

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1092 Uster

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 128)

Erläuterungen

verfasst von

GEORG WYSSLING

mit Beiträgen von THOMAS GUBLER und PATRICK NAGY

Mit 5 Textfiguren, 2 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

2008

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

WYSSLING, G. (2007): Blatt 1092 Uster. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 128.

Erläuterungen:

WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster (mit Beiträgen von T. GUBLER & P. NAGY). – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 128.

© 2008, 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.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40029-7

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	5
Stratigraphie	6
Tertiär	6
Miozän (Obere Süßwassermolasse, OSM)	6
Quartär	12
Zur Quartärstratigraphie	12
Überblick über die eiszeitliche Landschaftsgeschichte	15
Pleistozän	18
Pleistozän-Holozän	29
Holozän	30
Tektonik	32
Hydrogeologie	33
Bohrungen	37
Rohstoffe	38
Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente	39
Literaturverzeichnis	42
Kartenverzeichnis	45

VORWORT

Mit Atlasblatt Nr. 128 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt erstmals eine flächendeckende, detaillierte und aktuelle geologische Karte des LK-Blattes Uster in diesem Massstab vor.

Dr. Georg Wyssling begann 1982 als externer Mitarbeiter der Geologischen Landesaufnahme mit der Kartierung des Gebietes von Atlasblatt Uster. Die Originalkarte wurde im Jahr 2005 bei der Geologischen Landesaufnahme eingereicht und bis kurz vor Drucklegung laufend mit neuen Daten aktualisiert. Thomas Gubler ergänzte Karte und Erläuterungen mit wichtigen Angaben zur Molassestratigraphie, während Patrick Nagy den archäologischen Teil der Erläuterungen verfasste.

Weitere Beiträge stammen von Dr. Thomas Bolliger, Dr. Stephan Frank, dipl. Geol. Thomas Gubler, Dr. Peter Haldimann, Dr. Oskar Keller, Dominik Letsch, dipl. Geol. Martin Stammach, Dr. Andres Wildberger und dipl. Geol. Alfred Zaugg.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Dr. H. R. Graf, Dr. Oliver Kempf und Prof. Dr. Fritz Schlunegger den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Die kartografischen Arbeiten führten Bruno Reber und Remo Trüssel aus, die Textfiguren und Tafeln wurden von Bruno Reber, Dr. Daniel Kälin und Remo Trüssel grafisch bearbeitet. Den Schriftsatz gestaltete Edith Steiner.

März 2008

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Uster ist morphologisch in drei Teile gegliedert. Der südwestliche Abschnitt wird von dem aus Oberer Süsswassermolasse bestehenden NE-Abhang von Zürichberg und Pfannenstiel gebildet. Ebenfalls aus Oberer Süsswassermolasse besteht das nordöstliche Drittel des Kartengebietes, welches bereits zum Hörnli-Bergland gezählt werden kann. Zwischen diesen beiden Felsgebieten liegt das Glatttal, welches hauptsächlich durch letzteiszeitliche Sedimente, spät- bis postglaziale Seeablagerungen und den ehemals bedeutend grösseren Greifen- und Pfäffikersee geprägt wird. Morphologisch treten in diesem Gebiet vor allem Moränenwälle, Drumlins sowie Schotterfluren und Geländemulden mit Verlandungsbildungen in den Vordergrund. Unter den eiszeitlichen Sedimenten des Glatttales liegen zwei in den Molassefels eingetieft und wieder verfüllte flache Rinnen vor. Die Achse der nördlichen, tieferen Felsrinne verläuft von Wetzikon über Pfäffikon nach Effretikon und weiter bis nach Kloten und Bülach und endet wenig südlich von Eglisau. Die südliche, weniger tiefe und wahrscheinlich jüngere Felsrinne verläuft unter dem Greifensee und erstreckt sich bis Zürich-Oerlikon. Die Füllung der nördlichen Rinne besteht im Wesentlichen aus mittelpleistozänen kaltzeitlichen Seeablagerungen und darüber liegenden, gut verkitteten Schottern (Aathal-Schotter).

An der Oberfläche kommt die tiefe Felsrinne des Glatttales nicht zum Ausdruck, da sie vollständig von überwiegend mittelpleistozänen Sedimenten erfüllt ist und zudem grösstenteils unter einem jungpleistozänen Hügelzug liegt.

Vor allem auf der Westseite des Tösstaies und seinen Seitentälern treten Stauschotter und randglaziale Seeablagerungen auf. Diese bildeten sich während des letzteiszeitlichen Gletscherrückzuges (Schlieren-Stadium), als der Bodensee-Rheingletscher (Thurtallappen) die abfliessenden Gletscherbäche südlich Winterthur einstaute.

Der weitaus grösste Teil des Gebietes von Atlasblatt Uster zeichnet sich aufgrund der letzteiszeitlichen Gletscherbedeckung durch eine weiche Morphologie aus. Erst das ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes, östlich der Töss gelegene Hörnli-Bergland weist eine markant härtere, überwiegend durch fluviale Erosion geprägte Morphologie auf.

STRATIGRAPHIE

TERTIÄR

Die an der Oberfläche sichtbare und kartierbare Felsunterlage umfasst im Gebiet von Atlasblatt Uster ausschliesslich die Gesteine der Oberen Süsswassermolasse (OSM). Tiefere stratigraphische Einheiten (Obere Meeresmolasse, OMM, und Untere Süsswassermolasse, USM) sind nur aus der 940 m tiefen Geothermiebohrung Fehraltorf 1 bekannt (U. P. Büchi in NEFF 1985). Details zum Bohrprofil Fehraltorf 1 sind im Kapitel Bohrungen, S. 37 aufgeführt.

Miozän

m₄ Obere Süsswassermolasse (OSM): Mergel und Mergelsandstein mit karbonatreichem Sandstein und untergeordnet Konglomeratbänken (Langhien – Serravallen)

Die Gesteine der OSM im Gebiet von Atlasblatt Uster werden weitestgehend von Sedimenten der Hörnli-Schüttung aufgebaut, wobei sich das Gebiet in Bezug zum Hörnli-Schuttfächer in einer intermediären bis linkslateralen Lage befindet. Sedimente des damals NE-SW gerichteten beckenaxialen Entwässerungssystems (Glimmersande) treten nach HOFMANN (1960) erst weiter nördlich auf. Einzig im nordwestlichsten Bereich des Gebietes des Atlasblattes (NW der Linie Wangen-Rikon) könnten Verfingernungen mit den südlichsten Glimmersanden auftreten (schr. Mitt. T. Gubler). Sicher nachgewiesen sind Glimmersande in der Geothermiebohrung Bassersdorf (BLASER et al. 1994), welche aber bereits auf dem Gebiet des nördlich anschliessenden LK-Blattes Winterthur liegt.

Die Gesamtmächtigkeit der von der Erosion verschonten und heute noch erhaltenen OSM beträgt im Gebiet des Atlasblattes Uster ca. 730–760 m (vgl. Fig. 1).

Lithologie

Die OSM im Gebiet von Atlasblatt Uster wird aus einer Wechsellagerung von Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen, Mergeln, Tonen und Süsswasserkalken aufgebaut. Bunte Schlammsteine (Siltsteine, Mergel) und Sandsteine sind im westlichen Teil des Kartengebietes vorherrschend. Konglomerate treten in diesem Teil des Kartengebietes nur vereinzelt auf, z.B. die morphologisch als markante Terrassenkante in Erscheinung tretende Nagelfluhbank, welche von Wassberg

(nördlich Forch) über den Süessblätz nach Binz verläuft. Eine zweite, nur geringmächtige Nagelfluhbank ist im Mülitobel westlich Uessikon (Kote 470 m) und beim Gehöft Fluh aufgeschlossen sowie auf der östlichen Seite des Greifensees, nordwestlich der ARA Niederuster an der Greifenseestrasse. Im östlichen Teil des Atlasgebietes im Abschnitt zwischen Kempten (Wetzikon) und Wildberg, nimmt der Anteil an Nagelfluhbänken deutlich zu. Zwischen den Nagelfluhbänken, welche hier 20–50% des Profilanteils ausmachen, treten Mergel, Sandsteine, bituminöse Schlammsteine und sehr selten limnische Kalke auf. Einen Überblick über die Vorkommen und Verteilung der verschiedenen Lithologien im Nordosten des Atlasgebietes geben die zahlreichen Profile in BÜCHI (1958: Taf. I).

Nagelfluh

Bei den Nagelfluhen handelt es sich im Sinne von RENZ (1937) überwiegend um kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelfluhen. Ausführliche Geröllanalysen liegen aus dem weiter südöstlich gelegenen Gebiet zwischen Ricken und Hörnli vor. Nach TANNER (1944: 101) treten dort in der mittleren und oberen OSM neben wenigen bunten Nagelfluhen durchwegs kristallinarmer bis kristallinführender Kalk-Dolomit-Nagelfluhen auf.

Die im Gebiet von Atlasblatt Uster vorgenommenen Geröllanalysen (Tab. 1) bestätigen diese Verhältnisse. Der weitaus grösste Teil der Gerölle (50–75%) besteht aus grauen bis schwarzen, meist mikritischen Kalken und Dolomiten, die aus ostalpinen und penninischen Decken stammen.

Sandstein

Die Sandsteine werden der Hörnli-Schüttung zugerechnet und zeichnen sich im Feld durch einen hohen Gehalt an Karbonatkörnern aus (Kalk, Kalzit, Dolomit). Zweithäufigste Komponente ist Quarz, Feldspat ist nur in geringen Mengen vertreten. Charakteristisch sind grüne Ophiolithbruchstücke (GUBLER 1987). Schwermineralogisch sind die Sandsteine der Hörnli-Schüttung epidotreich, relativ granatarm, sehr zirkon- und rutilarm, karbonatreich und stark dolomitisch (HOFMANN 1957).

Mergel

Mergel bilden vor allem im westlichen Abschnitt des Atlasgebietes die dominierende Lithologie. Besonders häufig sind gelbe, gräuliche bis beigefarbene Mergel, welche z.T. auch in gefleckten, pedogen überprägten Variationen auftreten. Ihre oftmals weite Erstreckung ist ein Kennzeichen für Überschwemmungssedimente (KELLER et al. 1990). Untergeordnet treten dunkle (bräunliche bis schwarze), bituminöse Mergelhorizonte auf, die teils fossilen Bodenbildungen, teils limnischer Entstehung zuzuordnen sind. Besonders die etwas dunkleren lim-

Tabelle 1: Geröllanalysen in Nagelfluhen im Gebiet des Atlasblattes Uster. Werte in Prozenten. Probennahme und Bestimmung D. Kälin. Geröllanalyse Forch bei Zürich nach TANNER (1944).

Lokalität	Bläsimüli	Walenbächli	Aabachtobel	Eichiberg	Tämbrig	Stoffel	Forch bei Zürich
Koordinaten	703.525/ 252.385	704.415/ 244.015	705.335/ 243.245	707.350/ 250.025	704.230/ 249.540	707.025/ 246.310	Nr. 28 in TANNER (1944: 59)
Kote	615 m	600 m	600 m	620 m	800 m	865 m	
Kalke	56	46	31	29	35	50	47,5
Dolomite	27	30	51	38	47	35	27,5
Radiolarite	0	4	1	0	1	2	1
Sandsteine	11	8	12	20	11	11	1,5
Granite	2	3	0	2	0	0	4
Gneise	2	1	1	0	0	0	2
Grüngesteine	1	2	2	7	0	0	4
Quarzite	0	2	0	0	2	1	6,5
restl. Kristallin* (inkl. Vulkanite)	1	6	1	3	4	1	3,5
unbestimmt / andere	0	0	1	1	0	0	2,5
Summe	100	100	100	100	100	100	100

* z.T. stark verwittert

nischen Mergel führen häufig Fossilien (Schnecken, Säugetiere, Pflanzenreste). Rötliche, meist geringmächtige Mergel entsprechen fossilen Bodenbildungen oder deren verschwemmten Produkten.

Seit PAVONI (1952) werden die charakteristischen limnischen Niveaus (bituminöse Süsswasserkalke, bituminöse dunkle Mergel) innerhalb der OSM als Leithorizonte verwendet. Für das Gebiet von Atlasblatt Uster sind die limnischen Niveaus Äntlisberg und Wehrenbach von Bedeutung (Fig. 1). Aufschlüsse der beiden Niveaus sind auf Seite 10 aufgeführt.

Ein schöner Aufschluss in einer Mergelserie mit unterschiedlichen Lithologien, darunter das Limnische Niveau Wehrenbach, befindet sich im Unterlauf des Zilbachs westlich Fällanden (Koord. 690.100/247.550).

Bentonit

Bentonit entspricht den fossilen Verwitterungsprodukten vulkanischer Aschelagen. Es handelt sich um graue, sich schmierig-seifig anfühlende Tone, die oft zu über 90% aus dem Tonmineral Montmorillonit bestehen. Charakteristisch ist ihre Eigenschaft, bei Kontakt mit Wasser rasch aufzuquellen. Die Schichtmächtigkeit liegt meist bei wenigen Zentimetern. Aus der Zürcher Molasse sind bisher vier Bentonitlagen in unterschiedlicher stratigraphischer Lage bekannt geworden: Urdorfer, Küsnachter, Ägstertaler und Leimbacher Bentonit (PAVONI & SCHINDLER 1981, GUBLER 1987, 2005). Im Gebiet des Atlasblattes Uster sind lediglich zwei dieser Bentonithorizonte aufgeschlossen: der Küsnachter und der Winterthurer Bentonithorizont. Gemäss mündlicher Mitteilung von T. Gubler entspricht der Winterthurer Bentonithorizont wahrscheinlich dem Ägstertaler Bentonithorizont.

Aufgrund ihrer charakteristischen Lithologie handelt es sich bei den Bentonitlagen um ausgezeichnete Leithorizonte innerhalb der OSM. Numerische Datierungen an den Zürcher Bentoniten ergaben Alter zwischen 15,27 (Urdorf) und 14,2 (Leimbach) Millionen Jahren vor heute (GUBLER et al. 1992, vgl. Fig. 1). Die Vorkommen von Bentonitlagen auf dem Gebiet von Atlasblatt Uster sind auf Seite 10 aufgeführt.

Süsswasserkalk / Krustenkalk

Bei den im Gebiet von Atlasblatt Uster auftretenden Kalken handelt es sich einerseits um limnische Süsswasserkalke, andererseits um Krustenkalke (Knollen- oder Wetterkalke). Letztere entstehen in Zusammenhang mit Bodenbildungen in ariden Klimaten mit hoher Verdunstungsrate, ausserhalb des Grundwassereinflussbereiches.

Ein Vorkommen eines geringmächtigen (1–2 cm), fein laminierten lokalen limnischen Süsswasserkalkes mit zahlreichen flachgedrückten Süsswasserschnecken liegt in dem kleinem Bachtobel nördlich Ehrikon (Koord. 703.385/253.075).

Ein instruktiver Aufschluss eines Wetterkalkes findet sich im Tobel des Aabachs westlich Bäretswil bei Koord. 705.800/243.500. Es handelt sich um eine rötlichgrüne, flaserig ausgebildete, etwa 0,5 m mächtige Kalkbank.

Molassekohle

Untergeordnet treten in den Mergeln geringmächtige (mm bis cm-Bereich), meist sehr lokal beschränkte Vorkommen von Molassekohle auf. Abbauwürdige Molassekohlevorkommen, wie im Gebiet der benachbarten Kartenblätter Wil (Bergwerk Elgg) oder Albis (Bergwerke Käpfnach und Riedhof), sind im Gebiet von Atlasblatt Uster bisher nicht entdeckt worden. LETSCH (1899: 131, 132) beschreibt zwar NE Schalchen (2 km südlich von Wildberg, Koord. 705.105/251.880) Pingen von Stollenausgängen, ein allfälliger Abbau kann aber nur sehr bescheiden gewesen sein.

Lithostratigraphie und Leithorizonte

Innerhalb des Gebietes von Atlasblatt Uster können die limnischen Leitniveaus Wehrenbach und Äntlisberg sowie zwei Bentonithorizonte als lokale, teils auch als regionale Leithorizonte verwendet werden. Sie erlauben eine zuverlässige Gliederung der OSM. In der Figur 1 ist ein lithostratigraphisches Sammelprofil durch die OSM dargestellt. Die obersten Anteile der OSM im Gebiet von Atlasblatt Uster dürften demnach ca. 200–230 m über den Winterthurer Bentonithorizont zu liegen kommen (höchste Schichten des Tämbrigs und Stoffels). Basierend auf den Bentonitaltern (GUBLER et al. 1992) und den magnetostratigraphischen Untersuchungen von KEMPF et al. (1997) und KEMPF & MATTER (1999) umfasst die OSM im Gebiet des Atlasblattes Uster den Zeitraum von ca. 17,0 bis 13,2 Millionen Jahren vor heute.

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse der durchwegs von PAVONI (1952, 1956, 1957) und T. Gubler entdeckten und identifizierten Leithorizonte auf Atlasblatt Uster aufgeführt.

Winterthurer Bentonit (110 m über Künsbacher Bentonit, T. GUBLER)

Giessentobel 697.810/252.420, 540 m ü. M.; Sägeltobel 702.800/253.320, 573 m ü. M.

Limnisches Niveau Äntlisberg (PAVONI 1957)

Jörentobel 690.260/246.600, 538 m ü. M.

Limnisches Niveau Wehrenbach (PAVONI 1957)

Zilbachtobel 690.100/247.550, 482 m ü. M.; Jörentobel 690.480/247.040, 490 m ü. M.; Rohrbachtobel 691.080/246.220, 501 m ü. M.; Bachtobel 692.400/243.080, 550 m ü. M., Aschbachtobel 691.770/245.030, 515 m ü. M.

Künsbacher Bentonit (PAVONI 1956)

Bachtobel 692.480/243.240, 520 m ü. M.; Helltobel (T. GUBLER): Rotzone des Künsbacher Bentonites 693.160/242.370, 536 m ü. M.

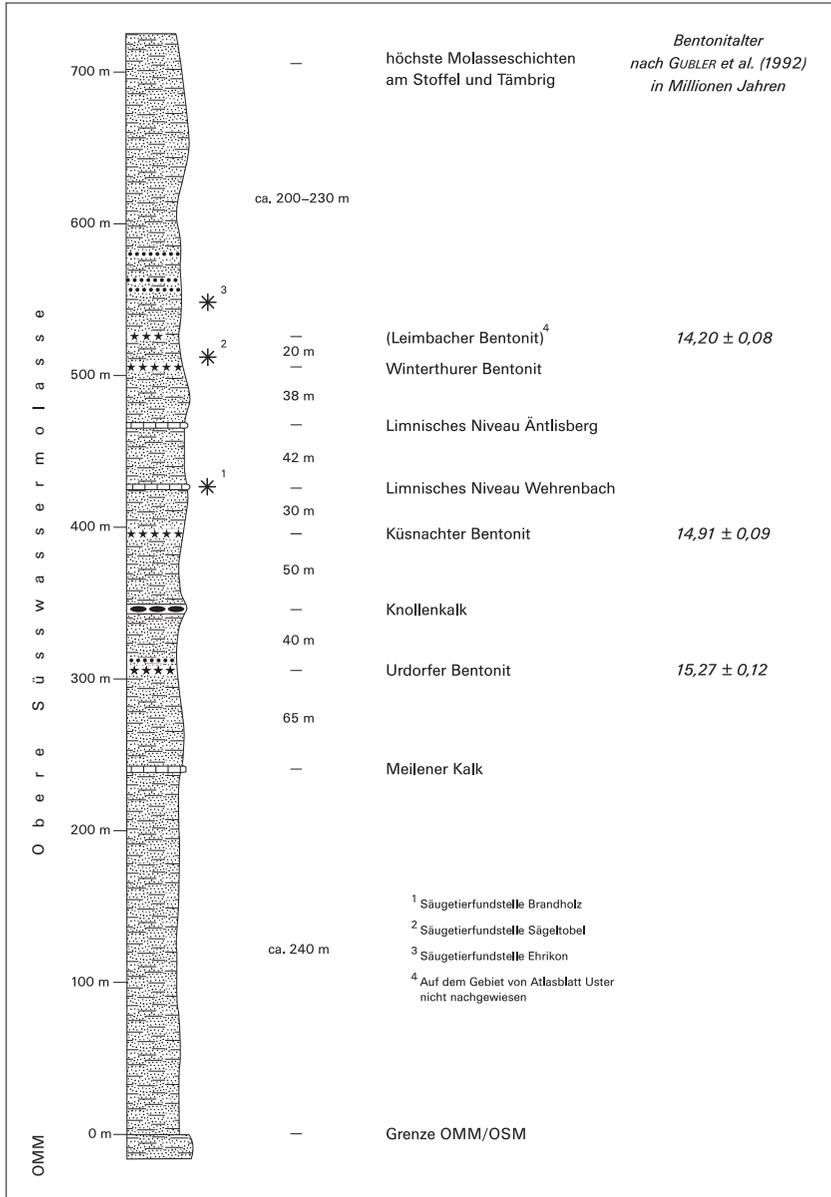
Limnisches Niveau «Knollenkalk» (PAVONI 1957)

Helltobel 693.650/240.830, 475 m ü. M.; Schulhaus Bachtobel 693.720/242.400, 490 m ü. M.; Dorfbach 693.810/242.000, 500 m ü. M.

Fossilfunde

In den bituminösen Schlammsteinen, welche in Seen, Tümpeln und Sümpfen abgelagert wurden und seltener pedogen überprägte Überschwemmungsebenen darstellen, finden sich relativ häufig gut erhaltene Gastropoden, z. B. in den Tobeln des Aabachs (Koord. 704.760/243.060), des Zilbachs (Koord. 690.100/247.550) oder des Sackbachs (Koord. 707.220/253.695).

Fig. 1: Stratigraphisches Übersichtsprofil der Oberen Süsswassermolasse im SW-Abschnitt des Atlasblattes Uster. Bentonithorizonte und limnische Leitniveaus nach GUBLER (2005 und unpublizierte Kartierung Leithorizonte LK-Blatt Uster). Aufgeschlossen sind nur die Schichten über dem Urdorfer Bentonithorizont.



Von den für die biostratigraphische Gliederung wichtigen fossilen Säugetieren liegen aus dem Gebiet des Atlasblattes Uster vier kleine Fundstellen vor:

- Ehrikon (Koord. 703.385/253.075): direkt unter einer geringmächtigen, fein laminierten Süsswasserkalkbank liegender, schwarzbrauner Mergel mit Gastropodenresten mit folgenden Säugetierarten: *Insectivora* indet., *Galerix* sp., *Dinosorex* sp., *Megacricetodon* sp., *Eumyarion* sp., *Miodyromys aegercii*, *Spermophilinus bredai*. Die Fundschicht, die nur versackt und nicht anstehend angetroffen wurde, liegt ca. 30 m über dem Winterthurer Bentonithorizont.
- Sägeltobel (Koord. 702.780/253.330): Etwa auf Kote 580 ist ein blaugrauer Mergel mit weissen Gastropoden (darunter *Bithynia* sp.) aufgeschlossen, der folgende Säugetierspezies geliefert hat: *Insectivora* indet., *Dinosorex* sp., *Megacricetodon minor*, *Democricetodon* sp., *Eumyarion medius*, *Spermophilinus bredai*. Die Fundschicht liegt vermutlich wenige Meter über dem Winterthurer Bentonithorizont.
- Walenbächli (Koord. 704.580/243.990): Etwa auf Kote 615 steht ein bräunlichgrauer, kalkiger Mergel an, der neben hellen Gastropodenresten und *Celtis*-Früchtchen einen einzelnen Zahn von *Spermophilinus bredai* geliefert hat.
- Brandholz (Zilbach, Koord. 690.100/247.550): im Unterlauf des Zilbachs ist übere längere Distanz eine schöne Mergelserie (Limnisches Niveau Wehrenbach) aufgeschlossen. Darin tritt eine ca. 30 bis 50 cm mächtige Lage dunkelgrauer, fast schwarzer Mergel mit massenhaft Gastropoden auf. D. Letsch, T. Bolliger und D. Kälin schlämmt daraus neben anderen Fossilresten folgende Arten kleiner Säugetiere: *Galerix* sp., *Mygalea* sp., *Insectivora* indet., *Chiroptera* indet., *Megacricetodon minor*, *Democricetodon* sp., *Eumyarion* sp., *Keramiodomys carpathicus*, *Miodyromys aegercii*, *Prolagus oeningensis*.

Die Fundstellen Ehrikon, Sägeltobel und Walenbächli können durch lithostratigraphische Vergleiche mit dem Zürichseegebiet (BOLLIGER 1992) in die Säugetiereinheit MN6 eingestuft werden, während die Fundstelle Brandholz im Limnischen Niveau Wehrenbach wahrscheinlich in den Grenzbereich der Säugetiereinheiten MN5 und MN6 zu liegen kommt.

QUARTÄR

Zur Quartärstratigraphie

Die klassische Gliederung der Eiszeiten in Würm, Riss, Mindel und Günz nach PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) basierte auf einer Interpretation der Verhältnisse im bayerischen Alpenvorland. Neuere Forschungsbefunde, namentlich Pollenanalysen (WELTEN 1982), absolute Altersdatierungen, sedimentologische Untersuchungen der eiszeitlichen Gletschervorstöße und der dazwischen liegenden Warmzeiten sowie neue Erkenntnisse über die Grösse und Reichweite der einzelnen Gletschervorstöße im schweizerischen Mittelland (u.a. SCHLÜCHTER 1993 & 1976, GRAF 1993) zeigen, dass die früher verwendete, «klassische» Vier-

gliederung der Eiszeiten des süddeutschen Raumes nicht ohne Weiteres auf das Schweizer Mittelland übertragbar ist. Die «klassische» Eiszeiten-Nomenklatur ist daher für das schweizerische Mittelland überholt und nicht mehr anwendbar. Es wird deshalb hier eine neue, namentlich von SCHLÜCHTER (1989, 1993) und GRAF (in Nagra 2002) vorgeschlagene Gliederung verwendet, welche von bis zu 15 verschiedenen Gletschervorstössen ins schweizerische Mittelland ausgeht.

Im Eiszeitschema nach PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) war die vorletzte, als Riss bekannte Eiszeit grösser als die Letzte Eiszeit (Würm). Dementsprechend wurden in der Schweiz die Ablagerungen der grössten, d. h. am weitesten ins Mittelland vorgestossenen bzw. in den Alpentälern am höchsten hinaufgestiegenen Vergletscherung als Riss- und zugleich als Vorletzte Eiszeit bezeichnet. Nun wird aber seit SCHLÜCHTER (1976) vermutet, dass die Vorletzte Eiszeit im schweizerischen Mittelland bei weitem nicht die grösste war wie im klassischen bayerischen Typusgebiet von Penck und Brückner, sondern einen wesentlich kleineren Eisvorstoss darstellte.

Der Begriff Riss bezeichnet somit zwei verschiedene Eiszeiten:

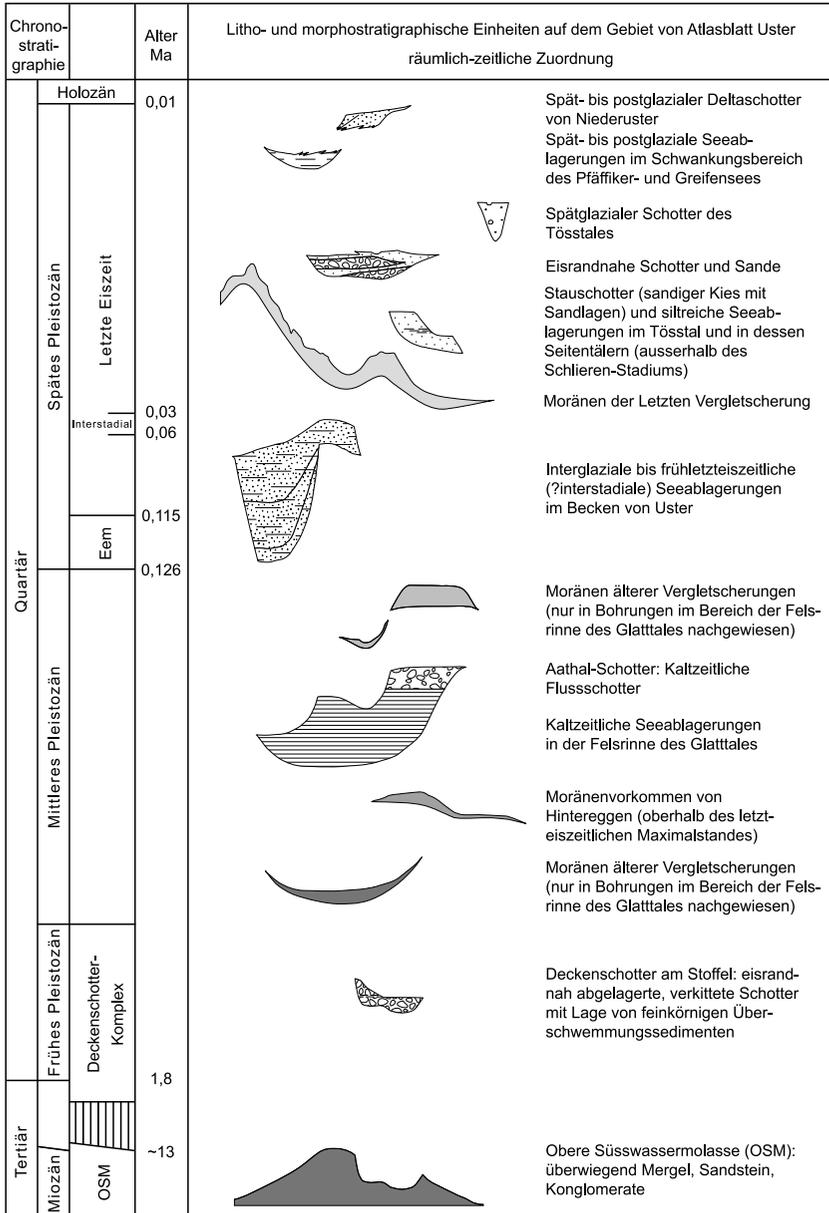
1. Riss nach herkömmlicher stratigraphischer Nomenklatur, d. h. als vorletzte Eiszeit im Sinne von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909).
2. Riss nach herkömmlicher paläogeographischer Nomenklatur, d. h. als die grösste, am weitesten ausgedehnte Vereisung.

Aus diesem Grunde ist es angebracht, auf die Bezeichnung «Riss-Eiszeit» zu verzichten.

Ein weiterer Problemkreis betrifft die Maximalausdehnung der Vorletzten Eiszeit. Nachdem erkannt wurde (SCHLÜCHTER 1976), dass die Vorletzte Eiszeit nicht die grösste war, wurde zunächst davon ausgegangen, dass sie nicht das Ausmass und die Ausdehnung der Letzten Eiszeit erreicht hatte. Auf das Gebiet des Atlasblattes Uster bezogen, bedeutet dies, dass der Linth-Rheingletscher in der Vorletzten Eiszeit die Felsschwelle von Hombrechtikon wahrscheinlich nicht zu überfließen vermochte hat (SCHLÜCHTER et al. 1987), damit wäre das obere Glattal während der Vorletzten Eiszeit eisfrei gewesen. Die mächtigen Moränen- und Schotterablagerungen, welche im Glattal unter bzw. ausserhalb der letzteiszeitlichen Moränenablagerungen liegen, wären somit noch älteren Eiszeiten als der vorletzten zuzuordnen.

Neuere Altersdatierungen mittels kosmogener Radionuklide (Expositionsalter) an prä-letzteiszeitlichen Erratikern im Jura (GRAF et al. 2007) und Lumineszenzdatierungen an den Höhenschottern des Emmentals (mündl. Mitt. F. Preusser) zeigen nun jedoch auf, dass die Vorletzte Eiszeit möglicherweise doch grösser als die Letzte Eiszeit war. Für die vorliegenden Erläuterungen wird jedoch weiterhin vom Modell einer kleineren Vorletzten Eiszeit ausgegangen.

In Figur 2 ist die auf Atlasblatt Uster verwendete Gliederung und Nomenklatur der eiszeitlichen Ablagerungen dargestellt. Angegeben sind darin die



litho- und morphostratigraphischen Einheiten im Gebiet von Atlasblatt Uster und ihre chronostratigraphische Stellung. Aufgrund der im Gebiet des Atlasblattes Uster vorgefundenen Schichtabfolgen lassen sich hier mindestens drei durch Warmzeiten unterbrochene Vergletscherungsphasen (Eiszeiten) unterscheiden.

Überblick über die eiszeitliche Landschaftsgeschichte

Das Gebiet von Atlasblatt Uster ist geprägt durch die letzteiszeitlichen Ablagerungen des Linth-Rheingletschers, durch randglaziale Schmelzwasserflüsse und durch die nacheiszeitliche Verlandung zahlreicher, in Mulden vorhandener kleiner Seen, vor allem durch den ursprünglich viel grösseren Greifen- und Pfäffikersee.

Während des Maximalstandes der Letzten Eiszeit war das ganze Gebiet von Atlasblatt Uster vom Gletschereis bedeckt, mit Ausnahme der als Nunatakker aus dem Eis ragenden Kuppen des Stoffels, Tämbrigs, Iselisberges und des Bergrückens Hintereggen-Ober Luegeten. Die Gletscheroberfläche des Maximalstandes lag im östlichen Kartenabschnitt bei Bäretswil um Kote 900 m ü. M., sank in nördlicher Richtung flach ab und erreichte bei Wildberg-Wila noch etwa Kote 700 m ü. M. (KRAYSS & KELLER 1982).

Die ältesten eiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet des Atlasblattes Uster stellen die am Stoffel vorhandenen spätpliozänen bis frühpleistozänen Deckenschotter dar. Bei diesem Deckenschottervorkommen handelt es sich um alte fluvioglaziale Schotter mit dazwischen geschalteten feinkörnigen Überschwemmungsablagerungen.

Die Ausräumung der Felsrinne von Uster (HALDIMANN 1978, WYSSLING & WYSSLING 1978, vgl. Felsisohypsenkarte in Taf. III), welche sich im tieferen Untergrund gegen Norden bis ins Gebiet von Glattfelden fortsetzt, ist mit der Bildung der übertieften Täler im nördlichen Alpenvorland zu parallelisieren und dürfte somit vor mehr als 780 000 Jahren erfolgt sein. Die Tieferlegung der Täler wird von SCHLÜCHTER (1993) als morphogenetisch-morphotektonisches Ereignis im nördlichen Alpenvorland bezeichnet.

Die tiefsten in der alten Felsrinne von Uster vorhandenen, direkt dem Fels auflagernden, nur in Bohrungen nachgewiesenen Moränen und die ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes gelegenen Moränenablagerungen von Hintereggen-Ober Luegeten (südlich Wildberg) bezeugen eine darauf folgende Gletscherpräsenz, wobei die Gleichaltrigkeit dieser Moränenablagerungen nicht erwiesen ist. Nach dem darauf folgenden Rückzug des Gletschers aus dem Glatttal

Fig. 2: Lithostratigraphisches Schema der quartären Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Uster. Zeitskala nicht linear. Geometrie der Ablagerungskörper vgl. Tafel I.

kam es im frei werdenden, bis 200 m tiefen und ca. 20 km langen Zungenbecken, welches von Bubikon über Wangen-Brüttsellen bis Oberglatt hinabreicht, zur Bildung eines ausgedehnten Sees mit einem Seespiegel um Kote 500 bis 510 m ü. M., welcher später mit vorwiegend siltig-tonigen, fein geschichteten Sedimenten gefüllt wurde. Mit dem erneuten Vorrücken des Linth-Rheingletschers führten kräftige Gletscherbäche, welche vom Oberen Zürichseegebiet über die Schwelle von Hombrechtikon durch das Glatttal abflossen, grosse Schotterfrachten mit, welche im oberen Glatttal in ausgedehnten Schotterfluren (Aathal-Schotter) abgelagert wurden. Der bis ins Gebiet von Glattfelden vorrückende Gletscher überführ die zuvor abgelagerten Schotterfluren und bedeckte sie im zentralen Abschnitt des Kartenblattes mit Moränenablagerungen. Im südwestlichen Abschnitt der Felsrinne erodierte der vorstossende Gletscher die zuvor abgelagerten Sedimente vollständig bis auf die Felsunterlage hinab. Danach zog er sich in die Alpen zurück.

Während der Vorletzten Eiszeit blieb das Glatttal wahrscheinlich eisfrei. Es fand keine Transfluenz des Linth-Rheingletschers über die Schwelle von Hombrechtikon ins Glatttal statt.

Im letzten Interglazial (Eem) war im noch nicht verfüllten Zungenbecken der vorhergehenden Vergletscherung ein See vorhanden, in welchem warmzeitliche Sedimente abgelagert wurden (WYSSLING & WYSSLING 1978). Pollenuntersuchungen ergaben, dass dieser See bereits während der Vorletzten Eiszeit existierte und bis ins «frühe Hochwürm» andauerte (WELTEN 1982). Im frühen und mittleren Abschnitt der Letzten Eiszeit («Früh- und Mittelwürm», 115 000–25 000 Jahre vor heute) war das obere Glatttal demnach eisfrei.

Das letzteiszeitliche Maximum («Hochwürm») ist durch zwei markante Vorstösse des Linth-Rheingletschers gekennzeichnet. Ein erster kurzer Vorstoss vor ca. 24 000 Jahren erfolgte bis ins untere Glatttal in die Gegend von Hochfelden. Anschliessend zog sich der Gletscher etwas zurück. Beim zweiten Vorstoss (ca. 23 000 Jahre vor heute) erreichte der Linth-Rheingletscher die maximale Ausdehnung, welche durch die Endmoränen von Stadel-Hochfelden-Bülach belegt ist (KELLER & KRAYSS 2000a).

Beim ersten Hauptvorstoss wurde die Hochzone Aathal-Wangenerwald vollständig überfahren, und es wurden die zahlreichen Drumlins im oberen Glatttal angelegt. Im Bereich des heutigen Greifensees und im Kempttal fand eine beachtliche, bis in die Felsunterlage hinabreichende Tiefenerosion statt. Gegen NE stiessen die Eismassen bis ins Gebiet des Tösstales vor, wo sie mit dem von Norden zufließenden Thurtallappen des Bodensee-Rheingletschers zusammentrafen. In dieser frühen Vorstossphase wurde im Bereich des heutigen Tösstales eine hochliegende, vollständig in den Felsuntergrund der Oberen Süswassermolasse hinabreichende, breite Felstalung angelegt.

Beim zweiten Hauptvorstoss gelangten im Vorfeld der vorrückenden Eismassen fluvioglaziale Schotter und Sande zur Ablagerung, welche später vom

Gletscher überfahren und mit Moränenablagerungen bedeckt wurden. Die letzt-eiszeitlichen Rückzugsstände des Linth-Rheingletschers sind durch teilweise zusammenhängende Moränenzüge an den Talflanken und durch Endmoränenwälle gut dokumentiert.

Ab dem Schlieren-Stadium (ca. 21 000 Jahre vor heute), das im oberen Glattal den Moränenwällen von Bäretswil–Hittnau–Russikon–Theiligen entspricht, flossen die Schmelzwasser in den eisfreien, ausserhalb der Moränen des Schlieren-Stadiums liegenden, zum Tösstal hin verlaufenden Seitentälern in nördlicher Richtung ab. Da zu diesem Zeitpunkt der Thurtallappen des Bodensee-Rheingletschers die abfliessenden Gletscherbäche staute, kam es im Bereich des heutigen Tösstales und in den Seitentälern zur Ablagerung von mächtigen Stauschottern, Sanden und Seesedimenten. Ab dem Zürich-Stadium setzte im Tösstal die Tiefenerosion ein, und es kam zur Bildung des tief in den Felsuntergrund eingeschnittenen Tösstales. Mit dem weiteren Abschmelzen des Linth-Rheingletschers hinter die Felsschwelle von Hombrechtikon versiegten die zuvor grossen, stark erosiven Schmelzwasserabflüsse im Tösstal, was zur Aufschotterung des Tösstales bis auf das heutige Niveau führte.

Das Abschmelzen des Linth-Rheingletschers im Raum Dübendorf und Fehraltorf–Pfäffikon während des Zürich-Stadiums muss aufgrund des im Detail sehr komplex aufgebauten Untergrundes als mehrphasig angenommen werden. Die laterale Verfrachtung von Moränenablagerungen mit Schottern und Seeablagerungen deutet auf ein lokales Pendeln der Gletscherfront. Mit dem weiteren Abschmelzen entstanden in den frei werdenden Zungenbecken der Greifen- und der Pfäffikersee. Am NE-Rand des abschmelzenden Gletschers bildete sich zwischen Wetzikon und Uster das Aatal, eine randglaziale Abflussrinne, durch welche die grossen Wassermengen des schnell schwindenden Gletschers abflossen. Dabei wurde der moränenbedeckte Aathal-Schotter bis in die darunterliegenden Seeablagerungen erodiert. Das erodierte Material, welches zum Hauptteil aus Aathal-Schotter besteht, gelangte in den Greifensee und schüttete das Delta von Niederuster und den Schwemmkegel von Uster-Wil (JUNG 1969).

Nach dem endgültigen Zurückschmelzen des Linth-Rheingletschers aus dem Glattal war dieses vom weiteren Geschehen in den Alpenvorlandtälern abgeschnitten. Die flachen zurückgebliebenen Seebecken verlandeten bis auf die heutigen Überreste von Pfäffiker- und Greifensee. Aus den Talhängen des Bachtels sowie des Pfannenstiels und Zürichberges schütteten die Bäche ihre Schuttkegel, und es entstand die heutige Landschaft mit durch Moränen geprägten Hochzonen und dazwischen liegenden kleineren und grösseren Sumpflandschaften, welche durch Menschenhand grossflächig drainiert und urbar gemacht worden sind.

Pleistozän
(inkl. Spätes Pliozän)

q_{DS} Deckenschotter (Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän)

Der in südlicher Richtung von Salweid zur Kuppe des Stoffels ansteigende, bewaldete Sporn besteht aus einer Abfolge von mässig stark verwitterten Schottern, welche direkt dem Molassefels (Nagelfluh) aufliegt. Die stumpfkantigen bis gut gerundeten Gerölle sind sehr schlecht sortiert (Durchmesser von 1 bis 50 cm) und durch Kalksinter stark verkittet. Bei einem grossen Teil handelt es sich um aufgearbeitete Gerölle aus der Molasse. Hohle Dolomitgerölle und Lücken zwischen den einzelnen Komponenten infolge fehlenden Zements sind charakteristisch («Löchrige Nagelfluh»). Die Geröllzusammensetzung besteht gemäss WEBER (1930) aus 0–1% Kristallin (Silikatgesteine), 74–84% alpinen Karbonatgesteinen, 10–20% klastischen Gesteinen und 5–6% Quarzen und Hornsteinen.

WEBER (1930) hat das tiefer gelegene Deckenschottervorkommen von Salweid vom höher liegenden Vorkommen am Stoffel getrennt und als zwei separate Vorkommen kartiert, weil er auf der Nordseite auf Kote 900 m an einer ca. 2 m² grossen Fläche einen Kontakt zwischen angeblichem Molassefels (Nagelfluh mit einer Sandschicht) und den darüber folgenden Geröllen der «löchrigen Nagelfluh» beobachtet hat. Gemäss unseren Feldbeobachtungen handelt es sich jedoch an dieser Stelle zweifelsfrei um Deckenschotter und nicht um Molasse. Die örtlich bis 1 m mächtige hellbeige, wenig zementierte Sandsteinbank weist Strömungsmarken und Abdrücke von Blättern auf. Bei einem Blattabdruck (Fig. 3) dürfte es sich um ein Silberwurzblatt handeln (*Dryas* sp., mündl. Mitt. P. Hochuli, Zürich). Diese Befunde zeigen, dass es sich bei der erwähnten Sandsteinbank um randglazial abgelagerte feinkörnige Überschwemmungssedimente handelt. In der geologischen Karte wurde das Deckenschottervorkommen daher neu als eine zusammenhängende Einheit kartiert. Das isolierte Vorkommen am Stoffel ist nicht eindeutig einem der drei bisher bekannten Niveaus der Deckenschotter der Nordschweiz zuzuordnen (Höhere Deckenschotter, Tiefere Deckenschotter, ob. Niveau und Tiefere Deckenschotter, unt. Niveau, GRAF 1993). Altersmässig decken die schweizerischen Deckenschotter den Zeitbereich des Späten Pliozäns (BOLLIGER et al. 1996) bis Frühen Pleistozäns ab.

Nach der Ablagerung der Deckenschotter wurde das nordalpine Entwässerungssystem in der Zeit zwischen 0,9 und 0,5 Mio. Jahren markant tiefer gelegt und/oder das Molasseplateau tektonisch gehoben (SCHLÜCHTER 1993, GUBLER 2005). Es erfolgte die Tiefenerosion der Täler im Alpenvorland, so auch jene der Felsrinne von Uster, welche sich bis über Glattfelden hinaus in nördlicher Richtung fortsetzt.



Fig. 3: Fossiles Silberwurzblatt (*Dryas* sp.) aus feinkörnigen Überschwemmungssedimenten (wenig zementierter Sandstein) innerhalb der Deckenschotter am Stoffel. Photo G. Wyssling.

q_m Moränen älterer Vergletscherungen (?Frühes–Mittleres Pleistozän)

Moränen älterer Vergletscherungen treten in drei unterschiedlichen Positionen auf: an der Basis der Felsrinne von Uster, direkt dem Felsuntergrund (OSM) auflagernd, oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes oder diskordant die kaltzeitlichen Seeablagerungen und Aathal-Schotter überlagernd. Die Moränen an der Basis der Felsrinne von Uster und diejenigen oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes werden in diesem Abschnitt behandelt, die deutlich jüngeren Moränen über den kaltzeitlichen Seeablagerungen und Aathal-Schottern auf Seite 23.

Moränen an der Basis der Felsrinne von Uster

In der Felsrinne von Uster wurde in zahlreichen Tiefbohrungen (z.B. Bohrung 103 in WYSSLING & WYSSLING 1978: 359) direkt über dem Fels eine bis 20 m mächtige, kompakt gelagerte, sandig-siltige Kiesschicht erbohrt, welche vollständig von kaltzeitlichen Seeablagerungen (q_{SLG}) bedeckt ist. Bei dieser basalen Schicht handelt es sich um die nach der Bildung der Felsrinne von Uster abgelagerten Moränen. Hydrologisch gesehen sind diese Sedimente wenig durchlässig, können aber in sandig-kiesigen Partien stark gespanntes bis artesisches Wasser führen.

Moränen oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes

Während des Maximalstandes der Letzten Eiszeit sind nur im NE-Teil des Kartengebietes die höchsten Partien eisfrei geblieben. Das Moränenvorkommen, welches sich von Ober Luegeten (747 m ü. M.) in nördlicher Richtung erstreckt und den markanten Moränenwall von Hintereggen aufbaut, wird wegen der Höhenlage oberhalb der Eisgrenze des Maximums der Letzten Eiszeit einer älteren, grösseren Vergletscherung zugeordnet. Die bis zu 10 m mächtige, örtlich stark kiesige Moräne lagert direkt dem Molassefels auf. Der Moränenwall weist zahlreiche Findlinge auf, örtlich auch Blockschwärme. Bei den grösseren Findlingen handelt es sich ausschliesslich um Konglomerate der Unteren Süsswassermolasse.

Die Gleichaltrigkeit der Moränen an der Basis der Felsrinne von Uster und derjenigen oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes ist nicht erwiesen. Möglicherweise handelt es sich um Moränen zweier verschiedener Gletschervorstösse.

q_{SLG} Kaltzeitliche Seeablagerungen in der Felsrinne des Glatttales (Mittleres Pleistozän)

Die kaltzeitlichen Seeablagerungen finden sich nur in einem freigelegten Hangabschnitt im oberen Aatal bei Wetzikon (Koord. 701.550/242.280) oberflächlich aufgeschlossen. Es handelt sich um kompakt gelagerte, beige- bis dunkelgraue, im mm-Bereich fein geschichtete feinsandige Silte und siltige Tone. Mit zahlreichen Bohrungen ist dokumentiert, dass diese Seeablagerungen die eigentliche Füllung der Felsrinne von Uster ausmachen und eine Mächtigkeit von 150 m, im tiefsten Teil der Rinne bei Wangen sogar 200 m, erreichen. Im zentralen Kartenbereich sind die Seeablagerungen durch spätere Gletschervorstösse nicht ausgeräumt worden. Auffallend ist die über 20 km von Bubikon bis Wangen verfolgbare flache, mit ca. 3,5‰ gleichmässig in NW-Richtung einfallende Oberfläche der Seeablagerungen. Es muss die Existenz eines einstigen grossen Sees mit einer Seespiegelhöhe von mindestens 500–510 m ü. M. angenommen werden, welcher sich nach dem Rückzug des Gletschers in einem mächtigen Zungenbecken gebildet hat und in der Folge mit vorwiegend siltig-tonigen Sedimenten aufgefüllt wurde. Im tiefsten

Teil der Rinne treten in den siltig-tonigen, fein laminierten Ablagerungen sandig-kiesige Einlagerungen auf. Die Entstehung dieser Sedimente in der übertieften Felsrinne kann mit dem Abschmelzen des Gletschers erklärt werden, indem die Grobfractionen von im See schwimmenden schmelzenden Eisschollen stammen (dropstones) oder durch einströmendes Schmelzwasser eintransportiert wurde.

q_{SA} Aathal-Schotter (Mittleres Pleistozän)

Über den kaltzeitlichen Seeablagerungen folgt, praktisch konkordant und flach gelagert, eine bis zu 45 m mächtige, in frischem Zustand graue Abfolge von Kiessand, mit charakteristischen, verkitteten Horizonten. Letztere wittern in den Talflanken des Aatales als steile Wände heraus. Aufgrund dieser markanten Aufschlüsse im Aatal wurde der gesamte Schotterkomplex bereits von frühen Forschern mit dem Namen Aathal-Schotter belegt.

Lagerung, Kornverteilung und gute Rundung der Kies- und Geröllkomponenten, speziell im tieferen Teil des Schotterkomplexes, dokumentieren eine weiträumige fluviatile Schüttung. Die Schotteraufschlüsse im Aatal zeigen die charakteristischen Merkmale des Flusstransportes: leichte Neigung der Schichtung in verschiedene Richtungen, gute Rundung der Geröllkomponenten, dachziegelartiges Übereinanderliegen der abgeplatteten Gerölle in Abstromrichtung usw. Für den gewaltigen Gerölltransport dürften die Schmelzwässer des vorstossenden Linth-Rheingletschers verantwortlich sein. Im oberen Teil des Schotterkomplexes sind die fluviatilen Schüttungsmerkmale weniger deutlich erkennbar und es treten zunehmend moränenartige Einschaltungen auf. Über dem Aathal-Schotter folgen jüngere Moränenablagerungen.

Das Geröllspektrum des Aathal-Schotters zeichnet sich durch einen hohen Anteil von Gangquarzen und Kristallingeröllen und wenig Verrucano aus. Eine Geröllanalyse an 506 Geröllen (Probenahmestelle Aathal; Koord. 699.770/244.130, vgl. Fig. 4, Bestimmung P. Felber und G. Wyssling) ergab:

Tabelle 2: *Geröllanalyse in den Aathal-Schottern*

Kristalline Gerölle (z.T. auch aus OSM-Nagelfluh)	22%
Gangquarz	7%
Verrucano inkl. Spilite	6%
Helvetische Trias	4%
Helvetischer Lias und Dogger	13%
Flysch	8%
Molasse (OSM)	4%
Ostalpine Gesteine	5%
Helvetische Alpenkalke (Malm)	31%



Fig. 4: Aufschluss von gut verkittetem Aathal-Schotter nördlich der Strasse Oberuster-Aathal bei Koord. 699.770/244.130. Photo D. Kälin 2007.

Moränen einer weiteren älteren Vergletscherung

Neben den an der Basis der Felsrinne von Uster und oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes auftretenden Moränen (Beschreibung S. 19 u. 20) belegen jüngere, diskordant die kaltzeitlichen Seeablagerungen und Aathal-Schotter überlagernde Moränenvorkommen einen weiteren älteren Gletschervorstoss (vgl. Taf. I). Diese Moränenablagerungen sind nur aus Bohrungen bekannt (z.B. Bohrungen Römerbrünneli, Koord. 699.295/245.302; Feichrüti 699.750/246.080, Winiker Hard 697.285/247.490). Es handelt sich um kompakt gelagerte, siltig-tonige Feinsande mit reichlich Kies (auffallend viel aufgearbeitete Quarz- und Kristallingerölle aus dem Aathal-Schotter), Steinen und einzelnen Blöcken. In der Karte wurden diese Moränen nicht dargestellt, da sie oberflächlich nicht aufgeschlossen sind.

Nach Ablagerung des Aathal-Schotters (q_{SA}) wurden durch einen erneuten Gletschervorstoss grosse Teile des Glatttals erodiert. Namentlich im Gebiet von Uster bis Wangen (Dübendorf) verursachte der Gletscher eine beträchtliche Tiefenerosion. In dieser Phase wurde die Rinne des Greifensees angelegt (vgl. Taf. I). Einzig im zentralen Abschnitt des Atlasblattes, in welchem die kaltzeitlichen Seeablagerungen und der Aathal-Schotter nicht erodiert wurden, sind diese jüngeren Moränen abgelagert worden bzw. erhalten geblieben.

q_{SLU} Interglaziale bis frühletzteiszeitliche (?interstadiale) Seeablagerungen im Becken von Uster (Spätes Pleistozän)

Im Raum Uster konnten in mehreren Bohrungen Fossilien führende Seeablagerungen nachgewiesen werden. Es handelt sich hierbei um stark tonige, faulschlammartige, Vivianit führende, tonig-kreidige und siltig-tonige Seeablagerungen mit pflanzlichen und tierischen Resten (vor allem Käfer, WYSSLING & WYSSLING 1978). Die im Untergrund von Uster erbohrten Seeablagerungen umfassen aufgrund des reichhaltigen Pollenspektrums den Zeitabschnitt vom Letzten Interglazial (Eem) bis ins «frühe Hochwürm» (WELTEN 1982).

Im Gebiet von Kirchuster sind kompakt gelagerte, meist dunkelgraue, feinsandige bis siltig-tonige Seeablagerungen mit fossilen Pflanzenresten in mehreren Baugruben angetroffen worden (Fig. 5). Dabei handelt es sich um warmzeitliche (interstadiale) Ablagerungen der Letzten Eiszeit, welche mit den warmzeitlichen Schieferkohlen von Gossau korreliert werden können.

q_{4m} Moräne der Letzten Vergletscherung (Spätes Pleistozän)

Weite Gebiete des Kartenblattes sind von Moränenablagerungen des Maximalstandes der Letzten Eiszeit («Hochwürm») bedeckt. Mit dem Begriff Moräne werden sowohl die durch den Gletscher aufgebauten, das Landschaftsbild prägenden Wälle als auch die durch ihn direkt abgelagerten Sedimente zusammen-



Fig. 5: Baugrubenaufschluss in interstadialen Seeablagerungen (q_{SLU}) an der Zimikerstrasse in Uster bei Koord. 696.235/244.665. Photo G. Wyssling 2007.

gefasst. Die Mächtigkeit der Moränenablagerungen variiert von wenigen Metern bis zu über 50 m, z.B. im zentralen Kartenabschnitt NE Gutenswil. Bohrbefunde und Aufschlüsse in Kiesgruben zeigen häufig eine Wechsellagerung von feinkörnigem Moränenmaterial (Typus Grundmoräne), gröberem kiesig-blockigem Material mit geringmächtigen kiesigen Schotterlinsen und tonig-siltigen Stillwassersedimenten.

Während des Maximalstandes der Letzten Eiszeit war praktisch das gesamte Gebiet des Atlasblattes mit Eis bedeckt, mit Ausnahme der Kuppen des Stoffels, Tämgrigs, Iselisbergs und des mittelpleistozänen Moränenkammes von Hinteregg – Ober Luegeten.

Letzteiszeitlicher Maximalstand (q_{4mM})

Dem letzteiszeitlichen Maximalstand können aufgrund der damaligen Höhenlage des Gletschereises lediglich die Moränenwälle südlich und westlich des Stoffels sowie jene südöstlich Hermatswil bei Oberfels zugeordnet werden (KELLER & KRAYSS 2005a).

Schlieren-Stadium (q_{4ms})

Der Eisrandlage des Schlieren-Stadiums (sensu KELLER & KRAYSS 2005a) werden die Moränenwälle zugeordnet, welche bei Bäretswil und Russikon die hoch liegenden, zum Tösstal hin abfallenden Seitentäler abdämmen.

Zürich-Stadium (q_{4mz})

Dem Zürich-Stadium zugeordnet werden die Moränenwälle, welche nördlich von Fehraltorf das Kempttal bogenförmig umschliessen sowie die Moränenwälle, welche das Greifenseebecken bei Gfenn-Dübendorf umranden.

Erratische Blöcke

Im Kartenblatt Uster sind im Verbreitungsgebiet der letzteiszeitlichen Gletscherablagerungen erratische Blöcke häufig. Zahlreiche erratische Blöcke wurden in Bau- und Kiesgruben freigelegt. Im Laufe der Zeit wurden viele an der Erdoberfläche liegende erratische Blöcke zerstört oder umgelagert und zum Bau von Gartenstützmauern oder als «Gartendekoration» neu positioniert. Zahlreiche Blöcke wurden auch von ausserhalb des Glatttales zugeführt. In der Karte wurden nur die nicht durch Menschenhand umgelagerten Erratiker angegeben, d.h. nur die «autochthonen» Erratiker, welche vom Gletscher herantransportiert worden sind.

Bei den erratischen Blöcken handelt es sich um Gesteine, welche ausschliesslich aus dem Einzugsgebiet des Linth-Rheingletschers stammen. Im SW-Teil des Kartenblattes entlang der Ostseite des Pfannenstiels dominiert der rote Glarner Verrucano (Sernifit), welcher z. B. im Fällandertobel in grosser Anzahl zu finden ist. Im mittleren Kartenabschnitt treten vermehrt Gesteine aus dem Walenseetal und dem Bündnerland auf (z. B. Punteglias-Granit, Ilanzer Verrucano, Julier-Granit, Melser Sandstein, Röti-Dolomit, Quintner Kalk, Kieselkalk, Malmkalk, Nagelfluh der Unteren Süsswassermolasse, Flyschsandsteine). Im NE in Richtung Tösstal dominieren vor allem Nagelfluhblöcke der Unteren Süsswassermolasse. Einen guten Überblick über die erratischen Blöcke des Glatttales gibt der Findlingsgarten am Zimiker Eichli zwischen Volketswil und Nänikon, wo rund 50 beim Bau der benachbarten Autobahn (1982–84) in der näheren Umgebung gefundene Findlinge platziert und beschriftet sind.

Drumlins

Im mittleren Teil des Kartenblattes findet sich eine grosse Anzahl von Drumlins. Sie gehören zum nördlichen Abschnitt des grossen Drumlinfeldes, welches sich von Dürnten über Wetzikon in Richtung Uster erstreckt. Das Kerngebiet des Drumlinfeldes ist von mehrfach aufgefächerten Endmoränenbögen nördlich des Greifen- und Pfäffikersees umsäumt und wird an den Abhängen des Bachtels

und Pfannenstiels von Seitenmoränen der Hochwürm-Stadien begleitet. Für eine ausführliche Beschreibung der Drumlins sei auf die Arbeiten von BODENBURG-HELLMUND (1909) und JEGGE (1999, 2001) verwiesen.

Oser

Oser sind die wallartigen Füllungen von Eisspalten oder Eistunneln am Grund der Gletscherzunge. Sie erheben sich über das flache Grundmoränenrelief und bestehen meist aus geschichteten Schottern und Sanden. ZINGG (in HANTKE 1978: 96) beschreibt bei den Lokalitäten Berg bei Kindhausen sowie Hutzlen bei Volketswil zwei Vorkommen von Oser. Da die beiden Hügel auch als Drumlins kartiert sind, wurde auf die Kennzeichnung als Oser verzichtet.

q_{ST} Stauschotter im Tösstal und in dessen Seitentälern

Beim maximalen Gletschervorstoss in der Letzten Eiszeit wurde im Abschnitt des heutigen Tösstales durch den vorrückenden Linth-Rheingletscher eine hoch liegende, flach gegen Norden hin abfallende Felstalung erodiert. Mit dem Abschmelzen des Gletschereises bis zu den Moränenwällen des Schlieren-Stadiums wurde diese Felstalung eisfrei und durch die randglazial abfließenden Gletscherbäche aufgeschottert. Im Gebiet Kyburg-Kollbrunn wurde durch den Thurtallappen des Bodensee-Rheingletschers die Vorflut der randglazialen Gletscherbäche zeitweise abgeriegelt. Dadurch erfolgte eine mächtige Aufschüttung von Stauschottern und von feinkörnigen See- und Überschwemmungsablagerungen (q_{ST} und q_{SIT}).

An der Basis der Stauschotter, die direkt dem Molassefels aufliegen, treten örtlich Findlinge und geringmächtige, moränenartige Ablagerungen auf, so z.B. NW Breiti (Koord. 707.010/251.550). Insbesondere in den unteren Abschnitten besteht der Stauschotter zum grössten Teil aus aufgearbeiteten Nagelfluhgeröllen der OSM. Gegen oben nimmt der Anteil von aus den Moränen ausgewaschenen Kieskomponenten zu.

q_{SIT} Siltreiche Seeablagerungen im Tösstal und in dessen Seitentälern

Nördlich Wila liegen die vorwiegend siltig-sandigen, z.T. auch siltig-tonigen Seeablagerungen direkt dem Molassefels auf. Im mittleren und südlichen Abschnitt treten sie als markante, im Gelände oft terrassenartige Geländeverflachung innerhalb der Stauschotter in Erscheinung. Aufgrund ihrer geringen Durchlässigkeit treten über den Seeablagerungen zahlreiche Quellen aus. Örtlich ist das Gelände stark versumpft oder durch kleine Rutschungen gekennzeichnet.

Einen sehr guten Aufschluss der Stauschotter und der Seeablagerungen bietet die Kiesgrube bei Loren-Neuhus-Bannetsrain (Koord. 706.000/251.300). Im

Zusammenhang mit dem Kiesabbau wurden zahlreiche Sondierbohrungen ausgeführt, welche einwandfrei belegen, dass es sich bei den Stauschottern und Seeablagerungen um einen zusammenhängenden Ablagerungskomplex handelt. Diese Befunde sind auch an anderen Stellen mit Sondierbohrungen belegt (vgl. Taf. I). Die frühere Ansicht (WEBER 1930), dass die Stauschotterablagerungen durch eine Moränenschicht in einen jüngeren und älteren Schotterkomplex gegliedert werden, trifft nicht zu. Bei der von WEBER (1930) kartierten Moränenschicht handelt es sich gemäss Bohrbefunden und neuen Aufschlüssen um feinkörnige Seeablagerungen.

q_{SLH} Randglaziale Seeablagerungen in den Hochtälern bei Bäretswil, Hittnau und Russikon

Ab dem Schlieren-Stadium, welches im NE des Atlasblattes Usters durch die Seitenmoränenwälle von Bäretswil-Hittnau-Russikon dokumentiert wird, flossen die Schmelzwässer in den eisfreien, ausserhalb der Moränenwälle des Schlieren-Stadiums liegenden, zum Tösstal hin verlaufenden Seitentälern in nördlicher Richtung ab. Da zu diesem Zeitpunkt der Thurtallappen des Bodensee-Rheingletschers die abfliessenden Gletscherbäche zeitweise einstaute, kam es in den eisfreien Seitentälern zur Bildung von Seen. Aus zahlreichen Sondierungen, z.B. aus dem Gebiet von Bäretswil, Hittnau und Madetswil, sind diese vorwiegend aus geschichteten, siltig-tonigen Sanden aufgebauten Seeablagerungen bekannt. Die untiefen Seen verlandeten und es kam zur Bildung ausgedehnter Sumpf- (Gebiet Hittnau – Schönau) und Torfgebiete (Gebiet Russikon – Madetswil).

q_{sdt} Eisrandnahe Sande (vom Gletscher überfahren, mit geringer bis lückenhafter Moränenbedeckung)

Im Gebiet westlich und südlich von Zimikon gelangten beim letzteiszeitlichen Gletscherrückzug in der Randzone der Schmelzwasserrinnen siltige Sande zur Ablagerung. Kurze Gletschervorstösse führten dazu, dass die bereits abgelagerten Sande überfahren und örtlich mit geringmächtigen Moränenablagerungen überdeckt wurden. Dafür sprechen die in Baugruben angetroffenen glazial deformierten Sandschichten und vereinzelte Findlinge.

q_{st} Eisrandnahe Schotter (vom Gletscher überfahren, mit geringer bis lückenhafter Moränenbedeckung)

Beim Abschmelzen des Gletschereises gelangten im Gletschervorfeld oder in seitlichen Schmelzwasserrinnen sandig-kiesige Schotter zur Ablagerung. Kurze Gletschervorstösse führten dazu, dass die bereits abgelagerten Schotter überfahren und örtlich mit geringmächtigen Moränenablagerungen überdeckt wurden.

Auf Atlasblatt Uster liegen alle relevanten Schottervorkommen zwischen den inneren und äusseren Wällen des Zürich-Stadiums. Im Wesentlichen handelt es sich um zwei Gebiete:

- Im Nordwesten zwischen Pfäffikon und Lätten. In diesem Gebiet wurden die Schotter teils im Gletschervorfeld, teils auch in randglazialen Schmelzwasserrinnen abgelagert. In zahlreichen untiefen Kiesgruben sind die Schotter abgebaut worden.
- Im Südwesten zwischen Müliholz (N Uster)–Zimikon–Flugplatz Dübendorf wurden die kiesreichen Schotter in randglazialen Schotterrinnen abgelagert. Diese Schottervorkommen wurden vor allem im Gebiet von Volketswil und Uster in zahlreichen grossen Kiesgruben abgebaut.

q_{sdl} Eisrandnahe Sande (vom Gletscher nicht oder nur kurzfristig überfahren)

Im Gebiet von Schwerzenbach und im nordwestlichen Flugplatzareal von Dübendorf gelangten in der Randzone der Schmelzwasserrinnen bzw. im von Moränen abgeschlossenen Zungenbecken siltige Sande zur Ablagerung, die als feinkörnige Überschwemmungsablagerungen und, z.B. bei Schwerzenbach, als Seeablagerungen anzusprechen sind.

q_{sll} Eisrandnahe Schotter im Gletschervorfeld (Rückzugsschotter des Zürich-Stadiums, vom Gletscher nicht oder nur kurzfristig überfahren)

Diese Schottervorkommen unterscheiden sich von den vom Gletscher überfahrenen Schottern (q_{sl}) durch ihre Lage bezüglich der Moränenwälle des Zürich-Stadiums (q_{4mz}). Die Schottervorkommen ausserhalb der Moränen des Zürich-Stadiums werden hier – anders als beim westlich angrenzenden Atlasblatt Zürich – mit dem Index q_{sll} bezeichnet.

q_{st} Spätglazialer Flussschotter des Tösstales

Nach dem Schlieren-Stadium wurde mit dem Zurückweichen des Bodensee-Rheingletschers im Tösstal die Vorflut zunehmend tiefer gelegt. Damit setzte durch die am Gletscherrand abfliessenden Bäche ein ausgeprägter Erosionsprozess ein, welcher schliesslich zur Bildung des tief in den Felsuntergrund eingeschnittenen Tösstales führte. Die zahlreichen markanten Geländeterrassen im Tösstal und in den Seitentälern zeigen, dass die Erosion nicht kontinuierlich erfolgte, sondern zeitweise stark beschleunigt war, dann wieder von Ruhephasen mit geringer Erosion unterbrochen wurde. Mit dem Rückgang der Schmelz-

wassermenge erfolgte allmählich die Aufschotterung des Tösstales auf das heute Niveau.

Der Tösstalschotter weist bezüglich der Korngrösse eine sehr heterogene Zusammensetzung auf.

Pleistozän - Holozän

Das Kliff und die Strandplatte am Chrottenbüel SE Greifensee

Am Chrottenbüel zwischen Niederuster und Greifensee findet sich auf über 400 m Länge ein uferparalleles, in Knauersandsteinen der OSM ausgebildetes Kliff mit einer maximalen Höhe von 8 m (JUNG 1969). Die vorgelagerte Strandplatte hat eine Breite von 65 m und erstreckt sich 15 m in den See hinein. Gegen Norden erstreckt sich die Strandplatte bis über Greifensee hinaus. Der Schwemmkegel des Greifenseebaches ist ihr aufgesetzt.

q_{sAa} Spät- bis postglazialer Aabach-Schotter

In der Talsohle des Aabachtales und in der Ebene von Uster über Loren bis nach Werrikon bestehen die oberflächennahen Schichten aus sandig-kiesigen Bachschottern, welche in der Zusammensetzung mit jenen des Deltas von Niederuster vergleichbar sind. Die Mächtigkeit der Schotter ist stark unterschiedlich und beträgt in der Ebene von Uster nur wenige Meter. Die grösste Schottermächtigkeit wird bei Loren mit über 20 m erreicht.

q_{sN} Spät- bis postglazialer Deltaschotter von Niederuster

Der Deltaschotter von Niederuster wurde als spät- bis postglaziales Delta vom Aabach in den Greifensee geschüttet. Das abgelagerte Material stammt zur Hauptsache aus dem gleichzeitig entstandenen Einschnitt des Aatales, also aus aufgearbeitetem Aathalschotter (q_{sA}). Der Deltaschotter von Niederuster ist sandarm, wie aus zahlreichen Kiesgruben und Baustellenaufschlüssen bekannt ist. Die Deltaschichtung ist seewärts geneigt und wird von einer kiesigen, feinsandreichen Deckschicht (Übergusschicht) von bis 2 m Mächtigkeit überlagert.

q_{sL} Spät- bis postglaziale Seeablagerungen im Schwankungsbereich des Pfäffiker- und Greifensees

JUNG (1969) gibt für die ältere Dryaszeit für den Pfäffikersee einen maximalen Seestand von Kote 542 m ü.M. und für den Greifensee einen maximalen Seestand von Kote 443 m ü.M. an. Alle Seeablagerungen, welche im Perimeter

des maximalen Seestandes liegen, wurden zusammengefasst und als postglaziale Seeablagerungen kartiert. Diese Seeablagerungen umfassen fein geschichtete Silte und Feinsande, welche vielerorts mit Seekreide-Ablagerungen und Torf überdeckt sind.

q_v Spät- bis postglaziale Verlandungssedimente

Im Gebiet westlich Wangen und in der Ebene Moosburg bei Effretikon besteht die Talsohle aus spät- bis postglazialen, siltig-feinsandigen Verlandungssedimenten, welche örtlich von Torf überlagert werden.

Spät- bis postglazialer Hanglehm mit Hangschutt

Die Talhänge bei Bussental nördlich Bäretswil und in den kleinen Seitentälern östlich Wila bestehen aus lehmigem kiesarmem Hangschutt. Dabei handelt es sich vor allem um abgeschwemmten, meist stark verlehmtten Schutt aus der Oberen Süsswassermolasse.

Holozän

q_L Hanglehm, Schwemmlehm

Schwemmlehme gelangten in Hangfussbereichen und in flachen Muldenzonen entlang von Bachläufen (z. B. SE von Fehraltorf entlang der Luppmen oder in Oberhittnau) infolge von Überschwemmungen zur Ablagerung und überlagern meist ältere Schotter.

Bachschuttkegel

Mit dem Abschmelzen der Gletscher bildeten sich an den frei werdenden Talhängen durch die lokal abfliessenden Bäche kleine Tobel. Die Bäche erodierten dabei vielerorts durch die Moränenablagerungen in den darunter folgenden Felsuntergrund aus Oberer Süsswassermolasse. So entstanden am nordöstlichen Hang der Pfannenstielkette zahlreiche ins Glatttal einmündende Bachtobel. Im flachen Hangfussbereich bildeten sich die morphologisch gut erkennbaren Bachschuttkegel, z. B. bei Uessikon, Maur und Fällanden. Ein grosser Bachschuttkegel findet sich in Wetzikon. Der von Bäretswil in den Pfäffikersee abfliessende Aabach grub sich tief in den aus Nagelfluhbänken aufgebauten Molassefels. Dementsprechend weist der Bachschuttkegel von Wetzikon eine hohen Kiesanteil auf und wirkt als lokaler Grundwasserleiter.

Verlandungssedimente, Torf, Sumpf, Ried

Nach dem Abschmelzen der Gletscher bildeten sich in den abflusslosen, durch Grundmoränen abgedichteten Mulden und Senken zwischen den Moränenwällen und Drumlins kleine Seen und Sümpfe, welche mit der Zeit verlandeten. Die Verlandung erfolgte durch Abschwemmungen von sandigem Hanglehm und durch die Bildung von Torfmooren.

Die grössten Torfmoore, wo teils grossflächig Torf abgebaut wurde, befinden sich in der Umgebung des Pfäffikersees (Robenhauserriet, Sagenriet, Rossriet, Gitwizenriet und Torfriet) und des Greifensees (Grabenriet bei Riedikon) sowie im Glattal zwischen Fällanden und Dübendorf.

Als drainierte Sumpf- und Torfgebiete wurden jene Bereiche ausgeschieden, welche in den ersten Ausgaben des Siegfriedatlas gegen Ende des 19. Jh. noch als Sumpfgebiet kartiert waren und später gemäss Meliorationsplänen drainiert worden sind.

q_a Jüngste Alluvionen, feinkörnige Überschwemmungsablagerungen in den Talböden

Im nördlichen Kempttal (nördlich Lätten) wurden in der Talsohle durch Hochwasser der Kempt feinkörnige, vorwiegend siltig-feinsandige Sedimente abgelagert.

Künstliche Aufschüttungen, aufgefüllte Gruben, Deponien

Aufgrund der hohen Siedlungsdichte sind künstliche Auffüllungen, Deponien und insbesondere aufgefüllte Kiesgruben besonders im zentralen und nordwestlichen Teil des Atlasblattes verbreitet.

Grössere Auffüllungen haben stattgefunden in den Kiesgruben bei Bisikon, Volketswil, südlich Gutenswil, Feichrütli, Ustermer Seefeld und im Schürli bei Bärenswil. Bei den Deponien sind die ehemalige Ölerde-Deponie Chalen im Bergholz oberhalb Ebmatingen und die noch in Betrieb stehende Deponie Binzwisen östlich Illnau sowie die heute vollständig rekultivierte Deponie Feichrütli südwestlich Pfäffikon zu erwähnen.

TEKTONIK

Im mittleren und südlichen Abschnitt von Atlasblatt Uster fallen die Schichten der Oberen Süsswassermolasse mit $1-2^\circ$ in nordwestlicher Richtung ein. Im nordwestlichen Abschnitt verläuft die flach gegen SW ansteigende Uetliberg-Kollbrunn-Synklinale. In SE-Richtung steigen die Molassefelssschichten flach im NW-Schenkel der Käpfnach-Roten-Antiklinale an, deren Achse jedoch ausserhalb des Atlasblattes liegt. Da die Schichtlagerung der Oberen Süsswassermolasse generell sehr flach ist, lässt sich das Streichen und Fallen der Schichten im Feld nicht direkt einmessen. Der räumliche Verlauf der Schichten lässt sich jedoch mit Hilfe von Leithorizonten ermitteln. In der von T. Gubler konstruierten tektonischen Nebenkarte ist das Niveau des Künschter Bentonithorizontes mittels Isohypsen dargestellt. In Gebieten wo dieser fehlt, wurde seine Lage mit Hilfe anderer Leithorizonte (z.B. Winterthurer Bentonithorizont) konstruiert. Relevante Verwerfungen und Bruchzonen sind im Gebiet des Atlasblattes Uster nicht vorhanden.

Im Gebiet von Atlasblatt Uster wurde durch die Schweizerische Erdöl AG (SEAG) ein das Kartenblatt diagonal von NW nach SE querendes seismisches Profil aufgenommen. Eine Neuauswertung dieses Profils erfolgte durch NAEF & MERZ (1999, s. Taf. II). Im seismischen Profil gut erkennbar ist der Verlauf der Malmobergrenze, welche mit 4° in SSE-Richtung einfällt, von 1200 m unter NN im NW auf 2400 m unter NN im SE. Der nördliche Rand des NE-SW verlaufenden Permokarbondrogens ist gemäss dieser seismischen Untersuchung im Gebiet von Oberillnau anzunehmen.

HYDROGEOLOGIE

Für eine Übersicht und detaillierte Beschreibung der Grundwasservorkommen wird auf die Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Kantons Zürich (KEMPF et al. 1986) und die Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Toggenburg (JÄCKLI & KEMPF 1980), verwiesen.

Die Darstellung der Quellen und Grundwasserfassungen wurde für das Atlasblatt Uster im Wesentlichen aus der aktuellen Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1:25 000, Blatt Uster (www.gis.zh.ch, Grundwasserkarte, Stand 2006) übernommen. In dieser Karte sind die verschiedenen Grundwasservorkommen mittels der Isohypsen der Grundwasserspiegeloberfläche und der Isopachen der Grundwassermächtigkeit dargestellt.

Das *Pfannenstil-Gebiet westlich des Greifensees* besteht aus Oberer Süsswassermolasse mit teilweiser Moränenbedeckung und zeichnet sich durch eine grössere Anzahl von kleineren, meist gefassten Quellen aus. Es sind vorwiegend aus Sandsteinbänken der Molasse entspringende Schichtquellen sowie echte Moränenquellen, deren Speisung aus kiesigen, in Moränen eingelagerten Schotterlinsen erfolgt. Sie treten meist dort aus, wo längsgerichtete Moränentälchen von quer dazu verlaufenden Bachtobeln angeschnitten werden. Die Quellen werden zur privaten und kommunalen Trinkwasserversorgung genutzt.

Das grösste zusammenhängende Grundwasservorkommen im Gebiet des Atlasblattes Uster beherbergt der *Aathal-Schotter*. Zwischen Wetzikon und Uster durchschneidet die Aa den Aathal-Schotter. Das bis in die undurchlässigen Seeablagerungen eingeschnittene Aatal bildet die Vorflut für das beidseits aus dem Aathal-Schotter zuströmende Grundwasser und teilt damit den Grundwasserstrom in zwei Abschnitte. Im Aatal sind beidseits mehrere Quelfassungen vorhanden, in welchen der Aathal-Grundwasserstrom austritt. Auf der Südseite bei Cherschiben sind dies die ergiebigen Quellen der Stadt Uster (f8-11) und auf der Nordseite die Quellen von Oberuster (f8-3), welche ursprünglich (1857) von der dampfbetriebenen Glattalbahngesellschaft genutzt wurden.

Der grössere nördliche Teil des Aathal-Grundwasserstromes erstreckt sich vom Aatal bis in den Raum Wangen-Brüttisellen, wo er teils in Überlaufquellen austritt, zur Hauptsache aber in mehreren Grundwasserpumpwerken genutzt wird (z.B. in Wangen die Pumpwerke Schluë g 10-20, Bachtobel g 10-2 und in Brüttisellen die Pumpwerke Girhalde g 10-8/I und II).

Der südliche Teil des Aathal-Grundwasserstromes erstreckt sich vom Aatal grundwasserstromaufwärts bis ins Gebiet von Gossau. In Oberuster wird das Grundwasservorkommen im Gibelwald mit zwei Pumpwerken (g 8-14) genutzt. Namentlich im Gebiet von Oberuster weist der Grundwasserstrom im Aathal-Schotter an mehreren Stellen bis zu 10 m hohe Gefällsstufen des Grund-

wasserspiegels auf. Diese Gefällsstufen werden durch natürliche, senkrecht stehende Lehmlamellen (so gen. Lehm-Dykes) von wenigen Dezimeter Stärke erzeugt, die den durchlässigen Aathal-Schotter auf bis zu 30 m Mächtigkeit und bis zu mehreren hundert Meter Länge rasterartig durchsetzen (Details HAERING et al. 1994, p. 70).

Vom Müliholz (*Uster*) durch den Hardwald über Hegnau bis zum Flugplatz Dübendorf fliesst ein Grundwasserstrom, der an die Kiesrinne der eisrandnahen Schotter (q_{st} und q_{stII}), welche am Gletscherrand und im Gletschervorfeld abgelagert worden sind, gebunden ist. Örtlich sind infolge von geringmächtigen Moräneneinlagerungen zwei Grundwasserstockwerke vorhanden. Die Haupttrinne des Grundwasserstromes mit Grundwassermächtigkeiten von über 20 m zieht vom Müliholz nach Hegnau. Geringmächtige Grundwasserkörper zweigen von der Haupttrinne in südlicher Richtung nach Werrikon, Nänikon und Zimikon ab. Die wichtigsten Pumpwerke in diesem Gebiet sind: Müliholz g 5-6 (Horizontalfilterbrunnen; Konzession 6000 l/min), Zimikon g 15-8 (Konzession 3900 l/min), Hegnau g 3-1 (Konzession 1300 l/min), im Flugplatzareal Dübendorf Widacher g 3-5 (Konzession 3400 l/min) und Stiegenhof g 3-4 (Konzession 1300 l/min), alle übrigen sind bezüglich der effektiven Entnahme von geringer Bedeutung.

Ein bedeutendes Grundwasservorkommen liegt im vom Aabach in den Greifensee geschütteten *Delta von Niederuster*. Da es sich beim abgelagerten Material vorab um umgelagerten Aathal-Schotter handelt, setzt sich der Deltaschotter vorwiegend aus recht sauberem Kies zusammen. Die Mächtigkeit der gut durchlässigen kiesigen Deltaschüttung beträgt 10 bis 30 m. Auf der seewärts geneigten Oberfläche des Deltakieses liegt als jüngste Ablagerung eine abdichtende Schicht aus feinem Schlamm und Seekreide. Diese bewirkt, dass zwischen dem Seewasser und dem im Delta vorhandenen Grundwasser praktisch keine Kommunikation besteht, obwohl das Grundwassergebiet über die Uferlinie hinaus unter die Seefläche greift. Die Grundwasserbildung im Ustermer Seefeld erfolgt durch den im Grundwassereinzugsgebiet fallenden Niederschlag, insbesondere aber auch durch Infiltration aus dem Aabach. Eine Einsickerung aus dem Greifensee findet nicht statt. Das ergiebige und qualitativ gute Grundwasservorkommen im Ustermer Seefeld wird von den Wasserversorgungen Uster, Egg und Maur genutzt mit den drei Grundwasserpumpwerken Strandbad g 17-2 (Konzession 4545 l/min), Seefeld 1 g 17-3 (Konzession 8600 l/min) und Seefeld 2 g 17-6 (Konzession 9000 l/min). Die effektive mittlere Entnahmemenge aller drei Pumpwerke zusammen liegt um 6000 l/min.

Im *Aatal* zwischen Wetzikon und Oberuster sowie im *Gebiet der Stadt Uster* ist ein untiefes und geringmächtiges Grundwasservorkommen vorhanden, welches im Wesentlichen an die Verbreitung des Aabach-Schotters (q_{sAa}) gebunden ist. Der Aabach ist auf seinem Weg von Oberuster zum Seefeld früher nicht immer seinem heutigen Lauf gefolgt und hat so, zusammen mit kleinen Nebenbächen, das komplexe Bild einer zwischen Moränen- und Felshügeln eingebetteten Kiesfläche

geschaffen. Das für Trinkwassernutzung nicht geeignete Grundwasservorkommen wird in Uster in einigen Brauchwasserfassungen (Wärmepumpen) genutzt.

In *Wetzikon* findet sich im kiesigen Bachschuttkegel des Aabaches (bzw. Chämtnerbach) und im Bachschuttkegel des Längenbaches ein lokales geringmächtiges Grundwasservorkommen, welches bei Robenhausen und Widum endet und in den Aabach übertritt. Das Grundwasser wird heute im Pumpwerk Feld f 9-1 (Konzession 1000 l/min) genutzt.

Von Pfäffikon über Fehraltorf bis nach Illnau erstreckt sich im Kempttal ein im Wesentlichen an die eisrandnahen Schotter (q_{sII}) gebundenes Grundwasservorkommen. Im Gebiet von Pfäffikon strömt das Grundwasser in Richtung Pfäffikersee bzw. zum Grundwasserpumpwerk Büel h 9-5. Im nördlichen Teil von Pfäffikon strömt das Grundwasser ins Kempttal. Oberhalb von Fehraltorf versickert in trockenen Zeiten das Bachwasser der Luppmen vollständig und speist damit das Grundwassergebiet von Fehraltorf soweit, dass eine ständige Grundwassernutzung in den Pumpwerken Barmatt h 2-3 und Geeren h 2-1 möglich ist. Talseits von Fehraltorf verengt sich der Abflussquerschnitt des Grundwasserleiters; das Wasser wird in die Kempt abgestossen, die von dort an auch in Trockenzeiten stets Wasser führt. Bei Illnau beschränkt sich der Grundwasserstrom nur noch auf eine schmale, dem Bachlauf folgende Rinne.

Das *Gebiet zwischen Kempttal und Tösstal* ist gekennzeichnet durch die teilweise moränenbedeckten Molassefelskuppen und durch die dazwischen liegenden, zum Tösstal hin verlaufenden Seitentäler, in welchen z.T. mächtige Stauschotter abgelagert worden sind. Die kiesigen Stauschotterablagerungen stellen gute, lokal abgegrenzte Grundwasserleiter dar, welche durchwegs durch spät- und nacheiszeitliche Erosion unterschritten wurden. An der Schottersohle treten Schichtquellen und örtlich Überlaufquellen aus. Als Grundwasserstauer wirken glaziale Seeablagerungen, Moränenschichten oder der Molassefels. Die Quellen sind grösstenteils für die privaten und kommunalen Wasserversorgungen gefasst. In den schottererfüllten Quartälern wurden zur kommunalen Trinkwassergewinnung kleine Grundwasserpumpwerke erstellt: nördlich Bäretswil die beiden Grundwasserfassungen Busental 1 f 3-1 (Konzession 700 l/min) und Busental 2 f 3-2 (Konzession 700 l/min), bei Oberhittnau die Grundwasserfassung h 11-1 (Konzession 1000 l/min) und Hasel h 12-1 (Konzession 720 l/min) sowie bei Rusikon die drei Grundwasserfassungen Riedt h 6-1 (Konzession 310 l/min), Madetswil h 6-2 (Konzession 340 l/min) und Gündisau h 21-1 (Konzession 340 l/min).

Die in den Felsuntergrund eingeschnittene *Tösstalinne* ist gefüllt mit meist gut durchlässigen Kiesen, deren Mächtigkeit bis 60 m erreichen kann. Das Tösstal zeichnet sich durch eine Grundwasserführung von sehr guter Qualität aus. Zwischen der Töss und dem Grundwasserstrom besteht eine enge Beziehung. In niederschlagsarmen Perioden versickert die Töss weitgehend, und das Bachbett der Töss fällt auf längeren Flussabschnitten völlig trocken. Im Tösstalabschnitt zwischen Dillhus und Wila wird der Grundwasserstrom in drei Grundwasser-

pumpwerken genutzt; diese sind Dillhus h 1-5 (Konzession 850 l/min), Juckeren h 1-6 (Konzession 300 l/min) und Tannau h 1-7 (SW Winterthur, Konzession 3500 l/min).

Im *Felstal von Uster* ist ein tief liegendes Grundwasservorkommen bekannt, welches einen stark gespannten, örtlich auch artesischen Grundwasserdruck aufweist. Über der Sohle des Felstales von Uster lagert eine kiesreiche grundwasserführende Moränenschicht. Diese wird nach oben vollständig von undurchlässigen glazialen Seeablagerungen bedeckt. Sie erstreckt sich auf grössere Distanz und folgt der alten Felstalrinne von Hellberg über Uster bis nach Wangen und Dübendorf. Das Grundwasservorkommen ist wegen seiner geringen Ergiebigkeit und ungeeigneten Wasserqualität (Sauerstoffmangel und Reduktionserscheinungen) nicht zur Trinkwassernutzung geeignet, wohl aber zur Wärmenutzung.

BOHRUNGEN

Im Perimeter des Kartenblattes wurden in den vergangenen Jahrzehnten mehrere hundert Sondierbohrungen ausgeführt. Diese Sondierungen dienten der Grundwasserprospektion, Baugrunduntersuchungen und der Installation von Erdwärmesonden.

Auf dem Kartenblatt wurden nur jene Bohrungen dargestellt, die für das geologische Verständnis des Aufbaues des Untergrundes erforderlich sind. Von diesen Bohrungen ist die Tiefe der Oberfläche der Quartärformationen respektive die Tiefe der Felsoberfläche angegeben.

Den einzigen Aufschluss über den geologischen Tiefenaufbau im Kartenblatt Uster vermittelt die 1984 ausgeführte Geothermiebohrung Fehraltorf 1 (Koord. 698.056/249.225; Terrainhöhe 522.10 m ü.M.), siehe U. P. Büchi in NEFF (1985). Details zum Bohrprofil Fehraltorf 1 sind nachfolgend aufgeführt.

Zusammenfassendes Bohrprofil (Fehraltorf 1):

- 0–19 m Quartär (postglaziale Schotter, ab 13 m vermutlich Moräne; Grundwasserspiegel 1 m u.T.)
- 19–147 m Wechsellagerung von beige-grauen, mehr oder weniger sandigen Mergeln mit Sandsteinen (= Obere Süswassermolasse, OSM)
- 147–155 m feinkörnige Kalk-Dolomit-Nagelfluh (oben) mit Pechkohle und Säugerresten; darunter Süswasserkalk (= «Appenzellergranit», Meilenerkalk)
- 155–394 m Wechsellagerung von bunten, mehr oder weniger sandigen Mergeln und Sandsteinen, untergeordnet auch kohlige Mergel (= Obere Süswassermolasse, OSM)
- 394–568 m graue Sandsteine, z.T. mit Geröllschnüren und häufigen dünnen Mergeleinlagerungen, Nagelfluhlagen bei 407–411 m, 420–424 m, 432–433 m, 461–462 m, 479–481 m, 540–560 m (Obere Meeresmolasse, OMM, St. Gallen-Formation, «Helvétien»)
- 568–866 m monotone Abfolge von grauen und beigen Sandsteinen mit untergeordneten Einlagerungen von grauen und zwischen 650 und 700 m ockerfarbigen Mergeln sowie seltenen Nagelfluhlagen (= Obere Meeresmolasse, OMM, Luzern-Formation, «Burdigalien»)
- 866–940 m vorwiegend rötliche, teils sandige Mergel und Kalke, seltener Sandsteine (= Untere Süswassermolasse USM, «Oberaquitane Mergelzone»)

Endtiefe: 940 m.

Kontakt OMM/OSM bei ca. 128 m ü. M.

Mächtigkeit der erbohrten OSM 375 m.

Mächtigkeit der erbohrten OMM 472 m.

ROHSTOFFE

Nagelfluh und Sandstein der Oberen Süsswassermolasse

Im nordöstlichen Abschnitt des Kartenblattes Uster erfolgte der Abbau von Nagelfluh der Oberen Süsswassermolasse in zahlreichen kleinen Gruben. In der Regel wurde nur der durch die winterliche Frostsprengung anfallende Kiesschutt für den lokalen Bedarf verwendet. Grössere Steinbrüche, in welchen Molasse-nagelfluh abgebaut worden ist, befinden sich am Westabhang des Wassberges zwischen Süessplätz und Wassberg. Kiesgrube Süessplätz: Koord. 690.500/244.700, Kiesgrube Bezholz: 690.750/244.550 und Kiesgrube Sack: 691.300/243.600.

Sandstein der Oberen Süsswassermolasse wurde früher in einigen kleinen Steinbrüchen abgebaut. Die Steinbrüche sind heute zugewachsen und meist aufgefüllt, so dass deren Lage im Gelände heute kaum mehr eruierbar ist. Die entsprechenden Karteneinträge erfolgten anhand des Siegfriedatlas 1:25 000. Ein grösserer ehemaliger Sandsteinabbau befindet sich südlich Werrikon bei der Lokalität Steinbruch, Koord. 695.450/246.050.

Kies

Im Gebiet von Atlasblatt Uster befinden sich zahlreiche Kiesgruben, welche heute jedoch weitgehend aufgefüllt sind. Lage und Perimeter der verfüllten Kiesgruben wurden von älteren Ausgaben der Landeskarte sowie aus kantonalen Abaubewilligungsplänen übernommen.

Die grössten noch in Betrieb stehenden Kiesabbaustellen mit einem jährlichen Abbauvolumen von über 10 000 m³ sind:

in Volketswil die Kiesgrube Berg (Koord. 696.600/248.550), in Uster die Kiesgruben Grossenacher (696.500/248.350), Neuhus (695.250/247.950) und Im Türli (697.300/247.600), in Pfäffikon die Kiesgrube Luppenfeld (700.600/248.050) sowie in Wildberg die Kiesgrube Loren-Schalen (706.000/251.300).

Torf

In der eiszeitlich angelegten Landschaft des Glatttales finden sich in den schlecht durchlässigen Muldenzonen und in den ehemaligen Zungenbecken des Greifen- und Pfäffikersees zahlreiche Hoch- und Flachmoore. Vor allem während des Ersten und Zweiten Weltkrieges waren an zahlreichen Stellen Torfstiche in Betrieb. Die heute im Gelände vielfach nicht mehr identifizierbaren Torfstiche wurden aus dem Siegfriedatlas 1:25 000 übernommen (vgl. auch FRÜH & SCHRÖTER 1904). Die grössten Torfabbaubiete sind das Torfriet und Giwizenriet westlich Pfäffikon, das Robenhauserriet östlich Seegräben und das Grabenriet östlich Riedikon.

SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE FUNDE UND ELEMENTE

(Patrick Nagy, Kantonsarchäologie Zürich)

Das Kartenblatt Uster umfasst zahlreiche Landschaftsräume mit unterschiedlichsten topographischen, geologischen und klimatischen Charakteristika. Diese Vielgliedrigkeit ist einer von zahlreichen Gründen, weshalb sich die siedlungsgeschichtlichen Spuren der Menschen aus den vergangenen 15 000 Jahren in so variierender Dichte über diese Kulturlandschaft verteilen. Unterschiedliche Intensität der Bauaktivitäten in den vergangenen Jahrzehnten aber auch der Forschungsdrang einzelner Lokalhistoriker haben die heutige Verbreitungskarte mitgeprägt.

Paläolithikum (bis ca. 9000 v. Chr.)

Fundstellen dieser frühen Zeitperiode sind in der Schweiz und auch im Kanton Zürich bis heute sehr selten. Mögliche Spuren früher menschlicher Besiedlung dürften durch die zahlreichen Gletschervorstösse der Eiszeiten wohl weitgehend zerstört sein. Abgesehen von Einzelfunden, etwa dem Faustkeil von Schlieren, beschränken sich Überreste auf den letzten Abschnitt des Pleistozäns, als das Mittelland wieder eisfrei war. Verschiedene Fundkomplexe rund um den Pfäffikersee belegen eine Begehung durch frühe Jäger und Sammler bereits ab ca. 11 000 v. Chr. (z.B. Pfäffikon, Schwerzenbach, Seegräben und Wetzikon-Robenhausen).

Mesolithikum (ca. 9000 bis 5000 v. Chr.)

In jener Zeit war die Landschaft flächendeckend mit Wald bedeckt, das Resultat einer allmählichen Klimaverbesserung während der vorausgegangenen Jahrtausende. Die Menschen lebten nach wie vor nomadisch als Jäger und Sammler in Kleingruppen. Typisch für jene Zeit sind kleine Feuersteingeräte (Mikrolithen) von oftmals geometrischer Form. Fundstellen dieser Zeit sind sowohl aus dem Gebiet des Greifen- als auch des Pfäffikersees bekannt (Fällanden, Pfäffikon, Schwerzenbach, Wetzikon).

Neolithikum (ca. 5000 bis 2200 v. Chr.)

Diese Zeitepoche ist durch einen tiefgreifenden Wandel in der Lebensweise der Menschen gekennzeichnet: Man wurde sesshaft, legte auf geeigneten Böden Ackerflächen an und züchtete Vieh. Aus dieser Zeit sind die ersten Bauerndörfer

überliefert; sie liegen in unterschiedlichsten Landschaftszonen, wobei die Überreste im Bereich der Seeufer, die so genannten Pfahlbauten, dank günstiger Erhaltungsbedingungen besonders bedeutsam sind. In luftdichten Schichten eingelagert konnten sich hier neben Objekten aus dauerhaftem Material (Stein, gebrannter Ton, selten Kupfer) auch Gegenstände aus Holz, Knochen, Geweih oder Pflanzenfasern erhalten. Bedeutende Überreste von Seeufersiedlungen sind u. a. jene von Fällanden-Riedspitz, Greifensee-Wildberg Storen, Maur-Weierwis, Maur-Schifflande, Pfäffikon-Burg, Wetzikon-Robenhausen und Wetzikon-Himmerich. Ans Ende des Neolithikums gehören die glockenbecherzeitlichen Siedlungsreste von Wetzikon-Tösstalstrasse.

Bronzezeit (2200 v. Chr. bis 800 v. Chr.)

Charakterisiert wird dieser Zeitabschnitt durch den neuen Werkstoff Bronze, aus dem man Geräte, Waffen und Schmuck herstellte. Der hierfür benötigte Rohstoff Kupfer wurde aus den Alpen, das Zinn aus noch weiter entfernten Gebieten importiert; die Verarbeitung erfolgte durch Spezialisten. Wegen dem Rohstoffbedarf nahm die Bedeutung des Handels in jener Zeit deutlich zu. Es bildete sich eine soziale Oberschicht mit eigentlichen Machtterritorien heraus. Die am besten erforschte spätbronzezeitliche Seeufersiedlung in diesem Gebiet ist diejenige von Greifensee-Böschen, welche 1047/46 v. Chr. errichtet und einige Jahrzehnte später durch einen Brand zerstört worden ist. Etwas älter, ans Ende der Mittelbronzezeit, datiert die befestigte Höhensiedlung auf dem Furtbuel bei Russikon. Die 1888 im Hügelzentrum des Riesengrabhügels von Wetzikon-Robank entdeckten Funde werden heute als bronzezeitliche Gräber angesehen.

Eisenzeit (800 bis 15 v. Chr.)

Die Eisenzeit wird unterteilt in die Hallstattzeit um 800 bis 450 v. Chr. und in die Latènezeit um 450 bis 15 v. Chr. Neu wurde für die Herstellung von Geräten und Waffen Eisen verwendet, während der Schmuck weiterhin meist aus Bronze gefertigt wurde. Am Ende der Eisenzeit wurden erstmals Münzen geprägt. Man siedelte in kleinen Gehöften, daneben bestanden stadtähnliche Zentralorte, meist an topographisch-strategisch bedeutender Lage. In der Hallstattzeit wurden die Toten in reicher Tracht und mit vielen Beigaben unter künstlich aufgeschütteten Grabhügeln bestattet. Einzelne dieser Grabhügel oder ganze Grabhügelgruppen kennt man u. a. aus Fehraltorf-Speck, Pfäffikon-Eichholz oder Wangen-Wieslistein. Für die Latènezeit sind Flachgräber charakteristisch. Belege hierfür kennen wir u. a. aus Pfäffikon, Wangen-Brüttisellen oder aus Wetzikon, wo im 19. Jh. und frühen 20. Jh. mehrere Bestattungen im Rahmen von Kies- und Sandabbau entdeckt wurden. 1892 fand man in Fällanden beim Torfstechen einen Bronzezeimer, ein Importstück aus Italien.

Römerzeit (in der Schweiz: 15 v. Chr. bis ca. 400 n. Chr.)

In dieser Zeit überspannte ein dichtes Siedlungs- und Verkehrsnetz das Land. Neben den Gutshöfen (*villae rusticae*), bisweilen sehr ausgedehnten und oftmals luxuriös ausgestatteten Landwirtschaftsbetrieben, bestanden an wichtigen Verkehrswegen kleinere Siedlungen und grössere Zentren. Typisch für letztere sind Gebäude öffentlicher Nutzung wie Foren, Thermen oder Theater. Römische Gutshöfe kennt man u.a. aus Fehraltorf-Speckhof und Wetzikon-Kempton. Hervorzuheben ist das spätrömische Kastell von Pfäffikon-Irgenhausen (Koord. 702.280/246.140), unter welchem sich die Überreste eines Gutshofes des 1.–3. Jh. n. Chr. befinden. Die 1992 letztmals restaurierten Kastellmauern bilden ein Geviert von 60 m Seitenlänge mit vier Eck- und drei Seitentürmen. In den Jahren 1880 und 1993 kamen oberhalb von Bäretswil zwei Schatzfunde mit hunderten von Münzen des 1.–3. Jh. n. Chr. zum Vorschein.

Mittelalter (ca. 400 bis 1500 n. Chr.)

Im Frühmittelalter sind weiterhin Bodenfunde, im vorliegendem Gebiet v.a. Grabfunde, die wichtigste Informationsquelle, erst ab dem Hoch- und vor allem ab dem Spätmittelalter stehen dann erstmals umfangreichere Baureste sowie schriftliche Quellen zur Verfügung. Städte, Burgen, Kirchen und Klöster sind die auffälligsten Baudenkmäler dieser Zeit. Heute noch erhaltene mittelalterliche Burgen finden sich in Greifensee, Grüningen und Uster. Das genaue Alter des mit mehreren Gräben und Wällen befestigten Burghügels Rüti bei Fehraltorf hingegen ist nicht bekannt. In Wila erbrachten archäologische Untersuchungen die Überreste einer frühmittelalterlichen Holzkirche aus dem 8. Jahrhundert.

LITERATURVERZEICHNIS

Zitierte Literatur

- BLASER, P., GUBLER, T., KÜPFER, T., MARSCHALL, P., MATTER, M., MATTAS, 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.
- BODENBURG-HELLMUND, H. W. (1909): Die Drumlin-Landschaft zwischen Pfäffikersee und Greifensee. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 54, 1–68.
- BOLLIGER, T. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlichschüttung (Ostschweiz). – Documenta naturae 75.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/2, 1043–1048.
- BÜCHI, U. P. (1958): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Töss und Glattal. – Eclogae geol. Helv. 51/1, 73–105.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz, mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 3.
- GRAF, A. A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P. W., BURKHARD, M. & SCHLÜCHTER, C. (2007): First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – Quaternary int. 164–165, 43–52.
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10205.
- GUBLER, T. (1987): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse zwischen Zürich und Zug. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- (2005): Erläuterungen zu Atlasblatt 1111 Albis. – Mskr. Geol. Landesaufn., Wabern.
- 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.
- HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILIPP, R., STARCK, P. & WYSSLING, L. (1994): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000, Nr. 5, Blatt Toggenburg. – Schweiz. geotech. Komm.
- HALDIMANN, P. A. (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattals (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 71/2, 347–355.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter, Bd. 1. – Ott, Thun.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 50, 289–322.
- (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 53/1, 1–27.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1980): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000, Nr. 2, Blatt Bodensee. – Schweiz. geotech. Komm.
- JEGGE, B. (1999): Die Drumlinlandschaft. In: NIEVERGELT, B. & WILDERMUTH, H. (1999): Eine Landschaft und ihr Leben: das Zürcher Oberland, S. 13–64. – vdf Hochschulverlag ETH.
- (2001): Glazialmorphologische Untersuchungen im Gebiet der Quartärlandschaft zwischen Dürnten, Uster und Bäretswil (Zürcher Oberland). – Unpubl. Diplomarb. geogr. Inst. Univ. Zürich.

- JUNG, G. P. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. Mit besonderer Berücksichtigung des Greifen- und Pfäffikersees. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 114/3, 293–406.
- KELLER, B., BLAESI, H.-R., PLATT, N. H., MOZLEY, P. S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrung Langenthal. – *Nagra tech. Ber. NTB 90-41*.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005a): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 150/1–2, 19–32.
- (2005b): Der Rhein-Linth-Gletscher 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., KÁLIN, D., ENGESESSER, 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* (p. 547–561). – *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier* 21.
- 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.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1982): Zur Paläogeographie der Tössrinne im Würm-Hochglazial. – *Phys. Geogr.* 1, 205–214.
- LETSCH, E. (1899): Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 1.
- NAEF, H. & MERZ, M. (1999). Geologische Profile durch den Kanton Zürich im Massstab 1: 100 000, Tafelbeilage. – In: BOLLIGER, T. (Hrsg.): *Geologie des Kantons Zürich*. – Ott, Thun.
- Nagra (2002): Projekt Opalinuston. Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse. – *Nagra tech. Ber. NTB 02-03*.
- NEFF Nationaler Energie-Forschungs-Fonds (1985): Geothermik-Bohrung Fehraltorf 1. Geophysikalische Bohrlochvermessung und geologische Auswertung. – Unpubl. Auftragnehmerber. Dr. U. Büchi, Geol. Expertisen u. Forschungen AG Zürich vom 2.9.1985.
- PAVONI, N. (1952): Geologie der Fallätsche und die Bedeutung des limmischen Niveaus für die Zürcher Molasse. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich B* 8, 239–269.
- (1956): Zürcher Molasse und Obere Süsswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 23/63, 25–32.
- (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 102.
- PAVONI, N. & SCHINDLER, K. (1981): Bentonitvorkommen in der Oberen Süsswassermolasse und damit zusammenhängende Probleme. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 53–64.
- PENK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1–3. – Tauchniz, Leipzig.
- RENZ, H. H. (1937): Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 69.
- SCHLÜCHTER, C. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretales südlich Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 148.
- (1989): A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. – *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 32–33, 143–157.
- (1993): Geologie. – In: *Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter*. – Verlag Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgeschichte, Basel.

- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W. A., BURGA, C. A. & WINISTORF, E. (1987): Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 132, 135–174.
- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 33, 1–108.
- WEBER, A. (1930): Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – *Mitt. natw. Ges. Winterthur* 17/18, 1–91.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 156.
- WYSSLING, L. & WYSSLING, G. (1978): Interglaziale See-Ablagerungen in einer Bohrung bei Uster (Kanton Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 357–375.

Literatur zur Archäologie

- Antiquarische Gesellschaft Pfäffikon (Ed.), Eine Ahnung von den Ahnen. Archäologische Entdeckungsreise ins Zürcher Oberland (Wetzikon 1993).
- Archäologie im Kanton Zürich. Berichte der Kantonsarchäologie Zürich. Erschienen sind bis heute die Berichte zu den Jahren 1987 bis 2000, Band 12–16 (Zürich und Egg 1994 bis 2002). Die Berichterstattungen für die Jahre 1958–1992 erfolgten im Rahmen der Publikationsreihe Zürcher Denkmalpflege, Berichte 1 (Zürich 1961) – 11 (Zürich und Egg 1995).
- Geschichte des Kantons Zürich. Band 1: RUOFF et al., Frühzeit bis Spätmittelalter (Zürich 1995). Band 2: WEBEL et al., Frühe Neuzeit – 16. bis 18. Jahrhundert (Zürich 1996).
- SPM – Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter. SPM 1: Paläolithikum und Mesolithikum (Basel 1993); SPM 2: Neolithikum (Basel 1995); SPM 3: Bronzezeit (Basel 1998); SPM 4: Eisenzeit (Basel 1999); SPM 5: Römerzeit (Basel 2002); SPM VI: Frühmittelalter (in Vorbereitung).

Unpublizierte Berichte

- Baudirektion des Kantons Zürich, AGW (1977): Grundwasseruntersuchungen mittleres Glattal. – Ber. Dr. H. Jäckli, Zürich vom 16.9.1977.
- Baudirektion des Kantons Zürich, AGW (1980): Die Grundwasserhältnisse im oberen Glattal. – Ber. ARGE Locher-Wyssling, Pfaffhausen vom 1.8.1980.
- Baudirektion des Kantons Zürich, AGW (1981): Grundwasseruntersuchungen im oberen Tössal. – Ber. P. Nänny, E. Trüeb, U. Bähler vom 8.10.1981.
- Baudirektion des Kantons Zürich, AGW (1985): Hydrogeologische Untersuchungen im unteren und im oberen Grundwasserstrom von Pfäffikon sowie im Kempttalgrundwasserstrom. – Ber. Dr. von Moos AG vom 23.12.1985.
- Baudirektion des Kantons Zürich, AGW (1988): Hydrogeologische Erforschung des tiefliegenden Grundwasserstromes im oberen Glattal. Möglichkeiten von Wassergewinnung und Wärmespeicherung im tiefliegenden Aquifer. – Ber. Dr. L. Wyssling vom 29.2.1988.
- BEW Bundesamt für Energiewirtschaft Bern (1993): Geothermiebohrung Bassersdorf. Geologisch-geotechnische Begleitung. – Unpubl. Auftragnehmerber. 1992–93, geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling AG.

KARTENVERZEICHNIS

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 (ohne Grenzgebiet), von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELSANG, 1867.

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

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich, von C. MOESCH & F. J. KAUFMANN, 1871.

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. 57 Hörli (LK 1093). Aufgenommen durch den Geologischen Dienst der Armee, 1970.

Nr. 90 Zürich (LK 1091), von N. PAVONI, H. JÄCKLI & C. SCHINDLER, 1992

Nr. 86 Wil (LK 1073), von F. HOFMANN, 1988.

Geologische Spezialkarten

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

B 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). – Vjsh. natf. Ges. Zürich 54.

E ELLENBERG, L. (1972): Geomorphologische Karte des untersten Tössstals und angrenzender Gebiete, 1:25 000. In: Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. – Diss. Univ. Zürich.

J₁ JÄCKLI, H. (1962): Geologische Karte Blatt Kloten, 1:25 000. In: Kloten. Vom Bauerndorf zur Flughafenstadt. – Orell Füßli, Zürich.

J₂ JÄCKLI, H. (1975): Flughafen Zürich. Geologische Karte 1:20 000. In: Flughafen Zürich, III. Ausbautetappe. – Dir. öff. Bauten Kanton Zürich.

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.

S 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 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.
- W₂ WEBER, J. (1901): Geologische Karte Blatt 213 (Pfäffikon), 1:25 000. In: Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersees. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 3.
- W₃ 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.
- W₄ WETTSTEIN, A. (1885): Geologische Karte von Zürich und Umgebung, 1:40 000. In: Geologie von Zürich und Umgebung. – Zürich.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. In: Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.

BEILAGEN

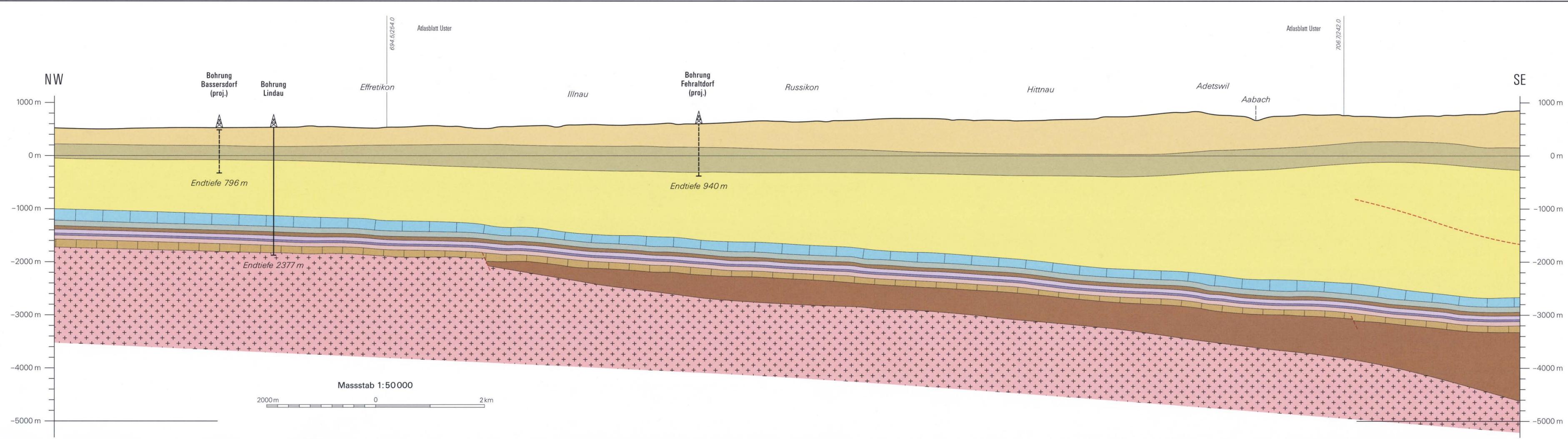
- Tafel I: Quartärgeologisches Profil durch das Gebiet von Atlasblatt Uster
Tafel II: Geologisches Profil durch das Gebiet von Atlasblatt Uster
Tafel III: Felsisohypsenkarte des Gebietes von Atlasblatt Uster

Geologisches Profil durch das Gebiet von Atlasblatt Uster

von

Heinrich Naef und Matthias Merz (1999)

In: Bolliger, T.: Geologie des Kantons Zürich;
Beilage, Profil A2, entlang Reflexionsseismik-
Linie 75-SE-1/SE-74-1



- Tertiär**
 - Obere Süswwassermolasse
 - Obere Meeresmolasse
 - Untere Süswwassermolasse
- Jura**
 - «Oberer Malm»
 - «Unterer Malm»
 - Dogger pro parte
 - Opalinus-Ton
 - Lias
- Permokarbon und Trias**
 - Keuper
 - Muschelkalk
 - Permokarbon
- Kristallines Grundgebirge**
 - Prävariszisches und variszisches Kristallin
- Bruch, Aufschiebung (vermutet)
- Tiefbohrung

Masstab 1:50000
2000m 0 2km

