro Probe ausgezählt. Bestimmung D. Kälin. Geröllanalyse Forch bei Zürich und Uetliberg 2 nach TANNER (1944)*

Lokalität	Lorenchopf	Uetliberg 1	Uetliberg 2	Oberes Jörentobel	Binz-Jörentobel	Forch bei Zürich
Koordinaten	2687.635 / 1247.165	2679.500 / 1245.055	Nr. 29 in Tanner (1944, S. 59)	2689.805 / 1245.47	2690.085 / 1245.59	Nr. 28 in Tanner (1944, S. 59)
Kote	690 m	840 m		650 m	620 m	
Kalk	42	48	32,5	33	49	47,5
Dolomit	36	28	50	46	34	27,5
Radiolarit/Hornstein	4	7	1	3	4	1
Sandstein	6	5	3	8	8	1,5
Granit und restl. Kristallin* (inkl. Vulkanite)	3	6	3	5	3	7,5
Gneis	0	0	0,5	0	0	2
Grüngestein	4	1	2	3	1	4
Quarzit	3	5	3	2	1	6,5
unbestimmt/andere	2	0	5	0	0	2,5
Summe	100	100	100	100	100	100

* z.T. stark verwittert

Knollenkalk

Er tritt an der Falätsche als heller bis weisslicher knolliger Kalk in zahlreichen verschiedenen Horizonten auf (Fig. 4), meist in Verbindung mit schwärzlichem bituminösem Mergel und wird als Krustenkalk (Caliche) und als Kalkanreicherungshorizont (B-Horizont) im Zusammenhang mit fossilen Bodenbildungen interpretiert.

Süsswasserkalk

Es handelt sich um wenige Zentimeter bis mehrere Dezimeter mächtige platte Bänke von meist hellbraunem bituminösem Kalk («Stinkkalk») im Verband mit fossilreichem bituminösem limnischem Mergel. In der Literatur werden meist die gesamten limnisch geprägten Abfolgen (d.h. Kalk und Mergel) als limnische Niveaus bezeichnet und mit einem Lokalnamen versehen (s.u.). Der Kalk wurde ursprünglich als Seekreide in sehr flachgründigen, untiefen Seen abgelagert. Die Süsswasserkalkbänke weisen häufig eine laterale Ausdehnung von mehreren Quadratkilometern auf und sind regional als gut erkennbare Leithorizonte von Bedeutung. Am Rütshlibach liegt auf Kote 518 m ein fossilreicher Süsswasserkalk,

das limnische Niveau Rütchlibach-Riedhof. Das Niveau kann am Albis-Osthang bis nach Langnau a. A., im Reppischtal bis Riedhof und nach Norden unter dem Uetliberg durch bis zur Waldegg durchgehend verfolgt werden. Stratigraphisch etwa 230 m über dem Rütchlibach-Niveau findet sich am Uetliberg am Denzlerweg, auf Kote 755 m, ein weiteres limnisches Niveau mit 2–5 cm Stinkkalk und limnischem bituminösem Mergel. Beim Ausbruch des Uetlibergtunnels war der ca. 40 m unter dem Rütchlibach-Niveau liegende Doldertobel-Leithorizont über mehr als 1 km gut zu verfolgen (S. Laws in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH 2009).

Weitere Süsswasserkalkbänke treten im limnischen Niveau Werenbach, 200–210 m über dem Meilener Kalk (MK), mit einer bekannten Ausdehnung von etwa 150 km², sowie im limnischen Niveau Äntlisberg (entspricht der Doldertobelzone sensu PAVONI 1957), 240 m über dem MK, mit einer Ausdehnung von rund 200 km², auf. Das limnische Niveau Werenbach kann in typischer Ausbildung (d.h. mehrere Süsswasserkalklagen mit zwischengelagerten bituminösen Mergellagen, die Knollenkalk bzw. kalkigem Mergel überlagern) am besten im Weren- und Elefantentobel studiert werden (Detailprofil in PAVONI 1957, S. 218). Das limnische Niveau Äntlisberg ist im Gebiet von Blatt Zürich – abgesehen von seiner Typlokalität (PAVONI 1957, S. 205), wo die Aufschlussverhältnisse nicht optimal sind – am schönsten im Brandholztobel bei Pfaffhausen einzusehen (Fig. 8, Kote 530 m, Aufnahme D. Letsch, von oben nach unten):

- ca. 200 cm bunter laminierter Mergel, der gegen das Hangende in Sandstein übergeht, basal einzelne blaugraue Mergelbänder.
- 30 cm hellbeiger, splittrig harter Süsswasserkalk mit Grabgängen, die mit grünem Mergel verfüllt sind. Kaum Fossilien.
- 30 cm dunkler bituminöser Mergel mit einzelnen Kohlebändern. Häufig fossile Knochenreste.
- an der Basis grauweißer, leicht rosafarbener und teils kalkiger Mergel mit Landschnecken (*Cepaea* sp.).

Der bituminöse Mergel des limnischen Niveaus Werenbach hat bei Schwamendingen und im Brandholz bei Fällanden (knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Zürich) jeweils eine Kleinsäugerfauna geliefert (MN 6, KÄLIN & KEMPF 2009).

Siltiger Kalk

Hierbei handelt es sich um mikritischen Kalk mit starken Beimengungen siltigen Materials. Seine Ablagerung erfolgte in stehenden Gewässern am Ende von Überschwemmungsphasen. Er ist gut gebankt. Die Farbe ist hellgrau, beige, gelblich. Ein bekanntes Beispiel eines siltigen Kalks ist der Meilener Kalk (MK), eine 2–4 m mächtige, gut gebankte Schicht aus grau-beigem siltigem Kalk. Er bildet den wichtigsten Leithorizont innerhalb der OSM des Hörnlischuttfächers und besitzt



Fig. 8: Süsswasserkalklage im Brandholzobel westlich Fällanden (Koord. ca. 2689.940/1247.295).
Foto H. Mändli 2014.

eine Ausdehnung von mindestens 1500 km². Er ist entstanden als Kalkschlammabsatz bei der weiträumigen Verschwemmung von Material eines alpinen Bergsturzes. Im Abschnitt des Falätsche-Profiles liegt das Niveau des MK auf 240 m ü.M., das heisst etwa 300 m unter dem Leimbacher Bentonithorizont. Mehr zum Meilener Kalk findet sich auf den Seiten 42–45.

Kohle

Bei den Molassekohlevorkommen ist zu unterscheiden zwischen autochthoner und allochthoner Kohle.

Autochthone Kohlevorkommen

Es handelt sich um Ablagerungen in fossilen Flachmooren. Dies geht auch aus den fossilen Schneckenschalen (meist Planorbis-Schalen) hervor, die lagenweise häufig in der Kohle gefunden werden, und ebenso aus den Lagen von Süsswasserkalk («Stinkkalk», fossile Seekreide, s.o.), die sich in die Kohle einschalten und diese auch vollständig ersetzen können. Autochthone Kohle, wenige mm

mächtig, findet sich zum Beispiel im limnischen Niveau am Äntlisberg auf 470 m ü. M. sowie im limnischen Niveau am Rütshlibach auf Kote 518 m, welches stratigraphisch 50 m höher liegt und identisch ist mit dem Niveau Rossweg bei Adliswil (Kote 560 m, bis 40 cm Kohle), sowie im Niveau Riedhof im Äugstertal (Kote 625 m, 25–30 cm Kohle, LETSCH 1899; VON MOOS 1947, GUBLER 2009). Zudem konnte beim Bau eines Lüftungsschachtes für den Gubristtunnel auf Kote 471 m ein Süsswasserkalkvorkommen mit mehreren eingeschalteten Lagen von Kohle beobachtet werden. Dasselbe Vorkommen konnte auch in weiteren Erkundungsbohrungen für den Tunnel nachgewiesen werden (DR. VON MOOS AG 1983b).

Allochthone Kohlevorkommen

Nicht selten findet man in Sandsteinen und Nagelfluhen kleine, aber auch bis kopfgrosse Stücke schwarzglänzender reiner Kohle. Es handelt sich um eingeschwemmtes, inkohltes Holz.

Für weitere Ausführungen zum Thema Molassekohle in der OSM sei auf LETSCH (1899), LETSCH & RITTER (1925), VON MOOS (1946), PAVONI (1957, S. 167 ff.), GUBLER (2009, S. 80 ff.) sowie das Kapitel Mineralische Rohstoffe hingewiesen.

Vulkanische Asche, vulkanischer Tuff, Bentonit

Eingelagert in die Schichten der OSM finden sich auch vulkanische Ablagerungen, die Bentonite. Es handelt sich um meist nur wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtige Schichten von Montmorillonit, eines stark quellenden Tones. Dieser entstand durch Verwitterung der Asche, die während vulkanischen Eruptionen im Miozän aus einer Aschewolke über weite Gebiete der damaligen Landschaft verteilt wurde. Bentonithorizonte sind dank ihrer radiometrischen Datierbarkeit ausgezeichnete Zeitmarken und Leithorizonte.

In der OSM von Zürich und Umgebung sind bis heute vier verschiedene Bentonithorizonte bekannt geworden, deren Alter in den letzten Jahrzehnten radiometrisch bestimmt werden konnte (s. Tab. 4). Es sind dies von unten nach oben: Urdorfer, Küsnachter, Äugstertaler und Leimbacher Bentonit. Ihre relative Lage zum Meilener Kalk, dem besten Leitniveau innerhalb der OSM, geht aus Tabelle 4 und Figur 9 hervor.

Auf dem Gebiet von Blatt Winterthur hat T. Gubler (in WILDBERGER et al. 2011) einen fünften Bentonithorizont (den Winterthurer Bentonit) gefunden, der dem Äugstertaler Bentonit entsprechen könnte.

Auch bei diversen Tunnel- und Stollenbauten im Raum Zürich wurden Bentonithorizonte angetroffen, wie zum Beispiel der Küsnachter Bentonit im Milchbucktunnel (und im 2013 fertiggestellten zugehörigen Sicherheitsstollen) und in dessen nördlichem Voreinschnitt (JÄCKLI 1979, KUHN 1979, RYF 1985). Im SBB-Tunnel Zürich HB–Thalwil konnte REY (2003) den Küsnachter Bentonit über gut

1,6km verfolgen und dabei das Paläorelief seiner Auflagerungsfläche minutiös aufnehmen. Ähnlich detaillierte Aufnahmen, die ein gewisses Paläorelief anhand des Verlaufs des Küssnacher Bentonites belegen, liegen von U. Jörin aus dem Milchbuck-Sicherheitsstollen vor (DR. VON MOOS AG 2014). Speziell ist der Aufnahmebefund vom Wasserstollen Hardhof-Strickhof, weil dort unter dem Küssnacher Bentonit noch ein zweiter Bentonit angetroffen wurde (DR. VON MOOS AG 1975). Der Äugstertaler Bentonit wurde beim Ausbruch des Aeschertunnels der Westumfahrung von Zürich durch P. Felber (in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH 2009) kartiert. Er war dort mit kohligten Lagen vergesellschaftet. Die Forschungsbohrung der Nagra im Uetlibergtunnel (ALBERT et al. 2006) hat den Küssnacher Bentonit 47 m unter Tunnelniveau angetroffen (s. Taf. II).

Lithostratigraphische Gliederung

Die wiederholt sehr gleichartige lithologische Ausbildung und Abfolge der Mergel- und Sandsteinserien sowie die schlechten Aufschlussverhältnisse erschweren in starkem Masse eine stratigraphische Korrelation der Sedimente der OSM. Zusätzlich zur Monotonie der Sedimentabfolge tritt für die Erkenntnis der stratigraphischen Zusammenhänge erschwerend hinzu, dass im Bereich der OSM von Norden nach Süden generell eine Zunahme der Mächtigkeiten der Serien stattfindet. Wo und wie diese Mächtigkeitszunahme genau erfolgt, ist wenig bekannt (Knickzonen, PAVONI 1957, 1958). Für eine gesicherte stratigraphische Zuordnung sind deshalb gute Leithorizonte notwendig.

Wichtigste Leithorizonte sind die oben beschriebenen, datierten Bentonithorizonte sowie das Niveau des Meilener Kalks. Wertvoll für die Erkenntnis lokaler Zusammenhänge sind ferner auch die limnischen Horizonte, die sich über viele Kilometer erstrecken können.

GUBLER (2009) hat in seiner Figur 3 eine gute Übersicht über die Stratigraphie der OSM und ihrer Leithorizonte gegeben, eine für die Verhältnisse von Atlasblatt Zürich angepasste Version ist die Figur 9.

Die Sedimente der OSM sind, wie auch das Falätsche-Profil zeigt (Fig. 4), lithologisch weitgehend monoton ausgebildet. Eine lithostratigraphische Gliederung erscheint deshalb zu einem guten Teil willkürlich und wird in der neueren Literatur daher unterlassen (z.B. GUBLER 1987). PAVONI (1957) unterteilte die OSM in mehrere Schichtglieder (z.B. Meilener Schichten, Zürich-Schichten usw.), die er aufgrund lithologischer Kriterien (Nagelfluhreichtum, ophiolithreiche Sandsteine, auffällige Mergelserien sowie Leithorizonte) und Überlegungen zur miozänen Subsidenzentwicklung (Immersionsphasen aufgrund verstärkter Vorlandabsenkung entlang von «Knickzonen») definierte. In der älteren publizierten Literatur und in diversen geologischen Gutachten (speziell den Tunnelbau betreffend) fand diese stratigraphische Gliederung Eingang. Da aber die einzelnen Schichtglieder im Gelände nicht unterschieden werden können und in diesem Sinne als nicht kar-

tierbar betrachtet werden müssen, wurden sie im Gebiet von Atlasblatt Zürich nicht ausgeschieden. Zudem ist die OSM starken lateralen Fazieswechseln unterworfen, was eine lithostratigraphische Gliederung praktisch verunmöglicht. Stratigraphische Vergleiche mit Nachbargebieten haben daher vor allem aufgrund der seltenen Leitniveaus, radiometrischer Datierungen sowie der Paläomagnetik zu erfolgen (s. Abschnitt Alter der Molasse).

Die sehr gute Qualität der magnetostratigraphischen Untersuchungen sowie die Entdeckung und radiometrische Datierung mehrerer Bentonithorizonte machen das Falätsche-Profil zu einem Hauptprofil für die Stratigraphie der OSM im Gebiet des ostschweizerischen Molassebeckens (KÄLIN & KEMPF 2009, S. 193).

Biostratigraphische Gliederung

Fossilfunde

Fauna

Entsprechend der überwiegend fluviatilen und limnischen Entstehung der Sedimente der OSM finden sich ausschliesslich Fossilien von Land- und Süsswassertieren sowie Land- und Süsswasserpflanzen. PAVONI (1957) listet detailliert die bis dahin bekannten Fossilfunde aus dem Gebiet des Atlasblattes Zürich auf. Am häufigsten finden sich gut erhaltene Gastropoden, meistens in bituminösem Schlammstein, der Sedimente von Seen, Tümpeln, Sümpfen, Bodenbildungen und seltener pedogen überprägten Überschwemmungsebenen darstellt.

Im Gebiet des Atlasblattes Zürich liegen vier für die biostratigraphische Einstufung der Molasse wichtige Fundstellen von Säugetierresten vor: Tobelholz, Hirschengrabentunnel, Schwamendingen (alte Ziegelei) und Sagentobel (Tab. 2). Eine weitere wichtige, lithostratigraphisch sehr hoch gelegene Fundstelle liegt knapp unter dem Plateau des Uetlibergs bei Koord. 2679.525/1244.950. Allerdings wurde sie bisher nicht genügend beprobt, weshalb eine genaue biostratigraphische Einstufung nicht möglich ist. Insbesondere die Lokalität Sagentobel (Profil in PAVONI 1957) erwies sich als sehr reichhaltig und divers. Detaillierte Faunenlisten sind in KÄLIN & KEMPF (2009) aufgeführt; die stratigraphische Lage der Fundstellen geht aus Figur 9 hervor.

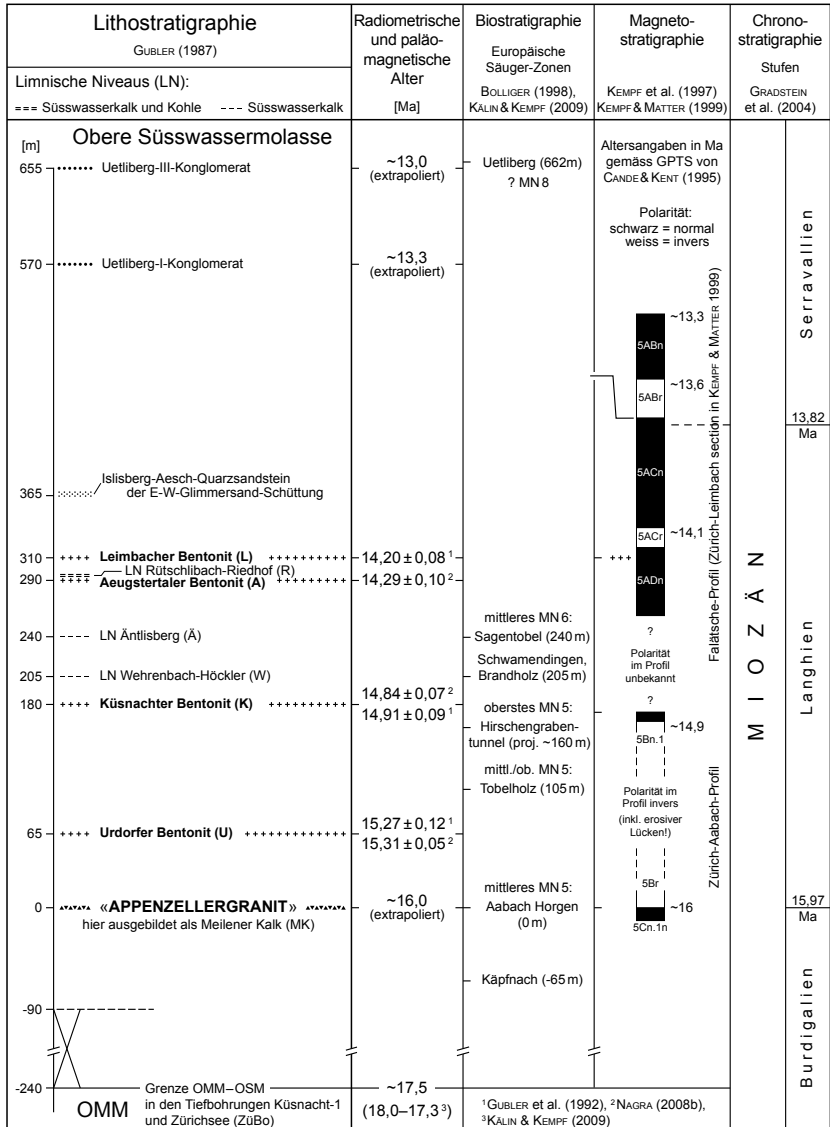


Fig. 9: Stratigraphie der wichtigsten Leithorizonte der OSM, radiometrische Datierungen, bio- und magnetostratigraphische Daten sowie chronostratigraphische Einstufung der OSM.

Tabelle 2: *Verzeichnis der wichtigsten Säugetierfundstellen im Gebiet von Atlasblatt Zürich*

Lokalität	Koordinaten	MN-Einstufung	Schweizerische Referenzlokalität (KÄLIN & KEMPF 2009)	Literatur
Sagentobel*	2686.520/1249.150	mittlere MN 6	Rümikon	PAVONI (1957)
Schwamendingen*	2685.700/1250.340	tiefe oder mittlere MN 6	Uzwil-Nutzenbuech/ Rümikon	STEHLIN (1914)
Hirschengrabentunnel	2683.640/1247.820	höchste MN 5	Aspitobel 520 m	BOLLIGER (1992)
Tobelholz	2680.300/1252.075	mittlere MN 5	Vermes 1	KÄLIN & KEMPF (2009)

* in der geologischen Karte verzeichnet

Speziell zu erwähnen sind ferner die 1940 in einem Steinbruch an der Strasse Uitikon-Schlieren bei Bauarbeiten entdeckten Reste einer Riesenschildkröte (Fig. 10). Die wissenschaftliche Bearbeitung erfolgte durch PEYER (1942).

Flora

HEER (1859) erwähnt die reichhaltige Fundstelle fossiler Planzen «Albis», in feinkörnigem Sandstein an der Strasse zwischen Albispass und Türlen auf 720 m Höhe, heute hinter einer Stützmauer zugedeckt. O. Heer erkannte die Übereinstimmung mit den Floren der Öhninger Fundstellen am Untersee. Er schloss auf ein subtropisches Klima. Heute wird die Flora eher einem warm-gemässigten Klima zugeordnet (HANTKE 1954). Weitere Angaben über fossile Pflanzenfundstellen in der OSM finden sich in PAVONI (1957) und GUBLER (2009).

Kleinsäugerstratigraphie

Für die biostratigraphische Datierung von terrestrischen Ablagerungen hat sich in den letzten Jahrzehnten die Säugetierstratigraphie als geeignetste Methode erwiesen. Kleinsäuger eignen sich aufgrund ihrer hohen Reproduktionsrate und dem hohen Erhaltungspotential ihrer aus Hydroxylapatit bestehenden Zähne besonders gut für biostratigraphische Zwecke. Die zumeist isolierten Zähne müssen allerdings zuerst mit erheblichem Aufwand aus einer fossilführenden Schicht geborgen und aufbereitet werden. Konkret bedeutet dies, dass für eine biostratigraphisch verwertbare Fundstelle meistens mehrere hundert Kilogramm Sediment (überwiegend Mergel und mergeliger Sandstein) im Feld geborgen, getrocknet und geschlämmt werden müssen. Daran anschliessend erfolgt das Auslesen der Schlämmrückstände.

Als biostratigraphisches System gelangen die europäischen MP- und MN-Einheiten zur Anwendung (MEIN 1975, 1989; SCHMIDT-KITTLER 1987, s.a. Fig. 9). Für die schweizerische Molasse existieren zudem detaillierte Lokalzonierungen

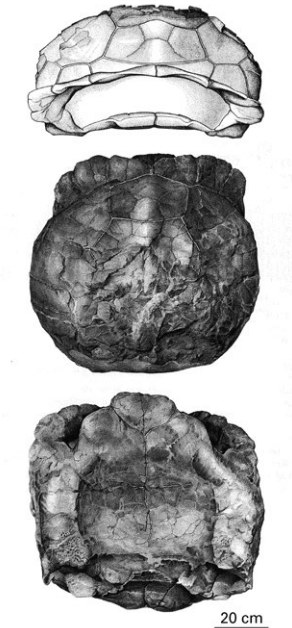


Fig. 10: Riesenschildkröte (*Cheirogaster vitodurana*) aus einem Steinbruch östlich der Strasse Schlieren–Uitikon. Abbildung aus PEYER (1942).

(USM: ENGESSER & MÖDDEN 1997, OMM: KÄLIN 1997, OSM: KÄLIN & KEMPF 2009), die die MP- bzw. MN-Zonierung bezüglich Auflösung um einen Faktor 2–3 übertreffen. Ein besonderer Vorteil der schweizerischen Molassezonierung besteht darin, dass sie auf stratifizierten Fundstellen aus Profilen aufbaut und zudem magnetostratigraphisch abgestützt ist. Für den Zeitraum der OSM stehen ausserdem datierte Bentonitlagen als Zeitmarker zur Verfügung (s. Fig. 9).

Magnetostratigraphie

Magnetostratigraphische Untersuchung des Falätsche-Profiles

Entlang dem Süd-Profil der Falätsche, in dem eine bedeutende, 300 m mächtige, lithostratigraphisch gut bekannte Schichtabfolge durchgehend aufgeschlossen ist (s. Fig. 4), führten KEMPF & MATTER (1999) eine sorgfältige gesteinsmagnetische Untersuchung durch. Die Entnahme zahlreicher orientierter Gesteinsproben

an 46 Bohrstellen und die gute Qualität der remanenten Magnetisierung der meist sehr feinkörnigen Gesteinsproben erlaubten es, die Abfolge der magnetischen Polaritäten klar festzulegen (Fig. 4).

Das Vorkommen des Leimbacher Bentonites auf Kote 537 m (PAVONI & SCHINDLER 1981), dessen Alter radiometrisch auf $14,20 \pm 0,08$ Ma bestimmt werden konnte (Tab. 4), lieferte eine präzise Zeitmarke innerhalb der Abfolge der magnetischen Polaritäten und erlaubte damit einen gut gesicherten Vergleich der an der Falätsche beobachteten Polaritätssequenz mit der Standard-Polaritäts-Zeitskala GPTS von CANDE & KENT (1995, s. Fig. 4).

Die radiometrischen und magnetostratigraphischen Datierungen erlauben es, das numerische Alter der Molasseserie an der Falätsche zu bestimmen. Sie ermöglichen es auch, eine Aussage über die Sedimentationsraten der OSM zu machen. Wie sich schon aus der lithostratigraphischen Untersuchung des 300 m mächtigen Profils ergab, erfolgte die Ablagerung, von der Basis bis zum Top auf 800 m ü.M., unter mehr oder weniger gleichbleibenden Bedingungen auf einer sich gleichmässig absenkenden Schwemmlandebene im Vorland der Miozänen Alpen (PAVONI 1952, 1957). Ein Vergleich des Musters der an der Falätsche beobachteten magnetischen Polaritätssequenz (KEMPF & MATTER 1999) mit derjenigen der GPTS im mittleren Miozän (Chron 5ABn–5Cn, CANDE & KENT 1995) scheint für diesen Zeitabschnitt ebenfalls auf eine gleichmässige Sedimentationsrate schliessen zu lassen.

Wenn die in Figur 4 dargestellte Korrelation der an der Falätsche beobachteten Polaritätssequenz mit derjenigen der GPTS zutreffend ist, so liefert uns die beobachtete Polaritätssequenz die numerische Datierung für die gesamte Schichtabfolge der OSM des Falätsche-Profiles. Die Abgrenzungen der Polaritäts-Intervalle (CANDE & KENT 1995, Table 2) sind bis auf tausend Jahre genau festgelegt. Es lassen sich in diesem Profil folgende Zeitmarken der GPTS erfassen:

Die Zeitmarke von 13,5 Ma liegt auf ca. 720 m ü.M., diejenige von 14,0 Ma liegt auf ca. 600 m ü.M. (Fig. 4).

Tabelle 3: *Sedimentationsraten für verschiedene Profilabschnitte innerhalb des Falätsche-Profiles*

No.	GPTS-Zeitmarke*	Alter (Ma)	Höhe (m ü.M.)	Sedimentationsrate (m/Ma)
1	Basis 5ABn	13,510	719	(2) – (1): 196,9
2	Top 5ACn	13,703	681	(3) – (2): 260,0
3	Basis 5ACn	14,076	584	(4) – (3): 196,1
4	Top 5ADn	14,178	564	(4) – (1): 232,0

* es gilt zu berücksichtigen, dass die Grenze zwischen zwei Chrons per Definition jeweils in die Mitte zwischen zwei Messpunkten gelegt wurde.

Im Zeitraum von einer halben Million Jahre wurden rund 120m Sediment abgelagert. Zwischen Chron 5ABn (Basis) und Chron 5ADn (Top) liegt ein Zeitraum von 0,668 Ma. Im selben Zeitraum wurden Molassesedimente von insgesamt 155 m Mächtigkeit abgelagert. Dies entspricht einer mittleren Sedimentationsrate der OSM am Falätsche-Profil von 232 m/Ma. In diesem Zusammenhang ist es von Interesse festzuhalten, dass sich für die etwas tiefer liegenden Serien der OSM zwischen Leimbacher und Urdorfer Bentonithorizont im axialen Bereich der breiten Uetliberg-Synklinale eine sehr ähnliche mittlere Sedimentationsrate von 224 m/Ma errechnen lässt.

Radiometrische Alter

Die altersmässige Stellung der OSM ist heute durch die lithostratigraphischen Zusammenhänge, Kleinsäugerfunde, magnetostratigraphische Untersuchungen und einige wenige numerische Altersbestimmungen ziemlich gut festgelegt. Für eine chronostratigraphische Gliederung sind die Bentonithorizonte und das Niveau des Meilener Kalks von primärer Bedeutung. Die in den Bentoniten enthaltenen autigenen Zirkonkristalle können mit Hilfe der sogenannten U/Pb-Methode radiometrisch datiert werden. Seit 1967 sind im Gebiet von Zürich und Umgebung vier verschiedenaltige Bentonithorizonte bekannt geworden (PAVONI 1967, GUBLER 2009).

FISCHER et al. (1987) führten erstmals radiometrische Altersbestimmungen an drei Bentonithorizonten der OSM durch, die Resultate wurden später durch GUBLER et al. (1992) publiziert. Dabei ergaben sich die Alterswerte gemäss Tabelle 4. Neuere Datierungen wurden durch den British Geological Survey durchgeführt (GUBLER 2009), unter anderem auch am Ägstertaler Bentonit. Sie haben die bereits bekannten Alter weitgehend bestätigt und sind in NAGRA (2008b) publiziert.

Die radiometrisch bestimmte Altersabfolge stimmt mit der lithostratigraphischen Abfolge der Bentonithorizonte überein. Auch die Zeitintervalle stehen in

Tabelle 4: *Vorkommen und radiometrische Alter von Bentonithorizonten (MK=Meilener Kalk)*

Bentonitniveau	Typlokalität	Koordinaten, m. ü.M.	m über MK	Alter (Ma)	Literatur
Leimbacher Bentonit	Rütschlibachtobel	2680.880/1243.100 537 m ü.M.	300	14,20 ± 0,08	GUBLER et al. (1992)
Ägstertaler Bentonit	Ägstertal	2678.800/1237.840 625 m ü.M.	280	14,29 ± 0,10	NAGRA (2008b)
Küsnachter Bentonit	Küsnachter Tobel	2688.100/1241.770 510 m ü.M.	175	14,91 ± 0,09	GUBLER et al. (1992)
Urdorfer Bentonit	Unteres Reppischtal	2673.850/1247.200 475 m ü.M.	60	15,27 ± 0,12	GUBLER et al. (1992)

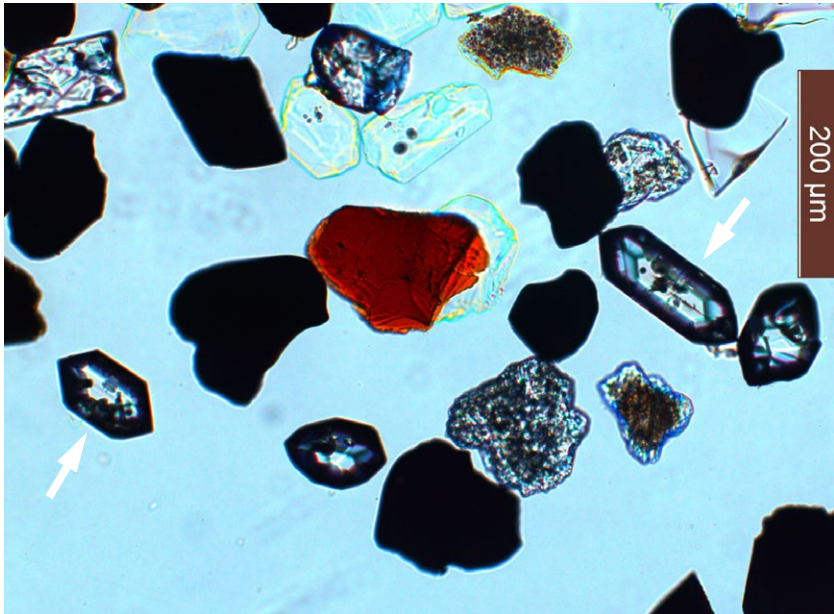


Fig. 11: Schwermineralpräparat des Künsbacher Bentonits. Lokalität Stierlitobel nordwestlich von Birmensdorf (Koord. 2673.575/1246.160). Sicher idiomorphe Zirkonkristalle sind mit einem Pfeil markiert. Probennahme und Präparat T. Gubler, Foto D. Kälín 2013.

etwa vergleichbarem Verhältnis mit den beobachteten Sedimentmächtigkeiten, so dass sich für die OSM eine «mittlere Sedimentationsrate» berechnen lässt (s. Tab. 3).

Für den Leithorizont des Meilener Kalks konnte bis jetzt kein numerisches Alter bestimmt werden. Aufgrund von magnetostratigraphischen Untersuchungen (KEMPf & MATTER 1999, KÄLIN & KEMPf 2009, GUBLER 2009) der OSM der Ostschweiz liegt das Alter des Hüllisteiner Leithorizontes (Äquivalent des Meilener Kalks) bei ca. 16,0 Ma.

Isohypsenkarte des Meilener Kalks

Der Meilener Kalk ist, wie mehrfach erwähnt, innerhalb der Sedimentabfolge der OSM ein Leithorizont von besonderer Bedeutung. Dies gab den Anlass zum Entwurf einer Isohypsenkarte (Taf. VI). Diese Karte vermittelt ausserdem eine gute Übersicht über die tektonischen Strukturen im Gebiet der Zürcher Molasse. Eine nähere Beschreibung einzelner Strukturen erfolgt im Kapitel Tektonik.

Der Meilener Kalk ist ein distaler Teil des «Appenzellergranit»-Leitniveaus, des wichtigsten Leithorizontes der OSM der Ostschweiz. Der Ausdruck «Appenzellergranit» ist eine volkstümliche Bezeichnung für die feinkörnige, sehr zähe, gut verkittete Kalknagelfluh, die als gut erkennbarer Leithorizont innerhalb der OSM des Hörnli-Schuttfächers auf einer Erstreckung von 45 km von Feldbach am Zürichsee bis nach Abtwil westlich von St. Gallen verfolgt werden kann und in dieser Ausdehnung auch seit langer Zeit bekannt ist. Aufschlüsse finden sich von WSW nach ENE unter anderem im Tobel unterhalb der Seestrasse östlich von Feldbach bei der Kantonsgrenze, bei Hüllistein südwestlich von Rüti, bei der Dachsegg östlich von Rüti (ZH), bei Laupen (ZH), Diezikon, Hinter Goldingen, Ober Azmännig, Schwammegg, Hinter Rotstein, Untere Tweralp, Geiss-Chopf, Stämisegg, Lichtensteig, Ruine Neutoggenburg, Necker, Ronenbach, Degersheim (SG), Schachen (AR), Ruine Ramsenburg, Oberdorf südlich von Oberberg (SG) und bei der reformierten Kirche in Abtwil westlich von St. Gallen. Die Kalknagelfluh war geschätzt als dekorativer, dauerhafter Baustein sowie als Rohstoff für Kalk und wurde deshalb früher in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Von daher stammen die verschiedenen Lokalbezeichnungen wie Abtwiler Kalknagelfluh, Degersheimer Kalknagelfluh, Nagelfluh von Rüti oder Hüllisteiner Kalknagelfluh, unter welchen der «Appenzellergranit» auch bekannt ist.

Historisches

Den ersten geologischen Beschrieb des Meilener Kalks verdanken wir STUDER (1825, S. 92): «Der Kalk ist etwas fett anzufühlen, im Bruch uneben, hellgrau, vollkommen matt; auf unregelmässigen Querabsonderungen schwärzlichbraun angelaufen, wie von Manganoxyd, zuweilen mit Dendriten.»

Erwähnt wird die Nagelfluh zum ersten Mal von A. ESCHER VON DER LINTH (1844, S. 154): «Ausnahmsweise ist das Cement der fast bloss Kalkgeschiebe enthaltenden Nagelfluh von Rüti so rein kalkiger Natur, dass das ganze Gestein (Weissgestein genannt) zu fettem Kalke gebrannt werden kann.» Weiter, unter dem Titel Kalksteine, Seite 156, schreibt A. Escher: «Diese Kalksteine eignen sich [...] sehr gut zu Wetterkalk und werden daher auch an zahlreichen Stellen zu diesem Zwecke abgebaut. Brüche davon sind zum Beispiel bei Rüti (der Kalkstein erreicht hier die ungewöhnliche Mächtigkeit von mehr als 6 Fuss und liegt unmittelbar unter der Nagelfluh, welche fetten Kalk gibt); auf der Horgerallmende ungefähr 300 Fuss über dem Zürchersee, in Meilen am Ufer des Sees (wahrscheinlich ist dies die Fortsetzung des Horgenerkalkes); bei Schwamendingen; Seebach [...]»

Die Ausführungen von A. Escher sind im Zusammenhang mit dem hier zur Diskussion stehenden Thema von besonderem Interesse.

Die Bezeichnung «Appenzellergranit» erscheint in MOUSSON (1862, S. 15) unter dem Titel «Die Nagelfluh von Hüllenstein»: «Man kann diese schon über Feldbach beginnende Nagelfluh, die von den Steinschneidern in Zürich Appenzeller-

granit genannt wird, auf Richtung der Höhenzüge, bei Laupen und hinter dem Schnebelhorn durch bis Herisau und weiter, als zusammenhängenden Streifen verfolgen.»

Auf Blatt IX der Geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 (ESCHER et al. 1875) ist der «Appenzellergranit» in der oben beschriebenen Ausdehnung von Feldbach bis Abtwil als durchziehende Kalknagelfluhschicht dargestellt. GUTZWILLER (1877), der das Molassegebiet bearbeitete, erwähnt zudem eine dem «Appenzellergranit» ähnliche Kalknagelfluh bei Uetikon, die damals in einem noch heute erkennbaren Steinbruch bei der Linde oberhalb von Uetikon-Kleindorf auf Kote 480 m ausgebeutet wurde. Doch zeigen nach seinen Ausführungen (GUTZWILLER 1877, S.30) wegen dem starken Zurücktreten der kristallinen Gerölle die Nagelfluhen am Zürichsee von Feldbach an abwärts im allgemeinen ein appenzellergranit-ähnliches Aussehen. Auch liegen dort (bei Uetikon) die Schichten «vollständig horizontal». Aus diesen Gründen zieht er nicht in Betracht, die Kalknagelfluh bei der Linde Uetikon, welche 75 m über dem Niveau des Sees liegt, mit dem Niveau des «Appenzellergranites», das bei Feldbach unter das Niveau des Zürichsees abtaucht, in Beziehung zu bringen.

Von den zahlreichen Untersuchungen, welche sich mit dem «Appenzellergranit» im Gebiet zwischen Abtwil SG und Feldbach am Zürichsee befassen, seien die Arbeiten von BÜCHI & WELTI (1950), PAVONI (1956, 1957, 1959), BÜRGISSER (1980) und HABICHT (1987) erwähnt. BÜCHI & WELTI (1950) beschreiben die Aufschlüsse des «Appenzellergranites» (Degersheimer Kalknagelfluh) im Gebiet zwischen Feldbach (ZH) und Abtwil (SG) anhand von 24 Profilen. Die Genese der Degersheimer Kalknagelfluh wird auf eine plötzliche Entleerung eines inneralpinen, durch einen Bergsturz gestauten Sees und die anschliessende morgangartige Verschwendung des Bergsturzmateri als im Gebiet des Hörnli-Schuttfächers zurückgeführt. In Bezug auf weitere Vorkommen der Kalknagelfluh schreiben die Autoren auf Seite 21: «Auf dem Westufer des Zürichsees konnte bis heute keine Fortsetzung der Degersheimer Kalknagelfluh gefunden werden.»

VON MOOS (1946) konnte im Zusammenhang mit Kohlebohrungen bei Sihlbrugg zeigen, dass der am Aabach im Käpnacher Kohlegebiet bekannte Süsswasserkalk auch bei Sihlbrugg im Sihltal über weite Strecken im selben Niveau über dem Kohleflöz aufgeschlossen ist und dass zwischen Zürichsee und Sihltal keine Brüche vorhanden sind. Ausgehend von dieser Entdeckung konnte N. Pavoni in den frühen 1950er-Jahren aufgrund stratigraphischer Studien in der OSM den Nachweis erbringen, dass dieser Süsswasserkalk im Sihltal tatsächlich dem altbekannten Niveau östlich des Zürichsees entspricht. Weiterhin konnte durch N. Pavoni das Leitniveau des «Appenzellergranites» in Form des Meilener Kalks (MK) an zahlreichen weiteren Stellen gefunden werden.

BÜRGISSER (1980) hat im Rahmen seiner Dissertation das Wissen über die Sedimentationsbedingungen der OSM im Gebiet des Hörnli-Schuttfächers ausführlich dargestellt sowie eine detaillierte Beschreibung des «Appenzellergranit»-

Leitniveaus) gegeben. An dieser Stelle sei auch auf die Ausführungen von HABICHT (1987) unter dem Begriff Degersheimer Kalknagelfluh hingewiesen.

Konstruktion der Isohypsen

Die Konstruktion der Isohypsenkarte des Meilener Kalks (Taf. VI) wurde von N. Pavoni übernommen. Der betreffende Kartenausschnitt reicht von Feldbach am Zürichsee, bis wohin das «Appenzellergranit»-Leitniveau schon seit längerer Zeit bekannt war (s.o.), weiter nach Norden bis zur Lägern, nach Westen bis zur Reuss, nach Osten bis zum Glatttal.

Die Konstruktion der Isohypsen beruht auf beobachteten Höhen ü.M. des Meilener Kalks bei Aufschlüssen, ferner auf Höhenangaben in Bohrungen, Stollen, Tunnels oder anderen temporären Aufschlüssen. Die Äquidistanz der Isohypsen beträgt 20 m.

In der OSM sind mehrere gute Leithorizonte bekannt (s. Fig. 9), von deren Höhenlage aus mit einiger Wahrscheinlichkeit auf die Höhenlage des Meilener Kalks im betreffenden Gebiet geschlossen werden kann. Die grosse Schwierigkeit ist, dass die Mächtigkeiten zwischen den Leithorizonten und auch die Abstände zum Niveau des Meilener Kalks gebietsweise ändern, es aber oft nicht bekannt ist, wo genau die Mächtigkeitsänderungen erfolgen und um welche Beträge es sich handelt.

Die Verteilung der zur Verfügung stehenden Datenpunkte ist ungleichmässig. Gebiete mit relativ vielen und lithologisch gut gesicherten Datenpunkten sind: Die Glatttalschwelle und der östliche Zürichseeabhang zwischen Meilen und Feldbach, der westliche Zürichseeabhang zwischen Horgen und Richterswil und das Sihltal bei Station Sihlbrugg, weiter westlich die neuen Aufschlüsse entlang der Autobahn A4 bei Eigi, Mettmenstetten und am Haselbach, bei Wolsen und Obfelden entlang dem Lindenbach und in Bohrungen bei Ottenbach, im Gebiet von Zürich-Altstetten, Schlieren, Station Urdorf, Urdorf, Honeret, Chäferberg, Milchbuck, Schwamendingen, entlang dem Einschnitt der Autobahn A1 bei Seebach, über Zilacher, Frobüel, Chäshalden, Rotgrueb, Lätten, bis Chilenhau ob Rümlang. In diesen relativ gut gesicherten Gebieten wird der Fehler der Isohypsen (Höhenabweichung) auf ± 10 m geschätzt.

In den dazwischenliegenden Gebieten wurde die Lage des Meilener Kalks unter Annahme einer kontinuierlichen Lagerung interpoliert. Der Fehler der Isohypsen dürfte oft mehr als zehn Meter betragen.

Aufgrund der Rückmeldungen im Reviewprozess wurde die von N. Pavoni entworfene Karte in randlichen Bereichen nachträglich angepasst.

Spätes Miozän – Pliozän

Die mio-pliozäne Phase des alpinen Zusammenschubs, welche im Späten Miozän vor etwa 11 Millionen Jahren einsetzte und durch das ganze Pliozän andauerte, brachte eine völlige Umgestaltung des hydrographischen Regimes. Es kam zur Bildung des Faltenjuras im Norden und einer verstärkten Verschuppung der Molasse im Süden (subalpine Molasse). Der gesamte westliche Molassetrog wurde auf dem nach Südosten geneigten Abscherhorizont in den Evaporiten der Trias nach Nordwesten geschoben und dabei gehoben, im Südwesten stärker als im Nordosten. Die Heraushebung bedeutete das Ende der Molassesedimentation. Nach Ablagerung der jüngsten OSM-Schichten im Späten Miozän wurde das Molassebecken vom Senkungs- zum Hebungsgebiet und damit vom Akkumulations- zum Erosionsgebiet. Ablagerungen aus der Zeit des späten Miozäns und des Pliozäns fehlen bis auf eine pliozäne Spaltenfüllung im Westjura (BOLLIGER et al. 1993) vollständig.

Durch die unterschiedlichen Hebungen wurde auf der Alpennordseite auch die Anlage des Flussnetzes in den Grundzügen vorgezeichnet: Entwässerung der Flüsse vom Alpenrand weg in NNW Richtung zum Jurafluss hin und diesem entlang bis zu einer Stelle, wo die in Entstehung begriffenen Falten gegen das Untere Aaretal hin durchbrochen werden konnten. Diese Stelle liegt im Raum Wildegg-Birmenstorf-Baden. Vom Unteren Aaretal floss das gesammelte Wasser zuerst gegen Nordosten in Richtung Donaugebiet (VILLINGER 1998) und später (im Pleistozän) in westlicher Richtung gegen Basel (FRAEFEL 2008).

Die kompressive Phase ist bis heute nicht abgeschlossen. Das tektonische Spannungsfeld, welches zur Anlage des Faltenjuras führte, ist immer noch vorhanden und zeigt sich in der rezenten Seismizität der Nordschweiz (s. Kap. Tektonik).

Die junge Hebung erfasste auch das Gebiet von Zürich und den Uetliberg (s. Taf. II); der Hebungsbetrag dürfte gegen 900 m erreicht haben. Weiter südlich, im Gebiet des Albispasses, war der Hebungsbetrag im Vergleich zum Uetliberg sogar noch etwas grösser (GUBLER 2009). Synchron zu dieser Hebung kerbten sich die Mittellandflüsse, namentlich Limmat und Reuss, auf ihrem Weg gegen das untere Aaretal laufend in das sich hebende Plateau ein, sodass ein durch fluviatile Erosion geprägtes, aber wahrscheinlich noch wenig akzentuiertes Relief geschaffen wurde.

Erst im Frühen Pleistozän (s. Fig. 12) entstanden im Gebiet von Blatt Zürich wieder Ablagerungen, meist kaltzeitliche, glazigene Bildungen, Moränen und glazifluviatile Schotter, welche auf das Relief der damaligen Molasseoberfläche geschüttet wurden.

QUARTÄR

Die Quartärstratigraphie hat sich – speziell in der Schweiz – bezüglich Anzahl, Nomenklatur und Alterszuweisung von Kalt- und Warmzeiten in den letzten 20 Jahren dank laufend hinzugewonnener Forschungsergebnisse und Datierungen weiter entwickelt und ist auch heute noch in raschem Wandel begriffen. Bei der Drucklegung des Atlasblattes Zürich (PAVONI et al. 1992) kam damals eine praktisch rein morphostratigraphische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen (basierend auf PENCK & BRÜCKNER 1901–1909) zur Anwendung. Seither haben sich die Kenntnisse zur Quartärstratigraphie der Nordschweiz deutlich verbessert (GRAF 1993, 2009, SCHLÜCHTER 2010, PREUSSER et al. 2011), und eine vorwiegend auf Lithostratigraphie gestützte Gliederung und Nomenklatur setzte sich durch. Für die vorliegenden Erläuterungen bedeutet dies, dass die in der damaligen Kartenlegende aufgeführten stratigraphischen Einheiten heute teilweise anders bezeichnet und z.T. auch altersmässig anders eingestuft werden. Um Verwirrungen und Missverständnisse zu vermeiden, wird deshalb in den vorliegenden Erläuterungen in der Übertitelung an der Legende des Kartenblattes festgehalten und im Text auf die aktuelle Nomenklatur verwiesen. In der Übertitelung wird der heute gültige Name dem alten Namen nachgestellt. Zusätzlich werden heute wesentlich mehr quartärstratigraphische Einheiten ausgeschieden, als dies noch bei der Drucklegung der Karte der Fall war. Eine Übersicht über die heute ausgeschiedenen und nachfolgend besprochenen Einheiten findet sich untenstehend. Fett aufgeführt sind die in der alten Kartenlegende aufgeführten Begriffe.

q_m	Altpleistozäne Moräne	52
q_D	Altpleistozäne Schotter, «löcherige» Nagelfluh; Deckenschotter	52
q_{3m}	Moränen der Riss-Vergletscherung (Moränen älter als letzteiszeitlich ausserhalb der Talfüllungen).....	61
q_{4sv}	Frühwürmzeitliche Schotter, glazial überfahren	63
	Aathal-Schotter bei Dietlikon (=Hardwald-Schotter)	65
	Aathal-Schotter in Zürich-Seebach (=Buhn-Schotter)	65
	Schotter von Höngg – Oberengstringen und westlich Rütihof	67
	Schottervorkommen zwischen Altstetten und Schlieren	68
	Schottervorkommen zwischen Zürichberg und Küsnachter Berg	69
	Schottervorkommen in der Umgebung von Birmensdorf	71
	Schottervorkommen zwischen Stettbach und Schwamendingen	71
q_{4m}	Moränen der Würm-Vergletscherung (Letzteiszeitliche Moräne)	
q_{4ss}	Rückzug-Schotter (Rückzugsschotter)	72
	Linth-Rheingletscher, Killwangen-Stand q _{4mK}	72
	Reussgletscher, Mellingen-Stand	75
	Linth-Rheingletscher, Schlieren-Stand q _{4mS}	77
	Reussgletscher, Stetten-Stand	83

	Linth-Rheingletscher, Zürich-Stände q_{4mz}	84
	«Sihlpost-Komplex»	91
	Letzteiszeitliche Seeablagerung im Hauptbahnhofbereich	93
	Kaltzeitliche Seeablagerung, heterogen aufgebaut	95
q_{s1}	Spätglaziale Sihl-Schotter, älter als der Giesshübel-Durchbruch	
q_{s2}	Spät- bis postglaziale Sihl-Schotter, jünger als der Giesshübel-Durchbruch	
q_{s3}	Sihl-Schotter, von Überschwemmungssedimenten bedeckt (Sihl- und Limmattal-Schotter q_{s1} - q_{s3} im Bereich des «Schlierensees»)	95
q_{4f1}	Fluviatile Ablagerungen im Furttal	
q_{4f5}	Feinsand über Silt und Lehm (Fluviatile und lakustrische Ablagerungen q_{4f1} und q_{4f5} im Gebiet westlich von Oerlikon)	101
q_{4sZ}	Rückzug-Schotter des Zürich-Stadiums	102
	Ablagerungen q_{4sZ} im Vorfeld des Moränenstandes von Wil-Gfenn, Dübendorf	102
Sb_1	Seeboden-Sedimente des frühen Zürich-Stadiums	102
Sb_2	Seeboden-Sedimente des späten Zürich-Stadiums	102
q_5	Spät- bis postglaziale Verlandungssedimente	104
	Seeablagerungen q_5 im Zungenbecken des Oberhuser Riedes bis Schwamendingen und Wallisellen	104
	Seeablagerungen q_5 im Zungenbecken von Galgenwisen, Dietlikon ...	105
q_L	Hanglehm (u. a. «Uetliberglehm», Schwemmlehm in Mulden	109
	Feinkörnige Überschwemmungssedimente über dem Limmattal-Schotter	112
	Späteiszeitlicher Seebodenlehm	113
	Basaler Faulschlamm	113
	Holozäne Sedimente im Zürichsee und Umgebung	118
	Schwemmkegel und Deltaschüttungen im Zürichsee	119
	Bachschuttkegel, Schwemmfächer	124
	Kalktuff	125
	Sturzblöcke, kiesiger Hangschutt	126

Als aktuellste Grundlage für die Gliederung des Quartärs und die Quartärnomenklatur in der Schweiz gilt heute das Eiszeitenschema von PREUSSER et al. (2011, Fig. 12), welches auf früheren Schemata (z.B. SCHLÜCHTER 2010) aufbaut.

Entsprechend Figur 12 entspricht die Untergrenze des Pleistozäns der Zeitmarke von 2,588 Ma. Für die weitere Unterteilung wird der ICS (2012) gefolgt; demnach entspricht dem Frühen Pleistozän die Zeit von 2,588 Ma bis 0,781 Ma, dem Mittleren Pleistozän der Zeitraum 0,781 Ma bis 0,126 Ma und die Zeit nach 0,126 Ma dem Späten Pleistozän. Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän liegt bei 11,7 ka.

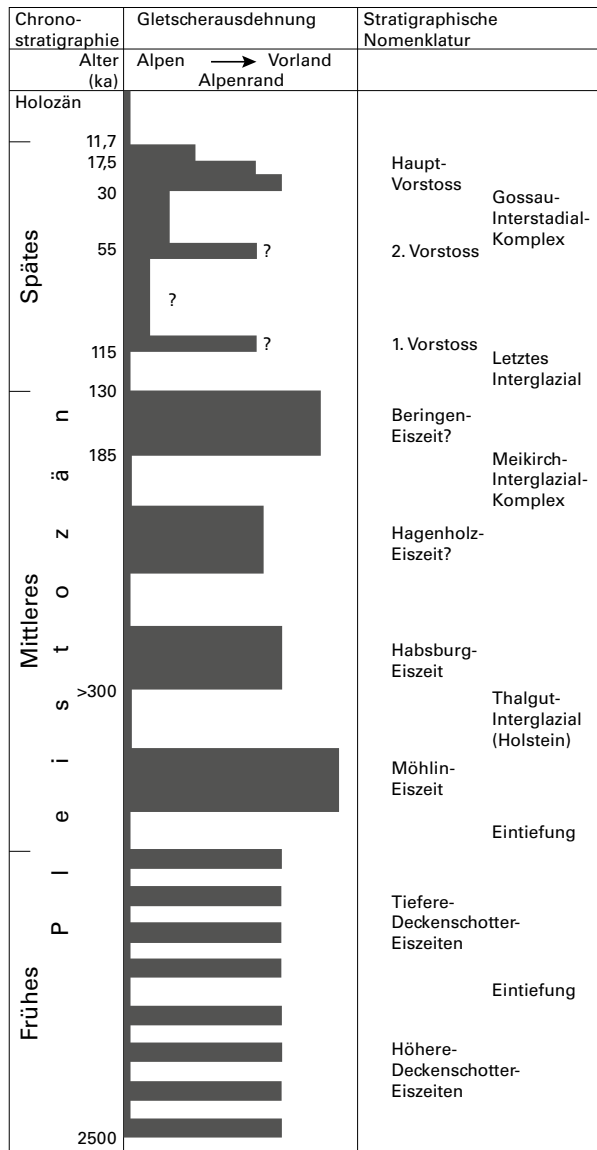


Fig. 12: Eiszeitschema nach PREUSSER et al. (2011).

Pleistozän

Talentwicklung im Frühen und Mittleren Pleistozän

Zu Beginn der pleistozänen Kaltzeiten, d.h. während der frühesten Gletschervorstösse und während der Ablagerung der Höheren Deckenschotter, war das bis dahin fluviatil geprägte Relief im schweizerischen Mittelland wohl noch sehr bescheiden. Die Erosionsbasis der Täler, also auch des Zürichsee-Limmatales, des Glatttales und des Reusstales wurde im Laufe der frühpleistozänen Kaltzeiten sukzessive tiefergelegt.

HEIM (1922) hat für die Tieferlegung der Täler nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter eine «grosse Interglazialzeit» mit starker fluviatiler Erosion postuliert. Er kannte allerdings zu seiner Zeit erst das Schema der vier Eiszeiten nach PENCK & BRÜCKNER (1901–09). Im Lichte der jüngeren Erforschung des Quartärs kann seine Hypothese einer «grossen Talbildung in einer grossen Interglazialzeit» heute nicht mehr nachvollzogen werden (s. LETSCH 2014b).

Kulminiert hat die im Frühen Pleistozän begonnene Talbildung mit der Schaffung übertiefer Felsrinnen in den grossen Tälern der Nordschweiz. Ein Grossteil dieser Felsrinnen mit Übertiefungen bis z.T. unter 200 m ü.M. sind vermutlich im frühen Mittleren Pleistozän geschaffen worden. Dazu gehören wohl auch die tiefsten Rinnen des Limmatales, des Glatttales oder des Reusstales (s. Felsisohypsenkarte, Taf. V), welche oft ungestört unter allen jüngeren quartären Ablagerungen durchziehen.

Aus dem Gebiet des Blattes Zürich fehlen für eine Altersbestimmung dieser tiefsten Rinnen zwar direkte Hinweise. Datierte Sedimente aus den Bohrungen Meikirch und Thalgut im Kanton Bern (PREUSSER et al. 2005) belegen aber, dass dort die tiefsten Felsrinnen bereits vor mehr als 450 ka ausgekolkt worden sind.

Im Zeitraum von 1 Ma bis 0,65 Ma Jahre fand offenbar eine Änderung in der Mechanik der Talbildung statt. SCHLÜCHTER (1987) hat in jenem Zeitraum ein morphogenetisch-morphotektonisches Ereignis postuliert, ohne dies aber näher zu umschreiben. PREUSSER et al. (2011) beschreiben das Ereignis als «incision» und als Mittelpleistozäne Wende (Mid-Pleistocene Reorganisation, MPR).

Die Gletschervorstösse der mittelpleistozänen Kaltzeiten im Zeitraum von 0,450 Ma bis 0,15 Ma Jahre vor heute haben mit grosser Wahrscheinlichkeit die altangelegten Täler noch weiter verbreitert und lokal, zum Beispiel im Bereich existierender Seen, vermutlich auch weiter übertieft. Gleichzeitig wurden die dazwischen liegenden Höhenzüge erniedrigt. Die Sedimentfüllungen der tiefsten Felsrinnen hingegen wurden vielerorts nicht weiter ausgeräumt, sondern vom Gletscher überfahren und durch jüngere Ablagerungen überdeckt und blieben so erhalten.

Frühes Pleistozän

Höherer Deckenschotter

q_m Altpleistozäne Moräne

Die älteste pleistozäne Ablagerung im Gebiet von Blatt Zürich ist eine «altpleistozäne», nach heutiger Terminologie frühpleistozäne Moräne (**q_m**), welche die Basis des Höheren Deckenschotters auf dem Gipfel des Uetliberges bildet (s. HEIM 1891).

Die Auflagerungsfläche der Moräne auf der OSM liegt auf Kote ca. 815 m ü.M., darüber folgt ab Kote ca. 830 m ü.M. Schotter des Höheren Deckenschotters (s.a. GUBLER 1996 sowie BOLLIGER 1999, S. 84).

Die frühpleistozäne Moräne auf dem Uetliberggipfel ist anhand gekritzter Geschiebe als solche zu erkennen. Erschwerend für ihre Identifizierung sind die schlechten Aufschlussverhältnisse und die zahlreichen Gerölle aus dem darüber liegenden Schotter, welche zusammen mit den Trümmern lokaler Felsstürze die Hänge unter den Deckenschottervorkommen bedecken. Die Identifikation wird zusätzlich erschwert durch die im Gebiet von Aegerten und auf dem Grat gegen Uto Staffel verbreiteten Vorkommen von Moräne der grössten Vergletscherung (**q_{3m}**).

q_D Altpleistozäne Schotter, «löcherige» Nagelfluh; Deckenschotter

Im Gebiet von Atlasblatt Zürich tritt rund um den Uto Kulm und im Gebiet des Gubrist und auf der Hasleren ein frühpleistozäner Schotter auf, der dem Deckenschotter zugeordnet werden konnte. Er wurde in der älteren Literatur als «löcherige» Nagelfluh bezeichnet. In der Legende von Atlasblatt Zürich wurde der Deckenschotter nicht in Höheren und Tieferen Deckenschotter aufgegliedert.

Höherer Deckenschotter (FREI 1912) bildet die prominenten Nagelfluhwände rund um den Uto Kulm (JÄCKLI 1989). Er stellt ein rund 30–40 m mächtiges, tafelförmiges Erosionsrelikt dar. Bei allen Überlegungen zur Entstehung dieses Deckenschotters muss berücksichtigt werden, dass der ganze Rücken des Uetliberges einst eine weit grössere Ausdehnung besass und dass das Deckenschottervorkommen durch Erosion von allen Seiten auf seine heutige Form reduziert worden ist. Am besten aufgeschlossen und gut zugänglich ist der Höhere Deckenschotter am Fussweg Leiterli südlich von Uto Kulm. Charakteristisch sind die gute Rundung der oft groben Komponenten, die sehr zahlreichen Kalk-, Dolomit- und Quarzitzerölle, das Fehlen von Verrucanogeröllen, der hohe Verwitterungsgrad der Gerölle und der in der Regel kalzitische Zement.

Selten im Schotter eingeschaltet sind hellgelbe dünne (wenige cm) Schichten aus Ton, Silt und Feinsand, wobei auch mikritische Kalklagen von rund 1 cm Dicke auftreten. Die Sandlagen sind oft schräggeschichtet und belegen dadurch Ablagerung durch fliessendes Wasser. Solche Schichten wurden von GRAF (1993) am Irchel als Hochflutsedimente beschrieben und kommen auch auf dem Albiskamm



Fig. 14: Höherer Deckenschotter beim Leiterli, Uto Kulm (Koord. ca. 2679.560/1244.800). Foto H. Mändli 2014.



Fig. 15: Mikritische Kalklage aus dem Höheren Deckenschotter des Uetlibergs beim Leiterli. Vermutlich handelt es sich um den zementierten Feststoffanteil von Gletschermilch (s. LETSCH 2014a). Fund: L. Kiefer. Sammlung: D. Letsch. Foto: P. Haldimann 2014.

im Gebiet von Blatt Albis vor (GUBLER 2009). Die Kalklagen dürften zementierte Gletschermilchablagerungen darstellen (s. LETSCH 2014a).

An der Basis des Höheren Deckenschotter (besonders unterhalb der steilen Wand westlich des Hotels Uto Kulm) können metermächtige, stark zementierte Sandsteinlagen beobachtet werden. Die deutlich ausgeprägte Schrägschichtung belegt äusserst variable Paläoströmungsrichtungen.

Höherer Deckenschotter ist auch auf dem Altberg nördlich von Geroldswil vorhanden; er ist indessen im Gebiet von Blatt Zürich nicht aufgeschlossen. Sein Vorkommen beschränkt sich auf schlecht aufgeschlossene reliktsche Gerölllagen auf der Kuppe des Altberges im Gebiet von Blatt Bülach. Seine Auflagerungsfläche ist uneben und verläuft etwa auf Kote 625 m ü. M.

Nach BOLLIGER et al. (1996) ist der Höhere Deckenschotter des Irchels aufgrund von Kleinsäugerfunden in einen Altersbereich von 2,5 bis 1,8 Ma zu stellen. Er könnte damit bei den Gletschervorstössen der frühesten frühpleistozänen Kälteperioden vor rund 2,4 bis 2,5 Ma gebildet worden sein.

Tieferer Deckenschotter

Auf dem Gubrist und auf der Hasleren (zwischen Weiningen und Geroldswil) ist über dem Molassefels und unter der letzteiszeitlichen Moräne Schotter vorhanden, der seit SUTER (1939a) zum Tieferen Deckenschotter gestellt wird. Er ist auf dem Kartenblatt Zürich nicht speziell bezeichnet, sondern ebenfalls unter **q_b** (wie der Höhere Deckenschotter) ausgeschieden.

Die Auflagerungsfläche des Tieferen Deckenschotter auf der OSM liegt auf der Hasleren etwa auf Kote 520–530 m ü. M. und in einer Bohrung auf dem Gubrist, ausgeführt 1977 für den Gubristtunnel (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1977), etwa auf Kote 535 m ü. M. (s. auch FREIMOSER & GAUTSCHI 1989, Gubristprofil).

Gemäss den Koten der Auflagerungsflächen wurde die Erosionsbasis zwischen der Ablagerung des Höheren und des Tieferen Deckenschotter im Raum Zürich um rund 100 m tiefer gelegt (s. dazu FREI 1912, SUTER 1939a).

Beim Bau des Lüftungsschachts für den Gubristtunnel (Koord. 2677.300/1252.780, s. Karte) wurde eine 45 m mächtige Abfolge kaum verkitteten Schotter und Sand durchfahren (DR. VON MOOS AG 1983b), die durch Grundmoräne überlagert wird und, begleitet von einer dünnen und undeutlich ausgeprägten Grundmoränenbasis, direkt der Molasse aufliegt, welche stark verwittert ist. Der Schotter ist zumeist fein- bis mittelkörnig, führt aber vor allem in den tieferen Lagen Blöcke von über 30 cm Kantenlänge, die beinahe ausschliesslich aus Molassesandstein bestehen. Petrographisch herrschen unter den Komponenten des Schotter alpine Kalke (meist mikritische Kalke aus der Quinten-Formation) und Dolomite sowie Sandsteine vor. Untergeordnet treten saure kristalline Gerölle und Gangquarze auf. Grüngesteine (Ophiolithe) und Radiolarite sind sehr selten und dürften aus der Molassenagelfluh aufgearbeitet worden sein. Bemerkenswert ist das äusserst

Tabelle 5: Geröllanalysen aus dem Tieferen Deckenschotter am Gubrist (Spannbreite der Häufigkeit von 6 Proben). Die Proben stammen aus dem Lüftungsschacht. Es wurden jeweils 100 Gerölle >2 cm ausgezählt. C. Schlüchter, DR. VON MOOS AG 1983b.

Gesteinsart	Prozentuale Häufigkeit
Amphibolit	1–6 %
Radiolarit	3–9 %
Dolomit	1–8 %
Verrucano	0–3 %
Spätiger Kalke	11–19 %
Mikritischer Kalk	23–35 %
Kalkphyllit	0–2 %
Grobkörniger Sandstein	1–3 %
Feinkörniger Sandstein	17–23 %
Grüngestein	1–5 %
Brekzie	1–4 %
Rotes Kristallin	1–4 %
Helles und grünes Kristallin	8–16 %
Gangquarz	1–9 %

seltene Auftreten des Glarner Verrucano. Einzelne Lagen des Schotters sind durch siltige Häutchen leicht verkittet.

Der einzige Oberflächenaufschluss des Schotters auf dem Gubrist ist eine aufgelassene Kiesgrube an dessen Südabhang (Koord. 2677.355/1252.675; 570–580 m ü. M.). Der Schotter ist fein- bis mittelkörnig (Blöcke fehlen) und zeigt einen stark schwankenden Verkittungsgrad. Einzelne Partien sind völlig locker, während andere durch eine weisslich-beige Kalkmatrix (teilweise mit dunkelbraunen Oxidationsüberzügen) verkittet sind. Die Geröllzusammensetzung wird auch hier durch alpine Sedimentgesteine dominiert, wobei der Verrucano stark zurücktritt. Auffällig sind stark verwitterte Dolomitgerölle, um die herum sich ein harter dunkelgrauer Zement gebildet hat. Neben alpinen Gangquarzen treten Kristallingesteine (Gneise, Glimmerschiefer, grünlicher Rofnaporphyr) relativ selten auf. Zudem sind sie meist stark verwittert und zerfallen durch einen leichten Hammerschlag zu Grus. Die Unterlage des Schotters ist nicht aufgeschlossen. Er wird im Ostteil der Grube durch Grundmoräne überlagert, die als Besonderheit erbsengrosse, oftmals kreideweisse Kalkkonkretionen führt, die aufgrund ihrer Morphologie und ihrer isotopengeochemischen Zusammensetzung (LETSCH 2014a) am ehesten als rezente oder zwischeneiszeitliche pedogene Kalkkonkretionen (Caliche) zu erklären sind.

Zum Schotter auf der Hasleren sind in Ermangelung von Bohrungen und guten Aufschlüssen keine genaueren Angaben möglich.

Auf dem Zürichberg haben HANTKE et al. (1967), wie schon SUTER (1939a), ein Vorkommen von Tieferem Deckenschotter beschrieben. Auf dem Atlasblatt Zürich ist dieses Vorkommen nicht verzeichnet, weil es nicht aufgeschlossen ist. Im Wald hinter dem Hotel Zürichberg ist aber auf alten Karten eine Kiesgrube angegeben. Diese ist heute aufgefüllt und kaum mehr erkenntlich, aber im Schutt finden sich auf Kote 650 m ü.M. Trümmer eines mit mikritischem Kalk zementierten Schotters, die als Hinweis auf das Vorhandensein eines älteren Schotters unter der Moräne gedeutet werden können. Die vermutlich alte Moräne, welche den verkiteten Schotter überlagert, wird auf Seite 61 beschrieben.

Der Quellenreichtum im Raum Susenberg sowie die dortige ausgedehnte Sackungsmasse am Zürichberg (s. Abschnitt Rutsch- und Sackungsmassen) würden durch ein solches Deckenschotterrelikt eine gute Erklärung finden.

Altersbestimmungen aus dem Tieferen Deckenschotter aus dem Raum Zürich liegen bis heute nicht vor.

Mittleres Pleistozän

Tiefe Felsrinnen und ihre Sedimentfüllung

Die Felsisohypsenkarte (Taf. V) zeigt, dass im Glatttal und im Limmattal tiefe Felsrinnen, im Glatttal bis mind. 205 m ü.M. (HALDIMANN 1978, FREIMOSER & FRANK 1993), im Zürichsee- und Limmattal bis mind. 115 m ü.M. (HSU & KELTS 1984) erodiert sind, welche offenbar unter allen jüngeren quartären Ablagerungen durchziehen (s. dazu WILDI 1984 oder NAGRA 2008a). Da die Rinnen tiefer als die Felsschwelle bei Baden (330 m ü.M., SCHINDLER 1977) oder Koblenz (300 m ü.M., HALDIMANN et al. 1984) reichen, spricht man von übertieften Rinnen.

Das Alter der Entstehung dieser übertieften Felsrinnen kann mit den im Gebiet von Blatt Zürich gewonnenen Daten und Fakten nicht angegeben werden. In der Gegend Kaltbrunn–Uznach hat SCHINDLER (2004) ein mutmassliches Alter von mindestens 400 ka angegeben. Gemäss den Überlegungen im Abschnitt Talentwicklung im Frühen und Mittleren Pleistozän ist es aber auch möglich, dass diese Felsrinnen im Zuge der mittelpleistozänen Wende vor ca. 1000–650 ka Jahren oder spätestens in einer der ältesten mittelpleistozänen Eiszeiten durch glaziale Erosion geschaffen worden sind. Sie wären anschliessend mit mittel- und spätpleistozänen Ablagerungen gefüllt worden, welche im Zuge jüngerer Eisvorstösse ganz oder teilweise wieder ausgeräumt und durch jüngere Sedimente ersetzt worden sind. Die älteren Teile dieser Ablagerungen stehen an der Oberfläche nicht an, sie wurden aber in zahlreichen Bohrungen angetroffen (s. Taf. III und IV).

In den nachstehenden Abschnitten wird die Füllung dieser Rinnen für die drei Talsysteme Zürichseebecken und Zürcher Limmattal, Glatttal–Furttal sowie die Talung Wettswil–Birmensdorf–Urdorf beschrieben. Dabei wird zunächst der

tiefere Anteil der Rinnenfüllungen besprochen, welcher als älter als letzteiszeitlich interpretiert wird. Auf die letzteiszeitlichen Anteile der Talfüllungen, speziell im Limmattal, wird ab Seite 90 eingegangen.

Zürichseebecken und Zürcher Limmattal

Wie die Felsisohypsenkarte in Tafel IV zeigt, handelt es sich bei dieser Talung um eine glazial ausgeschürfte, übertiefte Rinne. Die unterschiedlichen Auffassungen zur Entstehung und Lockergesteinsfüllung dieser Rinne bis in die 1960er-Jahre wurden von SCHINDLER (1968) umfassend zusammengestellt und kommentiert. Auch LETSCH (2014b) ist auf die Erforschungsgeschichte eingegangen. FURGER (1990) hat in seiner Dissertation versucht, die Sedimente des oberen Limmattals durch eine Faziesanalyse zu gliedern.

Hier wird nun insbesondere auf die tieferen Anteile der Rinnenfüllung eingegangen, welche aufgrund ihrer Stellung älter als letzteiszeitlich sein könnten.

Vorauszuschicken ist, dass im Gebiet von Blatt Zürich weder aus dem Zürichseebereich noch aus dem Limmattal Altersbestimmungen an Sedimenten vorliegen, die älter als letzteiszeitlich sind. Die Forschungsbohrung ZüBo, bereits im Gebiet von Blatt Albis gelegen (HSU & KELTS 1984, GUBLER 2009), hat fast ausschliesslich holozäne und spätletzteiszeitliche Seesedimente aufgeschlossen. Lediglich die untersten 10 Profilmeter über dem Molassefels bestehen dort aus kiesreichen Ablagerungen unbestimmten Alters. Auch eine 211 m tiefe Bohrung für das Seetunnelprojekt zwischen Wollishofen und Tiefenbrunnen hat nur letzteiszeitliche Sedimente angetroffen (s. Profile 4 und 5, Taf. III).

Auf tief liegende Ablagerungen im Bereich Hauptbahnhof/Sihlpost in Zürich, für die Datierungen mit 24 ka bzw. 28 ka Jahren vorliegen, wird im Abschnitt «Sihlpost-Komplex» (S. 91) detaillierter eingegangen. Die Grundmoräne zwischen diesem datierten «Sihlpost-Komplex» und dem Molassefels muss folglich älter als das LGM sein, ob sie aber ein mittelpleistozänes Alter aufweist, ist unklar.

Eine weitere Schlüsselbohrung – mit dem Zweck der Grundwassersuche – wurde 1960 beim Schlachthof Zürich (Koord. 2680.490/1248.780, Bohrprofil im Kap. Bohrungen) in einem zentralen bis leicht südlichen Teil des Limmattals bis auf den Molassefels abgeteuft (KNECHT 1960). Im Profil 3 (Taf. III) ist unsere Deutung der aufgeschlossenen Schichtfolge dargestellt. Demnach dürften die teilweise moränenartigen Seesedimente im Tiefenbereich 36–90 m eher während des LGM gebildet worden sein, während die feinkörnigeren, kaltzeitlichen Seeablagerungen darunter ähnlichen Sedimenten entsprechen könnten, wie sie weiter limmattalabwärts, zum Beispiel im Bereich Würenlos, unter Niederterrassenschotter mehrmals erbohrt worden sind (SCHINDLER 1968). In der Profilbeschreibung von H. Knecht wurde keine stratigraphische Gliederung vorgenommen. Datierungen liegen keine vor, die in Profil 3 (Taf. III) dargestellte Deutung ist deshalb hypothetisch.

Interessant sind für diese Thematik auch Sondierungen im Gebiet von Asp-Spreitenbach (Koord. ca. 2671.100/1252.130, Gebiet von Blatt Wohlen). In zwei Kernbohrungen wurden dort bei Kote 380 bzw. 373 m ü.M. vom Gletscher vorbe-lastete, sandig-siltig-tonige Seeablagerungen angetroffen, die von Niederterrassen-schottern bedeckt sind. Auffallend darin waren kohlige Reste, wie sie unten auch für den Bereich Urdorf–Birmensdorf beschrieben werden.

Vieles, unter anderem die Forschungsbohrung ZüBo 80 im tiefsten Teil des Zürichsees (HSU & KELTS 1984, LISTER 1985), spricht dafür, dass im Seebereich ältere Sedimente durch den letzteiszeitlichen Gletscher wieder weitgehend ausge-räumt worden sind.

Glatttal–Furttal

HALDIMANN (1978) konnte im mittleren Glatttal im Raum Dübendorf–Dietli-
kon–Bassersdorf–Kloten zwei Felsrinnen nachweisen, welche WYSSLING &
WYSSLING (1978) auch im oberen Glatttal gefunden haben (s. dazu WYSSLING
2008). Die nordöstlichere Felsrinne weist von Südosten gegen Nordwesten einen
zunehmenden Tiefgang auf. Im Gebiet von Blatt Zürich gehört nur die äusserste
nordöstliche Ecke zu dieser Felsrinne, wo in der Spülbohrung Rietmüli in Dietli-
kon (Koord. 2689.400/1253.540) die folgende Schichtabfolge erbohrt wurde (JÄCKLI
1989, s.a. Profil 7 auf Taf. IV):

Terrainhöhe: 440,8 m ü.M.

0–14 m	Seebodenlehm (postglazial)
14–25 m	Moräne (vermutlich letzteiszeitlich)
25–97 m	grauer Lehm mit einzelnen Feinsand- und Siltschichtchen (Seeabla- gerung, Alter unbekannt)
97–107 m	grauer sandiger Kies mit artesisch gespanntem Grundwasser (Alter unbekannt)
107–218 m	grauer Lehm mit selten Steinchen (Seeablagerung, Alter unbekannt)
218–236 m	grauer kiesiger Lehm, sehr hart gelagert (alte Moräne)
236–246 m	Mergel, z.T. sandig (Molasse). Felskote auf 205 m ü.M.

Das Alter der rinnenfüllenden Seesedimente im mittleren Glatttal wurde
bisher nicht direkt bestimmt. Nach WYSSLING (2008) handelt es sich um mittel-
pleistozäne, kaltzeitliche Bildungen. Wegen ihrer grossen Mächtigkeit bis gegen
200 m könnte ihre Genese aber doch vielfältiger sein als aufgrund des bisherigen
Befundes aus relativ wenigen Bohrungen angenommen wird. So konnten im Jahr
2008 in drei Bohrungen im Dietliker Hardwald (Koord. 2688.637/1254.190) Proben
aus den obersten 3 Metern dieser Seeablagerungen knapp unter der Erosionsdis-
kordanz zu den darüberliegenden «frühwürmzeitlichen Schottern» (s. unten) ent-
nommen und mittels OSL datiert werden. Die Auswertung ergab Quarz-OSL-
Alter zwischen 178 ka und 194 ka Jahren (mündl. Mitt. S. Lowick, Univ. Bern), was
etwa dem Ende der vorletzten Warmzeit entspreche.

Über diesen Seeablagerungen liegen über einer scharfen und relativ ebenen Erosionsdiskordanz (HALDIMANN 1978) der z.T. verkittete Schotter des Hardwaldes und Moräne (Profil 6 auf Taf. IV), auf den im Abschnitt Hardwald-Schotter bei Dietlikon (S. 65) zurückgekommen wird.

Wesentlich weniger tief in den Fels erodiert ist die parallel zur erwähnten Rinne verlaufende Greifensee-Rinne am Ostfuss des Zürichbergs. Sie reicht im Gebiet von Dübendorf-Schwamendingen bis ca. zur Kote 350 m ü. M. hinab. In Oerlikon, in der Umrahmung des Oberhuser Riets, schliesst sich diese Felsrinne beckenförmig wahrscheinlich etwa auf Kote 400 m ü. M. (Taf. V). Sie taucht dann aber von Oerlikon über Regensdorf bis Buchs-Dällikon als sogenannte Furttal-Rinne wieder bis tiefer als 212 m ü. M. ab (Taf. V).

Das entlang der SBB-Linie von Stettbach gegen Bassersdorf (im Gebiet von Blatt Winterthur) verlaufende Profil 7 der Tafel IV zeigt die Füllung dieser beiden Molassefelsrinnen im Raum Dübendorf-Schwamendingen-Bassersdorf. Die älteren Sedimente der tieferen nordöstlichen Hauptrinne sind weiter oben schon beschrieben. Im Bereich der Greifensee-Rinne haben Sondierungen für das SBB-Viadukt Neugut gezeigt, dass, entgegen der früheren Annahme einer vollständigen Ausräumung der älteren Sedimente durch den letzteiszeitlichen Gletscher, der tiefere Teil der Rinnenfüllung mit der Füllung der nordöstlicheren Rinne von Uster-Dietlikon-Kloten doch einigermaßen vergleichbar ist. Auch hier zeichnet sich im tieferen Teil eine alte Moräne, bedeckt durch feinkörnige Seebodenablagerungen ab, über denen dann oberhalb Kote ca. 400 m ü. M. letzteiszeitliche Moräne, eiszeitliche Delta- und Seeablagerungen und holozäne Bach- und Sumpfablagerungen folgen. Diese werden auf Seite 102 besprochen.

Das etwas weiter talabwärts (nordwestlich) gelegene Profil 6 entlang des Abwasserstollens Glatt (Taf. IV) gibt einen weiteren Einblick in die Füllung dieser südlichen Felsrinne im Raum Oerlikon-Leutschenbach-Opfikon-Glattbrugg. Hier ist die Rinne nur bis etwa Kote 380 m ü. M. in die Molasse eingetieft. Wenig westlich folgt die unterirdische Felsschwelle von Oerlikon-Seebach mit höchsten Felskoten um 400 m ü. M. Die Füllung besteht aus einer basalen Moräne, überlagert durch locker gelagerte nicht vorbelastete, junge Seeablagerungen mit lokalen Schottereinschaltungen mit gespanntem Grundwasser (s. S. 104). Es deuten alle Anhaltspunkte darauf hin, dass der letzteiszeitliche Gletscher im Bereich des Oberhuser Rietes alle allfälligen älteren Sedimente bis auf den Fels erodiert hat. Am nördlichen Talrand bei Opfikon hingegen hat er entlang eines Erosionsrandes die älteren Schotter des Hardwaldes überfahren und teils erodiert, teils aber auch stehen gelassen (Taf. IV).

Die Talung Wettswil-Birmensdorf-Urdorf und Reppischtal bei Birmensdorf

Während die glazial übertieften Talungen Zürichsee-Limmattal und Glatttal-Furttal sich im zentralen Teil des Verbreitungsgebietes des Linth-Rheingletschers befinden, verläuft diese weniger ausgeprägte Talung im nordöstlichsten

Randbereich des Reussgletschers und ist deutlich weniger tief erodiert als die zuerst genannten Haupttrinnen. Wie die Felsisohypsenkarte zeigt, ist hier keine ausgeprägte Übertiefung der Felsoberfläche festzustellen. Steil begrenzte Felsrinnen sind nur entlang der Reppisch ober- und unterhalb von Birmensdorf zu sehen, wo das ESE-WNW streichende Reppischtal diese SSE-WNW verlaufende Talung quert. Beim Reppischtal unterhalb Birmensdorf handelt es sich zweifellos um eine durch Erosion während des LGM bis ins Spätglazial entstandene Abflussrinne von Schmelzwässern des Reussgletschers, welche im Abschnitt Spätes Pleistozän besprochen wird. Die Genese des Reppischtals oberhalb von Birmensdorf ist möglicherweise etwas komplexer. Auf Seite 107 sind Überlegungen dazu aufgeführt.

Eine Vorstellung über den Aufbau der Lockergesteinsdecke über dem Fels in der Hauptrinne Birmensdorf-Urdorf gibt das Profil 8 der Tafel IV, welches im Südteil auf dem Bericht DR. LORENZ WYSSLING (1983) zu den Grundwasserverhältnissen im Gebiet Reppischtal-Urdorf basiert. Über einer dünnen Moränenlage auf dem Fels, die damals als «risszeitlich», also mittelpleistozänen Alters angesehen und dem Reussgletscher zugeschrieben wurde, sind in ziemlich grosser Verbreitung feingeschichtete sandige Sedimente erbohrt worden, die Horizonte mit inkohlten Holzresten führen. Weil darüber die letzteiszeitliche Moräne, hier des Linth-Rhein-Maximalstands folgt, erinnern diese Ablagerungen an den «Sihlpost-Komplex» im Limmattal und an die weiter oben bei Asp-Spreitenbach beschriebenen Sedimente, was nicht ausschliessen lässt, dass es sich auch um frühletzteiszeitliche oder während des LGM abgelagerte Sedimente handeln könnte.

Nördlich dieser sandreichen Seeablagerungen wurde zwischen den Moränen der Vorletzten Eiszeit und der Letzten Eiszeit im Raum Ober-Urdorf immer wieder Schotter erbohrt. Dieses als Badwies-Schotter bezeichnete Sediment birgt ein z.T. artesisch gespanntes Grundwasservorkommen. Im Bericht DR. LORENZ WYSSLING (1983) sind diese Schotter als mit der «Rissmoräne» verzahnt gezeichnet, eine Deutung als Vorstoss-Schotter zum Killwangen-Stand erscheint aber ebenso plausibel. Interessant ist, dass gemäss HUG & BEILICK (1934, S. 106) der Badwies-Schotter den Betrieb des Bades Urdorf erlaubte, welches im Mittelalter zu den bedeutendsten Badeorten der Schweiz gehört haben soll.

Überdeckt und abgeschirmt wurde der Badwies-Schotter durch Moräne des Linth-Rheingletschers bei seinem Vorstoss bis gegen Killwangen-Würenlos, wobei im Wallmoränenbereich bei Gloggenmaas eine Verzahnung mit eiszeitlichem Schotter vorliegt. Auch Lagen mit eiszeitlichen Seeablagerungen grösserer Ausdehnung sind erbohrt worden. Ein Blick auf das Profil Birmensdorf-Urdorf-Gubrist (Profil 8, Taf. IV) zeigt, dass auch im Limmattal eine vergleichbare Situation zu finden ist. In zwei Bohrungen – es handelt sich allerdings nur um Spülbohrungen – wurde auch dort zwischen dem Molassefels bzw. einer älteren Moräne darüber und der Moräne des Killwangen-Vorstosses ein mächtiger grundwasserführender Schotter erbohrt, der von der Position her dem Badwies-Schotter entsprechen könnte, aber auch hier wäre eine Deutung als letzteiszeitlicher Vorstossschotter vorstellbar.

q_{3m} Moränen der Riss-Vergletscherung (Moränen älter als letzteiszeitlich ausserhalb der Talfüllungen)

Es wird allgemein davon ausgegangen, dass die ausgedehnten Moränenvorkommen im Gebiet von Atlasblatt Zürich fast alle der Letzten Eiszeit («Würm-Vergletscherung», heute Birrfeld-Eiszeit, **q_{4m}**) zuzuschreiben sind. Auf die wenigen Vorkommen in den Profilen der Tafeln III und IV, die möglicherweise ein früh-letzteiszeitliches Alter aufweisen könnten, wird im Text hingewiesen.

Die einzigen auskartierten älteren Moränen sind diejenigen südöstlich und nordwestlich des Uto Kulms, welche auf der Karte entsprechend der Nomenklatur der 1980er-Jahre als «Moränen der Riss-Vergletscherung» angegeben sind. Heute wird diese Moräne als «älter als letzteiszeitlich» bezeichnet.

Die Moränen auf dem Albiskamm bei Balderen (im Gebiet von Kartenblatt Albis) werden von GUBLER (2009) als mittelpleistozänen Alters angesehen, im Gebiet von Kartenblatt Zürich hingegen ist die nördliche Fortsetzung dieser Moränen bei Mädikon als letzteiszeitlichen Alters dargestellt. Dieser Widerspruch wird auf Seite 73 diskutiert.

Die Bedeckung des Zürichberges ist als Moräne der Letzten Eiszeit kartiert. Auf der Kuppe des Zürichberges beim Escherstein (Kote 676 m ü.M.) fällt indessen die spezielle Beschaffenheit dieser Moräne auf: In einer alten Grube unter der Kuppe erwecken sowohl die Ockerfarbe des Moränenlehms als auch die Verwitterungskruste mancher Gerölle den Eindruck, dass die Moräne tiefgründig verwittert ist. Es könnte sich hier um eine ältere als letzteiszeitliche Moräne handeln, die vom letzteiszeitlichen Gletscher noch knapp überfahren, aber verschont worden wäre, auch wenn hierfür Altersbestimmungen fehlen. Erwähnenswert ist, dass auch FREI (1946) auf dem Zürichberg «risseiszeitliche» Moräne beschrieb. Unzweifelhafte letzteiszeitliche Moräne findet sich erst weiter nordwestlich beim Schlachtendenkmal und bei der Batterie sowie weiter östlich beim Zoo.

Ältere als letzteiszeitliche Moränen sind allenfalls auch im Gebiet von Hauszopf am westlichsten Kartengebietsrand nördlich von Lieli zu erwarten, in der geologischen Karte sind sie als «Würmmoräne» verzeichnet.

Es ist ganz allgemein nicht auszuschliessen, dass unter oder anstatt der als «Moränen der Würm-Vergletscherung» **q_{4m}** kartierten Moränen auf den Höhenzügen und Abhängen beidseits des Zürichsee- und Limmattals weitere Reste von Moränen älter als das LGM vorhanden sind.

SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER (1995) berichten zum Beispiel von einer Bohrung an der Susenbergstrasse in Zürich, wo in ca. 15 m Tiefe zwischen zwei Grundmoränenlagen toniger Silt mit Schieferkohlelagen angetroffen wurde, dessen Datierung ein ¹⁴C-Alter von ca. 28,060 ± 0,340 ka BP (obere Lage) bzw. ca. 30,140 ± 0,410 ka BP (untere Lage) ergab. Dies entspricht einem kalibrierten Alter von 31,480 ka bis 33,170 ka BP für die obere Lage und 33,581 ka bis 36,166 ka BP für die untere Lage (2σ-Bereich der Kalibrierung, nach REIMER et al. 2009, schriftl.



Fig. 16: Alte, auffällig ocker und rostrot gefärbte Grundmoräne auf dem Zürichberg, Koord. ca. 2685.200/1249.100). Foto P.Haldimann 2014.

Mitt U.Jörin). Während die obere Grundmoränenlage über den datierten Schichten gut dem letzteiszeitlichen Maximalvorstoss (LGM) des Linth-Rheingletschers bis Killwangen entsprechen kann, muss die Moränenlage unter den datierten Schichten zumindest frühletzteiszeitlichen bis vor-LGM-Alters, wenn nicht sogar mittelpleistozänen Alters sein. Die Bohrung bestätigt, dass unter den letzteiszeitlichen Moränen Erosionsrelikte älterer Moränen doch ziemlich verbreitet sein dürften.

Im Bereich einiger Molassehöhenzüge im Gebiet von Blatt Zürich, wie insbesondere im Bereich Zürichberg und Pfannenstiel-Nordausläufer, wurden unter der letzteiszeitlichen Moräne in der Vergangenheit mit Bohrungen verschiedentlich alte Felstäler angetroffen (so z.B. im Raum des Küsnachter Berges, s. S. 70 sowie LETSCH 2012), deren Lockergesteinsfüllung altersmässig schwer einzuordnen ist. Ein solches ausgeprägtes Tal verläuft z.B. von der Fluntern zum Adlisberg hinauf (s. Felsisohypsenkarte, Taf.V). Die vorliegenden Sondierbohrungen aus diesem Gebiet erlauben die Rekonstruktion einer bis zu 100m tiefen, vermutlich fluviatil eingetieften Hohlform (ein altes Tobel), die heute mit Moräne und eiszeitlichen

Seeablagerungen verfüllt ist (s. geol. Längsprofil des Wolfbachs, Fig. 17). Der heutige Wolfbach hat sich nacheiszeitlich leicht verlagert und vor allem bedeutend weniger tief (epigenetisch) in die Füllung dieser alten Talung eingetieft. Auf 535 m ü.M. steht am Wolfbach äusserst dicht gelagerter siltiger Sand an, welcher neben reichlich Kies auch schieferkohlenartige, erstaunlich frisch wirkende, Holzreste führt, die bereits Alb. Heim in den 1880er-Jahren aufgefallen sind (s. WETTSTEIN 1885).

Eine AMS-¹⁴C-Datierung ergab, dass eine Holzprobe aus diesem Horizont älter als 45 ka Jahre sein muss, da sie mit dieser Methode nicht datierbar ist (I. Haydas, schriftl. Mitt. August 2013). Wenn von einer mehr oder weniger autochthonen Herkunft des Holzes ausgegangen wird (d.h. keine Umlagerung eines älteren Schieferkohleflözes durch Fluss- oder Eistransport angenommen wird), so ergeben sich interessante Konsequenzen für das Alter der Füllung der alten Talung. Auch wenn die interne Struktur und Gliederung der Talfüllung nur schwer bestimmbar ist, lässt es das Längsprofil (Fig. 17) wahrscheinlich erscheinen, dass bedeutende Anteile der Talfüllung älter sein können als das Schieferkohlevorkommen am Wolfbach. Bringt man das Niveau mit Holz und Schieferkohle mit einer Phase wärmeren Klimas in Zusammenhang (Interglazial/Interstadial), so dürfte dieses Niveau einer Diskontinuitätsfläche entsprechen, die die Talfüllung des alten Wolfbachtals in mindestens zwei genetisch und zeitlich voneinander getrennte Sequenzen teilt. Die alte Talung und gut die Hälfte ihrer Füllung sind somit mindestens früh- bis vor-LGM-Alters, wobei ein höheres Alter nicht ausgeschlossen werden kann.

Das verbreitete Auftreten von feingeschichtetem Seebodenlehm (s. Fig. 17), der mit Moränenpaketen wechsellagert, kann durch einen gletscherbedingten Stausee erklärt werden, der sich im oberen Abschnitt der Talung jeweils gebildet haben muss, wenn der Gletscher bis in den Raum von Zürich vorsties. Bemerkenswert ist allerdings die Seltenheit kiesiger Ablagerungen, wenn man beispielsweise mit der analogen Stausituation am Küsnachter Berg (S. 70) vergleicht. Die grosse Tiefe der alten Wolfbachtalung kann als Hinweis gewertet werden, dass sie einst ein viel grösseres Gebiet entwässerte als der relativ unbedeutende heutige Wolfbach. Der sanft gewellte Adlisberg mit dem Lorenpfopf erscheint auch morphologisch wie ein Relikt eines einst viel ausgedehnteren Hochplateaus, welches sukzessive durch rückschreitende fluviatile Erosion während Interglazialen und Interstadialen (z.B. durch das Sagen- und das Elefantenbachtobel) sowie durch Glazialerosion während Vereisungsphasen verkleinert wurde.

q_{4sV} Frühwürmzeitliche Schotter, glazial überfahren

Im Gebiet von Blatt Zürich sind diverse moränenbedeckte Schottervorkommen zusammenfassend als «frühwürmzeitliche Schotter, glazial überfahren» kartiert. Zur Zeit der Bearbeitung des Kartenblattes in den 1980er-Jahren entsprach die Einstufung als «frühwürmzeitlich» dem Stand der Wissenschaft; es war auch

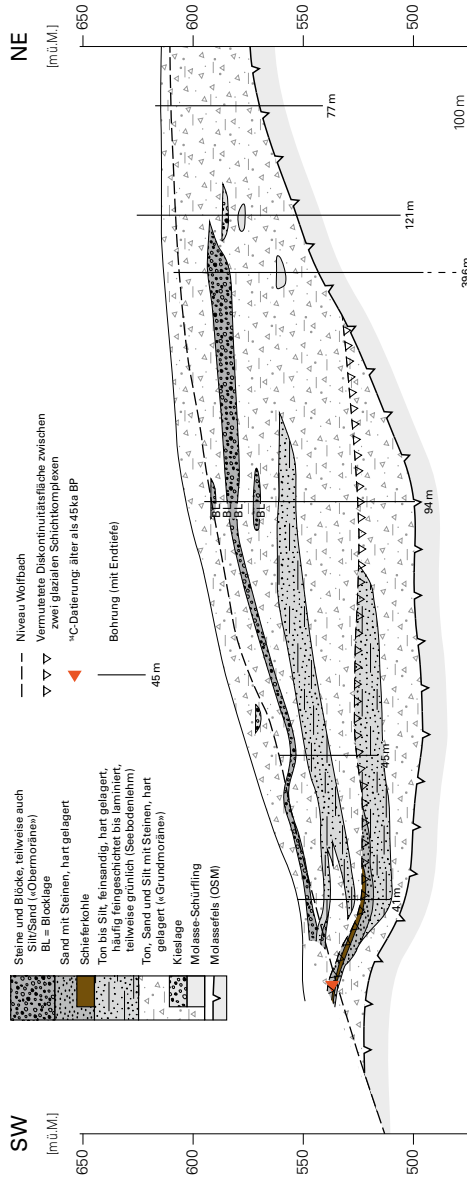


Fig. 17: Quartärgeologisches Längsprofil entlang des Wolfbaches (Doldertobel) zwischen Dolder und Dreiwiesen (Konstruktion D. Letsch). Das Profil dokumentiert den internen Aufbau der Füllung eines prältezeitlichen Tobels, welches bedeutend tiefer reichte als das rezente Wolfbachtobel. Der Anstieg des Molassefels im südwestlichen Drittel des Profils ist bedingt durch die gegenüber der Achse des alten Tobels leicht verschobene Profilförmigkeit.

oft von «Mittelterrassenschottern» die Rede (z.B. SUTER 1939a, HANTKE 1959 u. andere). Bei vielen dieser Schottervorkommen fehlen auch heute noch fundierte Altershinweise, bei einigen lässt sich aber doch aus den regionalen Zusammenhängen und dank neueren Datierungen eine bessere Zuordnung vornehmen. Viele dieser Schotter werden heute älter als letzteiszeitlich angesehen, andere hingegen passen eher zu letzteiszeitlichen Akkumulationsprozessen.

Im Folgenden werden die einzelnen Vorkommen aus heutiger Sicht kommentiert.

Aathal-Schotter bei Dietlikon (= Hardwald-Schotter)

Der alte, meist verkittete Schotter im Glatttal, d.h. der Schotter des Hardwaldes zwischen Dietlikon und Opfikon, welcher dem Aathal-Schotter des Zürcher Oberlandes gleichgestellt wird, überlagert die darunterliegenden Seeablagerungen entlang einer auffallend ebenen Schichtdiskordanz, welche unter dem Hardwald in Dietlikon etwa auf Kote 420–430 m ü.M. liegt (HALDIMANN 1978, s. Profil 6, Taf. IV).

Der Schotter ist als sandiger, wenig siltiger Kies und Grobkies zu beschreiben, zonenweise auch als sauberer Sand mit wenig Kies. Er ist schichtweise verkittet und enthält auch moränenartige Schichten. Unter dem Hardwald überlagert er eine alte, sehr kompakte Moräne, welche zwischen die unterliegenden Seeablagerungen und den Schotter eingeschaltet ist, und sich mit Bohrungen in Form eines unter dem Schotter verborgenen, bogenförmigen Walles nachweisen lässt, welcher allerdings weitgehend im Gebiet von Blatt Bülach liegt. Diese Moräne wurde von HALDIMANN (1978) mit dem informellen Terminus «Hagenholz-Stadium» bedacht und wie der Schotter ins «Frühwürm» gestellt. Gemäss der oben erwähnten Altersbestimmung der darunterliegenden Seeablagerungen wäre der Schotter jünger als 178–194 ka und könnte, so wie auch die Moräne des Hagenholzes, zwanglos in die Vorletzte Eiszeit gestellt werden.

Der Aathal-Schotter wird durch Moräne des LGM bedeckt, welche z.T. als Grundmoräne, z.T. als Wallmoräne, aber auch in Form von Drumlins vorliegt (s. S. 100).

Aathal-Schotter in Zürich-Seebach (= Buhn-Schotter)

Der Buhn-Hügel in Zürich-Seebach besteht unter einer dünnen, letzteiszeitlichen Moränendecke aus verkittetem Schotter, der als Erosionsrelikt des einst ausgedehnten Schotterkomplexes im Glatttal anzusehen ist, zu dem auch der Schotter des Hardwaldes gehört. Er wird heute mehrheitlich als präletzteiszeitlich eingestuft. Es handelt sich dabei um kaltzeitlichen, oft gut gerundeten Schotter, der im Bereich der Buhn in Seebach früher in zwei grossen Kiesgruben auf deren Nord- und Südseite abgebaut worden ist. In den heute weitgehend zugewachsenen Gruben war gemäss HUG & BEILICK (1934) früher zwischen den verkitteten Schot-

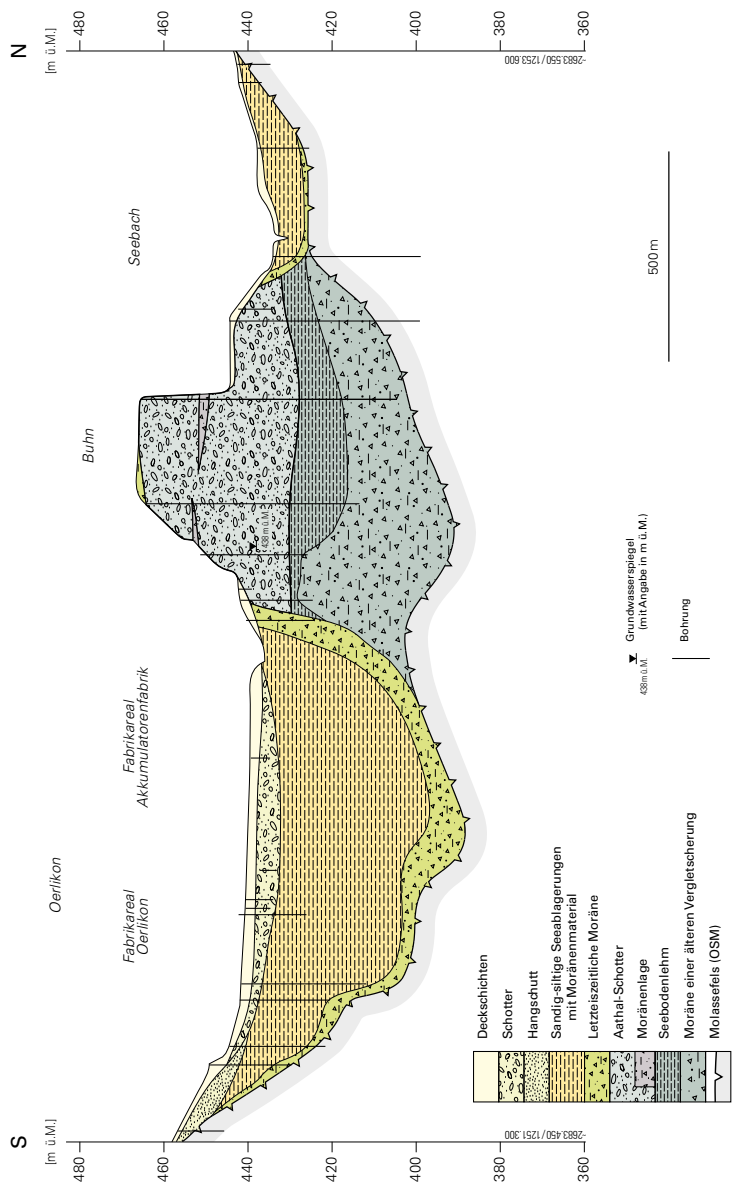


Fig. 18: Quartärgeologisches Profil durch den Buhn-Hügel in Zürich-Seebach. Konstruktion M. Freimoser, auf der Basis des Profils der Abb. 52 in KEMPF et al. (1986).

terbänken sowohl im Süden als auch im Norden eine Moränenlage (s. Fig. 18) zu sehen, wie sie auch im Bereich der Typlokalität im Aathal sowie im Hagenholz (Hardwald) anzutreffen sind. Auch aufgrund der Ergiebigkeit der in der südlichen Kiesgrube abgeteuten Grundwasserfassung ist davon auszugehen, dass der Schotter unter letzt- und posteiszeitlichen Sedimenten vor allem gegen Westen eine grössere Ausdehnung hat. Nach HUG & BEILICK (1934) wurde er zum Beispiel auch beim Gehöft Weid am Westrand des Schwandenholzes in einer heute nicht mehr sichtbaren Kiesgrube abgebaut, nach KEMPF et al. (1986) könnte auch eine Brunnenbohrung im Hürstholz Wasser aus diesem Schotterkomplex beziehen.

Als Detail sei erwähnt, dass FRÜH (1919) einen mehrere Quadratmeter grossen Gletscherschliff auf dem Schotter der Buhn erwähnt, den er 1894 dort entdeckte. Ein Bild dieses «Mittelterrassenschotters» findet sich in SUTER (1939a, Abb. 16).

Schotter von Höngg – Oberengstringen und westlich Rütihof

Entlang dem nördlichen Talrand des Limmattals zwischen Zürich-Höngg und Oberengstringen erstreckt sich auf etwa 3 km Länge über der Talsohle ein Vorkommen von verkittetem Schotter, vergleichbar dem oben beschriebenen Schotter im Glatttal. Er wird von letzteiszeitlicher Moräne überlagert und ist damit ebenfalls älter als das LGM. Der Schotter wurde einst an verschiedenen Stellen abgebaut, so oberhalb der Winzerstrasse in Höngg. Ein Teil der alten Kiesgruben wurde wieder aufgefüllt, dort wird heute der Höngger Clevner angebaut. Ein Teil der Grube steht heute noch offen; dort lässt sich die Beschaffenheit des Schotters am Aufschluss studieren (JÄCKLI 1989). Es handelt sich um einen bereichsweise stark verkitteten Kies bis Grobkies mit schlecht sortierten, aber meist gut gerundeten oder zumindest kantengerundeten Geröllen aller Korngrössen bis 20 cm (Fig. 19). Auffallend ist der hohe Anteil an Quarzit und Gangquarz und der eher geringe Anteil an Verrucano. Die Zementierung ist überwiegend kalzitisch, und der Feinanteil im Porenraum erinnert an eingetrocknete und zementierte Gletschermilcheinschwemmungen (LETSCH 2014a). Der Schotter wurde mit verschiedenen Bohrungen im Gebiet von Hohenklingen südwestlich von Höngg, unter einer Moränendecke erschlossen und liegt dort als hart gelagerter sandig-siltiger Kies und Feinkies vor.

Auf der Geländeterrasse nördlich der Zürcherstrasse in Oberengstringen und Unterengstringen wird der Schotter in verschiedenen geologischen Baugrundgutachten als leicht siltiger Kies mit reichlich Sand und mit einem ziemlich hohen Anteil an Steinen und Blöcken bis 40 cm beschrieben. Der Schotter kann lokal ausgesprochen sandreich sein. Die Verkittung ist gering, die Lagerungsdichte jedoch allgemein hoch.

Aufgrund der Aufschlüsse und der Bohrungen ist zu schliessen, dass dieser alte Schotter am Talrand von Höngg, Ober- und Unterengstringen einer Schulter in der Felsunterlage aufliegt, wobei deren Felskoten deutlich über der heutigen Talsohle liegen. Es handelt sich bei diesem Schotter um ein randliches Erosions-



Fig. 19: Aufschluss des Schotters von Höngg. Koord. 2679.140/1250.750. Foto P. Haldimann 2014.

relikt eines ursprünglich vermutlich weit grösseren glazifluviatilen Schottervorkommens, welches allen Anzeichen nach älter als letzteiszeitlich anzusehen ist. Von SUTER (1939a, Abb. 15) wurde diese Ablagerung als «Hochterrassenschotter», später (1944) als «Mittelterrassenschotter» bezeichnet.

Ein weiteres analoges Schottervorkommen ist in der geologischen Karte im Oberengstringertal westlich von Rütihof verzeichnet. In einer alten Kiesgrube wurden dort von SUTER (1944, S. 87) «Nagelfluhschichten zwischen lockerem, sandig-lehmigem Material» beschrieben, die er wegen ihrer erhöhten Lage zwischen Mittelterrassen- und Tieferem Deckenschotter als «Hochterrasse» bezeichnet. Gemäss H. Suter besitzen sie im Gebiet von Sonnenberg – Rütihof unter der letzteiszeitlichen Moräne eine ziemlich grosse Ausdehnung.

Schottervorkommen zwischen Altstetten und Schlieren

Über dem linken Talrand des Limmattaes zwischen Altstetten und Schlieren ist im Gebiet von Dunkelhölzli ein weiteres Vorkommen mit altem, als «frühwürmzeitlich» kartiertem Schotter unter letzteiszeitlicher Moräne bekannt. Der

Tabelle 6: *Geröllspektrum des Schotters beim Dunkelhölzli, Altstetten. DR. HEINRICH JÄCKLI AG (1975)*

Gesteinsart	Steine 6–20 cm (n=200)	Kiesfraktion 25–40 mm (n=100)
Kalk, Dolomit	62 %	61–70 %
Flyschsandstein, Kieselkalk	9 %	11–20 %
Quarzit, Radiolarit	2 %	2–8 %
Gneis, Diorit, Granit	3 %	1–3 %
Verrucano	5 %	1–5 %
Molassesandstein	19 %	9–12 %

Schotter scheint hier, ähnlich wie in Höngg, einem ESE–WNW streichenden, leicht in den Fels eingekerbten Sims in der Felsunterlage mit Koten um 410 m ü. M. aufzulagern; er füllt keine eigentliche Rinne. Der Schotter, von SUTER (1944) der Mittelterrasse zugeschlagen, wurde früher in Kiesgruben abgebaut und konnte dort im Aufschluss studiert werden. Zum Geröllspektrum siehe Tabelle 6.

Auffallend sind der hohe Anteil an Kalk und Dolomit und der relativ geringe Anteil an Verrucano. Es ist dies ein Phänomen, das auch bei anderen vor-letzzeitlichen Schottern im Raum Zürich zu beobachten ist.

Das Schottervorkommen zieht von Altstetten gegen Schlieren, wo es östlich der Bahnlinie Schlieren–Urdorf an einem Erosionsrand gegen das Limmattal abgeschnitten wird. Da der Schotter als Grundwasserleiter wirkt und über dem linken Talrand ein isoliertes Grundwasservorkommen beherbergt, ist an diesem Erosionsrand auf Kote ca. 412 m ü. M. ein Quellhorizont entwickelt. Ein Situationsplan der Quelfassungen am Westende dieses Schotterstranges ist in HUG & BEILICK (1934) zu finden, weitere Hinweise zur hydrogeologischen Situation geben KEMPF et al. (1986). Gemäss Grundwasserkarte sind Quellschüttungen bis gegen 1000 l/min gemessen worden, was für ein grösseres Einzugsgebiet spricht.

Die oft geäusserte Vermutung, dass dieses Schottervorkommen mit dem Schotter bergseits des Wiediker Bühls zu verbinden wäre und den westlichsten Ausläufer eines einstigen Ur-Sihltales repräsentiere (s. KEMPF et al. 1986, Abb. 23), konnte mittlerweile widerlegt werden, denn im Gebiet von Altstetten wurde mit einem dichten Netz von Bohrungen keine Verbindung dieser beiden Schottervorkommen gefunden.

Konkrete Altershinweise zu diesem Schotter liegen uns heute nicht vor; allenfalls könnte er mit dem vorgängig erwähnten Badwies-Schotter bei Urdorf verglichen werden.

Schottervorkommen zwischen Zürichberg und Küsnachter Berg

In diesem Gebiet sind diverse Schottervorkommen aus natürlichen Aufschlüssen und Bohrungen bekannt, die wegen ihrer Überdeckung durch Grund-

moräne der letzteiszeitlichen Maximalausdehnung (LGM) als frühletzteiszeitlich oder älter aufzufassen sind.

Das bedeutendste Vorkommen steht im mittleren Abschnitt des Küsnachter Tobels südöstlich von Itschnach an. Diese als Wulp-Schotter bezeichnete Ablagerung (s. WETTSTEIN 1885, S. 23 sowie LETSCH 2012 für ausführlichere Beschreibungen und Diskussionen) ist sehr heterogen aufgebaut. Es reicht von schlecht sortiertem, richtungslos gelagertem und eisrandnah geschüttetem Schotter über besser sortierten und geschichteten glazifluviatilen und glazilakustrischen Deltaschotter bis hin zu sandigem Seesediment und vermutlich subglazial abgelagertem, feinkörnigerem Seesediment (Gletscherseemoräne). Bemerkenswert ist die häufig sehr ausgeprägte Verkittung, die zu eindrucklichen Erosionsformen Anlass gibt. Der Wulp-Schotter und die sie begleitenden moränenartigen Sedimente decken ein vermutlich komplex strukturiertes Felsrelief ein (LETSCH 2012). Bei diesen verfüllten Hohlformen dürfte es sich um präletzteiszeitliche (vermutlich interglaziale) fluviatile Talformen (Tobel) handeln.

Ein ähnliches, jedoch viel kleineres Schottervorkommen steht nahe des Rumensees an (Koord. 2687.450/1242.660, 550–560 m); es wurde erstmals von PAVONI (1957, S. 220) beschrieben. Auf Molassemergel liegt ein dünnes Kissen aus Grundmoräne, das von einigen Metern stark verkittetem Sand und Schotter überlagert wird. Sowohl aufgrund der Lage als auch der Fazies scheint eine engere Beziehung zum Wulp-Schotter im Küsnachter Tobel gerechtfertigt.

Weitere Vorkommen wahrscheinlich frühletzteiszeitlicher Schotter (q_{4sv}) werden auf der Karte im Einschnitt des Werenbaches zwischen Witikon und Zollikerberg verzeichnet. Entgegen der Darstellung auf der Karte steht am Werenbach zwischen Trichtenhusen und Unterhueb-Sennhof allerdings kein eindeutiger Schotter an, was übrigens schon J. Hug (in HUG und BEILICK 1934, S. 111) aufgefallen ist. Die Baugrunduntersuchungen für das nahegelegene Altersheim Tertianum in den 1990er-Jahren (DR. VON MOOS AG 1993) konstatierten südlich des Werenbachs im Raum Unterhub dichtgelagerte Moräne, die sich gegen Norden zusehends mit sandig-kiesigen Schmelzwasserablagerungen verzahnt. Letztere treten linsenförmig auf und können keinesfalls mit glazifluviatilen Schottern verglichen werden. Bereits WETTSTEIN (1885, S. 22 u. 65) hat den Abbau eines 8 m mächtigen Vorkommens «glacialen Kieses» bei Trichtenhusen vermeldet und versucht, die Entstehung dieses «Kies-Moränen-Zuges» zu deuten. In Anlehnung an A. Wettstein wird dieses Kiesvorkommen als an der Gletscherbasis ausgewaschener, subglazialer Kies interpretiert, welchen der Gletscher aufgepflügt und zusammen mit der Moräne, im vorliegenden Fall der Seitenmoräne des Schlieren-Standes, abgelagert hat.

Der im Rosengarten südlich von Unterhueb verzeichnete Schotter (q_{4sv}) entlang der Forchstrasse wurde durch mehr Bohrungen und Sondierschlitze sowie durch den Schacht der Wilhofquelle durchfahren (DR. VON MOOS AG 2004). Gemäss jenen Sondierungen handelt es sich um einen relativ geringmächtigen (5–10 m),

NW-SE orientierten und rund 100m breiten Schotterkörper. Er besteht aus mittelkörnigem Kies und wird sowohl gegen oben als auch gegen unten durch undurchlässige Grundmoräne abgedichtet. Gegen Nordosten scheint der Schotter rasch auszukeilen, da er im nahegelegenen Werenbach nicht ansteht und auch zu keinen Quellaustritten Anlass gibt. Dieser Schotter ist relativ geringmächtig, nicht verkittet und zudem stark mit Grundmoräne verknüpft, was ihn vom Wulp-Schotter im Küssnachter Tobel unterscheidet. Auch für seine Genese gilt das oben gesagte.

Ein vergleichbares, geringmächtiges und moränenverknüpftes Schottervorkommen tritt auch am Elefantenbach (Koord. ca. 2686.970/1246.400–2686.970/1246.400) auf. Es ist auf der Karte nicht verzeichnet, nur einige Meter mächtig und wird von Grundmoräne, kiesreicher Moräne und geschichteten Seeablagerungen begleitet. Der Schotter ist völlig unverkittet, jedoch sehr hart gelagert und somit vom Gletscher vorbelastet.

Ähnlicher Natur wie die beiden letztgenannten Vorkommen scheint der als Guggach-Schotter bezeichnete, vom Gletscher hart vorbelastete, relativ saubere und damit gut permeable Kies zu sein, der anlässlich der Sondierkampagne für den Weinbergtunnel der Zürcher Durchmesserlinie erbohrt wurde (FRANK 2009, 2010). Dieser 5–10m mächtige Schotterkörper wird im Hangenden und Liegenden durch Grundmoräne begrenzt und füllt einen Teil der Felsdepression zwischen Käferberg und Milchbuck (im Raum Bucheggstrasse) aus. Aufgrund seiner räumlichen Ausdehnung könnte man die Ablagerung dieses Schotterkörpers mit einer Staulage der Schmelzwässer zwischen dem Glatttalar und dem Zürichseearm des Linth-Rheingletschers erklären (mündl. Mitt. S. Frank, Oktober 2013).

Schottervorkommen in der Umgebung von Birmensdorf

Bei Birmensdorf sind in der geologischen Karte grössere Vorkommen «frühwürmeiszeitlicher» Schotter ausgeschieden, insbesondere auch im Bereich des Ättenbergplateaus. Die geologische Situation ist indessen insofern speziell, als sich dort beim letzteiszeitlichen Maximalstand der östliche Reussgletscher und der Linth-Rheingletscher des Limmattals berührten. Der Schotter des Ättenberges und seine Äquivalente werden heute als während der letzteiszeitlichen Maximalausdehnung (LGM) gebildete Stauschotter zwischen diesen beiden Gletscherloben betrachtet. Sie werden weiter unten (S. 75) besprochen.

Schottervorkommen zwischen Stettbach und Schwamendingen

Am Zürichberg-Ostfuss sind in der geologischen Karte zwischen Schwamendingen und Stettbach sowie unterhalb Gockhausen Schottervorkommen verzeichnet, die als frühletzteiszeitlich eingestuft wurden. Bei näherer Betrachtung handelt es sich dabei aber um spätletzteiszeitlichen Schotter; er wird weiter unten besprochen (S. 100).

Spätes Pleistozän

«WÜRM-VERGLETSCHERUNG»

(LETZTE EISZEIT, BIRRFELD-EISZEIT)

Die Karte der Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums LGM (SCHLÜCHTER 2009) gibt für den Raum Zürich eine Eishöhe von rund 700–750 m ü.M. an. Demnach war das Gebiet des Kartenblattes Zürich während der grössten Eisausdehnung der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, «Würm») fast ganz vom Gletschereis bedeckt. Einzig der nördlichste Ausläufer des Albiskammes mit dem Uetliberg und die oberste Kuppe des Altbergs ragten als Nunatak aus dem Eis heraus. Der Eisrand des Linth-Rheingletschers dürfte bei Mädikon auf dem Albiskamm etwa auf Kote 760 m ü.M. und auf der Uetliberg-Nordwestabdachung etwa auf Kote 700 m ü.M. gelegen haben. Der Adlisberg (701 m ü.M.), Zürichberg (676 m ü.M.) und die Höhenzüge vom Chäferberg (571 m ü.M.) bis zum Gubrist (615 m ü.M.) waren von geringmächtigem Eis bedeckt (s.a. GUBLER 2009).

Dementsprechend ist denn auch die letzteiszeitliche Moräne q_{4m} die am weitesten verbreitete Lockergesteinseinheit im Gebiet von Atlasblatt Zürich. Mit Ausnahme der gesondert ausgeschiedenen Wallformen sind darin im Detail unterschiedliche Lockergesteinstypen zusammengefasst, die neben dem Typ Grundmoräne zum Beispiel auch verschwemmtes Material unterschiedlicher Verwitterungstiefe umfassen und oft auch eine geringmächtige Deckschicht aus Schwemmmaterial aufweisen.

Es wurde versucht, auf Tafel VII die wichtigsten Maximal- und Rückzugsstadien für die beiden Gletschersysteme Linth-Rhein und Reuss darzustellen, soweit sie das Gebiet von Blatt Zürich betreffen.

Im folgenden Abschnitt werden, gegliedert nach den beiden Gletschersystemen, und im Falle des Linth-Rheingletschers weiter gegliedert nach den Talungen Zürichsee–Limmattal und Glatttal–Furttal, die Ablagerungen besprochen, die bei den entsprechenden Gletscherständen und beim Rückschmelzen des Eises zu den jeweiligen Gletscherständen entstanden sind.

q_{4m} Moränen der Würm-Vergletscherung (Letzteiszeitliche Moräne)

q_{4ss} Rückzug-Schotter (Rückzugsschotter)

Linth-Rheingletscher, Killwangen-Stand q_{4mk}

Nach KELLER & KRAYSS (2005) und PREUSSER et al. (2011) erreichte der Linth-Rheingletscher seinen äussersten Stand, das Last Glacial Maximum oder LGM bei Killwangen (Gebiet von Blatt Wohlen) vor ca. 23 ka bis 24 ka (REBER et al. 2012).

Auf der linken Talseite des Zürichsee–Limmattales lassen sich die Seitenmoränen des LGM gut erkennen:

Die Wasserscheide gegen das Talsystem des Reussgletschers wird durch die langgestreckte Albis-Uetliberg-Kette und den Felsrücken des Buechhogs gebildet. Nach Ansicht von HANTKE et al. (1967), JÄCKLI (1962, 1989), H.R. Graf und B. Müller in BOLLIGER (1999) sowie KELLER & KRAYSS (2005) blieb in der Letzten Eiszeit das gesamte Gebiet des Albisgrates vom Albishorn bis zum Uetliberg eisfrei. Dies trifft für die höchstgelegenen Partien der Albiskette, Uetliberg-Kulm-Annaburg-Fohlenweid, Felsenegg-Hintere Buchenegg, Bruggenmoos, Schnabel-Bürglen-Albishorn sicherlich zu. In den dazwischen liegenden, tiefergelegenen, z.T. sattelförmigen flachen Übergängen finden sich indessen glaziale Geländeformen, die in ihrer frischen Erhaltung an letzteiszeitliche Bildungen erinnern.

Hier von besonderem Interesse ist das Gebiet von Mädikon-Balderen am Südrand des Gebiets von Blatt Zürich, wo letzteiszeitliche Moräne verzeichnet ist, während GUBLER (2009) in der südlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Albis hier ältere Moräne verzeichnet. JÄCKLI (1989, mit Foto) und HANTKE et al. (1967) halten diese Moräne im Gebiet von Blatt Zürich ebenfalls für «risseiszeitlich». Angesichts der Eishöhen, die beim LGM zwischen Albispass (ca. 820 m ü.M.) und Hohenstein-Liebegg, gut 1,4 km nördlich von Uto Kulm (ca. 700–720 m ü.M.) anzunehmen sind, könnte das Gebiet von Mädikon-Balderen (tiefste heutige Grathöhe um 730 m ü.M.) sehr wohl in geringem Mass von Linth-Rheineis bedeckt gewesen sein. Dies hatte schon WETTSTEIN (1885, S. 26) aufgrund des «Feldes von Findlingen» bei Mädikon mit ausschliesslich Linth-Rhein-Erratikum vermutet, und so ist es auch auf Tafel II in GUBLER (2009) dargestellt.

Nicht berücksichtigt ist bei diesen Betrachtungen allerdings, dass das Gebiet von Mädikon-Balderen direkt über dem Abrissgebiet der grossen Rutsch- und Sackungsmasse von Mittelleimbach (s. SCHINDLER 1973 und S. 121) liegt. Es ist wahrscheinlich, dass der Albisgrat dort vor diesem spätglazialen bis eventuell holozänen Rutschereignis etwas höher gewesen ist als heute, was eher gegen letzteiszeitliche Linth-Rheinmoränen im Gebiet von Mädikon-Balderen sprechen würde. Auch das ausgeprägte Nackental am obersten Sackungsrand, welches allerdings im Gebiet von Blatt Zürich im Gegensatz zu Blatt Albis nicht ausgeschieden ist, spricht dafür, dass Teile des Albisgrates abgesackt sind. SCHINDLER (1973) stellt dies in seinem Profil durch die Sackung von Mittelleimbach (Fig. 3, S. 505) ebenfalls so dar. Weil es, wie später beschrieben, auch unwahrscheinlich ist, dass der Reussgletscher hier beim LGM bis in diese Höhen gereicht hat, stünde dann ein präletzzeitliches Alter der Moränen im Vordergrund. Eine abschliessende Beurteilung erscheint uns beim derzeitigen Kenntnisstand (ohne Geröll- und Geschiebeanalysen) schwierig.

Eindeutig bezüglich Höhenlage des Eisrandes des Linth-Rheingletschers beim LGM sind dagegen die Verhältnisse im Gebiet von Hohenstein-Liebegg, ca. 1,4 km nördlich des Uto Kulms, wo ein markanter Moränenwall mit Höhen um 700 m ü.M. oder knapp darüber beginnt, der als LGM oder q_{4mk} interpretiert wird.

Dieser Moränenwall zieht dann nördlich an Ringlikon vorbei in das Gebiet von Maas-Rameren nördlich oberhalb von Birmensdorf hinab. Auffallend ist sein markantes Gefälle von ca. 700 m auf unter 600 m ü.M. bei einer Distanz von nur ca. 1 km (10% Gefälle). Im Gebiet von Risi-Fürhoger-Ämet nördlich von Birmensdorf bewegen sich die Moränenhöhen zwischen ca. 500 m und 550 m ü.M., um von dort gegen Nordwesten zum Gebiet von Honeret, wo die genaue Lage des LGM kaum noch zu fixieren ist, nur noch ganz wenig anzusteigen. Es kam hier im Gebiet von Uitikon-Waldegg also zu einer weiten Ausdehnung von Rhein-Lintheis gegen Südwesten; der Eislappen erfüllte das gesamte Gebiet von Uitikon-Rameren-Maas bis zum Reppischtal und bis zum Asp-Hügel im Nordwesten. Während des LGM war der Buechhoger nördlich von Uitikon (Höhe 652 m ü.M.) wohl nur wenig vom Eis bedeckt, d.h. in der Abschmelzphase wurde er rasch zum trennenden Hindernis zwischen einem über die Waldegg gegen Westen fliessenden Lobus und der Haupteismasse im Limmattal. Es überrascht deshalb nicht, dass zwischen Buechhoger und Asp auf ca. 1 km Länge ein wallartiger Moränenrücken zu finden ist.

Die Höhe 580 m ü.M. am Südende des Honeret dürfte während des LGM ziemlich sicher über dem Eis gelegen haben, ihre geringmächtige Moränenkappe ist deshalb eher mittel- als jungpleistozänen Alters, anders als in der Karte dargestellt.

Weniger klar als auf der Uetlibergseite ist die Lage des Gletscherrandes des Limmattalarnes des Linth-Rheingletschers am Nordhang des Limmattales. Der Gubrist (Höhe 615 m ü.M.) war wohl gerade noch eisbedeckt, bei der Hasleren (Höhe 583 m ü.M.) ist das etwas weniger sicher. Am Altberg wird, wie auf dem Atlasblatt kartiert, die Moränenbedeckung, soweit sie im Gebiet von Blatt Zürich liegt, bis Koten um 600 m ü.M. zum LGM gestellt. Die höchsten Teile des Altbergs (im Gebiet von Blatt Zürich maximal 616 m ü.M.) waren wohl eher eisfrei. Markante Wallmoränen, welche das LGM markieren würden, sind am Altberg im Gebiet von Atlasblatt Zürich allerdings nicht zu finden.

Dem LGM zuzuschreiben ist auch die Moränenbedeckung der Hügelkuppen südöstlich des Gubrists bis zum Waidberg (571 m ü.M.), Zürichberg (676 m ü.M.), Adlisberg (701 m ü.M.), Oeschbrig (696 m ü.M.) und Sennholz (708 m ü.M.), denn diese Kuppen waren zur Zeit des LGM (z.T. knapp) vom Eis bedeckt. Wie weiter oben ausgeführt, muss auf dem Zürichberg allerdings auch das Vorkommen einer älteren Moräne auf der Hügelkuppe in Betracht gezogen werden.

An der rechten Talflanke des Limmattales werden die Molasse bzw. die stellenweise vorhandenen älteren Schotter grossräumig durch Moräne bedeckt, welche unter die Sedimentfüllung der Talsohle abtaucht. Sie wird allgemein als letzteiszeitliche Moräne des Killwangen- oder Schlieren-Standes betrachtet (s. Taf. VII). Interessant ist, dass in zahlreichen Bohrungen am Hangfuss unterhalb von Höngg an der Basis der Moräne mehrere Meter mächtige, glazial aufgeschürfte Molassepakete festgestellt worden sind, die es schwierig machen, die Obergrenze des anstehenden Molassefelsens mit Sicherheit festzustellen.

Reussgletscher, Mellingen-Stand

Moräne und Stauschotter

Der Reussgletscher erreichte während des LGM Mellingen und das südlichste Birrfeld, nach KELLER & KRAYSS (2005) und REBER et al. (2012) etwa vor 23 ka bis 24 ka. Der Südwestteil des Gebiets von Blatt Zürich war zu dieser Zeit von einem rechten Seitenarm des Reussgletschers bedeckt. Da der Hauptstrom des Gletschers (Distanz Bremgarten–Birmensdorf ca. 8 km) aber ziemlich weit im Westen lag, wurde die letzteiszeitliche Geschichte des Gebietes auf Kartenblatt Zürich durch einzelne östlich des Hauptgletschers vorstossende Teilgletscherloben geprägt. Der wichtigste war sicherlich derjenige, der über Affoltern und Bonstetten-Wettswil zwischen Islisberg und Albiskamm gegen Birmensdorf floss und bei Bonstetten-Wettswil ein Zungenbecken schuf. Diesem LGM-Gletscherstand sind die markanten Seitenmoränen oberhalb von Bonstetten-Wettswil zuzuordnen (Fig. 20). In der Karte ist ein durchgehender Moränenwall eingezeichnet, im Detail handelt es sich aber um einzelne Teilwälle, während Zwischenstücke der Erosion durch die Reppisch zum Opfer fielen, wie deutliche Erosionskanten mit Rutsch- und Sackungsmassen gegen Osten ins Reppischtal verdeutlichen.

In den Talzügen von Arni–Aesch und Lieli–Birmensdorf flossen Gletscherloben vergleichsweise bescheidener Grösse gegen Nordosten, wobei die Rücken dazwischen nur wenig eisbedeckt waren; der Islisberg (Höhe 680 m ü.M.) war wohl die meiste Zeit während des Mellingen-Stadiums ein Nunatak. Auch das Gebiet von Oberholz–Grosshau–Hauzopf am westlichen Blattrandgebiet nördlich von Lieli dürfte überwiegend eisfrei geblieben sein.

Die Situation in der Umgebung von Birmensdorf ist insofern speziell, als dort während des LGMs der Linth-Rheingletscher im Norden und die Teilloben des Reussgletschers aus dem Süden bis Südwesten mehr oder weniger kollidierten und der Linth-Rheingletscher das alte Tal von Wettswil–Birmensdorf–Urdorf blockierte. Das heutige Reppischtal unterhalb von Birmensdorf stand zu der Zeit als Abflussrinne noch nicht zur Verfügung, sodass im Raum Birmensdorf eine Stausituation entstand. Das Profil 8 auf Tafel IV zeigt, dass sich auf der Limmattalseite die Moränen des Killwangen-Standes mit Seeablagerungen des «Staures» verzahnen. Jüngere Sedimente sind auf der Nordseite über der Moräne nur rudimentär zu finden. Auf der Reussgletscherseite kam es ebenfalls zu einer intensiven Verzahnung von Moränen- und Stauschuttmateriale im «Endmoränenkomplex von Wettswil», wie die Untersuchungen zur Erkundung des Uetlibergtunnels (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1983) gezeigt haben.

Der Schotter rund um Birmensdorf, namentlich im Bereich von Ättenberg–Wannenboden–Hofer, mit einer Mächtigkeit gegen 100 m, der auf der Karte fälschlicherweise noch als «frühwürmeiszeitlich» eingestuft ist, wird heute als Stauschotter zur Zeit des LGMs beurteilt. Zu diesem Schluss kommen auch KELLER & KRAYSS (2005), die im Ättenberg einen «Zwischensander zwischen



Fig. 20: Luftfoto des Mellingen-Standes im Säuliamt (aus SUTER & HANTKE 1962).

Linth- und Reussgletscher» sehen, der zu ihrem Stand 2 des Maximalvorstosses gehört.

Mit der während des Eisabbaus einsetzenden Erosion der neuen Reppisch-Abflussrinne durch das heutige Tal von Birmensdorf abwärts wurden diese Stausedimente entlang von Reppisch und Wüeribach schon im frühen Hoch- bis Spätglazial wieder zerfurcht. Die Erosion griff bis auf das Niveau des Seebodenlehms hinab.

Interessant sind die Höhenverhältnisse der Eisströme Linth-Rhein- und Reussgletscher im Gebiet zwischen Ringlikon und Maas; dort fällt der steile Abfall der Liebegg-Moräne von über 700 m ü.M auf ca. 570 m ü.M. auf. Ein Abfallen des Eisrandes des Reussgletschers beim LGM vom Albispass (791 m ü.M.) über das Gebiet von Mösl, Stallikon (683 m ü.M.) zum Endmoränenwall bei Schachen im Gebiet von Blatt Zürich (643 m ü.M.) ist ohne Weiteres vorstellbar. Ein so starkes Abfallen ist plausibel, weil es sich hier wie erwähnt um periphere Gletscherteile handelt, bei denen zum Beispiel das Relief der alten Landoberfläche eine viel grössere Rolle für das Gefälle spielt als beim Linth-Rhein-Hauptgletscher im Zürichsee- oder Sihltal. Der Moränenwall oberhalb von Bonstetten-Wettswil muss zwar nicht unbedingt den

höchsten Stand des dortigen Reussgletschers markieren, weil wie erwähnt höhere Teile der Erosion durch die Reppisch zum Opfer gefallen sein könnten. Eine mit dem Gebiet von Liebegg vergleichbare Höhe erscheint aber unrealistisch.

Ablagerungen im Reppischtal bei Birmensdorf

Im Bereich der jungen Talung unterhalb von Birmensdorf führte die post-letzteiszeitliche Erosion zu verbreiteten Instabilitäten an den Talflanken, möglicherweise zeitweise auch zu Stausituationen. Nachdem die Reppisch ihr neues Normalgefälle erreicht hatte, kam es im Bereich von Birmensdorf zu einer bescheidenen Wiederaufschotterung mit einer Deckschicht aus Überschwemmungssedimenten. Die kiesigen Sande erreichen immerhin eine Mächtigkeit, dass die Installation einiger Grundwasserfassungen möglich war.

Auf die Frage zur Entstehung des Reppischtales ober- und unterhalb von Birmensdorf wird auf Seite 107 eingegangen.

Linth-Rheingletscher, Schlieren-Stand q_{4ms}

Zürichsee–Limmattal

Moräne

Mit dem Zurückschmelzen des Linth-Rheingletschers bis zum Schlieren-Stand entstanden an den Talhängen oberhalb von Oetwil a.d. Limmat und Geroldswil und oberhalb von Dällikon verschiedene Seitenmoränen ohne ausgesprochene Wallmorphologie. Im Wisentäli am Südfuss des Altbergs könnte auch eine grössere Toteismasse liegen geblieben sein. Erwähnenswert sind hier Moränenwälle, welche den Passübergang von Folenmoos zwischen Furt- und Limmattal hufeisenförmig umrahmen und im Forbüel stirnen. Hier könnte, kurze Zeit vor dem Erreichen des Schlieren-Stadiums (=Regensdorf-Stadium), noch eine Eiszunge vom Furttal gegen das Limmattal gereicht haben.

Der erste markante Halt während der Rückschmelzphase des Linth-Rheingletschers vor ca. 21,5 ka (KELLER & KRAYSS 2005 und PREUSSER et al. 2011) wird im Limmattal durch die talquerenden, in mindestens zwei Staffeln S_I und S_{II} gegliederten Endmoränenwälle des Schlieren-Stands zwischen Unterengstringen, Schönenwerd und Schlieren markiert. Der Moräne vorgelagert ist das Schotterfeld («Rückzugsschotter») von Weinigen und von Urdorf (q_{4s}).

Die südöstliche Fortsetzung der Endmoränenwälle des Schlieren-Stands S_I ist im Waldgebiet oberhalb von Altstetten (Stärpel, Kote 507 m ü. M.) bis gegen die Waldegg hinauf zu verfolgen (s. Taf. VII). Auf dem erhöhten Plateau von Dunkelhölzli zwischen Schlieren und Altstetten ist ein internerer Wall des Stands S_{II} zu erkennen. An der Uetlibergflanke und auf der Albis-Ostseite sind Moränen des Schlieren-Standes vollständig der Erosion zum Opfer gefallen.



Fig. 21: Aufnahme der Schlieren-Moräne beim Russendenkmal, Unterengstringen (Koord. 2674.900/1251.260). Foto P. Haldimann 2014.

Ganz anders ist die Situation am rechtsseitigen Rand des Limmattals. Hier sind beim Schlieren-Stand z.T. sehr markante Seitenmoränenwälle entstanden. Der äusserste Wall S_I zieht von Unterengstringen hangaufwärts gegen den Weiler Rütihof (Kote 486 m ü.M.) und dann als prominenter Moränenwall Kappenbühl mit dem Pkt. 528,3 bis zum Hönggerberg (s. Abb. 41 in JÄCKLI 1989), wo der Verschönerungsverein Höngg einen kleinen Findlingsgarten eingerichtet hat. Eine internere Moränenkette des Standes S_{II} begleitet diesen äusseren Wall auf etwas tieferem Niveau über die Moränenhügel von Frankenbühl (492 m ü.M.) und Giblen (s. Taf. VII). Die Äquivalente von S_I des Furttallobus sind nördlich der ETH Hönggerberg auf Kote 523 m ü.M. zu verfolgen. Damals wurde die Hochebene des Hönggerbergs eisfrei, und hier entstanden in Muldenlage lokale Schwemmlehmablagerungen (q_I). Der Eisrand verlief dann am Käferberg-Südhang ostwärts, zog etwa auf Kote 550 m ü.M. um den Waidberg herum und lässt sich am Nordhang mit der entsprechenden Moräne des Furttallobus korrelieren. Die Moränen auf den Kuppen des Chäferbergs (Koten 571 m ü.M. u. 562 m ü.M.), die HANTKE et al. (1967) dem Schlieren-Stand zuordnen, liegen für diesen etwas hoch. Oberhalb des

Waidspitals ist die Moräne zusammen mit der Unterlage aus Molasse lokal verrutscht. Das Gefälle des Eisrandes S_I vom Chäferberg bis Unterengstringen lässt sich als 1,7–1,9% bestimmen, was relativ steil ist.

Auf dem Milchbuck standen der Glatttal- und der Limmattallobus des Linth-Rheingletschers in Kontakt; das Gebiet (Koten 470–480 m ü.M.) lag wohl etwa unter 60–80 m Eisbedeckung. Die beiden undeutlichen Moränenwälle beim Bucheggplatz dürften erst beim weiteren Abschmelzen des Eises, vermutlich beim Stand Z_I entstanden sein.

Auf dem Kartenblatt ist der Moränenwall auf dem Zürichberg von der Batterie bis zum Punkt 676 mit q_{4ms} bezeichnet. Bei näherer Betrachtung ist diese Interpretation aber nicht haltbar, dieser Moränenwall liegt für einen Schlieren-Stand eindeutig zu hoch. Auf Seite 61 haben wir die Möglichkeit diskutiert, dass die Zürichbergkuppe bei Pkt. 676 von einer älteren als letzteiszeitlichen Moräne bedeckt ist. Unbestrittenermassen letzteiszeitlich ist einzig der Moränenwall zwischen Batterie und Schlachtendenkmal (s. HANTKE et al. 1967). Dieser könnte eine Art Gratmoräne darstellen, die beim Rückzug vom Killwangen- zum Schlieren-Stand entstanden ist.

Die Seitenmoränen des Schlieren-Standes sind am Zürichberghang vermutlich auf Kote um 550 m ü.M. in den Quartieren Fluntern, Hottingen und Hirslanden zu suchen, sie sind aber wenig ausgeprägt und zum Teil durch Rutschungen unkenntlich gemacht worden. Seitenmoränen des Schlieren-Standes sind erst wieder in Witikon zu erkennen, wo sich, wie in Unterengstringen, eine Zweigliedrigkeit in S_I und S_{II} abzeichnet. Der äussere Wall S_I entspricht dem Pkt. 629 in Witikon (altes Kirchlein Witikon), auf dem inneren Wall S_{II} steht die reformierte Kirche Witikon (587 m ü.M.). Diese beiden Moränenwälle sind auf der Karte nicht als solche kartiert, sie sind jedoch sehr prominent und passen gut ins regionale Bild. Aus der Zuordnung der Witikoner Moränen zum Schlieren-Stand ergibt sich ein überschlagsmässiges Gefälle der Gletscherzunge von 1,1% zwischen den Endmoränen von Witikon und von Rüti (Unterengstringen), was gut mit publizierten Gefällswerten für den Linth-Rheingletscher übereinstimmt (ESCHER & BÜRKLI 1871: 1,4%; WETTSTEIN 1885: 1,5%; KELLER & KRAYSS 2005: 1,2–1,5%). Diese Moränenwälle verlaufen dann, unterbrochen durch den Werenbach, gegen den Zollikerberg, wo die schöne Wallmoräne von Waltikon–Rosengarten–Unterhueb dem Stand S_I und der internere Moränenwall vom Spital Neumünster zum Hohfuren (auf der Karte nicht verzeichnet) dem Stand S_{II} entsprechen dürfte. Die Depression zwischen diesen beiden Moränenwällen, heute ein versumpftes Längstälchen parallel zur Kantonsstrasse, diente als Schmelzwasserabflussrinne. Bei Rosengarten ist zwischen diesen Moränenwällen ein kleines Schottervorkommen entwickelt. Es ist auf der Karte, wie das Vorkommen bei Wilhof im Einschnitt des Werenbaches, als «frühwürmzeitliches, überfahrenes Schottervorkommen q_{4sv} » verzeichnet, welches bereits auf Seite 71 beschrieben wurde.

Ablagerungen im Limmattal im Vorfeld der Schlieren-Moräne

Wie eine Vielzahl von Bohrungen gezeigt hat, sitzt die Schlieren-Moräne, ähnlich wie beim Z_{IV}-Stand in Zürich, auf hart gelagerten, wasserstauenden Seeablagerungen und verzahnt sich im westlichen Vorfeld mit mächtigem Rückzugsschotter.

JÄCKLI (1959) hat sich mit der Moräne und dem Schottervorfeld des Schlieren-Standes im Weininger Feld auseinandergesetzt, denn verschiedene ältere Autoren (z.B. SUTER 1944) hatten den Schotterkomplex des Weininger Feldes als vom «Würmgletscher überfahrenen Mittelterrassenschotter» klassiert. JÄCKLI (1959) und später auch SCHINDLER (1968) konnten zeigen, dass die Moräne des Schlieren-Standes diesen Schotter überlagert und mit ihm verzahnt ist. Seit JÄCKLI (1959) wird dieses Schotterplateau als Rückzugsschotter gedeutet, der beim kurzen Vorstoss des Schlieren-Stadiums vom Eis überfahren worden ist, dabei sind die Endmoränen S_I und S_{II} des Schlieren-Standes abgelagert worden. Die zahlreichen Bohrungen, ausgeführt für die A1 Zürich-Baden und für die Westumfahrung Zürich in den 1960er- und 1970er-Jahren, bestätigen diese Beurteilung. Sie zeigen auch, dass der Rückzugsschotter entlang einer in Mulden und Rinnen zerfurchten Untergrenze um 370–390 m ü.M. von einer Moräne und von gletschernahen kaltzeitlichen Seeablagerungen unterlagert wird (s. Profil 8, Taf. IV).

Interessant ist ein Vergleich des Akkumulationsniveaus des Rückzugsschotters im Weininger Feld (von etwa 405 m ü.M.) mit anderen Akkumulationsniveaus. Im Urdorfer Tal liegt das vergleichbare Akkumulationsniveau (ebenfalls knapp ausserhalb der Schlieren-Moräne) auf gleicher Höhe. Im Tägerhard, im unmittelbaren Vorfeld der Killwangen-Moräne (q_{4mk}), liegt das Akkumulationsniveau deutlich höher auf 415–410 m ü.M., und im Limmattal, im Vorfeld des Zürich-Standes, ist das Akkumulationsniveau etwas tiefer auf Kote 405–400 m ü.M. anzusetzen. Das Akkumulationsniveau der Rückzugsschotter im Vorfeld der wichtigen Moränenstände wurde also mit fortschreitendem Gletscherrückzug tiefer gelegt. Dies ist nur so erklärbar, dass die Schmelzwässer zwischen den jeweiligen Rückzugsstadien eine grosse Erosionskraft entwickelten und die Erosionsbasis kontinuierlich tiefer legten. Der rund 30 m tiefe Einschnitt der Limmat in das Schotterfeld des Tägerhardes (Gebiet von Atlasblatt Baden, BITTERLI-DREHER et al. 2007) und die etwa 15 m hohen Erosionsränder am Westrand des Weiningerfeldes in der Fahrweid veranschaulichen diese spätglaziale fluviale Erosion.

Furttal–Glatttal

Moräne

Im Bereich des Glatttal-Furttal-Arms des Linth-Rheingletschers ist der Schlieren-Stand, ebenfalls gegliedert in S_I und S_{II}, südöstlich von Regensdorf in der Umrahmung der Chatzenseen zu finden. Die entsprechenden Endmoränenwälle

sind dort aber weniger markant als bei Schlieren. Die Landschaft im Furttal ist, wie auch weiter östlich im Hürstholz bei Affoltern, stark durch Permafrosterscheinungen und durch Toteislöcher geprägt, mit einem Wechsel von drumlinartigen Kuppen und abflusslosen Depressionen.

Die Seitenmoräne des Schlieren-Standes am Südrand des Furttals zieht, wie weiter oben schon beschrieben, über Zürich-Affoltern gegen den Hönigerberg hinauf; die ETH steht auf solcher Moräne. Am Ostrand des Chäferbergs trifft sie etwa auf Kote 550 m ü.M. mit der Seitenmoräne des Limmattallobus zusammen. Ihre weitere Fortsetzung ist am Nordosthang des Zürichbergs zu finden, wo sie, ohne klare Wälle zu bilden, etwa auf Kote 600 m ü.M. gegen das Klösterli zieht. Die bei HANTKE et al. (1967) verzeichneten Moränenwälle beim Waldhüsi (Kote 631 m ü.M.) liegen für den Schlieren-Stand zu hoch. Am Nordosthang des Adlisbergs fehlen Wallmoränen, die eindeutig dem Schlieren-Stand zugeordnet werden könnten; die Moränenwälle bei Vorder und Hinter Adlisberg liegen dafür zu hoch. Eventuell sind sie, wie auf dem Zürichberg, Rückschmelzphasen des Killwangen-Stadiums zuzuordnen.

In der Eintalung von Buechwisn zwischen Pfaffhausen und Witikon fand vermutlich ein Überfließen von Glatttaleis gegen das Zürichsee-Limmattal statt, mit Moränenwällen bei Bal auf Kote 631 m ü.M. Moränenzeugen für weitere solche Überlappungen während des Schlieren-Stadiums finden sich bei Sennhof, Zollikerberg und auf dem Küsnachter Berg (s.u.).

Auf dem Hochplateau von Hardwald zwischen Opfikon, Wallisellen und Dietlikon könnten zum Schlieren-Stand die zwei langgezogenen Wälle bei Seewadel, Gstaltrain, Schoren und bei Hard mit höchsten Koten um 477 m ü.M. gehören (s. HANTKE et al. 1967). Sie liegen allerdings im Vergleich mit den gleichaltrigen Moränen am Zürichberghang (600 m ü.M.) und auch im Vergleich mit Moränen des Schlieren-Standes am Glatttal-Nordrand (z.B. 502 m ü.M. am Mülberg bei Bassersdorf, REY et al. 2011) zu tief, und könnten ebensogut einem frühen Zürich-Stand Z_1 entsprechen. Die Kuppe des Hardwaldes könnte während des Schlieren-Stadiums, als die Gletscherzunge im Glatttal beim Moränenstand von Oberglatt-Seeb-Winkel stand, noch eisbedeckt gewesen sein.

Gletscherlappen zwischen Glatttal und Zürichseetal vom Milchbuck bis zur Forch

Moräne

Die flachen Höhenrücken vom Zürichberg bis zur Forch bilden die Wasserscheide bzw. Gletscherscheide zwischen Glatt- und Furttal und Zürichsee- und Limmattal. Zur Zeit des Maximalstandes der Vereisung (LGM, Killwangen-Stadium) waren sie ganz vom Eis überdeckt. Beim Eisrückzug, etwa zur Zeit des Schlieren-Stadiums, kam es im Bereich der Einsattelungen (s. Felsisohypsenkarte, Taf. V) zu einem Überlappen des Glatttallobus ins System des Zürichsee-arms des Linth-Rheingletschers (PAVONI 1967, 2002).

Zwischen dem Adlisberg und dem Zürichberg reichte beim Schlieren-Stand Eis aus dem Glatttal über Vorder-Adlisberg, nördlich der Kunsteisbahn Dolder vorbei zum obersten Abschnitt des Wolfbachtobels und überdeckte einen Teil der Allmend Fluntern. Ein breiter, flacher Moränenzug, der einen Stand S_1 dieses Flunternlappens markieren könnte, erstreckt sich vom Friedhof Fluntern her halbkreisförmig bis gegen das Gebiet von Dreiwiesen (606 m ü.M.). Er bildet die topographische Wasserscheide zwischen Zürichseetal und Glatttal und ist mit seinem halbkreisförmigen Grundriss als Abschmelzartefakt eines aus dem Glatttal stammenden Eislappens zu deuten.

Ein weiterer Eislappen floss zwischen Oeschbrig und Lorenchopf im Gebiet von Rüti–Stockwiesen vom Glatttal her Richtung Zürich-Witikon. Moränenstände dieses Witikon-Lappens liegen bei Buechwiesen und Bal–Rüti auf 631 m ü.M.

Nördlich des Sennholzes reichte eine weitere Eiszunge vom Glatttal (Breitmoos) bis Brunnenwisen und bildete hier einen Moränenkranz mit zugehörigem lehmgefülltem Zungenbecken. Auch zwischen Sennholz und Wassberg floss über eine Felsschwelle im Gebiet von Wassbergholz–Chellen (Gebiet von Blatt Uster) Eis aus dem Glatttal in westlicher Richtung und erfüllte Teile des Gebiets des heutigen Golfplatzes.

Zwischen all diesen Eislappen und dem Zürichseearm des Linth-Rheingletschers, dessen Eisrand im Bereich der langgestreckten Wallmoräne Waltikon–Unterhueb lag, entwickelte sich durch die abfliessenden Schmelzwässer das heute noch aktive, kompliziert gegliederte Entwässerungsmuster im Oberlauf des Werenbaches und seiner Zuflüsse.

Besonders eindrücklich ist ein Überlappen von Glatttaleis im Gebiet des Küssnacher Berges dokumentiert. Dieses Gebiet liegt im Grenzbereich der vier Kartenblätter Zürich, Albis, Stäfa und Uster, soll aber doch kurz besprochen werden. Über den Sattel der Forch floss vom Glatttalarm des Linth-Rheingletschers her Eis in westlicher Richtung gegen das Zürichseetal, wo es den Küssnacher Lappen bildete. Dieser erstreckte sich mindestens bis zum Schulhaus Limberg und zur Siedlung Seldwyla in Zumikon. Er erfüllte den östlichen Teil des Küssnacher Berges und erreichte wohl eine Länge von 2000 m und eine Breite von 1200 m. Zwischen diesem Lappen und dem Eisrand des Gletschers im Zürichseebecken floss das Schmelzwasser Richtung Gössikon und Zollikerberg ab. Ein inneres Rückzugsstadium des Küssnacher Lappens ist bei Wangen–Neuhus zu erkennen. Anlage und Verlauf des Gewässernetzes des Küssnacher Dorfbaches und seiner Zuflüsse stehen in enger Beziehung zu diesem Eislappen im Gebiet der Forch (PAVONI 2002).

Anordnung und Fliessrichtung des Eises im Gebiet der beschriebenen Eislappen zeigen, dass während des Schlieren-Stadiums die Oberfläche des Gletschers im Glatttal (und z.T. im Furttal) in der Regel etwas höher lag als zu gleicher Zeit im Zürichsee-Limmattal. Dies würde gut zur im Glatttal höher liegenden Basisfläche des Gletschers passen. Schliesslich sei daran erinnert, dass das Eis im

Furttal zur Zeit des LGM bei Würenlos mehr als einen Kilometer weit in das benachbarte Limmattal vorsties.

Ablagerungen im Furttal im Vorfeld der Schlierenmoräne (q_{4sS})

Im Vorfeld der Schlieren-Moräne um die Chatzenseen sind im Furttal mächtige Lockergesteinsabfolgen, d.h. neben Seeablagerungen auch Schotter, mit mehreren Grundwasserstockwerken nachgewiesen (KEMPF et al. 1986, Profil auf Taf. I). Diese sind allerdings im Gebiet von Blatt Zürich nur in einem kleinen Gebiet bei Regensdorf zu finden.

Reussgletscher, Stetten-Stand

Moräne

Das Zungenbecken von Bonstetten-Wettswil ist eingebettet im Endmoränenkranz von Wettswil–Wannenboden, welcher dem Mellingen-Stand M_I bzw. dem LGM des Reussgletschers zugeordnet wird. Ein erstes Rückzugsstadium wird durch den etwas jüngeren, internen Moränenkranz M_{II} markiert, welcher von Breitenmatten bis gegen Filderer zieht und das Teilbecken von Fildereräcker abtrennt. Die Moräne unterlagert die Seeablagerungen und zeigt, wie die weiter südlich und noch intern gelegene Wallmoräne östlich der Station Bonstetten-Wettswil, dass sich der Eisrückzug vom Mellingen-Stand zum Stetten-Stand auch hier phasenweise vollzogen hat.

Dem eigentlichen Rückzugsstadium, dem Stetten-Stadium, entsprechen zwei Wallmoränen St_I und St_{II} (siehe Taf. VII), die nur in der äussersten Südwestecke des Gebietes von Blatt Zürich zu finden sind, wobei wir uns bei dieser Interpretation auf GUBLER (2009) stützen. Der Endmoränenwall q_{4mSt} (Terminologie nach Atlasblatt Albis), der das Wettswiler Tal bei Bonstetten–Chrüzacker gegen Süden abschliesst, liegt schon ganz im Gebiet von Atlasblatt Albis.

Ablagerungen q_5 im Zungenbecken von Bonstetten-Wettswil

Das vom Endmoränenkranz umschlossene Hauptbecken von Bonstetten-Wettswil ist mit Seeablagerungen q_5 gefüllt. Deren Mächtigkeit wurde durch zwei Bohrungen, ausgeführt 1963 für eine frühe Variante des Uetlibergtunnels mit 44 m und 52 m ermittelt. Die Seeablagerungen überlagern kompakt gelagerte Grundmoräne. Sie sind stets feingeschichtet, enthalten im tieferen Teil eingestreute Steine und werden dann als «moränenartig» beschrieben. Die obersten 28 m hingegen sind ein deutlich geschichteter, oft fetter Seebodenlehm, gelegentlich mit Silthäuten, generell weich gelagert. Die tiefere Abfolge wird als gletschernah, noch kaltzeitliche Seeablagerungen, die höhere Abfolge hingegen als warmzeitliche Seeablagerungen ohne Gletscherpräsenz gedeutet. Die Seeablagerungen

gehen nach oben in einen eher sandigen Lehm mit organischen Schichten und Torf über; die als Verlandungssedimente interpretiert werden. Mächtigere Torfschichten konzentrieren sich auf einen E-W verlaufenden Streifen im Industriegebiet von Wettswil und auf den ganzen südwestlichen Bereich der Ebene, wo Torflager bis 4 m Mächtigkeit erreichen können und der natürliche Grundwasserspiegel praktisch auf Terrainniveau liegt. Der Grund dafür ist der Moränenkranz von Bonstetten (im Gebiet von Atlasblatt Albis), mit einem Schottervorfeld bei Rebacher, aus welchem Grundwasser in die Ebene von Bonstetten-Wettswil übertritt und diese vernässt. Gemäss der Siegfriedkarte wurde dieser Torf bis um die Zeit des Ersten Weltkrieges ausgebeutet. Die Ebene wird heute durch ein System von Entwässerungsgräben nach Norden in den Fischbach und weiter nördlich in den Wüeribach entwässert, welcher bei Birmensdorf in die Reppisch mündet.

Linth-Rheingletscher, Zürich-Stände q_{4mZ}

Zürichsee-Limmattal

Moräne

Beim Eistrückzug vom Schlieren- zum Zürich-Stand, der nach KELLER & KRAYSS (2005) etwa von 21,5 ka bis 19,5 ka (also ca. 2000 Jahre) dauerte, ereigneten sich mindestens vier Phasen mit Gletscherhalten, die alle durch einen mehr oder weniger deutlichen Moränenstand markiert werden (s. Taf. VII). Diese sind für die Analyse der Sedimentfüllung des Limmattals von Zürich bis Schlieren (s. nächste Abschnitte) wichtig. Einzelne dieser Moränenstände sind allerdings auf dem geologischen Atlasblatt Zürich nicht verzeichnet.

Bemerkenswert ist, dass die meisten Kirchen in der Stadt Zürich und den umliegenden Gemeinden auf solchen Moränenwällen stehen.

Stand Z_I

Zum ältesten Stand, der von GUBLER (2009) als Z_I bezeichnet wird, gehört der markante Wall, welcher in Altstetten von der Sportanlage Buchleren nach Nordwesten zieht und beim Postbetriebszentrum Mülligen in Schlieren unter die jüngeren Alluvionen des Limmattals abtaucht. Die Zuteilung zu Z_I mag willkürlich erscheinen, denn auch eine Zuteilung zum Schlieren-Stand S_{II} wäre nicht abwegig (SCHINDLER 1968). Die Fortsetzung des Walles Z_I südöstlich der Sportanlage Buchlern ist erodiert bzw. unter «Uetliberglehm» begraben.

In Zürich-Wiedikon von der Binz bis gegen das Zollfreilager und zwischen dem Friedhof Sihlfeld und dem Triemli bedecken dünngeschichtete feinkörnige Seeablagerungen eine grössere Fläche; sie sind an der Oberfläche aber nicht aufgeschlossen (s. Prof. I, Taf. III u. Taf. VII). Diese Seeablagerungen füllen ein lokal bis etwa 30 m tiefes Becken in der Moräne und werden von Sihl-Schotter und

«Uetliberglehm» bedeckt, sind also älter als diese. Ihre Obergrenze verläuft ziemlich eben auf etwa 410 m ü.M. Sie sind auffällig kompakt gelagert, erscheinen eindeutig vom Gletscher vorbelastet, und ihr oft moränenartiger Charakter zeigt Gletschernähe an. Ihre Position zwischen den Gletscherständen Z_I und Z_{II} lässt vermuten, dass sich beim Eisabbau hier am Talrand temporär ein eisrandnaher See erstreckte, der sehr schnell mit Seesedimenten gefüllt wurde, bevor die Sihl diesen Bereich überflutete und darüber eine Schicht Sihl-Schotter zur Ablagerung brachte (Phase 1 in Taf. VII).

Im Raum Oberengstringen–Frankental fallen, etwas isoliert in einer Position zwischen S_{II} und Z_I , die Wallmoränen Eggbüel (478 m ü.M.) und Riedhof auf. Bei näherer Betrachtung scheint es sich hier, angesichts der Lage über dem alten Schotter von Oberengstringen–Rütihof (s.o.), um Drumlins zu handeln, wie sie in der Moränenbedeckung alter Schotter oft vorkommen (s. z.B. Hardwald, Dietlikon).

Am rechten Talhang wird der Stand Z_I markiert durch den Moränenwall, der nördlich der ARA Werdhölzli aus dem Limmattal emporsteigt, bei Hohenklingen und Talchern (Zürich–Höngg) den hier vorhandenen alten Schotter überlagert, den Hügel der Kirche von Höngg bildet und sich dann beim Waidspital in einer Terrasse auf Kote 470 m ü.M. abzeichnet. Weiter südöstlich gehören zu diesem Stand die Moränen auf dem Milchbuck (470–480 m ü.M.) sowie ein undeutlicher Moränenzug, der auf Kote 510 m ü.M. entlang des Zürichbergs zieht und auf dem die Kirche von Fluntern steht. Der Wall erscheint dann wieder beim Golfplatz Dolder; die dortige Moräne liegt mit 560 m ü.M. allerdings für einen Stand Z_I etwas zu hoch und für einen Stand S_{II} etwas zu tief. Im Gebiet von Eierbrecht schlägt der Elefantenbach einen eigentümlichen Bogen um diesen Moränenwall herum. Anschliessend zieht der Wall durch den unteren Teil von Witikon und erscheint wieder in den Moränenhügeln von Chli Gfenn und Feufbüel (636 m ü.M.) auf dem Zollikerberg.

Stand Z_{II}

Der nächstjüngere Gletscherstand Z_{II} ist am linken Talrand vom Wiediker Büel (424 m ü.M.), wo sich ein sehr prominenter Moränenwall erhebt, über den Friedhof Sihlfeld, wo er sich verflacht, gegen das Bad Letzigraben in Zürich-Albisrieden zu verfolgen. In Altstetten steht die katholische Kirche auf dieser Moräne. In Zürich–Wollishofen südlich des Sihltals könnte die Fortsetzung dieses Gletscherstandes im von der Sihl aufsteigenden Moränenwall westlich des Friedhofs Manegg gesehen werden. Vom Friedhof Manegg zieht diese Moräne zum Äntlisberg und säumt dessen Westflanke.

Am rechten Talrand tritt die Moräne des Standes Z_{II} in der Geländeterrasse westlich und östlich des Bahnhofs von Wipkingen in Erscheinung. Diese zieht parallel zur Nordstrasse bis zur Kornhausstrasse, wo sie sich verliert. Sie erscheint dann wieder im Bereich des Kantonsspitals und zieht über die Kantonsschule



Fig. 22: Moräne des Z_{II} -Standes auf der Allmend in Zollikon (Koord. 2686.550/1243.880). Foto P. Haldimann 2014.

Rämibühl ins Quartier Hottingen, wo sie, undeutlich ausgebildet, etwa der Freiestrasse folgt. Südlich des Einschnittes des Werenbaches, bei der Burgwies, erhebt sich die Moräne des Standes Z_{II} sehr prominent und zieht parallel zur Forchstrasse zum Balgrist. Die Kirche und die Klinik Balgrist sowie die Klinik Hirslanden stehen auf dieser Moräne. Bei Witellikon steigt sie, immer noch als prominenter Wall, gegen das Freibad Fohrbach und die Zolliker Allmend (Pkt. 544,7) hinauf (Fig. 22). Ihre Fortsetzung ist im undeutlichen Wall zu suchen, der das Plateau des Dorfteils Itschnach im Westen begrenzt (Pkt. 585).

Stand Z_{III}

Etwas weiter intern verläuft der Wall des Standes Z_{III} . Er zieht von Kilchberg herkommend nach Wollishofen. Zwischen den Ständen Z_{II} und Z_{III} erstreckt sich eine mit Seeablagerungen gefüllte, ehemals sumpfige Mulde, in der das Seewasserwerk Moos der Wasserversorgung Zürich liegt. Der Moränenstand zieht dann über den Ostteil des Friedhofs Manegg gegen den Muggenbühl und weiter

als markanter Wall zwischen Sihl und Waffenplatzstrasse bis zum Gebiet der ehemaligen Brauerei Hürlimann.

In der Brunau, südlich des Shoppingcenters Sihlcity, lag in der Talsohle des Sihltals zu jener Zeit ein kleiner (Stau-)See, der mit gletschernahen Seeablagerungen **Sb₁** gefüllt und zeitweise vom Gletscher des Standes **Z_{III}** überfahren wurde.

Im Bereich der Sportanlage Sihlhölzli nördlich der Sihl verschwindet der Moränenwall **Z_{III}** unter dem Sihl-Schotter. Beim Bau des SBB-Tunnels Zürich HB – Thalwil war dieser Wall **Z_{III}** unter geringmächtigem Schotter bis in die Gegend südlich des Locherguts zu verfolgen (s. FREIMOSER 1998). Interessanterweise hat schon HUBER (1938, S. 147, Abb. 5) die Situation ganz ähnlich gesehen; auch sein Wall 2c bildet die nördliche Fortsetzung des Walles Muggenbühl–Brauerei Hürlimann (hier der Wall **Z_{III}**). Als Fortsetzung dieses Gletscherrandstandes sehen wir wenig unter Terrain nachgewiesene Moränensedimente im Gebiet von Albisriederplatz–Hardau. Beim Aushub im Nordteil des neuen Letzigrundstadions (Sohle 400,5 m ü.M., OK gewachsener Boden ca. 410 m ü.M.) trat unter einer Deckschicht aus Sihl- bzw. Limmattal-Schotter in einem etwa Ost–West verlaufenden Streifen Moränenmaterial zutage, mit dem auch eine grosse Anzahl von z.T. grossen Findlingen ausgehoben wurde (mündl. Mitt. P. Mader, Fig. 23). Auch die Angaben von J. Hug (in HUG & BEILICK 1934) über oberflächennahe Moränen entlang der Badenerstrasse in Altstetten passen gut in dieses Bild, ebenso wie ein Moränenfund unter geringmächtigem Limmattal-Schotter an der Aargauerstrasse unmittelbar westlich der Europabrücke in Zürich–Altstetten (mündl. Mitt. P. Mader).

Am Nordrand der Talebene des Limmattales sind vergleichbare Hinweise auf Gletscherrandablagerungen des Standes **Z_{III}** im «Schlierensee» bisher nicht bekannt. Am ehesten könnten die beim Bau der S-Bahn im Schacht Limmat zwischen liegender Grundmoräne und dem Limmattal-Schotter angetroffenen blockreichen Sedimente («Blockteppich») in dieses Bild passen (FECHTIG & GLÄTTLI 1990).

Am rechten Talhang des Limmat- und Zürichseetals lässt sich der Gletscherstand **Z_{III}** bis nach Küsnacht verfolgen (Taf. VII). Die diesem Stand zugehörige Moräne taucht im Bereich von Drahtschmidli–Walchebrücke aus der Limmat auf, zieht etwa entlang der Leonhardstrasse zur Polyterrasse und verliert sich im Gebiet von Pfauen–Steinwies. Hier haben die vom Zürichberg stammenden Bäche ihre Schuttfächer abgelagert und die Bildung von Moränen verhindert. Der Stand **Z_{III}** verläuft dann hangseits des Kreuzplatzes (Antonius-Kirche) und bildet oberhalb des Hegibachplatzes eine Geländeterrasse mit steilen Rändern. Südlich des Wildbaches verläuft seine Fortsetzung in Form von zwei kleinen Moränenwällen östlich des botanischen Gartens zum Burghölzli-Hügel, wo er unterbrochen ist. Der Moränenwall erscheint wieder im Bereich der psychiatrischen Klinik Burghölzli und zieht zum Seewasserwerk Lengg der Wasserversorgung Zürich. In Zollikon ist seine Fortsetzung schwierig zu identifizieren, am ehesten entspricht diesem Stand die Geländestufe, die von der Post Zollikon zum Friedhof Zollikon hochzieht und dann im Wall nordwestlich von Pkt. 552 beim Rumensee kulminiert.



Fig. 23: Zusammen mit Moräne ausgegrabene Findlinge vom Nordteil des Letzigrundstadions in Zürich (Kote ca. 402 m ü.M.). Foto P. Mader 2006.

Der Hauptwall Z_{IV}

Der Hauptwall Z_{IV} des Zürich-Standes ist der prominenteste. Er bildet im Gebiet von Blatt Zürich den Kranz in der Umrahmung des untersten Zürichseebeckens von Kilchberg bis Küsnacht. In Wollishofen steht auf ihm die reformierte Kirche. Der Wall zieht zur Enge, wo die Kirche Enge auf dem Moränenwall thront. Er ist dann über den Ulmberg zum Bahnhof Selnau zu verfolgen. Im weiteren Verlauf treten nur drei isolierte Hügel in Erscheinung: die Katz (ehem. Bollwerk und alter botanischer Garten), St. Anna (abgetragener Hügel) und Lindenhof, als höchste Erhebung. Der Wall dürfte nach SCHINDLER (1971) ursprünglich überall eine ähnliche Höhe (Lindenhof 427 m ü.M.) besessen und beim Zurückschmelzen des Eises einen See um Kote 417 m ü.M. gestaut haben. Dafür sprechen unter anderem in Kanalisationsgräben auf der Südseite des Lindenhofs bis Kote 416 m ü.M. hinauf reichende Seeablagerungen. Der Ausfluss dieses Sees dürfte nach C. Schindler zunächst im Gebiet der heutigen Limmat (Bellevue-Central) erfolgt sein.

Bohrungen, aber auch Aufschlüsse für die SBB-Zürichberglinie beim Bahnhof Stadelhofen haben gezeigt, dass der Moränenwall Z_{IV} wegen starken Pendelbewegungen der Gletscherfront heterogen aufgebaut wurde, wobei Moränenmaterial, Schotter und feinkörnige Seeablagerungen ineinander verschachtelt und mit Ausnahme der obersten Wallbereiche vom Gletscher hart vorbelastet worden sind. Solche vom Gletscher hart vorbelastete Seeablagerungen waren zum Beispiel beim Parkhaus Urania oder bei der Rathausbrücke unter dem groben Wallmoränenmaterial zu beobachten. Die Aufschüttung dieses Hauptwalls könnte nach KELLER & KRAYSS (2005) ungefähr um 19,5 ka vor heute erfolgt sein; es liegen aber keine Datierungen vor.

Wie in Tafel II in SCHINDLER (1971) oder beim Seetunnelprojekt (in SCHINDLER 1974) zu sehen, fällt die Oberfläche der Moräne Z_{IV} rasch tief unter den Zürichseespiegel und wurde selbst in einer 211 m tiefen Bohrung für das Seetunnelprojekt nicht mehr erreicht (s. Taf. III, Prof. 4 u. 5). Wie beim Schlieren-Stand zwischen Urdorf und Weiningen ist auch hier unsicher, ob der Z_{IV} -Stand überhaupt weit in die Tiefe reicht und nicht nur über den Seeablagerungen «schwimmt».

Rechts der Limmat lässt sich der Hauptwall Z_{IV} als prominenter Wall über die Oberen Zäune verfolgen. Das Grossmünster steht nicht auf dem Hauptwall, sondern auf einer etwas interneren Plattform. Die Zeichnung von HEER (1879) gibt den Charakter dieser Moräne treffend wieder (Fig. 24).

Der Hauptwall zieht dann über die Hohe Promenade zum Kreuzplatz, wo er kurz unterbrochen ist, zum Hügel mit der Kirche Neumünster. Südlich des Hornbaches bildet er den Hügel des botanischen Gartens und zieht dann westlich des Nebelbaches als eindrucklicher Wall über das Schweizerische Epilepsiezentrum gegen Zollikon. Hangseits dieses Walles wurde im Gebiet von Lengg ein kleiner Tümpel aufgestaut, der sich mit Verlandungssedimenten füllte. Die Moräne zieht dann weiter über den Hügel mit der Kirche von Zollikon gegen die Furt in Ober-Goldbach und das Schulhaus Erb. Im Tägermoos, Küsnacht, bildet sie die talseitige Begrenzung des Plateaus mit dem (künstlich angelegten) Schübelweiher. WETTSTEIN (1885, S. 20) hat hier, von Zollikon über die Furt bis zum Küsnachter Tobel, einen Blockzug mit grossen Blöcken aus «hartem, kieseligem, taveyannaz-ähnlichem Sandstein» beobachtet, den er als auf den Gletscher niedergefahrenen, verschleppten Bergsturz deutet. Der Waschhülsstein im Küsnachter Tobel, heute Alexanderstein benannt, wäre als südlichster dieser Blöcke synchron mit der Erosion des Tobels in die Tiefe versetzt worden.

Im tieferen Hangbereich bei Zollikon (Düggel 476 m ü. M.) und im Gebiet von Bühl-Bogleren in Goldbach finden sich auch Hinweise auf einen weiteren, jüngeren Wall Z_V (SCHINDLER 1974). Dieser setzt sich im Gebiet des benachbarten Blattes Albis in den Moränenzug von Pflugstein-Biswind-Tambel bei Erlenbach und Herrliberg fort. Gemäss WETTSTEIN (1885, S. 20) ist dieser Moränenzug gekennzeichnet durch einen «Blockstrich» mit Findlingen aus permischen Metabasalten (Melaphyren) aus dem Glarner Verrucano, von denen der Pflugstein der



Fig. 24: Bild eines Moränenaufschlusses anlässlich des Strasseneinschnittes beim «Chorherrenplatz in Zürich, zwischen dem ersten Pfarrhause und dem Schulgebäude». Reproduziert aus HEER (1879, S. 556, Fig. 403).

prominenteste Vertreter ist. Nach C. Schindler könnten die jüngsten Wälle im Zusammenhang mit Surge-Ereignissen im Zürichsee stehen.

Ablagerungen im Limmattal

Seit dem Erscheinen des Atlasblatts Zürchs (1992) ausgeführte neue Bohrungen und z.T. Datierungen von Sedimenten erlauben heute eine gegenüber früher viel detailliertere Rekonstruktion des Gletscherrückzuges vom Schlieren zum Zürich-Stand. Die nachfolgenden Ausführungen präsentieren den neusten Kenntnisstand und erläutern gleichzeitig die Profile 1–4 in Tafel III und die Darstellung in Tafel VII.

«Sihlpost-Komplex» (Prof. 2–4, Taf. III und Fig. 25)

In den 1980er-Jahren und anfangs der 1990er-Jahre wurden für nicht realisierte Grossprojekte wie HB-Südwest und Erweiterung Sihlpost aufwändige Sondierkampagnen mit zahlreichen Bohrungen bis fast 170 m Tiefe, von denen viele den Molassefels erreichten, ausgeführt. Das untersuchte Areal liegt westlich des Hauptbahnhofs und der Sihlpost zwischen der Zollstrasse nördlich des Bahnareals und der Lagerstrasse im Süden. Vor allem die Bohrungen 1990–1991 bis auf den Molassefels lassen Zweifel aufkommen an der vorher gängigen Auffassung, dass die dortige gesamte Talfüllung aus LGM- bis spätletzteiszeitlichen Ablagerungen besteht. Im Baugrundgutachten DR. VOLLENWEIDER AG/GEOTECHNISCHES INSTITUT AG (1991) werden die Sedimente zwischen einer Grundmoräne über dem Fels und dem LGM-zeitlichen Schichtkomplex Moräne/verschwemmte Moräne/Sihl-Schotter als sandige Seeablagerungen beschrieben. Es dominiert grauer Feinsand mit variablem Anteil an Silt und Mittelsand. Untergeordnet fanden sich Schichten aus tonigem Silt sowie eingestreute Kieskörner, ganz selten auch Kieslagen und kleinere Blöcke. Dank eines speziellen Bohrverfahrens mit Tripelkernrohr unter Zusatz von Schwerespülung (PQ 3-Bohrverfahren mit Diamant) konnten aus diesen Sedimenten felsähnlich verklebte Bohrkern gewonnen werden, die verbreitet eine deutliche Schrägschichtung zeigten. Eine Vielzahl von Bohrlochversuchen (Standard Penetration Tests, Dilatometerversuche, Pressiometerversuche) zeigen eine sehr harte Lagerung dieser Sedimente. Höchst bemerkenswert ist auch ihre Mächtigkeit, gegen die Lagerstrasse hin können sie bis gegen 80 m dick werden (s. Fig. 25).

In den Baugrundgutachten werden die Sedimente als kaltzeitlich eingeschätzt. Gegen diese Auffassung spricht allerdings, dass sie – besonders im südlichen und tieferen Teil des Untersuchungsgebiets – abschnittsweise ziemlich viel organisches Material mit Holzresten bis ca. 2 cm Länge führen. In den Bohrungen HBZ 90-5 und 90-7 (Fig. 25) waren die Sedimente im Tiefenbereich 80–115 m ab OKT blaugrau verfärbt und entwickelten einen bituminösen Geruch. Verbreitet waren auch Gasbläschen; systematisch durchgeführte Gasmessungen ergaben aber nur an einer Stelle einen Gasgehalt von 2% der unteren Explosionsgrenze UEG (Explosionsgefahr ab ca. 5% UEG). Insgesamt macht das Schichtglied zumindest abschnittsweise einen eher faulschlammigen als kaltzeitlichen Eindruck. Auffallend ist auch, dass diese organischen Reste in den nördlichen Bohrungen im Bereich der Zollstrasse weitgehend fehlen. Möglicherweise hängt dies auch mit der in nördlicher Richtung raschen Abnahme der Mächtigkeit zusammen, die dort nur noch ca. 40 m beträgt, während sie bei der Bohrung HBZ 90-4 80 m erreicht.

An zwei Proben aus der Bohrung HBZ 90-4 konnten an Holzresten Datierungen vorgenommen werden (SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995). Diejenige aus 76 m Teufe ergab ein ^{14}C -Alter von $19,820 \pm 0,190$ ka BP, jene aus 95 m Teufe ein solches von $23,300 \pm 0,240$ ka BP, was kalibrierten Altern von ca. 24 ka (oben) bzw. ca. 28 ka unten entspricht (Kalibrierung durch U. Jörin, Dr. von Moos AG).

Die Bezeichnungen sandige Seeablagerungen (Baugrundgutachten) bzw. Deltakomplex (SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995) für dieses Schichtglied sind insofern nicht sehr glücklich, weil es von solchen Lockergesteinstypen im Limmatall in unterschiedlicher Tiefenlage diverse gibt. Die Ablagerungen werden hier als «Sihlpost-Komplex» bezeichnet.

Die Deutung des Bohrbefundes in Figur 25 in Verbindung mit den Altersbestimmungen ist nicht einfach. Die beiden datierten Proben weisen einen Vertikalabstand von 19 m und einen Altersunterschied von ca. 4 ka auf. In der Bohrung HBZ 90-4 sind aber unter der tieferen Probe immer noch 40 m «Sihlpost-Komplex» vorhanden, was bei gleicher Sedimentationsrate an der Basis ein Alter von ca. 36 ka ergeben würde. Oder steckt in den im tieferen Teil mächtigeren faulschlammigen Sedimenten eine viel grössere Zeitspanne? Nimmt man für die Grundmoräne über dem Fels ein mittelpleistozänes Alter an, dann führt das zu der Frage, wo dann die frühletzzeitlichen und interglazialen Sedimente geblieben sind. Ein früh- oder mittelletzzeitlicher Gletschervorstoss zumindest bis in das Sihlpostgebiet, der die älteren Sedimente ausgeräumt hätte, wäre eine Erklärungsmöglichkeit.

Ein weiteres Problem stellt die grosse Mächtigkeit des «Sihlpost-Komplexes» von gegen 80 m dar, wobei offen ist, ob im LGM nicht sogar noch höhere Partien erodiert worden sind. Lokalbäche aus dem Zürichbergbereich waren für die Schüttung solcher Sedimentmengen wahrscheinlich nicht potent genug. Ist an die Limmat zu denken, die von weiter oben im Zürichseegebiet kam, oder an eine «Ur-Sihl»? Erstaunlich ist auch, dass der «Sihlpost-Komplex», der sich eher in einem Prallhangbereich des Eisstroms befindet, nicht wie alle älteren Sedimente im Zürichsee erodiert worden ist.

Auch bezüglich des Zeitpunkts des Gletschervorstosses zum LGM tauchen Probleme auf. Die 24 ka der oberen datierten Probe stellen, wie Figur 25 zeigt, nicht die jüngsten Anteile des «Sihlpost-Komplexes» dar. Gemäss KELLER & KRAYSS (2005) und PREUSSER et al. (2011) erreichte der Linth-Rheingletscher Killwangen vor 23 ka bis 24 ka. Gut mit dem «Sihlpost-Komplex» vergleichbare Schichtglieder im Gebiet von Blatt Zürich oder seiner Nachbarschaft sind nicht bekannt, abgesehen vom oben beschriebenen Sand mit kohligen Resten bei Urdorf-Birmensdorf. In Betracht kommen allenfalls die interglazialen bis frühletzzeitlichen (interstadialen?) Seeablagerungen im Becken von Uster, die von WYSSLING (2008, S. 23) als «stark tonige, faulschlammartige, Vivianit führende, tonig-kreidige und siltig-tonige Seeablagerungen mit pflanzlichen und tierischen Resten» beschrieben werden. Gemäss Pollenspektrum umfassen sie nach WELTEN (1982) den Zeitabschnitt «vom Eem bis ins frühe Hochwürm». Auch sie liegen, zumindest lokal in Bohrungen nachgewiesen, über einer älteren Moräne auf dem Aathal-Schotter (WYSSLING 2008, Taf. I).

Bezüglich «Sihlpost-Komplex» ist somit noch vieles unklar. Wegen seiner Tiefenlage ist anzunehmen, dass diese Kenntnislücken nicht so schnell geschlossen werden können.

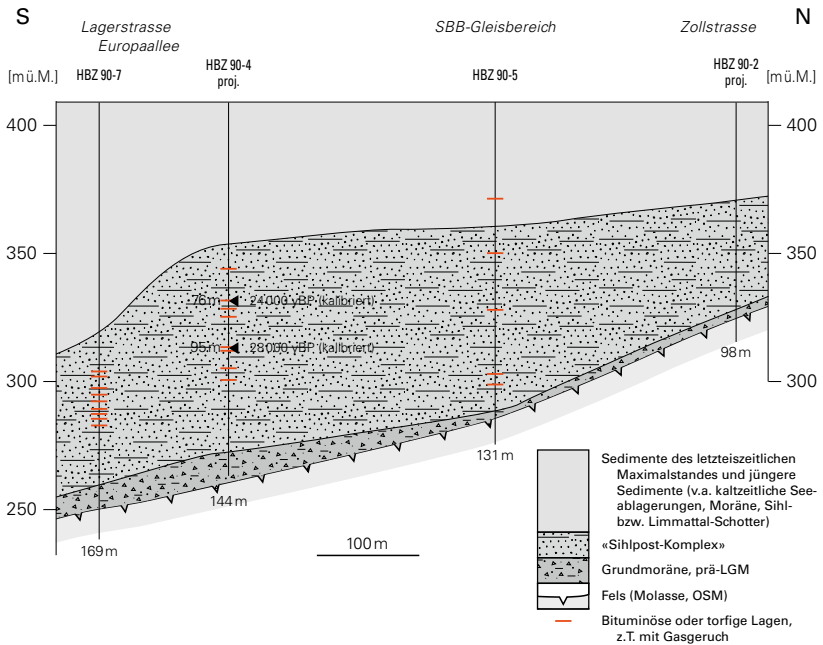


Fig. 25: Profil durch den «Sihlpost-Komplex» im Gebiet zwischen Zoll- und Lagerstrasse. Konstruktion M. Freimoser.

Letzteiszeitliche Seeablagerung im Hauptbahnhofbereich, vom Gletscher vorbelastet

Wie oben erwähnt, fehlen im vom Gletscher hart vorbelasteten «Sihlpost-Komplex» gegen Norden die Einschaltungen von organischen Resten. Dasselbe gilt gegen den Hauptbahnhofbereich hin, sodass dort die Abgrenzung zu ähnlichen, wenn auch eher kiesreicheren, glazial hart vorbelasteten Sedimenten oft schwierig ist. Ob diese Vorbelastung durch den Gletscher bei seinem Weg bis ins untere Limmatal oder erst durch Pendelbewegungen der Stirn während des Zürich-Stadiums erfolgt ist, muss offen bleiben. Nach Vorstellungen von KELLER & KRAYSS (2005) könnte die Gletscherstirn während des späten Zürich-Stadiums im Kilometerbereich gependelt haben. Im Profil 2 und insbesondere im Profil 3 der



Fig. 26: Aufnahme eines Bohrkerns aus dem «Sihlpost-Komplex» mit z.T. ausgeprägter Schrägschichtung. Bohrkerndurchmesser ca. 10 cm. Foto C. Röthlisberger 1991.

Tafel III – Befund beim Bau der Durchmesserlinie – sehen wir Hinweise, dass die vom Zürichberg über dem Fels herabstreichende Moränendecke im Hauptbahnhofgebiet sukzessive in den Typ hart vorbelastete kaltzeitliche Seeablagerungen übergeht, weshalb im Bereich der Limmat eine Verzahnung der beiden Sedimenttypen angenommen wird. Wie weit dieser Sedimenttyp vom Hauptbahnhofbereich limmatatabwärts reicht, ist mangels geeigneter Bohrungen nicht klar.

1983 wurde in einer Bohrung (RB 12) an der Bahnhofstrasse 71 ein Holzrest gefunden und wegen seiner Härte zunächst gar nicht als Holz erkannt. Eine ^{14}C -Analyse am Physikalischen Institut Bern ergab ein Alter von $34,220 \pm 0,460/0,430$ ka (unkalibriert). Untersuchungen an der Eidgenössischen Anstalt für das Forstliche Versuchswesen in Birmensdorf haben gezeigt, dass es sich bei dem Holz um Fichte handelt, das vermutlich vom Gletscher beim Stand Z_{III}/Z_{IV} stark komprimiert worden ist. C. Schindler hat das Holz «als im Hochwürm glazial verschleppt» eingestuft.

Kaltzeitliche Seeablagernng, heterogen aufgebaut

Im gesamten Limmattal ungefähr von der Langstrasse bis Schlieren sind unter den Sihl- oder Limmattal-Schottern heterogen aufgebaute Seeablagerungen zu finden, die von tonigem Silt über Sand und Kieskörper bis zu moränenartigen Partien reichen können; die Vorbelastung durch den Gletscher ist ziemlich unterschiedlich. Zumindest ein Teil dieser Sedimente dürfte während der Abschmelzphase des Gletschers, also in einer eher frühen Phase des «Schlierensees», entstanden sein. Die weiter oben beschriebenen Anhäufungen von grobem Gletscherschutt wenig unter Terrain, wie zum Beispiel die zahlreichen Findlinge beim Letzigrundstadion (Z_{III} -Stand), sprechen allerdings dafür, dass der «Schlierensee» zu diesem Zeitpunkt nicht mehr allzu tief gewesen sein dürfte. In grösseren Kieskörpern, wie sie im Gebiet von Schönenwerd und Dietikon innerhalb dieser Seeablagerungen nachgewiesen sind und zur Grundwassergewinnung genutzt werden, sind wohl eher Vorstossschotter zu sehen. Ein anderer Teil dieser Sedimente dürfte aber subglazial, sei es beim Gletschervorstoss zum LGM oder bei späteren Pendelbewegungen, entstanden sein.

q_{s_1} Spätglaziale Sihl-Schotter, älter als der Giesshübel-Durchbruch

q_{s_2} Spät- bis postglaziale Sihl-Schotter, jünger als der Giesshübel-Durchbruch

q_{s_3} Sihl-Schotter, von Überschwemmungssedimenten bedeckt

(Sihl- und Limmattal-Schotter q_{s_1} - q_{s_3} im Bereich des «Schlierensees»)

Für die Analyse der Sedimente im «Schlierensee» ist besonders der Zeitpunkt interessant, als die Sihl in das Geschehen eingriff. Beim Rückschmelzstand Z_{II} (s. Taf. VII) hatte sich der Gletscher so weit vom Uetliberg hang gelöst, dass die Sihl an seinem Aussenrand Schotter gegen Nordwesten ins Limmattal südlich ausserhalb des «Schlierensees» schütten konnte (Phase 1 auf Taf. VII). Heute ist dieser eiszeitliche Schotter fast vollständig vom «Uetliberglehm» überdeckt. Weiter sihltaufwärts findet sich ca. 20 m über dem heutigen Talboden Schotter, der von GUBLER (2009) mit diesem Gletscherstand und der damaligen Sihl in Verbindung gebracht wird.

Beim weiteren Zurückschmelzen erfolgte dann im Bereich des Giesshübels der Durchbruch der Sihl in den inneren Bereich des Zungenbeckens (Phase 2 auf Taf. VII). Wie die Erkundungen für den SBB-Tunnel Zürich HB-Thalwil gezeigt haben, erfolgte dieser Durchbruch nicht wie früher angenommen in einem, sondern in zwei Schritten. Vom Gebiet des Sihlhölzlis gegen Nordwesten wurde ein zugeschotterter moränenartiger Wall (Z_{III}) erbohrt. Dieser durch Moränenmaterial in der Hardau und beim Letzigrundstadion nachgezeichnete Gletscherrand ist insofern geologisch wichtig, als an seiner Aussenseite sehr grobe, z.T. fast nur aus Blöcken bestehende Ablagerungen geschüttet wurden, während auf der Wal-

linnenseite, zum Beispiel beim Lochergut, wesentlich feinkörnigerer Limmattal-Schotter sedimentiert wurde (M. Freimoser in BOSSHARD & GUERTNER 2004). Der Wall selbst erwies sich auch hydrogeologisch als Zone deutlich geringerer Grundwasserdurchlässigkeit. Das bisher Erwähnte zeigt, dass bei diesem vor dem (Haupt-)Zürich-Stand (Z_{IV}) liegenden Eisrand das Zungenbecken vor allem im südlichen Bereich schon ziemlich stark eingeengt war und Moränenmaterial örtlich bis nahe an die heutige Terrainoberfläche reichte (Taf. III u. IV).

Was die Füllung des ca. 1–2 km breiten Restzungenbeckensees zwischen Zürich und Dietikon betrifft (Phasen 3–5), hat die Analyse einer Vielzahl von Rammdiagrammen, an denen der Übergang von den deutlich härter gelagerten Übergussschichten zu den vergleichsweise lockeren Deltasedimenten im Idealfall gut zu sehen ist, interessante Ergebnisse gebracht. Im Bereich Hauptbahnhof–Hardbrücke zeichnet sich ein Spiegel des «Schlierensees» bei Koten um 397–400 m ü.M. ab, was gut mit dem oben erwähnten Akkumulationsniveau der Schotter bei Dietikon zusammenpasst. Beim Bau des S-Bahn-Museumsbahnhofs war die Grenze zwischen Übergussschichten und Deltaablagerungen bei Kote 398,5 m ü.M. direkt zu beobachten (JÄCKLI 1989, Abb. 68).

Im mittleren Bereich des Limmattals bei Altstetten liegt diese alte Seespiegellage mit Kote ca. 392 m ü.M. schon deutlich tiefer, bei Schlieren weist eine Vielzahl von Rammdiagrammen auf eine Seespiegellage um Kote 385 m ü.M. hin, und bei den jungen Flusssedimenten entlang der Limmat im Raum von Dietikon ist wie zu erwarten kein Seespiegel mehr zu erkennen. Dieses sukzessive Absinken des Spiegels des «Schlierensees» ist plausibel, weil die eiszeitlichen Sedimente im Raum Dietikon–Spreitenbach–Würenlos durch die Limmat ebenso sukzessive erodiert worden sind. Der Befund zeigt aber auch, dass die Überguss- und Deltaablagerungen des Schwemmkegels der Sihl von Zürich limmattalabwärts immer jünger werden müssen. Es ist davon auszugehen, dass zumindest Teile des Deltas im Hauptbahnhofbereich vom Gletscherrand und eventuell auch vom Ur-Wolfbach als rechte Flankenentwässerung des Gletschers geschüttet worden sind und nicht nur von der Sihl. Das würde aber bedeuten, dass der dortige gletscherandnahe «Schlierensee» vor dem Zürich-Stand Z_{IV} schon sehr bald weitgehend aufgefüllt war. Bei den jungen Flussablagerungen im obersten Teil des Hauptbahnhofdeltas wird es sich aber weitgehend um solche der Sihl handeln, weil das Delta in den Zürichsee (Phase 7 auf Taf. VII) innerhalb der Endmoräne von Zürich erst geschüttet werden konnte, als das Vorfeld ausserhalb der Endmoränen genügend aufgehöhrt bzw. der Zürichseespiegel ungefähr auf das heutige Niveau abgesunken war.

Bei den Übergussschichten und Deltaablagerungen im westlicheren Limmattal unterhalb der Hardbrücke handelt es sich bei diesem Befund in erster Linie um Sihl-Schotter, weil zu diesem Zeitpunkt der Gletscher sicherlich schon ein Stück weit in den Zürichsee zurückgeschmolzen war und der See für die gröberen Gletschersedimente als Falle diente.



Fig. 27: Blockreicher Sihl-Schotter der Schüttungsphase 2 (s. Taf. VII) im Pilotstollen des SBB-Tunnels Zürich HB-Thalwil (Tunnelmeter 199). Foto R. Rey 1998.



Fig. 28: Aufnahme der Deltaschüttung beim Bahnhof Museumsstrasse (Foto H. Langenegger aus JÄCKLI 1989).

Interessanterweise hat JUNG (1969) bei seinen Untersuchungen im Bereich des Aabachdeltas in den Greifensee ganz ähnliche Verhältnisse festgestellt. Auch dort ist der Vorbau des Deltas mit einem sukzessiven Absinken des Seespiegels von ca. Kote 443 m ü.M. bei Uster auf ca. Kote 436 m ü.M. im heutigen Greifensee verbunden.

Schwierig zu beurteilen ist die genaue Mächtigkeit der Deltasedimente im Limmattal, d.h. die Tiefe des «Schlierensees». Im Sand unter dem geringmächtigen Sihl-Schotter des Deltas im Raum von Schlieren ist die distale Fazies der östlichen kiesigen Deltaschüttungen zu sehen, es handelt sich also um Seeablagerungen vermutlich spät- bis eventuell postglazialen Alters. Die tiefer gelegenen, deutlich heterogener aufgebauten Sedimente des Limmattals unter diesem Sand sind wohl zumindest teilweise während des Zurückschmelzens des Gletschers vom Stand von Schlieren entstanden, stellen also letzteiszeitliche Seeablagerungen dar. Ältere als LGM-zeitliche Sedimente sind im tieferen Rinnenbereich wie

im Gebiet von Sihlpost – Hauptbahnhof zu erwarten, bisher aber nicht nachgewiesen worden.

Das Entwässerungssystem am rechten Talhang zwischen Forch und Stadtgebiet während der Zürich-Stadien

Beim Eisabbau vom Schlieren- zum Zürich-Stand fielen am Eisrand im Gebiet zwischen Pfannenstiel und Zürichberg grosse Schmelzwassermengen an, die wegen des noch im Seebecken liegenden Gletschers nicht in den See abfliessen konnten. Sie mussten sich, zwischen den beim Eisrückzug entstehenden Seitenmoränen hindurch, einen Weg nach Nordwesten suchen. Beim Zürich-Stand Z_{IV} dürfte sich etwa das Bild der Schmelzwasserbäche gemäss Tafel VII präsentiert haben: Von der Quelle des heutigen Küsnachter Baches bei Hinter Guldenen (Gebiet von Blatt Stäfa) floss das Wasser gegen Zumikon und nahm auf dem Weg das Schmelzwasser des aus dem Glatttal stammenden Eislappens der Forch auf. Von Rietacher, Zumikon, floss der vereinigte Bach dann durch die Geländedepression parallel zur Kantonsstrasse zwischen den Moränenwällen S_I und S_{II} nach Zollikerberg, wo im Gebiet von Unterhueb – Wilhof die vom Sennhof stammenden Schmelzwässer hinzukamen. Entlang dem Lauf des heutigen Werenbaches suchte sich das Wasser einen Weg gegen den (noch nicht existierenden) See, wurde aber im Gebiet von Burgwies durch den Eisrand und die Seitenmoränen (zuerst Z_{II} und etwas später Z_{III}) daran gehindert. Vereinigt mit dem Elefantenbach fand das Wasser einen Abfluss in Richtung Nordwesten über den Kreuzplatz und den Zeltweg, wo sich der kiesige Schuttfächer des Wolfbaches erstreckte (Steinwies). Dieser grobe Gletscherbachschutt führte beim S-Bahn-Bau in Stadelhofen beim Antonius-Schacht wegen seiner Wasserführung zu ziemlich grossen bautechnischen Problemen. Zusammen mit dem Wolfbach floss das Wasser, gewiss eine beachtliche Menge, durch das Niederdorf (Froschau) und mündete im Gebiet von Uraniabrücke – Bahnhofbrücke in die Limmat bzw. den «Schlierensee».

Nachdem das unterste Seebecken eisfrei geworden war, fand der Hornbach (Werenbach und Elefantenbach) den direkten Abfluss zum See und begann, das Delta des Zürichhorns aufzuschütten (s. S. 121). Die hangparallelen Bachabschnitte fielen nun trocken.

Einige hundert Jahre später, als die Eisfront im Seebecken im Gebiet von Küsnacht lag, konnte der Küsnachter Bach, dessen Lauf wahrscheinlich schon durch subglaziale Schmelzwässer vorgeprägt worden war, den direkten Weg zum See einschlagen. Er führte die vereinigten Wässer aus dem Raum Zumikon – Küsnachter Berg in den See, leistete eine Tiefenerosion von 70m und z.T. mehr und baute im See sein eindrückliches Delta auf (Gebiet von Blatt Albis). Die alten Abflussrinnen zwischen Zumikon und Zollikerberg verkümmerten und präsentieren sich heute nur noch als versumpfte Depressionen.

*Furttal–Glatttal***Moräne**

An den Hängen des Glatttales von den Chatzenseen bis Dübendorf lassen sich, ähnlich wie im Limmattal, anhand der Moränen die verschiedenen Phasen des Eisrückzuges vom Schlieren- zum Zürich-Stand verfolgen.

Ein erster nennenswerter Halt des Gletschers, wahrscheinlich entsprechend Z_I , fand statt, als der Gletscher im Zungenbecken des Oberhuser Riedes stirnte. Der Moränenwall, welcher oberhalb von Wallisellen vom Tambel (ein Drumlin) gegen Zil hinunter zieht, sowie die das Oberhuser Ried im Norden begrenzende Moräne in Glattbrugg (432 m ü.M.), umrahmen diesen Stand im Norden. Im Westen gehören die Moränen im Gebiet von Kosakenweg–Grünhaldenstrasse–Bühlwiesenstrasse zum Stand Z_I . Im Süden markiert der Moränenwall, der vom Weibelacher herkommend über die Ziegelhütte gegen Schwamendingen hinunter zieht, diesen Stand. Er hat eine Fortsetzung im Bereich der Schwamendingenstrasse in Oerlikon (auf dem Atlasblatt nicht verzeichnet, aber vgl. WETTSTEIN 1885). Mit dem Rückzug des Gletschers aus diesem Zungenbecken erhielt der Chatzenbach die Möglichkeit, in die Glatt abzufließen; er wechselte seine Fliessrichtung von bisher E–W auf W–E, und die Moränenwälle bei den Chatzenseen wurden zur Wasserscheide.

Der nächste Stand Z_{II} ist gekennzeichnet durch die Moränen, die in Wallisellen vom Pkt. 467,8 durch das Dorf gegen Westen hangabwärts ziehen und im Stierriet und in der Au das Glatttal queren. Im Süden dürfte der Moränenwall südlich der Dübendorfstrasse (auf dem Atlasblatt nicht verzeichnet, vgl. WETTSTEIN 1885), welcher gegen Südosten zum markanten Moränenhügel Probstei zieht, diesen Stand markieren.

Der nächstjüngere Stand Z_{III} wird durch die Moräne Förlibuck entlang der Bahnlinie Wallisellen–Dübendorf markiert. Diese Moräne taucht im Richti-Areal nördlich des Glattzentrums bogenförmig unter die Alluvionen der Talsohle ab und dürfte sich am Südrand im Moränenrest westlich von Stettbach (Pkt. 475,6) fortsetzen. Dieser Gletscherstand ist deutlich zweigeteilt, sodass man sogar von einem Stand IIIa und IIIb sprechen könnte (s. Taf. VII).

Im Zusammenhang mit den genannten Moränen Z_{II} und Z_{III} zwischen Stettbach und Schwamendingen ist auch das dort auf der Karte als «frühwürmzeitlich» verzeichnete Schottervorkommen zu erwähnen. Bei WETTSTEIN (1885) ist dieser Schotter als Wallmoräne dargestellt, FREI (1946) und SUTER (1939a, Profil 5) sehen in ihm einen Mittelterrassenschotter. Es fehlen zwar neuere Untersuchungen, aber der Schotter liegt eher auf als unter den vom Zürichberg herabziehenden letztzeitlichen Moränen. Er dürfte deshalb am ehesten als Schotter am Gletscherrand (Kames) während eines frühen Zürich-Stadiums geschüttet und vom Gletscher nochmals kurz überfahren worden sein.

Zwischen Dübendorf und Dietlikon wäre die Moräne von Aegert dem Stand Z_{IIIa} , diejenige beim Flugplatz Dübendorf dem Stand Z_{IIIb} zuzuschreiben.

Der ausgeprägte Wall bei Wil am Ostrand von Dübendorf am unmittelbaren Südrand von Blatt Zürich wird üblicherweise als Wil-Gfenn-Stadium mit dem Stand Z_{IV} bei Zürich parallelisiert.

Ablagerungen in den Talsohlen bei Oerlikon und im Glatttal

q_{4fl} Fluvatile Ablagerungen im Furttal (vorwiegend Sand)

q_{4fs} Feinsand über Silt und Lehm

(Fluviatile und lakustrische Ablagerungen q_{4fl} und q_{4fs} im Gebiet westlich von Oerlikon)

Der Eistrückzug vom Schlieren-Stand bei den Chatzenseen bis Oerlikon vollzog sich vermutlich sehr schnell, möglicherweise innert weniger als 1000 Jahren. Als erstes bildeten sich im eisfrei gewordenen Zungenbecken die Chatzenseen als typische Toteisseen. Der vergleichsweise dünne Furttalarms des Gletschers scheint sich anschliessend in der Abschmelzphase ziemlich rasch in toteisartige Restkörper aufgelöst zu haben. Im Gebiet von Unter-Affoltern, Seebach und Neu-Affoltern verblieb eine flachhügelige Landschaft mit Permafrosterscheinungen, Drumlins und Moränen. Die Entwässerung dieses Permafrostgebietes erfolgte damals noch Richtung Westen.

In Tafel VII wurde versucht, die beim Zurückschmelzen des Furttallappens entstandenen Seiten- und Endmoränen miteinander in Bezug zu bringen. Neben Rückzugsschottern im westlichen Vorfeld der Chatzensee-Moränen (nur noch randlich im Gebiet von Blatt Zürich) finden sich, zum Beispiel besonders häufig im Hürstholz bei Affoltern, deshalb verbreitet Toteislöcher mit entsprechenden jungen Füllungen und drumlinartige Rücken, die in der Karte z.T. als Wallmoränen erscheinen. Das Gebiet war durchzogen von Schmelzwasserläufen, die zwischen den Moränen zopfartig flossen und im Gebiet von Unter-Affoltern sandig-kiesige Ablagerungen (q_{4fl}) hinterliessen. In den Geländedepressionen ist über der letzteiszeitlichen Moräne vor allem mit Schwemmmaterial zu rechnen, zu dem auch das östlich Reckenholz mit separater Farbe dargestellte Schichtglied q_{4fs} zu zählen ist. Neben dem dort angegebenen «Feinsand über Silt und Lehm» ist in solchen Sedimenten auch mit organischem Material bis hin zu Torf zu rechnen. Abschliessend ist das ehemalige Industriegebiet von Oerlikon im Bereich Neunbrunnen- und Binzmühlestrasse zu nennen, wo über eiszeitlichen Seeablagerungen ein dünnes Schottervorkommen wohl späteiszeitlichen Alters zu finden ist, dessen Grundwasser früher in mehreren flachen Brunnen gesucht worden ist (daher wohl der Flurname Neunbrunnen).

q_{4sZ} Rückzug-Schotter (Rückzugsschotter) des Zürich-Stadiums

(Ablagerungen q_{4sZ} im Vorfeld des Moränenstandes von Wil-Gfenn, Dübendorf)

Im Gebiet von Dübendorf ausserhalb des markanten Z_{IV}-Moränenstandes von Wil-Gfenn besteht die Talfüllung, wie vor allem die Untersuchungen für die SBB-Zürichberglinie gezeigt haben, über einer geringmächtigen letzteiszeitlichen Grundmoräne vorwiegend aus eiszeitlichen, vom Gletscher nicht vorbelasteten Seeablagerungen. Neben feingeschichteten Seebodenlehmen fanden sich in den zahlreichen Bohrungen auch immer wieder grobe kiesige Einschaltungen, auch mit kantigen Komponenten. Wie im Limmattal wird hier der Abschmelzvorgang des Gletschers in einen See erfolgt sein.

Über diesen eiszeitlichen Seeablagerungen breitet sich dann von der Z_{IV}-Moräne bis in die Gegend des Glattzentrums im Nordwesten ein z.T. nur dünner, örtlich bis ca. 10 m mächtiger Schotterkörper q_{4sZ} aus, der als Grundwasserträger fungiert. Er scheint mit der Z_{IV}-Moräne direkt verknüpft zu sein, also während dieses Gletscherhaltes von dessen Schmelzwässern als Rückzugsschotter ins Vorfeld geschüttet worden zu sein. Eindeutige Hinweise, dass diese Schüttung wie im Limmattal in einen Restsee mit Delta- und Übergusssschichten erfolgte, konnten bisher nicht gefunden werden. Eine spätere Datierung des Schotters, zum Beispiel als jüngere Ablagerungen der Glatt, fällt ausser Betracht, da dann der Greifensee als Sedimentfalle fungierte. Über dem Schotter findet sich verbreitet eine dünne Deckschicht aus Sumpfablagerungen und Überschwemmungssedimenten, z.T. auch mit bescheidenen Torfeinschaltungen. Insbesondere von der nordöstlichen Zürichbergflanke her haben zahlreiche Bäche ihre Schuttkegel in die Talebene hinaus geschüttet, allen voran der Sagentobelbach, die hauptsächlich aus erodiertem Molasseschutt bestehen.

Sb₁ Seeboden-Sedimente des frühen Zürich-Stadiums, glazial überfahren

In der Brunau, südlich des Shoppingcenters Sihlcity, lag in der Talsohle des Sihltales zur Zeit des Zürich-Standes Z_{III} ein kleiner (Stau-)See, der mit gletschernahen Seeablagerungen Sb₁ gefüllt und zeitweise vom Gletscher des Standes Z_{III} überfahren wurde.

Sb₂ Seeboden-Sedimente des späten Zürich-Stadiums, meist gletschernah abgelagert

Im tieferen Bereich des Zürichseetroges im Gebiet von Blatt Zürich folgt über dem nicht erbohrten Fels bzw. vermutlich über der letzteiszeitlichen Moräne in wirrer, z.T. wohl bis gegen 100 m mächtiger Anhäufung vom zurückschmelzenden

Gletscher stammendes Material, das eine Kornverteilung ähnlich der einer Grundmoräne aufweist, also eher wenig Steine und Blöcke bis Findlingsgrösse enthält. Unter anderem beim Seetunnelprojekt (s. Seetunnelprofil in SCHINDLER 1974) ausgeführte Standard Penetration Tests zeigten relativ locker gelagerte Sedimente weitgehend ohne Vorbelastung durch den Gletscher. Ihre Oberfläche wirkt sehr unruhig und chaotisch, dies auch in den heute landfesten Uferbereichen, die damals unter einem ca. 11 m höheren Seespiegel lagen (s.a. z.B. Taf. II in SCHINDLER 1971 und die archäologisch wichtigen Hochzonen des Kleinen und Grossen Hafners).

Auf der geologischen Karte sind diese Sedimente (**Sb₂**) zum Zürich-Stadium gestellt, eine Sedimentation während der älteren Dryaszeit, also im Spätglazial, wäre aber auch denkbar. Altersbestimmungen liegen aber keine vor.

Die Genese der extrem unruhigen Oberfläche der eiszeitlichen Seeablagerungen mit ihren Dutzenden von Depressionen und bis zu 60 m tief erbohrten, lehmgefüllten Taschen (s. Prof. 4 u. 5 in Taf. III, SCHINDLER 1973) ist schwierig zu erklären. Der Lehm ist sehr tonig, weich gelagert und scheint lokal in die Taschen hinein gerutscht zu sein. Toteis könnte lokal eine Rolle gespielt haben, aber wohl kaum alle Phänomene erklären. Nach C. Schindler wäre auch eine Surge-artige Gletscher-rutschung, wie sie heute von langgestreckten Gletschern in Alaska, in Kanada oder im Karakorum beschrieben werden, denkbar. Dabei gleitet eine Eismasse vom Gletscher ab, zerbricht zu einer kohäsionslosen Masse und gleitet daraufhin mit beträchtlicher Geschwindigkeit viele Kilometer weit talabwärts, oft in einen See oder das Meer. Mit dem späteiszeitlichen Zürichsee und seinem Gletscher am besten vergleichbar sind langgezogene, grosse, flache Gletscher in Alaska und British Columbia, welche zum Teil ins Meer münden. MEIER & POST (1969) beschreiben, wie bei derartigen Gletschern – ihr Typ 1 –, welche periodisch von Surges ergriffen werden, die Eisfront pro Jahr zwischen 100 m und über 6 km vorstossen kann; in Einzelfällen sind während eines Surges bis 11 km vorstossende Eisfronten beobachtet worden. Auf den Zürichsee übertragen könnte man vermuten, dass solchen Surges den im Gebiet von Zollikon–Erlenbach in Ufernähe kartierbaren kleinen Seitenmoränen zugeschrieben werden könnten, was bedeuten würde, dass die Surges bis nahe an den Z_{IV} -Wall bei Zürich vorgestossen wären. Unbekannt bleibt, wo die Gletscherfront bei diesen Surges lag, und ob solche Surge-Phänomene auch für das südlichere Zürichsee- und Linthtal in Betracht zu ziehen sind.

In der Schweiz ist bisher ein einziger holozäner Fall dieser Art untersucht worden, nämlich jener des Chelengletschers auf der Göschenenalp (ZOLLER et al. 1966). Auf ihren Figuren 2 und 5 sind dort einige auffällige Merkmale abzulesen: Die mächtigsten, moränenartigen, aber vom Gletscher kaum vorbelasteten Sedimente weisen eine unruhige, teilweise zu kurzen Wällen gegliederte Obergrenze auf. Anhand der Seitenmoränen kann das Gefälle der ehemaligen Eisoberfläche ermittelt werden. Sie verläuft sehr viel flacher als von einem normalen Gletscher zu erwarten wäre. Die Trümmernasse aus Eisschollen überdeckte die gesamte Breite des ehemaligen Talbodens der Göschenenalp.

q₅ Spät- bis postglaziale Verlandungssedimente

(Seeablagerungen q₅ im Zungenbecken des Oberhuser Riedes bis Schwamendingen und Wallisellen)

Dieses Zungenbecken wird umrahmt durch die Moräne von Oberhusen-Glattbrugg im Norden, durch die kompliziert zergliederten Hügelzüge von Oerlikon und Seebach im Westen und durch Moräne am Nordhang des Milchbucks im Süden. Es entstand während eines Rückzugsstadiums des Glatttalarms des Linth-Rheingletschers zwischen dem Schlieren- und dem Zürich-Stand. Die Ablagerungen sind demzufolge ein zeitliches Äquivalent der kiesigen Deltaablagerungen im «Schlierensee» zwischen Schlieren und Zürich.

Die Felskoten im Zungenbecken bilden keine klassische runde Beckenform. Viel eher ist die von weiter südöstlich herkommende, bis tiefer als 350 m ü.M. ausgeräumte, langezogene Greifenseerinne auf Kote 385–400 m ü.M. gegen ihre Fortsetzung im Furttal beckenförmig abzuschliessen. Nördlich des Bahnhofs von Oerlikon erhebt sich sogar ein unterirdischer Felsbuckel bis über 400 m ü.M. (s. Taf. V). Die Felskoten unter dem Zungenbecken im Oberhuser Ried liegen zwischen 350 und 375 m ü.M.; die glaziale Auskolkung reichte also nicht sonderlich tief.

Über dem Fels liegt praktisch durchgehend eine Moräne, deren oberste Teile z.T. auch als verschwemmte Moräne beschrieben werden. Im Profil 6 in Tafel IV ist diese als letzteiszeitlich angegeben, in der Meinung, dass der letzteiszeitliche Gletscher in dieser Zungenbeckenposition der Greifensee-Furttalrinne bis auf den Fels erodiert hat. Es wäre aber auch möglich, dass Teile dieser basalen Moräne älter sind als letzteiszeitlich, denn weiter südöstlich, im Profil 7 in Tafel IV, wurde gezeigt, dass dort der tiefere Teil der Greifenseerinne mit älteren als letzteiszeitlichen Sedimenten gefüllt ist.

Die spät- und postglaziale Füllung des Beckens besteht im Wesentlichen aus einer unregelmässigen Abfolge von Seeablagerungen (q₅) aus Feinsand, Silt und Ton mit zonenweise dünnen oder linsenförmigen Kiesschichten. Die Folge wird gegen oben abgeschlossen mit organischen Verlandungssedimenten und häufig Torf. Vereinzelt werden in die Seeablagerungen eingeschaltete moränenartige Schichten beschrieben, was für die Nähe des Gletschers bei der Sedimentation spricht.

Eine Besonderheit an der Basis dieser Seeablagerungen sind grössere Pakete mit verschwemmten kiesigen Schichten vom Typus verschwemmte Moräne, die mit der unterliegenden Moräne und den darüberliegenden Seeablagerungen verzahnt sind. Diese kiesigen Schichten wurden offenbar unmittelbar nach dem Eisabbau vom Nordhang des Milchbucks her in die Seeablagerungen hineingeschüttet. Sie reichen im tieferen Bereich der Seeablagerungen bis in das Gebiet des Leutschenbaches und führen gespanntes Grundwasser (KEMPf et al. 1986, Abb.50). Im Gebiet des Hallenstadions und des Hallenbades Oerlikon ist das Grundwasser noch artesisch gespannt, gegen den Leutschenbach sinkt das Druck-

niveau des gespannten Wassers unter die Terrainoberfläche. Durch zahlreiche Drainagen und Entwässerungsleitungen wird der Grundwasserspiegel heute künstlich tief gehalten.

Für Gletschernähe während der Auffüllung des Sees und für zwischenzeitliche kurze Eisvorstösse spricht auch die Moräne von Stierriet, welche von Wallisellen her in die Talebene hineinzieht und den aus der Ebene herausragenden Hügel von Au (431 m ü.M.) aufbaut. Diese Moräne liegt über den Seeablagerungen und ist mit diesen verzahnt, sodass sich die beiden Einheiten oft nur schwer unterscheiden lassen. Offenbar wurde der See bei kürzeren Eisvorstössen überfahren, und dabei wurden die Seeablagerungen vom Gletscher vorbelastet. Dies bestätigt auch deren oft erstaunlich hohe Lagerungsdichte. Der Gletschervorstoss von Au könnte mit dem Stand Z_{II} im Limmattal korreliert werden, mit dem Unterschied, dass hier in der Talmitte eine flache Endmoräne auf feinkörnigen Seeablagerungen aufgeschüttet wurde. Die südliche Fortsetzung dieser Moräne findet sich in moränenartigen Ablagerungen, welche im obersten Teil der Seeablagerungen entlang der Saatlenstrasse erbohrt worden sind (auf dem Kartenblatt nicht verzeichnet) und dort eine leichte Terrainerhebung bewirken, sowie am Talrand in der Wallmoräne südlich der Dübendorfstrasse in Schwamendingen (s.o.).

Weitere Rückzugsstadien des Gletscherarms sind durch die seitlichen Wallmoränen im Gebiet von Förlibuck-Hof südöstlich von Wallisellen dokumentiert, mit ihrem südlichen Gegenstück westlich von Stettbach; sie könnten dem Stand Z_{III} im Limmattal entsprechen. Die freiwerdende Ebene zwischen dem Stand Au und dem Stand Hof wurde mit feinkörnigen Seeablagerungen gefüllt. Nach dem Verlanden des Sees brachte die Glatt, während des Zürich-Standes Z_{IV} bei Gfenn immer noch ein Schmelzwasserfluss, in ihren verschiedenen Flussmäandern Sand und Kies zur Ablagerung.

Gegen den südlichen Talrand bei Schwamendingen, aber auch im Umfeld des Moränenhügels der Au sowie im ganzen Industriegebiet in Wallisellen zwischen Hangfuss und Glatt, wird die Fazies der Seeablagerungen zunehmend sandiger. Hier sind von Süden her bis an die Glatt als jüngstes Schichtglied über den sandigen Schichten verbreitet kiesige Sedimente von höchstens wenigen Metern Mächtigkeit zu finden, welche Ausläufer des Rückzugsschotters von Dübendorf darstellen.

Seeablagerungen q_5 im Zungenbecken von Galgenwisen, Dietlikon

In der Talsohle zwischen Baltenswil, Brütisellen, Dietlikon, Wangen und Dübendorf erstreckt sich am Ostrand des Gebiets von Blatt Zürich ein weiteres, mit spät- und nacheiszeitlichen Seeablagerungen q_5 gefülltes Zungenbecken. Ein Teil desselben liegt am Nordostrand des Kartengebiets, namentlich die Ebenen in den Talsohlen bei Ufswisen, Rietmüli und Galgenwisen; auf letzterer liegt das Autobahnkreuz Zürich-Ost.

In der Felsunterlage zeichnet sich dieses Becken nicht ab, denn es liegt innerhalb von jungpleistozänen Ablagerungen über der tiefen, nördlichen Felsrinne des Glatttals. Es wird im Norden und im Westen umrahmt von Plateaus mit den weiter oben beschriebenen mittelpleistozänen Schottern.

Die jungpleistozäne Füllung dieses Beckens wurde in verschiedenen Bohrungen erschlossen. Die tiefste ist die bereits früher erwähnte 246 m tiefe Spülbohrung bei der Rietmüli, Dietlikon, wo der oberste Teil mit 14 m grauem Lehm als postglaziale Seeablagerung und die darunterliegende Moräne bis 25 m als letzteiszeitliche Grundmoräne gedeutet wird.

Aufschlussreich ist eine 74 m tiefe Bohrung, ausgeführt in den 1960er-Jahren für das Brüttiseller Autobahnkreuz (Koord. 2689.579/1252.550). Unter 1 m schwarzem Torf wurden bis in 24 m Tiefe feinsandige und siltige, angesichts der zahlreichen Dropstones gletschernaher Seeablagerungen erbohrt. Von 24 bis 41 m folgte eine heterogene Abfolge aus moränenartigen Schichten, Kies und sandigen Seeablagerungen. Darunter liegt bis in rund 74 m Tiefe ein Komplex aus vorwiegend kiesigem Schotter, unterlagert von wiederum moränenartigen Schichten. In 68 m Tiefe ist ein Bodenhorizont entwickelt. Sowohl der mächtige Schotterkomplex als auch gewisse kiesige und sandige Schichten in dessen Hangendem führten artesisch gespanntes Grundwasser (s. Taf. II in KEMPF et al. 1986).

Die rund 24 m mächtigen Seeablagerungen werden als spät- bis postglaziale Füllung eines Zungenbeckensees gedeutet, die mit Verlandungssedimenten und Torf abgeschlossen wurde. Die unterlagernden moränenartigen Schichten und vor allem der Schotterkomplex, welcher aufgrund weiterer Bohrungen eine beachtliche Ausdehnung besitzt (Taf. II in KEMPF et al. 1986), könnten vom zurückschmelzenden Gletscher gebildet worden sein; die untere Moräne wäre dann letzteiszeitliche Grundmoräne. Da derselbe Schotter in einer 75 m tiefen Bohrung etwas weiter südöstlich verkittet ist (DR. LORENZ WYSSLING & DR. T. LOCHER 1980), könnte er aber auch ein Äquivalent des mittelpleistozänen Aathal-Schotters sein, welcher weiter nördlich an der Girhalden (im Gebiet von Blatt Winterthur) und weiter westlich in Dietlikon ansteht. In diesem Falle hätte der letzteiszeitliche Gletscher hier nur etwa 20–40 m tief erodiert und über dem mittelpleistozänen Schotter eine 20 m mächtige Moräne und ein Zungenseebecken hinterlassen.

Interessant ist die Moräne, welche von Wallisellen-Hof über den Förlibuck in das Gebiet von Aegert, d.h. mitten in dieses Zungenbecken, hineinzieht und die oben dem Stand Z_{IIIa} zugeordnet wurde. In der Bohrung Ägert bei Pkt. 435 (s. Karte), wurde diese Moräne unter gletschernahen Seeablagerungen mit Schmitzen von verschwemmter Moräne in 21 m Tiefe erbohrt. Sie ist 17 m mächtig und liegt in 38 m Tiefe über wiederum gletschernahen Seeablagerungen (Dropstones). Nach einer weiteren Moräne ab 51 m Tiefe steht in 67 m Tiefe der Fels an. Der abschmelzende Glatttallappen ist im Stand Z_{IIIa} also noch einmal kurz über den See in seinem Vorland vorgestossen und hat die Moräne von Aegert-Förlibuck-Hof aufgeworfen.

Das schmale, zwischen dem besagten Moränenwall und dem etwas weiter zurückgestaffelten Wall beim Flugplatz Dübendorf (oben mit Z_{IIIb} bezeichnet) eingebettete Riet, in welchem der Chriesbach fliesst, wird durch etwa 15–18 m mächtige, unten eher lehmige, oben eher sandige Seeablagerungen aufgebaut. Sie liegen einer Moräne auf und werden durch Verlandungssedimente und Torf bedeckt.

Entstehung des Reppischtals

Das Reppischtal stellt zweifellos eine markante Schmelzwasserabflussrinne dar, die möglicherweise auch schon in früheren Eiszeiten gewirkt hat. Während und bald nach dem LGM wurde sie nicht nur von Schmelzwässern des Reussgletschers, sondern auch von solchen des westlichen Linth-Rheingletschers benutzt (GUBLER 2009, S. 61). Nach T. Gubler wurde das Reppischtal im Gebiet von Blatt Albis in dieser relativ kurzen Zeitspanne bis auf den Molassefels hinab erodiert.

Auf den ersten Blick ergibt sich auch für das Reppischtal im Gebiet von Blatt Zürich ein ähnliches Bild. Wie die Felsoberflächenkarte zeigt, zeichnet sich von der Grenze zu Blatt Albis im Süden ein kontinuierliches Absinken der Felskoten von knapp 500 m ü.M. über 460 m ü.M. am Ostrand von Birmensdorf auf ca. 430 m ü.M. westlich von Unter-Reppischtal ab. Lediglich im Ortsbereich von Birmensdorf ist die alte Abflussrinne von Wettwil–Birmensdorf–Urdorf einige Zehnermeter tiefer in den Fels eingekerbt. Dort liegt, wie das Profil 8 in Tafel IV zeigt, eine offensichtlich vor dem LGM gebildete Moräne mit dem auf Seite 60 beschriebenen, organische Reste führenden Sand darüber.

Im Gebiet von Blatt Zürich stellt sich das Reppischtal oberhalb von Birmensdorf also wie im Gebiet von Blatt Albis klar als Schmelzwasserabflussrinne dar, eine Erosion während und bald nach dem LGM bis auf den Molassefels ist indessen nicht eindeutig zu erkennen. Die Altersfrage der Reppischtalrinne im Gebiet von Blatt Zürich oberhalb von Birmensdorf kann damit nicht abschliessend beantwortet werden, insbesondere, wenn der Befund von Bohrungen in diesem Abschnitt genauer betrachtet wird.

Im Gebiet von Landikon–Stallikon für diverse Bauprojekte ausgeführte Bohrungen haben dort über dem Fels immer wieder moränenartige Sedimente zutage gefördert, die mit Begriffen wie «hart gelagert», «trocken» usw. beschrieben wurden. Im Einzelfall könnte es sich dabei zwar um Verfälschungen durch Bohreffekte handeln, aber der Bohrbefund einer harten Moräne wird auch durch Standard Penetration Tests gestützt (z.B. Bohrung 82-5 auf dem Trasse der Uetlibergtunnels, Koord. 2678.344/1244.775, Kote 540,3 m ü.M.). Diese Bohrung ist auch in anderer Hinsicht bemerkenswert: Sie hat von 29,6 m bis zur Endtiefe von 43 m Molassefels durchörtert, der oben als vollständig, dann als stark bis mässig verwittert beschrieben wird.

Diese Befunde lassen Zweifel aufkommen, ob das Reppischtal oberhalb von Birmensdorf im Gebiet von Blatt Zürich nur durch Tiefenerosion durch Schmelzwässer während des LGM entstanden ist, oder ob nicht doch ein älteres Vorgängertal vorhanden war. Wenn sich die Auffassung von KÜTTEL (1989) bestätigen würde, dass im Reussgletschergebiet im «frühen Mittelwürm» ein Gletschervorstoss ähnlichen Ausmasses wie im «Hochwürm» stattfand, dann wäre die Entstehung eines solchen älteren Reppischtals denkbar.

Zweifellos jung ist das Reppischtal unterhalb von Birmensdorf. Seine Erosion muss in einer Frühphase des einsetzenden Abschmelzvorganges nach dem LGM erfolgt sein. Moränenartige Sedimente im Bereich der Rinne, die für ein höheres Alter sprechen würden, wurden dort bisher, trotz zahlreicher Bohrungen im Bereich des Waffenplatzes, nirgends gefunden. Junger Bachschutt und Rutschmassen liegen dort direkt auf dem Fels.

Zu dieser Zeit war das Limmattal im Raum Dietikon noch vom Linth-Rheingletscher blockiert. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Schmelzwässer etwa von Baltenswil (Gebiet von Blatt Wohlen) gegen Nordwesten Richtung Spreitenbach geflossen sind. Die für den heutigen kleinen Bach eher zu gross dimensionierte Talung von Spreitenbach gegen den Franzosenweiher bietet sich als früherer Teil dieser alten Reppischrinne an. Zwischen Reppischhof und Franzosenweiher ist die alte Rinne heute unter der Sackungsmasse von Bergdietikon (JÄCKLI 1966) begraben, wobei die Erosion der Rinne bei der Auslösung der Sackung eine Rolle gespielt haben könnte. Das heutige Reppischtal von Baltenswil gegen Dietikon und der dortige Schwemmkegel ins Limmattal können erst nach dem Eistrückzug auf den Stand von Schlieren und die Erosion der Rückzugsschotter im Vorfeld der Schlierener Endmoränen entstanden sein.

Entstehung des Sihltals

GUBLER (2009) kam bei seinen Untersuchungen im Gebiet von Blatt Albis zum Schluss, dass dort im Sihltal erst das Zurückweichen des Linth-Rheingletschers vom Schlieren-Stand zum Z₁-Stand einen Abfluss von Schmelzwässern entlang der Albis-Ostflanke erlaubte. Die Erosion der untersten 70–130 m tiefen Rinne des heutigen Sihltals wäre nach T. Gubler dann in wenigen hundert Jahren erfolgt, was angesichts des canyonartigen Taleinschnittes zwischen Sihlbrugg und Langnau vorstellbar ist.

Betrachtet man die Felsisohypsenkarte des Gebiets von Blatt Zürich (Taf. V), dann ergibt sich für den untersten Abschnitt des Sihltals ein etwas anderes Bild. Zumindest von der Brunau gegen Norden ist das Sihltal relativ breit und nicht canyonartig einerodiert. Die Fortsetzung dieses alten «Sihltals» Richtung Letzigrundstadion im Limmattal ist auf der Karte gut zu sehen, wobei allerdings die Bohrdichte mit Felskoten ziemlich bescheiden ist. Auch die niedrige Felsschwelle zwischen diesem alten «Sihltal» und dem Zürichsee-Limmattal im Gebiet von

Giesshübel – Wiediker Büel, welche beim Giesshübeldurchbruch durch die eiszeitliche Sihl etwas erodiert worden ist, zeichnet sich im Isohypsenbild der Felsoberfläche schön ab.

Wie die Grundwasseruntersuchungen im Sihltal (DR. U. P. BÜCHI 1975) oder auch Untersuchungen der Dr. von Moos AG für den SBB-Tunnel Zürich HB-Thalwil gezeigt haben, ist in dieser breiten Sihltalrinne sehr oft eine harte Grundmoräne über dem Fels zu finden, von der schwer anzunehmen ist, dass sie erst während Gletschervorstössen vom Z_{IV} -Stand auf dem Zimmerberg ins frisch erodierte Sihltal hinab entstanden sein soll.

Der geologische Befund könnte dahingehend interpretiert werden, dass im Gebiet von Blatt Zürich ein präletzzeitliches «Sihltal» zumindest in Ansätzen vorhanden war. Dies bedeutet nicht, dass im Bereich des viel engeren Sihltals südlich von Langnau im Gebiet von Blatt Albis und weiter südlich nach dem LGM nicht eine starke Tiefenerosion stattgefunden haben kann. Sollte aber im Gebiet zwischen Zimmerberg – Hirzel und Albiskamm entlang des heutigen Sihltals – wenn auch auf höherem Niveau – schon prä-LGM eine wenn auch bescheidene Felsdepression bestanden haben, dann wäre über das Schicksal der dortigen Eismassen in der Abschmelzphase des Linth-Rheingletschers nachzudenken. Die Speisung dieses Gletscherseitenarms vom Hauptgletscher im Zürichseeraum her wäre wohl ziemlich bald, zumindest ab dem Schlieren-Stand, erschwert gewesen.

Nimmt man an, dass diese «schlecht ernährten» Eiskörper rascher abschmelzen als das Eis im Zürichsee-Haupttal, dann wären Gletschervorstösse während des Zürich-Standes vom Zimmerberg ins Sihltal, wie sie T. Gubler kartiert hat, denkbar.

Auf jeden Fall entstanden in dem relativ engen Tal beim raschen Abschmelzen der verbliebenen Eismassen sehr grosse Schmelzwassermengen mit einer hohen Geschiebefracht, welche im Raum Brunau und im Limmattal die grossen fächerförmigen Kiesschüttungen mit z.T. sehr groben Geröllen bewirkten.

Spätes Pleistozän – Holozän

Limmattal und Reppischtal

q_L Hanglehm (u. a. «Uetliberglehm»), Schwemmlehm in Mulden, verlehmtter Hangschutt

Am Hangfuss des Uetlibergs von Leimbach bis Albisrieden erstreckt sich ein ausgedehntes Gebiet mit lehmigen Schwemmfächern, dem «Uetliberglehm». Lange Zeit herrschte die Auffassung, dass der «Uetliberglehm» eine sehr grosse Mächtigkeit aufweise, und in der Tiefe direkt den glazifluviatilen und lakustrischen Ablagerungen der Sihl auflagert (s. KEMPF et al. 1986, Abb. 27).

Dank den zahlreichen Bohrungen, die in diesem Gebiet in den letzten 30 Jahren abgeteuft worden sind, ist bekannt, dass der «Uetliberglehm» überwiegend

letzteiszeitliche Seitenmoränen des Linth-Rheingletschers überlagert, manchmal auch unter Einschaltung von Seeablagerungen. Er besitzt im höheren Hangbereich (Stadtspital Triemli) über der Moräne eine Mächtigkeit von max. 30 m, wird hangabwärts geringmächtiger und keilt entlang einer Linie Rautistrasse–Gutstrasse–Talwiesenstrasse aus (s. Prof. 1 und 2, Taf. III). In diesem distalen Bereich liegt er auf einem geringmächtigen späteiszeitlichen Schotter (Sihl-Schotter), welcher gespanntes Grundwasser führt. Wo der Lehm auskeilt, stösst das unter dem Lehm gespannte Grundwasser auf und hat zur Bildung grosser Riedgebiete mit Torfbildungen geführt. Die Flurnamen Albrisrieden und Binz (Binsen=Feuchtvegetation infolge aufstossendem Grundwasser und Staunässe) zeugen davon.

Die Morphologie des Schuttfächers als Ganzes lässt noch die Form der einzelnen Schuttkegel erkennen, von denen jeder sein Liefergebiet in einer der weiter oben am Uetliberghang eingekerbten Runsen im Molassefels hat. Bereits WETTSTEIN (1885) beobachtete, dass die aus diesen Runsen stammenden Bäche bei ihrem Übertritt aus der Molasse auf den Schuttkegel abbiegen, und nicht auf dem jeweiligen Schuttkegel fliessen, sondern den Talweg zwischen zwei Schuttkegeln suchen, wo sie in den letzten Jahrtausenden nur geringfügig erodierten

Lithologisch handelt es sich beim «Uetliberglehm» um tonigen Silt, sehr oft feingeschichtet, stellenweise mit etwas Kies eingestreut. An der Basis des Schuttfächers, wo zum Beispiel in der Binz die grossen Lehmgruben bestanden, handelt es sich oft um fetten Ton, gegen den Hang hin nehmen die Korngrösse zu und die Reinheit ab (LETSCH et al. 1907).

Im Sihltal südlich des Giesshübels und im Gebiet von Gänziloo–Höckler ist der Hangfuss entlang steiler Erosionskanten durch die Sihl angeschnitten worden. Derart steile Böschungen in lehmigem Material sind normalerweise nicht standfest. Dass der Hangfuss hier nicht stärker ins Rutschen geraten ist, ist dem Umstand zu verdanken, dass der Lehm einer Moräne auflagert und hier nicht der «Uetliberglehm», sondern die darunterliegende Moräne die Steilkanten bildet.

Im «Uetliberglehm» werden immer wieder organische Zeugen der ehemaligen Vegetation gefunden, von kleinen Pflanzenresten bis zu ganzen Baumstämmen. Die ältesten Funde wurden von WETTSTEIN (1885, S. 43) beschrieben als Baumstrünke von 20–40 cm Durchmesser, die aufrecht und noch mit dem Wurzelsystem in Verbindung stehen und ihrer Krone beraubt sind. Daneben fand er Gehäuse von Süsswasser- und Landschnecken.

Ein interessanter neuerer Fund stammt aus dem Voreinschnitt Gänziloo des Uetlibergtunnels. Hier wurden 2006 aus dem «Uetliberglehm» zahlreiche Föhrenstämmen ausgegraben, die noch in der liegenden Moräne verwurzelt waren. Die ¹⁴C-Datierung ergab 12,4–12,6 ka cal. BP und ermöglichte die erstmalige Verlängerung der Baumringreihen bis 12,6 ka BP (SCHAUB et al. 2007). Weitere, ebenfalls aufrechtstehende und im Lehm verwurzelte Kiefernstrünke fand man 2013 in der Baugrube für das Swiss-Life-Gebäude im Quartier Binz. Mit der ¹⁴C-Methode



Fig. 29: Baumstrunk aus dem «Uetliberglehm» in der Binz (Koord.2681.100/1246.400). Foto D. Nievergelt, WSL.

wurde dieses Holz zu 12,846–13,782 ka BP datiert (schriftl. Mitteilung D. Nievergelt, WSL). Insgesamt wurden rund 200 Kiefernstrünke ausgegraben; ein einmaliges Archiv für die Kalibrierung von Baumringdatierungen.

Die Entstehung des «Uetliberglehms» lässt sich aufgrund dieser Befunde wie folgt rekonstruieren: Der Uetliberghang, damals weitgehend mit Seitenmoränen des Linth-Rheingletschers überdeckt, wurde etwa um 20 ka vor heute eisfrei. Noch unter periglazialen Bedingungen muss die periodische Übersarung des Hanges mit feinkörnigem Schutt aus den weiter oben eingekerbten Runsen in der Molasse eingesetzt haben. Trotz dieser Überflutungen wurde der Hang in den anschliessenden Jahrtausenden sukzessive bewaldet, insbesondere vor 14 ka in der Warmphase des Bölling-Alleröd bzw. am Ende der Kaltphase der älteren Dryas. WETTSTEIN (1885) beschreibt neben Stämmen von Fichte und Birke auch Blätter von Stieleiche, Rotbuche, Weide und Schilfrohr.

Die Abschwemmung so grosser Massen an Feinmaterial setzt Zeiten mit starken Niederschlägen und spärlicher Vegetation im Liefergebiet und einer nicht allzu dichten Bewaldung im Ablagerungsgebiet voraus. Wenn wir annehmen, dass

die Bewaldung während des Klimaoptimums des Atlantikums vor 8ka dichter wurde und weitere Materialumlagerungen in grossem Stil verhinderte, stünde für die Bildung des «Uetliberlehms» ein Zeitraum von rund 12 ka zur Verfügung. Bei einer Mächtigkeit des Lehms im mittleren Hangabschnitt von etwa 15 m müsste die Akkumulationsrate im Durchschnitt etwa 1–1,5 mm pro Jahr betragen haben.

Ganz ähnlich wie am Uetliberg-Osthang ist die Situation im Reppischtal am Hangfuss des Albisgrates zwischen Stallikon und Landikon. Auch hier sind in der anstehenden Molasse im höheren Hangabschnitt Runsen eingekerbt, aus denen wohl zur gleichen Zeit wie auf der Ostseite Schuttfächer mit feinkörnigem Material ins Reppischtal vorgeschoben wurden. In zahlreichen Bohrungen wurde die Lockergesteinsfüllung des Reppischtals erschlossen, und darin eine komplexe, heterochrone Abfolge von Sackungsmassen aus Molasse, Moräne, lehmigen Schuttfächern und stellenweise kiesigem Bachschutt erbohrt. Auf Seite 107 wurde auf Probleme bei der Deutung der Genese und des Alters dieses Tales bereits eingegangen.

Feinkörnige Überschwemmungssedimente über dem Limmattal-Schotter

Nachdem sich der Linth-Rheingletscher in das Zürichseebecken zurückgezogen hatte, also etwa vor 18 ka, blieben vom Gletscher stammende Schuttlieferungen ins Limmattal aus. Als sich wenig später der Sihlgletscher bis hinter Schindellegi zurückzog, wurden auch schmelzwasserbürtige Kieslieferungen aus dem Sihltal seltener. Die Sedimentation im Limmattal war aber damit noch nicht beendet. Als jüngstes Schichtglied legte sich über die Schotter eine 1–4 m mächtige Schicht aus feinkörnigen Überschwemmungssedimenten, entstanden bei periodischen Überschwemmungen der Ebene. Auf dem geologischen Kartenblatt sind diese Sedimente nicht als solche, sondern als Torf bezeichnet.

In diesen Sedimenten wurde verschiedentlich Holz gefunden. In einer Baugrube der Wasserversorgung Zürich im Hardhof wurden 1995 einige eingeschwemmte verkohlte Holzreste in rund 4 m Tiefe (unterstes Drittel der Sedimentschicht) gefunden. Sie wurden durch das Geographische Institut der Universität Zürich-Irchel radiometrisch datiert. Es handelte sich um Eichen-, Erlen- und Ahornholz. Das Eichenholz ergab ein ^{14}C -Alter von $8,435 \pm 0,095$ ka BP (nicht kalibrierte Analyse 1995, unpubl.). Eine dendrochronologische Bestimmung war nicht möglich, da damals noch keine so weit zurückreichende Chronologie verfügbar war.

Dies zeigt, dass zu jener Zeit (atlantisches Klimaoptimum) nur noch bei periodischen Überschwemmungen von Sihl und Limmat Schlamm abgelagert wurde; Schotterablagerungen waren wohl schon seit längerem abgeschlossen oder zumindest selten und wenig mächtig. Solche Überschwemmungsprozesse dauerten bis in das frühe 20. Jahrhundert an (s. JÄCKLI 1989, Abb. 119), bis der Zürichsee durch das Wehr Letten und die Sihl durch den Aufstau des Sihlsees und die zahlreichen Verbauungen gezähmt waren. Die ehemals mit Lehm gefüllte Mulde von

Herderen über dem Limmattal-Schotter wird im Kapitel Mineralische Rohstoffe beschrieben.

T. Gubler verdanken wir Unterlagen zu einer datierten Sedimentprobe aus dem äussersten Randbereich des Reppischschwemmkegels bei Dietikon (Koord. ca. 2673.020/1250.780). In Baggerschächten wurden dort Hölzer gefunden, die ein kalibriertes ^{14}C -Alter von 2,235 ka ergaben.

Zürichseebecken

Im Bereich der Altstadt von Zürich und ihrer Umgebung sowie im nördlichsten Teil des Zürichsees wurden im Zusammenhang mit diversen, nur zum Teil realisierten Grossprojekten (Landgewinnungsprojekte bei Wollishofen und Tiefenbrunnen, Neugestaltung des Gebiets Opernhaus–Sechseläutenplatz–Quaibrücke, Limmat- und Bürkliplatzparking, Parkhäuser Urania, Jelmoli und Gessnerallee, Seetunnel Wollishofen–Tiefenbrunnen, Hirschengraben-tunnel SBB) zahlreiche Sondierungen abgeteuft, deren Ergebnisse bereits in verschiedenen Baugrunderkarten (z.B. SCHINDLER 1971) ausgewertet wurden oder wie im Bereich Münsterplatz (SCHINDLER 1982) als Grundlage bei den archäologischen Studien dienen.

Späteiszeitlicher Seebodenlehm

Im südlichen Teil des Zürichsees liegt im Gebiet von Blatt Zürich über die eiszeitlichen, z.T. gletschernahen Seeablagerungen eine Decke aus Seebodenlehm, d.h. hier sedimentierter Gletschermilch, der horizontal geschichtet und sehr weich gelagert ist und dessen Mächtigkeit nach Süden hin zunimmt. Wie die Sondierungen beim Seetunnelprojekt gezeigt haben, sind auch die dort nachgewiesenen tiefen Depressionen in den eiszeitlichen Seeablagerungen mit solchem tonig-siltigem, nur untergeordnet sandigem Seebodenlehm gefüllt, wobei es auch hier in den Bohrungen Hinweise gab, dass dieser Lehm z.T. in die tiefen Mulden hineingerutscht ist. Grobkomponenten oder moränenartige Partien, welche aus im See treibenden Eisbergen ausgeschmolzen sind, wurden in diesen Seebodenlehmen in Bohrungen nur vereinzelt angetroffen. STRASSER (2008) gibt als Obergrenze für den jüngsten Teil dieser Seebodenlehme ein Alter von ca. 14,5 ka cal. BP an (Bölling-Interstadial), der Hauptteil der Seebodenlehme dürfte demnach in der älteren Dryaszeit sedimentiert worden sein.

Basaler Faulschlamm

Zur Zeit des Bölling-Interstadials setzte eine markante Erwärmung ein, die Gletscher waren schon weit ins Alpeninnere zurückgeschmolzen. Die Vegetation entwickelte sich rasch, sodass die damaligen Sedimente heute ziemlich genau datiert werden können. Ein sehr gut erkennbarer Leithorizont in Bohrungen ist

der basale Faulschlamm. Er fällt sofort wegen seiner mindestens teilweise schwärzlichen Farbe und wegen seines modrigen Geruchs auf. An der Luft oxidiert er rasch zu braungrauer Farbe. Detaillierte Beschreibungen sind in SCHINDLER (1971, 1974) und GYGER et al. (1976) zu finden: Im Gegensatz zum tonreichen Seebodenlehm (32–54% Ton, 0–7% Feinsand, Rest Silt) besteht der basale Faulschlamm in Proben aus dem Zürichsee neben Silt zu 18–22% aus Ton und zu 5–12% aus Feinsand. Als Sedimentlieferant stehen nicht mehr die Gletschermilch wie beim Seebodenlehm im Vordergrund, sondern eher die Lokalbäche. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen dem Dezimeterbereich und ca. 6 m, besonders dick ist er im Bereich des Sihl- und des Hornbachdeltas. Die Sedimentation des basalen Faulschlammes dürfte gemäss STRASSER (2008) bis ca. 12 ka cal. BP, also fast bis zum Ende des Spätglazials (jüngere Dryas) angedauert haben. Bei einem Alter des jüngsten Seebodenlehms von ca. 14,5 ka cal. BP (s.o.) spricht dies bei den obigen Sedimentmächtigkeiten im Vergleich zu den eiszeitlichen Seeablagerungen und Seebodenlehm für wesentlich bescheidenere Sedimentationsraten.

Damit sich Faulschlamm bilden kann, sind mindestens periodisch anaerobe Verhältnisse erforderlich (im Fall des Zürichsees bis nahe zum Seespiegel hinauf), daneben aber auch ein deutlicher Gehalt an organischem Material, was im Spätglazial ab dem Bölling-Interstadial möglich wurde. Unter heutigen Klimaverhältnissen sinkt kühles, sauerstoffreiches Wasser während des Winters bis auf den tiefsten Seegrund. Diese Zirkulation erhält den See aerob. Friert der See im Winter für längere Zeit zu, wie dies vermutlich im Spätglazial der Fall war, dann wird diese Vertikalzirkulation weitgehend unterdrückt.

Alte Seespiegelhöhen und der Kollaps des Zürcher Hauptmoränenwalls Z_{IV} im Spätglazial

Nach SCHINDLER (z.B. 1971) staute der Zürcher Hauptmoränenwall Z_{IV} den Seespiegel über längere Zeit auf Kote ca. 417 m ü.M., wie vor allem auch Deltabildungen nahe dieser Kote bei Hurden, Reichenburg und Schänis zeigen (u.a. SCHINDLER 2004). SCHINDLER (1971, Taf. I u. II) konnte mit Hilfe zahlreicher Bohrungen nachweisen, dass alle vier Breschen im Z_{IV} -Wall, nämlich entlang der heutigen Limmat, zwischen dem Lindenhof, dem heute abgetragenen St.-Anna-Hügel, dem Alten Botanischen Garten und dem Ulmberg ungefähr gleich tief bis auf Kote ca. 402 m ü.M. erodiert worden sind. Nach C. Schindlers Auffassung strebten auf der Wallaussenseite diese Abflussrinnen im Gebiet des Centrals der heutigen Limmat zu. SCHINDLER (1971) erklärte diese Konstellation als durch eine Flutwelle ausgelöst und dass diese Katastrophe eine Absenkung des Seespiegels von 417 auf ca. 404 m ü.M. zur Folge hatte. Gewaltige Wassermassen hätten sich dabei in die Limmat ergossen (s. STRASSER 2008) und dort sehr viel Sihl-Schotter ausgekolkt. Durch die beiden südwestlichen der neu entstandenen Tore im Z_{IV} -

Wall wäre dann die Sihl eingedrungen und hätte ein Delta gegen den Zürichsee geschüttet (HUBER 1938, s.a. S. 119), dies bis nahe an die heutige, durch Auffüllungen geschaffene Uferlinie (SCHINDLER 1971, Taf. I). Unter diesen sandig-kiesigen Sedimenten ist in diversen Bohrungen der basale Faulschlamm nachgewiesen, doch kann das Alter der Katastrophe nicht näher fixiert werden. Wie die wohl nahe den Gletscherstirnen entstandenen Deltabildungen bei Hurden, Reichenburg und Schänis bei Kotten um 417 m ü.M. zeigen, staute die relativ schmale, keineswegs massiv wirkende Moräne Z_{IV} den See erstaunlich lange auf Kote 417 m ü.M. Als Gründe dafür führt C. Schindler an, dass die Moräne durch zahlreiche Einzelvorstösse dachziegelartig aufgebaut und gut verdichtet wurde. Die Erosionskraft des oder der Seeausflüsse war C. Schindlers Ansicht nach bescheiden.

STRASSER (2008) untersuchte mit Hilfe detaillierter geophysikalischer und geotechnischer Methoden, Kernbohrungen und Altersbestimmungen mit der ^{14}C -Methode in spät- und nacheiszeitlichen Profilen Spuren von Sedimentationsstörungen. Aufgefundene Rutschhorizonte erklärte er sich in Übereinstimmung mit ähnlichen Untersuchungen im Vierwaldstättersee durch Erdbeben ausgelöst, wobei er drei Ereignisse datieren konnte:

1. 2,147–2,257 ka cal. Jahre BP (Holozän)
2. 11,350–11,716 ka cal. Jahre BP (nahe Grenze Holozän–Spätes Pleistozän)
3. 13,700–13,988 ka cal. Jahre BP (Bölling-Interstadial)

STRASSER (2008) verbindet das älteste der drei Beben mit der Seespiegelabsenkung und vermutet, dieses könnte allenfalls einen Tsunami ausgelöst haben. Die Magnitude dieses Bebens schätzt er auf 6,8–7,0. Die von M. Strasser erwähnten kräftigen Erdbeben und Rutschspuren in Sedimenten sind sehr viel älter als die von SCHINDLER (1976) kartierten, oberflächennahen Rutschungen aus dem 19. und 20. Jahrhundert, welche grösstenteils gut bekannt und historisch belegt sind. Als Alternative zu einem Beben als Ursache der Flutwelle könnte man auch an einen Bergsturz in den spätglazial viel grösseren Zürichsee denken; insbesondere jener von Planggen–Klöntal (SCHINDLER 2004), welcher im Spätglazial bei Netstal den See erreichte, käme in Frage.

Nach der Absenkung des Seespiegels erschien eine ausgedehnte Landfläche, überspült durch einen seichten See, welcher häufig den Fuss der ansteigenden Hügel erreichte. Wellenschlag und Strömungen begannen die Unebenheiten des Untergrunds auszugleichen und erodierten lokal basalen Faulschlamm und die obersten groben eiszeitlichen Seeablagerungen (SCHINDLER 1981). Dort sind auch die rekonstruierten Spiegel des Zürichsees dargestellt, welche jährliche Schwankungen aufweisen, zusätzlich aber auch einen allmählichen Höherstau durch eine massive Schotterzufuhr der Sihl ins Gebiet des heutigen Hauptbahnhofs zeigen. In den Extremwerten dürfte der Seespiegel zwischen 403,5 und 408 m ü.M. variiert haben.

Probleme bei der Theorie eines katastrophalen Seeausbruchs

NACH SCHINDLER (u.a. 1971, 1973, 2004) haben die Endmoränen von Zürich den späteiszeitlichen Zürichsee bis auf die Kote ca. 417 m ü.M. aufgestaut. Als Hauptargument dafür sind vor allem die Delta- und Übergusschichten mit See- spiegeln von ca. 417 m ü.M. bei Hurden, Reichenburg und Schänis zu nennen.

Bei dem Versuch, die «Katastrophentheorie» zu untermauern, glauben, wie weiter oben beschrieben, STRASSER et al. (2008) im Zürichsee Hinweise auf ein ausgedehntes Rutschereignis in den Seesedimenten (sogenannter E-Horizont) gefunden zu haben, welches durch ein Erdbeben der Magnitude 6,8–7,0 ausgelöst wurde und, evtl. in Verbindung mit einem Tsunami, den Zürcher Hauptmoränen- wall Z_{IV} zerstört haben könnte. Sie datieren dieses Ereignis auf ca. 13,7 ka BP. Nach diesem Befund müsste der Z_{IV} -Damm (Alter ca. 17 bis 18 ka) den See gut 3000 bis 4000 Jahre auf der Höhe von ca. 417 m ü.M. gestaut haben.

*Situation im äusseren Vorfeld der Z_{IV} -Endmoräne im potentiellen Ablage-
ungsraum der Dammbruchsedimente*

Im äusseren Vorfeld der Zürcher Z_{IV} -Endmoräne – insbesondere im Gebiet Hauptbahnhof–Sihlquai bis Stauffacher – sind in Baugrundbohrungen unter den Sihl-Schottern verbreitet Sedimente beschrieben worden, die mit Begriffen wie «moränenartig», «verschwemmte Moräne», «verschleppte Moräne» oder «moränen- artige Murgang-Ablagerungen» versehen wurden. In diesen «RM deposits» (re- worked moraine) sehen STRASSER et al. (2008) das beim katastrophalen Dammbruch erodierte und hier deponierte Material. Bei der Interpretation von Bohrbefunden ist aber Vorsicht geboten. Die Erfahrung und der Vergleich vieler Bohraufnahmen zeigen, dass gletschernae Sedimente wenig «reif» sind und vergleichsweise häufig weiche, mergelige Blöcke enthalten, die beim Bohren zu «moränenartigem Binde- mittel» zerrieben werden. Ein diesbezüglich schönes Beispiel war beim Bau der Zürcher S-Bahn im Bereich des Antonius-Schachtes an der Aussenseite der Hohe- Promenade-Moräne (Wall Z_{IV}) zu sehen. Bei den Voruntersuchungen auf der Basis von Bohrungen wurden die dortigen Sedimente über der vom Gletscher hart vor- belasteten Grundmoräne meist mit Begriffen wie Obermoräne oder verschwemmte Moräne bezeichnet. Der Schachtaushub hat dann gezeigt, dass es sich dort eindeutig um groben Gletscherbachschutt mit grossen Molassemergelblöcken handelt, aus denen beim Zerbohren dann das moränenartige Zwischenmittel künstlich erzeugt worden ist.

STRASSER et al. (2008, Fig. 3) haben als Ablagerungsgebiet der bis 30 und mehr Meter dicken Seeausbruchsedimente vor allem das Gebiet des Hauptbahnhofs angenommen. Der Baugrundbefund diverser Grossprojekte – zum Beispiel Bahnhof Museumstrasse und S-Bahn, SBB-Durchmesserlinie – widerspricht dem eindeutig. Dort sind, wie auf S. 96 schon beschrieben, über vom Gletscher hart vorbelasteten Seeablagerungen Deltakiese mit zugehörigen Übergusschichten bei einem Spiegel

des «Schlierensees» bei Kote ca. 398–400 m ü.M. nachgewiesen. Auch Hinweise auf tiefe Kolke, die beim Seeausbruch hätten entstehen können und die als Ablagerungsort für diese RM-deposits gedient haben könnten, hat der Baugrundbefund nicht ergeben. Angesichts der von M. Strasser im Zusammenhang mit dem Seeausbruch postulierten Wassermengen von einigen 1000 bis gegen 20000 m³/s würde auch ein so nah zum Z_{IV}-Damm gelegenes Ablagerungsgebiet überraschen, naheliegender wäre eine Ausbreitung des Ausbruchmaterials im Bereich des gesamten «Schlierensees» (wenn es diesen zu diesem Zeitpunkt überhaupt noch gab), wenn nicht sogar weiter limmatabwärts.

Situation im Bereich der Endmoräne von Zürich (Z_{IV})

Die Endmoräne Z_{IV} von Zürich ist wohl nur noch im Bereich Ulmberg (Ostseite um 435 m ü.M., Kantonsschule Freudenberg z.T. nur um 425 m ü.M.), Hohe Promenade (um 435 m ü.M.) und Lindenhof (max. 428 m ü.M.) mehr oder weniger in ihrer ursprünglichen Höhe vorhanden. Beim Hügel des alten botanischen Gartens (428 m ü.M.) handelt es sich wohl eher um ein Erosionsrelikt, noch viel mehr gilt dies für den um 1909 abgetragenen St.-Anna-Hügel (BECK 1915). HUBER (1938) nimmt auch an, dass Teile des Walls durch Erosion der Sihl zerstört worden sind. Damit die «Katastrophentheorie» zutreffen kann, muss der Wall jedenfalls überall höher als Kote 417 m ü.M. gewesen sein.

Im weiteren ist davon auszugehen, dass der bei Zürich stirnende Gletscher mindestens ein Gletschertor aufgewiesen haben wird, das erstaunlich hoch (Kote >417 m ü.M.) gelegen haben muss. C. Schindler sieht das Hauptgletschertor im Bereich der heutigen Limmat. Mehrere Gletschertore in wechselnder Position wären bei Annahme grösserer Pendelbewegungen der Gletscherstirn aber ebenfalls vorstellbar. Wie eine Baugrunduntersuchung (DR. VON MOOS AG 1980) im Bereich Brandschenkestrasse–Flössergasse an der Aussenseite des Ulmberg-Moränenwalls gezeigt hat, könnten im Wallbereich auch Toteiskörper als Schwachstellen eine Rolle gespielt haben.

SCHINDLER (1971) hat, wie erwähnt, durch eine Analyse einer Vielzahl von Bohrungen gezeigt, dass die im Zuge seines postulierten Seeausbruchs in den Wall erodierten vier Rinnen mit Kote 402 m ü.M. eine überraschend einheitliche Tiefe aufweisen. Der Spiegel des «Schlierensees» lag in seiner Frühphase im Vorfeld des Z_{IV}-Walls bei Kote ca. 400 m ü.M., was gut zu diesen Koten von 402 m ü.M. der Ausflussrinnen passen würde, wenn man von mehreren so tiefen Gletschertoren im Z_{IV}-Damm ausgehen würde.

Situation im intramoränischen Seebereich

Je länger der Seespiegel beim Abschmelzen des Gletschers auf der Kote 417 m ü.M. verharret hätte, desto eher müssten im heutigen Uferbereich Seesedimente und strandterrassenartige Formen zu finden sein. Dass dies nicht in nen-

nenswertem Mass der Fall ist, wird auch von GUBLER (2009) für das Gebiet von Blatt Albis festgestellt. Auch beim genaueren Studium der zahlreichen Schwemmkegel in den See findet man kaum Hinweise auf die hohen Seespiegel. Rammdiagramme im Bereich Hornbachdelta, Küsnachter Delta oder Meilener Delta sprechen alle für Seespiegel unter Kote 410 m ü.M. und damit für eine eher kurze Dauer möglicher hoher Seespiegel, wie sie bei Hurden oder Reichenburg dokumentiert sind.

Nicht zu vernachlässigen bei Fragen der Damstabilität sind auch die massiven Wassermengen, die in der Rückschmelzphase des Gletschers, vor allem in den Sommermonaten, anfallen können. Nach U.Jörin (Dr.von Moos AG) ist bei den Spitzenabflüssen in den Sommermonaten für den Linth-Rheingletscher (Eisschmelze u. Regen) mit Werten um $600 \text{ m}^3/\text{s}$ zu rechnen, was in etwa einem heutigen HQ-100 der Limmat bei Baden entspricht. Solche Abflusswerte gelten allerdings erst von dem Zeitpunkt an, als der Gletscher hinter die Schwelle von Hombrechtikon zurückgeschmolzen war; vorher erfolgte noch ein Teilabfluss über das Glatttal. Auch die Rolle der Sihl ist bei solchen Betrachtungen zu berücksichtigen.

Ähnliche Gedanken hat sich KELLER (2013) für die Reuss bei Luzern gemacht. Ein 100-jährliches Hochwasser der Reuss berechnet er dort zu $433 \text{ m}^3/\text{s}$, während beim Abschmelzen des Gletschers von sommerlichen Schmelzwassermengen von ca. $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ auszugehen ist. KELLER (2013) weist auch darauf hin, dass durch die Entleerung von sub-, rand- oder supraglazialen Eisstauseen über Stunden oder Tage noch viel grössere Wassermengen als die oben angegebenen $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ möglich bis wahrscheinlich sind.

Die angeführten Argumente und Hinweise sollen zeigen, dass die Theorie eines katastrophalen Seeausbruchs auch einige kontroverse Fragen aufwirft, die beim heutigen Kenntnisstand nicht beantwortet werden können. Solange die hohen Seespiegel bei Hurden, Reichenburg und Schänis eher für einen einheitlichen Spiegel des späteiszeitlichen Zürichsees bei Kote ca. 417 m ü.M. sprechen und nicht durch lokale Gegebenheiten, zum Beispiel durch unterschiedlich rasches Abschmelzen des Eisstromes erklärt werden können, hat die «Katastrophentheorie» durchaus ihre Vorzüge. Die Annahme von STRASSER (2008), dass das von ihm postulierte Erdbeben vor 13,7ka der Auslöser des katastrophalen Seeausbruches gewesen ist, erscheint aber spekulativ und vom späten Zeitpunkt her gesehen problematisch.

Holozän

Holozäne Sedimente im Zürichsee und Umgebung

Im Sommerhalbjahr fällt viel Kalzit in Form poröser, leichter, blumenkohlar-tiger Partikel von Siltgrösse aus, welche sich wie Schnee auf dem Seegrund abset-

zen (Seekreide, Fig.30). Da sich an den Kontaktflächen die Einzelkörner ohne Zementbildung berühren, kann die Struktur der Seekreide durch Überschlüttungen oder Erschütterungen (Pfählungsarbeiten, Erdbeben usw.) schlagartig zusammenbrechen. Diese Gefahr des Strukturzusammenbruchs war wohl auch schon den ersten Pfahlbauern bekannt: Lässt man sich beim Rammen Zeit, sodass das Porenwasser abfliessen kann, dann wird der Pfahl tragfähig.

Die kleinen leichten Seekreideplättchen werden durch den Wellenschlag leicht aufgewirbelt und umgelagert, weshalb zum Beispiel vor Wollishofen ausgedehnte Plateaus von bis zu 15 m mächtiger Seekreide gebildet wurden (SCHINDLER 1976). Bei sommerlichen Gewittern können die Bachzuflüsse auch beträchtliche Mengen an Schlamm führen, welcher sich im Seewasser gleicher Dichte einschichtet und durch horizontale Strömungen verfrachtet lange Zeit in Schwebe bleiben kann. Dementsprechend ist die Seekreide unterhalb einer Wassertiefe von ca. 12 m oft stark mit Ton und Silt durchsetzt. Sinkt der Kalkgehalt unter 25 %, dann spricht man von «seekreideähnlichen Sedimenten», deren geotechnische Eigenschaften aber ähnlich problematisch wie jene von Seekreide bleiben (GYGER et al. 1976).

Schwemmkegel und Deltaschüttungen im Zürichsee

Von den in den Zürichsee mündenden Bächen haben im Gebiet von Blatt Zürich nur der Hornbach und – vorübergehend im frühen Holozän – die Sihl grössere Schwemmkegel und Deltas geschüttet. SCHINDLER (1971, 1973, 1974) hat sich auf der Basis zahlreicher Bohrprofile mit deren Aufbau befasst. Die Hauptergebnisse sollen im Folgenden kurz zusammengefasst werden.

Sihldelta

Bereits ESCHER & BÜRKLI (1871) erkannten, dass die Sihl nicht nur im Limmatal mächtige Sedimente deponiert hat, sondern zeitweise auch einen Schuttfächer durch die Lücken im Z_{IV} -Moränenwall gegen den See geschüttet hat (Schüttungsphase 7 auf Taf. VII). Diese Auffassung geriet in Vergessenheit, bis sie von HUBER (1938) wieder aufgegriffen wurde. Heute ist dieses Delta infolge der dichten Überbauung und mächtiger künstlicher Aufschüttungen aber kaum noch zu erkennen. Seine Unterlage besteht aus eiszeitlichen Seeablagerungen, welche zumindest südlich des Bleicherwegs von basalem Faulschlamm bedeckt sind. Die Mächtigkeit der kiesig-sandigen Sihlablagerungen darüber schwankt zwischen 7 m und 25 m, ihre Korngrösse nimmt gegen oben und gegen den Zürcher Moränenwall hin generell zu. Wie Aufschlüsse zeigten, lag der Seespiegel bei der Schüttung des Schwemmkegels bei Kote ca. 403,5 m ü.M. Es zeichnet sich eine grobe Zweiteilung des Deltas ab (SCHINDLER 1971). Das westliche Teildelta hat seine Wurzel in einer Sihlrinne im Bereich der Flössergasse und reichte ca. bis zur Linie Kongresshaus–Palme am Bleicherweg. Seewärts davon sind die Sihlsedimente über kurze Distanz von mäch-

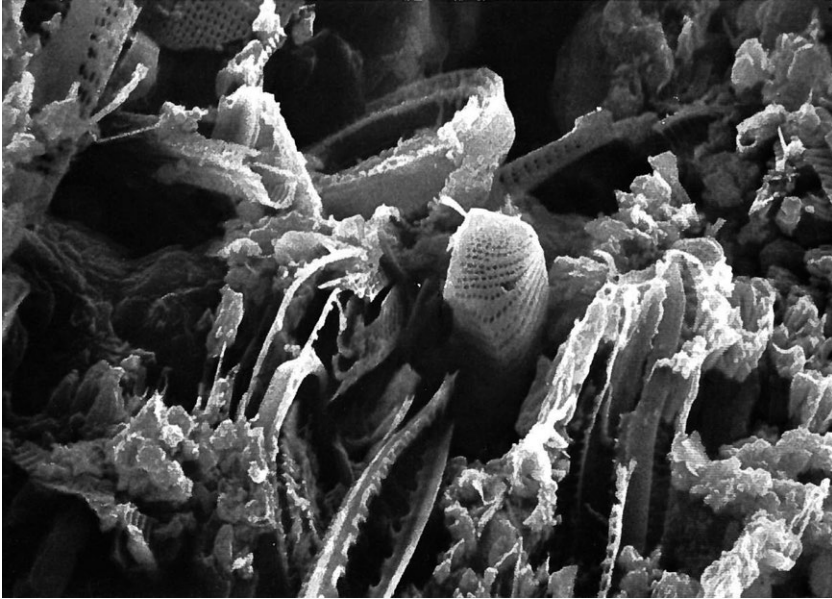


Fig. 30: Seekreide vom Grund des Zürichsees mit typisch lockerem Gefüge in ca.4000-facher Vergrösserung. Foto chemisch-mineralogische Arbeitsgruppe IGB ETH Zürich 1973.

tiger werdender Seekreide bedeckt, sodass von einem Alter des Schwemmkegels zwischen basalem Faulschlamm und Seekreide auszugehen ist. Im Gebiet der Enge westlich dieses Teilbeckens bestand zu dieser Zeit eine sumpfige Bucht mit Lehm, Torf und Seekreide, welche wegen ihrer Nässe früher als «Venedigli» bezeichnet wurde. Im östlichen, wahrscheinlich etwas jüngeren und tendenziell eher feinkörnigeren Teildelta hat die Sihl – vermutlich ausgehend von der Lücke im Z_{IV} -Wall zwischen dem alten Botanischen Garten und dem St.-Anna-Hügel – Material bis gegen die Limmat und sogar bis in das Gebiet der Wasserkirche geschüttet und eventuell sogar die Limmat zeitweise etwas gestaut. Auch hier grenzt ein schmaler Seekreidegürtel an das Delta, und als Bedeckung ist unter den künstlichen Auffüllungen z.T. eine dünne Schicht jüngerer Seekreide zu finden. Ein Arm der Sihl erreichte vor und während der Römerzeit das Gebiet des Münsterhofs und mündete etwas südlich des heutigen Fraumünsters in die Limmat (s. Kap. Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente).

Der genaue Zeitpunkt und die Gründe, weshalb die Sihl – oder war es doch nur ein Teil des Flusses? – plötzlich den Durchbruch durch den Z_{IV} -Moränenwall

fand und wann und warum dieser Bachlauf seinen natürlichen Weg ins Limmattal wieder einschlug, ist weitgehend unklar.

Hornbachdelta

Der Weren- und der Elefantenbach, die sich im Gebiet der Burgwies zum Horn- oder Wildbach vereinigen, haben den im Gebiet von Blatt Zürich grössten Schwemmkegel in den See hinausgeschüttet. Dieser lässt sich grob in zwei Zonen gliedern (SCHINDLER 1973, 1974). Wie beim Sihldelta besteht der innere, talflanken-nahe östliche Teil vorwiegend aus Kiessand und Sand, die bis gegen 30 m mächtig werden können. Der alte Seespiegel als Grenze zwischen Überguss- und Deltaablagerungen liegt etwa auf dem Niveau des heutigen Zürichseespiegels. Im äusseren, ca. 200 bis 300 m breiten seewärtigen Landstreifen sind die Verhältnisse deutlich komplizierter, weil dort viel organisches Material bis hin zu Torflagen und eine Verfingerung mit Seekreide und faulschlammigen Sedimenten auftritt, sodass ein tückischer Baugrund vorliegt. Gegen den See hin gehen die Bachsedimente sukzessive in weichen Seebodenlehm, Seekreide und Faulschlamm über (SCHINDLER 1974, Taf. III). Im Gegensatz zum Sihldelta dauert die Sedimentation von Bachschutt in den See beim Hornbach heute noch an, auch wenn er infolge der massiven Verbauungen auf seinem Schwemmkegel nicht mehr pendeln kann.

Rutsch- und Sackungsmassen

Zürich-Leimbach

Bei Mittelleimbach ist im Grenzgebiet zwischen den Kartenblättern Zürich und Albis eine grosse Rutsch- und Sackungsmasse (Volumen bis gegen 20 Mio. m³) zu finden, die sich auf einer Breite von ca. 800 m aus der östlichen Albisflanke gelöst hat (s. GUBLER 2009, S. 57). Eine Detailkartierung der Rutsch- und Sackungsmasse findet sich in DR. VON MOOS AG (1968). Da viele Bauten von Leimbach auf bzw. in der Rutsch- und Sackungsmasse fundiert sind, werden seit Jahrzehnten mehrere Messstellen nach Lage und Höhe überwacht.

Im Kataster Naturgefahren/Massenbewegungen des Tiefbauamts der Stadt Zürich ist das Gebiet als «Permanente Rutschung Leimbach» erfasst. Wie bei den Überlegungen zum Alter der Lockergesteine im Gebiet von Mädikon auf dem Albisgrat im südlichen Randbereich von Blatt Zürich (S. 73) schon angesprochen, ist es wahrscheinlich, dass die Sackung auch noch Teile des eiszeitlichen Albisgrates miterfasst hat (SCHINDLER 1973, Fig. 3), dieser also vor dem Ereignis dort einige Zehnermeter höher gewesen sein könnte. Die Rutsch- und/oder Sackungsmasse Mittelleimbach weist, wie eine Vielzahl von Sondierbohrungen und Baggerschächten zeigen, einen ziemlich heterogenen Aufbau auf.

Neben verwitterten und oft verlehmteten Felspaketen mit einer Dicke von z.T. Dutzenden von Metern finden sich in wirrem Durcheinander mit Grobkomponen-

ten durchsetzte lehmige Sedimente teils moränenartiger, teils hangschuttartiger Zusammensetzung. Dieser komplexe Aufbau vermittelt den Eindruck, dass sich die Rutsch- und Sackungsmasse nicht als einzelnes Grossereignis aus der Albisflanke gelöst hat, sondern in mehreren Einzelereignissen als Kombination von Felssackungen mit murgangartigen Lockergesteinsströmen entstanden ist. Die Dicke der Rutsch- und Sackungsmasse liegt in Bohrungen mehrheitlich um 30–50 m, könnte lokal aber deutlich grösser sein. Ihre obersten 10 m sind lockerer gelagert als der tiefere Teil, in den Baugrundgutachten ist dort oft von labiler Rutschmasse die Rede. In den Geländedepressionen ist auch immer wieder weiches, feinkörniges Schwemmmaterial anzutreffen. Zum Alter der Rutsch- und Sackungsmasse Mittelleimbach liegt eine ^{14}C -Datierung vor. Roger Rey (Dr. von Moos AG) hat im November 2000 in einer Bohrung an der Klebestrasse in Leimbach (Koord. 2681.211/1242.019, Höhe 504,95 m ü.M.) in ca. 14,5 m Tiefe, in hangschuttartigen Lockergesteinen Holzreste gefunden, die analysiert wurden und ein kalibriertes Alter von $13,5 \pm 0,350 \text{ ka cal BP}$ ergaben (schriftl. Mitt. F. Dappler, Univ. Freiburg, an R. Rey vom 8.3.2002). Da die Probe relativ oberflächennah aus der Rutsch- und Sackungsmasse entnommen wurde, könnten deren tiefste Schichten noch etwas älter sein, wenn man, wie oben beschrieben, von einer sukzessiven Anhäufung der Massen ausgeht. Das Alter von ca. 13,5 ka entspricht ungefähr dem Alter der ältesten Föhrenstrünke, die im Bereich Gänziloo und Binz unter dem «Uetliberglehm» gefunden wurden (s. S. 110).

Eine Reihe von Bohrungen hat die Rutsch- und Sackungsmasse durchteuft und darunter einen Schotter angetroffen, der mit dem Sihl-Schotter im Sihltal zu parallelisieren ist, wobei seine Oberkante, die teilweise über 440 m ü.M. liegt, durch die Sackungsmasse etwas gestaucht sein könnte. Die Unterlage der bis 10 m oder z.T. auch etwas mächtigeren Schotter besteht interessanterweise praktisch nirgends aus Molassefels, sondern aus Moräne oder genetisch schwer definierbaren Lockergesteinen, was bei Überlegungen zur Entstehungsgeschichte des Sihltals nicht unwesentlich ist.

Zürichberg-Westhang im Bereich Freudenberg–Susenbergstrasse

Am Zürichberg-Westhang ist in der geologischen Karte ein grösseres Rutschgebiet dargestellt. Bei HEIM (1932) findet sich der Hinweis, dass dort in der Neujahrsnacht 1769/1770 das Gebiet südlich des Rigiblicks bis über Hinterberg-Fluntern und von 550 bis über 620 m Höhe durch eine Schuttrutschung verwüstet wurde. Dieses früher von Bauwilligen gemiedene Gebiet wurde später in zunehmendem Mass überbaut, wobei bald Bauschäden zu beobachten waren, wie es Alb. Heim auch vorausgesagt hatte. Detaillierte Baugrunduntersuchungen zeigten seitdem, dass dort nicht nur die Deckschichten, sondern auch die Moräne selbst und auch Teile des unterlagernden Molassefelses, teils in Form versackter, teils vom Gletscher dislozierter Felspakete, in die Rutschbewegungen involviert sind, sodass

Rutschmächtigkeiten von 10 und mehr Metern zu beobachten sind. HEIM (1932, S. 31f.) weist auch darauf hin, dass in einem für ein projektiertes Reservoir ausgeführten Probeschacht östlich von Rigiblick in 8 m Tiefe die Molasse angetroffen wurde. Diese wurde von tonigem Schutt überlagert, darüber fand sich eine scharfe Rutschfläche und über dieser, «durcheinander geworfen und eingeknetet in Grundmoräne», eine Menge von «starken Baumstämmen (Föhre, Fichte, Eiche, Buche, Ahorn)». Die Lage mit den Baumstämmen war ca. 2 m mächtig. Auf die datierten Proben in einer Bohrung an der Susenbergstrasse, die im Rutschgebiet liegt, wurde auf Seite 61 eingegangen.

Weitere grössere Rutschgebiete finden sich an den Hängen zwischen Triemli und Albisrieden, im Reppischtal unterhalb von Birmensdorf oder am Altberg-Südhang.

Uetliberg

Bis in die jüngste Zeit kommt es regelmässig zu kleineren und grösseren Rutschungen am Uetliberg und entlang des Albisgrates. Besonders betroffen ist das Gemeindegebiet von Stallikon, wo es alleine infolge massiver Regenfälle im Mai 1999 zu über 20 Rutschereignissen, 6 Strassenbeschädigungen und 2 Beschädigungen von Fundamenten von Wohnhäusern kam (SIEBER 2000). Diese Rutschungen treten vor allem in angewitterten mergelreichen Molassezonen auf und dürften jeweils durch Starkniederschläge nach regenreichen Phasen ausgelöst werden.

Erosion an den Talhängen (Tobelbildung)

Die am weitesten verbreitete Erscheinung der spätglazialen und holozänen Erosion sind die zahlreichen Tobel, die sich in die Talhänge des Zürichsee-Limmattales, des Reppisch- und des Glatttales eingeschnitten haben. Auch wenn ihre heutige Erosionsleistung infolge Bachverbauung und Eindolung (v.a. im Stadtgebiet) stark reduziert worden ist (s. dazu die Daten in JÄCKLI 1989), kann kein Zweifel darüber bestehen, dass sie während des gesamten Postglazials kontinuierlich weiter erodiert worden sind. Die Eintiefung der meisten Tobel dürfte sich überhaupt ausschliesslich auf das Spät- und Postglazial beschränkt haben, denn ausser den oben erwähnten präletzzeitlichen Tobeln von Küsnacht und vom Dolder, die heute grösstenteils mit eiszeitlichen Ablagerungen verfüllt sind, kann für die meisten Tobel ein sehr junges Alter angenommen werden. So berechnete A. Escher in ESCHER & BÜRKLI (1871), ausgehend von seinen über einen Zeitraum von 35 Jahren angestellten Beobachtungen des erosiven Rückschreitens eines kleinen Wasserfalls aus Molassesandstein im Zürcher Hornbach, ein mittleres Rückschreiten von 0,2 m pro Jahr. Die grösste Erosionsleistung dürfte jeweils während Hochwasserereignissen anfallen. Alb. Heim und A. Wettstein (in WETTSTEIN 1885) konnten im Oberlauf des Wolfbachs während des Hochwassers vom 3. und 4. Juni 1878 beobachten, dass sich der Bach im Laufe eines einzigen Tages

um 1,5 m in hart gelagerte Moräne eingeschnitten hatte. Abschätzungen der holozänen Erosionsleistungen einiger Bäche auf dem Gebiet von Blatt Zürich haben JUNG (1969) und JÄCKLI (1989) gegeben. Eine auffällige und bislang kaum gewürdigte (mit der Ausnahme der Kartierung des Gebiets von Blatt Albis durch T. Gubler) Erscheinung sind reliktsch erhaltene Felsterrassen an den Abhängen der grösseren Tobel. Sind diese Felsterrassen (Gehängeverflachungen) von charakteristischem Bachschotter bedeckt, so ist die Interpretation als ehemaliger Talboden des Tobels gerechtfertigt. Solche Bachschotterrelikte sind besonders gut im Küsnachter Tobel zu beobachten.

Für gewisse Tobel und Tobelabschnitte im Gebiet von Blatt Zürich ist ein spätglaziales Alter wahrscheinlich. Im Abschnitt «Das Entwässerungssystem am rechten Talhang zwischen Forch und dem Stadtgebiet während der Zürich-Stadien» (S. 99) wurden diverse Bachläufe als Schmelzwasserrinnen gedeutet, die während der Rückzugsstadien aktiv waren. Ein weiteres diesbezüglich instruktives Beispiel ist der tief eingetiefte Holderbach bei Zürich-Affoltern (Tobelholz), der für den ausgedehnten Schwemmkegel von Zürich-Affoltern (weit grösser als auf der Karte dargestellt) verantwortlich ist. Das heutige Einzugsgebiet dieses Bachs – die Geländeverflachung der ETH Hönggerberg sowie Teile des Hönggerberges selbst – ist ziemlich klein und flach strukturiert. Mit den heutigen Abflussmengen kann das tiefe Tobel kaum erklärt werden. Vermutlich erfolgte die Haupteintiefung des Tobels als Schmelzwasserrinne während des Rückzugsstadiums von Schlieren. Wie aus der Karte der Gletscherstände (Taf. VII) hervorgeht, scheint die Annahme eines Gletschertores im Raum Berg (Höngg) plausibel, und die Wassermassen aus diesem Tor könnten gut die Eintiefung des Holderbaches erklären.

Weitere Beispiele für glaziale Schmelzwasserrinnen sind die beiden sehr scharfen und tiefen Erosionskerben nordwestlich des Schlachtendenkmals auf dem Zürichberg.

Bachschuttkegel, Schwemmfächer

Bachschuttkegel haben sich seit dem Eisfreiwerden der Talböden und des Zürichseebeckens am Ausgang der meisten Tobel gebildet. Die lakustrischen Deltabildungen wurden auf Seite 119 besprochen. Nennenswerte Bachschuttkegel treten im Gebiet von Blatt Zürich besonders entlang des Limmattales (so z.B. bei Weiningen und Dietikon), des Furttales (Holderbachkegel von Zürich-Affoltern) sowie des Glatttales auf. Dort sind vor allem die Schuttkegel des Sagentobels, des Chirchbachs und des Schlosstobels (Dübelstein) südwestlich von Dübendorf hervorzuheben (s.a. JUNG 1969). Abgesehen von Bohrungen und sonstigen punktuellen Sondierungen ist die Kenntnis des Aufbaus dieser Kegel mangels guter Aufschlüsse beschränkt. Im Unterlauf des Chirchbachs bei Gockhausen kam es infolge starker Abholzung sowie Unwettern im Oberlauf in den 1990er-Jahren zu verstärkter erosiver Eintiefung des Bachs in seinen eigenen Schwemmkegel. Auf ca. 465 m ü.M. konnte im Sommer

2005 folgendes Profil aufgenommen werden (von oben nach unten, Aufnahme D. Letsch):

100 cm	weisslicher kalkiger Silt, mit alpinen und lokalen (Molasse-)Geröllen, z.T. von Kalk überkrustet
6 cm	dunkler, bräunlicher Ton mit zahlreichen Schneckenschalen und Stengeln von ?Süsswasseralgen
40 cm	grauer toniger Silt mit sandigen und kalktuffartigen Beimengungen, selten Schneckenschalen
30 cm	grauer, im feuchten Zustand fast schwarzer Ton mit alpinen und lokalen Geröllen und viel organischem Material
Basis:	grauer toniger Silt mit Blöcken aus alpinem und Molassematerial (Moräne)

Dieses Profil zeigt exemplarisch die im Detail ziemlich erhebliche Komplexität im Aufbau der Bachschuttkegel. Typisch dürfte der Wechsel aus kalkig-tonigem Silt mit vereinzelt Steinen und dunklem Ton, der reich an organischer Substanz ist, sein. Ersterer repräsentiert den normalen Bachschutt, den man in Bächen zu erwarten hat, die grossenteils in feinkörnigen Molasseablagerungen eingetieft sind. Die dunkleren und feinkörnigeren Tonlagen sind auf temporär vernässte Uferbereiche ausserhalb des aktiven Gerinnes zurückzuführen.

Kalktuff (Kalksinter)

An Quellaustritten kommt es häufig zu Kalkausfällungen, die durch pflanzliche Aktivität (Photosynthese, v.a. durch Moose) begünstigt werden. Die anfangs stets sehr poröse Kalkmasse (Kalktuff) kann sich mit der Zeit zu einem steinharten, sehr dichten und beigen Gestein entwickeln, was allerdings eher selten vorkommt. Genügend harter und dichter Kalktuff wurde im 19. Jahrhundert vereinzelt gebrochen und zu Bauzwecken verwendet (WETTSTEIN 1885). Häufiger sind allerdings poröse Gebilde, die zahlreiche pflanzliche Materialien (Moose, Laubblätter, Hölzer, Schneckenschalen usw.) enthalten und meist eine charakteristische kegelförmige Geometrie (Kalktuffkegel) aufweisen. Die meisten dieser Kegel sind noch im Wachstum begriffen und können mit einem bestimmten Quellaustritt in Verbindung gebracht werden. Es treten aber auch Kegel auf, die nicht mehr mit einer aktiven Quelle in Beziehung gebracht werden können und offenbar inaktiv sind. Isotopengeochemische Untersuchungen an Kalktuffen aus der weiteren Umgebung von Zürich (LETSCH 2014a) weisen darauf hin, dass alle beprobten Kalktuffe (sowohl poröse als auch sehr harte Varianten von aktiven und inaktiven Kegeln) sich unter heutigen klimatischen und meteorologisch-hydrologischen Bedingungen gebildet haben müssen. Ein holozänes Alter darf daher für die meisten Kalktuffvorkommen im Gebiet von Blatt Zürich angenommen werden. Einige Kalktuffvorkommen von geringerer Ausdehnung sind auf der Karte verzeichnet. Das einzige nennenswerte grössere Vorkommen ist die Lokali-

tät Moos bei Schlieren (Koord. 2677.000/1250.000), das bereits von WETTSTEIN (1885) erwähnt und kartiert worden ist.

Sturzblöcke, kiesiger Hangschutt

Eigentliche Bergsturzablagerungen treten im Gebiet von Blatt Zürich fast nur in Zusammenhang mit unzureichend verkitteten Glazialschottern auf. Auf der Karte wurden lediglich Sturzblöcke von Höherem Deckenschotter am Uetliberggipfel ausgeschieden (s.a. die Abbildung in JÄCKLI 1989, S. 54). Zahlreiche, teils sehr beachtliche Sturzblöcke aus Wulp-Schotter (LETSCH 2012) sowie ausgedehnte kiesige Schuttschürzen und Hangschuttablagerungen (auf der Karte fälschlicherweise als Hanglehm dargestellt) finden sich im Küsnachter Tobel östlich von Itschnach. Ein 250 Tonnen schwerer Sturzblock führte am 23. April 2013 zu erheblichen Verwüstungen (u.a. einem zerstörten Quellschacht einer Wasserfassung) im Tobel und fand sogar Widerhall in der regionalen und nationalen Presse (Fig. 31).

«Anthropozän» (der Mensch als geologischer Faktor)

Im jüngsten, einige 100 Jahre dauernden Zeitabschnitt der Erdgeschichte, begann der Mensch als geologischer Faktor massgeblich in das geologische Geschehen einzugreifen und geomorphologisch relevante Terrainveränderungen vorzunehmen.

Neben den grossen Geländenarben, welche durch Materialentnahmen entstanden sind (z.B. die zahlreichen Kiesgruben oder die ausgedehnten Lehmgruben in der Binz), sind die Auswirkungen menschlicher Eingriffe am besten im Bereich des Seeufers zu erkennen.

Das Seeufer hat seine Form seit seiner Besiedelung in den ersten Jahrtausenden vor Christus mehrmals geändert. Bis ins Mittelalter wurden solche Änderungen ohne menschliches Zutun allein durch Seespiegelschwankungen und durch Auflandungsprozesse bewirkt. SCHINDLER (1971, 1973, 1974, 1981, 1982) beschreibt diese Seespiegelschwankungen im Detail, und WILD (2008) präsentiert mit «Zürcher City unter Wasser» eine illustrierte Zeitreise über die letzten 3000 Jahre Seeuferentwicklung.

Demnach lag in römischer Zeit der Seespiegel mit 403,5 m ü.M. so tief, dass der Grosse und der Kleine Hafner als Inseln aus dem See ragten. Auf dem Grossen Hafner wurden im Jahr 2000 sogar Spuren eines römischen Tempels gefunden. Ein Arm der Sihl («wilde Sihl») mäandrierte bis zum Münsterhof und lagerte dort Kies ab.

In spätrömischer Zeit und im Frühmittelalter stieg der Seespiegel wieder an, und während Jahrhunderten entstand im Gebiet des Münsterhofes eine Schicht mit feinkörnigen Schwemmassablagerungen. In karolingischer Zeit muss sich der Seespiegel wieder soweit abgesenkt haben, dass der Münsterhof weitgehend tro-



Fig. 31: Sturzblock («Drachenkopf») im Küsnachter Tobel (Koord.2688.580/1242.290). Foto P.Haldirmann 2015.

cken lag; im Jahr 853 wurde hier ein Vorgänger der Fraumünsterkirche errichtet (s. Kap. Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente). Seither dürfte der Seespiegel etwa auf heutigem Niveau verharret haben. Er wird heute durch das Wehr am Letten künstlich reguliert und möglichst auf Kote 406 m ü.M. konstant gehalten.

Das Seeufer blieb durch das ganze Mittelalter bis ins 19. Jahrhundert ein versumpftes, schwer zugängliches Gebiet, die Uferlinie verlief im Gebiet von Dreikönigstrasse–Gotthardstrasse–Börsenstrasse (s. Murerplan 1576 in DÜRST 1997), und die Rathausbrücke (Gemüsebrücke) war der einzige Flussübergang. Die wichtigsten baulichen Eingriffe am Seeufer waren die im 13. Jahrhundert errichteten Befestigungsbauten wie das Bauschänzli, der Schanzengraben oder der Fröschengraben sowie die Hafenanlagen am Stadelhofen (JÄCKLI 1989).

Erste Bestrebungen, dem See durch Uferschüttungen Land abzurufen, wurden zu Beginn des 19. Jahrhunderts umgesetzt, als der Limmatquai durch Schüttungen befahrbar gemacht wurde und vom Hechtplatz bis zum Stadelhofen und zur Falkenstrasse ein grosszügiger Hafen entstand (SCHÖNAUER 1987). Auch im Seefeld und an der Alfred-Escher-Strasse in der Enge gewann man zu jener

Zeit Bauland durch Seeuferschüttungen, wie die Abbildung 128 in JÄCKLI (1989) illustriert.

Entscheidend waren dann aber die grossen Seeuferschüttungen, die ab 1882 unter dem Stadtrat Caspar Conrad Ulrich und dem Stadttingenieur Arnold Bürkli realisiert wurden und denen die heute noch beliebten Quaianlagen rund um das unterste Seebecken zu verdanken sind. Das Material für die Seeuferschüttungen wurde überwiegend über den See herantransportiert und stammte aus Bachschuttkegeln (z.B. vom Delta des Küsnachter Baches, der 1878 das Dorf überschwemmt hatte). Daneben wurde verfestigte Seekreide aus dem Gebiet von Wollishofen verwendet, dazu Aushubmaterial des Tunnелеinschnittes in Riesbach, weiteres Tunnelausbruchmaterial sowie von Privaten gegen Entschädigung herangekarrtes Baumaterial jeglicher Zusammensetzung. Insgesamt wurden 1 240 000 m³ Material geschüttet, und damit 216 256 m² Land gewonnen.

Im Zug der Seeuferschüttungen wurde 1882–1884 die neue Quaibrücke errichtet. Der Bau war durch eine Uferrutschung mit dem neu geschütteten Material unterbrochen, welche 1883 das ganze rechtsufrige Widerlager beim Bellevue in den See riss.

Die neuen Quaianlagen wurden 1887 eingeweiht und bestehen in praktisch derselben Form noch heute. Einzig der unterste rechtsufrige Abschnitt parallel zum Utoquai wurde in den 1970er-Jahren durch eine auf Pfählen fundierte vorgebaute Plattform etwas vergrössert.

Im 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurden nicht nur auf Stadtgebiet, sondern auch in manchen anderen Seegemeinden durch Private oder durch die öffentliche Hand Seeuferschüttungen zur Landgewinnung getätigt (auf der geologischen Karte als künstliche Aufschüttung dargestellt). Solche Gebiete werden heute als «Konzessionsland» bezeichnet und unterliegen speziellen gesetzlichen Bestimmungen, da die Uferaufschüttung und -befestigung mit einer «Landanlagekonzession» des Kantons erfolgte.

TEKTONIK

Das auf Atlasblatt Zürich dargestellte Gebiet liegt gänzlich im Bereich der flach gelagerten mittelländischen Molasse. Diese wird im Nordwesten durch den Faltenjura, im Südosten durch die subalpine Molasse begrenzt. Da es sich bei der Molasse grösstenteils um neogene Ablagerungen handelt (Alter < 23 Ma), dokumentieren die darin enthaltenen tektonischen Strukturen und Deformationen zugleich auch junge neogene bis rezente tektonische Bewegungen und Spannungszustände der Erdkruste.

Die Schichten der OSM liegen meist sehr flach. Im natürlichen Aufschluss sind sie mehr oder weniger stark verwittert. Streichen und Fallen können im Feld mit dem Geologenkompass nicht mit genügender Zuverlässigkeit gemessen werden. Der genaue Verlauf der Schichten muss daher mit Hilfe von Leithorizonten bestimmt werden.

Für die folgende Beschreibung der tektonischen Strukturen im Gebiet von Atlasblatt Zürich und Umgebung sei auf die Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» mit den Isohypsen des Küssnacher Bentonithorizontes, erstellt von T. Gubler, sowie auf die Isohypsenkarte des «Meilener Kalks im Gebiet der Zürcher Molasse 1:100 000» (Taf. VI) und die Erläuterungen dazu im Text (S. 42ff.), hingewiesen.

Definition der Begriffe Neotektonik und rezente Tektonik

Der Begriff Neotektonik wurde durch OBRUTSCHEW (1937) eingeführt (MÜLLER et al. 2002). W. Obrutschew fasste darunter tektonische Bewegungen zusammen, welche sich seit dem Neogen ereignet haben und bis heute andauern können.

Unter den Begriffen rezente Tektonik und rezente Erdkrustenbewegungen werden Erdkrustenbewegungen der Gegenwart und der jüngsten Vergangenheit verstanden, die aufgrund der Analyse von Erdbeben erfasst und datiert oder aufgrund von wiederholten geodätischen Präzisionsmessungen bestimmt wurden. Für die Beurteilung der zeitlichen und räumlichen Kontinuität der Krustenbewegungen spielen die horizontalen Komponenten der Verschiebungen eine massgebende Rolle. Die Annahme einer direkten Kontinuität zwischen aktiver Tektonik und Neotektonik im regionalen Bereich hat sich als hilfreiche Arbeitshypothese erwiesen (Regional-tektonisches Kontinuitäts-Prinzip, PAVONI 1962).

Tektonische Strukturen im Gebiet der Zürcher Molasse

Im Folgenden werden die im Gebiet von Blatt Zürich und seiner näheren Umgebung erkennbaren tektonischen Strukturen kurz beschrieben (s. Isohypsenkarte des Meilener Kalks 1:100 000, Taf. VI).

Faltenstrukturen

Die grossen Faltenstrukturen im Gebiet der mittelländischen Molasse (VON MOOS 1946) erstrecken sich über Dutzende von Kilometern und verlaufen alle mehr oder weniger parallel zum alpinen Streichen (WSW–ENE). Von Norden nach Süden sind dies folgende Strukturen.

Südlich an die Lägernkette und die Wettinger Synklinale (BITTERLI-DREHER et al. 2007) schliesst eine W–E verlaufende, steilstehende Störung, die *Papperich-Flexur* (SCHINDLER 1977). In grösserer Tiefe (Basis USM, Mesozoikum) korrespondiert diese Störung mit einer Überschiebung, welche sich gegen Osten in der Wettinger Synklinale verliert (BITTERLI-DREHER et al. 2007).

Die *Neuenhof-Antiklinale* zieht aus dem Gebiet von Neuenhof in ESE-Richtung über das Limmattal, Würenlos und den Hüttikerberg zum Altberg, wo sie abflacht.

Die *Uetliberg-Synklinale* verläuft als sehr flache, breite Mulde aus dem Gebiet von Bonstetten in nordöstlicher Richtung über Zürich-Wollishofen–Zürich-Tiefenbrunnen–Zürich-Hirslanden–Gockhausen–Dübendorf–Effretikon nach Kollbrunn und weiter gegen Nordosten. Zwischen Bonstetten und der Reuss verläuft die Achse Ost–West und steigt gegen Westen an.

Die *Käpfnach-Grünigen-Antiklinale* zieht aus dem Gebiet bei der Station Sihlbrugg im zürcherischen Sihltal in ENE-Richtung über Au–Männedorf–Grünigen–Hinwil zum Roten nördlich des Schnebelhorns. Die Käpfnach-Grünigen-Antiklinale ist eine asymmetrische Struktur. Im Gebiet Albis–Sihltal ist der Nordschenkel etwa 12 km breit, der Meilener Kalk fällt von 520 m ü.M. bei der Station Sihlbrugg auf 230 m ü.M. im Gebiet der Uetliberg-Synklinalachse bei Zürich-Wollishofen. Der Südschenkel ist lediglich 3 km breit (PAVONI 1957). Der Meilener Kalk sinkt von 520 m ü.M. bei der Station Sihlbrugg auf 180 m ü.M. im Gebiet von Schiffli im Sihltal (Achse der Synklinale von Wädenswil). Östlich des Zürichsees ist der Nordschenkel der Käpfnach-Grünigen-Antiklinale gegen 14 km breit. Das Niveau des Meilener Kalks sinkt von 530 m ü.M. auf etwa 230 m ü.M. ab. Westlich der Station Sihlbrugg zieht die Antiklinalachse in WSW Richtung über Kappel–Uerzlikon–Baaregg gegen Rumentikon (OTTIGER et al. 1990, WYSSLING & FELBER 2007).

Verwerfungen, Störungszonen

Die fälschliche Annahme, es gäbe nur einen Bentonithorizont und bloss zwei limnische Horizonte, hat bei der Detailkartierung der OSM in den 1950er-Jahren zur Postulierung bedeutender Brüche auf dem Gebiet von Blatt Zürich und seiner weiteren Umgebung mit vertikalen Verwerfungsbeträgen von bis zu 150 m geführt (PAVONI 1957, BÜCHI 1958, s. LETSCH 2014b für eine historische Diskussion). Neue stratigraphische Befunde aus der Oberflächengeologie, Bohrungen und Tunnelbauten führten in den 1960er- und 1970er-Jahren zur Erkenntnis, dass mehrere Bentonit- und Süsswasserkalkniveaus in der OSM existieren, und dass deren Strati-

graphie zwanglos ohne grössere Brüche erklärt werden kann (PAVONI & SCHINDLER 1981). Die direkte Evidenz für Brüche in der Molasse ist sehr beschränkt. Die grossen Untertagebauten im Grossraum Zürich haben bislang keine Hinweise auf Brüche geliefert.

Die Untertagebauten im Grossraum Zürich haben zudem nur sporadisch Hinweise auf eine stärkere Zerklüftung des Molassefels ergeben. Zu erwähnen ist der Sicherheitsstollen des Milchbucktunnels (DR.VON MOOS AG 2014). In einem Rinnensandsteinkomplex nahe dem Nordportal wurden dort auf ca. 100m Länge z.T. klaffende, den Stollen schräg querende (Streichen um 100°, Fallen um 75° gegen NNE) Klüfte angetroffen, welche beim Ausbruch zu Instabilitäten an der Ortsbrust führten. Der im Milchbuckttunnel vermutete Bruch mit einem Vertikalversatz von gegen 10m (RYF 1985) konnte im Sicherheitsstollen nicht gefunden werden. Was in diversen Untertagebauten, besonders schön beim Zwischenangriffsschacht Hirschengraben der S-Bahn (DR.VON MOOS AG 1990, M.Freimoser in FECHTIG & GLÄTTLI 1990), zu sehen war, ist eine intensive Entspannungsklüftung in den obersten ca. 10m, durch welche der Molassefels durch zwei ungefähr senkrecht zueinander stehende Kluftscharen mauerwerkartig zerlegt war. Der Übergang zum unverwitterten und ungeklüfteten Fels darunter erfolgte ziemlich abrupt. In Bohrungen und Untertagebauten immer wieder anzutreffen ist glazial verschleppter Fels, so zum Beispiel im S-Bahn-Tunnel unter der Stampfenbachstrasse oder beim Antonius-Schacht (FECHTIG & GLÄTTLI 1990). Beim Westportal des Wasserstollens Hardhof-Strickhof hat dies seinerzeit zu Diskussionen über eine glaziale oder tektonische Entstehung dieser meist stark zerrütteten Felspartien geführt.

Neotektonische Deformation und neotektonisches Spannungsfeld

Die neogene Tektonik führte im Zürichseegebiet zu einer weiträumigen, NNW-SSE orientierten maximalen horizontalen Krustenverkürzung (Fig. 32) und zugleich zu einer ENE-WSW orientierten maximalen horizontalen Streckung.

Geomorphologie der Zürichseetalung und Neotektonische Deformation

Mit Bezug auf die neotektonische Deformation lässt sich die Zürichseetalung in drei Abschnitte gliedern (PAVONI 1997):

- (1) Der NNW-SSE (N160°E) verlaufende Talabschnitt des nördlichen (unteren) Zürichsees zwischen Zürich und Horgen/Feldmeilen. Dieser Abschnitt verläuft orthogonal zu den Faltenachsen und zur Überschiebungsfront der subalpinen Molasse. Die NNW-SSE-Orientierung steht in guter Übereinstimmung mit dem Streichen der herdmmechanisch bestimmten Abschiebungen (s. Abschnitt Seismotektonik, Fig.32, Herdflächenlösung Nr.13) und damit in direktem Zusammenhang mit der ENE-WSW-Extension.

- (2) Der WNW-ESE (N120°E) orientierte, mittlere Talabschnitt, der den Zürichsee zwischen Horgen/Feldmeilen und Wädenswil/Stäfa umfasst. In diesem Abschnitt durchbricht die Zürichseetalung die Käpfnach-Grünigen-Antiklinale (Klus von Männedorf, PAVONI 1953).
- (3) Der West-Ost bis WSW-ENE (N75°E) orientierte Abschnitt, welcher den oberen Zürichsee zwischen Wädenswil-Stäfa bis Pfäffikon/Rapperswil sowie den Obersee umfasst. Dieser Abschnitt liegt in der Schichtrippenslandschaft am aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse. Der Verlauf der Talung ist hier durch die WSW-ENE streichenden Schichtruppen der mittelländischen und der subalpinen Molasse bedingt.

Erdbeben

Die tektonischen Bewegungen sind noch keineswegs abgeschlossen. Den eindrücklichen Beweis für diese Aussage liefern die lokalen Erdbeben im Gebiet des Zürichsees (WANNER 1945, PAVONI 1977, Jahresberichte des Schweizerischen Erdbebendienstes).

Historische Seismizität

Eine Übersicht liefern die Karten der historischen Seismizität der Schweiz in WANNER (1945) und PAVONI (1977). Sie lassen erkennen, dass im Gebiet von Zürich und am nördlichen Zürichsee Erdbeben mit epizentraler Intensität $IV \leq I_0 < VI$ aufgetreten sind. Ohne Zweifel sind Lage und Verteilung der makroseismisch bestimmen Zentren lokal durch die Bevölkerungsdichte beeinflusst. E. Wanner, langjähriger Leiter des Schweizerischen Erdbebendienstes an der MZA, vermittelt in der oben erwähnten Arbeit eine Zusammenstellung von 30 Lokalbeben für den Zeitraum 1855–1932 im Gebiet von Zürich (WANNER 1945, Tab. 1) sowie eine Liste der älteren Lokalbeben für die Jahre 1744–1821 (WANNER 1945, Tab. 2).

Instrumentelle Seismizität, Herdtiefen

Die Inbetriebnahme der ersten Schweizerischen Erdbebenwarte im Jahr 1911 im Degenried, Zürich, erlaubte eine genauere Erfassung der lokalen, meist schwachen Seismizität. Einen sehr wesentlichen Fortschritt brachte die Aufstellung des 21-Tonnen-Universalseismographen de Quervain-Piccard im März 1922. Neben der grossen trägen Masse sind als Besonderheiten zu erwähnen, die gleichzeitige mechanische Registrierung aller drei Komponenten gemeinsam auf einer Registriertrommel, die starke, bis 2000fache Vergrösserung der Bewegungen sowie die relativ grosse Registriergeschwindigkeit von 60 mm pro Minute.

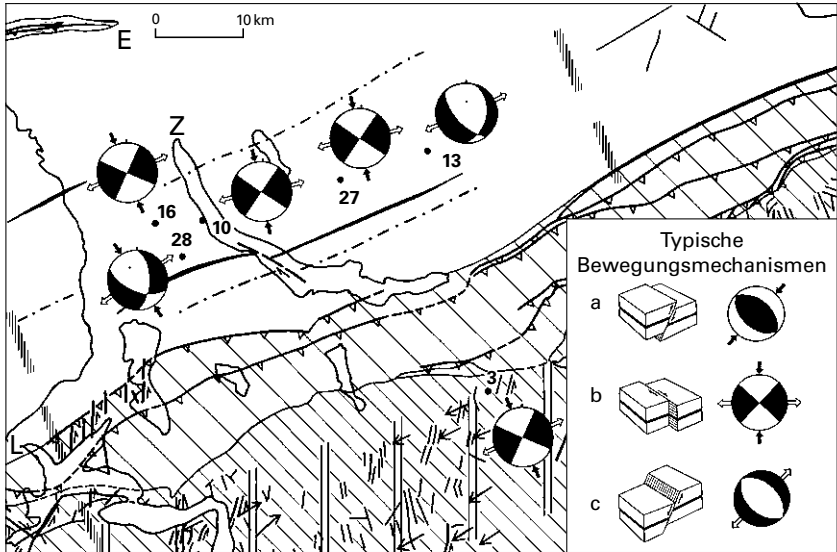


Fig. 32: Karte der Herdflächenlösungen (Fault Plane Solutions) von fünf Erdbeben im Gebiet des Zürichsees sowie des Bebens bei Glarus 1971 (nach PAVONI 1987, 1997). Z: Zürich, L: Luzern, E: Ostende des Faltenjuras (Lägern). Tektonische Gliederung: Faltenjura, mittelländische Molasse (ohne Schraffur), subalpine Molasse (weite, schiefe Schraffur), alpine Decken (enge, schiefe Schraffur). Signaturen: Antiklinalachsen (ausgezogene Linien), Synklinalachsen (strichpunktiierte Linien), Auf- und Überschiebungen (gezähnte Linien), Brüche (einfache Linien, mit Pfeil: lateraler Verschiebungssinn). Im alpinen Bereich ist das Achsengefälle durch Pfeile angedeutet. Die zwei feinschraffierten, NNW-SSE verlaufenden Streifen im West- und Ostteil der Karte kennzeichnen die Orientierung der maximalen horizontalen Verkürzung (Kompression) der Erdkruste durch die neotektonische Deformation.

WANNER (1945, Tab.3) erwähnt 12 gut registrierte Lokalbeben von Zürich und Umgebung im Zeitraum 1916–1944. Am Beispiel des Bebens vom 14. Juli 1929 illustriert er die Aufzeichnung der Nord-Süd-, der Ost-West- und der Vertikalkomponenten der Bewegung auf dem Papier der Registriertrommel sowie deren Auswertung. Er findet heraus, dass die Herde in bis zu 31 km Tiefe unter dem Niveau des Zürichsees liegen, eine Feststellung, die auch durch die neueren Untersuchungen bestätigt wird (s. Fig. 32 u. Tab. 7).

Mit Hilfe des gut ausgebauten seismischen Stationsnetzes ist es heute möglich, auch schwache Erdbeben auf etwa einen Kilometer genau zu lokalisieren. Ebenso ist es möglich, Aussagen zu machen über den Verschiebungsvorgang im Erdbebenherd, der das Beben auslöste.

Seismotektonik

Figur 32 zeigt die Herdflächenlösungen (Fault Plane Solutions FPS) von fünf Erdbeben im Gebiet des Zürichsees und Umgebung sowie die FPS des Bebens bei Glarus 1971. Der Stern südöstlich von Zug markiert das Epizentrum des Zuger Bebens vom 11. Februar 2012. Die Karte ist ein Ausschnitt aus der seismotektonischen Karte der Nordschweiz. Das neotektonische Deformationsbild lässt auf eine weiträumige, NNW-SSE orientierte maximale horizontale Krustenverkürzung und eine WSW-ENE orientierte maximale horizontale Extension der Erdkruste schliessen.

Die eingefügte Darstellung zeigt drei Typen der Verschiebungen: a=Auf-schiebung, b=Horizontalverschiebung und c=Abschiebung als Blockdiagramm und als Herdflächenlösung (P-Wellen-Abstrahlung, untere Halbkugel, Kompressionsquadrant schwarz). Schwarze Pfeile: Orientierung der P-Achse (Kompressionsachse); weisse Pfeile: Orientierung der T-Achse (Achse maximaler Extension). Die Epizentren der Beben sind durch einen Punkt mit Zahl oder Stern (Zuger Beben 2012) bezeichnet. Die acht Beben sind mit Nummer, Region, Datum, Herdzeit GMT, Lage, Herdtiefe, Magnitude ML und Orientierung der P- und T-Achsen in Tabelle 7 aufgelistet.

Obwohl die untersuchten Erdbebenherde bis zu 50 km entfernt voneinander liegen, stimmen die Azimute der P-Achsen der einzelnen Lösungen ziemlich gut überein; dasselbe gilt für die Azimute der T-Achsen. Das mittlere Azimut der P-Achsen der acht Lösungen liegt bei N 163°E, die Standardabweichung beträgt 9°. Das mittlere Azimut der T-Achsen liegt bei N 68°E. Die Standardabweichung beträgt ebenfalls 9°. Dies deutet auf ein bestehendes, ziemlich homogenes, weiträumiges tektonisches Spannungsfeld innerhalb der Erdkruste des Zürichsee-

Tabelle 7: *Daten ausgewählter Erdbeben aus der weiteren Umgebung von Blatt Zürich (PAVONI 1987, DIEHL et al. 2013)*

Region	Datum	Herdzeit (GMT)	Geogr. Breite (°)	Geogr. Länge (°)	Herdtiefe (km)	Magnitude ML	P-Achse (Azimut/Fallen)	T-Achse (Azimut/Fallen)
Glarus	29.09.1971	07:18:52	47.1N	9.0E	–	4,8	158/00	68/06
Horgen	21.11.1977	19:27:40	47.28N	8.58E	24,7	3,5	348/11	259/04
Bäretswil	28.08.1978	14:44:40	47.35N	8.92E	22,3	2,8	1/60	249/12
Albis	30.11.1979	00:44:53	47.27N	8.51E	26,7	3,1	160/03	70/02
Wetzikon	11.01.1984	14:11:56	47.32N	8.80E	11,0	3,0	166/00	76/00
Süd-Albis	05.09.1984	05:16:49	47.24N	8.56E	14,0	4,0	327/49	235/02
Zug (Hauptstoss)	11.02.2012	22:45:26	47.14N	8.54E	32,5	4,3	168/29	260/02
Zug (Nachstoss)	24.02.2012	00:32:29	47.14N	8.53E	32,4	3,5	159/18	250/04

gebietes und seiner weiteren Umgebung hin, einem Gebiet von mehr als 5000 km² Ausdehnung.

Die Herdmechanismen der Erdbeben im Zürichseegebiet sind überwiegend vom Horizontalverschiebungstypus oder vom Abschiebungstypus (Fig. 32, Kästchen rechts unten). Die P-Achsen, die Achsen der stärksten Verkürzung im Herd, sind NNW-SSE orientiert. Die T-Achsen, die Achsen der maximalen Extension im Herd, sind ENE-WSW orientiert (PAVONI 1987, DEICHMANN et al. 2000).

Eine weitere bemerkenswerte Tatsache, welche die heutigen seismologischen Untersuchungen vermitteln, sind gut gesicherte Angaben über die Tiefenlage der Erdbebenherde im Gebiet von Zürich und Umgebung (Fig. 32, Tab. 7). Die berechneten Herdtiefen der untersuchten Beben liegen zwischen 11 und 32 km. Im Bereich der mittelländischen Molasse erfasst die seismische Aktivität, das heisst die aktive tektonische Deformation, die gesamte Erdkruste von der Erdoberfläche bis in etwa 30 km Tiefe (JIMENEZ & PAVONI 1984, MAYER-ROSA & GARCIA 1986, DEICHMANN 1987). Eine einfache Abschätzung ergibt, dass die heute pro Einheitsvolumen freigelegte seismische Energie im Sockel und im kristallinen Untergrund unter der mittelländischen Molasse und unter dem Jura mindestens ebenso gross ist wie diejenige in der Sedimentdecke (PAVONI 1992).

Das Spannungsfeld, welches heute die Erdbeben verursacht, ist in seiner Orientierung sehr ähnlich dem Spannungsfeld vor 10–20 Ma, welches die neotektonischen Deformationen erzeugte. Wie die Verteilung der Herdtiefen zeigt, erfasst die Deformation die ganze Kruste des Alpenvorlandes bis in 32 km Tiefe.

HYDROGEOLOGIE

Auf dem 1992 erschienenen Atlasblatt Zürich sind die heute bekannten Grund- und Quellwasserfassungen nur in beschränktem Mass dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung der hydrogeologischen Situation erübrigt sich aber, weil in der Zwischenzeit für das ganze Kantonsgebiet detaillierte Grundwasserkarten vorliegen, die in aktualisierter Form auch im Internet zugänglich sind. Dort sind alle bekannten Grundwasservorkommen in den Lockergesteinen nach Lage und Mächtigkeit sowohl in den Talsohlen als auch in den höher gelegenen Gebieten dargestellt, ebenso sind die Isohypsen der Grundwasseroberfläche soweit bekannt verzeichnet.

Zur Erstausgabe der Grundwasserkarte 1:25 000 sind auch umfangreiche Erläuterungen zu den einzelnen Vorkommen erschienen (KEMPF et al. 1986).

Als Pionier der Erkundung der Grundwasserverhältnisse im Gebiet von Blatt Zürich und im weiteren Kantonsgebiet ist J. Hug zu nennen, der 1931 in der «Karte der öffentlichen Grundwasserströme und Grundwasserbecken des Kantons Zürich» (1:100 000) schon einen guten Überblick über die hydrogeologische Situation gab und zusammen mit A. Beilick 1934 in einem umfassenden Werk, welches als Fundgrube für hydrogeologische Spezialitäten gelten kann, die Grundwasserverhältnisse inklusive rechtlicher Fragen zur Nutzung beschrieb.

Auf der Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg – Bero-münster mit Erläuterungen (JÄCKLI & KEMPF 1972), werden auch die Festgesteine hydrogeologisch charakterisiert; Vorstellungen über die hydraulischen Gradienten und die damit verbundenen Fliesswege zum Beispiel in der OMM sind der Modellierung der NAGRA (1988) zu entnehmen.

Dem Mineralwasser im Felsaquifer der OMM galt in den letzten gut 40 Jahren das Hauptinteresse. Die Brauerei Hürlimann liess 1973 eine 500 m tiefe Bohrung ausführen, die als Mineraltherme Aqvi bekannt wurde und 1991 durch eine zweite, 450 m tiefe Bohrung ergänzt wurde (Grundwasserrechte 2–21, I u. II in der Grundwasserkarte 1:25 000). 1979 wurde am Zürichhorn bei Tiefenbrunnen eine weitere, 736 m tiefe Bohrung bis in die USM abgeteuft (GWR b 1006). Sie erschloss in der OMM ein salzhaltiges, sauerstoffarmes Wasser, für das sich aber kein Nutzer fand, sodass die Bohrung wieder verfüllt wurde. Einzelheiten über Temperatur, Hydrochemie usw. dieser Wässer sind bei JÄCKLI (1989) nachzulesen.

In JÄCKLI (1989, S. 156ff.) sind auch interessante Hinweise zu den alten Fels- und Lockergesteinsquellen zu finden, die teils als Heilquellen einiges Ansehen genossen haben oder die insofern speziell sind, als sie zum Beispiel als Molasse-schichtquellen am Uetliberg genutzt und ihr Wasser über mehrere Kilometer lange Tüchelleitungen (Leitungen aus ausgebohrten Baumstämmen) in die Stadt geleitet wurde. H. Jäckli bezieht sich dabei vor allem auf die Publikation von SUTER (1981).

Von November 2009 bis Februar 2010 wurde im Gebiet des Triemli eine Tiefbohrung bis in den kristallinen Untergrund (s. Tab. 8) abgeteuft. Der erhoffte Fund von Thermalwasser zur Versorgung der Neuüberbauung Sonnengarten trat indes- sen, zumindest im erforderlichen Ausmass, nicht ein, sodass das Bohrloch nur zur Installation einer Erdwärmesonde genutzt werden konnte.

BOHRUNGEN

Im Gebiet des Atlasblattes Zürich wurden mehrere tausend Bohrungen niedergebracht. Diese Bohrungen sind nicht zentral dokumentiert, ein Grossteil ist bei den Fachstellen des Bundes (Geologische Informationsstelle, swisstopo), des Kantons Zürich und bei den regionalen geologischen Büros einsehbar. Mehrere tausend Bohrungen wurden für die beiliegende Felsisohypsenkarte (Taf. V) ausgewertet.

Einen weiteren wertvollen Einblick in den geologischen Aufbau des tiefen Felsuntergrundes im Gebiet des Blattes Zürich und Umgebung vermitteln Tiefbohrungen, von denen die acht wichtigsten in Tabelle 8 zusammengefasst sind, sowie die sprengseismischen Untersuchungen der Erdölgesellschaften und der Nagra.

Zu den Tiefbohrungen gemäss Tabelle 8 sind folgende geologische Ergänzungen und Präzisierungen anzubringen:

Die Bohrung *Küsnacht* wurde durch die SEAG auf dem Limberg, Küsnachter Berg (Gebiet von Blatt Albis), im Jahr 1960 zur Erdölprospektion abgeteuft. In der Hoffnung auf weitere Bohrungen wurde sie damals mit Küsnacht-1 angesprochen, eine Bohrung Küsnacht-2 gab es indessen nie. Die Bohrung durchfuhr bis in 44 m Teufe (Kote 598 m ü.M.) quartäre Ablagerungen. Darunter folgte die Molasse mit folgenden Mächtigkeiten: OSM: 501 m (unvollständig), OMM: 520 m, USM: 1585 m. In 2670 m Teufe (Kote -2028 m ü.M.) wurde die Bohnerzformation und der Malm erreicht, und in 2692,5 m Teufe wurde die Bohrung abgebrochen, ohne dass man auf nennenswerte Vorkommen von Erdöl oder Erdgas gestossen wäre. Für mehr Details zur Bohrung wird auf BÜCHI et al. (1961) verwiesen. In GUBLER (2009) ist das Bohrprofil als Abbildung wiedergegeben.

Tabelle 8: *Wichtige tiefe Bohrungen im Gebiet von Zürich und Umgebung*

Bohrung	Koordinaten	Kote (m ü.M.)	Tiefe (m)	Ausführung	Literatur/Aufnahme
Küsnacht	2689.296/1241.485	642	2692,5	1960	BÜCHI et al. (1961)
Schlachthof	2680.490/1248.780	406,61	144,21	1960	unpubl. Bericht KNECHT (1960)
Aqui-1	2682.125/1246.560	419	500	1973	SENFEN (1976)
Tiefenbrunnen	2684.210/1245.320	408	736	1979	unpubl. Bericht DR. U.P. BÜCHI (1980)
Aqui-2	2682.202/1246.823	415,04	450	1991	unpubl. Bericht GEOFORM (1991)
Bassersdorf	2690.280/1255.000	456	800,3	1992/93	BLASER et al. (1994)
Bohrung Uetlibergtunnel	2679.723/1244.558	462,8	106,64	2005	ALBERT et al. (2006)
Triemli	2679.670/1246.890	460	2708	2009/10	EWZ April 2014

Die 144 m tiefe Bohrung *Schlachthof*, die 1960 unter der Leitung des Geologen H. Knecht abgeteuft wurde, gab erstmals Aufschluss über den tieferen Teil der Lockergesteinsfüllung der Limmattalrinne. Mit ihr hoffte man, unter dem durch eine Vielzahl von Grundwasserfassungen gut bekannten Grundwasserleiter im oberflächennahen Limmattal- bzw. Sihl-Schotter, einen tieferen Grundwasserleiter zu finden. Das durchgeführte Schichtprofil weist folgende Gliederung auf:

0–25 m	vorwiegend Sihl-Schotter
25–35 m	tonreiche Schichtfolge mit Grundwasseraufstoss ab ca. 30 m
35–129 m	vorwiegend schlecht durchlässige, moränenartige Lockergesteine
129–144 m	Obere Süsswassermolasse (OSM)

Im Profil 3 der Tafel III wurde der obere Teil des Schichtkomplexes zwischen 35 und 129 m als eiszeitliche Seeablagerungen bis Waterlain Till interpretiert, während der tiefere Teil bis zum Molassefels durchaus auch älter als LGM-zeitlich sein kann. Der erhoffte tiefere Grundwasserleiter wurde nicht gefunden.

Die Bohrung *Aqui-1* wurde 1973 auf dem Areal der Brauerei Hürlimann AG an der Brandschenkestrasse abgeteuft. Die 500 m tiefe Bohrung durchfuhr folgende Schichtreihe:

0–16 m	Schotter
16–59,5 m	Moräne
59,5–301 m	Obere Süsswassermolasse (OSM)
301–500 m	Obere Meeresmolasse (OMM, Sandstein mit einzelnen Nagelfluhbänken)

Die Bohrung wurde im Bereich der OMM von 295 bis 500 m Teufe mit einem PVC-Filterrohr 280/253 mm mit 1,5 mm Schlitzweite ausgerüstet. Die Filterstrecke liegt im Bereich der oberen Hälfte der OMM. Nach HÖGL (1980, S. 288) wird das geförderte Wasser als «Therme, 23,5°C, Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wasser (1027,5 mg gelöste feste Stoffe pro Liter), fluorhaltig, mit leicht erhöhtem Sulfat- und Borsäuregehalt» klassifiziert. Der Ruhewasserspiegel liegt mit 397 m ü.M. ähnlich hoch wie bei der Bohrung Tiefenbrunnen und damit ca. 9 m unter dem mittleren Spiegel des Zürichsees.

Die Bohrung *Tiefenbrunnen* wurde im Jahr 1979 zur Erschliessung von Tiefenwasser aus der OMM auf dem Schuttfächer des Hornbachtals am Zürichhorn abgeteuft. Bis in 176 m Teufe (Kote 233 m ü.M.) wurde Quartär durchfahren, namentlich Seeablagerungen und Grundmoräne. In 176 m Teufe wurde die OSM erreicht und bis 327 m Teufe (Kote 82 m ü.M.) durchteuft. Darunter folgte bis in 716 m Teufe (Kote -307 m ü.M.) die OMM in einer Mächtigkeit von 389 m. Die Bohrung erschloss darunter noch 20 m USM und wurde in 736 m Teufe (Kote -327 m ü.M.) in der USM abgebrochen. Aus der Bohrung konnten bis 5,6 l/s Grund-

wasser mit einer Temperatur von knapp 25°C gefördert werden, welches sich durch einen sehr hohen NaCl-Gehalt, Sauerstoffarmut und Eisenausfällungen auszeichnete. Mit dem Wasser wurde während rund 20 Jahren am Zürichhorn ein Brunnen gespeist. Die Bohrung wurde dann allerdings um die Jahrtausendwende aufgefüllt, und der Brunnen wurde ans Netz der Wasserversorgung Zürich angeschlossen. Über die Bohrung Tiefenbrunnen existieren, abgesehen von einzelnen Pressemitteilungen aus der Zeit und unpublizierten Gutachten des begleitenden Geologen Dr. U.P. Büchi, keine Publikationen.

1991 wurde ca. 260 m nördlich von Aquil-1 eine zweite Bohrung, *Aqui-2*, abgeteuft. Sie ist 450 m tief und weist folgende Schichtfolge auf:

0–73 m	quartäre Lockergesteine
73–110 m	Grundmoräne
110–298 m	Obere Süsswassermolasse (OSM)
298–450 m	Obere Meeresmolasse (OMM)

Der Thermalwasserleiter bestand ausser einer Nagelfluhbank im Teufenbereich ca. 315–335 m fast ausschliesslich aus Sandstein.

In Bassersdorf wurde durch den Krankenhausverband Zürcher Unterland KZU im Gebiet von Bächli (Gebiet von Atlasblatt Winterthur) im Winter 1992/93 die Geothermiebohrung *Bassersdorf* ausgeführt. Ziel war die Wärmenutzung von erwärmtem Tiefenwasser aus der OMM. Im Auftrag der Nagra wurde die Bohrung noch bis 253 m in die USM vorgetrieben. Die Bohrung durchteufte bis in 8,5 m Teufe (Kote 448 m ü.M.) Quartär. Darunter folgten 256 m OSM, darin auch verschiedene Leithorizonte, unter anderem der Urdorfer Bentonit in 74 m Teufe (Kote 382 m ü.M.). Die OMM wurde in einer Mächtigkeit von 283 m durchteuft, und darunter wurden noch 253 m USM erschlossen. Die Bohrung wurde in 800,3 m Teufe (Kote -344,3 m ü.M.) innerhalb der USM abgebrochen. Aus der OMM wurden in einem Langzeitpumpversuch rund 6 l/s mit einer Temperatur von 23°C gefördert. Details zu dieser Bohrung finden sich in BLASER et al. (1994).

Im Zuge der Erkundung der OSM als potenzielles Wirtgestein für die Lagerung radioaktiver Abfälle hat die Nagra 2005 im frisch ausgebrochenen *Uetliberg-tunnel* eine knapp 107 m tiefe Kernbohrung abteufen lassen (ALBERT et al. 2006). Das Bohrprofil zeigt den intensiven Wechsel zwischen feinkörnigen Sedimenten der Überschwemmungsebene und Ablagerungen sandreicher Rinnengürtel und Durchbruchsfächer (ALBERT et al. 2006).

Die Geothermiebohrung *Triemli* wurde durch das EWZ in der Wohnsiedlung Sonnengarten beim Triemli in den Jahren 2009 und 2010 ausgeführt und hatte die Erkundung der Möglichkeiten zur Nutzung tiefer Erdwärme zum Ziel. Sie

durchfuhr bis in 75 m Teufe (Kote 375 m ü.M.) Quartär, namentlich «Uetliberg-lehm» und Moräne, und darunter bis in 301 m Teufe (Kote 149 m ü.M.) OSM. Die OMM wurde in einer Mächtigkeit von 319 m durchteuft, und ab 620 m Teufe folgte USM in einer Mächtigkeit von 1031 m. In 1651 m Teufe (Kote -1201 m ü.M.) wurde die Bohnerz-Formation erreicht und darunter Malm (Massenkalk-Fm./Quaderkalk). Die mesozoische Schichtreihe zeigte folgende Mächtigkeiten: Malm (inkl. Bohnerz): 332 m, Lias und Dogger: 164 m, Trias: 259 m. Die Trias liegt direkt auf dem kristallinen Untergrund aus Biotitgneis, welcher in 2406 m Teufe (Kote -1956 m ü.M.) mit einer Gesteinstemperatur von 97°C angetroffen wurde. Die Bohrung wurde in 2708 m Teufe (Kote -2258 m ü.M.) beendet. Es wurde in keiner Formation Wasser angetroffen, welches für eine geothermische Nutzung geeignet gewesen wäre. Die Bohrung wurde stattdessen mit einer tiefen Erdwärmesonde ausgerüstet, welche heute den rund 200 Wohnungen der Überbauung Sonnengarten Wärmeenergie liefert. Über diese Bohrung hat das EWZ im April 2014 einen kurzen Schlussbericht veröffentlicht.

UNTERTAGEBAUTEN

Weite Gebiete von Blatt Zürich sind überbaut, was zusammen mit der hügeligen Topographie dazu beiträgt, dass Untertagebauten entsprechend häufig sind. Tunnel- und Stollenbauten tragen massgeblich zur geologischen Kenntnis des Untergrundes bei und sind zudem von ingenieurgeologischem Interesse. Deshalb wurden die wichtigsten Untertagebauten im Gebiet von Blatt Zürich in der Tabelle 9 zusammengefasst. Die Tabelle ist stellenweise lückenhaft, da diverse unterirdische Bauwerke nur ungenügend dokumentiert sind. Tiefgaragen sowie grössere Zivilschutzbauten wurden für diese Tabelle nicht mitberücksichtigt.

Tabelle 9: *Verzeichnis der bedeutendsten Untertagebauten im Gebiet von Blatt Zürich*

<i>Bauwerk</i>	<i>Ausführung</i>	<i>Literatur, Besonderheiten</i>
Bahntunnel		
Wipkingertunnel	? – 1855	Sanierung 1984 – 1986, DR. HEINRICH JÄCKLI AG
Bahntunnel Landikon-Wettswil	~1875	BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)
Lettentunnel (Wipkingen – Stadelhofen)	1885 – 1894	aktiv 1894 – 1989, verfüllt 2002
Riesbachtunnel (Stadelhofen – Tiefenbrunnen)	1885 – 1894	Sanierung, DR. VON MOOS AG (1983c)
Ulmerberg-Wollishofertunnel	1919 – 1925	DR. J. HUG (1919, 1922)
Käferbergtunnel (Oerlikon – Wipkingen)	1964 – 1968	DR. VON MOOS AG (1966)
S-Bahn-Tunnel Zürich HB – Stettbach: Limmatquerung Hirschengrabentunnel Zürichbergtunnel	1983 – 1990 Planung: 1976 – 1983	FECHTIG & GLÄTTLI (1990)
Bahn 2000 Zürich HB – Thalwil	1997 – 2001 Planung: 1992 – 1997	BOSSHARD & GUERTNER (2004) REY & EGLI (2000) REY (2003)
Durchmesserlinie Zürich HB – Oerlikon	2007 – 2011	FRANK (2009, 2010)
Durchmesserlinie Zürich HB – Oerlikon Flucht- und Rettungstollen	2007 – 2011	DR. VON MOOS AG (2015), unpubl. Schlussbericht
Strassentunnel		
Ulmerbergtunnel (Tunnelstrasse)	1875	Zuerst als Bahntunnel erbaut
Milchbuckentunnel	1975 – 1985	JÄCKLI (1979) KUHN (1979) RYF (1985)
Gubristtunnel	1978 – 1982	DR. VON MOOS AG (1983), FREIMOSER & GAUTSCHI (1989)
Westumfahrung Zürich: Eggrain und Einfahrt Ristet	1997 – 2006	P. Kleboth in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)
Westumfahrung Zürich: Hafnerbergtunnel	1997 – 2006	A. Zaugg in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)
Westumfahrung Zürich: Aeschertunnel	1998 – 2008	P. Felber in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)

<i>Bauwerk</i>	<i>Ausführung</i>	<i>Literatur, Besonderheiten</i>
Westumfahrung Zürich: Uetlibergtunnel	2000–2007	S. Laws in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)
Westumfahrung Zürich: Isisbergtunnel	2003–2007	T. Schirmer in BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009)
Milchbucktunnel-Sicherheitsstollen	2011–2014	DR. VON MOOS AG (2014)
Wasser- und Abwasserstollen		
Trinkwasserstollen Strickhof – Zürichberg MZA	1967–1969	DR. VON MOOS AG (1970)
Trinkwasserstollen Hardhof – Strickhof	1973–1974	DR. VON MOOS AG (1975), erstmaliger Nachweis von zwei unterschiedlichen Bentonithorizonten in der OSM
Trinkwasserstollen Hardhof – Lyren	1994–1999	MÜTZENBERG (1999)
Abwasserstollen Glatt – Werdhölzli	1994–2000	AEBERLI & MÜTZENBERG (1997)
Trinkwasserstollen Lyren – Moos	2004–2010	LAWS (2010)
Energiestollen (Fernwärme)		
Fernheizstollen Hagenholz – Kantonsspital	1969–1971	DR. VON MOOS AG (1971)
Bergwerke		
Bergwerk Mühlerain, Sellenbüren. Heute verfallenes Stollennetz von ca. 200 m Länge	Abbauperioden 1866–1886 1917–1919 1940–1943	LETSCHE (1899), LETSCHE & RITTER (1925), VON MOOS (1944)

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Molassekohle

Obwohl im Gebiet von Blatt Zürich vereinzelt geringmächtige Molassekohlenflözchen im Verbund mit limnischen Niveaus auftreten, kam es gemäss den historischen Angaben in LETSCH (1899), LETSCH & RITTER (1925) und VON MOOS (1944) zu keinem über einen längeren Zeitraum andauernden Abbau von Molassekohle. Im Stierlitobel (Stierliberg bei Ob. Reppischtal nordwestlich von Birmensdorf) wurde im 18. und frühen 19. Jahrhundert gemäss LETSCH (1899) bergmännisch Kohle abgebaut. LETSCH (1899) konnte die verfallenen Stollen noch besichtigen, fand allerdings keine Hinweise auf noch anstehende Kohleflöze. Zwischen 1866 und 1886 wurde zudem in einem Stollen am Mühlerain in Sellenbüren (westliche Talflanke des Reppischtales, Flurname Müli auf Landeskarte) in bescheidenem Masse Kohle abgebaut (LETSCH 1899). In den Jahren 1917–1919 wurden an derselben Lokalität etwa 103 t gefördert (LETSCH & RITTER 1925). Schürfungen während des Zweiten Weltkriegs führten zu einem Stollennetz von rund 200 m Länge. Die Kohle wurde dabei in einer Mächtigkeit von 11–32 cm festgestellt. Sie lag zwischen sandigem Mergel und Sandstein, war mit Süsswasserkalk und Mergel vergesellschaftet und beschränkte sich auf einen Nordost–Südwest verlaufenden Streifen von lediglich 20–40 m Breite, was, zusammen mit grossen Wassereinbrüchen, zur Aufgabe des Abbaus 1943 führte (VON MOOS 1944).

Molassenagelfluh und Sandstein

Schwach verfestigte Molassenagelfluh wurde bis ins 20. Jahrhundert hinein an zahlreichen Stellen zur lokalen Verwendung als Strassenkies abgebaut. Erwähnenswert sind die aufgelassenen Gruben vom Lorenchopf (Adlisberg, s. Fig. 6) und Wilderberg (zwischen Zumikon und Oberhueb). Die einst zahlreichen Abbaustellen im Raum Müseren (Pfaffhausen) und Binz (WETTSTEIN 1885) sind heute im Gelände kaum mehr auszumachen bzw. überbaut.

Der mässig bis schlecht zementierte Knauersandstein der OSM eignet sich nur bedingt als Baumaterial, trotzdem wurde er bis ins späte 19. Jahrhundert hinein lokal abgebaut und als Baumaterial an nicht exponierten Stellen (Innenauskleidungen) verwendet (WETTSTEIN 1885). Daneben wurde lockerer Sandstein ebenfalls abgebaut und zu Sand verarbeitet. A. Wettsteins Karte von 1885 verzeichnet zahlreiche lokale Abbaustellen. Erwähnenswert sind vor allem die etwas grösseren ehemaligen Brüche von Ziegelhütte-Schwamendingen (wo gemäss A. Escher in den 1830er-Jahren äusserst fester Sandstein, ähnlich dem von Bollingen, abgebaut wurde; zitiert in LETSCH 1899), Klösterli (Zürichberg) und Albisrieden (an der Strasse Albisrieden–Triemli) (s.a. JÄCKLI 1989).

Kalk

Im Raum Seebach, am Hang des Dietiker Honerets oberhalb von Urdorf und in der Ziegelei Schwamendingen wurde im 19. Jahrhundert Meilener Kalk bzw. Süsswasserkalk (Schwamendingen) zum Kalkbrennen abgebaut (ESCHER 1844, WETTSTEIN 1885).

Kies

Das Gebiet von Blatt Zürich ist reich gesegnet mit Vorkommen glazifluviatiler Schotter, welche für die Bauwirtschaft wertvolle Rohstoffe bilden. Die wichtigsten abbauwürdigen Vorkommen finden sich in folgenden Gebieten:

Sihl- und Limmattal-Schotter im Zürcher Limmattal von Aussersihl bis Altstetten

Im Limmattal wurden durch unzählige Betreiber hauptsächlich die Übergusschichten über den Deltaablagerungen des Limmattals in wenige Meter tiefen Gruben abgebaut. Wegen des hoch liegenden Grundwasserspiegels war die Abbautiefe beschränkt, wobei vor dem Zweiten Weltkrieg vielerorts Kies auch unter dem Grundwasserspiegel ausgebeutet wurde. Mit zunehmendem Siedlungsdruck wurden fast alle Gruben im 20. Jahrhundert verfüllt und überbaut.

Rückzugsschotter des Schlieren-Standes im Weininger Feld

Dieser mächtige Schotter war, vor allem auch dank des tief liegenden Grundwasserspiegels, für den Abbau besonders ergiebig, und hier wurde im 20. Jahrhundert sehr intensiv Kies abgebaut. Grosse Gruben wurden Mitte des letzten Jahrhunderts als Kehrrechtdeponie mit Abfällen aufgefüllt und stellen heute Altlasten dar.

Rückzugsschotter am Ausgang des Urdorfer Tales zwischen Urdorf und Dietikon

Dieser Schotter wurde trotz hoch liegendem Grundwasserspiegel bis in die 1960er-Jahre abgebaut. Mit zunehmendem Siedlungsdruck wurden die Gruben verfüllt und überbaut.

Schottervorkommen am Talrand bei Stettbach

Hier wurde im 20. Jahrhundert auf einem grösseren Gebiet eiszeitlicher Schotter abgebaut. Heute sind die ehemaligen Gruben teils verfüllt, teils sind sie offenes, rekultiviertes Naherholungsgebiet.

Hardwald-Schotter zwischen Dietlikon, Wallisellen und Opfikon-Glattbrugg

Dieser Schotter wurde im 20. Jahrhundert dort abgebaut, wo er unter der letzteiszeitlichen Moräne an die Oberfläche tritt. Die Verkittung ist nicht so stark,

als dass sie einen Abbau erschwert hätte, und der tiefliegende Grundwasserspiegel erlaubte grosse Abbautiefen. Die grössten Abbaugebiete liegen am Nordrand des Kartengebietes zwischen Dietlikon und Bassersdorf, überwiegend im Gebiet des Nachbarblattes Bülach. Die ehemaligen grossen Gruben sind heute weitgehend aufgefüllt und gelten z.T. als Altlasten.

Buhn-Schotter im Buhn-Hügel in Zürich-Seebach

Der verkittete Schotter der Buhn (auch Hüttenrain genannt) wurde vermutlich schon seit Jahrhunderten zuerst im Norden, später auch im Süden der Hügelpuppe ausgebeutet, wobei ursprünglich wohl vor allem die Moränenbedeckung des Schotter abgebaut wurde. Mit der Zeit ergaben sich Interessenkonflikte zwischen der Grundwassernutzung und dem Siedlungsdruck, sodass der Kiesabbau Mitte des 20. Jahrhunderts eingestellt und die Gruben teilweise verfüllt wurden.

Schottervorkommen im Furttal zwischen den Chatzenseen und Zürich-Affoltern

In diesem ehemaligen Permafrostgebiet wurde der gletschernah abgelagerte, nicht sehr mächtige Schotter in vielen, wegen des hochliegenden Grundwasserspiegels untiefen Kiesgruben durch kleinere private Betriebe ausgebeutet. Heute sind alle Gruben aufgefüllt und werden in zunehmendem Masse überbaut.

Schotter am Ättenberg und an der Egg bei Birmensdorf

Die Kiesvorkommen im Raum von Birmensdorf mit ihrer unterschiedlichen Entstehungsgeschichte wurden im letzten Jahrhundert an verschiedenen Stellen abgebaut. Heute ist der Kiesabbau ganz eingestellt.

Besonders interessant ist es, die Entwicklung der Kiesgruben über die letzten 150 Jahre zu verfolgen, zum Beispiel durch Vergleich der periodisch neu herausgegebenen Kartenblätter der Landestopographie (Zeitreise unter <http://map.geo.admin.ch>). Dabei fällt folgendes auf:

- Früher wurde Kies oder kiesiges Moränenmaterial in vielen kleinen verstreuten Kiesgruben abgebaut und vorwiegend für den lokalen Gebrauch, zum Beispiel für die Beschotterung von Waldwegen, verwendet.
- Vor dem Zweiten Weltkrieg wurden vor allem kleinere Kiesgruben betrieben; solche sind aber in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts seltener geworden.
- In den Jahren zwischen 1945 und 1980 boomte die Bauwirtschaft, viele Kiesgruben wurden massiv vergrössert, und es fand ein Wandel statt hin zu grossen, konzentrierten Anlagen.
- In innerstädtischen Gebieten (z.B. Aussersihl, Altstetten, Urdorf, Dietikon) nahm der Kiesabbau mit zunehmendem Siedlungsdruck in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts drastisch ab.
- Die meisten Kiesgruben wurden nach dem Abbau rasch mit unterschiedlichen Materialien, z.T. auch mit Abfällen, wieder aufgefüllt. Einzelne wurden zu belasteten Standorten oder gar Altlasten.

- Heute wird im Gebiet des Atlasblattes Zürich an keiner einzigen Stelle mehr Kiesabbau in nennenswertem Ausmass betrieben.
- In vielen aufgelassenen Kiesgrubenarealen finden sich heute Kies-Aufbereitungsanlagen oder gar Recyclinganlagen, dies ganz dem Zeitgeist folgend, den Rohstoff Kies durch Recyclingmaterial zu ersetzen.

Lehm

Im Gebiet von Blatt Zürich wurde verschiedenenorts in grossem Umfang Lehm abgebaut. Detaillierte Informationen über die verschiedenen Abbaustellen finden sich in LETSCH et al. (1907).

Insbesondere der «Uetliberglehm» (Fig. 29) war lange Zeit ein unentbehrlicher Rohstoff für die Ziegeleiindustrie. In der Binz wurden seit 1861, im Tiergarten seit 1866 bis Mitte der 1970er-Jahre die grossen Lehmgruben der Mechanischen Backsteinfabrik Zürich (ab 1912: Zürcher Ziegeleien) betrieben. Die grössten Gruben waren im Binzhof (südlich der SZU) und im Tiergarten (nördlich der SZU), daneben bestand die Grube Heuried der Dampfziegelei Heuried. Später kamen im Gebiet von Uetlihof etwas weiter südlich weitere Gruben dazu. Seit dem Ende des Abbaus wurden die Gruben sukzessive überbaut, im Tiergarten überwiegend mit Wohnbauten, im Binzhof überwiegend mit Industrie und Gewerbe, im Uetlihof mit gemischter Nutzung. Die ehemaligen Böschungen der Lehmgruben hingegen wurden unter Schutz gestellt mit dem Ziel, die ökologischen Standortansprüche der typischen Lehmgruben-Pioniergesellschaften zu garantieren und den Lebensraum seltener und geschützter Pflanzengesellschaften und Tiergemeinschaften aufzuwerten.

Eine weitere wichtige Lehmgrube war die Grube Herdern in Zürich-Altstetten (Herd=Lehm/Erde). Der Lehm wurde im damals versumpften Gebiet seit Ende des 19. Jahrhunderts durch die Mechanische Backsteinfabrik und die Dampfziegelei Heuried ausgebeutet, und, weil er eine rote Brandfarbe ergab, dem im Heuried gewonnenen «Uetliberglehm» beigemischt (LETSCH et al. 1907). Als der Lehmabbau ca. 1915 beendet wurde, diente die entstandene Lehmgrube der Stadt Zürich und der ansässigen Industrie als Abfalldéponie. Die Grube wurde bis in die 1950er-Jahre mit Siedlungs- und Industrieabfällen gefüllt und am Schluss mit einer Schlackeschicht aus der neu erstellten Kehrlichtverbrennungsanlage Josefstrasse abgedeckt. Später siedelten sich hier Kleinbetriebe und Schrebergärten an, bis in den 1990er-Jahren auf der alten Déponie die Abstell- und Unterhaltsanlage Herdern der SBB errichtet wurde, mit gleichzeitiger Sanierung der schlimmsten belasteten Stellen der Déponie.

Eine sehr alte Abbaustelle für Lehm findet sich in der Ebene von Bonstetten-Wettswil, wo Lehmabbau schon im Jahr 200 n. Chr. dokumentiert ist. Hier wurden schon in römischer Zeit Ziegel gebrannt und für Bauten in der Umgebung genutzt. Im 19. Jahrhundert ist eine Handziegelhütte dokumentiert, für die seit etwa 1842 in einer nördlicheren Grube im heutigen Industriegebiet von Wettswil Lehm bis in

etwa 2 m Tiefe abgebaut wurde. 1896 eröffnete die mechanische Ziegelfabrik Wettswil weiter südlich, nahe der Station Bonstetten–Wettswil, neue Lehmgruben. Nach der Fusion mit den Zürcher Ziegeleien 1913 wurde bis 1932 in industriellem Stil Lehm bis in 5 m Tiefe abgebaut und in der Ziegelei Wettswil verarbeitet. Der Lehm wird von LETSCH et al. (1907) als fetter, oft blätteriger Lehm mit Sand-schmitzen und Pflanzenresten (Equiseten) beschrieben. In Tiefen unterhalb 5 m wurden eckige Steine aus Alpenkalk und Sernifit (!) gefunden, welche als Drops-tones von Gletschernähe zur Zeit der Ablagerung zeugen.

Nachdem die grossen Lehmgruben aufgelassen worden waren, entwickelten sich die heute noch bestehenden Grundwasserseen nördlich der Bahnstation Bonstetten–Wettswil, die grössten ihrer Art im Kanton Zürich und wichtige Nah-erholungsgebiete. Die Gebäude der alten Ziegelei fielen 1980 einem Grossbrand zum Opfer.

SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE FUNDE UND ELEMENTE

Die menschliche Besiedlung des Landschaftsraumes im Gebiet von Blatt Zürich reicht sehr weit zurück, nicht zuletzt dank der günstigen Verkehrslage am Ausgang des Zürichsees mit See und Limmat als Hauptverkehrsadern und dank der sehr zentralen Lage im Schweizerischen Mittelland.

Paläolithikum (bis ca. 9000 v. Chr.)

Zum Paläolithikum gehört der ganze Zeitabschnitt vom ersten Erscheinen von Werkzeugen früher Hominiden bis etwa 9000 v. Chr. Das älteste Zeugnis menschlicher Aktivitäten im Raum Zürich ist ein Faustkeil aus Silex (WYSS 1982), gefunden 1954 in Schlieren (Koord. 2675.830/1249.840) am Fuss einer Wallmoräne des Schlieren-Standes. Aufgrund der formalen Merkmale ist der Faustkeil mit Vorbehalten dem Micoquien zuzuweisen (WYSS 1982), was für ein Alter von etwa 130 ka sprechen würde. Die geochronologische Einordnung ist allerdings umstritten (s. PRIMAS 1987). Angesichts des Fundortes (Schlieren-Moräne mit einem Alter von ca. 21 ka) muss angenommen werden, dass der Faustkeil umgelagert worden ist.

Für das frühe Holozän, als das Mittelland durch die warmzeitlichen Wälder zurückerobert wurde und Flora und Fauna sich vom Klimarückschlag der jüngeren Dryas erholten, belegen einige Fundstellen von Lagerplätzen spät- bis epipaläolithischer Jäger und Sammler rund um den Pfäffiker- und Greifensee die Präsenz moderner Menschen (PRIMAS 1981).

Mesolithikum (9000–5000 v. Chr.)

Das Mesolithikum fällt in die Zeit des holozänen Klimaoptimums (Atlantikum). Wahrscheinlich herrschte zu jener Zeit eine flächendeckend dichte Bewaldung. Die Menschen lebten weiterhin nomadisch als Jäger und Sammler in Kleingruppen, wie die zahlreichen Fundstellen von Feuersteingeräten im Kanton Zürich aus mesolithischer Zeit bezeugen, zum Beispiel Wettswil-Chisenhölzli (EBERLI 2009), Pfäffikersee, Wetzikon-Robenhausen (SPÖRRI 2000). Wahrscheinlich haben sich auch schon am Ufer des Zürichsees oder gar auf den Inseln des Grossen oder Kleinen Hafners Menschen niedergelassen; man hat von ihnen indessen keine Spuren oder Werkzeuge gefunden.

Neolithikum (5000–2200 v. Chr.)

Am Übergang zum Neolithikum vollzog sich der Wandel von nomadisierender zu sesshafter Lebensweise und die Ablösung der Jäger- und Sammlertätigkeit durch Ackerbau und Viehzucht. Im unteren Zürichseebecken ist für die Zeit zwischen 4300 und 2400 v. Chr. eine fast vollständige Abfolge der Kulturen dokumentiert (STÖCKLI 2009). Die ältesten neolithischen Funde im Gebiet von Blatt Zürich, ein Steinbeil, Knochenwerkzeuge und Tongefässe, stammen vom Kleinen Hafner und werden der Egolzwiler Gruppe zugeordnet (PRIMAS 1981). Im Jungneolithikum sind die ersten Siedlungen am Seeufer und auf den drei Inseln Kleiner und Grosser Hafner und Bauschanze belegt. Die gefundenen Gefässe aus gebranntem Ton gehören zur zentralschweizerischen Cortaillod-Gruppe und sprechen für Kontakte zur Westschweiz. Cortaillod-Schichten wurden zum Beispiel auch bei den Ausgrabungen Zürich-Mozartstrasse gefunden (GROSS 1987, SCHMIDHEINY 2011). Etwas jüngere Keramikfunde der Pfyn-Gruppe sprechen etwa ab 3750 v. Chr. vermehrt für Einflüsse aus Nordosten (STÖCKLI 1995, 2009).

Auf die Pfyn-Kultur folgt, nach einer Phase ohne nachweisbare Ufersiedlungen, die Horgener Kultur (letztes Viertel 4. Jahrtausend bis frühes 3. Jahrtausend v. Chr.), gekennzeichnet durch eine auffallende Verarmung der Formenvielfalt der Keramik. Zu den überaus zahlreichen Seeufersiedlungen aus der Horgener Zeit zählen im untersten Seebecken Wollishofen-Haumesser, Zürich-Rentenanstalt, Zürich-Mozartstrasse, Zürich-Pressehaus und andere (RUOFF 1981, GROSS 1987, SCHMIDHEINY 2011) sowie die 2010–2011 im Bereich des Parkhauses Opéra ausgegrabene Ufersiedlung. Letztere konnte dendrochronologisch in den Zeitraum um 3000 v. Chr. gestellt werden (BLEICHER et al. 2011). Neben sehr zahlreichen Kleinfunden wurden hier viele Holzgeräte, namentlich ein Holzgatter und eine vollständig erhaltene Holztüre geborgen.

Um 2800 v. Chr. verbreitete sich in Europa die schnurkeramische Kultur mit ihrer charakteristischen Keramik. Den Abschluss des Neolithikums bildet die Glockenbecherkultur (2500 bis 2200 v. Chr.). Sie leitet über in die Bronzezeit.

Bronzezeit (2200–800 v. Chr.)

Durch Legierung des Kupfers mit Zinn wurde Bronze hergestellt, ein entscheidend verbesserter Werkstoff. Das Metallhandwerk nahm seinen Aufschwung, und mit ihm intensivierten sich der Handel und der Austausch zwischen Kulturräumen. Zweifellos führten die technologische Entwicklung und der Handel zu Veränderungen der sozialen Strukturen. Gemeinschaften mit ausgeprägter Hierarchie gewannen allmählich an Bedeutung.

Die wichtigsten frühbronzezeitlichen Fundstellen am Zürichsee werden in RUOFF (1981) und vor allem in SCHMIDHEINY (2011) ausführlich beschrieben, zum Beispiel Kleiner Hafner, die Siedlungskammer Seefeld inklusive Parkhaus Opéra, Wollishofen-Haumesser und Zürich-Rentenanstalt. Die frühbronzezeitlichen Seeufersiedlungen fanden um 1500 v. Chr. ein Ende, welches mit der kälteren Klimaphase der «Löbben-Schwankung» zusammenfällt. Mit ihr ging ein Seespiegelanstieg auf ca. 408 m ü.M. einher (SCHINDLER 1981, WILD 2008).

Aus der Mittelbronzezeit sind vor allem Landsiedlungen bekannt, so zum Beispiel die Siedlungen Wannenboden, Stoffel und Josenmatt in Birmensdorf (EBERLI 2009), Urdorf-Herweg (BAUER 1992), Oberengstringen-Zentrum (RUCKSTUHL 1992), Zürich-Affoltern, Reckenholz, Wallisellen-Förlibuck (BAUER 1994) oder Fällanden-Pfaffhausen-Breiti. Ein wichtiges Grabfeld (Nekropole) mit sechs Grabhügeln aus der Bronzezeit wurde in Weinigen-Hardwald gefunden (s. Gräberkatalog in MÄDER 2008), es ist auf der Karte nicht verzeichnet. Ergiebige Funde lieferte auch das Grabhügelfeld in Birmensdorf-Rameren (MÄDER 2008). In dieser Zeit dürften die Rodungstätigkeit und der Ackerbau intensiviert worden sein.

Nach einem mehrere Jahrhunderte dauernden Unterbruch, während dessen die Menschen vorwiegend auf festem Land siedelten, wurden in der Spätbronzezeit ab dem 11. Jahrhundert v. Chr. im unteren Zürichseebecken noch einmal Dörfer im Seeuferbereich errichtet (GROSS 1987), oft an den gleichen Orten wie zuvor. Die neuen Seeuferdörfer wurden wohl gleichzeitig mit den Landsiedlungen und mit Höhensiedlungen, zum Beispiel Uto Kulm, bewohnt (PRIMAS 1981). In diese Zeit fällt wahrscheinlich der erste Bau des Hauptwalles am Rande der Aegerten-terrasse auf dem Uetliberg. Ebenfalls spätbronzezeitlich ist der singuläre Fund einer Goldschale in Zürich-Altstetten (HEIERLI 1907, NAGY 1992), die 1906 nördlich des Güterbahnhofs (Koord. 2680.700/1248.900, auf der Karte nicht verzeichnet) in 80 cm Tiefe auf einer Steinplatte liegend gefunden wurde (Fig. 33).



Fig. 33: Bronzezeitliche Goldschale von Zürich-Altstetten (Landesmuseum Zürich). Foto Schweizerisches Nationalmuseum DIG-5108.

Eisenzeit (800–15 v. Chr.)

Die im Raum Zürich etwa ab 800 v. Chr. erscheinende Technologie der Eisenbearbeitung brachte einen entscheidenden Fortschritt, und die Siedlungen am Ausfluss des Zürichsees gewannen an Bedeutung als Austauschplatz für Güter und Informationen (PRIMAS 1981). Auf dem Uto Kulm wurde griechische Importkeramik gefunden, welche entsprechende Kontakte belegt.

Das unmittelbare Seeufer wurde, wohl wegen einer Klimaverschlechterung und einem Anstieg des Seespiegels, ab 800 v. Chr. nicht mehr besiedelt; der Hauptteil des Ufergürtels blieb bis in die Barockzeit unüberbaut. Gesiedelt wurde auf festem Land in kleineren Gehöften und an befestigten Siedlungsplätzen, von denen aber bisher nur wenig Fundstellen bekannt sind. Informationen aus der Eisenzeit liefern deshalb vorwiegend Gräber.

Auf dem Uetliberg wurde die spätbronzezeitliche Siedlung in der älteren Eisenzeit, der Hallstattzeit (800–450 v. Chr.), zu einer Zentralsiedlung ausgebaut, und es entstanden grössere Befestigungsanlagen. So dürfte der grosse Hauptwall

auf Kote 840 m ü.M. in der Hallstattzeit verstärkt und der 1974 entdeckte, etwas tiefer auf Kote 740 m ü.M. gelegene Vorwall zusätzlich erbaut worden sein (BAUER et al. 1991).

Bis in die jüngere Eisenzeit, die Latènezeit (ca. 450–15 v. Chr.), wurden vor allem Waffen und Geräte aus Eisen geschmiedet; für Schmuck wurde weiterhin Bronze oder seltener Gold verwendet. Der Gebrauch von Münzen ist im Raum Zürich erst ab dem 3. Jahrhundert v. Chr. dokumentiert.

Aus der frühen Latènezeit stammt der Grabhügel auf der Sonnenbühlterrasse am Nordwesthang des Uetliberges (Koord. 2679.880/1245.400, auf der Karte nicht verzeichnet, DRACK 1981). Alle Funde sprechen dafür, dass auf dem Uto Kulm ab dem zweiten und dann vor allem im ersten Jahrhundert v. Chr. eine befestigte keltische Siedlung bestand. Der Fund des Fragments einer Tüpfelplatte belegt sogar eine eigene Münzstätte (BAUER et al. 1991).

Im Gegensatz zur früheren Auffassung von VOGT (1948) zeigen neuere Funde am Rennweg, dass an den Abhängen des Lindenhofes im letzten Jahrhundert v. Chr. eine grössere Siedlung bestand, und auf dem Lindenhof darf ein keltisches Oppidum vermutet werden (BALMER 2009).

Mit Ausnahme der ergiebigen Funde im Rennwegquartier sind indessen keltische Relikte aus der Hallstatt- und Latènezeit aus dem überbauten Gebiet der Stadt Zürich eher selten. Speziell erwähnenswert ist ein in die späte Latènezeit datierter, 59 kg schwerer Klumpen aus teilweise verschmolzenen keltischen Münzen, der beim Bau der alten Zürcher Börse 1890 gefunden wurde (NICK 2004). Es handelt sich um gegossene (nicht geprägte) Bronzemünzen mit einem hohen Zinnanteil (sogenannte Potinmünzen) einerseits aus dem Raum Zürich, andererseits aber auch um denselben Münzentyp aus dem Gebiet der ostgallischen Sequaner. Die Fundstelle an der Bahnhofstrasse 1 liegt 50 m vom damaligen Ufer entfernt in 1–3 m Seetiefe, und es wird vermutet, dass es sich um eine Weihgabe an Gottheiten handelt (BALMER et al. 2001). Der Seespiegel lag während des ganzen letzten Jahrtausends v. Chr. hoch, gemäss SCHINDLER (1971) auf 408 m ü.M., und in der Zeit wurde im Uferbereich eine bis zu 1 m dicke Schicht aus Seekreide und Knollenkalken abgelagert, die auch datiert worden ist (D. Wild in BALMER 2009).

Römerzeit (ca. 15 v. Chr. – ca. 400 n. Chr.)

Mit der Vereinnahmung der Westschweiz durch die Römer nach der Schlacht von Bibracte (58 v. Chr.) und der Besetzung der Nordschweiz nach dem Alpenfeldzug im Jahr 15 v. Chr. erfuhr der Siedlungsraum Zürich markante Veränderungen. In der Nordschweiz entstanden neue Siedlungszentren, verbunden durch neue Verkehrswege. Der römische Vicus Turicum lag zwar etwas abseits der grossen West-Ost-Durchgangsachse, welche durch das Furtal verlief und Baden mit der Ostschweiz verband. Der am Seeufer ideal gelegene Ort diente aber als Schnittstel-

le der Verkehrswege zu Wasser und zu Land und war eine wichtige Zoll- und Handelsstation auf der Nord-Süd-Achse Hochrhein – Zürichsee – Walensee – Bündner Pässe – Oberitalien.

Der römische Vicus Turicum darf als kontinuierliche Fortsetzung der früheren keltischen Siedlung angesehen werden. Er erstreckte sich in frühromischer Zeit wohl als typische Seeflusssiedlung rund um die Moränenhügel St. Peter und Lindenhof, welche damals wegen des hohen Seespiegels und der «wildes Sihl» (S. 120) wie Inseln vom Wasser umströmt waren.

Auf dem Lindenhof wurde ein römisches Militärlager errichtet. In frühromischer Zeit waren es wohl Holzbauten (dokumentiert durch Pfostenlöcher), welche sukzessive durch Steinbauten ersetzt wurden. Hier wohnten die Präfecten des Zollpostens Turicum. In spätrömischer Zeit (um 300 n. Chr.) liess Kaiser Diokletian oder Konstantin das gemauerte Kastell mit 3 Toren und bis zu 10 Türmen errichten, als Befestigung in unsicheren Zeiten.

Dort, wo der Moränenwall des Lindenhofes unter der Limmat durchzieht (im Bereich der heutigen Gemüsebrücke), bestand eine Furt mit dem Metzgerstein, einem Findling in der Flussmitte. Hier wurde wahrscheinlich die erste Brücke über die Limmat geschlagen, und im Bereich des Weinplatzes lag das römische Hafenbecken (SCHNEIDER et al. 1988). Direkt am Hafenbecken lagen auch die öffentlichen Thermen des Vicus Turicum.

Der Seespiegel dürfte zur frühen Römerzeit von etwa 408 m ü. M. auf etwa 405,3 m ü. M. abgesunken oder künstlich abgesenkt worden sein (SCHINDLER 1981, WILD 2008, D. Wild in BALMER 2009). Auffällig ist, dass viele römische Bauten in Seeufernähe auf Seekreide und Knollenkalk liegen, die möglicherweise beim hochliegenden Seespiegel im letzten Jahrtausend v. Chr. gebildet worden waren und jetzt trocken lagen. Die römische Seeuferlinie ist deutlich südlich des Münsterhofes zu vermuten. Das Brandgräberfeld an der Poststrasse wurde auf festem Grund erstellt, und der Grosse Hafner ragte als Insel aus dem See, wie ein kürzlich entdeckter römischer Rundtempel (erbaut 122 n. Chr., KÄCH 2008) bezeugt.

An römischen Bauten im Gebiet der Altstadt sind ausserdem die Siedlungsplätze am Nord- und Nordwesthang des Lindenhofes zu erwähnen, wo im vorletzten Jahrhundert der Oetenbacher Goldschatz und der Münzschatz vom Rennweg gefunden wurden (SCHNEIDER et al. 1988).

Alle römischen Fundstellen auf Stadtgebiet von Zürich hat KÄCH (2008) ausführlich beschrieben. Aus jener umfassenden Publikation seien hier zwei Besonderheiten erwähnt:

- Auf dem Uetliberg wurden keine grösseren baulichen Strukturen aus der Römerzeit gefunden. Die Einzelfunde von Münzen, Keramik und Bauschutt, namentlich Fensterscheiben und Heizröhrenstücke sprechen dafür, dass hier immerhin ein Wachposten in einem beheizten Gebäude bestanden hatte.
- Erwähnenswert ist die Fundstelle beim Freibad Letzigraben in Albisrieden, auch Hochfeld genannt, auf einem aus der Ebene hervortretenden Moränenwall des Standes Z_{II}. Hier

wurde ein aus römischer Zeit stammendes beheizbares Wohngebäude gefunden, und in verschiedenen Grabungsetappen wurden zahlreiche Einzelfunde geborgen. Vom Mittelalter bis 1831 bestand an dieser Stelle ein Galgen, das letzte Opfer wurde 1810 gehenkt. Die leichte Erhebung wurde 1799 durch die russische Artillerie als Stützpunkt genutzt und dabei unglücklicherweise tiefergründig umgegraben.

Im weiteren Umfeld der Stadt im Gebiet von Kartenblatt Zürich bestanden zahlreiche römische Gutshöfe, welche wohl den Vicus Turicum mit landwirtschaftlichen Erzeugnissen versorgten. Die meisten Gutshöfe werden in KÄCH (2008) beschrieben; ihre Lage ist auf dem Atlasblatt Zürich verzeichnet. Römische Gutshöfe bestanden in Zürich-Wollishofen (Honrainweg), Zürich Enge (Seestrasse 82), Zürich Enge (Bederstrasse 4), Zürich-Albisrieden (Freibad Letzigraben), Zürich-Altstetten (Kirchhügel), Zürich-Altstetten (Loogarten), Zürich-Altstetten (Karstenbühl), Zürich-Affoltern (Aldos), Zürich-Oerlikon (Allenmoos), Zürich-Wipkingen (Waid), Zürich-Oberstrass (Strickhof-Mur), Schlieren, Dietikon (KÄCH 2013), Uitikon und Urdorf-Heidenkeller (KUNNERT 2001).

Etwas Besonderes ist der Fund von zwei römischen Ziegelbrennöfen in der Josenmatt in Wettswil im Jahr 1845 (Koord. 2677.360/1244.250, EBERLI 1994), die wohl in Zusammenhang mit dem nahe gelegenen Gutshof Heidechile standen. Offenbar wurde hier der Ton aus den Seeablagerungen im Zungenbecken von Bonstetten-Wettswil gebrannt, ein erster zaghafter Anfang für die spätere industrielle Ziegelproduktion durch die Zürcher Ziegeleien in Wettswil und Bonstetten in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts (s. Kap. Mineralische Rohstoffe, S. 147).

Von aktuellem Interesse sind die vor kurzem (2015) abgeschlossenen Ausgrabungen am Installationsplatz beim Voreinschnitt Nord für die dritte Röhre des Gubristtunnels. Hier wurden auf 13 000 m² archäologische Funde aus neun Epochen getätigt, vom Neolithikum bis ins Hochmittelalter. Interessant sind bronze- und eisenzeitliche Gräber sowie römische Grabmonumente, die für eine langandauernde Besiedlung sprechen. Hier verlief auch eine römische Strasse. Ein römischer Gutshof, wie er in diesem Umfeld zu vermuten ist, wurde bislang nicht gefunden. Alle Funde liegen unter einer Deckschicht mit jungem Hangschutt.

Mittelalter (400–1500 n. Chr.)

In spätrömischer Zeit oder im Frühmittelalter stieg der Spiegel des Zürichsees offenbar wieder auf ca. 408 m ü. M. an (WILD 2008), und das Seeufer bzw. der Schilfgürtel reichte wieder bis an den Münsterhof. Dies belegt eine dünne Schicht mit dunklen, durch anthropogene Abfälle beeinflussten siltigen Schwemmaglagerungen mit aufgearbeiteten Fragmenten der unterliegenden römischen Schichten und mit Vivianit unter dem Münsterhof (SCHINDLER 1982). Erst in karolingischer Zeit

sank der Seespiegel etwa auf sein heutiges Niveau (406 m ü.M.), und der Münsterhof fiel trocken. Eventuell wurde der Seespiegel, wie schon zur Römerzeit, künstlich abgesenkt, um am Seeufer Land trockenenzulegen.

Auf dem Lindenhof wurde in karolingischer Zeit auf den Grundmauern des römischen Kastells eine Pfalz, d.h. eine burgähnliche Palastanlage für die herrschenden Fürsten, errichtet. Später, wohl unter den Saliern, folgte eine zweite Königspfalz über der ersten. Die Anlage verschwand nach dem Aussterben der Zähringer im 13. Jahrhundert und wurde wahrscheinlich noch lange als Steinbruch genutzt.

Im Mittelalter wurden die wichtigsten Sakralbauten der Stadt errichtet (A. Motschi in ABEGG et al. 2008): ein Vorgängerbau der St.-Peter-Kirche im 8./9. Jahrhundert, das Fraumünster (Stiftung 853) und das Grossmünster 1100–1230. An der Stelle des Grossmünsters hatte wahrscheinlich schon seit der Römerzeit ein Friedhof (Felix und Regula) und seit dem 9. Jahrhundert (Karl der Grosse) ein Sakralbau bestanden. Auf dem St. Peterhügel könnte, ohne dass dies durch Funde belegt ist, bereits eine spätrömisch-frühchristliche Kultstätte gestanden haben (ZIEGLER 2006).

Nachdem schon früher Befestigungen in Form von Mauern und Spitzgräben in einem engsten Umkreis um den Lindenhof und um das Fraumünster existiert hatten, wurde die älteste umfassende mittelalterliche Stadtbefestigung im 11./12. Jahrhundert errichtet. Sie verlief unmittelbar nördlich und westlich des Lindenhofes im Gebiet Kuttelgasse–Fortunagasse–Fröschengraben zum damaligen Seeufer (WILD et al. 2004). Am rechten Limmatufer könnte sie einer Linie Kirchgasse–Neumarkt–Seilergraben–Ketzerturm gefolgt sein. Im 13. Jahrhundert wurde, streckenweise am Ort der älteren, die etwas weiter gespannte grosse Stadtmauer auf einer Linie Oetenbachkloster–Fröschengraben–Hirschengraben–Seilergraben gebaut und durch Türme und Tore befestigt, so wie sie im Murerplan von 1576 dargestellt ist (DÜRST 1997). Die ummauerte Fläche betrug etwa 38 ha und umfasste sowohl den damaligen Siedlungsraum als auch 6 Klöster, Weinberge, Gartenanlagen, Werkhöfe und den Hafen.

Auf dem Uetliberg sind aus dem Mittelalter, dem Zeitalter der Burgen und Schlösser, unterschiedliche Bauten belegt (BAUER et al. 1991). Am Nordrand des Uto Kulms sind Spuren einer Steinburg aus dem 10. Jahrhundert dokumentiert. Mittelalterlich (oder im Mittelalter verstärkte hallstattzeitliche Anlagen) sind die dreifach gestaffelten Wälle und Gräben nördlich des Uto Kulms, sie werden ins 11. und 12. Jahrhundert gestellt. Auf Uto Kulm selbst stand wahrscheinlich vom 11. Jahrhundert bis ins späte 13. Jahrhundert die Uetliburg (eine Gründung der Regensberger?), von der aber nur noch Reste der Fundamentmauern gefunden wurden, namentlich entlang der nordöstlichen Geländekante (BAUER et al. 1991). Erst im 16. Jahrhundert wurde der Uetliberg von den Zürchern als Ausflugsziel entdeckt. An der Stelle des heutigen Gastronomiebetriebes stand von 1620 bis 1872 eine Hochwacht.

Zu den hochmittelalterlichen Burgen im Gebiet von Blatt Zürich gehört die Ruine Alt Regensberg in Regensdorf. Die Burg wurde um 1040 als Stammsitz der Herren von Regensberg erbaut, kurz bevor sie Neu Regensberg und das Burgstädtchen Regensberg gründeten. Die Regensberger Fehde (1267/68) führte zum Niedergang der Regensberger und zum Verkauf der Besitztümer an die Habsburger. 1350 gelangte die Burg durch Erbgang in den Besitz der Herren von Landenberg-Greifensee, und 1444, im alten Zürichkrieg, übergab die letzte Vertreterin der Landenberger die Burg den Eidgenossen. 1468 ging die Burg an die Zürcher Obrigkeit über. Zürich sah keine Verwendung für die Anlage, weder militärisch noch für Verwaltungszwecke. Deshalb verfiel sie allmählich und wurde als Steinbruch genutzt.

Eine mittelalterliche Spezialität im Gebiet von Blatt Zürich ist das Städtchen Glanzenberg mit der gleichnamigen Burgruine am Südende des Moränenwalles am Limmatufer von Untengstringen (DRACK 1983). Es wurde als Handelsposten und Brückenkopf etwa 1240 durch die Regensberger gegründet, ähnlich wie 1130 das nahe Benediktinerinnenkloster Fahr, dem das Städtchen 1259 unterstellt wurde. Eine Brücke über die Limmat wurde indes nie geschlagen, vielmehr wurde das junge, in Entstehung begriffene Städtchen 1267 durch die Zürcher zerstört. Das Gebiet wurde während der anschliessenden Jahrhunderte als Steinbruch und später als Ackerland genutzt. Heute erinnert nur noch die S-Bahn-Station am anderen Limmatufer an den früheren, wenn auch kurzlebigen Glanz von Glanzenberg.

Die Burg Dübelsstein in Dübendorf mit einem wuchtigen Bergfried und bis zu 3 m dicken Mauern, erstmals erwähnt 1348 (DUBLER et al. 2006), wurde wohl im 13. Jahrhundert durch die Herren von Dübelsstein gebaut. Im Alten Zürichkrieg musste der damalige Burgherr Dübelsstein 1444 kampfflos den anrückenden Truppen der Schwyzer übergeben. Diese verwüsteten die Anlage, aber die Burg wurde wieder aufgebaut. 1487 kaufte der damalige Zürcher Bürgermeister Hans Waldmann die Burg samt Herrschaftsrechten. Nach seiner Hinrichtung wurde sie im April 1489 geplündert und abermals zerstört. Die Stadt Zürich beschlagnahmte Burg und Herrschaft zusammen mit dem übrigen Besitz Waldmanns. 1611 wurde Dübelsstein durch einen Brand fast völlig zerstört. Da der Turm nicht stark beschädigt war, wurde er weiterhin bewohnt. Im Verlauf des 17. Jahrhunderts wurde Dübelsstein verlassen und als Steinbruch genutzt. Heute kümmert sich der Verein Pro Waldmannsburg um den Erhalt der Burgruine.

Die Schiterburg, auf den Landkarten Burstel genannt, liegt im Sagentobel südwestlich des Weilers Stettbach auf einem Geländevorsprung zwischen Sagentobelbach und Burstelbach. Diese Fläche wurde bergseits durch einen Halsgraben geschützt, durch den heute eine Waldstrasse verläuft. Die Wehranlage nahm offenbar nur den zentralen Teil des Areals ein, eine erhöhte Fläche von circa 23 x 30 m Ausdehnung. Spuren von Gebäuden sind heute keine mehr erkennbar. Es ist zu vermuten, dass die Erbauung der Schiterburg, vermutlich eine Holz- oder Erdburg, im 12. oder im 13. Jahrhundert erfolgte. Im Jahrzeitbuch des Zürcher Grossmüns-

ters aus den Jahren 1265 bis 1287 ist erstmals von einem Gut Schiterberg die Rede. Am höchsten Punkt des Areals sollen Spuren eines steinernen Turms nachgewiesen worden sein. Da der Name Schiterburg in keiner mittelalterlichen Quelle direkt erwähnt wird, wissen wir praktisch nichts über ihre Erbauer. Nicht mit der Anlage in Verbindung zu bringen ist das ab 1304 auftauchende Geschlecht der Herren von Schiterberg aus Andelfingen. Die Schiterburg wurde wohl kurz nach ihrem Bau bereits wieder dem Zerfall überlassen.

In Dübendorf-Wil, auf der Endmoräne Z_{IV} bei Gfenn, bestand vom 13. bis ins 16. Jahrhundert ein Kloster des Lazarus-Ordens, eines Ritterordens, dessen Laienbrüder ein Aussätzigenspital für Leprakranke führten. Die erste namentliche Erwähnung von «frommen Brüdern des Spitals St. Lazarus in dem Gvenne» entstammt einer Urkunde aus dem Jahr 1250. 1326 wird der Männerkonvent letztmals erwähnt, er wurde jedoch offenbar später von Nonnen weitergeführt. Nach 1400 ist in den Quellen ein Niedergang der Ordenskultur festgehalten. 1444 wurde der Konvent im Alten Zürichkrieg von den Schwyzern heimgesucht, wovon er sich nie mehr ganz erholte, er wurde 1525 aufgehoben. Die alte Lazariterkirche steht aber noch heute.

Neuzeit (1500 n. Chr. bis heute)

In der Zeit nach 1642 wurde als letzte Stadtbefestigung die barocke Schanzenanlage errichtet, in einem wesentlich grösseren und besser befestigten Ring als die vorhergehende mittelalterliche Stadtummauerung. Ihr Bau ruinierte die städtischen Finanzen und führte zu politischen Auseinandersetzungen. Die Anlage umfasste 15 Bollwerke, zum Beispiel die Katz auf dem gleichnamigen Rest des Moränenwalles Z_{IV} oder das Bauschänzli. Weitere Verteidigungsbauwerke wurden auf dem Käferberg, dem Zürichberg, dem Burghölzli sowie in Albisrieden (Letzigraben) errichtet. Zeugen des Schanzenzügels aus dem 17. Jahrhundert, namentlich der Stadelhoferbastion, wurden bei den Grabungen beim Opéra-Parking gefunden (BLEICHER et al. 2011). Das grobe Mauerwerk der Befestigungen war, wie die einige Jahrtausende älteren jungsteinzeitlichen Pfahlbauten, sorgfältig auf Pfählen und Balken fundiert. Die schönste Darstellung dieser barocken Stadtbefestigung findet sich auf dem Stadtplan von Johannes Müller aus den Jahren 1788/93 (DÜRST 2001).

Die Schanzen wurden in den Jahren 1833 bis 1850 geschleift, denn als Symbol für die Vormacht der Stadt über die Landbevölkerung widersprachen sie dem republikanischen Geist. Zudem hatten sie keine militärische Bedeutung mehr und standen der Expansion der Stadt im Weg. Das dabei frei werdende Gelände in der Umrahmung der Stadt bot sich an für die Errichtung der mit der jungen Republik erforderlich werdenden Bauten. Die Kantonale Verwaltung im Walchegebiet, die erste EMPA, die ETH, die Universität, die Gymnasien Rämibüel und Hohe Pro-

menade, das Schauspielhaus und das NZZ-Gebäude an der Falkenstrasse stehen auf damals frei gewordenem Land (JÄCKLI 1989, Abb. 130). Im Bereich der früheren Stadttore entstanden attraktive Plätze: der Bahnhofplatz, die Sihlporte, der Paradeplatz, das Central, der Heimplatz und das Bellevue. Der Schanzengraben und die Katz mit dem alten Botanischen Garten sowie das Bauschänzli sind Relikte der spätmittelalterlichen Stadtbefestigungen.

Einschneidende, und für das Blatt Zürich geomorphologisch durchaus relevante Ereignisse waren die Eroberung der alten Eidgenossenschaft durch die Franzosen und in deren Folge die beiden Schlachten um Zürich zwischen dem republikanischen Frankreich und dem monarchistischen Bund Österreich-Russland. In der ersten Schlacht im Sommer 1799 verteidigte General Masséna die Stadt von verschiedenen Befestigungen und Schanzen aus, unter anderem Forch, Zürichberg, Burghölzli (Russenweg) und Milchbuck gegen die von Osten und Norden vorrückenden Österreicher und Russen. Er musste allerdings die Stadt schliesslich preisgeben und zog sich hinter eine Linie Albis-Schlieren-Dietikon zurück. In der Stadt herrschten für kurze Zeit die Österreicher und die Russen. Im Herbst 1799 wurde die zweite Schlacht um Zürich geschlagen. Zum Gegenangriff ausholend, baute Masséna in Dietikon die Brücke über die Limmat nach Unterengstringen, die zur Zeit des Städtchens Glanzenberg unvollendet geblieben war, und schlug die Russen im Gebiet des Klosters Fahr vernichtend. Die Österreicher und Russen wurden endgültig aus dem Gebiet der Eidgenossenschaft vertrieben. Von diesen beiden Kriegen sind in Zürich und Umgebung etliche Schanzbauwerke und andere militärische Reste geblieben: auf der Forch (Gebiet von Blatt Uster), auf dem Zürichberg, auf dem Waidberg und beim Limmatübergang bei Glanzenberg.

Ende des 19. Jahrhunderts erlebte die Stadt noch einmal umwälzende Veränderungen. Stadtingenieur Arnold Bürkli rang mit seinen Seeuferschüttungen dem See neues Land ab (s.S. 128). Darauf wurden das Opernhaus, die Tonhalle und später das Kongresshaus erbaut.

Südlich der Fraumünsterkirche wurde im Jahr 1898 die 853 gegründete Benediktinerinnenabtei zugunsten des Baues des neuen Stadthauses abgerissen.

Das ursprünglich am Zürichhorn (Hornbach, Oetenbach) gegründete und im 13. Jahrhundert nördlich des Lindenhofes erbaute Dominikanerinnenkloster Oetenbach wurde nach der Reformation im 16. Jahrhundert durch die Stadt übernommen, welche in den Gebäuden verschiedene Ämter einrichtete. Die Gebäude dienten in der Folge als Getreidemagazin, Waisenhaus, Zuchthaus und Kantonale Strafanstalt, bis sie 1902/03 abgerissen wurden, um hier die neuen städtischen Verwaltungszentren zu errichten.

Nachdem der Fröschengraben bereits 1864 aufgefüllt worden war, um der Bahnhofstrasse Platz zu machen, wurde 1911 auch der Moränenhügel St. Anna, ein Relikt des Moränenwalles Z_{IV} , abgetragen (BECK 1915) und der St. Annahof errichtet. So wurden im ausgehenden 19. und beginnenden 20. Jahrhundert die Grundlagen für die moderne Entwicklung der Stadt Zürich geschaffen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABEGG, R., BARRAUD WIENER, C., BAUR, U., BLEUEL, S., FRITSCH, B., GASAL, C., HÜGI, U., ILLI, M., KÄGI, N., KURZ, D., KUSTERMAN, A., MEYER, T., MOTSCI, A., NIGSCH, S., NOSER, P., OHNSORG, P. & WILD, D. (2008): Baukultur in Zürich: Stadtzentrum, Altstadt/City. – Verlag N. Zürcher Ztg. [NZZ], Zürich.
- AEERLI, U. & MÜTZENBERG, S. (1997): Abwasserstollen Glatt: Hydrogeologische und geotechnische Verhältnisse. – Schweiz. Ing. u. Architekt 33/34, 653–656.
- AEPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 4.
- ALBERT, W., GUBLER, T., KOROLEVA, M., MAZUREK, M. & WABER, H.N. (2006): Bohrung Uetlibergtunnel: geologische, mineralogische und geophysikalische Untersuchungen. – Nagra Arbeitsber. NAB 06–11.
- BALMER, M. (2009): Zürich in der spätlatène- und frühen Kaiserzeit. – Hochbaudept. der Stadt Zürich, Amt f. Städtebau, Stadtarchäol. Zürich.
- BALMER, M., WILD, D. & MARTIN-KILCHER, S. (2001): Kelten in Zürich – Der Ursprung der Stadt Zürich in neuem Licht. – Hochbaudept. der Stadt Zürich, Amt f. Städtebau, Stadtarchäol. Zürich.
- BAUDIREKTION KANTON ZÜRICH (2009): Direkt um Zürich. A3 Westumfahrung Zürich und A4 im Knonaueramt. – Pöyry Infra, Zürich.
- BAUER, I. (1992): Landsiedlungen und Gräber der späten Bronzezeit. In: BAUER, I., FORT-LINKSFEILER, D., RUCKSTUHL, B., HASENFRATZ, A., HAUSER, C. & MATTER, A. (Ed.): Bronzezeitliche Landsiedlungen und Gräber. – Ber. zürch. Denkmalpflege, archäol. Monogr. 11, 7–156.
- (1994): Mittelbronze- und hallstattzeitliche Gräber auf dem Förrlibuck, Wallisellen. – Archäol. Kt. Zürich 1987–92, 12. Ber.
- BAUER, I., FRASCOLI, L., PANTLI, H., SIEGFRIED, A., WEIDMANN, T. & WINDLER, R. (1991): Uetliberg, Uto Kulm, Ausgrabungen 1980–1989. – Ber. zürch. Denkmalpflege, archäol. Monogr. 9, 1–292.
- BECK, B. (1914): Glazialaufschlüsse in Zürich aus den Jahren 1905–1914. – Berichthaus, Zürich.
- (1915): Zeugen der Eiszeit. Glazialaufschlüsse in Zürich aus den Jahren 1905–1914 mit Erläuterungen über die Eiszeit und ihre Folgen. – Beer & Cie, Zürich.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Int. J. Earth Sci. 94, 697–710.
- BITTERLI-DREHER, P., GRAF, H.R., NAEF, H., DIEBOLD, P., MATOUSEK, F., BURGER, H. & PAULIGABI, T. (2007): Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 120.
- BLASER, P., GUBLER, T., KÜPPER, T., MARSCHALL, P., MATTER, A., MATYAS, J., MEIER, B.P., MÜLLER, W.H., SCHLANKE, S., SCHLUNEGGER, F., SIEBER, N. & WYSS, E. (1994): Geothermiebohrung Bassersdorf. Charakterisierung der Oberen Meeresmolasse und Unteren Süßwassermolasse. – Nagra tech. Ber. NTB 94–01.
- BLEICHER, N., MÄDER, A., MOTSCI, A., RIETHMANN, P. & SCHWÖRER, P. (2011): Die Rettungsgrabung Parkhaus Opéra. – Archäol. Schweiz 34/3, 16–23.
- BOLLIGER, T. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). – Documenta naturae 75.
- (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 91/3, 321–332.
- (1999): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun.

- BOLLIGER, T. (2013) : Late Oligocene micromammal teeth (MP28/29) from the Lower Freshwater Molasse (USM) of Chrummorge (Lägern, N-Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 106/2, 147–159.
- BOLLIGER, T., ENGESSER, B. & WEIDMANN, M. (1993): Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 1031–1068.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 1043–1048.
- BOSSHARD, M. & GUERTNER R. (2004): Der Zimmerberg-Basistunnel, Zürich HB–Thalwil. – Basler & Hofmann, Zürich.
- BRAUN, E. VON (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 143–170.
- BÜCHI, U.P. (1957a): Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 23/65, 33–40.
- (1957b): Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Bodensee und Reuss. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 24/66, 35–42.
- (1958): Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Reuss und Glatt. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 25/68, 5–24.
- (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 449–460.
- BÜCHI, U.P., COLOMBI, C., FEHR, W.R., FÜCHTBAUER, H., HOFMANN, F., KOEWING, K., LEMCKE, K. & TRÜMPY, R. (1961): Geologische Ergebnisse der Bohrung Küsnacht 1. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 28/74, 7–16.
- BÜCHI, U.P. & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 27/72, 11–22.
- BÜCHI, U.P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Z.* 93, 57–69.
- BÜCHI, U.P. & WELTI, G. (1950): Zur Entstehung der Degersheimer-Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 43/1, 17–30.
- BÜRGISSER, H.M. (1980): Zur Mittel-Miozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 232.
- CANDE, S.C. & KENT, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – *J. geophys. Res.* 100, 6093–6095.
- DEICHMANN, N. (1987): Seismizität der Nordschweiz 1983–1986. – *Nagra tech. Ber. NTB* 87–05.
- DEICHMANN, N., BALLARIN DOLFIN, D. & KASTRUP, U. (2000): Seismizität der Nord- und Zentral-schweiz. – *Nagra tech. Ber. NTB* 00–05.
- DIEHL, T., DEICHMANN, N., CLINTON, J., HUSEN, S., KRAFT, T., PLENKERS, K., EDWARDS, B., CAUZZI, C., MICHEL, C., KÄSTLI, P., WIEMER, S., HASLINGER, F., FÄH, D., KRADOLFER, U. & WOESSNER, J. (2013): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2012. – *Swiss J. Geosci.* 106, 543–558.
- DRACK, W. (1981): Der frühlatènezeitliche Fürstengrabhügel auf dem Uetliberg. – *Z. schweiz. Archäol. u. Kunstgesch.* 38, 1–28.
- (1983): Glanzenberg. Burg und Stadt. – *Unterengstringen*.
- DR. HEINRICH JÄCKLI AG (1975): Geologisch-hydrologischer Bericht betreffend Kiesgrube Dunkelhölzli, Zürich-Altstetten. – *Unpubl. Ber. vom 9.7.1975*.
- (1977): Nationalstrasse N 20.1; Abschnitt N20.1.2 Los 1 Gubristtunnel, Geologie/Geotechnik. – *Unpubl. Ber. vom 20.4.1977*.

- DR. HEINRICH JÄCKLI AG (1983): N 4.1.5, Abschnitt Uetliberg, Los 3 Eichholtztunnel, Geologischer Bericht. – Unpubl. Ber. vom 3.6.1983.
- DR. J. HUG (1919): Gutachten über die geologischen Verhältnisse im Ulmberg- und im Wollishofertunnel. – Unpubl. Gutachten.
- (1922): Nachtrag zum Gutachten über die geologischen Verhältnisse im Wollishofertunnel. – Unpubl. Gutachten.
- DR. LORENZ WYSSLING (1983): Die Grundwasserverhältnisse im Gebiet Reppischtal Urdorf/ZH. – Unpubl. Ber.
- DR. LORENZ WYSSLING & DR. T. LOCHER (1980): Grundwasserverhältnisse im oberen Glatttal/ZH. – Unpubl. Ber.
- DR. U.P. BÜCHI (1975): Hydrogeologisches Gutachten Grundwasserverhältnisse im Sihltal. – Unpubl. Ber.
- (1980): Thermalwasserbohrung Zürich-Tiefenbrunnen. Tiefbauamt der Stadt Zürich. – Unpubl. Ber. Nr. 1094.
- DR. VOLLENWEIDER AG/GEOTECHNISCHES INSTITUT AG (1991): Zürich, HB Südwest und Wohnen Lagerstrasse. – Unpubl. Ber.
- DR. VON MOOS AG (1966): Käferbergtunnel Zürich, geologischer Befund. – Unpubl. Ber. 551/6.
- (1968): Schulhaus Sihlweid, Mittelleimbach. – Unpubl. Ber. 2037.
- (1970): Trinkwasserstollen Strickhof-Zürichberg MZA. Geologischer Befund. – Unpubl. Ber. 1150/3.
- (1975): Wasserstollen Hardhof-Strickhof und Uni-Fernheizstollen. – Unpubl. Ber. 2254/03.
- (1980): Verwaltungsgebäude Flösserhof, Erweiterung Brandschenkestrasse. – Unpubl. Ber. 3408/2.
- (1983a): UKW-Projekt: UTLI Zürich-Uetliberg, Baugrunduntersuchung. – Unpubl. Ber.
- (1983b): N20.1 Gubristtunnel Geologisch-Geotechnischer Schlussbericht. – Unpubl. Ber. 3490.10.
- (1983c): Sanierung Riesbachtunnel SBB. – Unpubl. Ber. 4048.
- (1990): Zürcher S-Bahn, Neumühlequai-Neptunstrasse, Geologischer Schlussbericht. – Unpubl. Ber. 3950/09.
- (1993): Seniorenresidenz Tertianum am Sennhofweg. – Unpubl. Ber. 4512/4.
- (2004): Quellfassung Wilhof, Revision der Schutzzonen. – Unpubl. Ber. 6303.
- (2014): N1/40 Sicherheitsstollen Milchbucktunnel Zürich. – Unpubl. Ber. 8720-24.
- (2015): Durchmesserlinie Zürich, Abschnitt 3: Weinbergtunnel. – Unpubl. Ber. 8000-15.
- DÜRST, A. (1997): Die Planvedute der Stadt Zürich von Jos. Murer 1576. – *Cartogr. Helv.* 15, 23–37.
- (2001): Der Zürcher Stadtplan von Johannes Müller 1788/93. – Matthieu, Zürich.
- DUBLER, R., KELLER, C., STROMER, M. & WINDLER, R. (2006): Vom Döbelstein zur Waldmannsburg. – Schweiz. Beitr. Kulturgesch. u. Archäol. d. Mittelalters 33.
- EBERLI, U. (1994): Fundmeldung eines römischen Ziegelbrennofens in Wettswil-Josenmatt. In: *Archäologie im Kanton Zürich 1987–92*. – Ber. Kantonsarchäol. Zürich 12/1, 50.
- (2009): Archäologie und Autobahnbau. In: *Direkt um Zürich*. – Baudir. Kt. Zürich.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the Biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du Congrès BiochroM'97*. – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21, 475–499.
- ESCHER, A. VON DER LINTH (1844): Geologischer Umriss des Kantons Zürich. In: G. MEYER VON KNONAU: *Historisch-geographisches-statistisches Gemälde der Schweiz* 5, «Der Canton Zürich». – Huber & Co., St. Gallen und Bern.

- ESCHER, A. VON DER LINTH & BÜRKLI, A. (1871): Die Wasserverhältnisse der Stadt Zürich und ihrer Umgebung. – Njbl. natf. Ges. Zürich 73, 1–51.
- ESCHER, A. VON DER LINTH, GUTZWILLER, A., MOESCH, C. & KAUFMANN, F.J. (1875): Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans. – Geol. Karte Schweiz 1:100 000.
- EWZ (Elektrizitätswerk der Stadt Zürich) (2014): Erkundungsbohrung Sonnengarten im Triemli-Quartier Zürich. – Schlussbericht, Zürich.
- FECHTIG, R. & GLÄTTLI, M. (1990): Projektierung und Bau der S-Bahn Zürich. – Stäubli AG, Zürich.
- FELBER, P. (1990): Zürichbergtunnel: Geologischer Befund. In: FECHTIG, R. & GLÄTTLI, M. (Hrsg.): Projektierung und Bau der S-Bahn Zürich. – Stäubli AG, Zürich.
- FISCHER, H., OBERLI, F. & MEIER, M. (1987): U-Pb und K-Ar-Datierungen an OSM-Bentoniten. – Abstr. 167. Jvers. Schweiz. natf. Ges., Luzern.
- FRAEFEL, M. (2008): Geomorphic response to neotectonic activity in the Jura Mountains and the southern Upper Rhine Graben. – Diss. Univ. Basel.
- FRANK, S. (2009): Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Bereich der SBB-Durchmesserlinie Zürich. – Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech. 158, 9–17.
- (2010): Innerstädtischer Tunnelbau – Ingenieurgeologische Erfahrungen im Zürcher und Schaffhauser Untergrund. – Bull. angew. Geol. 151/1, 3–22.
- FREI, E. (1946): Exkursion Zürich–Forch–Greifensee–Dübendorf–Schwamendingen und Exkursion Küsnachtertobel–Forch–Pfannenstiel–Wetzwil–Erlenbach–Küsnacht. In: GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT IN ZÜRICH (Hrsg.): Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. – Gebr. Leemann & Co., Zürich.
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 37.
- FREIMOSER, M. (1998): Die Geologie im Bereich des Zimmerberg-Basistunnels Zürich–Thalwil. – Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech. 137, 25–28.
- FREIMOSER, M. & FRANK, S. (1993): Isohypsen der Felsoberfläche im nördlichen Teil des Kantons Zürich und angrenzenden Gebieten. – Intern. Ber. Nagra NIB 93–95 (unpubl.).
- FREIMOSER, M. & GAUTSCHI, A. (1989): Erfahrungen bei der geotechnischen Begleitung von Untertagebauten im Raum Zürich und Umgebung. – Tunnel Sonderausgabe 1989.
- FREIMOSER, M. & LOCHER, T. (1980): Gedanken zur pleistozänen Landschaftsgeschichte im nördlichen Teil des Kantons Zürich aufgrund hydrogeologischer Untersuchungen. – Eclogae geol. Helv. 73/1, 251–270.
- FRÜH, J.J. (1919): Zur Morphologie des Zürcher Oberlandes. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64/(1–2), 16–34.
- FURGER, G. (1990): Von der Geologie zum Stofftransportmodell. – Diss. ETH Zürich.
- GEOFORM (1991): Schlussbericht Mineralwasserbohrung Aqui-2. – Unpubl. Ber.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (2004): A geologic time scale 2004, 409–440. – Cambridge (Cambridge University Press).
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168.
- GRAF, H.R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 120.
- GRAF, H.R. & BITTERLI, T. (1999): Synsedimentäre Sedimentdeformationen in der Molasse der Lägern-Struktur (Kanton Aargau). – Bull. angew. Geol. 4/1, 35–50.

- GROSS, E. (1987): Die spätbronzezeitliche Keramik. In: Zürich-Mozartstrasse, Bd. I, Neolithische und bronzezeitliche Ufersiedlungen. – Ber. zürch. Denkmalpflege, archäol. Monogr. 4, 150–155.
- GUBLER, T. (1987): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse zwischen Zürich und Zug. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1996): Der Uetliberg. – Ein Archiv von 320 Mio. Jahren Erdgeschichte. – Stift. Erforsch. Uetliberg, 1996.
- (2009): Blatt 1111 Albis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 134.
- GUBLER, T., MEIER, M. & OBERLI, F. (1992): Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high-resolution single-Zircon U-Pb ages. – Abstr. 172. Jvers. SANW, Basel, 12–13.
- GUTZWILLER, A. (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen. Enthalten auf Blatt 9 des Eidgenössischen Atlas. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/1.
- GYGER, M., MÜLLER-VONMOOS, M. & SCHINDLER, C. (1976): Untersuchungen zur Klassifikation spät- und nacheiszeitlicher Sedimente aus dem Zürichsee. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 387–406.
- HABICHT, J.K.A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. u. Landeshydrol. u. -geol.
- HALDIMANN, P.[A.] (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattals (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 71/2, 347–355.
- HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviale Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra tech. Ber. NTB 84–16.
- HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger Fundstelle Schrotzburg (Schlienerberg, Süd-Baden). – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 80/2, 27–118.
- (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – Eclogae geol. Helv. 51/1, 119–149.
- (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 104, 1–47.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 91–122.
- HEER, O. (1855–1859): Flora tertiaria Helvetia. – Die tertiäre Flora der Schweiz. – Verlag d. Lithographischen Anstalt v. J. Wurster & Compagnie, Winterthur.
- (1879): Die Urwelt der Schweiz. Zweite, umgearbeitete und vermehrte Auflage. – Schulthess, Zürich.
- HEIERLI, J. (1907): Die goldene Schüssel von Zürich. – Anz. Schweiz. Altertumskunde [N.F.] 9/1, 1–7.
- HEIM, A. (1891): Die Geschichte des Zürichsee. – Njbl. natf. Ges. Zürich 93, 1–16.
- (1894): Die Entstehung der alpinen Randseen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 39/1, 65–48.
- (1922): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig.
- (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Fretz & Wasmuth, Zürich.
- HOFMANN, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 53/1, 1–25.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern.
- HSU, K.J. & KELTS, K. (1984): Quaternary geology of Lake Zurich: an interdisciplinary investigation by deep-lake drilling. – Contr. Sedimentol. 13, 1–210.

- HUBER, R. (1938): Der Schuttkegel der Sihl im Gebiete der Stadt Zürich und das prähistorische Delta im See. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 83, 131–209.
- (1960): Der Freudenberg in der Enge und Linthgletscher-Endmoränen in Zürich. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 105/3, 193–248.
- HUG, J. (1917): Die letzte Eiszeit in der Umgebung von Zürich. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 62, 126–142.
- (1918): Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. – *Ann. schweiz. Landeshydrogr.* 3.
- (1938): Der Baugrund der Stadt Zürich. – Hoch- und Tiefbau, Schweiz. Baumeister- u. Zimmermeisterz. 27.
- HUG, J. & BEILIK, A. (1934): Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Hydrol.* 1.
- ICS (International Commission On Stratigraphy) (2012): International Chronostratigraphic Chart, August 2012. – Internetpublikation (www.stratigraphy.org).
- JÄCKLI, H. (1959): Wurde das Moränenstadium von Schlieren überfahren? – *Geographica helv.* 14/2, 79–82.
- (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Ecolae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- (1966): Blatt 1090 Wohlen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 50.
- (1979): Geologische Verhältnisse im Abschnitt Platzspitz bis Schwamendingen der N1.4.3 und N1.4.4. – *Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech.* 100, 7–11.
- (1989): Geologie von Zürich. – Brauerei Hurlimann AG u. Orell Füssli, Zürich.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1972): Hydrogeologische Karte der Schweiz, Blatt Bözberg-Beromünster, mit Erläuterungen. – Schweiz. Geotech. Komm.
- JIMEMEZ, M.J. & PAVONI, N. (1984): Focal mechanisms of recent earthquakes 1976–1982 and seismotectonics in Switzerland. In: STILLER, H. & RITSEMA, A. (Ed.): *Proc. IASPEI General Ass. 1983 Hamburg (Session 12: European Geodyn. Seismicity and Seismic Hazard)*, 77–84.
- JUNG, G.P. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 114, 293–406.
- KÄCH, D. (2008): Das Umland von Zürich in römischer Zeit. – *Zürcher Archäol.* 26, 1–103.
- (2013): Neues zum Gutshof von Dietikon. Die Resultate der Grabung von 1995. – *Zürcher Archäol.* 31, 1–140.
- KÄLIN, D. (1997): The Mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered. – a local Biozonation of MN 2–MN 5. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du Congrès BiochroM'97*. – *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier* 21, 515–535.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 254/1–2, 177–235.
- KELLER, B. (2013): Geologische Geschichte der Luzerner Reuss. In: PARAVICINI, G. (Hrsg.): *Gestautes Wasser – Regulierter See. Geschichte, Bau und Betrieb der Reusswehrranlage in Luzern*. – Kant. Lehrmittelverlag Luzern, 105–123.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Linth-Rheingletscher im letzten Hochglazial. 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 150/3–4, 69–85.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997): Revised magnetostratigraphic calibration of Oligocene to Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du congrès BiochroM'97*. – *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier* 21, 547–561.

- KEMPF, O. & MATTER, A. (1999): Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 92/1, 97–103.
- KEMPF, T., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P., LONGO, V., MÜLLER, E., SCHINDLER, C., STYGER, G. & WYSSLING, L. (1986): Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25 000. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 69.
- KNECHT, H. (1960): Bericht über die Grundwasserverhältnisse im Schlachthof der Stadt Zürich, Sondierbohrung B1. – Unpubl. Ber.
- KÜTTEL, M. (1989): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. – *Rev. Paléobiol.* 8/2, 525–614.
- KUHN, B. (1979): Der Voreinschnitt Nord zum Milchbuckeltunnel – Sicherung und Verhalten der Baugrube. – *Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech.* 100, 13–17.
- KUNNERT, U. (2001): Römische Gutshöfe, Urdorf-Heidenkeller. – *Zürcher Archäol.* 5, 1–114.
- LAUBSCHER, H.P. (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.
- LAWS, S. (2010): Trinkwasserstollen Uetliberg – Geologie, Prognosen und Erkenntnisse. – In: Trinkwasserstollen Uetliberg, Sonderdruck 1514 GWA. – Gas, Wasser, Abwasser 8/10, 57–62.
- LETSCH, D. (2012): Deutungsversuch einer komplexen eisrandnahen Talfüllung: die Wulp-Schotter und ihr glaziales Umfeld. – *Swiss Bull. angew. Geologie* 17/1, 61–76.
- (2014a): The distinction between carbonate cement and internal sediment in Quaternary gravels: a combined field, petrographic, and stable isotope study from Northern Switzerland. – *Earth Sci. Res.* 3/1, 56–71.
- (2014b): Fluvial, glacial, or tectonic origin of Lake Zurich basin – changing views during the last 200 years: a historical sketch and some conclusions for modern discussions. – *Swiss Bull. angew. Geologie* 19/1, 53–71.
- LETSCH, E. (1899): Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 1.
- LETSCH, E. & RITTER, E. (1925): Die schweizerischen Molassekohlen, Teil III. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 12.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- LISTER, G. (1985): Late Pleistocene alpine deglaciation and post-glacial climatic developments in Switzerland: the record from sediments in a peri-alpine lake basin. – *Diss. ETH Zürich.*
- LOURENS, L., HILGEN, F., SHACKLETON, N.J., LASKAR, J. & WILSON, D. (2004): The Neogene period. In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (Eds.): *A geologic time scale 2004*, 409–440. – Cambridge (Cambridge University Press).
- MÄDER, A. (2008): Die mittelbronzezeitlichen Gräber von Birmensdorf-Rameren. – *Zürcher Archäol.* 24, 1–99.
- MAYER-ROSA, D. & GARCIA, M. (1986): Improved hypocentral parameter determination using secondary regional phases. – *Rev. Geofis.* 42, 175–184.
- MEIER, F. & POST, A. (1969): What are glacier surges? – *Canad. J. Earth Sci.* 6 (4), 807–817.
- MEIN, P. (1975): Résultats du groupe de travail des vertébrés: biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. – *Rep. on activity of RCMN working groups (1971–1975)*, 78–81.
- (1989): Updating of MN Zones. In: LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Ed.): *European Neogene Mammal Chronology*. – *NATO ASI Ser. A.* 180, 73–90.

- MOOS, A., VON (1944): Der Kohlenbergbau im Kanton Zürich. – N. Zürcher Ztg. [NZZ] 272, Beil. Technik, 16. Febr. 1944.
- (1946): Die Kohlebohrungen von Sihlbrugg (Kt. Zürich) und die Molassestrukturen um Zürich. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2, 244–254.
 - (1947): Die zürcherischen Molassekohlen und ihre Ausbeutung 1941–1946. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 92/1, 1–20.
 - (1949): Der Baugrund der Stadt Zürich. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 94, 137–165.
- MOUSSON, A. (1862): Übersicht der Geologie des Kantons Zürich. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 64, 1–34.
- MÜLLER, W.H., NAEF, H. & GRAF, H.R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz. Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. – *Nagra tech. Ber. NTB* 99–08.
- MÜTZENBERG, S. (1999): Die Transportleitung Hardhof-Lyren der Wasserversorgung Zürich: Ein geologisch anspruchsvoller Stollenbau im dicht besiedelten Stadtgebiet. – *Bull. angew. Geol.* 4/1, 51–66.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber. NTB* 85–14.
- NAGRA (1988): Sedimentstudie Zwischenbericht 1988. – *Nagra tech. Ber. NTB* 88–25.
- (2008a): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager: Geologische Grundlagen. Textband und Beilagenband. – *Nagra tech. Ber. NTB* 08–04.
 - (2008b): Radiometrische Altersbestimmung an Bentonitproben der Oberen Süsswassermolasse (OSM), Zwischenbericht mit provisorischen Daten. – *Nagra int. Ber. NIB* 08–07.
- NAGY, P. (1992): Technologische Aspekte der Goldschale von Zürich-Altstetten. – *Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.* 75, 101–116.
- NICK, M. (2004): Anderthalb Zentner keltisches Kleingeld. Neue Forschungen zum Potinklumpen von Zürich. – *Schweiz. numismat. Rdsch.* 83, 97–117.
- NOTZ, R. (1924): Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern. – *Gebr. Leemann, Zürich*.
- OBRUTSCHEW, W.A. (1937): Das frühe Relief Sibiriens. – *Sb. posw. W.I. Wernadskomu* 2, 955–974; *Isd. AN SSSR, Moskau* (in russ. Sprache).
- OTTIGER, R., FREIMOSER, M., JÄCKLI, H., KOPP, J. & MÜLLER, E. (1990): Blatt 1131 Zug. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25000, Karte 89.
- PAVONI, N. (1952): Geologie der Fallätsche und die Bedeutung des limnischen Niveaus für die Zürcher Molasse. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* (B) 8, 239–269.
- (1953): Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse. – *Geographica helv.* 3, 217–226.
 - (1956): Zürcher Molasse und Obere Süsswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 22/63, 25–32.
 - (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 102/5, 117–315.
 - (1958): Die Vorlandsedimentation am Beispiel der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 51/3, 1035–1038.
 - (1959): Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) im Bereich des Hörnli-schuttfächers. – *Eclogae geol. Helv.* 52, 477–487.
 - (1962): Rotierende Felder in der Erdkruste. – *Abh. dtsh. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen, Montangeol.* 2/1, 257–270.
 - (1965): Zur Geschichte der Erdbebenforschung in der Schweiz. In: GASSMANN, F. & WEBER, M. (Ed.): Jahresbericht 1962 des Schweizerischen Erdbebendienstes, 37–43. – *Inst. f. Geophys., ETH Zürich*.
 - (1967): Exkursion 31, Abstecher 31a: Fallätsche-Uetliberg bei Zürich. In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Heft 7, 537–542. – *Schweiz. Geol. Ges., Wepf & Co. Basel*.

- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/2, 351–370.
- (1984): Seismotektonik Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber. NTB* 84–45.
- (1985): Zur Geologie und Landschaftsgeschichte von Kilchberg. – *Njbl. Kilchberg* 26.
- (1987): Zur Seismotektonik der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 461–472.
- (1992): Seismoactive fault systems in the basement and sedimentary cover of the Swiss Plateau and the Jura Mountains. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 781–784.
- (1997): Diskussionsbeitrag zum Forum-Artikel «Zur Morphogenese der Zürichseetalung» von R. Hantke & A.E. Scheidegger. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 142/4, 169–172.
- (2002): Die Vergletscherung des Küssnachterberges in der letzten Eiszeit. – *Küssnacht. Jh.* 2002, 30–48.
- PAVONI, N., JÄCKLI, H. & SCHINDLER, C. (1992): Blatt 1091 Zürich. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 90.
- PAVONI, N. & SCHINDLER, C. (1981): Bentonitvorkommen in der Oberen Süsswassermolasse und damit zusammenhängende Probleme. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 53–64.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PEYER, B. (1942): Fossile Riesenschildkröten aus der oberen Süsswassermolasse der Umgebung von Zürich. – *Schweiz. paläont. Abh.* 63.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glacial history of northern Switzerland. – *Quatern. Sci. J.* 60/2–3, 282–305.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – *J. Quatern. Sci.* 20, 607–620.
- PRIMAS, M. (1981): Urgeschichte des Zürichseegebietes im Überblick: Von der Steinzeit bis zur Früheisenzeit. – *Helv. Archäol.* 45/48, 5–18.
- (1987): Zum Stand der Paläolithforschung in der Schweiz. – *Geogr. Helv.* 1987/2, 153–158.
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P.W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2012): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of Last Glacial Maximum. – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 293–307.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK, RAMSEY, C., BUCK, C.E., BURR, G.S., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERTON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNER, C.S.M., PLICHT, J. VAN DER & WEYHENMEYER, C.E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. – *Radiocarbon* 51/4, 1111–1150.
- RENZ, H.H. (1937): Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 69, 2–128.
- REY, R. (2003): SBB-Zimmerberg-Basistunnel Teil 1: Geologie der Felsstrecke von der Kollerwiese (Zürich) bis Thalwil. – *Bull. angew. Geol.* 8/2, 25–36.
- REY, R. & EGLI, D. (2000): Bahn 2000 Zürich-Thalwil – Ein anspruchsvoller Tunnel in Lockergestein und Fels. – *Felsbau* 18/3, 40–49.
- REY, R., WILDBERGER, A., FRANK, S. & FREIMOSER, M. (2011): Blatt 1072 Winterthur. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 140.
- RUCKSTUHL, B. (1992): Bronzezeitliche Gruben aus Oberengstringen, Zentrum. In: BAUER, I., FORT-LINKSFEILER, D., RUCKSTUHL, B., HASENFRATZ, A., HAUSER, C. & MATTER, A. (Ed.): Bronzezeitliche Landsiedlungen und Gräber. – *Ber. zürch. Denkmalpflege, Archäol. Monogr.* 11, 7–156.

- RUOFF, U. (1981): Die Ufersiedlungen am Zürich- und Greifensee. – *Helv. Archäol.* 12, 19–61.
- RYF, W. (1985): Geologie des Milchbucktunnels. – *Schweiz. Ing. u. Arch.* 23/1985, 550–551.
- SCHAUB, M., KAISER, K.F., FRANK, D.C., BÜNTGEN, U., KROMER, B. & TALAMO, S. (2007): Environmental change during the Alleröd and Younger Dryas reconstructed from Swiss tree ring data. – *Boreas* 37, 74–86.
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 395–433.
- (1971): Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 116/2, 283–315.
 - (1973): Geologie von Zürich, Teil II: Riesbach-Wollishofen, linke Talflanke und Sihl-schotter. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 118/3, 299–318.
 - (1974): Zur Geologie des Zürichsees. – *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 163–196.
 - (1976): Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 125–138.
 - (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. – *Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt.* 67, 109–160.
 - (1981): Geologische Unterlagen zur Beurteilung archäologischer Probleme in den Seeufergebieten. – *Helv. Archäol.* 45/48, 71–88.
 - (1982): Kap. III.2. Der Untergrund. In: SCHNEIDER, J., GUTSCHER, D., ETTER, H. & HAN-SER, J. (Ed.): *Der Münsterhof in Zürich*. – Walter, Olten.
 - (2004): Zum Quartär des Linthgebietes zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.]* 169.
- SCHLÜCHTER, C. (1987): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. – *Geographica helv.* 1987/2, 109–115.
- (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – *GeoKarten500*, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
 - (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung (überarb. Nachdruck). – *Stiftg. Landschaft u. Kies, Uttigen*.
- SCHLÜCHTER, C. & RÖTHLISBERGER, C. (1995): 100 000 Jahre Gletschergeschichte. Gletscher im ständigen Wandel, 47–63. – *vdF-Hochschulverl. AG, ETH Zürich*.
- SCHMIDHEINY, M. (2011): Zürich «Mozartstrasse». Neolithische und bronzezeitliche Ufersiedlungen, Bd. 4: Die frühbronzezeitliche Besiedlung. – *Monogr. Kantonsarchäol. Zürich* 42, 1–270.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (1987): International symposium on mammalian biostratigraphy and paleoecology of the European Paleogene, Mainz 18–21 February 1987. – *Münchner geowiss. Abh. (A)* 10, 1–312.
- SCHNEIDER, J., ZÜRCHER, A. & GUYAN, W.U. (1988): Turicum – Vitodurum – Iuliomagus. Zürich, Winterthur und Schleithen – drei römische Siedlungen in der Ostschweiz. – *Werd-Verlag, Zürich*.
- SCHÖNAUER, R.G. (1987): Von der Stadt am Fluss zur Stadt am See, 100 Jahre Zürcher Quaialagen. – *Verlag Matthieu des Zürcher Heimatschutzes, Zürich*.
- SENFEN, H. (1976): Der Aquitiefengrundwasserbrunnen. – *Schweiz. Brauerei-Rdsch.* 87, 123–128.
- SENFTELEBEN, G. (1923): Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlängern und ihrer Umgebung. – *Diss. Univ. Zürich*.
- SIEBER, N. (2000): Rutschungen am Uetliberg. – *Bull. angew. Geol.* 5/1, 105–110.
- SPÖRRI, D. (2000): Neuere Untersuchungen zum Fundmaterial von Wetzikon-Robenhausen, Furtacker. – *Archäol. im Kt. Zürich* 15, 153–182.

- STEHLIN, H.G. (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. natf. Ges. Basel 25, 179–202.
- STÖCKLI, W. (1995): Geschichte des Neolithikums in der Schweiz. In: STÖCKLI, W., NIFFELER, U. & GROSS-KLEE, E. (Ed.): Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter. Vom Neandertaler bis zu Karl dem Grossen. Band II, Neolithikum, 19–52. – Verlag Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch., Basel.
- (2009): Chronologie und Regionalität des jüngeren Neolithikums (4300–2400 v. Chr.) im Schweizer Mittelland, in Süddeutschland und in Ostfrankreich. – Antiqua 45, 1–404.
- STRASSER, M. (2008): Quantifying Late Quaternary natural hazards in Swiss lakes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 95.
- STRASSER, M., SCHINDLER, C. & ANSELMETTI, F.S. (2008): Late Pleistocene earthquake-triggered moraine dam failure and outburst of Lake Zurich, Switzerland. – J. geophys. Res. 113, doi:10.1029/2007JF000802.
- STUDER, B. (1825): Beiträge zu einer Monographie der Molasse. – Jenny, Bern.
- SUTER, E. (1981): Wasser und Brunnen im alten Zürich: Zur Geschichte der Wasserversorgung der Stadt vom Mittelalter bis ins 19. Jahrhundert. – Wasserversorgung Zürich, Abt. ind. Betr.
- SUTER, H. (1939a): Geologie von Zürich. – Leemann, Zürich.
- (1939b): Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150 000. – Leemann, Zürich.
- (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 83–97.
- SUTER, H. & HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. – Leemann, Zürich.
- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – Mitt. thurg. natf. Ges. 33, 1–108.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 80, 361–398.
- VOGT, E. (1948): Der Lindenhof in Zürich. Zwölf Jahrhunderte Stadtgeschichte auf Grund der Ausgrabungen 1937/38. – Orell Füssli, Zürich.
- WANNER, E. (1945): Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. – Eclogae geol. Helv. 38, 151–161.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 156.
- WETTSTEIN, A. (1885): Geologie von Zürich und Umgebung. Mit geologischer Karte 1:40 000. – Wurster & Co., Zürich.
- WILD, D. (2008): Zürcher City unter Wasser. Interaktion zwischen Natur und Mensch in der Frühzeit Zürichs. – Stadt Zürich, Archäol. u. Denkmalpflege. Internetpublikation.
- WILD, D., MOTSCI, A. & HANSER, J. (2004): Stadtmauern – ein neues Bild der Stadtbefestigung Zürichs. – Stadt Zürich, Amt f. Städtebau, baugesch. Arch.
- WILDBERGER, A., REY, R., FRANK, S. & FREIMOSER, M. (2011): Blatt 1072 Winterthur. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 140.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv. 77/3, 541–551.
- WYSS, R. (1982): Ein Faustkeil aus Schlieren bei Zürich. – Jb. Schweiz. Landesmus. 91, 22–25.
- WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 128.
- WYSSLING, G. & FELBER, P. (2007): Geologie und Grundwasservorkommen im Kanton Zug. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25 000. – Baudir. Kt. Zug, Amt f. Umweltschutz.

- WYSSLING, L. & WYSSLING, G. (1978): Interglaziale See-Ablagerungen in einer Bohrung bei Uster (Kanton Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 357–375.
- ZIEGLER, P. (2006): St. Peter in Zürich. Von den Ursprüngen bis zur heutigen Kirchgemeinde. – Verlag N. Zürcher Ztg. [NZZ], Zürich.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. – *Verh. natf. Ges. Basel* 77/2, 97–164.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000.

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000.

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000.

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt III Liestal–Schaffhausen, von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELSANG, 1867.

Blatt IV Frauenfeld – St. Gallen, von F. SCHALCH, A. GUTZWILLER & J. SCHILL, 1879.

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Auflage), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH, A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN & A. JEANNET, 1913.

Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH & F.J. KAUFMANN, 1875.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 7 Mönchaltorf–Hinwil–Wädenswil–Rapperswil (SA 226–229), von T. ZINGG, 1934.

Nr. 50 Wohlen (LK 1090), von H. JÄCKLI, 1966.

Nr. 120* Baden (LK 1070), von H.R. GRAF, P. BITTERLI-DREHER, H. BURGER, T. BITTERLI, P. DIEBOLD & H. NAEF, 2006.

Nr. 128* Uster (LK 1092), von G. WYSSLING, 2007.

Nr. 134* Albis (LK 1111), von T. GUBLER, 2009.

Nr. 140* Winterthur (LK 1072), von R. REY, A. WILDBERGER, S. FRANK & M. FREIMOSER, 2011.

* Nach der Publikation des Atlasblattes Zürich erschienen

Geologische Spezialkarten

Nr. 2 Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau), 1:25 000, von C. MOESCH, 1867.

Nr. 15 Geologische Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee, 1:25 000, von A. AEPPLI, 1894.

Nr. 25 Geologische Karte der Lägernekette, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1901.

Nr. 31 Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1904.

Nr. 34 Die Drumlinlandschaft der Umgebung von Andelfingen (Kt. Zürich), 1:25 000, von J. HUG, 1905.

Nr. 54 Geologische Karte der Umgebung des Hallwilersees und des oberen Winen- und Surtales, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1910.

Nr. 107 Geologische Karte von Winterthur und Umgebung, 1:25 000, von J. WEBER, 1924.

Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage

- B₁ BODENBURG-HELLMUND, H. W. (1909): Geologische Karte der Drumlinlandschaft zwischen Greifensee und Pfäffikersee (südliches Glattal), 1:25 000. In: Die Drumlin-Landschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee (Kanton Zürich). – Vjsch. natf. Ges. Zürich 54.
- B₂ BUGMANN, E. (1958): Morphologische Karte des NE-Aargaus, 1:25 000. In: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – Mitt. aarg. natf. Ges. 25.
- E ELLENBERG, L. (1972): Geomorphologische Karte des untersten Tösstals und angrenzender Gebiete, 1:25 000. In: Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. – Diss. Univ. Zürich.
- H₁ HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. In: Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- H₂ HEIM, ALB. (1892): [Geologische] Gipfelkarte des Uetliberg, ca. 1:4500. In: Die Geschichte des Zürichsees. In: Njb. natf. Ges. Zürich, 1894.
- H₃ HERBORDT, O. (1907): Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25 000. In: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil – Pfäffikon am Zürichsee. – Leemann, Zürich.
- J₁ JÄCKLI, H. (1956): Morphologische Karte Rohrdorf–Bremgarten, 1:50 000. In: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal. – Geographia helv. 11/1.
- J₂ JÄCKLI, H. (1962): Geologische Karte Blatt Kloten, 1:25 000. In: Kloten. Vom Bauerndorf zur Flughafenstadt. – Orell Füssli, Zürich.
- J₃ JÄCKLI, H. (1975): Flughafen Zürich. Geologische Karte 1:20 000. In: Flughafen Zürich, III. Ausbaustappe. – Dir. öff. Bauten Kt. Zürich.
- M MOSER, S. (1958): Geomorphologische Karte des zentralen Aargaus, 1:25 000. In: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. – Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel 10.
- P PAVONI, N. & VOGT, E. (1971): Geologisch-prähistorische Übersichtskarte (Zürich und Umgebung), 1:50 000. In: VOGT, E., MEYER, E. & PEYER, H. C.: Zürich von der Urzeit zum Mittelalter. – Berichthaus, Zürich.
- S₁ SENFTLEBEN, G. (1924): Geologische Karte der West-Lägern, 1:10 000. – Verkehrsverein Baden, kartogr. Anst. J. Flach, Männedorf.
- S₂ SOMMERHALDER, E. R. (1968): Geomorphologische Karte des unteren Glattals, 1:25 000. In: Glazialmorphologische Detailuntersuchungen im hochwürm-eiszeitlich vergletscherten unteren Glattal (Kanton Zürich). – Diss. Univ. Zürich.
- S₃ STEIN, M. (1959): Geologische Karte der Gemeinde Dübendorf, ca. 1:14 000. In: Dübendorfs Grund und Boden. – Heimatb. Dübendorf.
- W₁ WEBER, A. (1928): Geologische Karte des Unteren Tösstales und Unteren Glattals zwischen Dättlikon, Bülach und Eglisau, 1:25 000. In: Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18.
- W₂ WEBER, A. (1928): Geologische Karte des oberen Tösstales zwischen Wila und Bauma, 1:25 000. In: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18.
- W₃ WEBER, J. (1901): Geologische Karte Blatt 213 (Pfäffikon), 1:25 000. In: Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersees. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 3.
- W₄ WEBER, J. (1906): Geologische Karte des Blattes Wiesendangen, 1:25 000. In: Mitt. natw. Ges. Winterthur 6.
- W₅ WEBER, J. (1908): Geologische Karte des Blattes Turbenthal, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen der Umgebung von Winterthur, II. Teil. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 7.
- W₆ WETTSTEIN, A. (1885): Geologische Karte von Zürich und Umgebung, 1:40 000. In: Geologie von Zürich und Umgebung. – Zürich.

Topografische Karten

1070 – 1072	}	Landeskarte der Schweiz 1:25 000
1090 – 1092		
1110 – 1112		

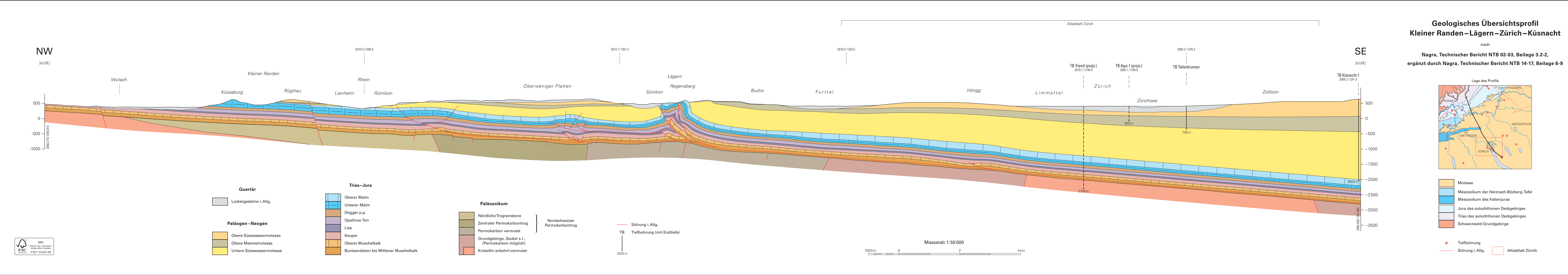
ANHANG

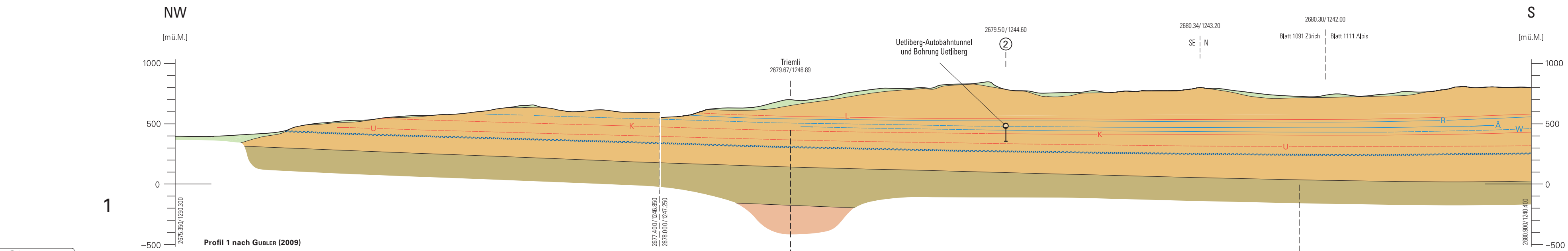
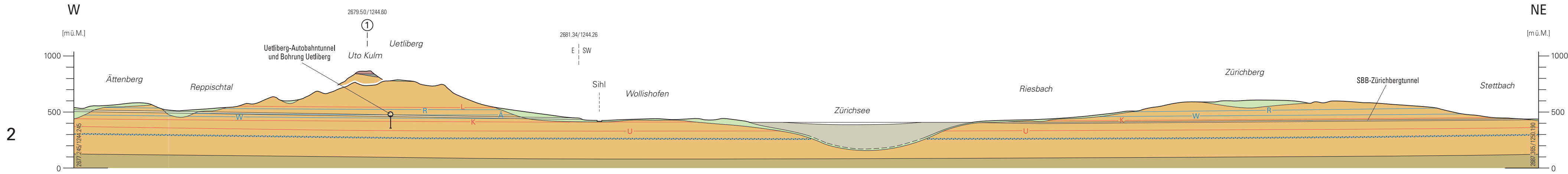
Geröllanalysen in Konglomeraten der OSM im Gebiet des Atlasblattes Zürich. Werte in Prozenten. Bestimmung durch T. Gubler (nach GUBLER 1987 und unveröff. Untersuchungen 1988). Zusammenfassung und Gruppierung der verschiedenen Lithologien nachträglich durch D. Kälin.

Lokalität	Ursprungtobel (Gockhausen)	Höckleregg	Uetliberg-I- Konglomerat (Foltenweid)	Uetliberg-II- Konglomerat	Lorenchopf
Koordinaten	2687.750/ 1248.725	~2680.700/ 1243.6	2680.315/ 1243.77	2679.515/ 1245.05	2687.600/ 1247.15
Kote	545 m	640 m	750 m	840 m	690 m
Anzahl bestimmte Gerölle	236	252	564	631	680
Flyschkalk – Flyschsandkalk	3	17,5	7,8	16,1	14,9
Restliche Kalke	36	28,3	11,2	28,3	20,4
Dolomit	0,4	21	67,4	29,4	32,8
Radiolarit/Hornstein	19,9	4,4	1,9	4,6	2,6
Sandstein	5,9	9,1	5	5,6	6,8
Brekzie	0	0,4	1,1	0	0,7
Granit	8,5	3,2	0	0,3	1,8
Porphyry/Rhyolith	5,9	2,4	0,2	1,3	1,8
Gneis	3,8	1,2	0,8	4	1,5
Ophiolith	0,4	2	2,8	3,7	10,0
Gangquarz u. Quarzit	8,1	1,6	0,5	1,9	1,6
Ölquarzit	5,5	3,2	0,4	2,2	1,2
unbestimmt/andere	2,6	5,7	0,9	2,6	3,9
Summe	100	100	100	100	100

BEILAGEN

- Tafel I: Geologisches Übersichtsprofil Kleiner Randen – Lägern – Zürich – Küsnacht
Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Zürich
Tafel III: Quartärgeologische Profile im Stadtgebiet von Zürich
Tafel IV: Quartärgeologische Profile im Gebiet des Atlasblattes Zürich
Tafel V: Felsisohypsenkarte des Gebietes von Atlasblatt Zürich
Tafel VI: Isohypsenkarte des Meilener Kalks im Gebiet der Zürcher Molasse
Tafel VII: Verbreitung und Korrelation der letzteiszeitlichen Moränenwälle im Gebiet von Atlasblatt Zürich inkl. Verfüllungsgeschichte des «Schlierensees»





- Quartär**
- Spätglaziale Seesedimente
 - Quartäre Ablagerungen i. Allg. (im Wesentlichen letzteiszeitliche Moräne)
 - Höherer Deckenschotter
 - Moräne einer Deckenschotter-Vergletscherung

- Neogen (Miozän)**
- Obere Süsswassermolasse (OSM)**
- Mergel und Mergelsandstein mit karbonatreichem Sandstein und Konglomeratbänken
 - Bentonithorizont
 - U=Urdorf, K=Küsnacht, L=Leimbach
 - Süswasserkalk-Leitniveau
 - W=Wehrenbach, A=Äntlisberg-Doldertobel, R=Rütschlibach-Riedhof
 - Meilener Kalk («Appenzellergranit»)

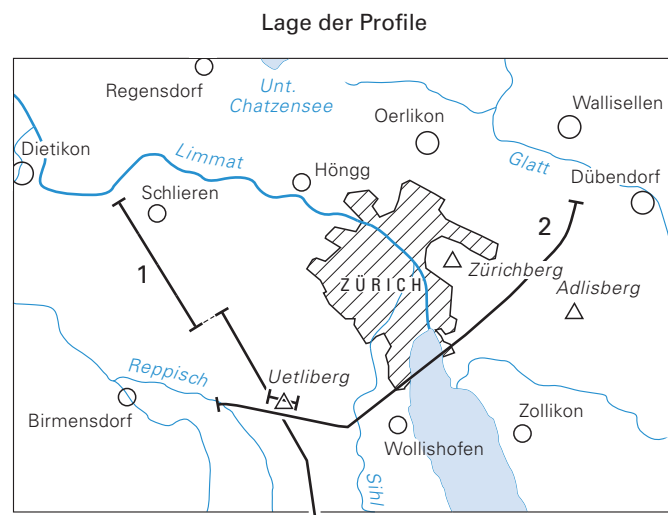
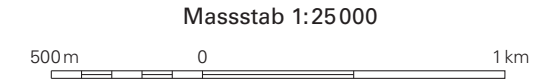
- Obere Meeresmolasse (OMM)**
- Luzern- und St.-Gallen-Formation

- Untere Süsswassermolasse (USM)**
- «Granitische Molasse»

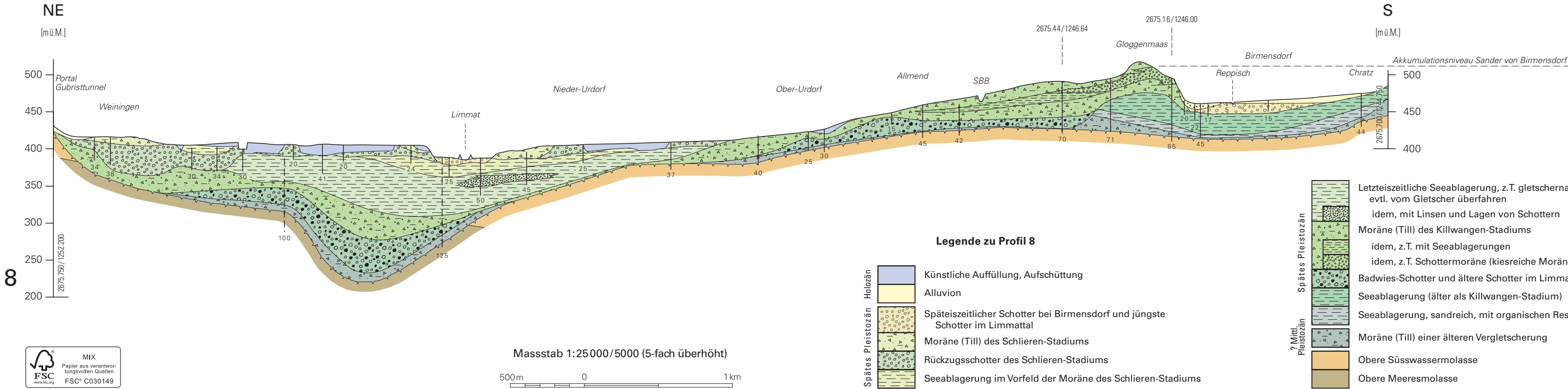
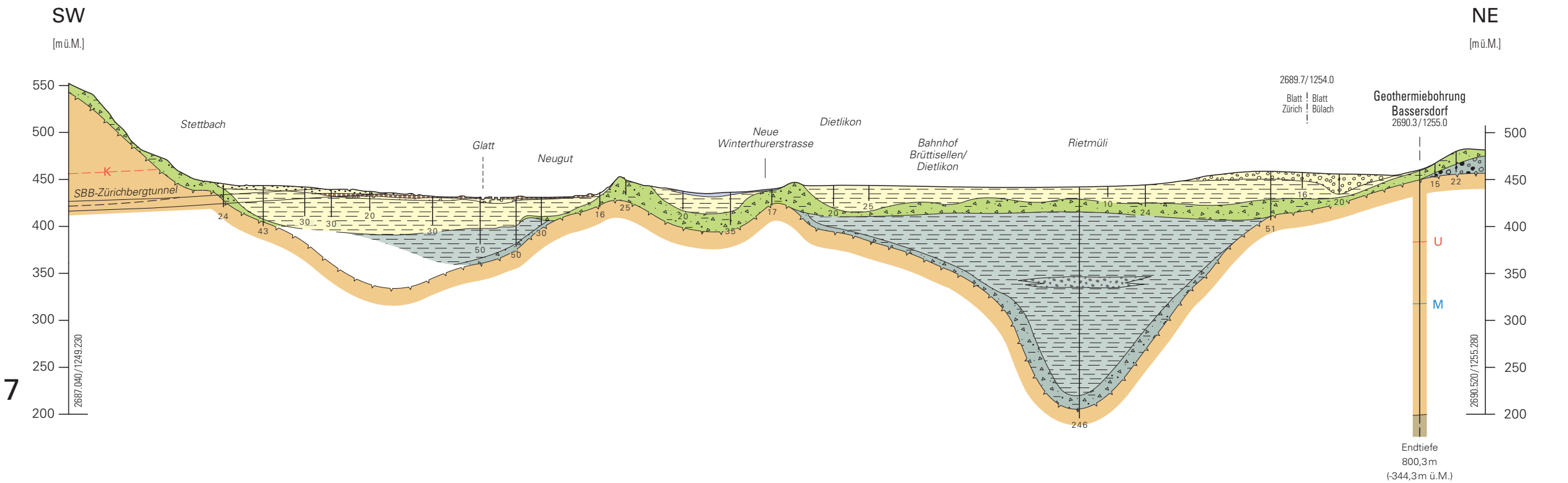
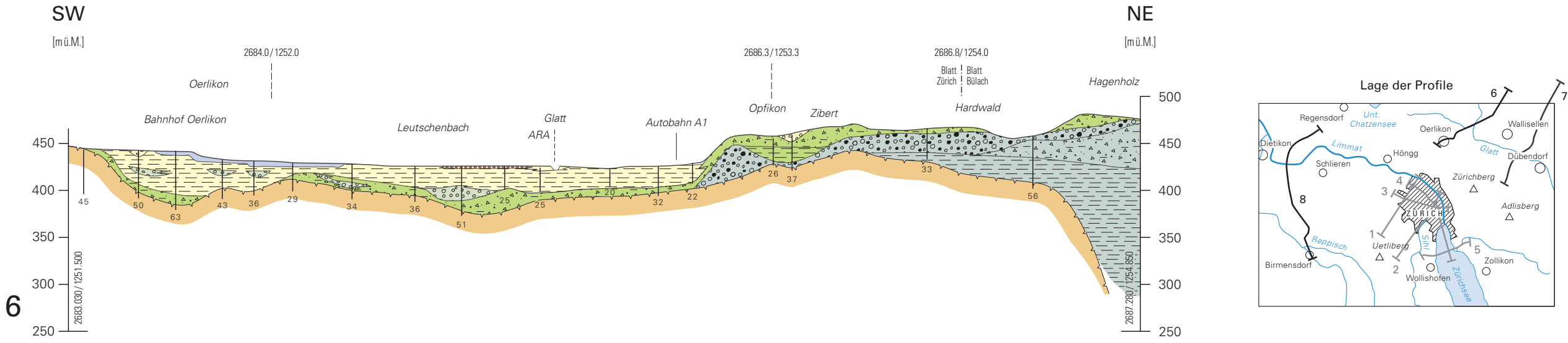
- Bohrung
- Bohrung (projiziert)

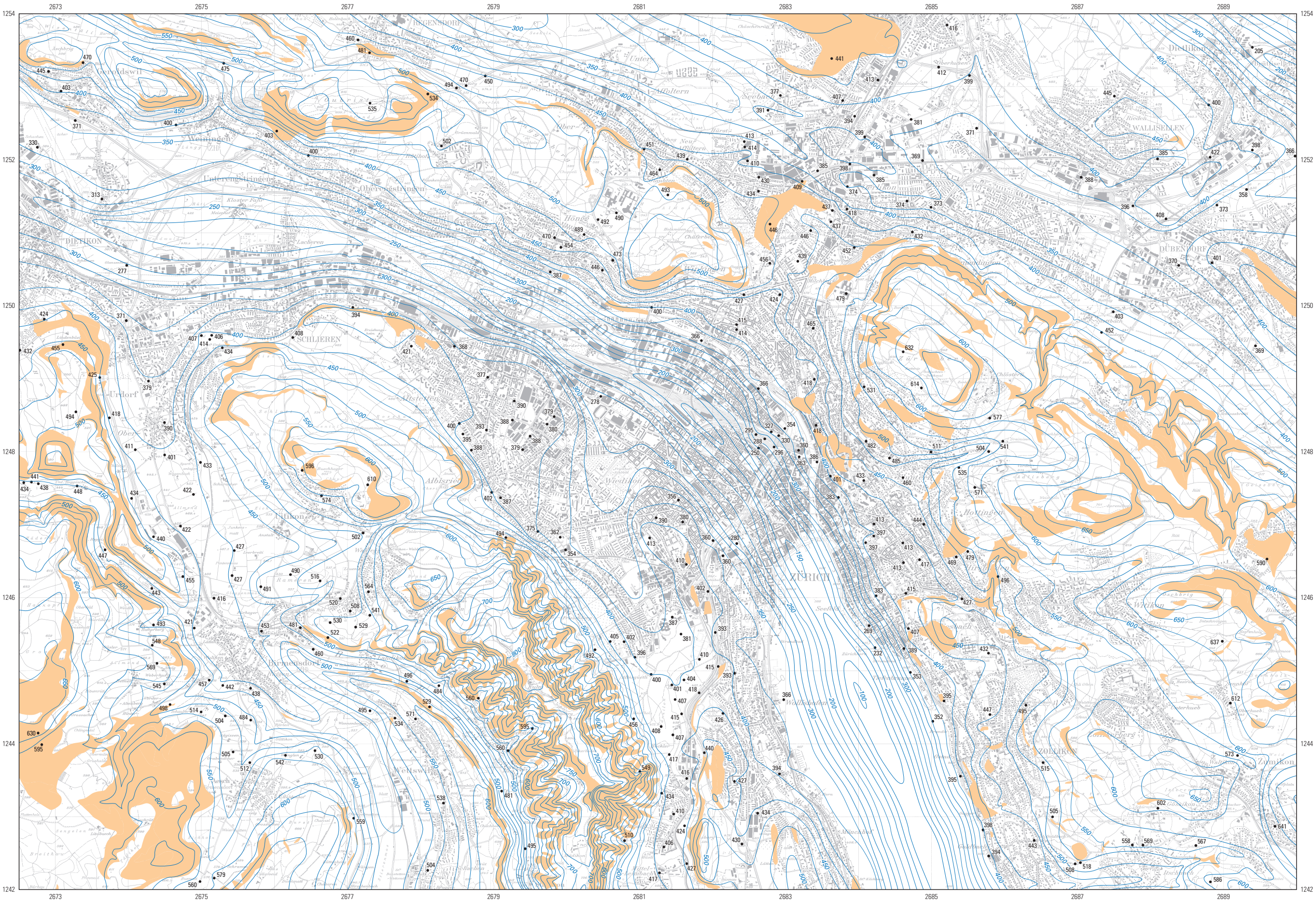
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Zürich

von
Nazario Pavoni und Thomas Gubler



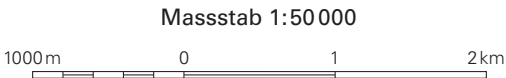






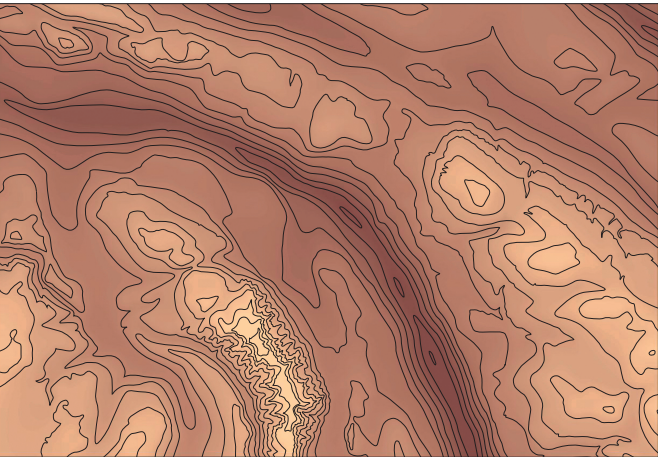
Felsisohypsenkarte des Gebietes von Atlasblatt Zürich

von
**Conrad Schindler, Peter Haldimann
Matthias Freimoser und Dominik Letsch**



- Felsisohypsen (Äquidistanz 25m)
- Bohrung mit Kote Oberkante Fels [m ü.M.]
- Anstehender Fels (OMM und OSM) gemäss
Atlasblatt Zürich 1:25 000

Übersicht 1:200 000



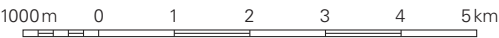
- 815m ü.M.
600m ü.M.
400m ü.M.
100m ü.M.
- Isohypsen (Äquidistanz 50m)



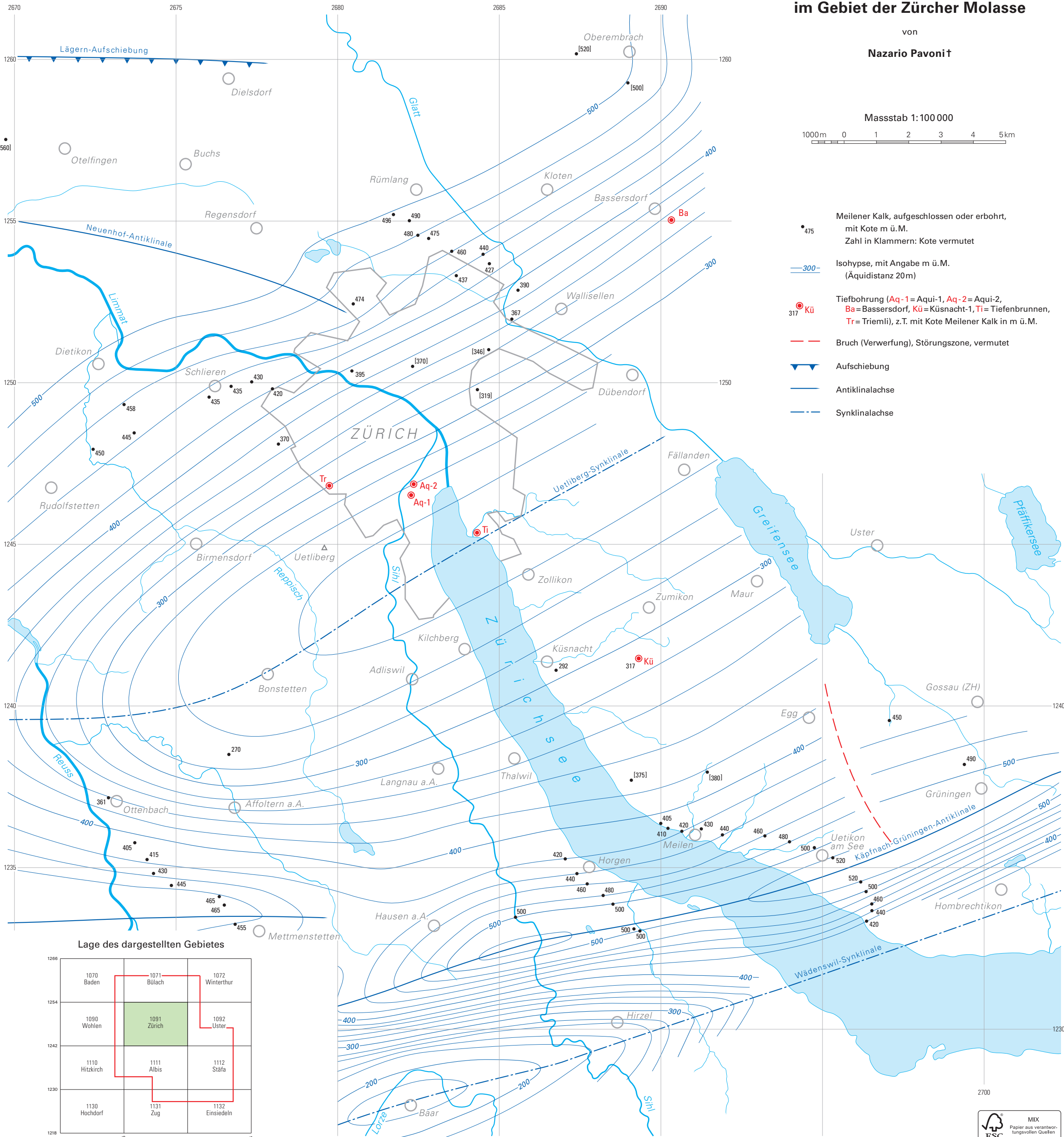
Isohypsenkarte des Meilener Kalks
im Gebiet der Zürcher Molasse

von
Nazario Pavoni

Massstab 1:100 000



- Meilener Kalk, aufgeschlossen oder erbohrt, mit Kote m ü.M.
Zahl in Klammern: Kote vermutet
- Isohypse, mit Angabe m ü.M.
(Äquidistanz 20m)
- Tiefbohrung (Aq-1 = Aqüi-1, Aq-2 = Aqüi-2, Ba = Bassersdorf, Kü = Küsnacht-1, Ti = Tiefenbrunnen, Tr = Triemli), z.T. mit Kote Meilener Kalk in m ü.M.
- Bruch (Verwerfung), Störungszone, vermutet
- Aufschiebung
- Antiklinalachse
- Synklinalachse



Lage des dargestellten Gebietes

