

Zur Geologie des Zürichsees

Autor(en): **Schindler, Conrad**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **67 (1974)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164286>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur Geologie des Zürichsees

Von CONRAD SCHINDLER¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Auf Grund von vielen, z.T. neuen Unterlagen wurde versucht, die im Zürichsee gefundenen Sedimente zu gliedern und zu deuten. Die Felsunterlage sinkt im nordwestlichen, steilwandig begrenzten Trog streckenweise mindestens 300 m unter den Seespiegel, ist also gegenüber der Schwelle von Baden stark übertieft. Im Südwestteil des Sees sind die Verhältnisse komplexer, treten doch neben tiefen Trögen auch Felsschwellen auf. Die uns bekannten Lockergesteine sind grösstenteils jung, entstammen also der späten Würmeiszeit und dem Postglazial. Der Gletscher unterbrach nach dem Zürcher Stadium seinen Rückzug durch mehrere kleinere und grössere Vorstösse, welche Seitenmoränen, im See aber siltig-sandige, z.T. kiesige Ablagerungen hinterliessen. Dies spricht eindeutig gegen die Toteistheorie. Nach dem Verschwinden des Gletschers aus unmittelbarer Nähe entstanden – vermutlich bis zu einer Klimaverbesserung – gewaltige Mengen von weichgelagertem Seebodenlehm, welcher mit Silt und Sand wechsellagern kann. Er wurde nahezu horizontal eingeschichtet und füllt im untersten Seebecken zahlreiche tiefe Taschen. Vermutlich synchron setzte daraufhin (im Bölling oder Alleröd?) die Bildung des basalen Faulschlammes, dann der Seekreide oder von jungen Seebodenlehmen ein. Im Unterschied zu den älteren Sedimenten sind hier häufig Faulschlamm- und organische Resten und plattgedrückte Glasblasen zu beobachten. Es scheint, dass während der Sedimentation oft Störungen auftraten.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	164
I. Hilfsmittel für die Untersuchungen	165
II. Beschreibung einzelner charakteristischer Profile und Gebiete	166
1. Unterstes Seebecken	168
a) Schanzengrabenprofil in Zürich	168
b) Querschnitt des Seetunnels	172
2. Übergang zum tiefen Seebecken	176
3. Tiefes Seebecken	176
a) Rüslikon–Thalwil	176
b) Horgen	177
c) Au	178
4. Grenzbereich zwischen dem tiefen und dem südöstlichen Seebecken	179
5. Südöstliches Seebecken, Gebiet von Hurden	181
a) Richterswil	181
b) Hurden	184

¹⁾ Adresse des Autors: Dr. C. Schindler, Geotechnisches Büro Dr. A. von Moos, Bachofnerstrasse 5, 8037 Zürich.

III. Versuch einer Gesamtübersicht	185
1. Felsoberfläche	185
a) Karten von K. Hsu und K. Kelts	185
b) Hypothesen über den Verlauf der Felsoberfläche	185
c) Frage des Zeitpunkts der Erosion	186
2. Moränen und gletschernahe Seeablagerungen im Spätwürm	186
3. Jüngere Sedimente	187
a) Tonig-siltige Ablagerungen	187
b) Seekreide	189
c) Faulschlamm- und Gasblasenbildung	189
4. Frage des Alters der weichgelagerten Lockergesteine	190
a) Deutung von K. Hsu und K. Kelts	190
b) Diskussion des möglichen Alters	190
5. Frage nach der Kubatur der jungen Sedimente, Erosionsbeträge	191
IV. Überblick	193
Literaturverzeichnis	195
Geologische Karten	196

Einleitung

Die Frage nach Ursprung und Entstehungsart des Zürichsees haben schon seit langer Zeit Geologen und Geographen beschäftigt, wie dies die kurze Zusammenfassung seiner Erforschungsgeschichte durch K. HSU und K. KELTS (1970) darlegt. Bis vor kurzem hatten alle Bearbeiter fast ausschliesslich die Ufergebiete und deren weitere Umgebung untersucht, während die Beschaffenheit des Seebodens und sogar seine Topographie nur in sehr groben Zügen bekannt blieben. Ausnahmen bildeten ein Profil bei Hurden-Rapperswil (A. VON MOOS 1943), zwei Bohrungen im tiefsten Seebecken (H. ZÜLLIG 1956, W. LÜDI 1954) und Teile des Sees bei Zürich (C. SCHINDLER 1968, 1971). Im Jahre 1968 wurden im Zürichsee reflexionsseismische Profile aufgenommen und die Resultate 1970 publiziert, was erste Anhaltspunkte für eine Gesamtübersicht ergab (geophysikalischer Teil von K. HINZ, L. RICHTER und N. SIEBER, geologische Interpretation durch K. HSU und K. KELTS). Seit 1972 wird die Topographie des Seebodens abschnittsweise durch Echolot aufgenommen, um Detailkarten zu erstellen, dies im Auftrag der Kantone Zürich und St. Gallen. Die Arbeit wird durch das Vermessungsbüro Dr. R. SCHLUND ausgeführt, welchem wir auch die Möglichkeit verdanken, laufend in die neu anfallenden Ergebnisse Einblick zu nehmen.

Eine wichtige Basis zur vorliegenden Publikation bildeten Aufträge zu geotechnischen Untersuchungen im oder am See. Solche verdanken wir dem Tiefbauamt des Kantons und der Stadt Zürich, den Schweizerischen Bundesbahnen, aber auch zahlreichen anderen öffentlichen und privaten Auftraggebern. Mannigfach waren die technischen Probleme, welche hierbei zu behandeln waren, wechselten sie doch zwischen grossen Verkehrsbauten wie z.B. dem Seetunnel, projektierten Seeauffüllungen, Überbauungen im Ufergebiet, Hafenanlagen und Wasserfassungen; sehr häufig war auch das Problem der Stabilität des Seebodens zu untersuchen. A. von Moos sei für die Gelegenheit gedankt, in zahlreiche ältere Gutachten Einsicht zu nehmen. Wertvolle Anregungen ergaben Diskussionen mit M. A. Gautschi, M. Müller-Vonmoos, P. Nydegger, R. Schlund, H. Zoller und K. Kelts, welcher auch Echolotaufnahmen aus dem untersten Zürichseebecken zur Verfügung stellte. Schliess-

lich sei auch all jenen gedankt, welche in irgendeiner Form das Entstehen dieser Arbeit gefördert haben. Die Farbtafeln wurden als Bestandteil des für die Stadt Zürich erstellten Seetunnelberichts gedruckt und konnten in die «Eclogae» übernommen werden.

I. Hilfsmittel für die Untersuchungen

Als erstes sei die Aufnahme der weiteren Umgebung zu nennen, wie sie in der geologischen Karte des Kantons Zürich (1967, R. HANTKE und Mitarbeiter) übersichtlich zusammengestellt worden ist. Als Basis dienten uns ferner rund 150 *Kernbohrungen* im See sowie mehrere hundert an Land, wobei die Genauigkeit der Aufnahme wie auch die räumliche Verteilung allerdings sehr ungleich sind. In den Originalprofilen wurde der Aufbau der Lockergesteine zur besseren Übersicht mittels Farben dargestellt, einer weiteren Verfeinerung des Bildes dienten Streifen und Signaturen. Mit Ausnahme von Tafel III mussten die Profile allerdings für den Druck nachträglich stark vereinfacht werden, doch steht die ursprüngliche Darstellung im Büro Dr. von Moos zur Einsicht frei.

Die Bohrkerne allein erlauben nicht immer eine zuverlässige Beurteilung der Bodeneigenschaften wie z.B. des Winkels der inneren Reibung oder der Lagerungsdichte, auch kann unter Umständen die Frage nach einer eventuellen Belastung durch den eiszeitlichen Gletscher nicht eindeutig beantwortet werden. Wertvolle zusätzliche Auskünfte ergibt in Ufergebieten oder seichten Teilen des Sees die *Rammsonde*, welche unter günstigen Umständen bis zu 30 m tief vordringen kann. Gemessen und im Plan horizontal aufgetragen wird die Zahl der Schläge, welche für je 20 cm Eindringung benötigt wird (siehe z.B. Fig. 2, Profile 4–7). Häufig kam in den letzten Jahren der ähnliche, in den USA gebräuchliche *Standard Penetration Test* zur Anwendung, bei welchem die Sonde unterhalb der verrohrten Strecke einer Bohrung 45 cm weit vorgetrieben wird. Gemessen wird die Schlagzahl, welche zum Durchfahren der untersten 30 cm benötigt wird (siehe Tf. III), gleichzeitig wird auch eine kleine Bodenprobe gewonnen und nachträglich untersucht. Diese Methode ist von der Tiefe weitgehend unabhängig, eignet sich allerdings nur für kiesarme Böden und ergibt z.T. zu tiefe Werte, wenn bei hohem Wasserdruck grundbruchgefährliches Material durchfahren wird. Bei weichgelagerten, feinkörnigen Lockergesteinen kommt oft die *Flügelsonde* zur Anwendung. Für die dargestellten Messungen (z.B. Fig. 2, Profil 10) wurde ein norwegisches Modell eingesetzt, bei welchem man die Flügel erst ausklappt, wenn die gewünschte Tiefe erreicht worden ist. Der Kopfteil mit den Flügeln wird nun senkrecht zur Achse der Sonde gedreht, wobei die hierzu benötigte Kraft gemessen wird. Es ergibt sich vorerst ein relativ hoher Wert, bis der Boden erstmals absichert, dann ein tieferer, um die Sonde weiterhin regelmässig zu drehen. Die erste Zahl gibt Hinweise auf die Schereigenschaften und die Lagerungsdichte, die Differenz zur zweiten zeigt dagegen an, ob der Boden zu Strukturzusammenbrüchen neigt. Ist dies der Fall – z.B. bei Seekreide, bei feinkörnigen Lockergesteinen mit viel organischem Material oder bei einzelnen Seebodenlehm –, so sinkt die zweite Messung gegenüber der ersten stark ab.

Laboruntersuchungen an ungestörten oder gestörten Proben ergeben weitere Hinweise. Triaxialversuche erlauben Rückschlüsse auf die Schereigenschaften, solche im Ödometer lassen auf das Setzungsverhalten und die Wasserdurchlässigkeit

schliessen. Sehr häufig kommen einfache, billigere Bestimmungen zur Anwendung, welche auch die geologische Interpretation erleichtern. Kornverteilung und Rundungsgrad lassen z.B. auf die Genese eines Lockergesteins schliessen. Feuchtraumgewicht und spezifisches Gewicht ergeben gemeinsam Hinweise auf die Lagerungsdichte, Wassergehalt und Atterberggrenzen (Plastizität) dagegen solche auf eine eventuelle Vorbelastung bindiger Lockergesteine. In unseren Seen liegt der natürliche Wassergehalt von Seebodenlehm normalerweise hoch, nahe der sogenannten Fließgrenze; wo das Lockergestein aber durch den eiszeitlichen Gletscher vorbelastet wurde, sinkt er bis nahe an die Ausrollgrenze, wie dies z.B. in der Umgebung von Richterswil (S. 182), am Buechberg (S. 173), aber auch in den nur relativ geringfügig überfahrenen Lehmen, Silten und Sanden unter der Stirnmoräne von Zürich (C. SCHINDLER 1968, 1971) oder in Wollishofen (S. 172) zu beobachten ist.

Der Aufbau und die Eigenschaften der Lockergesteine können also auch tief unter dem Seespiegel zuverlässig beurteilt werden, so auch die geologisch besonders interessante *Frage der glazialen Vorbelastung*. Gelegentlich stösst man auf das Argument, in einem Seebecken habe sich die Eisüberlagerung des Auftriebs wegen nicht auswirken können oder das Porenwasser hätte keine Möglichkeit zur Abwanderung gehabt, was beides das Überdauern einer relativ lockeren Lagerung erlauben würde. Die angeführten Beispiele zeigen, dass dies in Wirklichkeit nicht zutrifft, mit Ausnahme des äussersten Zungengebiets, vielleicht auch bei sehr kurzfristiger Überfahrung. In einem 300 m tiefen Seebecken wird z.B. das Eis dort den Grund berühren und ihn beeinflussen, wo die Gletscheroberfläche rund 30 m über dem Seespiegel steht. Aus dem Verlauf der Seitenmoränen kann geschlossen werden, dass dieser Punkt am Zürichsee bereits 2 km bergseits der jeweiligen Gletscherstirn erreicht wurde.

Die bisher beschriebenen Methoden liefern nur einzelne Profile, so dass ein dringendes Bedürfnis nach den weiträumigen, wenn auch oft schwer zu interpretierenden Ergebnissen der Geophysik besteht. Bereits erwähnt wurden *reflexionsseismische Aufnahmen* im Zürichsee, welche mit der Airgun-Methode ausgeführt wurden (K. HINZ, Z. RICHTER und N. SIEBER 1970). Im Zusammenhang mit dem Projekt des Seetunnels und der Suche nach Dockplätzen zur Erstellung von Tunnelementen wurde 1971 im untersten Zürichsee (Tf. II), bei Uetikon und bei Richterswil lokal ein viel dichteres Netz von seismischen Profilen gelegt. Die Compagnie Générale de Géophysique arbeitete dabei mit elektrischen Funkenbogen, welche in regelmässigen Intervallen im Wasser Erschütterungen erzeugten (Sparker-Methode). Die Ergebnisse sind leicht mit jenen zu korrelieren, welche mit der Airgun-Methode gewonnen wurden.

Überraschenderweise zeigte es sich, dass das von Dr. Schlund verwendete *Echolot* «Deso 10» unter günstigen Umständen bei weichgelagertem Seegrund nicht nur die Topographie des Bodens aufnimmt, sondern seismische Resultate von oft überraschender Klarheit liefern kann, dies bei Eindringtiefen bis zu 20 m (Fig. 4 und 5). Zugleich lässt sich auf den Profilen unkonsolidierter Schlamm (z.B. rezente Rutschungen) von normalen Seeablagerungen unterscheiden, da er in diffuser Grautönung erscheint.

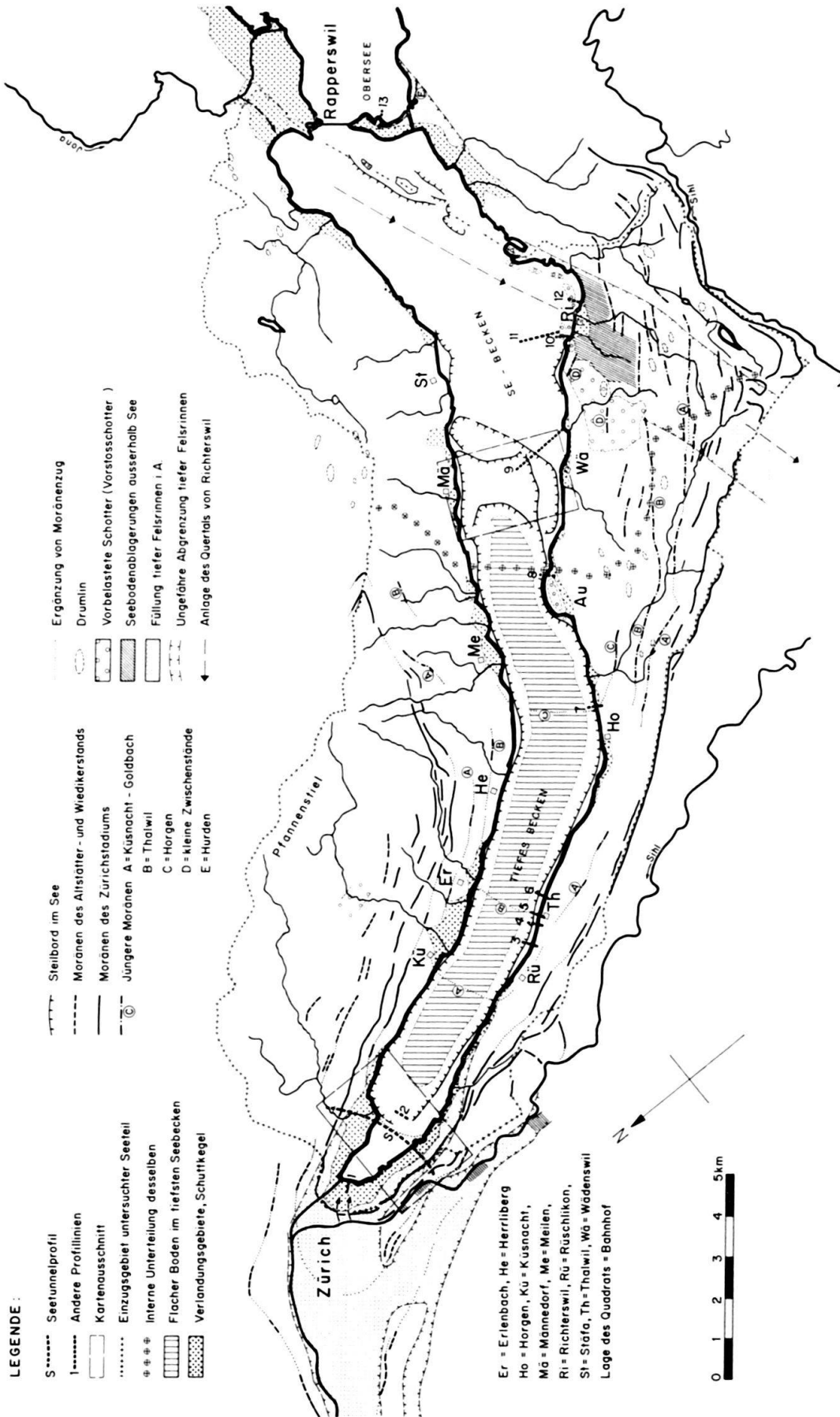
II. Beschreibung einzelner charakteristischer Profile und Gebiete

Der Zürichsee – ohne Obersee – lässt sich in drei Hauptteile gliedern (Fig. 1): Von Rapperswil bis auf die Höhe von Uetikon–Wädenswil findet sich ein breites, mässig

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES ZÜRICHSEES

LEGENDE :

- | | | |
|--|---|--|
| S - - - - - Seetunnelprofil | - - - - - Steilbord im See | --- Ergänzung von Moränenzug |
| I - - - - - Andere Profilinien | - - - - - Moränen des Altstätter- und Wiedikerstands | ○ Drumlän |
| □ Kartenausschnitt | - - - - - Moränen des Zürichstadiums | ▨ Vorbelastete Schotter (Vorflösschotter) |
| Einzugsgebiet untersuchter Seeteil | - - - - - Jungere Moränen A = Kusnacht - Goldbach
B = Thalwil
C = Horgen
D = kleine Zwischenstände
E = Hürden | ▩ Seebodenablagerungen ausserhalb See |
| ⊕⊕⊕⊕ Interne Unterteilung desselben | | ▨ Füllung tiefer Felsrinnen i A |
| ▨ Flacher Boden im tiefsten Seebecken | | --- Ungefähre Abgrenzung tiefer Felsrinnen |
| ▨ Verlandungsgebiete, Schuffkegel | | ← Anlage des Quarzits von Richterswil |



Er = Erlenbach, He = Herrliberg
 Ho = Horgen, Kü = Kusnacht,
 Mä = Männedorf, Me = Meilen,
 Ri = Richterswil, Rü = Rüslikon,
 St = Stäfa, Th = Thalwil, Wä = Wädenswil
 Lage des Quarzits = Bahnhof

Fig. 1. Geologische Übersicht des Zürichsees.

tiefes Becken mit auffallend flachem Boden. Gegen NW hin schliesst ein steilwandig begrenzter, tiefer Trog an, welcher schliesslich bei Zollikon in ein zunehmend seichtes unterstes Becken übergeht. Im Gegensatz zu den übrigen Teilen des Sees ist dessen Boden topographisch auffällig unruhig.

Bei der nun folgenden Besprechung werden einzelne charakteristische Profile aus den sehr viel umfangreicheren Unterlagen herausgegriffen. Sie alle liegen nahe dem unteren bzw. oberen Ende des Sees oder säumen das linke Ufer.

1. Unterstes Seebecken

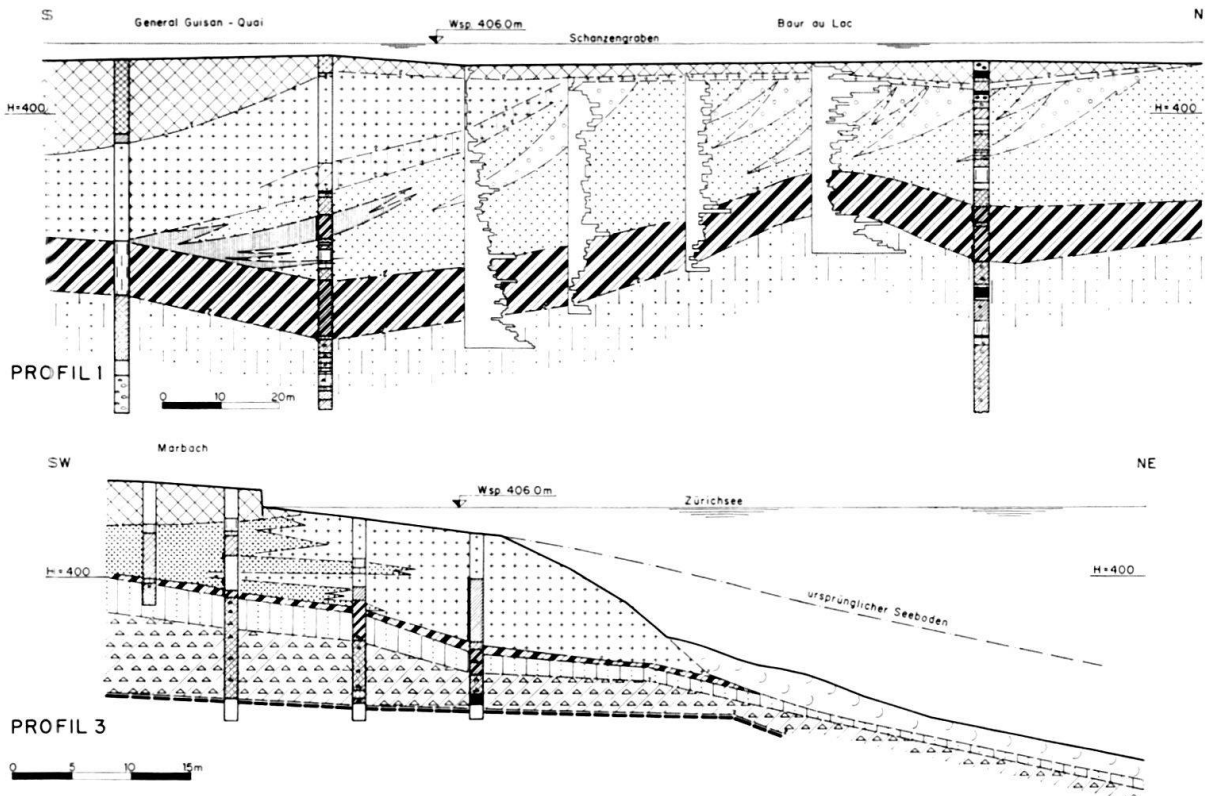
a) Schanzengrabenprofil in Zürich (Fig. 2, Profil 1)

Beim Botanischen Garten tauchen die *Wallmoränen* von Zürich auf, welche viel verschleppte und vorbelastete Seeablagerungen enthalten (C. SCHINDLER 1971, bestätigt auch durch zahlreiche neue Bohrungen für ein Unterwerk der EWZ). Dieser hart gelagerte Komplex taucht mindestens 10–15° steil gegen das Zungenbecken hin ab, verschwindet also rasch in unbekannte Tiefe. Darüber folgen *eiszeitliche Seeablagerungen*, welche nahe der Gletscherfront gebildet wurden. Ihre Entstehungsart aus 3 verschiedenen Quellen der Sedimentation (Gletscherbäche, Suspension, Eisberge bzw. Eisfront) wurde bereits früher beschrieben (C. SCHINDLER 1968). So unruhig wie ihr innerer Bau ist auch die Obergrenze dieser Sedimente, welche sich durch kegelartige Erhebungen und komplex geformte Depressionen auszeichnet (Tf. II und Karte der Oberfläche der eiszeitlichen Ablagerungen in C. SCHINDLER 1971). Sie wird von grauem, tonigem Silt bedeckt, welcher häufig faulschlammig ist, gelegentlich plattgedrückte Gasblasen enthält und eine ausgesprochen weiche Lagerung aufweist. Dieser willkommene Leithorizont sei in der Folge *basaler Faulschlamm* genannt²⁾. Seine Mächtigkeit schwankt bei Zürich normalerweise um 1–2 m, wächst aber im seewärtigsten Teil des Schanzengrabenprofils bis auf 5 m an. Hier wird er gegen oben aber zunehmend sandig und leitet damit zu den *Deltaablagerungen der Sihl* über. Rammsondierungen zeigen, dass auch diese sehr locker gelagert sind. Im untersuchten Teil des Deltas herrschen Silt, Feinsand und Mittelsand vor. Stark kiesige Partien treten oben auf, sind aber sehr unregelmässig verteilt. Seebodenlehm konnte nur lokal im äussersten Teil der Schüttung festgestellt werden. Ganz allgemein fällt auf, dass im gesamten Sihldelta wie auch in den eiszeitlichen Seeablagerungen des Gebietes zwischen Enge und Bellevue die Tonfraktion sehr schwach vertreten ist.

Um Kote 403.5 m werden die Deltaablagerungen von Übergußschichten bedeckt. Dieses Niveau entspricht ungefähr dem tiefsten möglichen Seespiegel, während der See in der ausgehenden Eiszeit bis mindestens zum Gletscherstand bei Schänis oder Ziegelbrücke bedeutend höher gestaut war. Die Seespiegelschwankungen wie auch die Geschichte der Sihlschüttung in den See wurde von R. HUBER (1938) und C. SCHINDLER (1971) im Detail beschrieben.

Nach dem Absterben des Sihldeltas wurde dessen Front von *Seekreide* eingedeckt. Diese setzt mit scharfer Grenze ein und ist mit Ausnahme eines lehmigen, untersten Teils auffällig rein. Auch über dem Schuttkegel finden sich derartige Ablagerungen, doch verschmutzt und in geringer Mächtigkeit. Sie beweisen, dass der Seespiegel bis in geschichtliche Zeit stark schwankte und gelegentlich Kote 408.0 m erreichen konnte.

²⁾ In C. SCHINDLER 1970 und auf Tafel III als «basaler Seebodenlehm» bezeichnet.



Legende der Profile durch die Ufergebiete

a. Allgemeines		
	Auffüllung	
	Bachschtuff, kiesig bis sandig	
	Seeablagerungen, sandig - siltig	
	Junger Seebodenlehm	
	Seekreide	
	Seekreidenartige Sedimente	
	Torf	
	Hangschutt	
	Rutschung	
	Basaler Faulschlamm	
	Spätglazialer Seebodenlehm	
	Spätglazialer Seebodenlehm, Sandlagen	
	Eiszeitliche Seeablagerungen, sandig - siltig	
	Eiszeitliche Seeablagerungen, sandig - siltig und kiesig	
	Obermoränen - artig, z.T. weich gelagert	
	Grundmoräne	
	Vorbelastete Kiese und Sande	
	Vorbelastete Feinsande und Silte	
	Felsgrenze	
b. Bohrungen		
	Silt, mässig bis sehr stark tonig	
	Silt, leicht tonig	
	Silt	
	Feinsand / Silt	
	Mittel- und Grobsand	
	Kies - Sand, gerundet	
	Kies - Sand, z.T. kantig	
	Gemisch Sand/Silt/Ton	
	Gemisch Kies/Sand/Silt/Ton	
	Seekreide	
	Torf	
	1 wenig bis mässig Kies beigemischt	
	2 1=gerundet, 2=z.T. kantig	
	Faulschlamm (linke Seite Bohrung)	
c. Rammsondierungen, Flügelversuche		
	Rammwiderstand. Verschiedene Sonden, Ergebnis nicht direkt vergleichbar	
	Flügelversuch, Scherfestigkeit 1=gestört, 2=ungestört	
	Horizontalskala 1 Einheit = 0,2 kg/cm ²	

Fig. 2. Geologische Profile im Ufergebiet (Situation siehe Fig. 1). Profil 1: Oberster Teil des Schanzengrabens zwischen See (links) und Dreikönigsbrücke (rechts), 2mal überhöht. Profil 3: Seewasserwerk Rüslikon, nahe Gemeindegrenze Rüslikon-Thalwil, nicht überhöht. Profil 4: Thalwil, 250 m nördlich Schiffstation bei Ludretikon, nicht überhöht. Profil 5: Thalwil, bei Schiffstation, nicht überhöht. Profil 6: Thalwil, 500 m südlich Schiffstation, nicht überhöht. Profil 7: Horgen-Hirsacker, bei Brücke der Zufahrtsstrasse zur Fähre über die SBB, nicht überhöht. Profil 8: Halbinsel Au, östlichster Teil bei Vorderau, 2mal überhöht. Profil 10: Richterswil, Schnitt auf Höhe des Bahnhofs, 2,5mal überhöht. Profil 12: Richterswil nahe Kantonsgrenze Zürich-Schwyz, westlich Inselchen Schönenwerd, nicht überhöht. Profil 13: Hurden, westlichster Teil des Dorfes, beim Restaurant «Sternen», nicht überhöht.

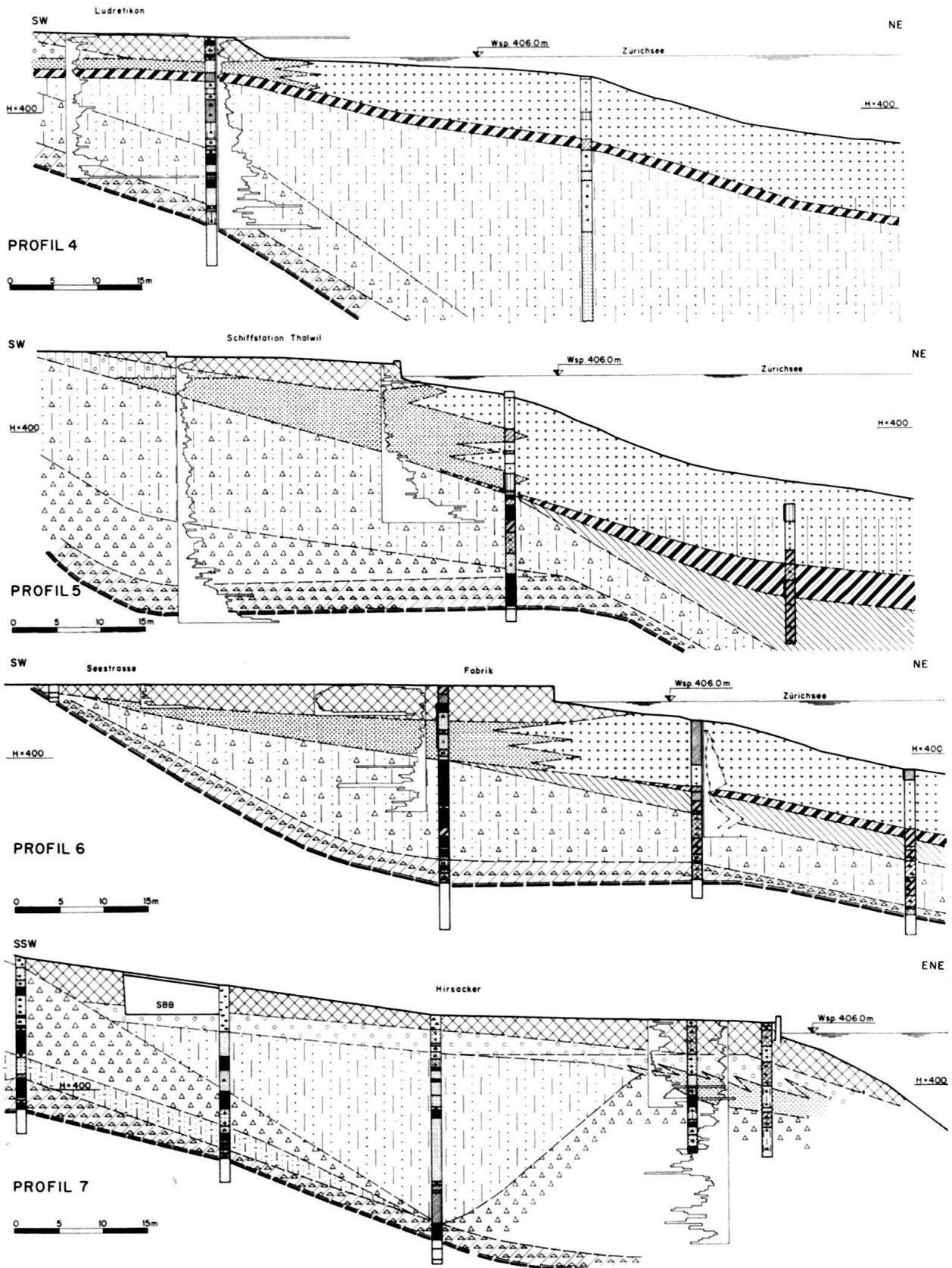


Fig. 2, Fortsetzung

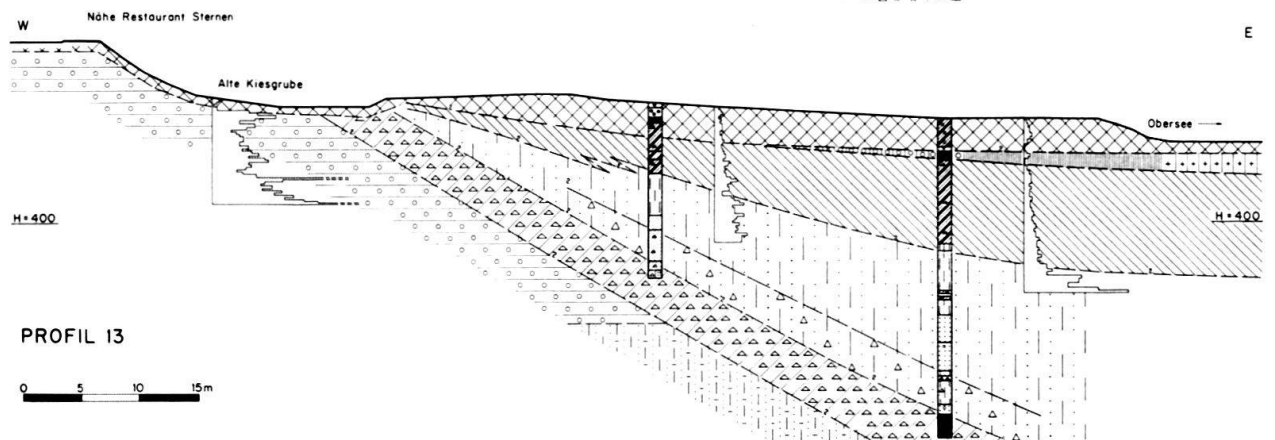
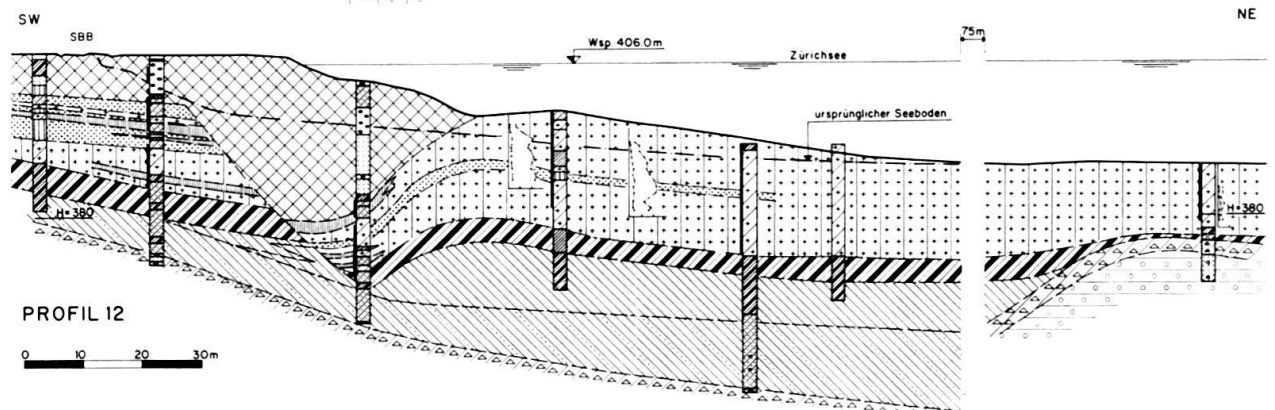
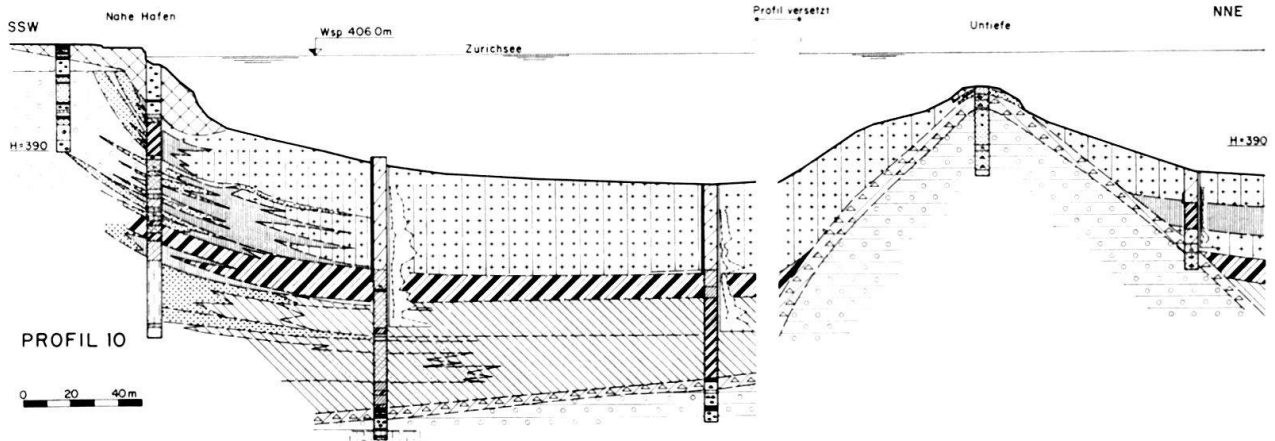
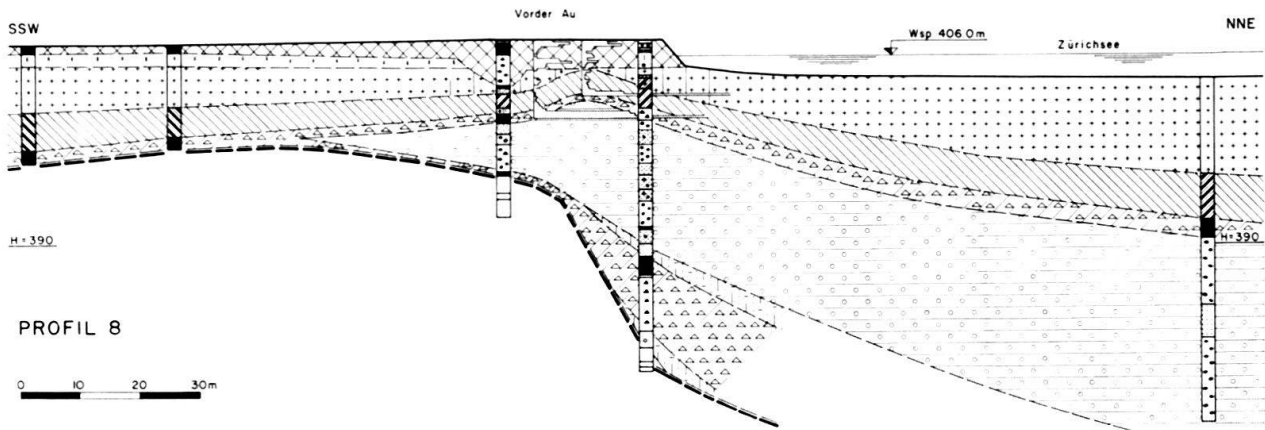


Fig. 2, Schluss

b) *Querschnitt des Seetunnels* (Tf. I–III)

Das Projekt des Seetunnels bot die einzigartige Gelegenheit zur Untersuchung eines vollständigen Querschnitts durch den See und die angrenzenden Gebiete. Der Tunnel soll nahe der Südgrenze der Stadt den See queren und auf dem linken Ufer bis ins Sihltal bei der Brunau, auf dem rechten Ufer bis zur Burgwies weitergeführt werden. Ohne näher auf das auch bautechnisch besonders interessante und schwierige Projekt einzugehen, sei nun das geologische Querprofil besprochen (Tf. III).

- Die *Felsgrenze* steigt bei Riesbach und im Sihltal bis nahe an die Oberfläche und bildet dort eine breite Schulter um Kote 410 bis 430 m. Anschliessend westlich zeichnet sich im Sihltal eine alte, von Moräne, Schotter und teilweise auch von Üetliberglehm eingedeckte Felsrinne ab – ein altes Talsystem, welches A. VON MOOS (1949) und H. SUTER (1956) beschrieben und flussabwärts bis Schlieren verfolgten. Der letztgenannte Autor nimmt an, es sei im Riss-Würm-Interglazial durch die Sihl ausgeräumt worden. (Siehe auch C. SCHINDLER 1973).

Überraschend ist der Befund in bezug auf den eigentlichen Zürichseetrog: 2 Bohrungen wurden bis in grosse Tiefe vorgetrieben, eine davon (R 12) 120 m unter den Seespiegel, die andere (S 4) gar 235 m unter ihn, ohne dass dabei Fels erreicht wurde. Zeichnet man ein nicht überhöhtes Querprofil, so drängt sich der Schluss auf, dass ein sehr breiter Felstrog vorliege. Dessen Sohle dürfte mindestens 250 m, eher aber 300 m oder mehr unter den heutigen Seespiegel hinuntersinken. Gegenüber der Felsschwelle von Baden (etwa 330 m) bedeutet dies eine Übertiefung von mindestens 175 m, was ebenso wie die Form der Felsoberfläche auf Glazialerosion hinweist.

Was liegt nun aber in diesem gewaltigen Trog, welcher in unserem Profil von Schulter zu Schulter 2,5 km Breite und mindestens 260 m Tiefe misst, während der heutige Zürichsee hier nur 1,2 km Breite und 30 m Tiefe erreicht?

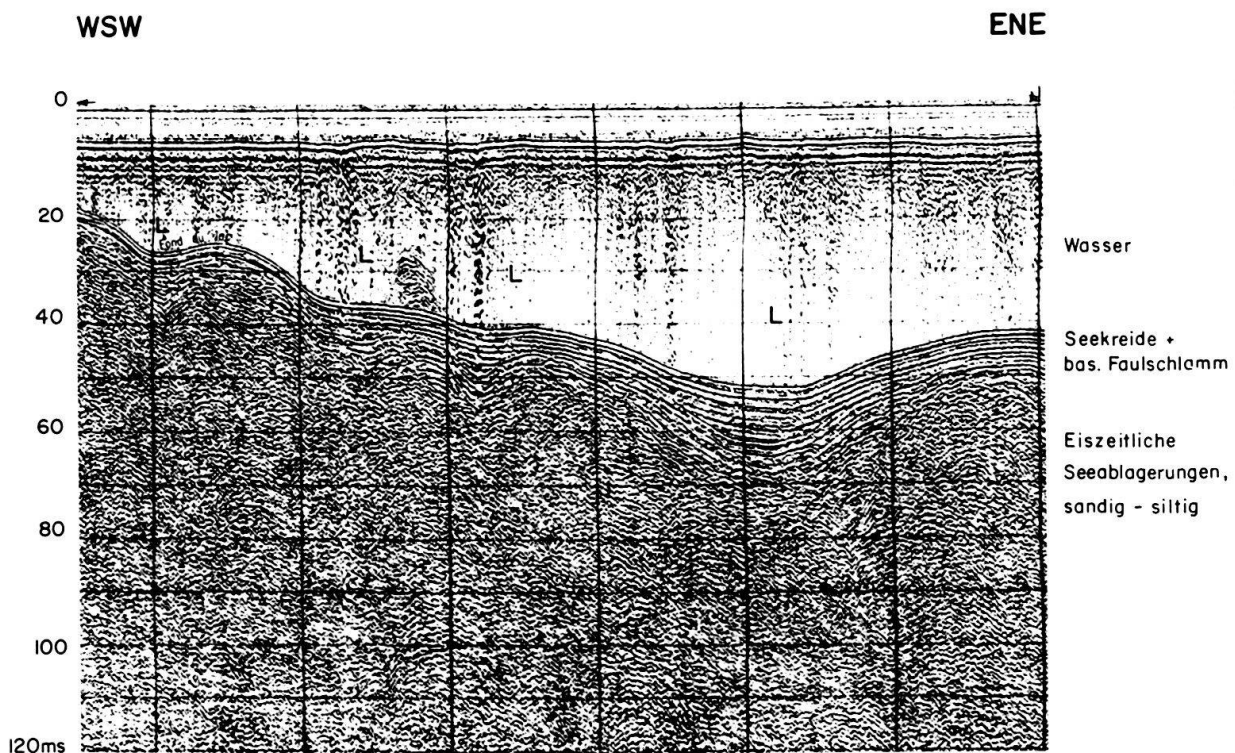
- 2 *Moränenwälle* überdecken die Trogschultern. Sie sind eindeutig dem Zürichstadium zuzuordnen. Wie andernorts im Detail gezeigt werden soll, schliessen sich im Sihltal – unter Schottern und Üetliberglehm verborgen – 2 weitere Wälle an (Fig. 1), welche auch am rechten Seeufer ein Äquivalent haben. Der äussere dürfte dem Altstetter Stand entsprechen, während der innere einst den Moränenhügel des Bühls südwärts fortsetzte, also dem Wiediker Stand zuzuordnen ist. Später wurde er durch die Sihl weitgehend erodiert. (C. SCHINDLER 1973).
- Bemerkenswert ist der Umstand, dass auf der *linken Talseite* beide Wälle des Zürichstadiums *See- und Schmelzwasserablagerungen* überdecken. So fand sich z.B. in Bohrung L6 an der Mutschellenstrasse unter Moräne hartgepresster, toniger Seebodenlehm. Wie die Aufschlüsse im Querschnitt der Hohen Promenade (C. SCHINDLER 1968) und anderswo weist dies auf starke Pendelbewegungen der Eisfront während des Zürichstadiums hin. Der Stau eines lokalen Sees auf der linken Seite des Gletschers erfolgte wahrscheinlich zwischen dem Eisrand, der Moräne des Wiediker Stands und einer mit Moräne bedeckten Felsschwelle im Gebiet des Giesshübels. Vom Gletscher überfahrene Seeablagerungen finden sich in unserem Profil, aber auch im Sihltal nahe der Brunau und dem Giesshübel (Tf. I und II). Weiter talaufwärts wurden ebenfalls Seebodenlehme erbohrt, doch waren diese glazial nicht vorbelastet. Auf Figur 1 sind 2 derartige Vorkommen in

der alten Felsrinne der Sihl angegeben, das nördliche bei der Höcklerbrücke, das südliche bei Mitteleimbach, tief verborgen unter einer gewaltigen Rutschmasse. Um Kote 418–420 m werden im Querprofil, aber auch in den zwei letztgenannten Vorkommen, die Seeablagerungen von fluviatilen Schottern überdeckt. Bis auf diese Höhe dürfte also während des Zürichstadiums auf der linken Talseite zeitweise ein See gestaut worden sein.

- Die *tiefsten Lockergesteine im Zürichseetrog* konnten nicht erbohrt werden. Erreicht wurden enttäuschend monoton aufgebaute, gletschernah entstandene Sedimente vom Typ der sandig-siltigen eiszeitlichen Seeablagerungen. In grosser Tiefe mögen diese durch Pendelbewegungen der Eisfront geringfügig überfahren worden sein, auf jeden Fall sind sie nirgends hart gelagert, und es fand sich weder Moräne noch ein interglaziales Sediment. Als solches wäre in der übertieften Zürichseewanne am ehesten Seebodenlehm zu erwarten gewesen, wie er am Buechberg in der Linthebene und im vom Würmeis nicht erreichten Teil des Limmattals oberhalb Baden auftritt. Der würmeiszeitliche Gletscher hat also in unserem Querschnitt die älteren Lockergesteine bis in die erreichte Tiefe und vielleicht bis auf den Fels hin ausgeräumt.
- Die *eiszeitlichen, gletschernah gebildeten Seeablagerungen* des ausgehenden Zürichstadiums sind im unteren Teil überwiegend sandig-siltig, weiter oben schalten sich dagegen häufig reine Silte oder gar tonige Silte ein. Charakteristisch für diese Sedimente ist aber auch hier die ungewöhnliche Unruhe in der Schichtreihe und der Kornverteilung. Tafel III zeigt, wie extrem die Wechsel sein können. Ebenso auffällig ist der äusserst unruhige Verlauf der Obergrenze dieses Schichtverbandes, welcher sich diffus noch in der heutigen Topographie spiegelt (Tf. I und II). Auch hier findet sich der Leithorizont des basalen Faulschlamms, doch liegt er nun häufig nicht über gletschernah entstandenen, eiszeitlichen Seeablagerungen.
- Eingeschaltet sind vielmehr weich gelagerte, meist stark tonige *Seebodenlehme*, welche gelegentlich etwas kantiges oder glazial gekritztes Kies enthalten. Nahe dem Ufer – so insbesondere südlich unseres Profils bei Tiefenbrunnen – macht sich der Einfluss von Bächen mit Zufuhr von Silt, Sand und etwas Kies bemerkbar. Hier greifen die tonig-siltigen Schichten weiter landwärts und höher hinauf, als dies sonst zu beobachten war (Tf. II). Der Seebodenlehm tritt meist in riesigen, bis zu 60 m tiefen Taschen auf, Depressionen, welche oft äusserst steilwandig begrenzt sind. Bohrung S4 fand z.B. 55 m Lehm, die 15 m entfernte S4A dagegen nur noch 0,7 m. Eine derart steile, freie Böschung in Sanden und Silten wäre auch unter Wasser niemals standfest, so dass zu vermuten ist, in einzelnen, besonders grossen oder steilwandigen «Lehmlöchern» hätten einst gewaltige Schollen von Toteis gelegen. Diese wären erst nach dem Rückzug des Gletschers aus der Umgebung allmählich abgeschmolzen, wobei laufend toniges, in der unmittelbaren Nachbarschaft abgelagertes Material nachrutschen konnte. Es ist auch möglich, dass lokal zudem sandig-siltige Sedimentpakete aus den steilen Böschungen abglitten und in Seebodenlehm eingebettet wurden, doch ist dies nicht eindeutig zu beweisen. Tatsache ist, dass in Bohrung S4 ungestörte Kerne im Lehm z.T. schön ausgebildete Rutschstrukturen aufwiesen. Viele der flacheren «Lehmlöcher» sind allerdings vermutlich nur als gewöhnliche Mulden in der sehr unruhigen Ober-

fläche der siltig-sandigen eiszeitlichen Seeablagerungen zu deuten, wobei die 5fache Überhöhung des Profils in Tafel III zu berücksichtigen ist.

Zur Abklärung der Form dieser für den Seetunnel höchst unwillkommenen Mulden wurden in Ergänzung zu den Bohrungen reflexionsseismische Profile aufgenommen, deren Situation auf Tafel II zu erkennen ist. Profil 2 (Fig. 3) zeigt einen Ausschnitt eines derartigen Profils. Seekreide und basaler Faulschlamm erscheinen regelmässig gebändert, wobei die Mächtigkeit in den Mulden generell etwas zunimmt. Die gletschernah entstandenen eiszeitlichen Seeablagerungen wirken seismisch undurchsichtig, während die «Lehmlöcher» im Umriss zu erkennen sind. Infolge ihrer steilwandigen Begrenzung lässt sich dagegen ihre Tiefe seismisch nicht bestimmen.



Profil 2 : Reflexionsseismik, Sparkermethode.
Ausschnitt aus Schnitt Wollishofen - Tiefenbrunnen. L = " Lehmloch "

Fig. 3. Profil 2: Reflexionsseismik, Sparkermethode. Ausschnitt aus Schnitt Wollishofen-Tiefenbrunnen (Situation siehe Fig. 1).

Alle verfügbaren Angaben wurden in Tafel II ausgewertet, wobei sich die Höhenkurven auf die Untergrenze des basalen Faulschlamms beziehen. Blau gefärbt sind Gebiete, wo der Untergrund siltig-sandig ist, in roter Farbe erscheinen Lehmvorkommen von über 10 m Mächtigkeit. Diese Seebodenlehmtaschen sind sehr unregelmässig begrenzt und liegen stets in Depressionen, nicht aber auf Kulminationen oder in seichten Partien des Sees. Das nördlichste bekannte «Lehmloch» wurde an der Klausstrasse im Seefeld erbohrt, weiter stadtwärts ist trotz einer grossen Zahl von Sondierungen bisher keines gefunden worden.

Andererseits werden gegen Süden hin auch die gletschernah entstandenen eiszeitlichen Seeablagerungen allmählich toniger (in Tf. II lila gefärbt), so dass die Abgrenzung zu den Lehmtaschen lokal Schwierigkeiten bereitet. Die Verteilung der lehmgefüllten Depressionen ist unruhig, auf keinen Fall lässt sich eine Anordnung etwa in Längsstrukturen oder gar in alte Erosionstäler erkennen, was ja bei einem Seespiegel von 418 bis 420 m im ausgehenden Zürichstadium ohnehin sehr merkwürdig wäre. Die Oberfläche der gletschernah entstandenen eiszeitlichen Seeablagerungen weist im Gegenteil auf äusserst rasche, fast chaotische Akkumulation.

- Über dem basalen Faulschlamm erscheint meist *Seekreide*, wie dies auf Tafel I zu erkennen ist. Auf dieser Karte wurde versucht, die natürliche Oberfläche und ihre Beschaffenheit darzustellen, wie sie vor den Auffüllungen der Neuzeit vorlag. Die relativ reine Seekreide der seichten Seepartien wird unterhalb Kote 390 m zunehmend durch feines, detritisches Material verunreinigt und geht um Kote 380 m in seekreidehaltigen, sehr locker gelagerten Seebodenlehm über. Ihre Mächtigkeit nimmt gegen die Tiefe hin generell etwas ab, was auf eine teilweise Auflösung des Kalkes hinweisen könnte. Seekreidehaltiger Seebodenlehm greift andererseits nahe der Einmündung von Hornbach und Nebelbach bis nahe ans Ufer, wobei die Mächtigkeit landwärts stark anschwillt. Eine Zufuhr von feindetritischem Material durch die Bäche ist offenkundig.
- Auf Tafel I rot gefärbt sind *junge Rutschungen*, welche teils durch Auffüllungen an Land, teils durch die Ablagerungen des Hornbachs seit seiner Umleitung ausgelöst wurden. Wie die Bohrungen und die Seismik zeigten, griffen die Bewegungszonen sehr weit seewärts und können scharf umgrenzt werden, dies vielleicht mit Ausnahme der untersten, frontalen Teile. Im grossen und ganzen scheint es sich um geschlossene, relativ langsame Bewegungen zu handeln, welche im Fall der Schüttung beim Strandbad Tiefenbrunnen noch nach 20 Jahren nicht ganz zur Ruhe gekommen sind. Daneben fanden aber während der Schüttung auch gelegentlich lokale Strukturzusammenbrüche statt, welche zur Bildung von Turbiditen führen können.
- Der *Schuttkegel des Hornbachs* lässt sich in Karte und Profil (Tf. I und III) in 2 Zonen unterteilen. Unter den kiesig-sandigen Überguβschichten erscheinen im Delta folgende Lockergesteinstypen:

Schief geschichtete Kiessande und Sande, z.T. stark siltig. – Gemisch von Silt und Sand, meist Feinsand. Im äusseren Teil des Deltas z.T. derart viel Pflanzenreste, dass das Sediment schwarzbraun gefärbt ist. – Im äusseren Teil des Deltas Seekreide, oft sehr stark siltig, sandig oder tonig, häufig Pflanzenresten. – Seebodenlehm, oft sandig oder seekreidehaltig, weich, z.T. faulschlammig.

Der Wechsel zwischen den einzelnen Lockergesteinsarten erfolgt rasch und unberechenbar, die Lagerung ist allgemein sehr locker (sehr niedrige Werte für den Standard Penetration Test, Tf. III). Auffällig ist die Tatsache, dass der innere Teil des Deltas keine Seekreide und höchstens wenig Faulschlamm oder Pflanzenreste enthält, also dem Sihldelta sehr ähnlich ist. Es könnte dies bedeuten, dass die älteren Schüttungen zu einem Zeitpunkt erfolgten, als die klimatischen Bedingungen für die Bildung von Seekreide noch ungenügend waren, auch hätte an Land noch keine üppige Vegetation aufkommen können. Sie wiesen damit ähnliches Alter wie der basale Faulschlamm auf oder wären teilweise sogar noch

früher geschüttet worden. Auf Tafel III liegt das letzte gesicherte Vorkommen des basalen Faulschlammes bei R6, der Verlauf dieser Schicht weiter im Osten ist fraglich. – Auffällig ist auch beim Hornbachdelta, wie schwach der Ton vertreten ist.

2. Übergang zum tiefen Seebecken

Auf Tafel I ist zu erkennen, wie bei Tiefenbrunnen der Seegrund immer steiler abzufallen beginnt, gleichzeitig wird der seichte, uferparallele Streifen gegen Süden immer schmaler. Bei Wollishofen ist dieser Streifen mit seiner unruhigen Topographie am Südrand der Karte noch fast 400 m breit, verschwindet aber weitgehend nahe der südlichen Stadtgrenze. Die Vermutung liegt nahe, die Gletscherfront sei im ausgehenden Zürichstadium nur sehr langsam bis zum Querschnitt Zürichhorn–Hafen Wollishofen zurückgewichen, dann habe sich der Rückzug aber allmählich beschleunigt, so dass die Sedimentation eiszeitlicher Seeablagerungen rasch an Ausmass verlor. Auf Tafel I weist der Seegrund durchgehend noch die für das unterste Seebecken charakteristische, unruhige Topographie auf, wenig weiter südlich stellt sich aber im tiefsten Teil ein flacher Boden ein, wie dies für die südlich anschliessenden Gebiete typisch ist.

3. Tiefes Seebecken

Charakteristisch für diesen Abschnitt ist ein steilwandig begrenzter Trog, dessen flache Sohle bis 136 m tief unter den Seespiegel sinkt. Fast überall flacht die Trogwand nahe dem Ufer stark ab und vermittelt den Übergang zu den lieblichen, etwas terrasierten Gehängen über dem See. Seismische Untersuchungen zeigten (K. HSU und K. KELTS 1970), dass im tiefsten Seebecken weichgelagerte, flach liegende Lockergesteine vorliegen, deren Aufbau aber vorerst noch weitgehend unbekannt ist. Echolotaufnahmen ergaben, dass die steilen Trogwände meist von unkonsolidiertem, z.T. mit Steinen durchsetztem Schlamm bedeckt sind, dass also dort wahrscheinlich immer wieder grössere oder kleinere Rutschungen stattfinden, welche zur Ablagerung von Turbiditen auf den flachen Seeboden führen dürften. Relativ gut untersucht sind einzig die flacheren, ufernahen Gebiete, aus welchen nun einige typische Profile beschrieben seien.

a) Rüschtikon–Thalwil (Fig. 2, Profile 3–6)

Um das Projekt einer Korrektur der Seestrasse in Thalwil geotechnisch zu beurteilen, mussten zahlreiche Querprofile vom «Bürger» bis Ludretikon untersucht werden. Sie konnten durch Sondierungen beim Seewasserwerk Rüschtikon im Marbach (Profil 3) ergänzt werden, so dass umfangreiche Unterlagen über einen rund 2 km langen Uferstreifen vorliegen.

In allen Profilen weist die *Molasseoberfläche* eine charakteristische, durch Härte-differenzen im Fels bedingte Stufung auf – eine Erscheinung, wie sie als Terrassen des Zürichsees bekannt wurde und zu vielen Diskussionen Anlass gab. Die ursprüngliche Deutung als Zeugen alter Talsysteme dürfte heute endgültig aufgegeben worden sein (N. PAVONI 1953, H. RINGGER 1964). An der Oberfläche ist nahe dem See von einer Terrassierung wenig zu sehen, da sie durch Lockergesteine maskiert wird.

In *Profil 3* beim Seewasserwerk Rüschtikon liegt über Grundmoräne nur eine auffallend dünne Decke siltig-sandiger, eiszeitlicher Seeablagerungen, welche ihrerseits vom basalen Faulschlamm überlagert wird. Darüber folgten 8–10 m Seekreide,

welche sich in Ufernähe mit Sand verfangert. Im seewärtigen Teil des Profils ist sie bis auf den basalen Faulschlamm hinunter abgerutscht.

Im 500 m weiter südlich liegenden nächsten *Profil 4* schwellen die eiszeitlichen Sedimente sehr stark an, wobei zur Hauptsache Feinsand und Silt auftreten, während der Kiesanteil im oberen Teil meist gering ist. Die Grenze zur Grundmoräne ist unscharf, ebenso ist der basale Faulschlamm nur wenig typisch ausgebildet, doch wurden beide Schichten zur Verdeutlichung des graphischen Bildes im Profil abgespalten.

250 m weiter südlich hat sich in *Profil 5* bei der Dampfschiffstation Thalwil das Bild abermals geändert. Auch hier erreichen die eiszeitlichen Seeablagerungen bedeutende Mächtigkeit, doch sind sie nun wesentlich grobkörniger und offensichtlich sehr nahe dem Eisrand sedimentiert worden. Rammsondierungen zeigen eine ausgesprochen weiche Lagerung auch der tieferen, einer Obermoräne sehr ähnlichen Teile. Sie wurden tief unter dem Seespiegel geschüttet, welcher damals rund 12 m höher lag als heute. Zuunterst liegt harte Grundmoräne. Die Obergrenze der grobkörnigen, eiszeitlichen Seeablagerungen weist eine Neigung von 16 bis 19° auf, was dazu führte, dass die überliegenden lehmigen Sedimente abrutschten und sich über einer tieferen Terrasse anhäuften. Erfahrungsgemäss werden diese bei Böschungseigungen über 13° instabil, was zu zahlreichen unterseeischen Rutschungen geführt hat. Beim Seebodenlehm handelt es sich um sehr weich gelagerten tonigen Silt, welcher im unteren Teil z.T. einen hohen Tongehalt aufweist und gelegentlich kantiges oder gekritztes Kies enthält. Im oberen Teil wird er dagegen häufig etwas faulschlammig, siltig oder feinsandig. Diese Gliederung erinnert an die Lehmtaschen des Seetunnels, welche vom basalen Faulschlamm überdeckt werden. Schön ausgebildet ist in diesem Profil die Seekreide, welche sich uferwärts mit Sand verzahnt, unterhalb Kote 390 m dagegen zunehmend detritischen Silt und Ton aufnimmt.

500 m weiter südlich in *Profil 6* bleiben die Verhältnisse ähnlich. Die Mächtigkeit der groben, eiszeitlichen Seeablagerungen hat abgenommen. Das Profil mit Flügelversuchen zeigt auf der Höhe des basalen Faulschlammes auffallend niedrige Werte, was die Gefährlichkeit dieser Schicht bestätigt. Da die Neigung der Unterlage aber 13° nicht überschreitet, blieben hier Rutschbewegungen aus.

Zusammenfassend ergibt sich im Vergleich der 4 Profile, dass die locker gelagerten, groben eiszeitlichen Seeablagerungen der Profile 5 und 6 in unmittelbarer Nähe des Eisrandes in relativ tiefem Wasser entstanden, dies aber wahrscheinlich noch bergseits der Gletscherstirn, vielleicht im Gebiet, wo das Eis den Seeboden nicht mehr berührte. Im Gegensatz dazu lag Profil 4 bereits talseits der Stirn, aber im Bereich der intensiven Schüttung. Profil 3 schliesslich lag bereits ausserhalb der Schüttungszone. Der Gletscher muss einige Zeit im Bereich Thalwil–Erlenbach gestirnt haben, was auch durch Seitenmoränenreste bestätigt wird (in Fig. 1 mit B bezeichnet).

b) Horgen (Fig. 2, Profil 7)

Bedeutender dürfte der Gletscherstand von Horgen gewesen sein, wie er besonders durch eine schöne Seitenmoräne im Süden des Aabachs dokumentiert ist (in Fig. 1 mit C bezeichnet). Schon A. WETTSTEIN (1885) spricht deshalb von einem Horgener Stand. Untersuchungen für eine Bahnüberführung und 2 Einfamilienhäuser im Hirsacker bei Horgen zeigten interessante Bilder im Bereich, wo die Gletscherstirn einst in den See stiess.

Auch hier ist die Felsoberfläche entsprechend den Härteunterschieden in der Molasse stark terrassiert. Über dem Fels liegt etwas Grundmoräne, welche im bergseitigen Teil vorerst durch hartgepresste, sandig-siltige Seeablagerungen, dann durch Obermoräne bedeckt wird. Letztere ist sehr kiesig und führt auch grosse Blöcke. Etwas jünger muss ein Wall sein, welcher weiter seewärts ungefähr parallel zum Ufer verläuft. Auffällig ist die durch Rammsondierungen nachgewiesene, sehr lockere Lagerung wie auch der sehr unruhige Aufbau, treten doch neben obermoränenartigen, groben Partien auch starke geschichtete Lagen mit viel Silt und Feinsand auf. Die lockere Lagerung dieses Gebildes ist analog zu den Verhältnissen bei Thalwil, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Wallkrone zur Zeit der Sedimentation 20 m unter dem Seespiegel lag. J. HUG (1934) beschreibt von einer Stelle wenig weiter im SE «festgelagerten Schotter, welcher ohne Zweifel mit dem Auschotter in Verbindung gebracht werden muss» (S. 74). Vielleicht handelt es sich statt dessen um die Verlängerung unseres Walles.

Noch jünger sind sandig-siltige, eiszeitliche Seeablagerungen, welche nach einem weiteren kleinen Rückzug des Gletschers seewärts der Stirn geschüttet wurden. Alle beschriebenen Lockergesteine mit Ausnahme der Grundmoräne müssen der gleichen Seitenmoräne südlich des Aabachs entsprechen! Dies zeigt, wie deutlich sich kleinste Gletscherschwankungen im Stirngebiet abbilden können.

Die Oberfläche der siltig-sandigen eiszeitlichen Seeablagerungen wurde nachträglich durch den Wellenschlag des Sees zu einer Strandverebnung überarbeitet. Über ihr schüttete ein kleiner Bach Kies und Sand, welche im NW bald zu Seekreide und Sand übergehen. Nicht festgestellt wurde Seebodenlehm oder basaler Faulschlamm.

c) Au (Fig. 2, Profil 8)

J. HUG (1934) veröffentlichte ein Profil bei der Grundwasserfassung am SE-Ende der Halbinsel Au. Beim Pumpwerk konnten wir kürzlich weitere Sondierungen im Zusammenhang mit dem projektierten Seewasserwerk ausführen, während weiter im SW Untersuchungen zur Vorbereitung der Schüttung des Zufahrtsdammes zur Verfügung standen (R. SEVALDSON und R. SCHILTKNECHT 1963).

Die *Felsoberfläche* bildet seewärts der Eisenbahnlinie eine rund 200 m breite Terrasse, welche nahe der Längsachse der Au plötzlich steil abbricht. In der südöstlichen Fortsetzung ist der See seicht und sinkt dann unvermittelt gegen NE hin ab. Nahe der Kante liegen 550 m bzw. 850 m von unserem Profil entfernt die Untiefen «Stierenstein» und «Stierenkuh», welche nach A. AEPPLI (1894) von «Leberfels», also Molasse, unterlagert werden. Die bekannten *Schotter der Au* setzen beim Stierenstein ein und gewinnen gegen die Au hin rasch an Mächtigkeit. Sie überdecken teilweise die Felsterrasse, doch ohne die Eisenbahnlinie zu erreichen, sind aber zur Hauptsache seeseits an den Steilabfall angelagert bzw. auf tiefere Terrassen abgestellt. Auf Grund einer negativen gravimetrischen Anomalie schätzt N. PAVONI (in F. GASSMANN 1962) die Mächtigkeit der Lockergesteine bei der Au auf 100 m.

Unser Profil fand über dem Fels vorerst Grundmoräne, welche lokal hart gelagerte, eiszeitliche Seeablagerungen überdeckte. Darüber folgen Auschotter, d.h. eine Wechsellagerung von Sanden und Kiesen, welche lagig verkittet sind. Die relativ schlechte Sortierung und Rundung schliessen einen weiten Transport durch fliessendes Wasser aus, ebenso deuten einige nahezu kantige Steine auf Ablagerung nahe der Gletscher-

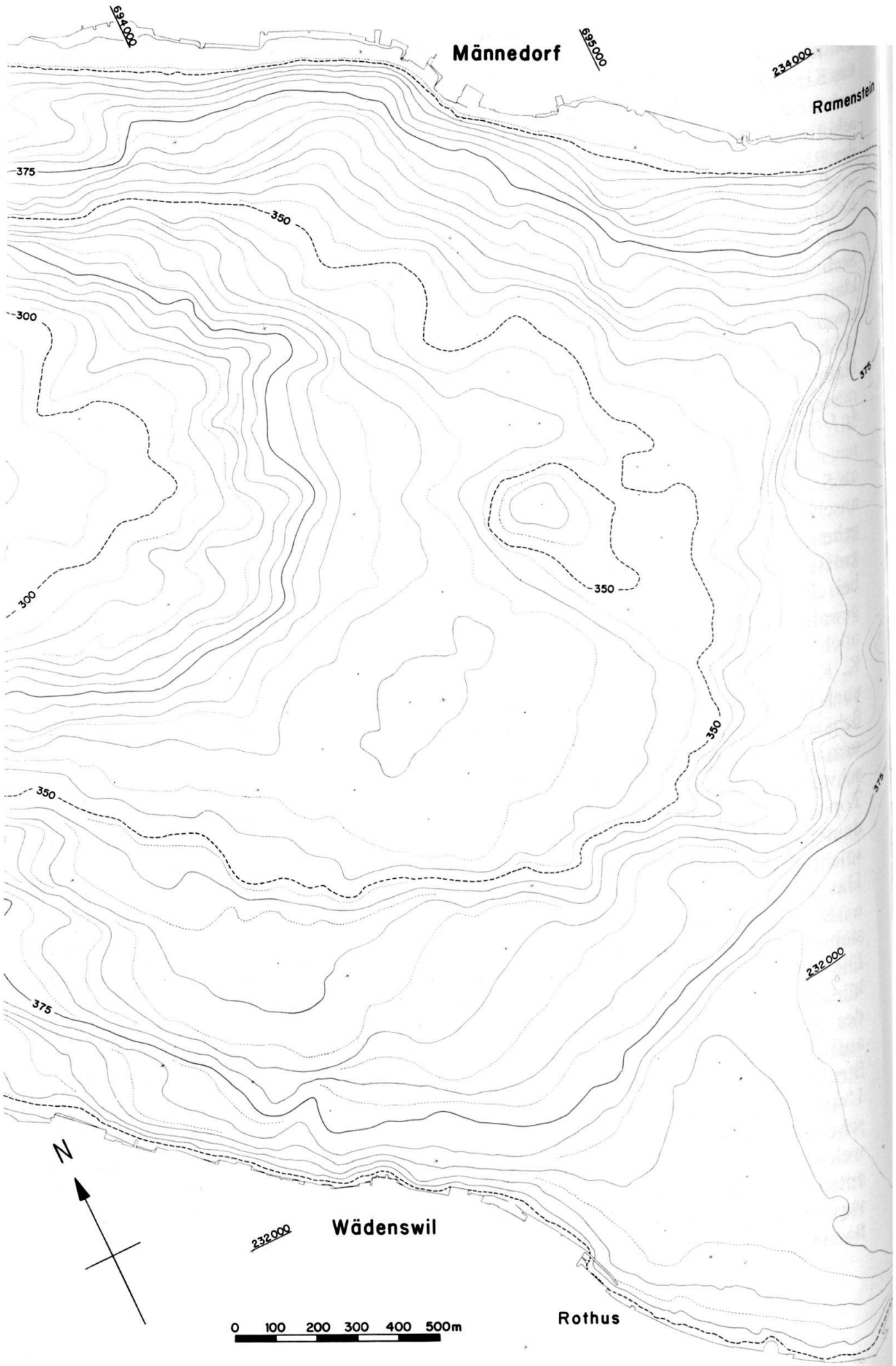
stirn. In den tiefsten Teilen scheint vermehrt Feinsand aufzutreten. Wie Rammsondierungen zeigen, ist die Lagerung äusserst hart, was leicht verständlich ist, denn das Kiesvorkommen ist eindeutig glazial überarbeitet und oft von einer dünnen Schicht aus Grundmoräne bedeckt. R. HANTKE (1967) deutet die Auschotter als Vorstosschotter der Würmeiszeit. Fraglich ist das Alter der unterliegenden Moräne, welche der Risseiszeit oder aber der frühen Würmeiszeit zugehören könnte.

Über den gewellten Oberfläche der hart gelagerten Lockergesteine folgt in unserem Profil vorerst weichgelagerter Seebodenlehm, welcher kein Glazialkies enthält, aber auch nicht faulschlammig ist. Vermutlich vertritt er sowohl den späteiszeitlichen Seebodenlehm als auch den basalen Faulschlamm, doch ist dies vorerst nicht abzuklären. Über ihm folgt eine Decke von Seekreide, welche im verlandeten Gebiet von etwas Torf überdeckt wird. Bohrungen bei der Bahnstation Au (J. HUG 1934) fanden bis zu 14 m Tiefe weichgelagerte Seebodenlehme, so dass die Au erst spät zu einer Halbinsel wurde.

4. Grenzbereich zwischen dem tiefen und dem südöstlichen Seebecken (Fig. 4 und Fig. 5, Profil 9)

Schon A. AEPPLI (1894) hatte bemerkt, dass auf der Höhe von Uetikon–Wädenswil anscheinend eine Schwelle den See überquere, wobei südöstlich von ihr ein weitgehend unabhängiges Sedimentationsbecken mit sehr flachem Boden entstand. Auf grosse Strecken liegt dieser um Kote 380–390 m und steigt erst im Ufergebiet oder bei einzelnen isolierten Strukturen steil auf. A. AEPPLI glaubte, die Schwelle als gewaltigen Moränenwall deuten zu können, doch finden sich weder Seitenmoränen noch andere Anhaltspunkte, welche diese Hypothese stützen würden. K. HSU und K. KELTS (1970) sahen hier eine Felschwelle. Die jüngsten Echolotaufnahmen wie auch die Seebodenkarte von R. SCHLUND brachten z.T. Bilder von ausgezeichnete Schärfe. Es zeigt sich, dass der Abfall zum tiefen Becken in Stufen erfolgt, wobei Formen auftreten, welche eindeutig auf Rutschungen weisen. Die Steilabfälle sind weit geschwungen, an ihrem Fuss ist Material angehäuft, welches sowohl auf Grund der Topographie (Fig. 4) als auch des Echolotprofils (Fig. 5, Profil 9) als abgerutscht zu deuten ist. K. HINZ, I. RICHTER und N. SIEBER (1970) fanden in einzelnen Profilen solche Strukturen und führten sie auf sehr junge, tektonische Bewegungen zurück. Das hier gezeigte Kartenbild spricht gegen eine tektonische Entstehung.

Soweit das Echolot vordringen konnte, wurden nur weichgelagerte Lockergesteine angetroffen, eventuell auftretende Felsrippen wären also unter ihnen verborgen. Die Molasseschichten fallen hier – im Südschenkel der Käpfnach–Grüninger Antiklinale – nach N. PAVONI (1957) rund 5° steil gegen SSE hin ab, dies mit Ausnahme des Küstenbereichs bei Wädenswil, wo jenseits einer Bruchzone flache Lagerung auftritt. Felsrippen sollten sich also durch geradlinige, WSW–ENE streichende Strukturen verraten. Eine solche findet sich südöstlich Männedorf, wo die felsige Untiefe des Ramensteins eine Fortsetzung gegen tiefere Teile des Sees aufzuweisen scheint. Auffälliger ist aber eine sonderbare, in Streichrichtung verlaufende Linie, welche, von Wädenswil herkommend, quer über den See verfolgt werden kann. Sie entspricht ungefähr der Fortsetzung des «Appenzeller Granits» am rechten Seeufer, was allerdings ein Zufall sein kann. Südöstlich dieser Linie liegt überall der überhöhte, flache Seeboden, so dass eine Deutung als stauender Riegel nicht von der Hand zu



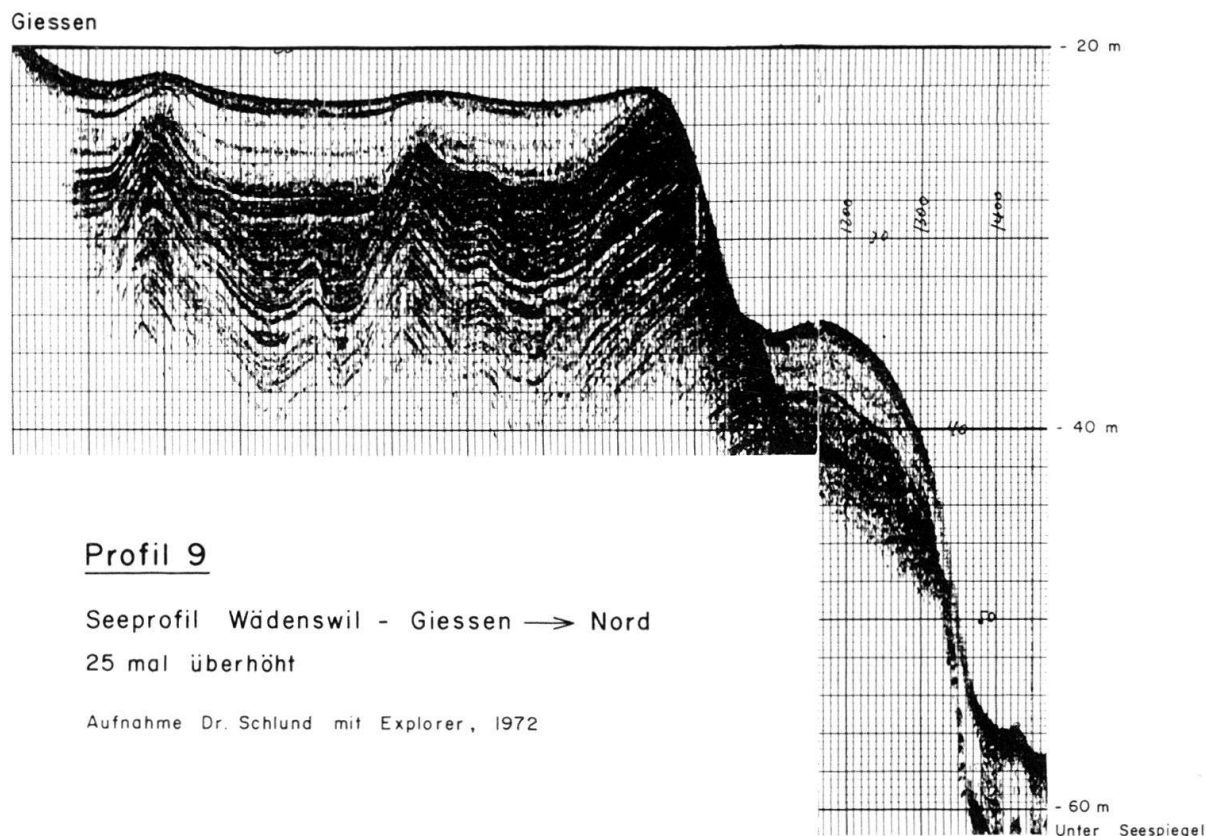


Fig. 5. Profil 9: Seeprofil Wädenswil Giessen—Nord, Echolot Dr. Schlund, 25mal überhöht (Situation siehe Fig. 1).

weisen ist. In den Echolotprofilen (Fig. 5) steigen die weichgelagerten Seeablagerungen in diesem Bereich auffällig hoch, kurz bevor anschliessend nördlich die ersten Stufen und Rutschstrukturen einsetzen. Der hier wiedergegebene, 25mal überhöhte Schnitt zeigt zudem anschliessend südlich im Untergrund des südöstlichen Beckens weitere Unregelmässigkeiten, welche vielleicht ebenfalls dem Felsuntergrund zuzuschreiben sind, befinden wir uns hier doch nahe dem Land. Weiter seewärts liegende Profile zeigen hinter der vordersten Schwelle durchwegs subhorizontal gelagerte, sehr weich gelagerte Sedimente. Die gestufte und verrutschte, gegen 2 km breite Übergangszone zum tiefen Becken weist – abgesehen von den 2 erwähnten Rippen – Formen auf, welche auf weich gelagerte Lockergesteine hinweisen.

5. Südöstliches Seebecken, Gebiet von Hurden

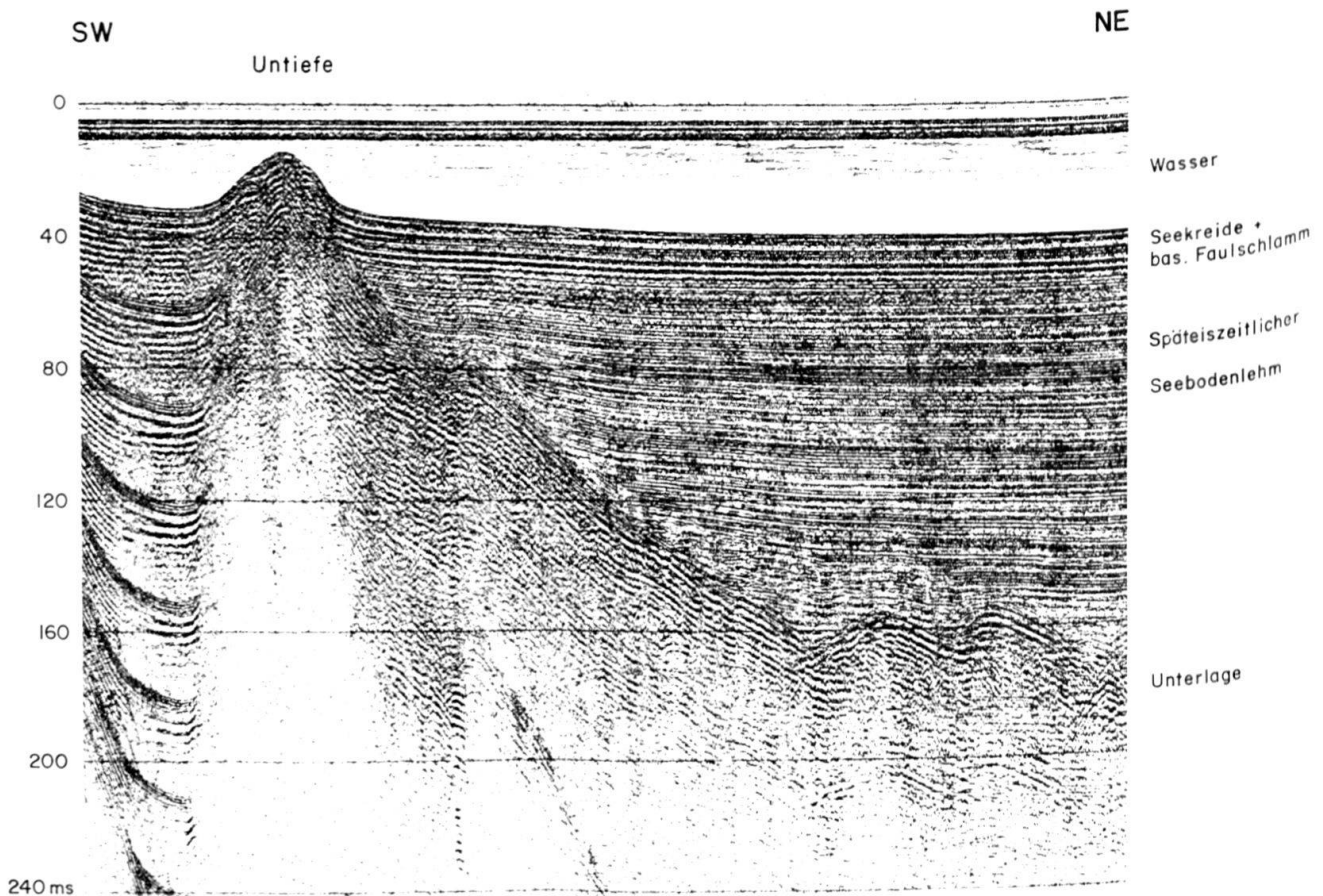
a) Richterswil (Fig. 2, Profile 10 und 12, Fig. 6)

Zahlreiche Studien – Verbreiterung der Seestrasse, Verlegung der SBB, Möglichkeit einer Landgewinnung und Suche nach einem Dockplatz für den Seetunnel – haben bei Richterswil interessante geologische Ergebnisse gebracht.

Fig. 4. Ausschnitt aus der provisorischen Karte des Seebodens, Grenzgebiet zwischen dem südöstlichen Becken (rechts unten) und dem tiefen Becken (links Mitte). Äquidistanz 5 m. Aufnahme Dr. Schlund für das Meliorations- und Vermessungsamt des Kantons Zürich.

Das Richterswiler Horn ist eine drumlinartige, mit dem Land verbundene Struktur. Wenig weiter südöstlich liegt der Hafen von Richterswil und vor ihm eine Untiefe, durch welche *Profil 10* führt (2,5mal überhöht).

Die tiefsten Bohrungen erreichen Kote 340 m (66 m unter dem Seespiegel), trotzdem wurde im ganzen Gebiet nirgends Fels erreicht, sondern nur hartgelagerte, vom Gletscher *vorbelastete Lockergesteine*. Unter einer dünnen Decke von Grundmoräne finden sich Kiese und Sande, welche zwar oft schlecht sortiert, aber doch meist gerollt sind. Vereinzelt tritt kantiger Kies auf, ferner sind Einschlüsse von Feinsand oder auch siltige Partien zu beobachten. Dieser Hügel wie auch das Horn und das Inselchen Schönenwerd weisen die charakteristischen Umriss eines Drumlins auf. Die Seismik zeigte, dass er sich bis zu 80 m über umgebende, vom Gletscher überfahrene Lockergesteine erhebt. Vieles erinnert an die Hügel der Au und der Bächau oder an die Schotter von Reidbach–Alt Wädenswil, welche ja ebenfalls gletschernah entstanden sind, wie dies A. AEPPLI bereits 1894 bemerkte. Es könnte sich auch hier um würmeiszeitliche Vorstoßschotter handeln. Westlich und südlich von Richterswil liegen weiter hangwärts sehr häufig – versteckt unter Moräne – hartgepresste Seebodenablagerungen, welche Lagen von Sand enthalten können. Vereinzelt ist kantiges oder gekritztes Kies



Profil 11 : Reflexionsseismik, Sparkermethode.
Schnitt Hafen Richterswil – Richtung Stäfa

Fig. 6. Profil 11: Reflexionsseismik, Sparkermethode. Schnitt Hafen Richterswil–Richtung Stäfa (Situation siehe Fig. 1).

eingestreut, so dass es sich eindeutig um eiszeitliche Bildungen handelt. Es ist wahrscheinlich, dass sie bedeutend älter als die Vorstoßschotter sind und von diesen diskordant überlagert werden.

Über dieser Unterlage liegen weiche, viel jüngere Lockergesteine, wobei alle Sedimente aus der unmittelbaren Nähe der Gletscherfront fehlen. Statt dessen treten weich gelagerte Seebodenlehme auf, welche im unteren und landwärtigen Teil mit Silt oder Feinsand wechsellagern. Diese grobkörnigen Einlagerungen – gelegentlich auch etwas Kies – sind zweifellos vom nahen Bachschuttkegel her zugeführt worden. Im übrigen sind die Lehme meist stark tonig und weisen häufig Warwenschichtung auf. Gelegentlich findet sich etwas kantiges Feinkies, welches von Eisbergen stammen kann, vielleicht aber auch eingeschwemmt wurde. Im obersten Teil des Seebodenlehms geht der Tongehalt etwas zurück, es finden sich gelegentlich plattgedrückte Gasblasen und faulschlammige Partien, was an unseren *basalen Faulschlamm* erinnert. Dessen Untergrenze ist unscharf, dagegen erfolgt ein rascher Wechsel zu den überlagernden, seekreideartigen Sedimenten. Landwärts nimmt seine Mächtigkeit zu, gleichzeitig wird er zunehmend mit Silt und Sand durchsetzt. Flügelversuche zeigen wiederum seine ausserordentlich ungünstigen Schereigenschaften.

Die *seekreideartigen Sedimente* erreichen die erstaunliche Mächtigkeit von 16 bis 20 m, sind locker gelagert und weisen alle physikalischen Eigenschaften der Seekreide auf. Trotzdem überschreitet ihr Kalkgehalt selten 50 %, liegt aber meist zwischen 30 und 40%. Sehr oft sind sie faulschlammig und enthalten kleine Pflanzenreste, in anderen Horizonten finden sich Schälchen von Schnecken oder Müschelchen. Landwärts verzahnen sie sich mit Bachschutt. Auf der Kuppe der Untiefe keilen sie nahezu aus und mischen sich mit aufgearbeitetem Sand oder Silt. Besonders interessant ist die Bohrung seewärts des Drumlins. Die seekreideartigen Ablagerungen sind hier nur noch ausnahmsweise faulschlammig – die Faulschlammbildung ist hier wohl mit dem Vorhandensein der geschützten Bucht verknüpft. Sehr häufig sind sie dagegen von dünnen Schichten bis zu starken Lagen von weichem, siltigem Ton durchsetzt, doch finden sich bis zuunterst auch seekreideartige Lagen mit Schalenresten. Die Lagerung ist äusserst weich bei sehr ungünstigen Schereigenschaften, wie Flügelversuche zeigen.

Den ungefähr gleichen Schnitt verlängert das *reflexionsseismische Profil* (Fig. 6, Profil 11) in Richtung Stäfa. Mit Ausnahme des Gebietes landwärts der Untiefe (multiple Reflexionen) ist das erhaltene Bild ausserordentlich klar. Normalerweise greift ein störender Schleier vom Land her bis zu 300 m in den See und stört auch die tiefsten Schichten. Besonders ausgeprägt und breit ist er von grossen Bachschuttkegeln wie z.B. dem Zürichhorn. Er scheint dort aufzutreten, wo Sand, Feinsand oder Grobsilt mehr oder weniger regellos in die Schichten eingestreut werden, nicht aber in wohlgeschichteten Verbänden. In unserem Fall hat der schützende Riegel die störende Einstreuung unterbunden.

Wie bereits beschrieben, besteht der seismisch undurchsichtige Untergrund mindestens teilweise eindeutig nicht aus Fels, sondern aus glazial vorbelastetem Lockergestein. Auch im tieferen Teil des Sees treten Buckel auf, welche möglicherweise einem Drumlin entsprechen. Bemerkenswert ist die erstaunlich ruhige Lagerung der seismisch transparenten, jungen Ablagerungen, wobei zudem die starke Überhöhung des Profils zu berücksichtigen ist. Auf Grund dieser und ähnlicher Aufnahmen war eine Verknüpfung mit unseren geologischen Profilen möglich. Wo der hart

gelagerte Untergrund relativ hoch liegt – z.B. nahe der Bächau –, erscheinen in den überliegenden, weichgelagerten Schichten charakteristische, nach oben ausklingende Verformungen, welche auf ungleichmässige Setzung zurückzuführen sind (auch auf Fig. 5 zu erkennen).

Profil 12 liegt 800 m weiter im SE als Profil und zieht 200 m nordwestlich des Inselchens Schönenwerd durch – auch dies ein Drumlin mit Schotter im Kern. Vieles ähnelt dem eben besprochenen Schnitt, doch ist dieses Profil nun nicht überhöht und grenzt auch an keinen Bachschuttkegel. Sehr deutlich sind auch hier die vom Land her kommenden Einschwemmungen zu erkennen, welche fast alle Schichten bis zu 100 m vom Ufer entfernt durchsetzen. Der unter dem basalen Faulschlamm liegende Seebodenlehm weist meist eine Feinschichtung auf, wobei im tieferen Teil häufig Lägchen von Feinsand und Silt auftreten. Der obere Teil ist gleichzeitig sehr tonig und ausgesprochen weich gelagert. Als eine Schüttung das Gleichgewicht der ufernahen Gebiete störte, fand in diesen Schichten eine Ausgleichbewegung statt, während weiter landwärts die grobkörnigeren, höheren Sedimente durchgeschert wurden. Aus dem Vergleich mit dem ursprünglichen Verlauf des Seebodens (Strichpunkte) sieht man, dass dieser infolge der Schüttung weiträumig gehoben wurde.

b) *Hurden* (Fig. 2, Profil 13)

Am Ende dieser Zürichseefahrt sei noch ein kurzer Blick auf den Riegel von Hurden geworfen. Schon früh wurde angenommen, dieser sei einem Stand des Linthgletschers zuzuschreiben (A. WETTSTEIN 1885). A. AEPPLI (1894) und O. HERBERT (1907) wiesen darauf hin, dass das heute weitgehend ausgebeutete Kies unmittelbar vor der Eisfront gegen Westen, lokal auch gegen Süden hin geschüttet wurde, wobei der Seespiegel damals um Kote 417 m, also rund 11 m höher lag als heute. Diese Schotter sind gegen Ende des Hurdenstadiums noch teilweise vom Gletscher überfahren worden, welcher eine kleine Wallmoräne hinterliess. R. STAUB (1938) lehnte diese Deutung ab und sah hier eine Ablagerung zwischen zwei Toteismassen, doch kamen spätere Bearbeiter wieder auf das frühere Bild zurück. A. VON MOOS (1943) deutete die Kiesschüttung als Quer-Os (nach heutigem Sprachgebrauch eine Kame-Terrasse) und zeigte auf Grund von Bohrungen, dass diese nur in der südwestlichen Hälfte des Seequerschnitts auftritt. In der anderen, tieferen Hälfte entstanden dagegen im Hurdenstadium eiszeitliche Seeablagerungen (siehe auch C. SCHINDLER 1968).

Profil 13 zeigt den innersten, östlichsten Teil beim Restaurant Sternen, im westlichsten Teil der Kame-Terrasse des Dörfchens Hurden. Als Ältestes erscheinen im Westen Feinsande und Silte, welche gegen oben erst zu Sand, dann zu verschwemmtem Kiessand wechseln. Wie zu erwarten, zeigt sich eine gegen Westen hin abfallende Deltaschichtung, welche aber z.T. durch glaziale Verschleppung verwischt wurde. Darüber folgt relativ grobe Moräne, welche fast 30° steil gegen Osten, also ins Zungenbecken hin, absinkt. Wie die oberste Rammsondierung zeigt, ist die Lagerung fest, wenn auch weicher als z.B. bei den Auschottern.

Als nächstes folgen weichgelagerte, nicht vorbelastete, aber doch noch eindeutig eiszeitliche Sedimente. Sie greifen bis Kote 412 m hinauf, also 6 m über den heutigen Seespiegel. Nahe seewärts der damaligen Eisfront entstanden vorerst sandig-siltige Seeablagerungen, deren Korn generell gegen oben feiner wird. In grösserem Abstand vom Gletscher entstanden daraufhin sehr weich gelagerte, stark tonige Seebodenlehme.

Sie weisen häufig Warwenschichtung auf und enthalten gelegentlich gekritztes oder kantiges Kies, während Pflanzenreste oder faulschlammige Horizonte fehlen. In Seenähe werden sie durch etwas Verwitterungslehm, Torf oder Seekreide überdeckt.

III. Versuch einer Gesamtübersicht

Der Zürichsee ist auch heute noch wenig erforscht und dürfte viele weitere Überraschungen bereithalten, so dass die hier gegebene Übersicht nur als Versuch zu bewerten ist.

1. Felsoberfläche

a) Karten von K. Hsu und K. Kelts

Gestützt auf seismische Profile haben K. HSU und K. KELTS (1970) versucht, den Verlauf der Felsoberfläche im Zürichseebecken zu verfolgen und in einer Karte darzustellen. Sie gingen dabei von der Voraussetzung aus, der seismisch weitgehend undurchsichtige Untergrund sei als Molasse zu deuten, was nach unseren Ergebnissen unrichtig ist. Vielmehr konnte festgestellt werden, dass im Gebiet des Seetunnels bereits die nicht vorbelasteten, siltig-sandigen eiszeitlichen Seeablagerungen dieses Bild ergeben (S. 174 und Fig. 3). Wo diese fehlen, wirken die eiszeitlich vorbelasteten Lockergesteine seismisch undurchsichtig, so bei Richterswil (S. 183 und Fig. 6). Die echte Felsoberfläche dürfte deshalb nur an relativ wenigen Orten erreicht worden sein, wie dies schon ein kurzer Vergleich der Karten von K. HSU und K. KELTS (Tf. I) mit unseren Ergebnissen zeigt: Felsunterlage im Querschnitt Wollishofen–Zürichhorn bzw. Tiefenbrunnen mindestens 250 m unter dem Seespiegel, starke Lockergesteinsdecke im Ufergebiet von Thalwil und Horgen, Auschotter nach N. PAVONI (in F. GASSMANN 1962) gut 100 m mächtig, Fels bei Richterswil 66 m unter dem Seespiegel nicht erreicht. Die Karten der «Felsoberfläche» bzw. der «totalen Mächtigkeit der Lockergesteine» zeigen in Wirklichkeit in grossen Zügen den Verlauf der Untergrenze bzw. die Mächtigkeit des Schichtstosses, welcher *nach dem Rückzug des würmeiszeitlichen Gletschers aus der unmittelbaren Nähe* entstand. So interpretiert werden sie uns gute Dienste leisten (S. 191).

b) Hypothesen über den Verlauf der Felsoberfläche

Will man eine Prognose auf Grund weniger Unterlagen wagen, so dürfte der *tiefste Trog* zwischen Horgen und dem unteren Ende des Sees liegen und 300 m oder mehr unter den Seespiegel hinuntergreifen (Kote 100 m oder tiefer). Seine Achse verläuft SSE–NNW, also senkrecht zum generellen Streichen, und zielt ungefähr auf das verborgene Ostende der Lägerstruktur (siehe gravimetrische Karte S. 57 in F. GASSMANN 1962). Ein Zusammenhang von tektonischen Strukturen mit der Anlage des Tals ist zwar möglich (N. PAVONI 1957), ein Einfluss auf die kräftige Erosion aber nicht nachweisbar. Im Gebiet von Zürich wechselt der Taltrog seine Richtung, hier beginnt seine Sohle auch deutlich aufzusteigen. Beim Schlachthof Zürich wurde z.B. Fels auf Kote 277.9 m angefahren, die Felsschwelle bei Baden liegt um 330 m.

Auffällig ist die Erscheinung, dass die Terrassierung der Felsoberfläche von den Ufern her oft noch ein Stück weit in den See greift (siehe Profile Thalwil und Horgen, ferner Fig. 2), dann setzt aber abrupt ein sehr steiler Abfall zum tiefsten Becken ein.

Im Querschnitt des Seetunnels schliesst an die 2 Trogschultern ebenfalls ein Steilhang an, doch setzt dieser bereits über dem Seespiegel an. Schon A. WETTSTEIN (1885) bemerkte diesen Gefällsknick, A. AEPPLI (1894) und A. HEIM (1919) sahen darin einen Beweis gegen Glazialerosion, was aber kaum stichhaltig ist.

Ein *zweiter, tiefer Trog* liegt im südöstlichen Teil des Zürichsees, wie dies auch K. HSU und K. KELTS (1970) annehmen. Er dürfte eine ENE–WSW verlaufende Hauptachse aufweisen, was ungefähr dem allgemeinen Streichen entspricht. Diese Anlage zieht von der Bucht von Kempraten bei Rapperswil gegen Richterswil und dürfte – tief unter eiszeitlichen Lockergesteinen verborgen – irgendwie eine Fortsetzung über Schönenberg und Menzingen in den Nordteil von Zug finden. H. SUTER (1956) erwähnt die Möglichkeit einer derartigen alten Querverbindungen, deren Bildung schon vor der Risseiszeit stattgefunden haben soll. N. PAVONI (in F. GASSMANN 1962) fand diese Annahme durch Schwereanomalien bestätigt. Er gibt an, die Talung sei 1,5 bis 2 km breit gewesen, weise ein Gefälle nach Westen auf und sei heute von über 300 m Lockergestein erfüllt. Ob wirklich eine einheitliche Entwässerung gegen Westen hin bestand oder aber zwei Täler mit einer niedrigen Wasserscheide aneinanderstiessen, ist vorläufig nicht zu entscheiden. Im Zürichsee hat der Gletscher diese anscheinend fluviatil angelegte Rinne zu einer breiten Wanne ausgeschliffen, vertieft und gegen NW hin ausgedehnt.

Auf der Linie Rapperswil–Lützelau–Ufenau–Freienbach und Stäfa–Wädenswil stossen Felsrippen in die Höhe. Wie tief die Erosion sie durchbrochen hat, ist vorläufig unbekannt.

c) *Frage des Zeitpunktes der Erosion*

Die von R. FREI (1912) untersuchten Schotter von Heitersberg und Baregg wie auch die tiefe, frühe Durchtalung am zweitgenannten Ort (C. SCHINDLER 1968) zeigen, dass das Zürichseetal und das obere Limmattal schon Ende der Günzeiszeit angelegt waren. Sehr bedeutend war die Erosion in der Risseiszeit, welcher wohl die heutige Felsoberfläche weitgehend zuzuschreiben ist. In der Würmeiszeit wurde zweifellos sehr viel Lockermaterial wieder ausgeräumt, dies z.T. vollständig oder bis nahe an den Fels (Querschnitt Seetunnel), an anderen Orten blieben aber Vorstoßschotter oder ältere Lockergesteine liegen (Au, Richterswil usw.). Ob auch Fels in grösserem Mass abgetragen wurde, wissen wir nicht.

2. *Moränen und gletschernae Seeablagerungen im Spätwürm*

Auf Grund des Verlaufs von Seitenmoränen wie auch unserer Untersuchungen ist anzunehmen, dass die Gletscherfront nach Ablagerung des Moränenwalls Lindenhof–Ulmerberg in ihr Zungenbecken zurückfiel, wobei der Rückzug erst langsam und zögernd, dann immer rascher erfolgte. Lange Zeit verweilte sie zwischen dem Lindenhof und dem Querschnitt Wollishofen–Tiefenbrunnen, wobei gewaltige Mengen von siltig-sandigen Seeablagerungen geschüttet wurden. Diese Stände sind dem ausgehenden Zürichstadium zuzuordnen.

Auf Grund von Seitenmoränen ist anzunehmen, dass der nächste, relativ unbedeutende Halt zwischen Künsnacht und Goldbach stattfand, gefolgt von jenem, welchen wir bei Thalwil kennengelernt haben. Altbekannt ist schliesslich der Stand von Horgen. Es ist zu erwarten, dass vor der Gletscherfront jeweils auch im tiefsten

Seebecken grobe, eiszeitliche Seeablagerungen angehäuft wurden. Das seismische Längsprofil (K. HINZ, I. RICHTER, N. SIEBER 1970) bestätigt diffus diese Annahme.

Zwischen Horgen und Hurden scheint der Rückzug sehr rasch stattgefunden zu haben, kurzfristige Stände sind aber auch hier nicht auszuschliessen. So findet sich in Richterswil bei der katholischen Kirche und anschliessend im NW ein hübscher Moränenwall. Unsere Aufnahmen bestätigen, dass bei Hurden ein bedeutendes, spätes, wahrscheinlich mit einem grösseren Vorstoss verbundenes Stadium des Linthgletschers vorliegt. R. HANTKE (1958, 1959, 1970) hat es weithin verfolgt und auch in anderen Gletschersystemen wieder gefunden.

All dies zeigt, dass die an und für sich faszinierende Theorie von R. STAUB (1938) unhaltbar geworden ist, wonach Toteis den Zürichsee wie auch den Obersee vor Aufschotterung bewahrt hätte. Er nahm an, am Ende des Zürichstadiums hätte sich eine Toteismasse vom Linthgletscher abgespalten, welche sich vom Buechberg bis Zürich erstreckte, aber frühzeitig bei Hurden durchschmolz. Die Existenz von Moränen mit zugehörigen Seeablagerungen bei Küsnacht, Thalwil, Horgen und Hurden spricht eindeutig gegen diese Theorie. Nicht Toteis, sondern ein relativ rascher Rückzug des Gletschers bewahrte den See vor Auffüllung.

3. Jüngere Sedimente

Es wurde abgeleitet, dass die seismisch «durchsichtigen», meist sehr flach geschichteten Seeablagerungen weich sind und aus Seekreide, basalem Faulschlamm, Seebodenlehm oder einem gut gegliederten Wechsel von Lehm, Silt und Sand bestehen können (S. 183). Diese Sedimente erreichen demnach eine gewaltige Kubatur.

a) Tonig-siltige Ablagerungen

Besonderes Interesse bietet die Art der Ablagerung der als Schwebstoffe zugeführten feinsten Kornfraktionen. In umfassenden Studien hat P. NYDEGGER (1957, 1967) festgestellt, dass in den von ihm untersuchten grossen Seen des Mittellandes das zufließende schlammführende Wasser während der warmen Jahreszeit in einer bestimmten Tiefe eingeschichtet wird und sich mit dem umgebenden Wasser lange Zeit nicht mischt. Die Einschichtungstiefe hängt einerseits von der Dichte des zufließenden Wassers, andererseits von der Temperaturschichtung im See ab. Das getrübe Wasser breitet sich durch Strömungen über grosse Teile des Sees aus und liegt meist in Tiefen von 10 bis 30 m. Dies gilt nur für die Zeit vom Frühjahr bis Herbst, während die Schichtung im Winter zusammenbricht und die Schwebstoffe bald in die Tiefe sinken. Sofern nun schlammhaltiges Wasser zufließt, ist es kalt und relativ schwer, so dass es sich sehr tief oder gar direkt über dem Seegrund einschichtet. Zu allen Zeiten aber werden die Schwebstoffe weitflächig verteilt und können nicht mehr aus dem See entweichen, wie dies auch jüngste Untersuchungen im Thunersee bestätigten (M. STURM und A. MATTER 1972).

Überträgt man diese Ergebnisse, so wird verständlich, wieso im tiefsten und im untersten Becken des Zürichsees die *Seekreide* meist bis in Wassertiefen von 15 m weitgehend rein ist (S. 175 und 177), dann zunehmend siltig-tonig wird und bei 25 m zu seekreidehaltigem Seebodenlehm wird. Vielleicht wird in jener Tiefe zudem ein Teil des Kalks chemisch gelöst. Im seichteren, südöstlichen Becken mussten die

Schwebstoffe höher oben eingeschichtet werden, durchsetzten die Seekreide also schon in geringeren Wassertiefen.

Bei den *heutigen Verhältnissen* ist eine bedeutende Schlammzufuhr aus dem Obersee und damit von der Linth unmöglich. Schwebstoffe können relativ leicht vom südöstlichen Becken in das tiefe Becken gelangen, während der umgekehrte Vorgang weniger wahrscheinlich ist.

Im *Spätglazial* dürfte das Seewasser nur oberflächlich und flachgründig erwärmt worden sein, zudem traten zeitweise Eisberge auf. Der zugeführte Schlamm schichtete sich voraussichtlich sehr tief ein.

Diese Überlegungen dürften die Erklärung dafür liefern, dass im seichten Becken des *untersten Zürichsees* fast keine stark tonigen Ablagerungen bekannt sind, obwohl hier das Hornbachtal und – zeitweise – das Sihldelta einmünden. In den tiefen Taschen und Mulden des Seetunnelquerschnitts wurden bereits spätglaziale Seebodenlehm gefangen, doch bedecken sie noch nicht die Kulminationen. Erst am Boden des tiefen Beckens erscheint eine grosse Masse von Seebodenlehm, wobei die Schichtung subhorizontal liegt.

Im *südöstlichen Becken* entstand infolge der Schwelle von Stäfa–Wädenswil ein weitgehend unabhängiger Sedimentationsraum, von welchem A. AEPPLI bereits 1894 schrieb: « . . . der von allem, was Flüsse und Bäche von oben brachten, nichts herausliess, bis der obere Teil vollständig bis zum Niveau der Barrière gefüllt war. » Am Trogboden mischten sich Seekreide und detritisches Material zu seekreideartigen Ablagerungen (S. 183). Trotzdem bleibt die Kornverteilung der reinen Seekreide ähnlich und ist relativ grob (Fig. 7).

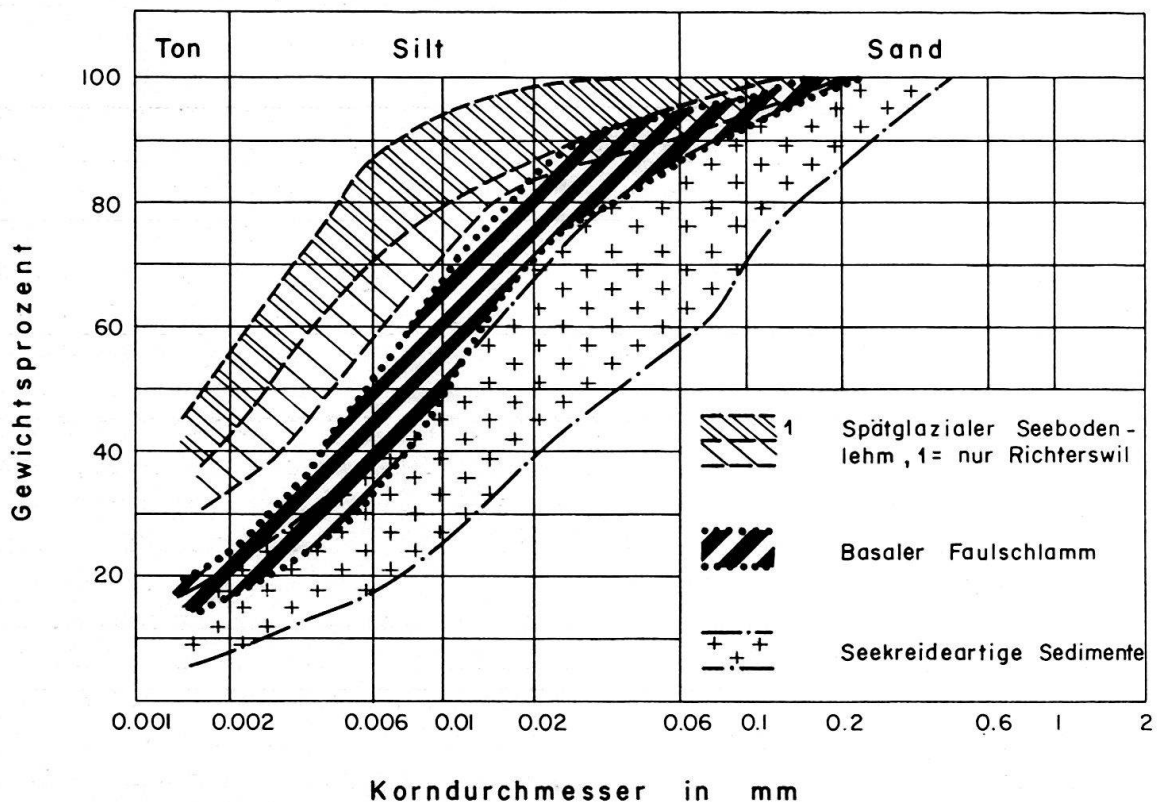


Fig. 7. Summationskurven typischer Lockergesteine aus dem Zürichsee von Richterswil und vom Seetunnelquerschnitt. Streubreite der untersuchten, typischen Proben.

Im Zürichsee sind in erster Linie die Ablagerungen der Seitenbäche zu suchen, wozu zeitweise Sihl und Jona kamen, solange sie ihm zufließen. Gewaltige Mengen von Silt und Ton lieferte der Linthgletscher bis ins Hurdenstadium oder noch länger, solange der Seespiegel 10–12 m höher als heute stand, der Riegel von Rapperswil-Hurden also noch weniger wirksam war (Absenkung, als Gletscherstirn bei Schänis oder Ziegelbrücke stand[?], C. SCHINDLER 1970). Charakteristische Kornverteilungen für Ablagerungen aus Schwebstoffen zeigen die spät- und postglazialen Seebodenlehme bei Richterswil wie auch die «Lehmlöcher» im Seetunnelquerschnitt (Fig. 7).

b) Seekreide

Es muss auffallen, dass nicht alle Schichten so flach eingelagert werden, wie dies oben beschrieben wurde. Ausnahmen bilden einerseits die Bachdeltas, andererseits die Seekreide und der basale Faulschlamm. Die beiden letztgenannten Sedimente bilden eine Decke, welche auch einem unruhigen Relief folgen und dieses etwas abgeschwächt abbilden, wie dies im Profil des Seetunnels (Tf. III und Fig. 3) zu sehen ist. Hier erfolgt die Materialzufuhr also nicht aus tiefliegenden, schlammreichen Horizonten, sondern aus relativ oberflächennahen Niveaus. Im Falle der Seekreide ist dies gut verständlich. Die Ausflockung von Kalkkrusten im Seewasser wird dadurch ausgelöst, dass ihm durch die Assimilation der Wasserpflanzen CO_2 entzogen wird, ein Vorgang, welcher nahe der Wasseroberfläche stattfindet. Schwerer zu deuten ist das Verhalten des basalen Faulschlammes.

c) Faulschlamm-Bildung, Gasblasen

Solche Erscheinungen sind erstmals im basalen Faulschlamm zu beobachten, treten aber hier sogleich auf grosse Flächen auf. Charakteristisch ist eine schwarze Färbung, welche an der Luft rasch zu Braungrau umschlägt, ferner plattgedrückte Gasblasen, ein unangenehmer Geruch und gelegentlich auch kleine Pflanzenhäcksel. U. FÖRSTNER, G. MÜLLER und H. REINECK (1968) beschreiben solche Gasblasen aus rezenten Ablagerungen des Rheins im Bodensee. Die Schwarzfärbung des Faulschlammes ist bekanntlich nicht direkt organischer Substanz zuzuschreiben, sondern fein verteiltem Eisensulfid, welches in extrem sauerstoffarmem Milieu gebildet wurde. Ein solches wiederum entsteht dann häufig im Sediment, wenn z.B. Pflanzenreste eingebettet wurden. Nach Aufzehrung des Sauerstoffs wird der Abbau des organischen Materials durch anaerobe Bakterien übernommen. L. MINDER (1938) beschrieb solche Erscheinungen aus den jüngsten Ablagerungen des Zürichsees und stellte einen Zusammenhang mit der zunehmenden Gewässerverschmutzung her. H. ZÜLLIG (1956) untersuchte ebenfalls diese Frage, fand aber auch ältere, faulschlammige Horizonte. Wir haben in verschiedenen Profilen Faulschlamm gefunden, welcher sich lange vor dem Industriezeitalter, ja vor der Besiedlung durch die Pfahlbauer gebildet hat. Ein extrem sauerstoffarmes Milieu konnte sich z.B. in Sedimenten von Buchten ausbilden, wo der Wind seit je viel Pflanzenreste zusammentrieb (Beispiel Bucht von Richterswil, S. 183), aber auch im Vorgelände von grossen Bachschuttkegeln, wo viele Pflanzenhäcksel absanken (z.B. Zürichhorn, Tf. III). Analysen von stark faulschlammiger Seekreide ergaben bei Richterswil bis 3% organischen Kohlenstoff.

Falls der *basale Faulschlamm* wirklich synchron entstanden ist, würde dies bedeuten, dass der Zürichsee während der damaligen Zeit zu grossen Teilen eutroph, also

sauerstoffarm, war. Andererseits finden sich Hinweise darauf, dass die Sedimentation mindestens teilweise aus oberflächennahem Niveau erfolgte. Gegenüber der Seekreide besitzt der basale Faulschlamm einen niedrigen Wassergehalt (Utoquai und Richterswil Mittel von 30 bis 35% statt 70 bis 80%) und tieferen Kalkgehalt (25–50%). Sein Korn besteht zur Hauptsache aus Silt mit 15–25% Tonfraktion (Fig. 7). Die Kornverteilung hat eine charakteristische S-Form und unterscheidet sich eindeutig sowohl von Seebodenlehmen als auch von seekreideartigen Sedimenten.

4. Frage des Alters der weichgelagerten Lockergesteine

a) Deutung von K. Hsu und K. Kelts

K. HSU und K. KELTS (1970) haben die von uns als spät- und postglazial gedeuteten Sedimente in Verbände untergliedert, welche durch *Diskordanzen* getrennt wären und deren Ablagerung z.T. bereits im Riss-Würm-Interglazial stattgefunden hätte. Man mag angesichts der bis zu 110 m mächtigen, seismisch durchsichtigen Sedimente zwar vorerst zweifeln, ob diese gesamthaft jünger als das Zürichstadium sein könnten – auf diese Frage wird im nächsten Kapitel eingegangen. Die bisherigen Ausführungen zeigen aber, dass jede andere Ausdeutung auf sehr grosse Widersprüche stösst. Das lokale Auftreten von Störungen oder gar Diskordanzen im weichgelagerten Schichtstoss beweist keineswegs langfristige Sedimentationsunterbrüche, sondern hängt mit den recht komplexen Ablagerungsbedingungen zusammen.

Die gleichen Autoren verknüpfen ihre Untergliederung mit 4 *verschiedenaltrigen Talsystemen*, welche im südöstlichen Becken auftreten sollen. Diese Deutung beruht auf einem sehr weitmaschigen Netz von Profilen über einer buckligen, unruhigen, mindestens teilweise durch Drumlins geprägten Unterlage (siehe Fig. 1 und 6 sowie S. 183) und sollte nochmals überprüft werden.

b) Diskussion des möglichen Alters

Es bereitet grosse Schwierigkeiten, die nach dem Rückzug des Gletschers abgelagerten Sedimente altersmässig einzustufen, stehen doch keine C_{14} -Altersbestimmungen und nur wenige pollenanalytische Daten zur Verfügung. Die Vermutung liegt nahe, dass die Bildung von Seekreide im Zürichsee synchron eingesetzt habe und von einer Klimaverbesserung ausgelöst worden sei. Ebenso möchte man annehmen, der basale Faulschlamm entstamme einer nicht allzu kalten Zeit mit einiger Vegetation im See und dessen Umgebung. Andererseits enthalten die darunter folgenden Seebodenlehme bis weit hinauf etwas kantiges oder gekritztes Kies, was auf das Auftreten von Eisbergen hinweisen dürfte. Solche können die Enge von Rapperswil in bedeutendem Ausmass nur bis zum Zeitpunkt überquert haben, als der Seespiegel vom hohen spätglazialen Niveau absank, wobei die Gletscherstirn vermutlich bei Schänis oder Ziegelbrücke stand. Sollten diese Hypothesen zutreffen, so liegt an vielen Orten – z.B. im untersten Zürichseebecken – unter dem basalen Faulschlamm eine beträchtliche Schichtlücke. Ganz allgemein ist anzunehmen, dass in relativ hochliegenden Gebieten Schichtstösse nicht sedimentiert wurden, krochen oder abrutschten, während besonders in den Becken Rutschmassen, Turbidite und sonstwie aufgearbeitete Sedimente zu erwarten sind. Viele Echolotprofile und Detailbeobachtungen z.B. am Kleinen Hafner (C. SCHINDLER 1970) weisen in diese Richtung. Für die Pollenanalyse ergeben sich daraus bedeutende Probleme.

J. P. MÜLLER (1972) hat gezeigt, dass das Churer Stadium – bzw. der Stand von Netstal beim Linthgletscher – sehr wahrscheinlich in die ältere Dryaszeit zu stellen ist. Vorher muss aber der Gletscher im Glarnerland noch mindestens bis Nidfurn zurückgewichen sein, da der Bergsturz von Guppen überfahren wurde (J. OBERHOLZER 1933), dies am ehesten im Bölling. Demnach hätten Eisberge den unteren Teil des Zürichsees erstmals in der ältesten Dryaszeit, frühestens vor 13300 Jahren, erreichen können. Andererseits setzte die Seekreidebildung im Genfersee im Alleröd (J. VILLARET und M. BURRI 1965), vielleicht auch etwas früher ein (J. SAUVAGE 1969). Das von W. LÜDI (1957) untersuchte Profil aus dem tiefsten Teil des Zürichsees ist leider nur 8,3 m lang und schwer mit unseren Bohrungen zu vergleichen. Zudem ist es auch unklar, ob sein unterster Teil der älteren oder der jüngeren Dryaszeit entspricht. W. ZÜLLIG (1956) möchte in ihm sogar nur das Boreal sehen. Nach G. JUNG (1969) soll die Seekreidebildung im Pfäffikersee gegen Ende Alleröd, im Zürichsee dagegen erst im Boreal eingesetzt haben. Der gleiche Autor nimmt allerdings auch an, der Gletscher habe noch im Bölling Horgen erreicht.

Man kann vermuten, die Bildung des basalen Faulschlammes habe im Zürichsee irgendwann im Bölling eingesetzt, gefolgt im Alleröd von Seekreide, doch sind dies vorläufig unbewiesene Hypothesen. Auf jeden Fall aber bleibt für die Bildung der darunterliegenden spätglazialen Seebodenlehme nur eine relativ kurze Zeitspanne.

5. Frage nach der Kubatur der jungen Sedimente, Erosionsbeträge

Das Ausmass der von uns als spät- und postglazial gedeuteten Sedimentation wirkt vorerst erschreckend. Allerdings bleibt zu berücksichtigen, dass die Querschnittfläche des Beckens gegen unten rasch zusammenschrumpft. Es wurde versucht, die Kubatur auf Grund der uminterpretierten «Karte der Gesamtmächtigkeit der Sedimente» von K. Hsu und K. Kelts abzuschätzen, wobei kleinere Korrekturen angebracht wurden. Solche drängten sich in den ufernahen Gebieten auf, ebenso wurde die Laufgeschwindigkeit der seismischen Wellen nicht durchwegs mit 1500 m/s angenommen. Ein allmählicher Zuwachs gegen unten wurde berücksichtigt, so dass in den obersten 10 m 1450 m/s, zuunterst aber 1650 m/s eingesetzt wurde. Die Korrekturen ergaben gesamthaft einen Zuwachs an Kubatur.

Zur Abschätzung wurde das Seebecken und das zugehörige Einzugsgebiet auf der Höhe von Uetikon zweigeteilt, zudem wurde das wenig bekannte Areal im SE der Linie Rapperswil–Ufenau–Bächau nicht berücksichtigt (Fig. 1). Ferner wurde angenommen, der Schichtstoss über der Untergrenze des basalen Faulschlammes erreiche im SE-Teil rund 20 m Mächtigkeit (wie bei Richterswil), im NW-Teil dagegen nur 10 m, was vielleicht zu wenig ist. Es ergaben sich folgende Annäherungswerte:

	SE-Teil	NW-Teil
Seefläche	32,3 km ²	30,0 km ²
Seefläche mit verlandetem Gebiet plus Schuttkegel	34,8 km ²	34,6 km ²
Einzugsgebiet exkl. See	61 km ²	93 km ²
Totale Kubatur junger Sedimente	1,24 km ³	1,55 km ³
davon basaler Faulschlamm plus Jüngerer	0,55 km ³	0,35 km ³
davon unterliegende Gruppe	0,69 km ³	1,20 km ³

Die untere Gruppe erreicht grosse Mächtigkeit, dies aber auf einer nach unten rasch schrumpfenden Fläche. Die Kubatur bleibt deshalb in der gleichen Grössenordnung wie beim Schichtstoss über der Untergrenze des basalen Faulschlammes. Sehr viel kürzer ist aber die verfügbare Bildungszeit.

Würde man die Sedimente der unteren Gruppe auf das Einzugsgebiet verteilen, so ergäbe dies im SE-Teil eine Decke von 11,3 m Mächtigkeit, im NW-Teil eine solche von 13,1 m. Welchem Abtrag entspricht dies?

Seebodenlehme der unteren Gruppe weisen einen mittleren Wassergehalt

$$w = \frac{\text{Gewicht des Wassers} \cdot 100}{\text{Gewicht Trockensubstanz}}$$

von 30 bis 40% auf. Dies entspricht bei einem spezifischen Gewicht von 2,7 g/cm³ einem Anteil von 56 bis 48% Trockensubstanz. Gesunde Molassemergel mit Nassraumgewicht von 2,6 g/cm³ erfahren eine Volumenvermehrung auf 1,70 ($w = 30\%$) bzw. auf 1,95 ($w = 40\%$), das Füllmaterial der Grundmoräne mit Nassraumgewicht um 2,2 g/cm³ eine Volumenvermehrung auf 1,27 ($w = 30\%$) bzw. auf 1,46 ($w = 40\%$). Die Volumenzunahme bei der Umlagerung zu Seebodenlehm schwankt also zwischen 27 und 95%.

Die gleichen Überlegungen gelten auch für locker gelagerte, gleichkörnige Sande oder für ein Gemisch von Sand und Silt, weisen diese im See doch ebenfalls normalerweise Wassergehalte um 30–40% auf. Steine und Blöcke blieben grösstenteils im Erosionsgebiet liegen oder wurden zwar umgelagert, erreichten aber den See nicht, so dass sie unsere Rechnung nicht beeinflussen. Das in den Schuttkegeln auftretende Kies spielt mengenmässig eine kleine Rolle. Viel Kies wurde auf dem Transport abgerollt oder zerrieben, wobei das Volumen wiederum kräftig zunahm.

Es ist ferner zu berücksichtigen, dass der Linthgletscher grosse Mengen von Schwebstoffen zuführte, dies besonders bis Ende des Hurdenstadiums. Sihl und Jona lieferten zeitweise ebenfalls detritisches Material, zudem konnte der Wind im vegetationsarmen Spätglazial dem See von weither viel Staub zutragen. Berücksichtigt man all diese Faktoren, so ergeben sich im Einzugsgebiet folgende Werte für den Abtrag (gerechnet für eine Decke von 12 m Seesedimenten):

	Annahme 1	Annahme 2	Annahme 3
Herkunft Gletscher, Sihl, Jona, Wind	Anteil 50%	Anteil 33%	Anteil 20%
Herkunft Fels Einzugsgebiet	Anteil 25%	Anteil 33%	Anteil 30%
Herkunft Moräne Einzugsgebiet	Anteil 25%	Anteil 33%	Anteil 50%
Mittlerer Abtrag Einzugsgebiet			
w Seebodenlehm 40%	3,6 m	4,8 m	5,95 m
w Seebodenlehm 30%	4,1 m	5,5 m	6,85 m

Die grobe Abschätzung ergibt demnach eine mittlere Erosion des Einzugsgebiets von 4 bis 6 m, dies zu einer Zeit, als die schützende Vegetationsdecke noch fehlte oder schwach war, die zahlreichen Tobel frisch gebildet wurden und auch ein flächenhafter Abtrag durch Regen möglich war. Zudem war das Einzugsgebiet einer intensiven Wechselwirkung von Frost und Auftauen ausgesetzt. Unter solchen Bedingungen war die Schuttbildung sehr intensiv, in Berggebieten sogar erschreckend gross (C. SCHINDLER 1972).

H. JÄCKLI (1957) hat für das bündnerische Rheingebiet – exklusive Auffüllungsgebiete – einen heutigen mittleren Abtrag von rund 1 mm/Jahr berechnet. Wohl dürfte dort das Relief im Mittel stärker sein, dagegen sind aber weite Areale durch Vegetation und insbesondere Wald geschützt. Die Grössenordnung von 1 mm oder

etwas mehr jährlichem Abtrag rings um den Zürichsee scheint für die Periode zwischen ausgehendem Zürichstadium und Bölling (oder eventuell Alleröd) deshalb durchaus vernünftig. Es ergäbe sich ein Zeitbedarf zwischen 3000 und 6000 Jahren.

Der Faulschlamm und die darüber liegenden Sedimente weisen meist sehr lockere Lagerung auf. Das abgelagerte Material ist teilweise nicht detritisch, sondern besteht aus ausgefälltem Kalk sowie tierischen und pflanzlichen Resten. Leider ist deren prozentualer Anteil wie auch der durchschnittliche Wassergehalt vorläufig so wenig bekannt, dass sich eine Bilanz nicht ziehen lässt. Auf jeden Fall erreicht der Abtrag heute nur noch einen Bruchteil des Wertes in der ausgehenden Würmeiszeit.

IV. Überblick

Auf Grund von Einzelprofilen, Laboruntersuchungen, Echolotaufnahmen und Seismik wurde versucht die Geologie des Zürichsees besser zu erfassen.

Ein langgezogener, steilwandig begrenzter *Felstrog* zieht senkrecht zum allgemeinen Streichen von Horgen bis Zürich und sinkt mindestens 300 m unter den Seespiegel. Ein zweiter, vermutlich weniger tiefer Trog folgt weiter im Südosten in seiner Anlage einem alten Talsystem parallel zu den tektonischen Strukturen. Dieses Mulde setzte sich einst von Richterswil weiter gegen Zug fort. Beide Tröge sind glazial überarbeitet und wurden dabei stark ausgeweitet, was aber eine ursprüngliche fluviatile Anlage nicht ausschliesst. Eine Schwelle überquert von Stäfa nach Wädenswil schief den See. Sie liegt ungefähr in der streichenden Fortsetzung des «Appenzeller Granits» vom rechten Seeufer. Ähnlich wie die Schwelle Rapperswil–Ufenau–Freienbach könnte sie mindestens teilweise aus Fels bestehen. Der tiefste Teil des Zürichseetrogs ist gegenüber der Felsschwelle von Baden um mindestens 175 m übertieft, was zu einem grossen Teil auf glaziale Erosion während der Risseiszeit zurückgehen dürfte. Immerhin ist nicht auszuschliessen, dass sich z.B. seither zudem die Lägernkette etwas gehoben hat.

Im Seetunnelquerschnitt sind alle erreichten Lockergesteine jünger als das Maximum der Würmeiszeit, während zwischen der Au, Richterswil und Bächau an zahlreichen Orten Reste von *älteren Schottern* liegen. Vermutlich entsprechen sie Vorstösschottern der Würmeiszeit. Bei Richterswil scheinen sie diskordant viel ältere, meist feinkörnigere Lockergesteine zu überlagern, welche aber fast nur aus Bohrungen bekannt sind.

Beim *Rückzug des Linthgletschers aus dem Zürichstadium* entstanden im See nahe dem Eisrand locker gelagerte, z.T. einer Obermoräne ähnliche Sedimente, welche aber sehr bald zu siltig-sandigen, eiszeitlichen Seeablagerungen übergingen. Die Pendelbewegungen der Gletscherstirn bewirkten oft komplexe Lagerungsverhältnisse. So wurde z.B. im untersten Sihltal zeitweise ein See gestaut und randlich mehrmals vom Eis zurückgedrängt, wobei Moränenwälle über Seebodenablagerungen zu liegen kamen.

Gletschnahe Seeablagerungen erreichen grosse Mächtigkeit im untersten Seebecken, weiter alpenwärts sind sie schlechter vertreten und fehlen z.B. in den Profilen von Richterswil. Aus diesen Sedimenten und den Moränenwällen lässt sich ableiten, dass der Gletscher im ausgehenden Zürichstadium vorerst langsam bis Wollishofen zurückwich. Dann schmolz er bedeutend rascher ab, wobei der Rückzug von kleinen Vorstössen bei Küsnacht, Thalwil und Horgen unterbrochen wurde.

Das Hurdenstadium entspricht vermutlich einem kräftigen, neuen Vorstoss. Die geschilderten Verhältnisse sprechen gegen die Hypothese von R. Staub, dass Toteis den Zürichsee vor Aufschotterung bewahrt hätte.

Nach dem Rückzug des Gletschers aus unmittelbarer Nähe kamen feingeschichtete, meist tonig-siltige Sedimente zur Ablagerung, welche oft auch Lagen von Silt oder Sand enthalten. Diese *spätglazialen Seebodenlehme* wurden zur Hauptsache horizontal eingeschichtet und sind sehr weich gelagert. Grösstenteils entstammen sie Schwebstoffen, welche sich vorerst in bestimmten, nicht allzu hoch liegenden Horizonten im Seewasser einschichteten und dann durch Strömungen weitflächig verteilt wurden. Die Ablagerung erfolgte in zwei durch eine Schwelle weitgehend voneinander getrennten Hauptbecken. Im untersten, relativ seichten Teil des Sees fand ein Transport ins tiefere Wasser gegen Süden statt. Schon vorher fing sich allerdings ein Teil der Schwebstoffe in tiefen Depressionen und füllte allmählich diese «Lehmlöcher», wobei auch Rutschungen auftraten. Die Herkunft des feindetritischen Materials wird zur Hauptsache in den Zuflüssen des Zürichsees (exklusive Obersee) gesucht. Hinzu kamen Schwebstoffe vom Linthgletscher bzw. dessen Schmelzwässern sowie vom Wind transportierter Staub. Eine grobe Schätzung ergibt, dass bis zum Beginn der Ablagerung des basalen Faulschlamm das Einzugsgebiet einen mittleren Abtrag von 4 bis 6 m erlitten haben dürfte.

Der *basale Faulschlamm* ist in den meisten Profilen erkennbar, besitzt eine charakteristische Kornverteilung, enthält oft winzige Pflanzenreste und ist häufig schwarz verfärbt. Als Arbeitshypothese wurde angenommen, seine Ablagerung habe ungefähr synchron eingesetzt und entspreche einer bedeutenden Klimaverbesserung mit starker Zunahme der Vegetation, wofür am ehesten das Bölling, vielleicht auch das Alleröd, in Frage kommen. Leider fehlen bisher C_{14} -Altersbestimmungen und eindeutige pollenanalytische Ergebnisse.

Wie bei der über dem basalen Faulschlamm liegenden *Seekreide* bilden diese Sedimente bis nahe ans Ufer eine dem Relief der Unterlage folgende Deckschicht, so dass die Sedimentation mindestens teilweise aus hohen Wasserschichten erfolgte. Gleichzeitig dauerte in tieferen Horizonten die Zufuhr von feindetritischem Material an, so dass in vielen Teilen des Sees bis zu 15 m Wassertiefe reine Seekreide auftritt, welche weiter unten zunehmend von Silt und Ton durchsetzt wird. Solche seekreideartigen Sedimente wurden im Seetunnelprofil und bei Richterswil untersucht, wobei eine sehr lockere Lagerung und hohe Strukturempfindlichkeit festgestellt wurden. Komplex sind hier die Verhältnisse nahe grösseren Schuttkegeln. Hier, wie auch in der Bucht von Richterswil, bildete sich häufig Faulschlamm.

Im *tiefsten Seebecken* sind neben der normalen Sedimentation auch Ablagerungen durch Schwereströmungen zu erwarten, tritt in den steilen Trogwänden doch unverfestigter, mit Steinen durchsetzter Schlamm auf, was auf Rutschungen hinweist. Auch in flacheren Partien des Sees ist der Seeboden häufig unstabil. Ganz allgemein ist damit zu rechnen, dass nur selten vollständige, gänzlich *ungestörte Profile* auftreten. In seichten Partien und an Steilhängen ist mit Schichtlücken und Diskordanzen zu rechnen, in Mulden und auf dem Boden der Becken häuften sich dagegen abgerutschtes Material und Turbidite, wobei häufig ältere Schichten umgelagert wurden.

Die vorliegenden Untersuchungen können nur erste Anhaltspunkte geben, sehr viele Probleme bleiben noch zu lösen.

LITERATURVERZEICHNIS

- AEPPLI, A. (1894): *Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees*. Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- ESCHER VON DER LINTH, ARN. (1852): *Über die Gegend von Zürich in der letzten Phase der Vorwelt*. E. Kiesling.
- FORSTNER, U., MÜLLER, G., und REINECK, H.E. (1968): *Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee*. N. Jb. Miner. Abh. 109.
- GASSMANN, F. (1962): *Schweremessungen in der Umgebung von Zürich*. Beitr. Geol. Schweiz, Geophysik 3.
- Geol. Ges. Zürich (1946): *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich*. Leemann.
- GOGARTEN, E. (1910): *Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales*. Dr. Petermanns Geographische Mitteilungen, Heft 1965.
- HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit*. Eclogae geol. Helv. 51/1.
- (1959): *Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und Reuss-Systems*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 104.
- (1970): *Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz*. Ber. Natf. Ges. Freiburg i.Br. 60.
- HEER, O., und ESCHER, A. (1862): *Übersicht der Geologie des Kts. Zürich*. Neujahrsblatt an die zürcherische Jugend auf das Jahr 1862. Natf. Ges. Zürich 64.
- HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. 1 (Tauchnitz, Leipzig).
- HERBORT, O. (1907): *Geologische Aufnahme der Umgebung von Rapperswil und Pfäffikon am Zürichsee*. Diss. Univ. Zürich.
- HINZ, K., RICHTER, I., und SIEBER, N. (1970): *Reflexionsseismische Untersuchungen im Zürichsee*. Eclogae geol. Helv. 63/2.
- HSU, K., und KELTS, K. (1970): *Seismic Investigation of Lake Zurich, Part II, Geology*. Eclogae geol. Helv. 63/2.
- 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.
- HUG, J., und BEILIK, A. (1934): *Die Grundwasservorkommen des Kt. Zürich*. Beitr. Geologie Schweiz, Hydrol. I.
- JÄCKLI, H. (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 36.
- JUNG, G.P. (1969): *Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 114/3.
- KLÄY, R. (1969): *Quartärgeologische Untersuchungen in der Linth-Ebene*. Diss. Geol. Inst. ETH Zürich (Zimmermann, Uster).
- LÜDI, W. (1957): *Ein Pollendiagramm aus dem Untergrund des Zürichsees*. Schweiz. Z. Hydrol. 19.
- MINDER, L. (1938): *Der Zürichsee als Eutrophierungsphänomen*. Geol. Meere Binnengewässer 2/2.
- VON MOOS, A. (1943): *Zur Quartärgeologie von Hurden-Rapperswil (Zürichsee)*. Eclogae geol. Helv. 36/1.
- (1949): *Der Baugrund der Stadt Zürich*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 94.
- MÜLLER, G., und GEES, R. (1968): *Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen des Bodensee-Untergundes*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 6.
- MÜLLER, H.J. (1962): *Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet*. Diss. Univ. Basel.
- NYDEGGER, P. (1957): *Vergleichende limnologische Untersuchungen an 7 Schweizerseen*. Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 9.
- (1967): *Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienersee und einigen Vergleichsseen*. Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 16.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.

- PAVONI, N. (1953): *Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse*. Geographica Helv. 3.
- (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 105/5.
- PENK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 2 (Tauchnitz, Leipzig).
- RINGGER, H. (1964): *Die Terrassen im Zürichseetal und ihre morphologische Deutung*. Diss. Univ. Zürich (Jäggli, Winterthur).
- SAUVAGE, J. (1969): *Etude sporo-pollinique des sédiments récents du Léman*. Docum. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 31.
- SCHINDLER, C. (1968): *Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden*. Eclogae geol. Helv. 61/2.
- (1970): *Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 116/2.
- (1972): *Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2*. Eclogae geol. Helv. 65/2.
- (1973): *Geologie von Zürich, Teil II: Riesbach-Wollishofen, linke Talflanke und Sihlschotter*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 118/3.
- SEVALDSON, R. A., und SCHILTKNECHT, R. (1963): *Strassendamm auf wenig tragfähigem Untergrund*. Beitr. schweiz. Autoren Europ. Baugrundtagung Wiesbaden. Schweiz. Ges. Bodenmech. Fundationstechnik 52.
- STAUB, R. (1938): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen*. Eclogae geol. Helv. 44/1.
- STURM, M., und MATTER, A. (1972): *Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee*. Eclogae geol. Helv. 65/3.
- SUTER, H. (1944): *Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 37/1.
- (1956): *Geologie des Sihltales*. Blätter der Vereinigung Pro Sihltal 6.
- SUTER, H., und HANTKE, R. (1962): *Geologie des Kantons Zürich*. Leemann, Zürich.
- VERNET, J.P., und HORN, R. (1971): *Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du Lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue*. Eclogae geol. Helv. 64/2.
- VERNET, P., THOMAS, R., JAQUET, J., und FRIEDLI, R. (1972): *Texture of the Sediments of the Petit Lac*. Eclogae geol. Helv. 65/3.
- VILLARET, P., und Burri, M. (1965): *Les découvertes palynologiques de Vidy et leurs significations pour l'histoire du Lac Léman*. Bull. Lab. Géol. Min. Univ. Lausanne 153.
- WETTSTEIN, A. (1885): *Geologie von Zürich und Umgebung* (Wurster-Verlag, Zürich).
- ZINGG, TH. (1934): *Erläuterungen zu Blatt 7, Mönchaldorf–Hinwil–Wädenswil–Rapperswil*. Geol. Atlas Schweiz, Nr. 7.
- ZOLLER, H., und KLEIBER, H. (1971): *Überblick der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte in der Schweiz*. Boisseria 19.
- ZÜLLIG, H. (1956): *Sedimente als Ausdruck des Zustands eines Gewässers*. Schweiz. Z. Hydrol. 18.

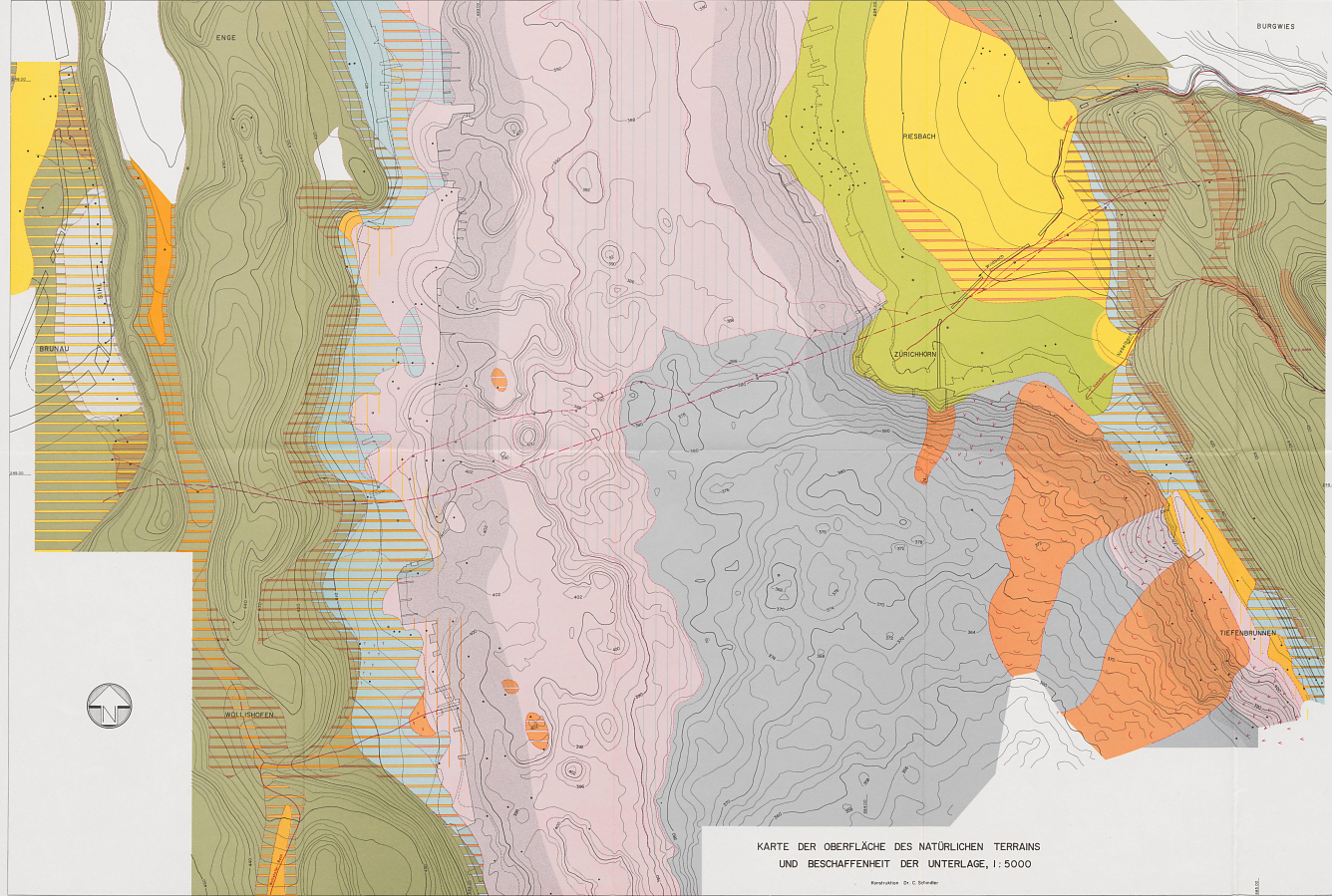
GEOLOGISCHE KARTEN

a) Beigelegt in: WETTSTEIN, A. (1885).

b) Ausserhalb zitierter Literatur:

HANTKE und Mitarbeiter (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50000* (Leemann, Zürich).

ZINGG, TH. (1934): *Blatt Mönchaldorf–Hinwil–Wädenswil–Rapperswil*. Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Blatt 7.



- LEGENDE**
- Höhenkurve, Aquiduzlinie im
 - Höhenkurve, Bergkette im
 - Höhenkurve, Landschafts-Grenze
 - Bohrtisch, 250' Höhenlage
 - Höhe, Bergkette
 - Pfadlinie
 - Silbergang, Leucht-Land eines Berges
 - Sand-Überwegung
 - Kies-Sand-Überwegung
 - Sandstein
 - Sandstein, 100' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 200' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 300' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 400' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 500' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 600' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 700' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 800' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 900' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1000' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1100' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1200' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1300' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1400' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1500' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1600' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1700' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1800' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 1900' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2000' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2100' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2200' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2300' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2400' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2500' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2600' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2700' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2800' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 2900' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3000' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3100' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3200' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3300' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3400' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3500' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3600' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3700' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3800' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 3900' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4000' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4100' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4200' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4300' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4400' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4500' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4600' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4700' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4800' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 4900' Fundament, westwärts
 - Sandstein, 5000' Fundament, westwärts

KARTE DER OBERFLÄCHE DES NATÜRLICHEN TERRAINS
UND BESCHAFFENHEIT DER UNTERLAGE, 1:5000

Korrekturen: Dr. C. Schindler

