Eine gelogische Karte des Zürichsees und ihre Deutung

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

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Wasser Energie Luft = Eau énergie air = Acqua energia aria**

Band (Jahr): **68 (1976)**

Heft 8-9

PDF erstellt am: **24.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-939298

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung

Conrad Schindler

DK 551.312.4:550.834

Der Boden des Zürichsees wurde mit Hilfe eines starken Echolots und zahlreicher anderer Daten geologisch kartiert.

Eine Felsschwelle trennt zwei tiefe Becken von verschiedener Form und Vorgeschichte. Ein weiterer, mindestens in jüngster Zeit weitgehend isolierter Seeteil liegt im Süden der Ufenau. Dort fanden sich Zeugen eines weiteren Gletschervorstosses unmittelbar vor dem Stand von Hurden. Die jungen Sedimente des Nordwest-Beckens sind sehr unruhig aufgebaut und durch weit ausgreifende Schuttkegel, Rutschungen und Kriechbewegungen gekennzeichnet, ferner durch Hänge mit unkonsolidiertem Schlamm. Gelegentlich entstehen Turbidite, aber auch breiartige, sich weit ausbreitende Massen. Im Südost-Becken ist die Sedimentation dagegen viel ruhiger und lokal offenbar durch eine Strömung beeinflusst. Eigentliche, kalkreiche Seekreide scheint nur bis zu Wassertiefen von 12 m häufig zu sein, wofür einige mögliche Gründe gegeben werden.

Einleitung

Die Kantone Zürich und St. Gallen haben dem Vermessungsbüro Dr. Schlund in Zürich 1972 den Auftrag erteilt, den Boden ihres Teils des Zürichsees mittels Echolot aufzunehmen und im Massstab 1:5000 darzustellen. Ein raffiniertes Ortungssystem mit Laser und Radar erlaubte die Herstellung von erstaunlich genauen Karten, wobei die ufernahen Gebiete zudem auch im Massstab 1:2500 erschienen. Schon bei früheren Untersuchungen war festgestellt worden, dass das Gerät «Deso 10» bei geeigneter Einstellung nicht nur den Verlauf des Seebodens angibt, sondern gleichzeitig ein seismisches Bild liefert, welches bis zu 15 m tief in den Untergrund eindringt.

Nach Fertigstellung der Karten erhielten wir vom Amt für Gewässerschutz des Kantons Zürich den Auftrag, das einzigartige Material geologisch auszuwerten. Dies bedeutete ein recht mühseliges Unterfangen, waren doch über 2000 km Profile gefahren worden, zudem waren geologische Karten, Angaben aus der Literatur, zahlreiche Bohrungen, alte Darstellungen des Seeuferverlaufs usw. zu berücksichtigen. Im Prinzip wurden morphologische Strukturen und Grenzen von seismisch unterscheidbaren Zonen dargestellt und durch geologische Daten ergänzt. Wertvoll für die Deutung war die Möglichkeit, im Lungernsee Echolotaufnahmen mit einer Feldkartierung zu vergleichen, war dieser Stausee im Winter 1973/74 doch weitgehend entleert worden.

Die Originalkarten wurden im Massstab 1:5000 erstellt und liegen nur in wenigen Exemplaren vor. Das Amt für Gewässerschutz des Kantons Zürich hat den Druck einer Uebersichtskarte 1:50 000 übernommen und der Linth-Limmat-Verband hat es finanziell ermöglicht, dass die Karte auch in «Wasser, Energie, Luft — Eau, énergie, air» beigelegt werden kann und damit dieser Aufsatz aus den «Eclogae»[1] nochmals einem breiteren Publikum zugänglich wird. Hiefür, wie auch für die interessante Aufgabe, sei an dieser Stelle bestens gedankt. Eine anregende Zusammenarbeit verbindet mich mit R. Schlund, M. Müller-Vonmoos, M. A. Gautschi, M. Gyger, Frau B. Ammann-Moser und anderen. K. Kelts verdanke ich einen Einblick in die Ergebnisse einiger Kolbenlotsondierungen im NW-Becken.

Die vorliegende Arbeit knüpft eng an meine Publikation «Zur Geologie des Zürichsees» an, welche 1974 in der «Eclogae geologicae Helvetiae» eschienen ist und auf welche besonders für die Probleme ufernahen Bereichs hingewiesen sei.

I. Stratigraphie

Wie 1974 dargestellt, findet sich in groben Zügen nachstehende Schichtfolge:

Der Felsuntergrund besteht durchwegs aus Molasse und dürfte häufig von Moräne bedeckt sein, zudem finden sich aber lokal auch andere hartgelagerte Lockergesteine wie Schotter, Sande und feinkörnige Seeablagerungen, welche älter als das Killwangenstadium des würmeiszeitlichen Linthgletschers sind. Die Hauptmasse der Lockergesteine wurde aber seit dem Zürichstadium sedimentiert.

Nahe der Gletscherstirn entstanden vorerst eiszeitliche Seeablagerungen, die zur Hauptsache aus Silt und Sand bestehen und einen wechselnden Anteil an Ton sowie Kies aufweisen, daneben auch vereinzelt Steine und Blöcke enthalten. Die Sedimentation erfolgte sehr rasch und fast chaotisch, wobei in einiger Entfernung vom Gletscher und auch gegen die Talflanken hin Seebodenlehme entstehen konnten. Bei kleineren Vorstössen der Stirn wurden die soeben abgelagerten Sedimente teilweise überfahren oder gestaucht und der Aufbau der Lockergesteine noch komplexer. Charakteristisch für die gletschernahen eiszeitlichen Sedimente ist ihre äusserst unruhige, bucklige Obergrenze.

Nächstjüngeres Schichtglied sind die späteiszeitlichen Seebodenlehme, welche bereits in beträchtlicher Distanz vom Gletscher entstanden, aber bis nahe an die Obergrenze noch vereinzelte Eisbergsedimente enthalten. Charakteristisch ist nun eine sehr flache Einschichtung der Seebodenlehme, welche die tiefsten Becken, daneben aber auch sekundäre Depressionen füllen, wie dies im Querschnitt des Seetunnels nachgewiesen wurde (C. Schindler 1974). Die Sedimentation dürfte mindestens in der ersten Zeit rasch erfolgt sein, wobei neben Schwebstoffen aus der «Gletschermilch» auch viel Schutt von den Seitenbächen zugeführt wurde.

Wie die Untersuchungen von B. Ammann-Moser zeigen, setzt mit dem Bölling die vom Gletscher nicht mehr beeinflusste Sedimentation ein. Es scheint sich zu bestätigen, dass der weitverbreitete Leithorizont des basalen Faulschlamms synchron einsetzt. Ueber ihm folgen die typischen nacheiszeitlichen Sedimente, welche später näher beschrieben werden.

II. Unterlage des basalen Faulschlamms, Struktur des Zürichseebeckens

Die auf Bild 1 gegebene Darstellung ist als vereinfachende Annäherung zu verstehen und beruht weitgehend auf morphologischen Ueberlegungen sowie auf Bohrungen. Die seismischen Profile (K. Hinz, I. Richter, N. Sieber

[1] Diese Karte und die dazugehörige Beschreibung ist in den «Eclogae geologicae Helvetiae» Vol. 69, Heft 1, 1976 erschienen, und wir möchten an dieser Stelle den Herausgebern danken, dass wir die bei der Speich AG in Zürich gedruckte Karte als Fortdruck übernehmen konnten.

1970 und Aufnahmen für die Stadt Zürich) erlauben nach unserer Auffassung zwar die Abgrenzung der jüngeren Lockergesteine inklusive spätglazialem Seebodenlehm gegen die Unterlage, können aber infolge ungünstiger Bedingungen die älteren Gesteine nur unsicher untergliedern.

1. Nordwest-Becken und Gebiet von Zürich

Im Gebiet von Zürich bilden eiszeitliche, gletschernahe Seeablagerungen eine sehr unruhige, mit lehmgefüllten Taschen durchsetzte Oberfläche, welche sich bis auf die Höhe von Küsnacht verfolgen lässt. Dort weisen Seitenmoränen und die unter dem Schuttkegel des Küsnachter Tobelbaches verborgenen Lockergesteine auf einen kurzen Vorstoss der Gletscherstirn hin. Ein weiterer Stand wurde 1974 bei Thalwil beschrieben, doch sind dessen Ablagerungen im Seebecken ganz von flachgelagertem Seebodenlehm eingedeckt. Diese Sedimente erreichen im tiefen Nordwest-Becken bis zu 100 m Mächtigkeit. Im Querschnitt handelt es sich um einen U-förmigen Felstrog, welcher steile Wände besitzt. Zum Teil weisen diese eine terrassenförmige Gliederung auf, so besonders oberhalb etwa Kote 400 m, wo die Trogwände allgemein flacher werden. Die Sohle des Felstrogs liegt sehr tief und versinkt in Richtung Zürich zunehmend unter Lockergesteinen. Bohrungen im Querschnitt Wollishofen-Tiefenbrunnen zeigten, dass sie dort mindestens 260 m unter dem Seespiegel liegt, aber talabwärts allmählich aufsteigt (C. Schindler 1974).

2. Schwellenzone

Wenn wir uns gegen Südosten wenden, häufen sich die Komplikationen. Bei der Halbinsel Au liegt ein mächtiges Paket älterer Lockergesteine, welches an die südliche Trogflanke angeschmiegt ist und die Glazialerosion aus unbekannten Gründen überdauert hat. Weiter östlich tauchen immer häufiger harte Strukturen an die Nähe der Oberfläche, wobei es sich teils um langgezogene Rücken mit einem einseitigen Steilabfall, teils um drumlinartige Gebilde handelt. Eine Analyse ergibt, dass auffallende Aehnlichkeiten mit dem Streichen und Fallen der Molasseschichten bestehen, wie dies Bild 1 zeigt. Interessanterweise entsprechen die Schwelle und die Zone der Komplikationen genau dem Südschenkel der Antiklinale von Käpfnach-Grüningen, was kaum ein Zufall ist. Besonders auffällig ist der höchste Riegel, der 20 bis 25 m unter dem Spiegel den See schief überquert und nur nahe Wädenswil eine knapp 300 m breite Lücke aufweist. Diese offensichtlich glazial überarbeitete Schwelle wurde schon von A. Aeppli (1894) erkannt und als Moränenwall gedeutet. Mit K. Hsu und K. Kelts (1970) möchten wir sie als Fels deuten, was eine lokale Bedeckung mit Moräne nicht ausschliesst. Keine Beweise fanden sich dagegen für die verschiedenaltrigen Glazialtäler, welche nach diesen beiden Autoren den Felsriegel an vier Stellen durchbrechen sollten. Stratigraphisch gesehen besteht die Schwellenzone nach N. Pavoni (1957) aus dem Appenzeller Granit samt den ihn begleitenden Nagelfluhbänken, wobei vielleicht Querbrüche das Bild komplizieren.

3. Südost-Becken

Gegen Süden fällt der Riegel recht steil ab, hier setzt das Südost-Becken ein. Obwohl es ebenfalls mit spätglazialem Lehm gefüllt ist, unterscheidet es sich in Form und Struktur stark vom Nordwest-Becken. Die Schichtflächen fallen generell gegen Norden hin ab, da wir uns im Süden der Synklinale Wädenswil-Stäfa befinden. Dies ist besonders im Osten gut sichtbar, wo mehrere Felsrücken auf weite Strecken zu verfolgen sind. So zieht die Grenznagelfluh Obere Süsswassermolasse/Obere Meeresmolasse vom Schlosshügel Rapperswil (G. Welti 1950) her kommend rund 300 m

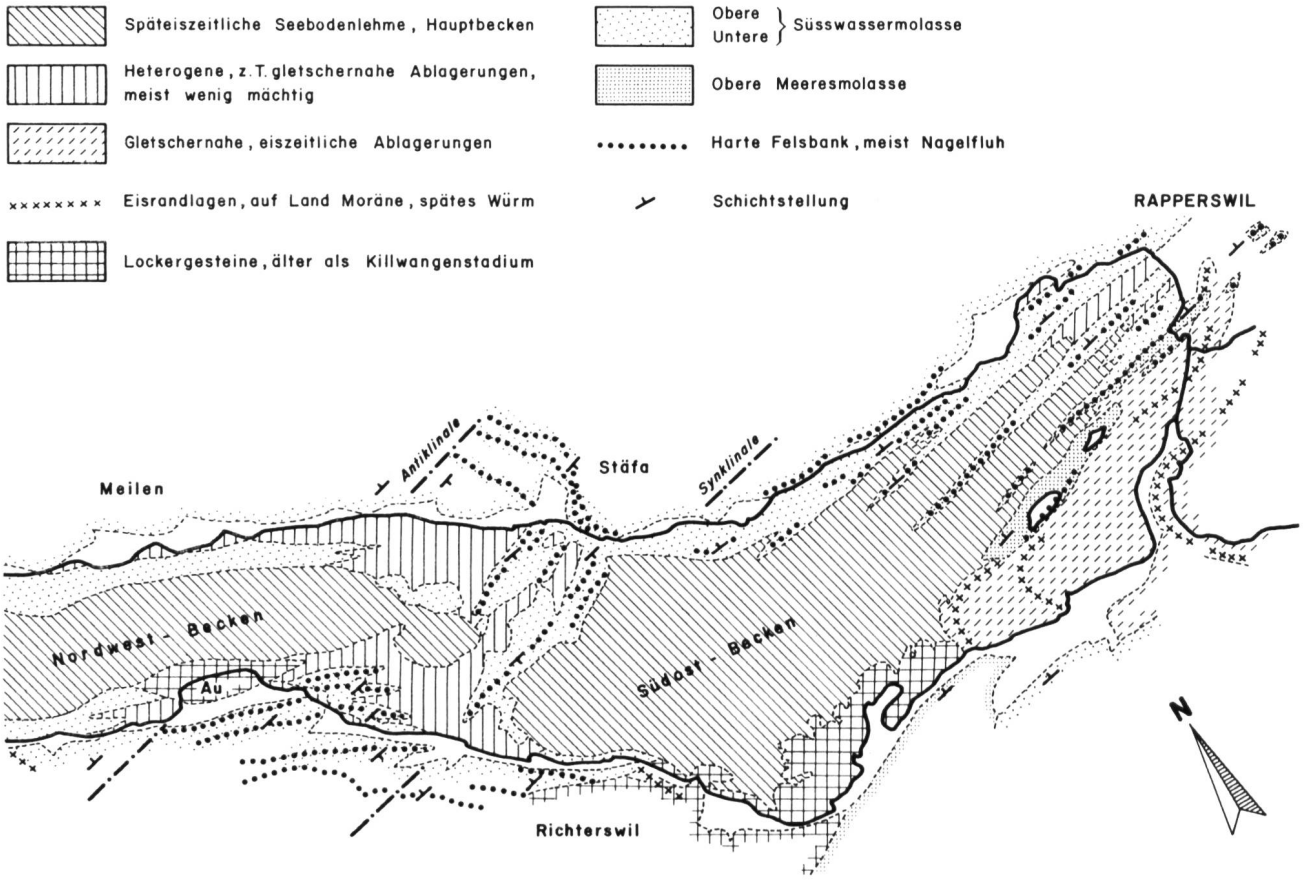


Bild 1. Uebersichtskärtchen über die Unterlage des basalen Faulschlamms (etwas vereinfacht und schematisiert).

im Norden der Ufenau durch. Der bekannte Felsrücken mit den beiden Inseln ist also deutlich älter, ist aber seinerseits nach R. Rutsch und J. Hürzeler (1934) eindeutig jünger als die burdigalen Sandsteine von Bäch. Rund 700 m im Westen der Ufenau bricht die Schwelle recht unvermittelt ab. In ihrer Fortsetzung sind im See wie auch an Land (Bächau, Insel Schönenwerd, Horn von Richterswil) zwischen Freienbach und Richterswil zwar harte Strukturen zu erkennen, doch weisen diese drumlinartige Formen auf und entsprechen in ihrer Längsachse nicht dem Schichtstreichen. Aufschlüsse bei der Bächau wie auch Bohrungen bei Richterswil zeigen, dass es sich dabei um gletschernah abgelagerte Kiese und Sande handelt, welche ebenso wie die Schotter im Westen von Richterswil und bei der Au älter als das Gletscherstadium von Killwangen sind. Noch viel älter dürften die hartgepressten Seeablagerungen, Sande und Moränen sein, die sie lokal unterlagern und westlich Rapperswil ein ehemaliges, gegen Zug hin weisendes Tal füllen. Diese Talung verläuft ebenso wie die Hauptachse des Südost-Beckens ungefähr im Schichtstreichen. Die spätglazialen Seebodenlehme erreichen im westlichen Drittel des Beckens ihre grösste Mächtigkeit (gegen 100 m³).

4. Gebiet südlich der Linie Rapperswil-Freienbach-Bächau

Ueberraschenderweise weist hier der Seeboden eine sehr unruhige Topographie auf, wie sie für gletschernahe, eiszeitliche Seeablagerungen typisch ist. In den seichten, den Seespiegelschwankungen und dem Wellenschlag ausgesetzten Gebieten (auf der geologischen Karte gelb gefärbt) ist diese allerdings ausgeebnet worden. Auffällig sind insbesondere zwei Gebilde ähnlich einem Moränenwall, wobei der äussere bei Freienbach einen Riegel gegen das Südost-Becken bildet. Es handelt sich dabei um Lockergesteine, welche zwar an der Gletscherstirn gebildet wurden, dies aber bei einer Wassertiefe von 15 bis 35 m, lag doch der Seespiegel in der ausgehenden Würmeiszeit lange Zeit noch um Kote 417 m und darüber (C. Schindler 1970). Die Moräne von Hurden entspricht demnach nicht dem Maximalstand des Hurdenstadiums, vielmehr stiess der Gletscher vorher noch kräftiger vor. Dabei lehnte sich seine Stirn an die Felsschwelle von Ufenau und Lützelau an, seine gletschernahen Sedimente können von Freienbach bis in den Nordosten von Rapperswil verfolgt werden. Wie auf der Karte von R. Hantke (1967) zu sehen, biegt der Wall von Hurden beim Dörfchen stark gegen Osten ab, die Seebodentopographie und das Luftbild (siehe A. von Moos 1943) deuten auf eine generelle Fortsetzung nach Nordosten. Unserem stärkeren Vorstoss entsprechen dagegen die von A. von Moos (1943) beschriebenen, sehr groben Eisrandsedimente, welche beim Dreiländerstein bis nahe unter den Seedamm aufsteigen und wenig weiter nordöstlich sogar im See als Gruppe von Findlingen auftauchen. Im Ost-Nordosten des Burghügels Rapperswil stiess ein Bahneinschnitt auf Moräne, welche verschürfte Seebodenlehme überlagert (R. Moser 1894).

Auf der Halbinsel Hurden und anschliessend westlich sind junge Niederterrassenschotter geschüttet worden. Diese Vorkommen liegen relativ hoch, sind auf die südliche Hälfte der Talung beschränkt und entsprechen nicht alle dem gleichen Gletscherstand. So fand eine Bohrung nahe dem Bahnhof Bäch über Moräne 28,4 m weichgelagerte Schotter, welche offensichtlich älter als der Stand von Freienbach sein müssen. Auffällig ist die Häufung von Kiesvorkommen verschiedenen Alters entlang der linken Talflanke von Hurden bis zur Au, worauf schon A. von Moos (1943) hingewiesen hat.

III. Vom Gletscher nicht mehr beeinflusste, junge Lockergesteine

Die Echolotprofile haben diesen höchsten Schichtstoss sehr häufig durchdrungen, so dass wir über denselben besonders viele Auskünfte besitzen. Diese beziehen sich allerdings primär nicht auf die petrographischen Daten (Kalkgehalt, Kornverteilung usw.), sondern auf die Struktur, auf die Schichtung und den Grad der Konsolidation. So waren insbesondere Rutschungen, Kriechgebiete und Zonen mit Einstreuung von terrestrischem Material gut zu unterscheiden, wogegen keine Detailstratigraphie gegeben werden kann.

1. Altersfragen, Seespiegelschwankungen, basaler Faulschlamm

Mit Beginn des Böllings setzt nach den vorläufigen Ergebnissen von B. Ammann-Moser die Sedimentation des basalen Faulschlamms ein. Es ist dies ein leicht bis mässig toniger Silt von charakteristischer Kornverteilung, welcher häufig faulschlammig ist und neben Pollen auch Pflanzenhäcksel enthalten kann. Im Gegensatz zum spätglazialen Seebodenlehm füllt er nicht nur die tiefsten Depressionen, sondern überdeckt den grössten Teil des Seebodens, so dass er einen guten Leithorizont ergibt. Seine Untergrenze ist im Gegensatz zur Obergrenze stets scharf. Vorläufig ist noch nicht abgeklärt, ob die Bildung von Seekreide im Alleröd oder erst im Praeboreal einsetzte.

Im Bölling wich der Linthgletscher endgültig in den Raum hinter Netstal zurück, seine späteren Pendelbewegungen hatten anscheinend keinen Einfluss mehr auf unsere Sedimente. Bereits etwas früher (Gletscherstirne bei Ziegelbrücke?) muss sich der Seespiegel auf 403,5 bis 405 m ü.M. abgesenkt haben (C. Schindler 1970), worauf Eisberge die Schwelle von Hurden kaum mehr queren konnten. Seither schwankte der Spiegel zwischen den Extremwerten 403,5 und 408 m. Die Mächtigkeit der seit dem Bölling abgelagerten Sedimente schwankt zwischen 6 und 20 m, wenn man von Schwellenzonen, Steilhalden und Anhäufungen in Schuttkegeln absieht.

2. Ufernahe Gebiete

Der Aufbau dieser Zone ist meist komplex; er wurde 1974 eingehend beschrieben. Auf grosse Strecken lässt sich eine alte, überschwemmte Uferlinie um Kote 403,5 m verfolgen, das heisst um den tiefstmöglichen Spiegel. Landwärts schliesst eine oft sehr breite, auf unserer Karte gelb gefärbte Verebnungsfläche an. Besonders schön ist dies entlang dem linken Seeufer der Stadt Zürich zu beobachten, wo solche Flächen von Pfahlbauern besiedelt worden sind. Grosse Teile der seichten Uferpartien sind der Landgewinnung zum Opfer gefallen, da diese hier meist auf günstige Voraussetzungen traf.

Seewärts ist die Uferlinie oft von einem Steilbord begleitet, da hier das vom Wellenschlag aufgewirbelte Material abgelagert wurde. Leider fehlen uns genaue Unterlagen über das Areal Hurden—Ufenau—Lützelau, so dass die tiefste Uferlinie dort nur sehr grob zu erfassen war.

3. Grenze Seekreide — seekreideartige Sedimente

Die sehr lückenhaften Daten aus dem Zürichsee ergeben einen auffälligen Gegensatz im Karbonatgehalt der jüngeren Lockergesteine, welche abseits vom Ufer und von Schuttkegeln entstanden sind. Bei Wassertiefen von weniger als 12 m finden sich meistens echte Seekreiden (> 75 % $CaCO_3$) bei Kalkgehalten von 75 bis 95 %. Nur wenig tiefer sinken die Werte ab und schwanken bis zum tiefsten

Seegrund (rund 140 m; W. Lüdi 1957, R. Thompson und K. Kelts 1974) zwischen 30 und 70 %, mit gelegentlichen Spitzen bis 85 %. Mit Ausnahme einer sehr viel höheren Plastizität bleiben aber die strukturellen und bodenmechanischen Eigenschaften dabei recht ähnlich, so dass wir von seekreideartigen Sedimenten sprechen möchten[2] (= «Seemergel» von E. Wasmund 1930, doch eignet sich dieser Begriff für den schweizerischen Sprachgebrauch wenig).

Wie kann diese auffällige Grenze um 12 m Wassertiefe erklärt werden? Von Bedeutung ist die Tatsache, dass die durch Hochwasser dem See zugeführten feindetritischen Teile des Schutts in der warmen Jahreszeit nicht einfach langsam auf den Boden sinken, sondern meistens in der Nähe der Sprungschicht in der Schwebe bleiben. Sie werden dort durch Strömungen über den ganzen See verteilt (P. Nydegger 1957, M. Sturm und A. Matter 1972). In der kalten Jahreszeit fehlt die Temperaturschichtung, die Feinanteile sinken dann rascher ab. K. Dietlicher hat 1974 Daten über Temperaturverhältnisse, Chemismus und Biologie des Zürichsees zusammengestellt. Danach bildet sich ab Mitte April eine scharfe Grenze zwischen warmem Oberwasser und kühlem Tiefenwasser (Sprungschicht), welche im Laufe des Novembers verschwindet. Die 12 °C-Isotherme liegt meist um 10 bis 12 m Tiefe, jene von 8 °C um 14 bis 18 m. Im Februar herrschen über das gesamte Profil dagegen Temperaturen von 4 bis 5 °C.

Es ist deshalb anzunehmen, dass ab 10 bis 18 m Wassertiefe dem autigenen Kalk zunehmend Schwebstoffe — Ton und Silt — beigemengt werden, so dass die jungen Sedimente gegen unten an Mächtigkeit gewinnen sollten. Dies trifft nun aber zum Beispiel im untersten Seebecken nicht zu, vielmehr besteht eher eine Tendenz zur Abnahme. Bei seichtem Wasser kann die Kalkausfällung zwar infolge stärkerer Erwärmung und dem Auftreten von festgewachsenen Wasserpflanzen überdurchschnittlich hoch sein, doch genügt dies als Erklärung nicht.

K. Dietlichers Profile nahe der Seemitte bei Stäfa, Thalwil und Zürich zeigen, dass der Gehalt an freiem CO_2 in den obersten Wasserschichten während 6 bis 8 Monaten pro Jahr sehr stark absinkt. Die kohlensäurearme Zone greift 5 bis 12 m tief unter den Seespiegel und ist gegen unten scharf abgegrenzt, dies besonders vom Juli an. Parallel dem Entzug der Kohlensäure durch Planktonwachstum geht eine Verminderung der Karbonathärte, also eine Kalkausfällung. Ein Vergleich der Härte im Winter mit jener im Spätsommer ergibt in den obersten 15 m Wasser eine Verminderung um 20 %.

Aufgrund dieser Daten liegt der Schluss nahe, der ausgefällte Kalk sei in Wassertiefen unter 12 m während der meisten Monate stabil, tiefer unten dagegen stets leicht unstabil. Wegen der Möglichkeit einer allmählichen Lösung von Kalk auf dem Seeboden ist anzunehmen, dass der Gehalt an $CaCO_3$ in den seekreideartigen Sedimenten auf Aenderungen von Klima und Bewaldungsgrad in der Umgebung empfindlich reagiert. So fand z. B. W. Lüdi (1957) maximale Kalkgehalte in der warmen Periode des Boreals, wobei erst umfassende Studien zeigen können, ob dies eine allgemeine Regel sein könnte.

4. Konsolidationsgrad und Art der Sedimente abseits von Schuttkegeln und Rutschungen

Vermutlich handelt es sich bei diesen Sedimenten allgemein um Seekreide, seekreideartige Ablagerungen und tonreichen Seebodenlehm, lokal sind auch Lagen von gröberem detritischem Material zu erwarten. Im Nordwest-Becken können aufgrund des Echolots folgende Zonen unterschieden werden:

a) Steilhänge mit Neigung über 20°, im Echolot undeutlich, auf der Karte in der Farbe des hartgelagerten Untergrunds dargestellt. Hier können sich nur geringe Mächtigkeiten von unkonsolidiertem Schlamm halten.

b) Unkonsolidierter Schlamm, im Echolot unscharf abgegrenzter, grauer Schleier, auf der Karte rosa dargestellt.

c) Geschichtete Sedimente mit wenig konsolidierten Lagen, im Echolot transparent, aber mit grauen Schlammpartien, auf der Karte lila dargestellt.

d) Gut geschichtete Sedimente, im Echolot transparent, auf der Karte blau dargestellt.

Unkonsolidierter Schlamm findet sich fast ausschliesslich bei Hangneigungen über 12°, dieser dringt lokal allerdings auch etwas weiter in das Becken vor. Seine Grenzen zu den Zonen c) und d) sind stets scharf, wobei in steilen Hangpartien flacher gelagerte, konsolidierte Sedimente oft diskordant überlagert werden (auf der Karte Gebiete mit rosa Streifen über blau oder lila). Er entsteht also heute noch und muss gelegentlich in kleineren oder grösseren Paketen abrutschen. Die schichtparallele Einlagerung von Schlamm in der Zone c) zeigt, dass er sich beim Abgleiten mit Wasser vermischt und weit über das Vorland verteilt wird. Die lila gefärbten Schichten sind weitgehend an Hangneigungen von 2 bis 13° gebunden und gehen beckenwärts fugenlos ohne scharfe Grenze in die Zone d) über. Diese auf der Karte blau gefärbten Sedimente sind meist sehr flach gelagert, können aber auch Terrassen mit bis zu 10° Neigung bedecken.

In Gebieten mit buckliger Seebodentopographie finden sich in den lokalen Steilhängen wohlgeschichtete Sedimente mit Schlammeinlagerungen, im Extremfall auch nur unkonsolidierter Schlamm. Im Südost-Becken dagegen sind die Ablagerungen oft derart transparent und flach gelagert, dass sich auch tiefliegende, harte Strukturen durch gegen unten zunehmende Verformungen verraten (differentielle Setzungen).

5. Schuttkegel

Dem Zürichsee fehlen grosse, schuttreiche Zuflüsse, so dass sich die Ablagerungsgebiete der Bäche meist sauber trennen lassen. Im Echolotprofil können drei durch Uebergänge miteinander verbundene Zonen unterschieden werden:

Undurchsichtig mit kurzen, harten Reflexen, auf der Karte dunkelgrün. Vermutlich unruhiger Wechsel Kies/Sand/Silt mit feinkörnigen Einschaltungen, zum Teil auch Seebodenlehm.

Weiche, tiefere Reflexe, aber weitgehend undurchsichtig, auf der Karte hellgrün. Vermutlich geschichteter Wechsel Sand/Silt/Lehm/seekreideartige Sedimente, Kies selten. Pflanzenhäcksel und faulschlammige Partien dürften häufig sein, so dass auch das Auftreten von Gasblasen zur Schleierbildung beitragen dürfte.

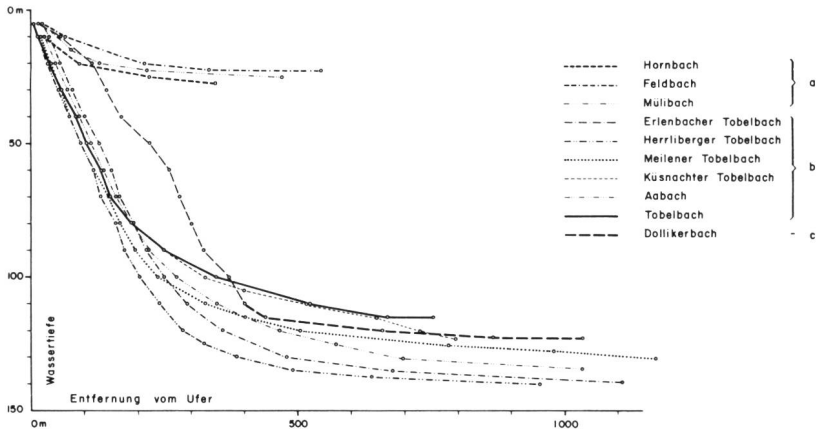
Weiche, tiefere Reflexe, erlauben Durchsicht auf tiefere Horizonte, auf Karte blaugrün. Vermutlich geschichteter Verband mit Seebodenlehm und seekreideartigen Sedimenten, Lägchen von Silt und Sand. Etwas Pflanzenhäcksel, Faulschlamm und Gasblasen?

Es lassen sich folgende drei Typen von Schuttkegeln unterscheiden (Bild 2, oben):

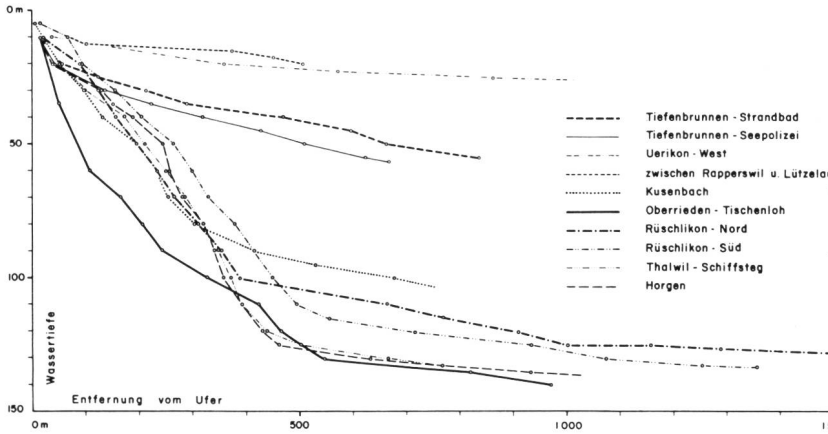
[2] Eine Diskussion dieser Probleme erscheint in Kürze: M. Gyger, M. Müller-Vonmoos und C. Schindler (1976): Untersuchungen zur Klassifikation nacheiszeitlicher Sedimente im Zürichsee.

Bild 2. Typische Profile durch Schuttkegel, Rutschungen und Kriechgebiete (5mal überhöht).

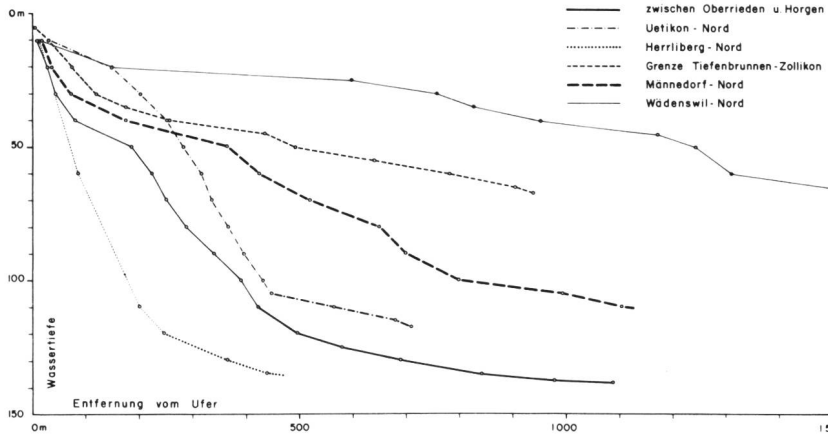
Schuttkegel



Rutschungen



Kriechgebiete



a) Im Südost-Becken grosse landfeste Kegel mit flachem Vorfeld von bescheidener Grösse. Entlang dem rechten Seeufer weist die hellgrüne Zone eine eigenartige Verschleppung auf, was auf eine uferparallele Wasserbewegung hindeuten dürfte. Nach Beobachtungen von R. Schlund quert eine kräftige Strömung, aus dem Obersee kommend, den Engpass zwischen Rapperswil und der Halbinsel Hurden, bzw. der Lützelau, in Richtung NW, was diese Erscheinung erklären könnte. Direkte Beobachtungen, wie auch unsere Karte, weisen darauf hin, dass nur sehr wenig Schwebstoffe aus dem Obersee in den Zürichsee gelangen, so dass das von der Strömung verschleppte detritische Material von der ehemals in den Zürichsee mündenden Jona sowie von Lokalbächen stammen muss.

b) Schuttkegel mit zum Teil mässig grossem, zum Teil fehlendem landfestem Anteil, welche aber unter Wasser sehr weit in das nordwestliche Seebecken hineingreifen. Ihr Einflussbereich lässt sich meist bis in die Seemitte verfolgen, in einzelnen Fällen dreht er dort ab und folgt der Richtung des hier sehr flachen Gefälles. Wie dies M. Sturm und A. Matter (1972) vom Thunersee beschrieben, muss sich bei kräftigen Hochwassern zusätzlich zur Einschichtung des trüben Wassers nahe der Sprungschicht eine grundberührende Strömung ausbilden, welche offensichtlich Silt, Feinsand und Pflanzenhäcksel sehr weit verfrachten und flächig verteilen kann. Rinnenbildung ist nur andeutungsweise vorhanden und beschränkt sich auf den obersten, steilen Teil der Kegel (Neigung durchschnittlich 26°, lokal bis 30°).

c) Die Dollikerbäche zwischen Meilen und Uetikon können ihren Schutt vorerst auf einer kleinen, hochliegenden Terrasse ablagern. Beckenwärts sinkt der Seeboden unvermittelt 90 m tief ab, am Fusse der Steilwand breitet sich eine flache Decke von Turbiditen aus. Vermutlich gleiten hie und da Pakete der hochliegenden Ablagerungen in die Tiefe. Aehnliches möchte man von den Bächen bei Horgen vermuten, hier sind die Verhältnisse unübersichtlich, weil zudem Rutschungen durch Auffüllungen ausgelöst wurden.

6. Rutschungen (Bild 2, Mitte)

Das Echolot gibt umfassende Auskünfte über die Abgrenzung von Rutschungen und Kriechgebieten. Es versagt allerdings in den ufernahen Gebieten, wo aber andere Hilfsmittel zur Verfügung stehen (Morphologie, Bohrungen, Ueberlieferung, Abgrenzung von Setzungsgebieten). Wie bereits gezeigt, sind die Schlammgebiete (rosa) unstabil und können Teil einer grösseren bewegten Masse sein. Folgende Typen von Rutschungen lassen sich unterscheiden:

a) Flache Rutschung mit buckligen Strukturen, einer Front und zum Teil noch heute anhaltender Unstabilität. Sie erinnern an Landrutschungen und haben häufig kleines Ausmass (zum Beispiel bei Quaibrücke Zürich, bei Wädenswil und Richterswil). Bei grösseren Rutschungen schwankt die Neigung im oberen Teil meist zwischen 10 und 18°, nimmt aber rasch ab, so dass sich auf das Ganze gesehen durchschnittliche Gefälle von $1^1/_2$ bis 5° ergeben. Diese erstaunlich niedrigen Werte beweisen, dass Strukturzusammenbrüche eine wesentliche Rolle spielen müssen, zudem bleibt zu berücksichtigen, dass Auffüllungen ein bedeutend höheres Raumgewicht als die meisten Seeablagerungen aufweisen. Ueber Wasserspiegel entfällt zudem die Wirkung des Auftriebs.

b) Rutschmassen am Fuss einer Steilhalde, aber mit ausgeprägter Front und etwas unruhiger Oberfläche. Die überliegende Halde weist häufig Neigungen um 15° auf und ist oft durch unstabilen Schlamm bedeckt, die angehäufte Masse ist dagegen recht flach. Zweifellos wurde das abgleitende Material stark mit Wasser durchmischt, was ja auch die breite, oft flächenartige Ausbreitung zeigt, doch kam es nur untergeordnet zur Bildung eigentlicher Turbidite, welche ja seitlich auskeilen sollten. Bei den Rutschen von Rüschlikon bilden diese eine langgestreckte Zunge vor der Rutschmasse, an anderen Orten ist eine dünne, im Echolot nicht erkennbare Turbiditlage durchaus möglich.

b) Eigentliche Turbidite, welche am Fusse einer Steilwand einen ausgedehnten, flachen, seitlich auskeilenden Fächer bilden. Dieser ist nur unscharf abzugrenzen. Neben den von K. Kelts (1969) näher untersuchten Rutschungen bei Horgen ist auch eine solche von Thalwil hier einzuordnen.

Die grössten dargestellten Rutschungen sind sehr jung und wurden in den meisten Fällen eindeutig durch den Menschen ausgelöst. Allerdings weisen die Auffüllungen wie auch die im Ufergebiet in Bewegung gesetzten Lockergesteine Kubaturen auf, welche im Verhältnis zu den auf dem Seegrund abgelagerten Massen auffällig klein sind, worauf schon W. Lüdi (1957) hinwies. Wir vermuten, dass auch viele Sedimente der unterliegenden Halde, insbesondere Schlamm, von der Rutschung mitgerissen wurden.

Labile Situationen entstanden zweifellos an vielen Orten und zu verschiedenen Zeiten, dies auch schon vor dem Eingreifen des Menschen. Sehr viele Rutschmassen haben sich in verschiedenen Phasen gebildet. Im ruhig gelagerten, südöstlichen Becken ist zu erkennen, dass sie teilweise unter jüngeren Sedimenten begraben sind.

Im flachgelagerten, tiefsten Seebecken wird die Oberfläche von einer dünnen Schlammschicht bedeckt, dies wohl als Folge der zahlreichen rezenten Rutschungen (auf der Karte hellblau gefärbt).

7. Kriechgebiete (Bild 2, unten)

Die starke Ueberhöhung der Echolotprofile lässt oft geringfügige Verbiegungen und Stauchungen in jungen, weichgelagerten Sedimenten erkennen. Grösstenteils ist der Schichtverband erhalten geblieben, doch kommen oft schlammartige Lagen oder Störungen vor. Am Kontakt mit flachliegenden Ablagerungen können gut ausgeprägte Stauchwälle auftreten, häufig klingt die Störung aber gegen das Becken hin allmählich aus. Zum Teil lässt sich beobachten, dass die Verformungen und Störungen gegen tiefere Schichten hin intensiver werden, was auf langfristige Kriechbewegungen hinweist. Die Verschiebungen dürften aber nur bescheidene Beträge erreichen. Es können zwei Typen unterschieden werden:

a) Kriechgebiete am Fuss einer steilen Halde, welche mit unkonsolidiertem Schlamm bedeckt ist oder Teil eines Schuttkegels bildet. Die Bewegungen werden einerseits durch Materialzufuhr von oben, andererseits durch Setzungserscheinungen gefördert. Erstaunlich bleibt trotzdem, wie weit und wie flach die Kriechbewegungen in das Seebecken vorstossen können — bis zu 600 m, dies bei mittleren Gefällen von 2 bis $3^1/_2$°! In den Schuttkegeln sind diese Gebiete weniger deutlich abgegrenzt und greifen lokal in höhere, weit steilere Hangteile.

Zwei Echolotprofile aus dem Zürichsee. In der Vertikalen sind die Tiefen ab Seespiegel angegeben, in der Horizontalen die Distanzen vom Ausgangspunkt des Profils. Die Profile sind 25mal überhöht.

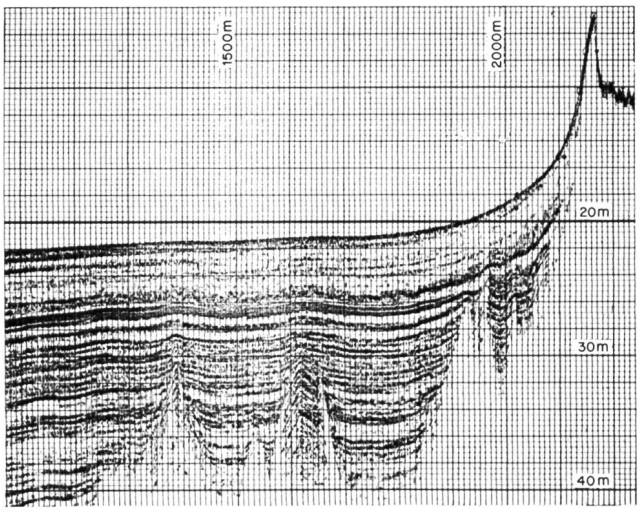


Bild 3. Profil von Richterswil (links) gegen Bächau. Im Ostteil (links) hart gelagerter, unruhig verlaufender Untergrund aus Lockergesteinen. Rechts aussen die Unterwasserbaggerung zur Kiesgewinnung. Darüber nahezu horizontal eingeschichtete, weiche, junge Sedimente mit differentiellen Setzungen.

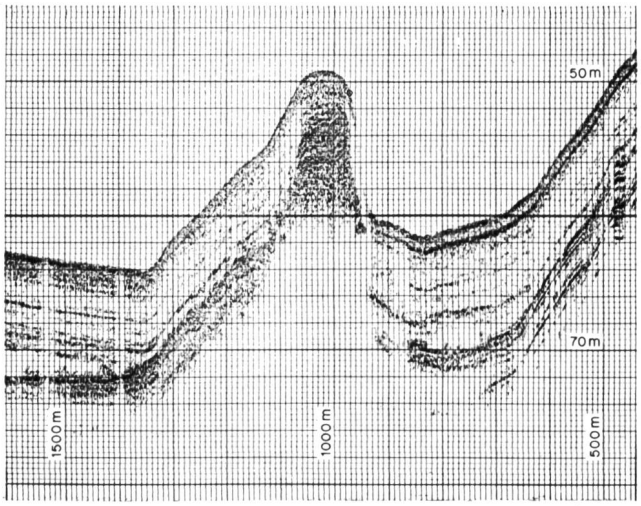


Bild 4. Profil von Männedorf (links) gegen SSW. Im mittleren Teil steigt ein Felsbuckel hoch. Auf seiner rechten Flanke eine dünne Decke von Schlamm (grau). Beidseits des Buckels schliessen junge, weichgelagerte Sedimente an, rechts mit schwachen Kriechbewegungen.

b) Gletscherartige, langgezogene Kriechgebiete mit einer bogenförmigen, eher schmalen Stirn. Solche finden sich bei Zollikon, besonders schön aber auch beim südöstlichen Abschluss des Nordwest-Beckens. Dort sind Zerrspalten zu beobachten, Ströme können sich vereinigen oder werden durch aufsteigende Felsstrukturen wieder geteilt, vereinzelt finden sich auch Strukturen ähnlich einem Randschrund. Die Schichtung ist im oberen Teil des «Gletschers» meist besonders gut erhalten, gegen die Stirn dagegen häufig gestört und mit Schlamm durchsetzt. Erstaunlich ist wiederum, wie lang und flach (durchschnittliche Neigung 2½ bis 5°) die Kriechgebiete sind. Das grösste beginnt westlich Richterswil und erreicht nahezu 3 km Länge!

Es bietet einige Rätsel, wieso Kriecherscheinungen derart weite Gebiete bei so schwachen Neigungen erfassen können, wobei die gletscherartigen Gebilde besondere Aufmerksamkeit verdienen.

IV. Ausblick

Die hier gegebenen Daten bedürfen zum Teil der Ueberprüfung, auch sind viele Fragen offen geblieben, zudem hält der Zürichsee sicher noch Ueberraschungen bereit. Immerhin zeichnen sich einige Gegebenheiten ab:

Der Felsuntergrund scheint in der Talung zwischen dem Walensee und Baden in verschiedene Schwellen und dazwischenliegende, übertiefte Becken gegliedert zu sein, was auf die überragende Rolle der Glazialerosion in diesem Gebiet hinweist. Eine fluviatile erste Anlage des Zürichsees ist anzunehmen, wobei aber die beiden Hauptbecken möglicherweise nicht dem gleichen Talsystem entsprechen. Beim senkrecht zum allgemeinen Streichen liegenden Nordwest-Becken könnte die erste Anlage Querbrüchen folgen, doch ist dies schwer zu beweisen.

Die bei Freienbach liegenden Gletscherfrontablagerungen, wie auch die gletschernahen Seeablagerungen nördlich Pfäffikon, bringen einen weiteren Beweis gegen die Toteistheorie von R. Staub (1938) siehe auch bei C. Schindler 1974).

Die jungen Sedimente des Nordwest-Beckens sind bis zur abschliessenden Schwelle sehr unruhig aufgebaut und durch Rutschungen, Kriechbewegungen und weit ausgreifende Schuttkegel gekennzeichnet. Vom sedimentologischen und bodenmechanischen Aspekt her sind sie sehr interessant, bringen für die Pollenanalyse dagegen grosse Probleme. Sehr viel ruhiger und für solche Untersuchungen geeigneter scheint das Nordost-Becken zu sein.

Literatur

Aeppli A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. geologische Karte Schweiz 4.

Dietlicher K. (1974): Die Wassergüte des Zürich- und Walensees — Versuch einer Darstellung. Wasserversorgung 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.

Kelts K. (1969): Recent Sediments in Lake Zurich between Horgen and Meilen. Dipl. Arb. ETH Zürich, Manuskript.

Lüdi W. (1957): Ein Pollendiagramm aus dem Untergrund des Zürichsees. Schweiz. Z. Hydrol. 19.

Von Moos A. (1943): Zur Quartärgeologie von Hurden-Rapperswil (Zürichsee). Eclogae geol. Helv. 36/1.

Moser R. (1894): Die sogenannten Rutschungen von Rapperswil. Schweiz. Bauz. 24.

Nydegger P. (1957): Vergleichende limnologische Untersuchungen an 7 Schweizerseen. Beitr. geol. Schweiz, Hydrol. 9.

Pavoni N. (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. Vjschr. Nat. Ges. Zürich 105/5.

Rutsch R. und Hürzeler J. (1934): Das Alter der Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau (Oberer Zürichsee). Eclog. geol. Helv. 27.

Schindler C. (1970): Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen. Vjschr. Nat. Ges. Zürich 116/2.

Schindler C. (1974): Zur Geologie des Zürichsees. Eclogae geol. Helv. 67/1.

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.

Thompson R. und Kelts K. (1974): Holocene sediments and magnetic stratigraphy from lakes Zug and Zurich, Switzerland. Sedimentology 21.

Wasmund E. (1930): Lakustrische Unterwasserböden, in: Blanck E., Handbuch der Bodenkunde, 5.

Welti G. (1950): Flugbild und subagnatische Morphologie. Geographica helv. V/4.

Geologische Karten

Hantke R. und Mitarbeiter (1957): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000 (Leemann, Zürich).

Adresse des Verfassers: Dr. Conrad Schindler, Geotechnisches Büro Dr. A. von Moos, Bachofnerstrasse 5, 8037 Zürich.

Trinkwassergewinnung aus Seen — die Lage in der Schweiz heute und morgen

Marten Schalekamp[1])

DK 628.1.033

Die totale Wassermenge auf der Erde beträgt 1 390 Mio Kubikkilometer (km³). Davon sind höchstens 1,33 % oder etwa 18,5 Mio km³ Süsswasser einschliesslich 1,29 % oder 18 Mio km³ Eis. Die Menge an Grund-, See- und Flusswasser beträgt demnach 0,5 Mio km³ oder 0,04 %. Der Weltbedarf an Trink- und Brauchwasser beträgt heute etwa 160 km³ je Jahr. Zum grössten Teil wird Süsswasser gebraucht. Leider werden die einzelnen Länder der Erde sehr unterschiedlich mit Süsswasser beschickt, so dass viele zu wenig haben und in Zukunft auf die Destillation von Meerwasser angewiesen sind.

Wasser gibt es in genügender Menge auf der Welt. Leider bedarf es — sei es nun in süsser oder salziger Form — einer intensiven Reinigung. Bei Grund- und Quellwasser geschieht dies durch die Bodenpassage. Oberflächenwasser aus Flüssen, Seen und dem Meer bedarf einer kostspieligen Aufbereitungsanlage.

Die Menschheit braucht daher für die Trinkwasserversorgung in erster Linie Quell- und Grundwasser. Da es jedoch zu wenig davon gibt, ist man heute immer mehr auf Oberflächenwasser angewiesen. Obwohl die Schweiz das Wasserschloss Europas ist, ist auch sie darauf angewiesen, neben Grund- und Quellwasser vermehrt Oberflächenwasser zur Trink- und Brauchwasserversorgung zu verwenden.

Der Trinkwasserbedarf des Schweizers wird heute mit 21 % Fluss- und Seewasser und mit 79 % Quell- und Grundwasser abgedeckt. Im Planungsziel (Jahre 2020 bis 2040) rechnet man mit rd. 55 % echtem Quell- und Grundwasser. Die restlichen 45 % werden direkt oder indirekt den Flüssen und Seen entnommen. In der Schweiz werden 10 Seen zur Trinkwasserversorgung genutzt. Von insgesamt 35 Seewasserwerken liegen allein deren 24 am Boden-, Zürich-

[1]) Kurzfassung des Vortrages, den M. Schalekamp anlässlich der Delegiertenversammlung der Schweizerischen Vereinigung für Gewässerschutz und Lufthygiene, VGL, am 21. Mai 1976 in Bern gehalten hat.