

Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen

Von

CONRAD SCHINDLER, Oetwil am See

I. Einleitung	284
1. Allgemeines	284
2. Historisches	285
II. Geologie	286
1. Erläuterungen zu den Farbtafeln	286
2. Felsoberfläche	286
3. Glazial vorbelastete Sedimente	287
4. Eiszeitliche, aber grösstenteils nicht mehr vorbelastete Ablagerungen	288
5. «Nacheiszeitliche» Ablagerungen	291
a) Seebecken abseits der Schuttkegel	291
b) Seefeld – Bellevue	294
c) Sihldelta und Enge	295
d) Durchbrüche durch den Moränenwall	297
e) Sihlschotter und Wolfbachsenke	299
III. Seespiegelschwankungen und Geologie	300
1. Langfristige Spiegelschwankungen in Funktion der Geologie	300
a) Spätglazial	300
b) Postglazial	302
2. Jährliche Spiegelschwankungen	305
IV. Kurze geotechnische Hinweise zu den Tafeln, Problem der Seekreide	306
1. Geotechnische Bemerkungen zu den Tafeln	306
2. Bemerkungen zu den Wasserverhältnissen	306
3. Bemerkungen zu den Eigenschaften der Seekreide	307
V. Bemerkungen zum Problem der Ufersiedlungen	307
1. Lage der Siedlungen	307
2. Problematik der Höhenbestimmung von Kulturschichten	309
3. Frage der Beziehung der Ufersiedlungen zum Seespiegel	310
VI. Zusammenfassung	311

I. Einleitung

1. Allgemeines

Seit 1960 sind in der ganzen Schweiz in bisher unbekanntem Masse Sondierbohrungen zur Aufklärung von geotechnischen Fragen abgetieft worden, dies insbesondere in Gebieten mit starker baulicher Entwicklung, bei Nationalstrassen, Kraftwerksbauten, aber auch in zentral gelegenen städtischen Arealen, wo die prekär gewordenen Verkehrsverhältnisse saniert werden müssen. Unsere Karten entstanden einerseits aus dem Bedürfnis, im Kerngebiet von Zürich die vielen unübersichtlichen Einzelergebnisse zu einer Gesamtschau zu vereinigen und damit bessere Prognosen stellen zu können, andererseits handelt es sich aber auch um einen Versuch, die recht komplexen Verhältnisse darzustellen und geologisch zu interpretieren. Viel verdanken wir dem Tiefbauamt der Stadt Zürich, insbesondere seinen Aufträgen zu grossangelegten bautechnischen Untersuchungen und der Möglichkeit, ältere Gutachten zu studieren. An dieser Stelle sei besonders Herrn Stadttingenieur J. BERNATH und Herrn HIRT gedankt, welche uns stets wohlwollend unterstützt haben und unsere Farbtafeln als Planunterlage für das Tiefbauamt drucken liessen, was seinerseits erlaubte, diese der vorliegenden Arbeit beizugeben.

Wichtige Unterlagen stammen ferner von Aufträgen für das Hochbauamt der Stadt und von der SBB (projektierte Zürichberglinie), ferner von zahlreichen Untersuchungen für private Bauherren. Viel verdanke ich auch PD. Dr. A. VON MOOS, welcher schon sehr frühzeitig die Notwendigkeit erkannte, die zugänglichen Ergebnisse von Baugruben, Bohrungen usw. zu sammeln, zudem stellte er Literatur und seine Feldaufnahmen zur Verfügung. Heute besteht eine Sammelstelle des städtischen Tiefbauamtes für Bohrungen, welcher wir zahlreiche Unterlagen verdanken; gleichzeitig hat das Büro Dr. VON MOOS auf privater Basis alle in unseren Farbtafeln dargestellten Sondierungen zusammengestellt. Das Unterlagenmaterial weist sehr inhomogene Qualität auf und ist teilweise schwer zu deuten, während andererseits die fortwährend einlaufenden neuen Ergebnisse neuer Aufschlüsse häufig kleinere oder grössere Korrekturen des bisher gewonnenen Bildes bedingen. So ist zu erwarten, dass die beigelegten Farbtafeln über kurz oder lang revidiert werden müssen.

Wertvolle Hilfe und Anregung gab uns der Stadtarchäologe U. RUOFF, indem er uns einerseits Einblick in alte Pläne und Grabungsergebnisse gab (so z. B. in Kurvenpläne des Seebodens vor der Auffüllung, aufgenommen durch den ehemaligen Stadttingenieur BÜRKLİ), andererseits durften wir aber auch seine Arbeiten unter Seespiegel beim Kleinen Hafner und beim Bauschänzli mitverfolgen. Auch die Zusammenarbeit mit Bauingenieuren gab viele Anregungen, so insbesondere die Diskussion mit M. GAUTSCHI über die technischen Eigenschaften der Seekreide und über Setzungsfragen.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Grund sehr vieler verschiedenartiger Unterlagen, von Flussprofilen über Aufnahmen von Bohrungen bis zu Laboruntersuchungen usw. So sei denn abschliessend all jenen gedankt, welche durch ihre Tätigkeit in irgend einer Form zu unserer Untersuchung beigetragen haben.

2. Historisches

Das Kerngebiet von Zürich liegt an einer verkehrsmässig und geologisch bevorzugten Stelle, so dass es schon früh untersucht wurde. Sieht man von mehr generellen Arbeiten ab, so erscheint als erste umfassende Beschreibung der Geologie 1871 «Die Wasserverhältnisse von Zürich», publiziert durch A. ESCHER VON DER LINTH und A. BÜRKLI – also bereits damals eine Kombination von wissenschaftlichen und technischen Untersuchungen, wie sie auch später mehrmals bei andern Autoren wieder auftaucht und auf den praktischen Sinn der Zürcher deutet. Die wesentlichen Elemente der Geologie sind bereits erkannt – so auch das später wieder vergessene, dem See zugewandte Sihldelta –, zudem erscheint gleichzeitig eine erste geologische Karte 1: 10 000. Sie umfasst den damaligen Siedlungsraum der Stadt und greift damit nur wenig über unsere Farbtafeln hinaus.

1885 erscheint die «Geologie von Zürich und Umgebung» von A. WETTSTEIN, welcher eine vorzügliche Karte 1: 40 000 beigegeben ist. Leider bricht mit dem frühen Tod dieses Autors die Kette von Publikationen über das engere Stadtgebiet für längere Zeit ab, wenn man von einigen Hinweisen in den weiter gespannten Arbeiten von ALB. HEIM (1894, 1913, 1919), absieht.

B. BECK (1915) verfolgte insbesondere das Problem der Findlinge und gab Photographien interessanter ehemaliger Aufschlüsse (insbesondere im Vorfeld der Zürcher Hauptmoräne). Wertvoll ist die vorwiegend geographisch-historisch ausgerichtete Arbeit von P. WALTHER, welche unter anderem eine Rekonstruktion der Urlandschaft Zürich zeigt. Gemeinsam mit der Karte von ARN. ESCHER ergab sie eine wichtige Unterlage für unsere Farbtafel I. Eine wahre Fundgrube bildet auch die 1938 erschienene Publikation von R. HUBER, in welcher eine Deutung der Zusammenhänge zwischen alten Limmatläufen, der Schüttung des Sihldeltas und Schwankungen des Zürichseespiegels gegeben wird, zudem aber auch zahlreiche Details. 1960 geht der gleiche Autor auf die Moränen und ihre Facies ein. J. HUG verdanken wir verschiedene hydrologisch oder bautechnisch ausgerichtete Untersuchungen, welche allerdings nur teilweise publiziert wurden (Ulberg- und Wollishofertunnel 1919, J. HUG und A. BEILICK 1934 u. a.). H. SUTER gibt 1939 eine Übersichtskarte und ein Profil durch Zürich, wobei allerdings nur minime Lockergesteinsmächtigkeiten angenommen werden. Weit detaillierter erscheinen ähnliche Schnitte bei A. VON MOOS (Geologische Exkursionen 1946. Mitteilungen VAWE 1949), zugleich beschreibt er aber auch zahlreiche Aufschlüsse und publiziert eine neue, geologisch-geotechnische Karte. – Diese Angaben werden 1967 von R. HANTKE in die geologische Karte des Kantons Zürich 1: 50 000 übernommen, während H. SUTER und R. HANTKE bereits 1962 die damaligen Kenntnisse über Zürich kurz zusammengefasst hatten.

Die Abtiefung zahlreicher Bohrungen in Limmattal und Zürichsee wie auch seismische Untersuchungen erlaubten seither, die bisher stark unterschätzte Tiefenentwicklung der Lockergesteine in ihrer Komplexität kennen zu lernen (C. SCHINDLER 1968, K. HSU und K. KELTS 1970), wobei diese Entwicklung noch in vollem Flusse ist und zweifellos noch verschiedene Überraschungen zu erwarten sind.

II. Geologie

1. Erläuterungen zu den Farbtafeln

Das dargestellte, heute intensiv überbaute oder vom See bedeckte Areal erlaubt keine Feldkartierung im üblichen Sinne, zudem sind die zuoberst liegenden Schichten oft wenig interessant und nur dünn. Um eine sowohl geologisch wie bautechnisch aufschlussreiche Karte zu erhalten, wurde deshalb folgender Weg gewählt: Es wurde von 3 charakteristischen, eindeutig feststellbaren Niveaus ausgegangen (natürliche Oberfläche/Oberfläche der eiszeitlichen Ablagerungen/Oberfläche der glazial vorbelasteten Ablagerungen), wobei zwar die bekannten jüngsten menschlichen Eingriffe korrigiert, im übrigen aber der heutige Zustand dargestellt wurde. So wurde z. B. nicht versucht, den Zustand der Moränenwälle vor der Flusserosion zu rekonstruieren, sondern die heute existierenden Rinnen gezeigt. Von diesen Oberflächen ausgehend, wurde je ein 4 m mächtiges Lockergesteinspaket erfasst und dargestellt. Wo innerhalb dieses Bereiches 2 oder mehr verschiedene Schichten auftraten, erscheint eine Streifung, bezw. Signaturen, wobei allerdings gelegentlich der Kartenmasstab zu Vereinfachungen zwingt. Bei Streifung entspricht die Farbe im schmalen Streifen der hangenden, jene im breiten Streifen der liegenden Schicht. Die Oberfläche in Tafel II entspricht dem ausgehenden Zürichstadium und nicht etwa dem Ende der letzten Eiszeit (siehe Seite 291). Der Übersichtlichkeit zuliebe war es nicht möglich, die Karten einem Stadtplan 1 : 5000 aufzudrucken, obwohl dies an und für sich wünschenswert gewesen wäre. Ebenso wurde darauf verzichtet, die vielen hundert benutzten Bohrungen einzeln aufzuführen.

2. Felsoberfläche

Im dargestellten Gebiet taucht Fels der NW-Flanke des Taltroges an verschiedenen Orten zwischen Drahtschmidli und ETH an die Oberfläche auf, seine Lage ist dank Bohrungen aber weiterhin bis zur SE-Ecke der Karte recht gut bekannt. Im Gebiet zwischen ETH und Hegibachplatz bildet er zwischen Kote 410 und 450 m eine bucklig-unebene Hochfläche, welche etwa entlang der Linie Haldenegg-ETH-Kreuzplatz recht unvermittelt in einen steilen, gegen WSW fallenden Hang übergeht. Dieser etwas gestufte und eingekerbte Abfall zum Taltrog ist auffällig gradlinig und wird von steiler, nahezu N-S und W-E verlaufender Klüftung begleitet. Vermutlich folgt er einer tektonisch gestörten Zone, doch konnten bisher nirgends eindeutige Schichtverstellungen beobachtet werden.

Die Talaxe folgt keineswegs der Limmat, sondern liegt etwa auf der Linie Kongresshaus-Stauffacherplatz, wobei sie von NNW-Richtung allmählich gegen WNW hin abdreht. Die Felssohle liegt hier erstaunlich tief und dürfte durch mindestens 150 m Lockergestein bedeckt sein, denn eine Bohrung weiter talabwärts beim Schlachthof fand 128,7 m Lockergestein, während eine 1970 abgetiefte Bohrung im Zürichsee nahe dem Zürichhorn bei 24 m Wassertiefe 210,7 m Lockergestein durchfuhr, ohne den Fels zu erreichen. Dementsprechend dürfte die Sohle des Taltrogs gegen NW hin ansteigen und glazial stark übertieft sein (SCHINDLER 1968). Die von K. HSU und

KELTS (1970) auf Grund von Seismik angenommenen, viel zu geringen Schuttmächtigkeiten im untersten Zürichsee sind vermutlich auf einen Irrtum in der Interpretation der Ergebnisse zurückzuführen.

3. Glazial vorbelastete Sedimente (Tafel III)

Neben dem markanten, schon von ARN. ESCHER 1871 zutreffend dargestellten Hauptmoränenwall, welcher von der Hohen Promenade über den Lindenhof zum heute abgetragenen St. Annahügel, zum Botanischen Garten und zum Ulmberg zieht, ist aus Seitenmoränen schon seit langem ein weiterer, schwächerer, etwas tababwärts liegender Gletscherstand bekannt, der sogenannte Wiedikerstand. In unserer Tafel ist er durch den kleinen Wall des Rämibühls vertreten (Mitte des oberen Bildrandes), zudem aber auch durch einen Riegel von glazial vorbelasteten Gesteinen, welcher sich – unter jungen Sihlablagerungen verborgen – bei der Walchebrücke aus der rechten Talflanke ablöst. Wir wissen heute, dass ein Grossteil der überaus mächtigen Lockergesteinsfüllung des Taltrogs bei Zürich jünger ist als das Maximum der Würmeiszeit, dass also allfällige ältere Sedimente durch die vorrückenden Eismassen weitgehend und z. T. bis auf den Fels ausgeräumt worden sind (C. SCHINDLER 1968). Auch die jüngsten, noch unpublizierten Tiefbohrungen im Querschnitt Wollishofen–Zürichhorn bestätigen dies, wenn leider auch im Raum von Zürich eine Untersuchung z. B. durch Altersbestimmungen oder Pollenanalyse noch nicht möglich war. Halten wir uns vor Augen, dass nach dem Abschmelzen des Eises hinter das Schlierenstadium ein wassergefülltes, lokal bis zu mindestens 100 m tiefes Zungenbecken frei wurde, so wird verständlich, dass die Gletscherstirnablagerungen des relativ unbedeutenden Wiediker Stands zwar nahe den Talflanken noch erkennbar sind, in der Talaxe aber weit absinken. Sondierungen im Gebiet Walchebrücke–Platzspitz fanden darin grösstenteils feinkörnige, z. T. geschichtete Ablagerungen, wie sie für Gletscherstirnbildungen in einem relativ tiefen See charakteristisch sind. Ebenso fand sich im unmittelbaren Vorfeld der Zürcher Hauptmoräne eine Deltaschichtung der Sedimente (siehe auch Tafel II!).

B. BECK (1915) photographierte die Schrägschichtung in Aufschlüssen bei den Amtshäusern, heute sind sie in einer Baugrube nahe dem Jelmoli aufgeschlossen. R. HUBER (1960) spricht von einem ehemaligen Seespiegel um Kote 410 m und glaubt, der stauende Riegel entspreche der Moräne des Wiediker Standes. Dieser Annahme widerspricht die Tatsache, dass eine breite und tiefe Kiesrinne das kritische Gebiet quert und Grundwasser von Limmat, Schanzengraben und Sihl her gegen WNW hin abführt! Nach unserer Auffassung wurde der ehemalige See an den Moränen des Schlierenstadiums aufgestaut und wies einen Spiegel wenig über Kote 405 m auf.

Die Besonderheiten des Zürcher Hauptmoränenwalls wurde bereits früher behandelt (SCHINDLER 1968), wobei aus Profilen zwischen Stadelhofen und der Hohen Promenade und beim Lindenhof abgeleitet wurde, der scheinbar so einheitliche und einfache Wall entspreche einem mindestens dreimaligen Wechselspiel von Rückzug und Vorstoss der Gletscherstirn. Wie schon A. WETTSTEIN (1885) beschrieb, treten an der Hohen Promenade seewärts des Grates zwischen Moränenmaterial Pakete von geschichteten und offensichtlich verschwemmten Ablagerungen auf. Die auf unserer

Tafel III erscheinenden Ablagerungen entsprechen zur Hauptsache dem jüngsten Teilvorstoss, welcher relativ kurzfristig war. Seine Sedimente greifen am Lindenhof bis etwa Kote 400 m hinunter und überlagern dort eiszeitliche Seeablagerungen.

Seewärts sinkt die Oberfläche der glazial vorbelasteten Sedimente des Zürcher Hauptwalles rasch ab, zugleich verschwindet dort das charakteristische Moränenmaterial weitgehend und weicht relativ feinkörnigen, z. T. geschichteten eiszeitlichen Seeablagerungen, welche offenbar vom Gletscher nachträglich überfahren und z. T. verschleppt wurden. Wir stehen vor der erstaunlichen Tatsache, dass der markante Moränenwall von Zürich mit seinen auffälligen Findlingen (P. BECK 1915, R. HUBER 1960) nur wenig Tiefgang aufweist und seewärts weitgehend auskeilt, bzw. durch anders geartete, feinkörnigere Sedimente ersetzt wird (in Tafel III oliv gefärbt). Dementsprechend fanden Bohrungen bei der Marktbrücke, im Gebiet Wasserkirche–Bellevue, bei der Augustinerkirche usw. weniger als 2 m Obermoräne – trotz schönen Findlingen in der Nähe – darunter folgten aber zur Hauptsache hartgepresste, z. T. geschichtete und aufbereitete Sande, Silte und tonige Silte, in welche nur vereinzelt Kies eingestreut war. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die See- und Tümpelablagerungen in Richtung Seitenmoränen immer höhere Koten erreichen.

Diese Bildungen sind nicht zu verwechseln mit Grundmoräne, welche im Untersuchungsgebiet zur Hauptsache die felsige, östliche Talflanke bedeckt und stark wechselnde Mächtigkeit aufweist. Die Grenze zur überliegenden Obermoräne der Hohen Promenade und des Rämibühls ist meist, wenn auch nicht überall, scharf, so dass ein eindeutiger Altersunterschied zu bestehen scheint. Ein fazieller Übergang z. B. der Obermoräne des Rämibühls in Grundmoräne konnte nicht beobachtet werden, in grösseren Zusammenhängen ist er aber anzunehmen. Wo sich der Moränenbogen gänzlich von der Talflanke ablöst, scheint auch die charakteristische Grundmoränenfacies rasch zurückzutreten (Gebiet Platzspitz).

4. Eiszeitliche, aber grösstenteils nicht mehr vorbelastete Ablagerungen

Auf Tafel II ist die Oberfläche jener Sedimente dargestellt, welche bis zum Ende des Zürichstadiums abgelagert worden sind, z. T. aber bereits talwärts der Eisfront entstanden, also vom Gletscher nicht vorbelastet wurden. Im Vorfeld der Moräne von Zürich liegt eine Schwemmebene mit relativ feinkörnigen Materialien, welche eindeutig mit dem jüngsten Teil des Hauptwalls verknüpft werden kann. Sehr bald tauchen diese Sedimente aber erstaunlich steil ab und weichen den viel grösseren, jüngeren Sihlschottern. Es wurde bereits erwähnt, dass unterhalb Kote 405 m eine ausgeprägte Deltaschichtung zu beobachten ist, so dass die Schüttung zweifellos in einen ehemaligen See erfolgte. Im Gletscherrandtal vom Zeltweg über den Heimplatz zum unteren Teil des Limmatquais wurden damals sandige bis z. T. kiesige Bachablagerungen geschüttet, doch erreichen diese ebenso wie die Schwemmebene des Vorfelds ein erstaunlich geringes Ausmass. Dies dürfte damit zusammenhängen, dass die Gletscherfront in der letzten Vorstoss-Phase nur noch kurzfristig auf den Hauptwall hinauf vordrang, vorher aber bereits längere Zeit ins Zungenbecken zurückgefallen war.

Unmittelbar alpenwärts des Stirnmoränenkranzes schliesst eine ausgedehnte, in unserer Tafel II blau gefärbte Zone an, welche aus eiszeitlichen Seeablagerungen besteht. In einer früheren Arbeit (SCHINDLER 1968) wurde bereits ausführlich auf Genese und Charakteristiken dieser Ablagerungen eingegangen, welche früher meist mit Moräne verwechselt wurden. Abbildung 1 stellt dar, wie wir uns ihre Entstehung deuten: Wenn das Gletscherende weder auf Land liegt (Fall a) noch in einem seichten See (Fall b), sondern in tiefem Wasser (Fall c), so bildet sich an der

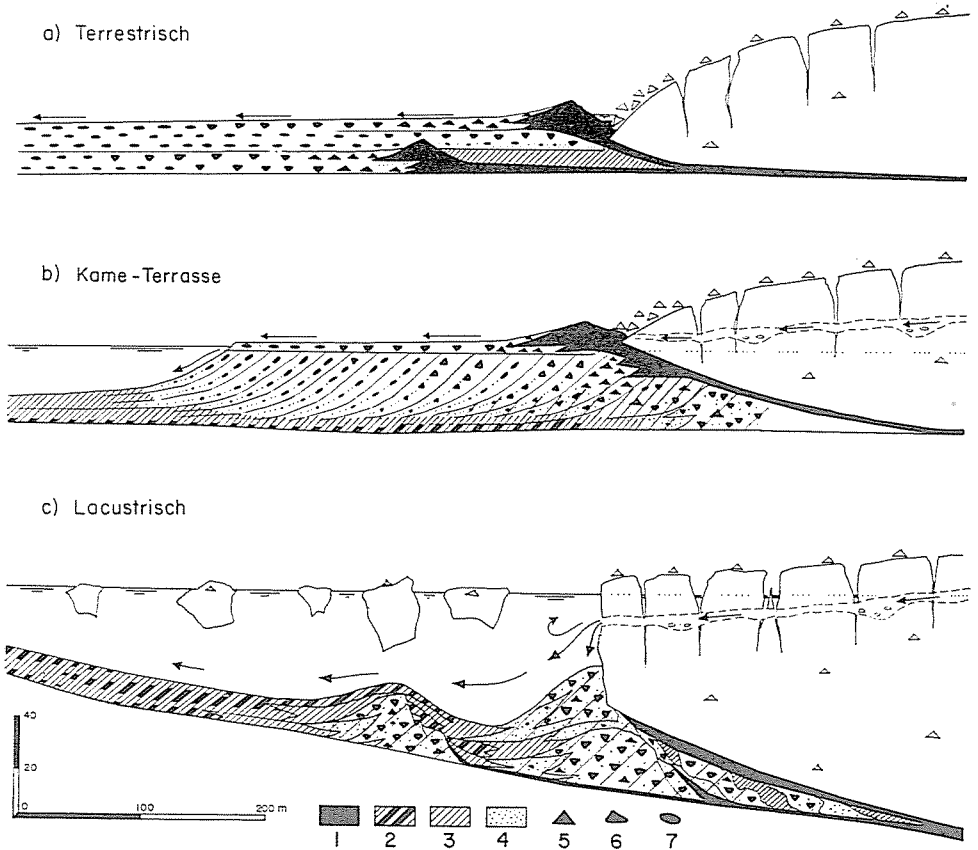


Abb. 1. Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse nahe der Gletscherstirn, mit oder ohne See, 2 × überhöht. Untergrund: Fels oder ältere Lockergesteine. Pfeile: Schmelzwasserläufe im Gletscher. Rechts Gletscher, links Vorfeld.

- 1: Moräne
- 2: Silt, z. T. tonig
- 3: Silt und Feinsand
- 4: Mittel- und Grobsand
- 5: Kies, kantig
- 6: Kies, angerundet
- 7: Kies, gerundet

Front eine hohe Eiswand, von welcher fortwährend Eisberge niederbrechen. Die oft geschiebereichen Schmelzwasserbäche münden grösstenteils durch Eiskanäle direkt in den See, wobei Kies und Grobsand nahe der Austrittsstelle auf den Boden sinken. Die feineren Fraktionen werden dagegen aufgewirbelt, im Wasser verteilt und sinken nur allmählich auf den Seeboden. Die Sedimentation im See erfolgt also gleichzeitig aus 3 Quellen: Grobe Ablagerungen der Bäche/Absinkende Schwebestoffe aus dem Wasser (Gletschermilch)/Moränenpakete oder einzelne Steine, welche von der Gletscherfront oder von einzelnen Eisbergen ins Wasser fallen. Im Gegensatz zur gut bekannten fluvioglazialen Sedimentation werden im See alle Korngrössen mit Ausnahme vielleicht der feinsten Fraktionen auf relativ engem Raum abgelagert. In den durch viele Bohrungen gut untersuchten eiszeitlichen Seeablagerungen des dargestellten Gebiets, nahe dem stauenden Riegel, ist die Tonfraktion sehr schwach vertreten, währenddem andererseits – im Vergleich zu anderen Gebieten – relativ viel Sand und Kies auftritt. Dies ist wohl damit zu erklären, dass zur Zeit der Bildung dieser Ablagerungen die Gletscherstirn nahe lag, was seinerseits das eisfreie, wassergefüllte Zungenbecken derart klein werden liess, dass die feinsten Fraktionen als Wassertrübe über den Moränenriegel hinweg fortgeschwemmt wurden. Schon 1½ km südlich des ehemaligen See-Endes treten tonreiche, oft feingeschichtete Partien in den eiszeitlichen Seeablagerungen häufig auf (besonders im obersten Teil).

Der See im Zungenbecken bildete also eine Falle, in welcher fast alle vom Gletscher und den Schmelzwässern zugeführten Sedimente gefangen wurden, zugleich erfolgte die Ablagerung auf relativ engem Raum, so dass sich lokal in kurzer Zeit sehr grosse Lockergesteinsmengen bilden konnten. Charakteristisch für eiszeitliche Seeablagerungen ist ihre Wechselhaftigkeit, welche nur selten eine Korrelation von Bohrung zu Bohrung erlaubt, zudem auch ihre unberechenbare, höckrige Oberfläche. Wo relativ viele künstliche Aufschlüsse vorliegen – wie im Raume Stadttheater – Bellevue – Schanzengraben – erscheint eine verwirrende Vielfalt von Buckeln und Depressionen, in welcher – im Gegensatz zu einer Wallmoräne – kaum irgend eine Ordnung zu erkennen ist. So bleiben auch die auf Tafel II angegebenen beiden Stirnlagen des Gletschers im See sehr hypothetisch. Irgendwie scheinen sie in einen leider sehr wenig untersuchten Moränenzug nahe der Mühlebachstrasse einzumünden. Es ist durchaus möglich, dass der Gletscher auch hier einige Pendelbewegungen ausführte, so dass einzelne Partien und insbesondere der tiefere Anteil der eiszeitlichen Seeablagerungen etwas vorbelastet sein könnten, doch ist dies in Bohrungen leider sehr schwer festzustellen. Ein späterer Stand des Gletschers nahe der südlichen Stadtgrenze hinterliess in den Talflanken ausgeprägte Seitenmoränen, doch hinterliess auch er im See keinen erkennbaren Wall, sondern eine äusserst unruhige Topographie.

1968 hatten wir angenommen, die anderswo festgestellte Hochfläche um Kote 395–405 m lasse sich auch im Raum zwischen dem Bürkliplatz und der Zürcher Moräne feststellen, doch zeigen neue Aufschlüsse eindeutig, dass im Gegenteil dazu die Morphologie dort äusserst unruhig ist. Insbesondere fallen tiefe, bereits nahe der Moräne gelegene Depressionen südöstlich des Fraumünsters und nahe dem Schanzengraben auf. Die alte Oberfläche der eiszeitlichen Seeablagerungen bildet sich in ungestörten Partien des Zürichsees durch jüngere Sedimente hindurch diffus ab, andernorts ist sie aber durch das Sihldelta oder Bachablagerungen total maskiert.

5. «Nacheiszeitliche» Ablagerungen (jünger als Zürcher Stadium)

Bunt und komplex wird das Bild, wenn wir die Ablagerungen nach dem Rückzug des Gletschers in entferntere Teile des Zürichsees und dann in die Alpen betrachten. Wie wir sehen werden, sind die basalen Seebodenlehme und tiefsten Teile der Seekreide wie auch ein Teil der Sihlschotter streng genommen noch späteiszeitlich, doch hat der Gletscher nunmehr nicht mehr den bisher beobachteten, dominierenden Einfluss. Die Vielfalt der nun angebrochenen Periode zwingt uns, einzelne charakteristische Gebiete getrennt zu behandeln.

a) Seebecken abseits der Schuttkegel

Unmittelbar über den eiszeitlichen Seeablagerungen folgt eine leicht erkennbare, dem Geologen als Leithorizont hochwillkommene Schicht, welche wir als basalen Seebodenlehm bezeichnen möchten. Es handelt sich um 1–3 m tonige Silte, welche in Ufernähe zu Silt oder sandigem Silt übergehen und durch fein verteiltes Eisensulfid oft schwarz gefärbt sind. An der Luft oxydiert dieses rasch, was zu einer auffälligen Verfärbung gegen braungrau führt. Charakteristisch sind ferner plattgedrückte Gasblasen, winzige Pflanzenresten und die weiche, hochplastische Beschaffenheit. Letztere führt dazu, dass die basalen Seebodenlehme als potentielle Rutschhorizonte gefürchtet sind. In der Nähe von Schuttkegeln nimmt die Mächtigkeit zu, so bis auf 5 m unter dem Sihldelta und bis auf 7 m unter dem Hornbachdelta. Nach einer Übergangszone setzt darüber Seekreide ein, welche häufig kleine Schnecken- und Muschelschalen führt und normalerweise eine Mächtigkeit von 6–10 m erreicht. Im ufernahen Gebiet wird sie meist etwas sandig oder siltig, während in Wassertiefen über 15–20 m der Kalkgehalt zugunsten von Silt und Ton abnimmt.

Untersuchungen bei Lausanne (P. VILLARET und M. BURRI 1965) wie auch einzelne Stichproben im Greifensee, Pfäffikersee und anderswo durch G. JUNG (1969) lassen vermuten, dass auch im Zürichsee die Seekreideablagerungen im Alleröd einsetzen, dass sie in ihrem tiefsten Teil also noch späteiszeitlich wären, während die basalen Seebodenlehme dem Zeitraum vom ausgehenden Zürichstadium bis ins Alleröd entsprechen würden. Diese keineswegs gesicherten Annahmen sind allerdings nicht ohne weiteres mit dem leider unvollständigen und schwer zu vergleichenden Profil von W. LÜDI (1957) aus dem tiefsten Teil des Zürichsees zu parallelisieren.

Wie bereits angedeutet, kopiert die Oberfläche der Seekreide diffus jene der eiszeitlichen Seeablagerungen. Auf Tafel I ist dies am Kleinen Hafner, Grossen Hafner und im tieferen Teil des Seebeckens erkennbar, noch besser aber bei Wollishofen, zwischen Strandbad und Saffa-Insel. Abb. 2 zeigt einen typischen Ausschnitt der neuen, durch das Tiefbauamt der Stadt Zürich 1970 mit Echolot erstellten Karte des Seegrundes aus jener Gegend. Die Topographie wirkt äusserst unruhig und entspricht nachgewiesenermassen einem noch ausgeprägten Relief der unterliegenden eiszeitlichen Ablagerungen. Sehr auffällig sind Verflachungen um Kote 403,0 bis 403,8, welche von steil abfallenden Hängen gesäumt sind. Im Schnitt zeigte es sich bei A, dass die eiszeitlichen Seeablagerungen und der basale Seebodenlehm von der Verebnung nicht berührt werden, so dass auf der höchsten Kuppe nur noch 2,6 m See-

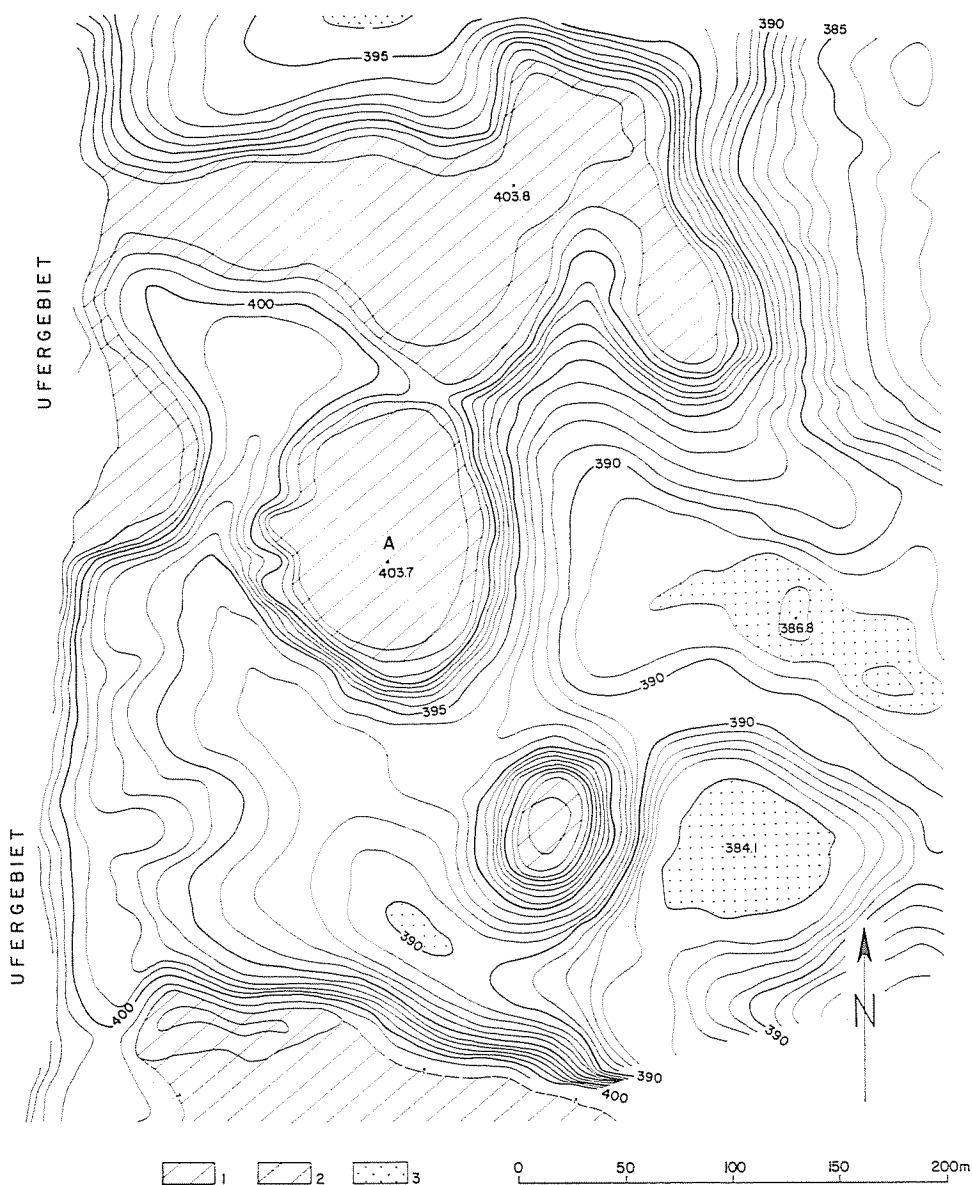


Abb. 2. Seeboden bei Wollishofen, wenig nördlich der Saffa-Insel.

- 1: Hochzonen über Kote 402.0
 - 2: Vermutliche ehemalige Hochzone, durch Stadtingenieur Bürkli teilweise abgetragen
 - 3: Tiefste Depressionen
- Echolotaufnahme Tiefbauamt der Stadt Zürich
 Äquidistanz der Kurven 1 m
 A: Bohrung mit sehr hoch liegendem basalem Seebodenlehm

kreide ansteht, während diese in der Umgebung wie üblich 7–8 m Mächtigkeit erreicht.

Es scheint, dass allfällig auf der Verflachung abgelagerte Seekreide bei tiefem Seespiegel nachträglich durch Wellenschlag aufgewirbelt und verfrachtet wurde, worauf sie im tieferen Wasser zur Ablagerung kam. Auf diese Weise dürfte sich allmählich das säumende Steilbord gebildet haben.

Ganz ähnlich sieht die Topographie des Kleinen und des Grossen Hafners aus, deren krönende Verebnung ursprünglich ebenfalls zwischen Kote 403,0 und 403,8 gelegen haben dürfte, doch wurden hier die höchsten Kuppen leicht abgetragen, da sie die Schifffahrt behinderten. Auch bei Wollishofen sind grosse Teile der ausgedehnten Verebnungen gestört worden, da hier einst Seekreide abgetragen wurde, um sie bei Bellevue und Bürkliplatz zu schütten. Das in Abb. 2 dargestellte Gebiet blieb aber grösstenteils unberührt.

Die sehr sorgfältigen und detaillierten Aufnahmen von U. RUOFF in einem Querprofil am Kleinen Hafner zeigen einen Randbereich der Verebnung, hart neben dem Steilabfall (Abb. 3). Die Seekreide ist hier von mindestens 4 Kulturschichten durchbrochen, wodurch Horizonte gleichen Alters leicht zu verfolgen sind. Die aus Pflanzenresten, Holzkohle, Scherben usw. bestehenden Kulturschichten gehen gegen das tiefere Wasser hin in grobkörnige, etwas sandige Seekreide über. Auf der Hügel-

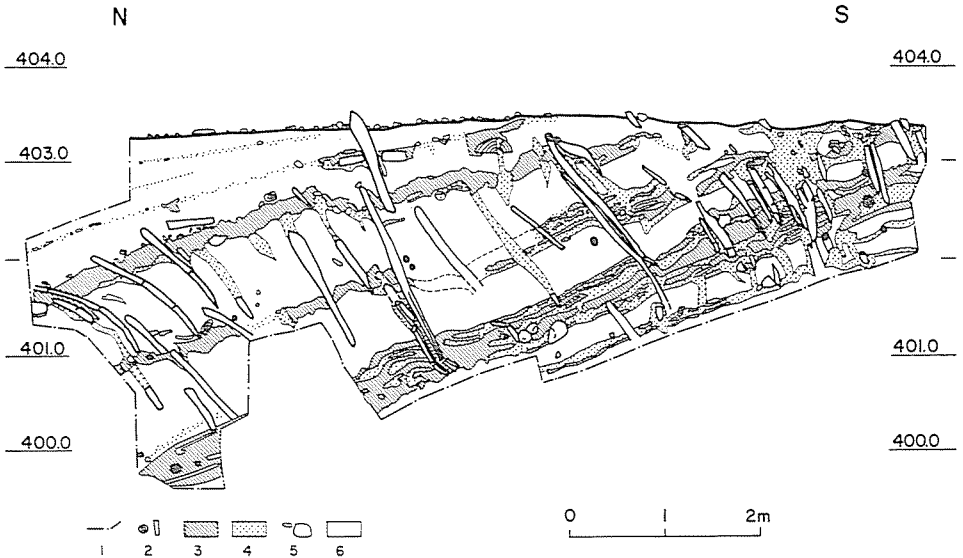


Abb. 3. Profil im Kleinen Hafner, Kuppe rechts, Aufnahme U. Ruoff, etwas schematisiert

- 1: Grenze des Sondierschlitzes
- 2: Holz. Pfahl
- 3: Kulturschicht
- 4: Partie mit Sand oder Holzkohle
- 5: Stein
- 6: normale Seekreide

kuppe dagegen sind sie teilweise erodiert oder künstlich abgetragen worden. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die einzelnen Seekreideschichten in Richtung Kuppe dünner werden oder gar auskeilen, in den Flanken aber Mächtigkeiten erreichen, welche weit über dem erwarteten Mass liegen (mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit etwa 0,6–0,9 mm/Jahr). Auch hier dürfte Seekreide also aufgewirbelt und umgelagert worden sein.

Interessant ist die Schiefstellung der ursprünglich senkrecht stehenden Pfähle, was auf Kriecherscheinungen zurückzuführen ist, eine Folge der für Seekreide allzu steilen Böschungen am Rande des Hügels. Diese Erscheinung war einst kombiniert mit Setzungen der frisch abgelagerten Sedimente, aber auch der Kulturschichten. Die in einem besser konsolidierten Untergrund gerammten Pfähle wurden dementsprechend unten weniger schiefgestellt als weiter oben und weisen deshalb z. T. eine charakteristische Krümmung auf. Andererseits sind für die frisch abgelagerte Seekreide bedeutend kleinere Setzungen zu erwarten als in einer Anhäufung von Pflanzenresten, so dass einzelne Pfähle in den Kulturschichten abgeknickt und flacher gestellt wurden. Die Kriecherscheinungen brachten neben vertikalen auch radial gerichtete horizontale Bewegungen; diese letzteren müssen aber gegen die höchste Hügelkuppe hin ausklingen. Es kann deshalb nicht erstaunen, wenn in unserem am Rande der Hochfläche gelegenen Profil die Seekreide auf Zerrung beansprucht wurde, wie dies die charakteristischen Versetzungen der Kulturschichten beweisen.

Von Tiefenbrunnen sind Kriecherscheinungen innerhalb der basalen Seebodenlehme bekannt, während sich dort die darüberliegende Seekreide steif verhält. Beidseits des Kleinen Hafners wie auch beim östlichen Widerlager der Quaibrücke traten dagegen im Zusammenhang mit Auffüllungen echte Rutschungen auf, bei welchen die sperrige Struktur der Seekreide zusammenbrach, so dass sie zu einem Brei umgewandelt wurde – eine Erscheinung, welche vom Kriechen scharf unterschieden werden muss.

b) Seefeld – Bellevue

Im äussersten SE von Tafel I erscheint der Rand des ausgedehnten und recht komplex aufgebauten Hornbachteltas. Der vom Kreuzplatz herkommende Klosbach dürfte sein Geschiebe dagegen bereits weitgehend auf der Terrasse von Hottingen sedimentiert haben. Verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, dass er ursprünglich gegen ESE floss und einen lehmigen, mit Torf durchsetzten Schuttkegel nördlich der Kreuzstrasse bildete. Später floss er – vereint mit Wasser, welches vom Hornbach abgezapft wurde, als sogenannter Mülibach nach Stadelhofen (Mühlebachstrasse). Zwischen Kreuzstrasse und Stadttheater greift eine mit Seekreide gefüllte Depression weit landwärts, während bei Stadelhofen der Untergrund aus eiszeitlichen Seeablagerungen und einer dünnen Kiesdecke unsicherer Herkunft besteht. Auf diesem relativ günstigen Baugrund wurde einst der Zürcher Kriegshafen erstellt (Tafel I, fein gestrichelt). Unter dem Sechseläutenplatz liegt bereits viel Seekreide, doch bildet deren Oberfläche hier wie weiter südlich eine ausgedehnte Verebnung, welche seewärts plötzlich steil abbricht. Diese Erscheinung steht in scharfem Widerspruch zur unruhig-höckeren Topographie der unterliegenden eiszeitlichen Seeablagerungen, ist uns aber

auch aus anderen Ufergebieten des Zürichsees bekannt, wobei die Kante zum Steilabfall meist um Kote 403–404 m liegt, lokal allerdings auch um 405–406, so im jüngsten Teil des Hornbachteltas. Auch hier dürften Seespiegelschwankungen und Wellenschlag die massgebende Rolle gespielt haben.

Die einstige Topographie ist uns auf Grund von Kurvenplänen bekannt, welche Stadtgenieur BÜRKLİ vor der Auffüllung des Bellevuegebietes und des Bürkliplatzes aufnehmen liess. Besonders interessant ist deshalb ein Vergleich mit der heutigen Grenze Seekreide/Schüttmaterial (rote Höhenkurven auf Tafel I). Es zeigt sich, dass die alte Oberfläche total verformt wurde, wobei sie nahe dem Quai und weiter landwärts stark absank (bis zu 10 m), andererseits im See grossräumig etwas aufstieg (vergl. C. SCHINDLER 1968, Fig. 1). Wo Auffüllung liegt, sind deshalb Niveaubestimmungen in der Seekreide z. B. für Pfahlbauprobleme unzulässig. Untersuchungen am Utoquai ergaben, dass die Seekreide dort durch den Auffüllvorgang wohl etwas verdichtet wurde, zur Hauptsache aber seewärts auswich.

c) Sihldelta und Enge

Schon ARN. ESCHER hatte 1871 angenommen, die Sihl habe sich nicht nur gegen das Limmattal und die Limmat gewandt, sondern habe zeitweise einen Schuttfächer gegen den See hin vorgestossen, doch geriet diese Auffassung später in Vergessenheit. R. HUBER griff 1938 diesen Gedanken wieder auf; zugleich brachte er die Sihlschüttung in Zusammenhang mit Seespiegelschwankung. Die heute verfügbaren Aufschlüsse lassen keinen Zweifel darüber offen, dass ein solches Delta wirklich besteht, wenn es auch oberflächlich meist durch eine dünne, jüngere Deckschicht aus Lehm, Seekreide sowie durch Auffüllung maskiert wird. Die Unterlage des Sihldeltas besteht aus eiszeitlichen Seeablagerungen, welche mindestens im S des Bleicherweges, vielleicht auch weiter im N von faulschlammigem, basalem Seebodenlehm bedeckt werden. Dieser ist hier zwar relativ schwach tonig, lokal auch leicht feinsandig, kann aber trotzdem eindeutig verfolgt werden. Die Mächtigkeit der Sihlablagerungen schwankt zwischen 7 und 25 m, ihre Korngrösse wächst allgemein von unten gegen oben und gegen die Zürcher Moräne hin. Einschaltungen von Seekreide zwischen und unter detritischem Material – wie sie z. B. im ufernahen Teil des Hornbachteltas verschiedentlich auftreten – scheinen hier zu fehlen. Bis auf Kote 406,5 m hinauf kann dagegen häufig eine dünne Seekreidedecke von 0,1–1 m Mächtigkeit beobachtet werden.

Auf Tafel I zeichnet sich eine grobe Zweiteilung des Deltas entsprechend den beiden möglichen Sihldurchbrüchen beidseits des Botanischen Gartens ab. Die Grenze zwischen beiden Zonen zieht vom trennenden Hügel seewärts zum obersten Teil des Schanzengrabens und entspricht dort einer deutlichen Einbuchtung der Seekreide.

Das westliche Teildelta entspringt einer Flussrinne im Gebiet der Flössergasse. Rein topographisch gesehen liegt seine seewärtige Kante seewärts des heutigen Ufers, um Kote 403,5–404 m, das heisst auf Höhe der auch beim Kongresshaus und bei der «Palme» am Bleicherweg beobachteten Grenze zwischen den flach gelagerten Überguss-Schichten und der schiefen Deltaschichtung. Diese scheinbar banale, auf einen ehemaligen Seespiegel um Kote 403,5 m hinweisende Situation wird aber dadurch komplex, dass ein 100–200 m breiter, äusserster Teil des Deltas aus Seekreide besteht!

Aus mehreren Bohrungen wissen wir, dass die äussersten detritischen Partien im Gebiet des Kongresshauses (E. MEYER-PETER und A. VON MOOS 1943) um Kote 403,5 m plötzlich seewärts steil abtauchen und durch leicht sandige Seekreide ersetzt werden, welche im südlichsten Teil des Gebäudes bereits 9,8 m Mächtigkeit erreicht. Ähnliche Beobachtungen machten wir in jüngster Zeit im südlichsten Abschnitt des Schanzengrabens und im östlichen Teildelta. Dies bedeutet offensichtlich, dass die ans Delta angelagerte Seekreide jünger als die Schutzzufuhr sein muss, wobei durch Seespiegelschwankungen und Wellenschlag wiederum eine Verebnungsfläche entstand. Mit der Seekreide wurde im Randgebiet gleichzeitig auch etwas Silt und Sand aufgewirbelt, so dass eine Zone mit verunreinigter Seekreide entstand. Vergleicht man die Breite des Seekreidegürtels wie auch die weit stärkere Bedeckung durch Lehm, so wird man im Gegensatz zu R. HUBER (1938) dazu geführt, das westliche Teildelta älter als das östliche einzuschätzen. Ein weiterer Hinweis auf das Alter kann darin gefunden werden, dass die bronzezeitliche Siedlung am Alpenquai (heute General Guisan-Quai, auf Tafel I roter Stern seewärts des Kongresshauses) rund 90 m vom Steilabfall des detritischen Materials auf angelagerter Seekreide errichtet wurde – das Delta war zur Bronzezeit also bereits lange Zeit passiv geworden.

Im Gebiet der Enge weicht das Sihldelta zurück und wird feinkörniger, so dass dort eine sumpfige Bucht mit Lehm, Torf und etwas Seekreide entstand – wegen seiner Nässe einst «Venedigli» genannt. Ein unbedeutender Lokalbach scheint im Gebiet der Breitingenstrasse etwas Schutt zugeführt zu haben. Bereits im Bereich der mächtigen Seekreide liegt die nahe gelegene neolithische Ufersiedlung, welche direkt auf dieser oder auf wenig Torf errichtet, nachträglich aber durch 0,5–1 m Lehm, Torf und wenig Seekreide bedeckt wurde.

Das östliche Teildelta ist, wie bereits abgeleitet, jünger und weist einen relativ schmalen Gürtel von angelagerter Seekreide auf. Auch hier findet sich eine dünne Deckschicht von jüngerer Seekreide, welche bis nahe ans Fraumünster zurückgreift, nahe dem westlichen Widerlager der Quaibrücke liegt darüber lokal sogar eine dünne, torfartige Deckschicht. Interessanterweise durchstossen beim roten Stern auf Tafel I bronzezeitliche Pfähle auch diese oberste Schicht, sind also offenbar bedeutend jünger als die aktive Schüttung des östlichen Teildeltas. Nahe nordwestlich der Quaibrücke liegen die 2 einzigen Bohrungen, in welchen sich die Schüttungen eindeutig mit den tiefsten Teilen der Seekreide verzahnen – dies ein Altershinweis für den jüngsten Teil des Deltas, welcher relativ feinkörnig ist, was auf ein Ausklingen der Materialzufuhr hinweist.

Von Bedeutung ist das Verhältnis zwischen Sihldelta und heutiger Limmat: Ein Blick auf Tafel I zeigt sofort, dass die Sihlschüttung scheinbar unbekümmert quer über die Limmat bis nahe an die östliche Talflanke ins Gebiet der Wasserkirche hinübergreift, wo wiederum etwa Kote 403 erreicht wird. Man muss annehmen, dass die sehr unregelmässig wasserführende Sihl bei Hochwassern die ruhigere, kein Geschiebe führende Limmat einst soweit abdrängte, wie dies überhaupt möglich war, d. h. bis in die alte, bergseits der Wasserkirche und der Limmatquaimauer verlaufende Rinne (Tafel I). Einem Bericht zur Volksabstimmung über die Korrektur der Limmat (14. 9. 1941) kann entnommen werden, dass in einer Hochwassersituation vor dem Bau des Sihlseekraftwerkes die Limmat knapp $150 \text{ m}^3/\text{s}$

Wasser führte, die Sihl gleichzeitig aber 500 m³/s! Bedenkt man zudem, dass bei massiver, gegen die Wasserkirche hin gerichteter Schutzzufuhr der See hochgestaut und damit sein Ausfluss kurzfristig abgedrosselt werden konnte, so wird das Kartenbild besser verständlich.

Nach dem Absterben des Deltas erodierte die Limmat in ihrem heutigen Bett nur relativ wenig, später bildete sich oft sogar eine dünne Schicht von Seekreide, welche bis zur Marktbrücke greift (siehe auch S. 298). Viel Verwirrung verursachte eine 1881 im Zentrum der Quaibrücke abgetiefte Bohrung, da diese unter Seekreide und «Moräne» (eiszeitliche Seeablagerungen?) in 18,8–20,3 m Tiefe wiederum Seekreide gefunden haben sollte. A. WETTSTEIN (1885) deutete sie als interglazial, R. HUBER (1938) verband sie mit der jungen Deckschicht im Limmattal. Unsere benachbarten Bohrungen fanden keinerlei Anzeichen für derartige Komplikationen, so dass höchstwahrscheinlich die dubiose «Seekreide» den Sünden eines längst verstorbene Bohrmeisters anzurechnen ist, es sei denn, ein äusserster Ausläufer des Sihldeltas verzahne sich hier mit der basalen Seekreide.

Die Verhältnisse im Sihldelta ergaben also beträchtliche, gegen den See hin gerichtete Schüttungen bei einem Wasserspiegel um 403,5–404 m, welche einerseits jünger als ein Teil oder die Gesamtheit des basalen Seebodenlehms scheinen, andererseits aber zur Bronzezeit bereits längst abgeschlossen waren. Das westliche Teildelta ist älter als das östliche, an beide ist ein breiter Gürtel von Seekreide angelagert, zugleich bedeckt die Deltas eine dünne Schicht von Seekreide bis ca. auf Kote 406,5 m hinauf. Ihr Alter ist unbestimmt.

d) Durchbrüche durch den Moränenwall

Besonderes Interesse erwecken die Durchbrüche durch den Moränenwall von Zürich, spielen diese doch eine wesentliche Rolle in bezug auf die Seespiegelschwankungen.

Das Bett des heutigen Limmatalaufs ist zwar recht gut erforscht, entspricht aber in vielen Teilen nicht mehr dem ursprünglichen Zustand, da einerseits der Durchflussquerschnitt eingeengt, andererseits Hindernisse im Bett künstlich ausgeräumt wurden, so der berühmte Findling «Metzgerstein» bei der Marktbrücke. Der eigentliche Sperrriegel – der Durchbruch durch die Moräne – weist eine Länge von 250 m auf. Talaufwärts setzen weich gelagerte Sihlablagerungen ein, während von der Rudolf Brun-Brücke her eine schmale, übertiefte Erosionsrinne bis auf die Höhe des Lindenhofs zurückgreift (siehe Tafeln I und II). Sie ist allerdings mit Kies-Sanden gefüllt und deshalb nur durch Sondierungen zu erkennen. Auf Grund unserer Unterlagen zeichnet sich eine höchste, stauende Schwelle bei der Marktbrücke ab, dem altherwürdigen ersten Flussübergang. R. HUBER (1938) nahm an, die tiefste Flussrinne habe dort ursprünglich um 404,3 m gelegen, sei aber durch Ausbaggerung auf 403,5 m abgetieft worden. Auf Grund einer Sondierkampagne bei der Marktbrücke mit 3 Bohrungen und mehreren Rammsondierungen wissen wir, dass im heutigen Flussbett praktisch überall Moräne ansteht und dass die tiefsten, schmalen Rinnen knapp Kote 402,5 m erreichen. Vor der Ausbaggerung dürfte bei einem

Wasserstand unterhalb Kote 403,5 m auf jeden Fall kaum mehr als ein unbedeutendes Rinnsal aus dem Zürichsee abgeflossen sein. Der bereits erwähnte, bergseits der Wasserkirche durchziehende, erst im Mittelalter aufgefüllte Flussarm kann auf Grund von Sondierungen eindeutig bis gegen das Rathaus hin verfolgt werden und dürfte eine tiefste Sohle um 403,5 m aufweisen. Ob er aber zudem auch hinter dem Rathaus durchzieht (wie auf unsern Tafeln eingezeichnet), bleibt vorläufig unbekannt. In der trockengelegten Rinne wie auch im heutigen Limmatbett sind die Steine und Findlinge oft mit weissem Kalk überkrustet, doch handelt es sich dabei eindeutig nicht um Seekreide. Deren unterstes gesichertes Vorkommen lag nach ARN. ESCHER (1871), bei der Marktbrücke, vom Rathaus bis zur Münsterbrücke soll sie 0,2–0,3 m Mächtigkeit erreicht haben, ebenso an der Storchengasse, an beiden Orten soll sie von ca. 1 m Flusskies bedeckt gewesen sein. Diese Vorkommen sind heute vermutlich weitgehend ausgeräumt worden.

Wesentlich schmaler als das ursprüngliche Bett im heutigen Limmatlauf ist eine der Bahnhofstrasse folgende Rinne, deren tiefste Sohle aber zwischen Kote 401 m und 402 m liegen dürfte, d. h. niedriger als bei der Marktbrücke. Entsprechend der Orientierung des ehemaligen Flussbetts muss angenommen werden, dass es der Limmat als Abfluss dienen konnte, nicht aber der Sihl. Als dieser Seeauslauf beidseits des ehemaligen St. Anna-Hügels durch Sihlschotter verriegelt wurde, bildete sich im toten Flussbett ein Weiher. So fand man denn an der Füsslistrasse Torf, feinkörnige Sedimente, aber auch mächtige Eichenstämme (siehe R. HUBER, 1938, S. 190/191). Diese Sumpfablagerungen wurden nachträglich durch wenig Sihlschotter eingedeckt.

350 m im SE dieser Stelle beschreibt der gleiche Autor (S. 192–196) vom Gebiet des Seiden-Grieders am Paradeplatz einen ähnlichen Altlauf, welcher aber sehr wahrscheinlich der Sihl zuzuschreiben ist, als sie noch ins östliche Teildelta floss. Es fanden sich dort zudem auffallend hoch gelegene Vorkommen von Seekreide. Solche wären auf Grund der generellen Situation bis Kote 406,5 m hinauf ohne weiteres möglich und mit unserer Tafel I vereinbar, doch müssten dann die von R. HUBER (1938) angegebenen Koten der Seekreideoberfläche (409,3 m, 408,8 m) unrichtig oder nicht auf den neuen Horizont der Pierre de Niton korrigiert sein. Andernfalls wäre sie künstlich aufgefüllt worden, denn das natürliche Terrain liegt hier um 406,5 bis 407,0 m.

Weniger gut ist die Rinne zwischen ehemaligem St. Anna-Hügel und Botanischem Garten bekannt, welche nahe der Talstrasse verläuft. Sie erreicht mit der Sohle mindestens Kote 403 m – eine Tiefe, welche nur ein den See verlassendes Gewässer, nicht aber die Sihl erodiert haben kann. Ebenso eindeutig ist allerdings, dass später die Sihl dieses Tor in umgekehrter Richtung passierte und das östliche Teildelta schüttete. Wenig untersucht ist die Breite dieser Rinne, durch welche bereits nach ARN. ESCHER (1871) einst Seewasser abfloss.

Noch weniger ist über die westlichste, zwischen Botanischem Garten und Ulmberg verlaufende Rinne bekannt, welche ungefähr der Flössergasse folgt und bis mindestens Kote 405 m hinuntergreift. Auch hier muss wohl vorerst ein Seeabfluss gelegen haben, bevor die Sihl in umgekehrter Richtung von hier aus ihr westliches Teildelta schüttete.

e) Sihlschotter und Wolfbachsenke

Die weite Ebene talseits des Hauptmoränenwalls wird heute von Sihlschottern bedeckt. Sie sind im engeren Untersuchungsgebiet zweifellos jünger als die mit dem letzten Gletschervorstoss der Lindenhofmoräne verknüpfbaren Deltaablagerrungen (S. 288), welche in einen vermutlich bis Schlieren greifenden See mit Spiegel um 405 m geschüttet wurden. Ebenso eindeutig ist die Folgerung, dass der Schuttfächer der Sihl die Höhe des Botanischen Gartens noch nicht erreicht haben konnte, als die Rinne zwischen diesem Hügel und dem Ulmberg noch als Seeabfluss diente. Wie später abzuleiten, kann dieses Tor aber frühestens nach dem Reichenburger Stand des Linthgletschers entstanden sein, so dass die Sihlschotter des dargestellten Gebiets grösstenteils jünger als dieser Stand sein dürften.

Dieser Ableitung widerspricht scheinbar die Tatsache, dass beim Umbau des Bahnhofplatzes wie auch allgemein im Areal zwischen Hauptbahnhof, Amtshäusern und Sihlporte unter gut sortierten Fluss-Schottern plötzlich grobes, blockführendes, sandig-lehmiges Material auftritt, welches zwar eindeutig etwas verschwemmt und aufbereitet ist, aber grosse Ähnlichkeit mit Moräne aufweist. Wie später begründet, sehen wir darin Material der Zürcher Moräne, welches während einem katastrophalen Ausbruch des Sees hieher verfrachtet wurde. Ob zur Zeit der Schüttung der Sihlschotter im engern Untersuchungsgebiet überhaupt noch ein See bestand, wissen wir nicht, sein allfälliger Spiegel müsste aber bedeutend unter Kote 405 m gelegen haben, denn sonst müsste eine oberflächennahe Deltaschichtung erscheinen.

Im Mittelalter spaltete sich die Sihl beim Bahnhof Selnau (westlich des Botanischen Gartens) in 2 Arme, die «Wilde Sihl», welche ein gefürchtetes, unberechenbares Gewässer war, und die «Zahme Sihl», welche als regulierter Seitenarm die Stadtbefestigungen verstärkte, Wasserräder trieb und Abwässer aufnahm. Ein dritter, wohl künstlich geschaffener Wasserlauf zwieg an der gleichen Stelle gegen E ab und brachte einerseits der Fraumünsterabtei, andererseits den Bleichereien seewärts der Stadt Wasser. (Selnauerbach, siehe R. HUBER 1938.) Der gleiche Autor unterstreicht, dass im Gegensatz dazu die Zahme Sihl einem natürlichen Flusslauf entspreche, welcher am nördlichsten Teil des Lindenhofhügels Steilborde erodierte (beim Uraniadurchbruch grösstenteils abgetragen) und zeitweise sogar den Hauptlauf dargestellt haben könnte. Die heute unansehnlich gewordene Sihl brachte vor dem Bau des Sihlseewerks gefürchtete Hochwasser, zudem jährlich durchschnittlich ca. 18 000 m³ Geschiebe (Schätzung, erwähnt in Geschäftsberichten des Stadtrates).

Dem Wolfbach wurde von R. HUBER (1938) und anderen durch Schutzzufuhr eine stauende Wirkung auf die Limmat und den See zugeschrieben, doch scheint uns dies wenig wahrscheinlich, denn die Bachgeschiebe dürften grösstenteils auf der ausgedehnten Verebnung zwischen Steinwiesplatz und dem Obergericht abgefangen worden zu sein – in die Limmat gelangte zur Hauptsache nur feinkörniges Material. Bohrungen auf der Verebnung fanden grosse Mengen von weichgelagertem, stark lehmigem Material. Eine bedeutende Rolle spielte dieser Bach dagegen für die Beseitigung von Kehrlicht und Abwasser im alten Zürich.

Nordöstlich der Wolfbachsenke wird der Hangfuss meist durch eine Schicht von Gehängelehm oder Gehängeschutt bedeckt; das Gleiche gilt auch für das Gebiet zwischen

Wasserkirche, Bahnhof Stadelhofen und Mühlebachstrasse. Hier wie auch in der Wolfbachsenke war das Gelände meist feucht, lokal sogar sumpfig, gelegentlich findet sich etwas Torf.

III. Seespiegelschwankungen und Geologie

Es muss beim Seespiegel zwischen langfristigen und jährlichen Schwankungen unterschieden werden.

1. Langfristige Spiegelschwankungen in Funktion der Geologie

a) Spätglazial

Wie von verschiedenen Autoren beschrieben, lag der Seespiegel gegen Ende der letzten Eiszeit vorerst hoch und schwankte um Kote 416–418 m. Dies beweisen schöne Deltaschichtungen im Vorfeld der Gletscherstirnablagerungen des Linthgletschers bei Hurden und Reichenburg. Interessanterweise finden sich bei den Seitenbächen und anderswo nirgends eindeutige tiefere Terrassen, wie dies bei einem allmählichen Absinken des Seespiegels an und für sich zu erwarten wäre. Dies führt zur Hypothese, die Absenkung sei rasch, ja sogar katastrophal erfolgt. Versuchen wir, an der Schlüsselstelle Zürich diese Annahme zu prüfen:

Der ursprüngliche Moränenriegel muss im Hurden- und Reichenburgstadium eine Schwelle gebildet haben, deren tiefster Teil vielleicht um Kote 415 m lag. Wie bereits begründet, schloss talwärts ein weiterer See an, dessen Spiegel um 405 m lag, also rund 10–15 m tiefer. In Anbetracht dieser Umstände wirkt der Sperrriegel recht schmal und zerbrechlich. Der Ausfluss des Sees besass damals auf kurze Strecke ein bedeutendes Gefälle, führte aber ausser Schwebestoffen kein detritisches Material, was seine Erosionskraft etwas reduzierte. Dieser Zustand muss vom ausgehenden Zürichstadium bis mindestens zum Ende des Reichenburger Standes des Linthgletschers andauert haben, ohne dass Anzeichen einer bedeutenden Spiegelsenkung festzustellen wären.

Was ist dann geschehen? Es konnte z. B. durch Rückwärtserosion in der Ausflussrinne leicht ein kritischer Punkt erreicht werden, in welchem die höchste Schwelle plötzlich um beispielsweise 2 m erniedrigt wurde. Dies setzte seinerseits im See gewaltige Wassermassen frei, welche nun über den Riegel stürzten, erodierten, zusätzliche Absenkungen des Seespiegels bewirkten, so dass durch eine Kettenreaktion sehr wohl ein eigentlicher, katastrophaler Ausbruch des Zürichsees möglich wurde. Wie bereits beschrieben, glauben wir, im Gebiet des Hauptbahnhofs Ablagerungen eines gewaltigen Dammbrochs zu erkennen. Wäre die Absenkung langsam erfolgt – wie dies R. HUBER (1938) annimmt, so bleibt fast unerklärlich, wieso die stauende, im tiefsten Punkt etwa auf 415 m hinuntergreifende Schwelle zwischen Ulmberg und Lindenhof heute auf 750 m Breite derart abrasiert worden ist, dass in der Lücke nur 2 isolierte kleine Kegel stehen blieben – der Botanische Garten (Kulmination ursprünglich um 425 m ?) und der niedrigere, heute abgetragene St. Anna-Hügel, welcher knapp 415 m erreicht haben soll. Bei langsamer Erosion wäre eine einzige, wenn auch breite Lücke zu erwarten.

Die Tafeln I und II zeigen, dass der ursprüngliche Riegel auf breiter Front bis gegen Kote 405 m hinunter erodiert worden ist – was in auffälliger Weise mit dem Spiegel des weiter talwärts anschliessenden ehemaligen Sees übereinstimmt. Ob die tiefsten Rinnen schon bei der Katastrophe entstanden oder aber erst nachträglich, bleibe dahingestellt. Währenddem ein Ausbruch des Sees als Ursache der 750 m breiten Bresche an der ganz offensichtlich schwächsten Partie des Moränenbogens durchaus plausibel ist, bleibt die Entstehung des heutigen Limmattdurchbruchs etwas rätselhaft, denn hier gewinnt der Wall seeseits wieder beachtliche Breite. Infolge der Versperrung der westlichen Seeausflüsse durch den Sihlschuttkegel konnte der Seespiegel zwar etwas über Kote 407,5 m steigen, dann aber hätte ein massiver Abfluss über die Bahnhofstrasse eingesetzt. Es ist unmöglich, dass das Wasser wiederum die alte Schwellenhöhe von 415 m erreichte. Man kommt deshalb zum Schluss, auch der östliche Durchbruch sei gleichzeitig mit der Hauptbresche angelegt worden. Dies wiederum lässt sich nicht allein durch einen Dammbbruch infolge fortschreitender Erosion erklären, wird aber verständlich, falls dieser durch eine Flutwelle im Zürichsee ausgelöst wurde. Mögliche Gründe für eine derartige auslösende Katastrophe seien nur kurz aufgezählt: Grosses Erdbeben/tektonische Bewegung, welche das Seebecken leicht verkippt/gewaltiger Gletscherseeausbruch, z. B. aus dem Walenseetal, durch die Front eines nahe Ziegelbrücke stirnenden Linthgletschers usw. Wir vermuten, dass der postulierte Ausbruch des Zürichsees sich auch weiter talabwärts im Limmattal, Aaretal und sogar Rheintal verheerend auswirkte und unter anderem auch den Stauriegel des Sees unterhalb der Zürcher Moräne erniedrigte – die Kettenreaktion hätte sich demnach sogar noch weiter fortgepflanzt.

Die Frage nach dem Alter der Katastrophe kann dahin beantwortet werden, dass sie einerseits jünger als der Reichenburger Stand des Linthgletschers, andererseits aber älter als das Sihldelta ist, denn jener Fluss musste ja die neu geschaffene Bresche queren. Das ältere, westliche Teildelta liegt nirgends auf Seekreide, sondern stets auf basalem Seebodenlehm, im östlichen Teildelta zeigt der jüngste Abschnitt nahe der Quaibrücke eine Verzahnung mit der tiefsten Seekreide.

Stimmt die Annahme, dass die Seekreidesedimentation im Alleröd einsetzte, so muss ein bedeutender Teil des Sihldeltas noch in der älteren Dryaszeit geschüttet worden sein. Bedauerlich ist der Umstand, dass vorläufig eine Datierung von Hunden- und Reichenburg-Stadium fehlt (? älteste Dryaszeit oder älter?). Auf jeden Fall könnte die Flutkatastrophe durchaus zum Zeitpunkt stattgefunden haben, als der Linthgletscher bis in die Gegend von Ziegelbrücke zurückgeschmolzen war und das Walenseetal teilweise eisfrei wurde. Die sich am weitesten talaufwärts befindenden, uns bekannten Hinweise auf einen hohen Seespiegel von 416–418 m liegen im Querschnitt Schänis-Bilten, insbesondere zwischen der «Roten Brücke» an der Linth und dem Dorf Schänis. Es scheint sich dabei um eine Kombination von Gletscherstirnbildungen und einem alten Runsenschuttkegel zu handeln. Wir kämen somit schon nahe an jenen Querschnitt, aus welchem ein allfälliger Gletschersee aus dem Walenseetal hätte ausbrechen können.

Unsere Ableitungen zeigen auf jeden Fall, dass sowohl die plötzliche Absenkung des Zürichseespiegels wie auch die vermutlich relativ bald darauf einsetzende Schüttung des Sihldeltas in den Zürichsee späteiszeitlich sind und zum Zeitpunkt der

Errichtung der Ufersiedlungen bereits einer fernen Vergangenheit angehörten. Es ist mit R. HUBER (1938) anzunehmen, dass die allmähliche Verdrängung der Limmat durch den Sihlschuttkegel gegen E einige Seespiegelschwankungen auslöste; allerdings dürfte der See bis zur Blockierung der Abflussrinne an der Bahnhofstrasse nie stark über Kote 405 m hinaus gestiegen sein, während die Sohle der Abflussrinnen andererseits keine Absenkung wesentlich unter 403 m erlauben. Die Deltaschüttung im Sihldelta wie auch das alte Hornbachdelta im Gebiet der Kreuzstrasse (siehe S. 308) weisen auf Spiegel von 403,5–404,5 m hin.

Während der Schüttung des östlichen Teildeltas der Sihl ergab sich sehr rasch eine Sperrung des vorher aktiven Seeausflusses entlang der Bahnhofstrasse; die Limmat muss also bereits gegen Ende des Spätglazial bis in ihren heutigen Lauf abgedrängt worden sein. Dieser Vorgang mag einen vorübergehenden Anstieg des Seespiegels provoziert haben, doch dann stellte er sich bald wieder auf 403,5–404 m ein, wie dies die Schüttung der seewärtigsten Teile des östlichen Teildeltas auf diese Koten zeigt. Damals – vermutlich im Alleröd oder der jüngeren Dryaszeit – erfuhr die Limmat zeitweise ihre extreme Abdrängung bis hinter die Wasserkirche.

b) Postglazial

Die beschriebenen Verhältnisse zeigen, dass – entgegen der Annahme von R. HUBER (1938) – zu Beginn des Postglazials die Schüttung des Sihldeltas weitgehend abgeschlossen war und die Limmat ihr heutiges Bett benutzte. Das Schotterfeld nahe dem Hauptbahnhof baute sich langsam auf, so dass der Seeausfluss zwischen Marktbrücke und Bahnhofbrücke ein grösseres Gefälle aufwies als heute. Dementsprechend setzte im Limmatbett Rückwärtserosion ein, so dass eine Rinne mit Sohle unter Kote 400 m entstand und bis gegen die Marktbrücke hin zurückgriff. Plötzlich wurde dieser Vorgang jedoch gestoppt und die neu entstandene Rinne mit Schottern gefüllt. Da nach unserer Auffassung der Wolfbach für diese Vorgänge bedeutungslos war (siehe S. 299), ist anzunehmen, dass nun erstmals auch in diesem Gebiet ein

Abb. 4. Verschiebung der Uferlinien am untersten Zürichsee.

- 1: Heutige Ufer
- 2: Schwankungsbereich bei Hochwasser, Spiegel zwischen 406,0 und 407,5 m (Auffüllungen ausgeschaltet)
- 3: Schwankungsbereich bei extremen Tiefständen, Spiegel zwischen 403,0 und 404,5 m (Auffüllungen ausgeschaltet)
- 4: Uferlinie 1830
- 5: Pfahlbausiedlung
- 6: Seeausflüsse und Sihl bei Hochwassersituationen
- 7: Limmat und Sihl bei Tiefstand See

B = Botanischer Garten	Li = Lindenhof
BS = Bahnhofstrasse, ehemaliger Fröschengraben	R = Rathaus
E = Enge	ST = Bahnhof Stadelhofen
GH = Grosser Hafner	Wa = Wasserkirche
KH = Kleiner Hafner	Wo = Wollishofen
	ZH = Zürichhorn

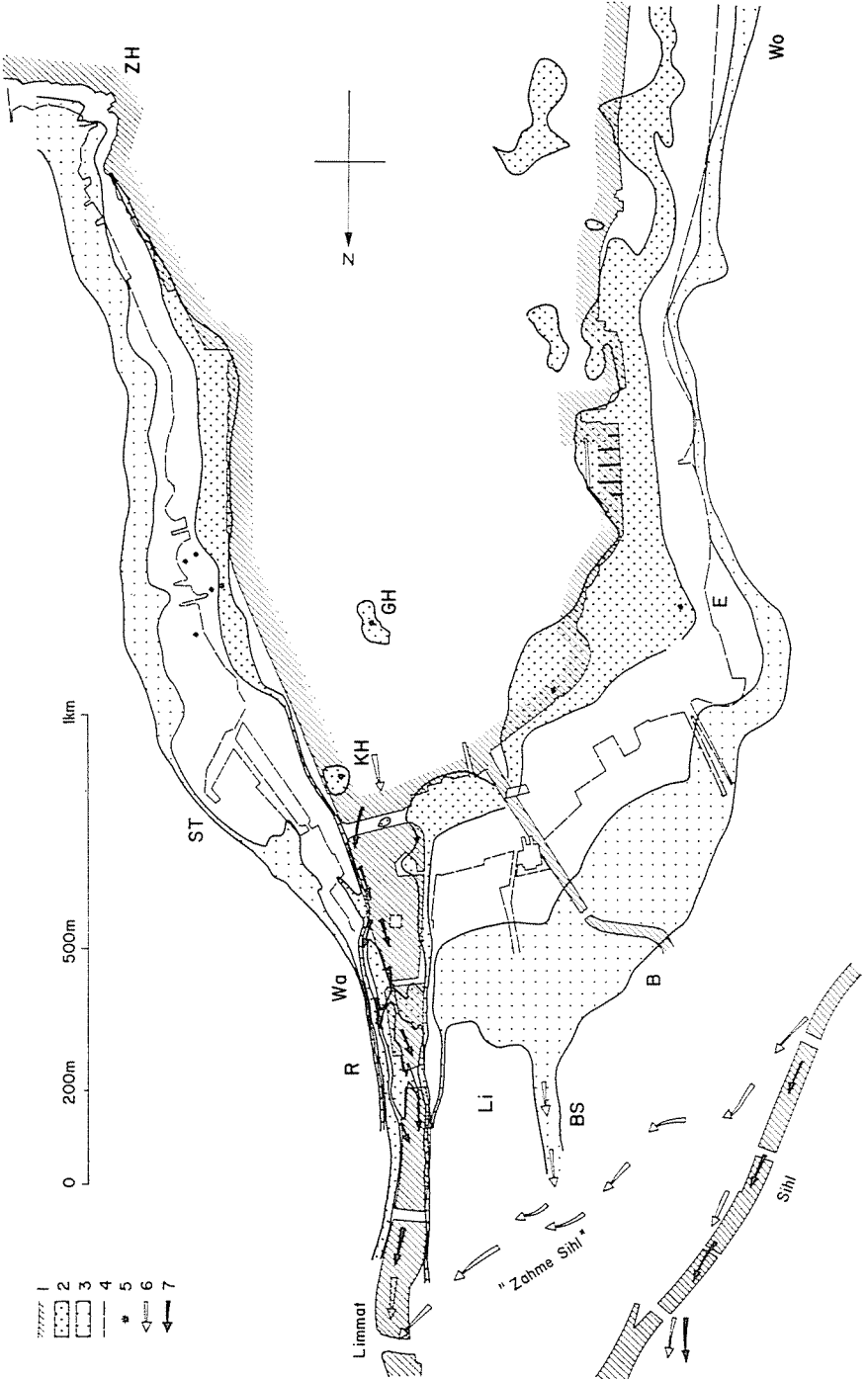


Abb. 4.

Schuttschub der Sihl den Limmatlauf blockierte. Er dürfte dem Lauf der Zahmen Sihl gefolgt sein. Hatte sich vorher ein tiefer, relativ stabiler Spiegel (403,0 bis 403,5 m) eingestellt, so stellte sich nun eine charakteristische, bis in die Neuzeit wirksame Situation ein, welche auf Abb. 4 dargestellt ist. Die Überlagerung eines alten Hornbachschuttkegels durch hochgelegene Seekreide vor der Einrichtung einer neolithischen Siedlung (S. 308) lässt vermuten, dass die erste Ufersiedlung bereits unter diesen Bedingungen angelegt wurde.

Der tiefstmögliche Seespiegel wurde durch die Schwelle bei der Marktbrücke bestimmt und konnte nicht unter Kote 403,0 m sinken, falls nicht der See für längere Zeit abflusslos wurde. Auf Grund paleobotanischer Untersuchungen schloss W. LÜDI (1951) diese Möglichkeit aus, denn ein derart arides Klima widerspricht der damals herrschenden Vegetation.

Der höchstmögliche Spiegel liegt dagegen wenig über Kote 407,5 m, denn auf jener Höhe begann das Wasser auf breiter Front im Gebiet der Bahnhofstrasse abzufließen, ein ehemals feuchtes, zeitweise sogar sumpfiges Gebiet. Der zum Schutze der Stadt hier erstellte Fröschengraben wirkte kaum drainierend, da bei Hochwasser der Sihl sogar häufig das Wasser seewärts floss. Der 1646–1650 ebenfalls als Teil der Stadtbefestigung gebaute Schanzengraben dient noch heute als Seeabfluss, besitzt aber nur geringes Schluckvermögen (nach Angaben der Stadtverwaltung zur Volksabstimmung vom 14. 9. 1941 maximal 30 m³/s). Der gleichen Broschüre können folgende Höchstwasserstände entnommen werden: 1762: 408,06 m; 1817: 407,76 m; 1876: 407,48 m und 1910: 407,23 m. Im Laufe des 19. Jahrhunderts wurden viele der im Mittelalter erstellten, den Wasserabfluss im Limmatbett hemmenden Einbauten (Wasserräder, Gebäude, Schleusen usw.) entfernt und das Flussbett korrigiert, so dass die Hochwässer weniger extreme Werte erreichten. Höchste Wasserstände wurden teilweise durch die Sihl verursacht, welche die Limmat bei Hochwässern im Gebiet Hauptbahnhof – Platzspitz zurückstaute, andererseits aber auch durch ungewöhnliche, langanhaltende Wasserzufuhr in den See. Heute wird der Seespiegel beim Platzspitz künstlich reguliert. Der Boden des Kreuzgangs des nahe dem Wasser erstellten Fraumünsters liegt auf 407,75 m, nahe den höchsten Wasserständen.

Die beschriebene Situation hatte sich vermutlich bereits im Neolithikum einge spielt, allerdings sollte diese Frage noch näher untersucht werden. Generell ist zu erwarten, dass damals die tiefen Seestände vorherrschten, denn die Schotterebene beim Hauptbahnhof lag damals noch etwas tiefer, so dass allfällige Geröllbarrieren leichter weggeräumt werden konnten. Andererseits entstanden in jener Zeit besonders leicht Stausituationen, sobald der Hauptlauf der Sihl der späteren Zahmen Sihl folgte – was offensichtlich mehrmals der Fall war.

Dass eine derartige Geröllbarriere mindestens einmal den See für längere Zeit hochstaute, zeigen die auf dem Sihldelta bis Kote 406,5 m hinaufgreifenden dünnen Vorkommen von Seekreide, auf gleicher Höhe fanden wir vor kurzem Seekreide in einem jungen Teil des Hornbachdeltas am Zürichhorn. Es ist plausibel, dass in dieser Situation auch im Limmatbett derartige Ablagerungen entstehen konnten, denn eine bedeutende Strömung konnte sich in der Limmat erst talseits des Sperrriegels einstellen, d. h. frühestens bei der Bahnhofbrücke.

Im Mittelalter wie in der Neuzeit scheinen hohe Seestände überwogen zu haben, so

dass grosse Teile des Sihldeltas, der Enge und des nördlichen Seefelds, von seichtem Wasser oder Sumpf bedeckt waren. Diese Situation ist heute allerdings durch Auffüllungen maskiert. Aus der Periode 1881–1937 wird als tiefster Wasserstand Kote 405,24 m gemeldet.

2. Jährliche Seespiegelschwankungen

Spricht man z. B. im Zusammenhang mit Ufersiedlungen abstrakt von einem auf 1 dm festgelegten Seespiegel, so dürfen die jährlichen Schwankungen nicht vergessen werden. Auf Abb. 5 ist eine Zusammenstellung des Tiefbauamtes des Kantons Zürich gegeben, welche eine 35jährige Periode umfasst. Die tiefsten Spiegel sowohl im Mittel wie auch im Extrem werden zwischen Dezember und März erreicht, die

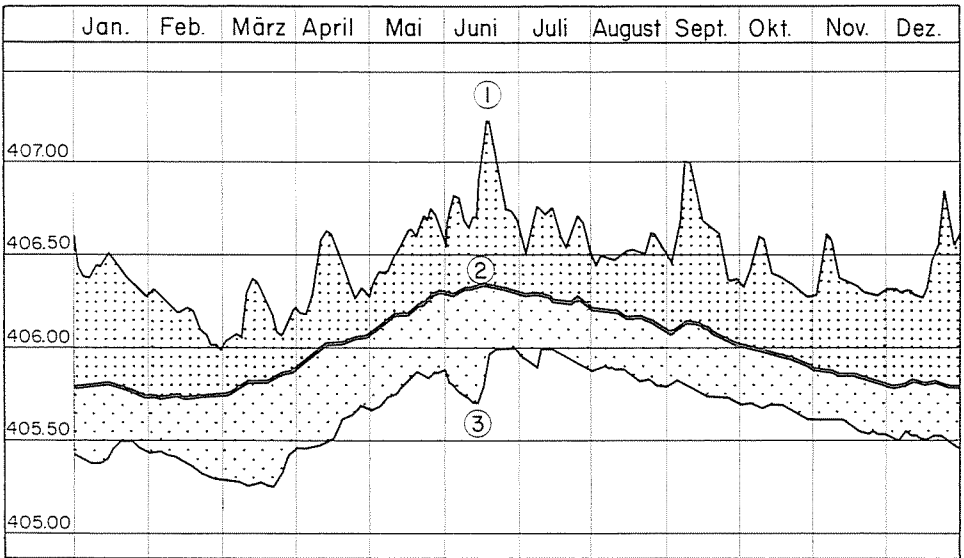


Abb. 5. Wasserstandskurven des Zürichsees, Periode 1891–1925.

- 1: Höchste Wasserstände 1891–1925
- 2: Mittlere Wasserstände 1891–1916
- 3: Tiefste Wasserstände 1891–1925

Angaben des Tiefbauamtes des Kantons Zürich, Plan vom 3. I. 1928 (Beilik)

höchsten zwischen Mitte Mai und August. Während der Vegetationsperiode – d. h. auch der Zeit der Seekreidebildung – treten relativ hohe Spiegel auf. Unter diesen Voraussetzungen konnte sie sich auch bei relativ tiefem durchschnittlichem Stand des Sees im Sommer auf den Verebnungen von Wollishofen oder auf den Hafnern, wie auch im randlichen Saum des Sihldeltas bilden. Nachträglich wurde sie aber im Winter durch Wellenschlag verschleppt. Ein abstrakter mittlerer Seespiegel von 403,5 m schwankte in Wirklichkeit jahreszeitlich um mindestens 1 m, auch wenn man

den unverbauten Zustand der Limmat und ein etwas trockeneres und wärmeres Klima berücksichtigt. Der Bericht zur Abstimmung vom 14. 9. 1941 gibt folgende Spiegelschwankungen für längere Perioden: 1811–1846 (35 Jahre) 2,52 m/1846–1880 (35 Jahre) 2,23 m/1880–1930 (50 Jahre) 1,96 m. Als Erfolg verschiedener Sanierungsmassnahmen nahmen also die Schwankungen allmählich etwas ab, erreichten aber trotzdem auch 1880–1930 nahezu 2 m. Im Zusammenhang mit Überschwemmung von Ufersiedlungen an Land interessant ist die von P. WALTHER (1927) erwähnte maximale beobachtete Steighöhe des Seespiegels von 36 cm/Tag.

IV. Kurze geotechnische Hinweise zu den Tafeln, Problem der Seekreide

Es ist selbstverständlich, dass die beigelegten Tafeln auch aus bautechnischer und hydrogeologischer Sicht aufschlussreich sind. Hier sollen nur einige kurze Hinweise gegeben werden:

1. Geotechnische Bemerkungen zu den Tafeln

Hart vorbelastet und generell günstig sind die auf Tafel III dargestellten Lockergesteine incl. Fels. Die auf Tafel II neu hinzugekommenen Schichten sind bereits problematischer, da sie weicher gelagert sind und z. T. sehr wechselhaftes Korn aufweisen. In den eiszeitlichen Seeablagerungen wie auch dem Delta talabwärts des Moränenriegels besteht z. T. Grundbruchgefahr, während sich bei geeigneter Ausführung z. B. in den eiszeitlichen Seeablagerungen Pfähle abstellen lassen. Auf Tafel I treten Lockergesteine hinzu, welche durchwegs relativ weich gelagert sind. Ausgesprochen ungünstig sind dunkelorange und rosa gefärbte Gebiete. Im übrigen hat sich die Beurteilung selbstverständlich nach den Bauvorhaben auszurichten.

2. Bemerkungen zu den Wasserverhältnissen

Alle in den Tafeln II und III dargestellten Lockergesteine weisen geringe bis sehr wechselhafte, aber relativ unbedeutende Durchlässigkeit auf. Kleine, einst genutzte Wasservorkommen entstammen klüftigem Fels (Gebiet ETH – Fernheizwerk, ARN. ESCHER 1871, S. 40–41), den verschwemmten Partien vor dem Moränenwall (Zeltweg, Gebiet Obergericht), sporadisch auch der Obermoräne. Grundwasserträger von Bedeutung finden sich einerseits im Hornbachdelta, andererseits im Komplex Sihldelta/Sihlschotter (HUG und BEILICK 1934). Das Sihldelta bildet einen wenig mächtigen, eher unbedeutenden Wasserträger mit Spiegel ähnlich dem Schanzengraben und steht über die alten Limmatrinnen mit den Sihlschottern in Verbindung. Hier wie auch in unbedeutenden Kiesvorkommen entlang der Limmat oder in der Wolfbachsenke bestanden einst einzelne Sodbrunnen (ARN. ESCHER 1871), zur Hauptsache scheint im Mittelalter aber Wasser aus natürlichen oder umgeleiteten Bächen, aus den Flüssen oder dem See verwendet worden zu sein. Sehr stark an Bedeutung gewonnen hat heute das Grundwassergebiet der Sihlschotter, welches nach Untersuchungen von H. JÄCKLI grösstenteils durch Versickerung aus Limmat, Schanzengraben und Sihl

gespiesen wird. Aus Tafel I ist das schotterbedeckte Areal mit möglicher Versickerung aus der Limmat gut zu erkennen.

3. Bemerkungen zu den Eigenschaften der Seekreide

Im Zusammenhang mit der Diskussion der Pfahlbaufrage – welche bei R. HUBER (1938) Einfluss auf die geologische Deutung hat – taucht immer wieder die Frage nach den technischen Eigenschaften dieses sehr eigenartigen Materials auf. Es besteht aus einer sperrigen Anhäufung von plattigen oder schaligen Kalkpartikeln von Siltgrösse. Infolge extrem hohen Porenraums weist die Seekreide ein sehr niedriges Raumgewicht auf (1,5–1,6 g/cm³), weist also unter Wasser ein sehr geringes Gewicht auf. Nach Abklingen der Setzungen infolge Umlagerungen im Gefüge (G. JUNG 1969 spricht von einer Volumenverminderung frischer Ablagerungen von 24–30%) sind deshalb keine grösseren Setzungen mehr zu erwarten, solange sie ungestört bleibt und nicht zum Wasser heraustaucht. Wie bereits beschrieben, ist dagegen Seekreide anfällig auf Kriechbewegungen oder Belastung z. B. durch Auffüllung S. (295). Bei starker Beanspruchung oder auch bei Erschütterungen kann ihr sperriges Gefüge zusammenbrechen, worauf ein wässriger Brei entsteht. Dies ist z. B. der Grund für einzelne katastrophale, sich rasch abwickelnde Rutschungen in Seeufergebieten, die gleiche Erscheinung führt aber auch dazu, dass sich darin Pfähle und andere Gegenstände fast widerstandslos einrammen lassen. Nachdem das überflüssige Wasser abgewandert ist, regeneriert sich die Seekreide aber wieder, worauf der eingerammte Pfahl plötzlich haftet und tragfähig wird.

Trockene Seekreide lässt sich gut begehen, nasse erfordert dagegen einige Vorsicht.

V. Bemerkungen zum Problem der Ufersiedlungen

Es wäre verlockend, die hier abgeleiteten geologisch-hydrologischen Grundlagen in Funktion der Entwicklung der Siedlungen, Strassenzüge, Gewerbe usw. im heutigen Kerngebiet von Zürich auszuwerten, wie dies einst P. WALTHER (1927) getan hat. Es bleibt zu hoffen, dass eine solche Deutung von berufener Seite her bald erfolgen wird. Hier seien nur einige Bemerkungen zum Problem der Ufersiedlungen gegeben, welches einerseits besonders stark von der Geologie abhängig ist, uns aber andererseits durch die Zusammenarbeit mit Herrn U. RUOFF etwas vertraut ist.

1. Lage der Siedlungen

Die oben beschriebenen technischen Eigenschaften der Seekreide und insbesondere ihr Verhalten gegenüber Pfählen wurden von den alten «Pfahlbauern» ganz offensichtlich geschätzt. Die meisten in Tafel I durch rote Sterne markierten Ufersiedlungen sind in Bereichen angelegt worden, wo die Seekreide sehr mächtig ist, andere liegen im Grenzbereich, wo diese ausdünt und an alte Schuttkegel stösst (Kreuzstrasse im Seefeld, Bauschänzli – Quaibrücke, Breitingenstrasse in Enge). Besonders aufschlussreich sind die Grabungen an der Kreuzstrasse (U. RUOFF 1963). In

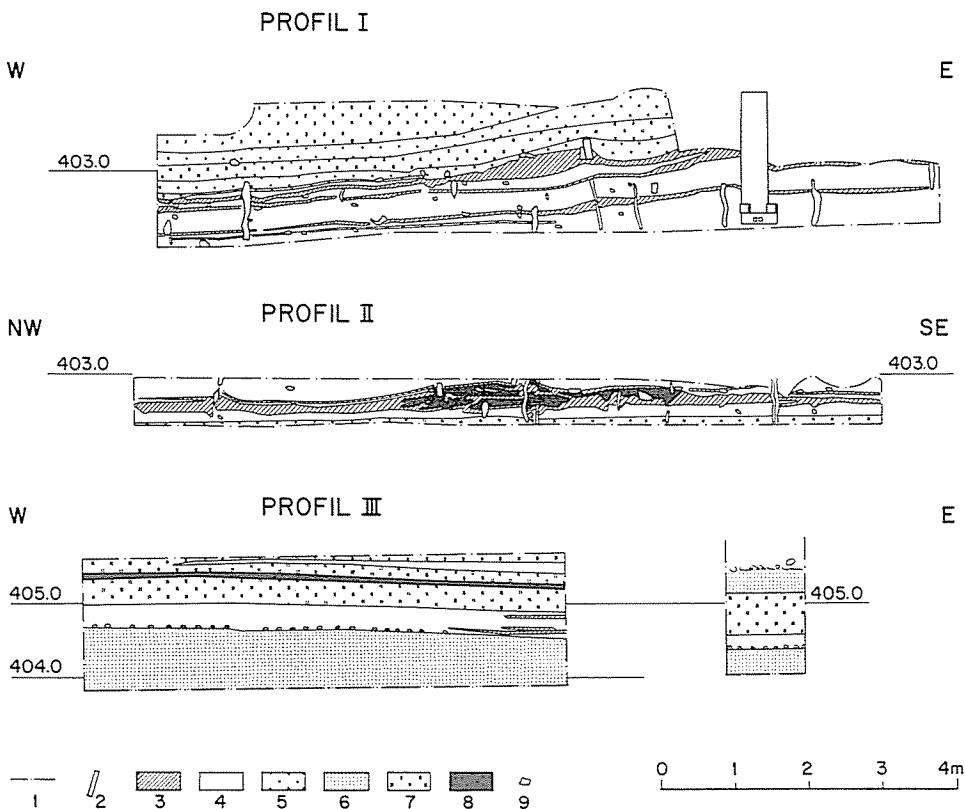


Abb. 6. Sondierschlitz bei der Ufersiedlung Kreuzstrasse-Utoquai, publ. im 3. Bericht der Zürcher Denkmalpflege, 1962/63 (Beilage 17). Lage siehe Tafel I.

- 1: Grenze Sondierschlitz (Auffüllung nicht dargestellt)
- 2: Pfahl
- 3: Kulturschicht
- 4: Seekreide, normal
- 5: Seekreide, sandig bis kiesig
- 6: Sand (Bachablagerung)
- 7: Torf, Gytta
- 8: Lehm
- 9: Stein

In Profil III sind nur noch Ausläufer der Kulturschichten zu sehen. Die Siedlungen wurden anscheinend mit Absicht über tiefgründiger Seekreide errichtet.

Schlitz III (bezw. RS) (Abb. 6, Situation auf Tafel I) wird der seewärtigste Teil eines alten Hornbachteltas angefahren, welches hier aus flach gelagertem Sand und wenig Kies aufgebaut ist. Der Seespiegel dürfte zum Zeitpunkt der Schüttung um Kote 404,0–404,5 m gelegen haben. Darüber folgt etwas Seekreide, in welcher die Ausläufer von Kulturschichten einer nahen Siedlung eingeschaltet sind. Diese wurde wenig weiter im NW gefunden, in Schlitz II und III (bezw. C 4 und

A 8) liegt aber bereits seewärts der Kante des Deltas, d. h. im Bereich mit tiefgründiger Seekreide. Wir stehen vor der Tatsache, dass sowohl die neolithischen wie auch die bronzezeitlichen Baumeister hier den scheinbar günstigen Sand mieden und Areale aufsuchten, wo die Seekreide mächtig wurde. Ganz ähnlich, aber weniger gut untersucht scheinen die Verhältnisse beim Bauschänzli zu sein. Dort wie auch an der Breitingenstrasse wäre fester, tragfähiger, relativ trockener Untergrund in geringer Entfernung verfügbar gewesen; ihm wurde aber Seekreide vorgezogen.

Die Siedlungen lagen entweder im untiefen Wasser oder auf dem Land – es wird auf diese Frage noch eingegangen – aber in den meisten Fällen ganz eindeutig nahe tieferem Wasser. Berücksichtigt man die seit der Bronzezeit eingetretene Sedimentation, so dürften die Siedlungen an der Kreuzstrasse, am Bauschänzli und am Alpenquai in diese Kategorie fallen. Nur seichtes Wasser dürfte dagegen seewärts der Siedlung an der Breitingenstrasse/Enge und event. an der Seefeldstrasse gelegen haben. Der Kleine und Grosse Hafner waren ringsum vom See umgeben.

2. Problematik der Höhenbestimmung von Kulturschichten

Bevor auf das heiss umstrittene und dornenvolle Problem eingegangen wird, ob die «Pfahlbauer» nun wirklich über Wasser lebten oder nicht, sei der Wert von Höhenangaben über Kulturschichten kritisch beleuchtet:

Auch wo korrekte topographische Unterlagen vorliegen – was bei ältern Angaben nicht immer der Fall ist – ist beträchtliche Vorsicht angebracht. Die Kulturschichten können infolge Kriechbewegungen (z. B. Kleiner Hafner), Rutschungen, in grossem Masse aber auch durch Auffüllung zu tief liegen. Von solchen Vorgängen abgesehen, sind in frisch abgelagerter oder durch Wellenschlag verfrachteter Seekreide Setzungen auf ca. 2/3 des ursprünglichen Volumens möglich. Ältere Seekreide wird sich dagegen infolge ihres geringen Gewichts unter Wasser (S. 307) höchstens dann beträchtlich setzen, wenn sie durch Absenkung des Seespiegels stark aus dem Wasser auftaucht. In einem solchen Fall ist zu erwarten, dass ihre Oberfläche infolge Setzungen, Kriechbewegungen, aber auch wegen Erosion durch Wellenschlag bald wieder dem Seeniveau angeglichen wird. Wir können deshalb in günstigen Fällen mit einer relativ stabilen Unterlage der Ufersiedlungen rechnen. In diese Richtung weist der Umstand, dass bei Wollishofen, General Guisan-Quai, Zentrum der Hafner usw. die Siedlungen auch heute mit schwacher oder fehlender Überdeckung auf Verebnungsflächen stehen, welche ganz offensichtlich ungefähr den tiefsten möglichen Seeständen entsprechen. Andererseits muss aber betont werden, dass die frisch abgelagerte Seekreide, in vermehrtem Masse aber auch die Kulturschichten, Setzungen in der Grössenordnung von mehreren Dezimetern verursachen können.

Umgekehrt ist aber auch eine Hebung des Niveaus der Kulturschichten dann möglich, wenn die Grabungen im Vorfeld einer älteren Schüttung liegen, also in Gebieten, wo die Seekreide einer Belastung seewärts ausgewichen ist. Dieser Erscheinung könnte z. T. D. VIOLLIER (1930) zum Opfer gefallen sein, als er am Utoquai (rote Sterne nördlich der Kreuzstrasse, Tafel I) Kulturschichten bis hinauf auf Kote 408,15 m feststellte und daraus auf sehr hohe neolithische Wasserspiegel schloss. Nach all unseren Unterlagen (vergl. Tafel I) kann aber die ursprüngliche, unge-

störte Oberfläche in diesem Gebiet Kote 405,5 m kaum wesentlich überschritten haben, zudem lag über der Kulturschicht noch rund 1,5 m Sand, Lehm und Schlamm. Davon dürfte allerdings ein Teil als Fernwirkung von benachbarten Auffüllungen entstanden sein, doch sind auch im Extremfall hier ursprünglich kaum Kulturschichten über Kote 404,5 m hinauf vorgekommen. Es ist mit U. RUOFF (1963) anzunehmen, dass der Hauptfehler allerdings von einem falschen Höhenbezugspunkt stammt. All dies hat zu beträchtlicher Verwirrung auch in der sonst vorzüglichen Arbeit von R. HUBER (1938) geführt, welcher einen Weg suchte, Seespiegel von mindestens 408,4 m Höhe im Neolithikum zu erklären. Auf Grund der heute verfügbaren Unterlagen lässt sich nachträglich feststellen, dass er zwar die Wechselbeziehungen zwischen Seeausflüssen, Sihlschüttung und Seespiegelschwankungen im Prinzip richtig deutete, aber die einzelnen Vorgänge viel zu spät datierte und zu hohe Spiegel annahm.

Aus den aufgezählten Überlegungen heraus können nur wenige Höhenbestimmungen von Kulturschichten als bindend eingeschätzt werden – so die in Profil I auftretenden Ausläufer der Kulturschichten an der Kreuzstrasse über den Hornbachschuttkegel, um Kote 404,5–404,8 m. Etwas weniger sicher sind folgende Angaben (U. RUOFF 1963): General Guisan-Quai 404,0 m, Breitingenstrasse-Enge 403,5 m, Wollishofen 404,0 m, zentraler Teil des Grossen und Kleinen Hafners 403,5 m. Berücksichtigt man von Fall zu Fall die vermutlichen Setzungen, so dürften die meisten Horizonte ursprünglich um 404,0–405 m gelegen haben, wobei die zuoberst liegenden Kulturschichten zudem jeweils eine locker gelagerte Überhöhung bilden konnten.

3. Frage der Beziehung der Ufersiedlungen zum Seespiegel

Unsere Ableitungen ergaben, dass die Ufersiedlungen mindestens teilweise ursprünglich um Kote 404,0–405 m lagen, lokal mit dem Kissen aus «Kulturschichten» wohl 405,5 m erreichten.

Andererseits ergab sich, dass im Neolithikum und zur Bronzezeit bereits eine ähnliche Situation bestand wie bis in die Neuzeit, dass also die Limmat bereits damals ihr heutiges Bett benutzte und die Schüttung des Sihldeltas beendet war, während die Sihl andererseits im Gebiet des Hauptbahnhofs die Limmat und damit den Seespiegel zurückstauen konnte. Die vorherige Phase mit tiefen Spiegeln bei allmählicher Rückwärtserosion der Limmat gegen die Quaibrücke hin war bereits abgeschlossen, wie die relativ hoch liegende Seekreide unter den Ausläufern der Kulturschichten an der Kreuzstrasse zeigt, aber auch die so weitverbreitete Einschaltung von Seekreide zwischen Kulturschichten. Der Seespiegel konnte unter diesen Umständen zwischen den möglichen Extremwerten von 407,5 m und 403,5 m, vielleicht sogar 403,0 m schwanken, wobei infolge der nur allmählich fortschreitenden Aufschotterung des Gebiets nahe dem Hauptbahnhof relativ tiefe Spiegel vorgeherrscht haben dürften. Nach den Befunden von U. RUOFF lagen in den Ufersiedlungen am Kleinen Hafner ausgelegte Rinden, am Grossen Hafner ausgelegte Geflechte, an beiden Orten wie auch an der Kreuzstrasse wurden zudem Lehmlagen und sogar alte Feuerstellen gefunden, alles Hinweise auf eine kürzere oder längere Trockenlegung. Es kann deshalb mit gutem Grund angenommen werden, zum Zeitpunkt der Besiedlung habe der See-

spiegel besonders tief gelegen, während er in Zwischenperioden stark anstieg, wie dies ja die Einschaltung von Seekreide zeigt (siehe Abb. 3 und 6).

Sieht man von einem höchst unwahrscheinlichen Zustand längerer Abflusslosigkeit des Sees ab, so können die neolithischen und bronzezeitlichen Bewohner im günstigsten Fall einen Seespiegel mit Tiefstand um 403,0–403,5 m angetroffen haben, doch schwankte dieser im jährlichen Rhythmus um mindestens 1 m, erreichte also häufig 404,5 m. Die ehemaligen Ufersiedlungen von 404,0–405,0 m hätten – bei ähnlichen klimatischen Voraussetzungen wie heute – im Sommer knapp über oder unter Seespiegel gelegen, während sie im Winter infolge tiefen Wasserstandes landfest wurden, aber zweifellos feucht blieben, was ja auch mit der überraschend guten Konservierung verderblicher Materialien übereinstimmt.

Sollte man – entsprechend der Auffassung der meisten Archäologen – annehmen, die Siedlungen seien bodeneben auf einem Kissen von «Kulturschichten» angelegt und ganzjährig bewohnt worden, so blieb die Situation für den Siedler prekär, denn ein bedeutendes Hochwasser im See, aber auch ein massiver Schub von Sihlgeschiebe in das Gebiet des Hauptbahnhofes konnte im Sommer innert kurzer Zeit eine Überschwemmung hervorrufen (maximale beobachtete Steiggeschwindigkeit 36 cm/Tag, d. h. in 3 Tagen rund 1 m!). Den Bewohnern blieb in einem solchen Fall nur eilige Flucht. Dass kürzere, aber auch langfristige Überschwemmungen mit Wassertiefen von mindestens 0,5 m (eher 1 m) über den Siedlungen auftraten, zeigen die Einschaltungen von Seekreide zwischen Kulturschichten. Auch während der Zeit der Besiedlung können schwache Überflutungen in jährlichen oder mehrjährigen Abständen vorgekommen sein ohne Sedimente zu hinterlassen, denn im Gebiet des Wellenschlags lagert sich keine Seekreide ab.

Die Umstände weisen aus geologischer Sicht auf eine Besiedlung im Bereich der jährlichen Spiegelschwankungen oder an deren Grenze (vergl. Abb. 4, bei welcher aber die heutigen Verhältnisse berücksichtigt wurden, also die Sedimentation seit der Bronzezeit abzuziehen ist).

Wertvolle Hinweise zu diesem Problem aus mehr botanischer Sicht geben verschiedene Arbeiten von W. LÜDI (1951, 1955, 1956).

Wir hoffen, den Archäologen mit diesen geologisch-hydrologischen Angaben einige brauchbare Hinweise gegeben zu haben und überlassen ihnen im übrigen gerne die Entscheidung, ob die ältesten sesshaften Zürcher nun lieber etwas unsicher auf feuchtem Boden lebten oder von einer überhöhten Plattform aus ihren täglichen Geschäften nachgingen. Schliesslich sei auf die Möglichkeit hingewiesen, dass am Zürichsee sowohl Pfahlbauten als auch ebenerdig angelegte Siedlungen bestanden hätten, wobei event. auch die gleiche Station beide Lösungen kombinieren konnte, diese also ins tiefere Wasser vorsties.

VI. Zusammenfassung

Das Kerngebiet von Zürich wurde auf Grund von Literaturangaben, Plänen und Berichten aller Art sowie von zahlreichen Bohrungen studiert, wobei besonderes Gewicht auf die Tiefenentwicklung und Facies der Lockergesteine gelegt wurde.

Die Felsoberfläche bildet einen breiten, glazial übertieften Taltrug, welcher

hier durch bis zu 150 m (oder mehr?) Lockergestein überlagert wird. Diese gewaltige Schuttmasse dürfe im wesentlichen jünger als der Maximalvorstoss der Würmeiszeit sein.

Im Zürichstadium lag die Gletscherfront lange Zeit im Untersuchungsgebiet und führte bedeutende Pendelbewegungen aus, wobei häufig die frisch abgelagerten Sedimente des Vorfeldes vom Eis überfahren und verschürft wurden. Der Hauptmoränenwall wird deshalb nur in seinem obersten Teil von charakteristischer Obermoräne aufgebaut, besteht aber tiefer unten zur Hauptsache aus See- oder Tümpelablagerungen. Im Vorfeld lag ein See, welcher sich vermutlich bis Schlieren ausdehnte und in welchen ein relativ kleines Delta geschüttet wurde. Die Sedimente des relativ unbedeutenden Gletscherstandes von Wiedikon liegen im Taltrog in unbekannter Tiefe.

Gegen Ende des Zürichstadiums sank der Linthgletscher endgültig in den Zürichsee zurück, welcher damals einen höheren Spiegel als heute aufwies (416–420 m). Die Eisfront pendelte vorerst zwischen dem Hauptmoränenwall und dem heutigen Seeufer, wich zögernd bis in den Querschnitt Tiefenbrunnen – Wollishofen zurück, wo sie wiederum leicht vorstieß. In dieser Periode entstanden die weitverbreiteten eiszeitlichen Seeablagerungen, zur Hauptsache Silte und Sande von sehr unruhiger Zusammensetzung und unberechenbarer, höckeriger Oberfläche.

Nachdem der Gletscher vor gut 18 000 Jahren* relativ rasch weiter alpenwärts zurückgeschmolzen war, erreichte nur noch relativ feinkörniges Material das Untersuchungsgebiet, wo nun der weit verbreitete, meist faulschlammige, basale Seebodenlehm entstand. Seine Sedimentation erfolgte relativ langsam und dauerte vermutlich bis in die Klimaverbesserung des Alleröd (vor 12 000 bis 10 800 Jahren) an. In dieser Zeit schwankte der Seespiegel vorerst bis mindestens zum Reichenburger-Stand des Linthgletschers um 416–418 m, scheint sich aber bald darnach rasch abgesenkt zu haben. Wir nehmen an, dass sich ein eigentlicher Dammbbruch ereignete, welcher vermutlich durch eine Flutwelle ausgelöst wurde. Diese Katastrophe öffnete an der schwächsten Stelle des Moränenriegels eine 750 m breite Bresche, gleichzeitig wurde aber auch der heutige Limmatlauf angelegt. Der See im Vorfeld scheint damals kräftig abgesenkt oder zum Verschwinden gebracht worden zu sein. Grobe, wenig sortierte Anhäufungen von ausgebrochenem Material aus dem Moränenriegel finden sich im Gebiet des Hauptbahnhofs. Vorerst entwässerte sich nun der erst auf ca. 405 m, dann allmählich auf ca. 403 m abgesenkte See durch 3 Rinnen zwischen Lindenhof und Ulmberg.

Noch während der Sedimentationszeit des basalen Seebodenlehms drängte aber der vorstossende Schuttkegel der Sihl die Ur-Limmat sukzessive gegen E hinab und benutzte in umgekehrter Richtung 2 der Moränentore, um ein 2teiliges Delta in den Zürichsee zu schütten.

Die letzten Schüttungen des Sihldeltas nahe der Quaibrücke verzahnen sich oder überlagern die tiefsten Teile der Seekreide, deren Sedimentation vermutlich im Alleröd oder etwas später einsetzt. Die Schüttungen der Sihl überquerten sogar den heutigen

* Die Altersangaben erheben keinen Anspruch auf Genauigkeit, sondern sollen nur Grössenordnungen geben. Sie entstammen der Literatur.

Limmatlauf und drängten dabei den Seeausfluss hart an die östliche Talflanke, wo bergseits der Wasserkirche eine Flussrinne entstand. In dieser Periode mag der Seespiegel zeitweise stärker angestiegen sein, pendelte aber doch im wesentlichen um 403,5–404 m, wie dies die Grenze Deltaschichtung/Übergusschichten zeigt.

Nachdem das Sihldelta nahe der Grenze Spätglazial-Postglazial nach grober Schätzung vor ca. 10 000 Jahren abgestorben war, setzte auch dort die Sedimentation von Seekreide ein. Infolge Seespiegelschwankungen und Wellenschlag bildeten sich entlang der Ufer und auf Untiefen Vertiefungen, welche teils von Seekreide, teils von anderen Lockergesteinen unterlagert sind. Ihre Oberfläche schwankt zwischen 403,0 und 404 m.

Die in ihrem heutigen Bett fließende Limmat konnte vorerst ungestört strömen und schuf durch Rückwärtserosion eine übertiefte Rinne, welche allmählich bis nahe an die Marktbrücke zurückgriff. Zu einem unbekanntem Zeitpunkt vor dem Neolithikum – welches am Zürichsee vor rund 5000 Jahren eingesetzt haben soll – wurde dieser Vorgang dadurch gestoppt, dass die Schottermassen der Sihl im Gebiet des Hauptbahnhofs den Seeabfluss zu behindern begannen.

Durch ein bis in die jüngste Vergangenheit wirksames Wechselspiel von Akkumulation bzw. Stauung im Gebiet des Hauptbahnhofs und Erosion durch die Limmat wurde nun der Seespiegel reguliert. Dieser konnte infolge der Möglichkeit des Abfließens entlang der heutigen Bahnhofstrasse langfristig auf maximal Kote 407,5 m, kurzfristig sogar auf 408,0 m ansteigen. Dies bestätigen dünne Vorkommen von Seekreide auf dem Sihldelta und anderswo bis Höhe 406,5 m, während ähnliche Vorkommen im Limmatbett bis zur Marktbrücke auf eine Rückstauung schliessen lassen.

Andererseits liess die Moränenschwelle bei der Marktbrücke den Seespiegel nicht unter Kote 403,5 oder minimal 403,0 m sinken, wenn man nicht einen abflusslosen Zustand des Sees annehmen will.

Vom Absterben des Sihldeltas bis zur Jetztzeit war ungefähr die Hälfte der Zeit verstrichen, als die ersten Ufersiedlungen errichtet wurden. Eine kritische Untersuchung ihrer Höhenlage zeigt, dass sie ursprünglich – mindestens teilweise – um Kote 404–405 m angelegt wurden. Vom Neolithikum (vor 5000–3800 Jahren) bis zur Bronzezeit (vor 3800–2800 Jahren) dürften tiefe Seespiegel vorgeherrscht haben, da das Gebiet des Hauptbahnhofs noch relativ wenig aufgeschottert war. Da archäologische Hinweise für eine zeitweise Lage über Wasser vorliegen, dürften die Siedlungsperioden mit extrem tiefen Wasserständen zusammenfallen. Trotzdem ist aber infolge der jährlichen Spiegelschwankungen zu erwarten, dass die Siedlungsgebiete zeitweise entweder hart am Wasser lagen oder leicht überschwemmt wurden. Sollten sie bodeneben und nicht auf Pfählen errichtet worden sein, so waren sie sehr exponiert und mussten zeitweise verlassen werden. Zudem weisen die zahlreichen Einschaltungen von Seekreide zwischen Kulturschichten auf langdauernde Perioden von Überschwemmung hin.

Interessant ist die Beobachtung, dass die «Pfahlbauer» für ihre Siedlungen offensichtlich bewusst Seekreide aufgesucht haben, auch wo tragfähiger und relativ trockener Baugrund in geringer Entfernung lag. Die Bauten lagen in unmittelbarer Ufernähe oder auf Inseln (bzw. Untiefen), meistens nahe dem tieferen Wasser.

Im Mittelalter überwogen hohe Seespiegel, wofür nebst der Aufschotterung

durch die Sihl auch die Behinderung des Limmatlaufs durch Einbauten aller Art verantwortlich sind. Schon früh begann die künstliche Auffüllung seichter Uferpartien.

Es ist zu hoffen, dieses auf geologische Befunde gestützte, noch grob und etwas unsicher datierte Gerüst werde bald durch Untersuchungen anderer Art (C_{14} , Pollenanalyse, neue archäologische Resultate) verfeinert und ergänzt werden.

Literatur

- BECK, B. (1915): Zeugen der Eiszeit. Beer & Cie., Zürich.
- ESCHER VON DER LINTH, ARN. (1852): Über die Gegend von Zürich in der letzten Periode der Vorwelt.
- ESCHER VON DER LINTH, ARN. und BÜRKL, ARN. (1871): Die Wasserverhältnisse der Stadt Zürich und ihrer Umgebung, mit geolog. Karte 1 : 10 000. Neujbl. Naturf. Ges. Zürich, 64.
- HAEFELI, R. (1965): Untergrundverhältnisse und Fundationsprobleme des Hochhauses «Zur Palme». Schweiz. Bauzeitung, 83. Jahrg., Heft 50.
- HEIM, ALB. (1894): Die Geologie der Umgebung von Zürich. C. R. Congr. géol. International, Zürich.
- (1913): Der Uto. Jahrbuch des SAC, 49. Jahrg.
- (1919): Geologie der Schweiz, Bd. I, Leipzig, Tauchnitz.
- HUBER, R. (1938): Die Schuttkegel der Sihl im Gebiet der Stadt Zürich und das prähistorische Delta im See. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 101/1.
- (1960): Der Freudenberg in der Enge und andere Linthgletscher-Endmoränen in Zürich. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 105/3.
- HSU, K. und KELTS, K. (1970): Seismic investigation of Lake Zürich: Part II, Geology. Eclog. geol. helv. Vol. 63, Nr. 2.
- HUG, J. (1917): Die letzte Eiszeit in der Umgebung von Zürich. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 62.
- (1919): Gutachten über die geologischen Verhältnisse im Ulmberg- und Wollishofertunnel, zuh. Kreisdirektion III SBB.
- (1938): Der Baugrund der Stadt Zürich. Hoch- und Tiefbau Nr. 27.
- HUG, J. und BEILIK, A. (1934): Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie I.
- JUNG, G. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. Vjschr. Natf. Ges. Zürich.
- LÜDI, W. (1934): Das Alter des Uto-Mergels und seine Hölzer. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 79.
- (1951): Pfahlbauprobleme. Bericht über das geobotanische Forschungsinstitut Rübel für 1950.
- (1955): Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland. Bericht über das geobotanische Forschungsinstitut Rübel 1954.
- (1956): Die vorgeschichtlichen Pfahlbauten als naturwissenschaftliches Problem. Bericht über das geobotanische Forschungsinstitut Rübel 1955.
- (1957): Ein Pollendiagramm aus dem Untergrund des Zürichsees. Schw. Zeitschr. f. Hydrologie, Vol. 19, Fasc. 2.
- LÜSCHER, O. (1936): Die Wasserversorgung der Stadt Zürich. Führer durch Zürich und Umgebung II, Leemann & Cie., Zürich.
- MEYER-PETER, E. und VON MOOS, A. (1943): Tonhalle und Kongresshaus in Zürich, Fundationsfragen. Schweiz. Bauzeitung 121, Nr. 23.
- MINDER, L. (1937): Wissenschaftliche Vorarbeiten zum Grundwasserwerk Hardhof der Stadt Zürich. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 82.
- VON MOOS, A. (1943): Ein Baugrundarchiv der Stadt Zürich. Schweiz. Bauzeitung, Bd. 122/3.
- (1946): Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich, Exkursion 1. Geol. Ges. Zürich, Leemann & Cie.
- (1949): Der Baugrund der Stadt Zürich. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 94.

- RUOFF, U. (1963): Jungsteinzeitliche Siedlungsreste Utoquai. In: Zürcher Denkmalpflege. 3. Bericht 1962/63, Seite 161–167, Beilagen 16 und 17. Genossenschaftsdruckerei Zürich.
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. *Eclog. geol. helv.*, Vol. 61/2.
- SPECK, J. (1955): Die spätbronzezeitliche Siedlung Zug-«Sumpf», ein Beitrag zur Frage der Pfahlbauten. In: Das Pfahlbauproblem, Monographien zur Früh- und Urgeschichte der Schweiz II.
- STADTVERWALTUNG ZÜRICH: Diverse Geschäftsberichte und Abstimmungsvorlagen.
- SUTER, H. (1939): Geologie von Zürich einschliesslich seines Exkursionsgebietes. Geol. Ges. Zürich, Leemann & Cie.
- SUTER, H. und HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. Leemann & Cie., Zürich.
- VIOLLIER, D. (1930): XI. Pfahlbaubericht. Mitt. Antiquarische Ges. Zürich.
- VILLARET, P. und BURRI, M. (1965): Les découvertes palynologiques de Vidy et leur signification pour l'histoire du Lac Léman. *Bull. des Lab. géol. Min. de l'Univ. Lausanne*, Bull. 153.
- VOGT, E. (1955): Pfahlbaustudien. In: Das Pfahlbauproblem, Monographien zur Ur- und Frühgeschichte der Schweiz, II.
- WETTSTEIN, A. (1885): Geologie von Zürich und Umgebung. Diss. Univ. Zürich, Huber, Frauenfeld.
- ZOLLER, H. (1962): Die Vegetation der Schweiz in der Steinzeit. *Verh. Natf. Ges. Basel* 73/1.

Karten

- a) Beigelegt in: Escher von der Linth, A. und Bürkli, A., 1871; Suter, H., 1939; Wettstein, A., 1885.
- b) Ausserhalb zitierter Literatur:
- GYGER, H. K. (1650): Karte des Zürcher Stadtquartiers. Faksimile-Druck Hofer und Burger, Zürich, 1889.
 - HANTKE und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1 : 50 000. Leemann & Cie., Zürich.