

Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit

Christian Schlüchter, Max Maisch, Jürg Suter, Peter Fitze, Waldemar A. Keller, Conradin A. Burga und Ernst Wynistorf

Durch eine Neuaufnahme und interdisziplinäre Auswertung des klassischen Kiesgrubenprofils von Gossau (Zürcher Oberland) wurden Stratigraphie, Chronologie und die landschaftsgeschichtliche Bedeutung näher untersucht. Der mit den Schieferkohledatierungen erfasste Zeitraum von 54 000 bis 28 000 y BP belegt einen durch zyklische Verlandungsphasen gegliederten Abschnitt ohne Gletscherbeeinflussung. Nach 28 000 y BP erfolgte dann ein Gletschervorstoss bis über Gossau hinaus, der wohl nicht nur eine bedeutendere Oszillation, sondern einen mindestens vom Alpenrand her neu aufgebauten Eisvorstoss darstellt. Pollenanalytisch ist die Abfolge zwischen dem liegenden Delta und dem letzten fluvioglazialen/glazigenen Ablagerungszyklus in mehrere stadiale und interstadiale Phasen gliederbar. Dieser Abschnitt enthält ebenfalls eine mehrere tausend Jahre umfassende Pedogenese.

The profile of foliated peat at Gossau (Kt. Zurich), and its stratigraphic position within the last glaciation.

The reference section at the Gossau gravel pit has been re-investigated by a multidisciplinary approach and the bearing of its stratigraphy as well as of the geochronology on the evolution of the landscape is evaluated. The compressed peat beds represent the time span from 54 000 to 28 000 y BP and consist of several overbank depositional cycles of different magnitude without glacial influence. Only after 28 000 y BP a glacial advance occurred, passing the Gossau area. This advance is not just an important oscillation only, but represents an independent advance from the Alpine Border to the Foreland. The palynostratigraphy of the beds between the delta-complex (bottom) and the most recent fluvioglacial/glacial accumulative cycle (top) reveals several oscillations of stadial/interstadial type of vegetation. Below the Upper Peat Bed a subaerial pedogenesis is detected.

Chr. Schlüchter, M. Maisch, J. Suter

1 Einleitung

In der Veröffentlichung von 1985 (Chr. Schlüchter, M. Maisch und J. Suter) haben wir dargestellt, weshalb wir uns für eine Neuaufnahme und -bearbeitung des Profils von Gossau (ZH) entschieden haben. Wir haben mit der ersten Berichterstattung auch gezeigt, welche Ziele wir bei einem schrittweisen methodischen Vorgehen erreichen möchten. Was uns dann aber bei der Arbeit, neben den grundsätzlichen Überlegungen, mehr und mehr fasziniert hat, war die Fülle der erdgeschichtlichen Informationen, wie sie im vorliegenden, streng definierten Abschnitt innerhalb eines bekannten und schon mehrmals bearbeiteten Profils enthalten ist. Besonderes Gewicht erhält diese Feststel-

lung, wenn ein solches Profil zudem in einer morphogenetisch so klar definierten Landschaft liegt, wie das für Gossau auch der Fall ist. Wir haben bereits bei der ersten Bearbeitung gesehen, dass bestehende Konzepte ruhig einer kritischen Neubearbeitung unterzogen werden können, ja, dass sogenannte Bezugs- oder Typusprofile kontinuierlich bearbeitet und überprüft werden sollten, ob sie als Bezugsabfolgen für eine stratigraphische Eichung weiterhin verwendbar sind oder nicht. Die kontinuierliche Auseinandersetzung mit der Materie ist in diesem Sinne Voraussetzung für jegliche Erkenntniserweiterung – die in der Eiszeitstratigraphie über eine blosser Diskussion der klassischen Chronologie hinauswachsen muss. So haben wir bei der Fortsetzung unserer Arbeit in Gossau unser erdwissenschaftlich ausgerichtetes methodisches Spektrum mit pedo- und palynostratigraphischen, geochronologischen, hydro- und glazialmechanischen Analysen erweitert. Die vorgesehenen paläozoologischen Analysen (Kleinsäuger und Insekten) sind im Gange, aber noch nicht abgeschlossen.

Seit unserer Veröffentlichung von 1985 hat die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA (SEQS) die Lokalität von Gossau besucht und ist anlässlich der Arbeitstagung vom Oktober 1985 in Zürich zur folgenden Schlussfolgerung bezüglich Gossau gekommen: das «Schieferkohlenprofil» von Gossau ist durch seine lithostratigraphische Stellung und wegen seiner Lage in einer wohldefinierten eiszeitlichen Landschaft von überregionaler Bedeutung und Aussage. Seine Bearbeitung im Sinne einer präzisen stratigraphischen Einstufung ist weiterhin zu unterstützen (Bericht der SEQS).

Mit unserer Arbeit am Profil Gossau versuchen wir, eine Geschichte der Landschafts-genese und -entwicklung zu erarbeiten, die von einem möglichst präzisen Zeitmassstab begleitet wird. Schlüsselpunkte sind einerseits die Frage nach der stratigraphischen Position des letzten Gletschervorstosses über den Alpenrand hinaus ins Vorland, und andererseits die nach einer möglichen (und postulierten) frühletzteiszeitlichen Eisausdehnung. Diese Probleme können nur an «möglichst vollständigen» Profilen erörtert werden, in denen beträchtliche Abschnitte der landschaftlichen Entwicklung geologisch abgebildet sind. Von besonderer Bedeutung ist ebenfalls die Frage nach einer genetischen Einstufung der diversen Aufschotterungen, ihren Beziehungen zu den Verlandungszyklen mit den Schieferkohlen und deren Bedeutung für eine Erklärung der landschaftlichen Entwicklung. Die Neuaufnahmen am ausgewählten Profilabschnitt von Gossau haben unsere ersten Arbeitshypothesen bestätigt, dass aus einer präzisen Detailstudie allgemeine Schlüsse gezogen werden können, besonders dann, wenn der untersuchte Abschnitt in einen grösseren lokalen (und möglicherweise regionalen) Zusammenhang gestellt werden kann. Wir haben auch gesehen, dass eine multidisziplinäre Arbeitsweise umfassendere Einsichten erbringt, und dass die Beschäftigung mit den Fragestellungen der Nachbardisziplinen günstige Voraussetzungen für ein erweitertes Verständnis schafft.

Mit den im folgenden dargestellten Resultaten lässt sich die Geschichte der letzten Vergletscherung im Glattal präziser darstellen. Dies betrifft vor allem die Aufbauphase zum letzten grossen Vorstoss der Alpengletscher. Zudem zeichnen sich klare Ansätze für weitere Arbeiten ab.

Max Maisch

2 Geomorphologie und Gletschermodell

2.1 Überblick

Ein Blick auf das Gebiet zwischen der Zürichseetalung und dem Zürcher Oberland (Bild 1, Geländemodell¹) führt uns die einzigartige Lage des Profils Gossau inmitten der wärmzeitlichen Drumlinlandschaft vor Augen und verdeutlicht, mit welcher Dichte und Geschlossenheit sich die eiszeitlichen Prozesse am Rande und unter den Gletschern bis heute als markante Oberflächenformen erhalten haben. Die geomorphologischen Eintragungen in Bild 1 beruhen dabei im wesentlichen auf der Information, wie sie leicht generalisiert der Geologischen Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete (R. Hantke und Mitarbeiter, 1967) entnommen und ins vorliegende Landschaftsmodell hineinprojiziert wurde.

Der geologisch und tektonisch ganz im Bereich der subalpinen und mittelländischen Molasse (Grenze etwa zwischen Etzel und Höhrnonen) gelegene Geländeausschnitt veranschaulicht zwei kaltzeitlich verschiedenartige geomorphologische Formungsareale. Zürichsee-, Glatt- und Kempttal sowie der Höhenzug des Pfannenstils geben sich durch die sanfte, gerundete Formgebung als deutlich eisüberprägte, glazial ausgeformte Talwannen und Bergrücken zu erkennen. Das von den pleistocänen Vergletscherungen nicht oder nur am Rande berührte Hörnli/Bachtel-Gebiet (vgl. Jäckli-Karte) erscheint hingegen markant als radial zertaltes, fluvial zerschnittene, dem Napfbergland vergleichbare Hügelregion am linken Bildrand.

Die weiträumige, 8–10 km breite Wanne des obern Glattales wird schon von H. Bodenburg-Hellmund (1909, S. 150) treffend als «Taltorso» bezeichnet. Da diesem Tal durch den rund 120 m hohen Abfall zum Zürichsee ein eigentlicher Abschluss und damit auch grössere Flüsse fehlen, bezeichnete es J. Früh (1909) in einer der ersten grösseren Beschreibungen als «... ein in der Diluvialzeit ausgearbeitetes und seines alpinen Einzugsgebietes längst be-

¹ Ich möchte an dieser Stelle Herrn Stephan Bader (cand. phil. II, Assistent am Geogr. Institut der Univ. Zürich) ganz herzlich für seine zuvorkommende Hilfe bei der Auswahl und Optimierung des gewünschten Geländemodell-Ausschnittes danken. Unserem Instituts-Graphiker Martin Steinmann bin ich ebenfalls für seine Unterstützung bei den Repro-Arbeiten zu grossem Dank verpflichtet.

raubtes, geköpftes Erosionstal» (S. 16). Die als «Hombrechtiker-Passlandschaft» bezeichnete Schwelle ist tektonisch durch eine Molasse-Antiklinale vorgezeichnet (Käpfnach-Grüningen-Antiklinale, vgl. N. Pavoni, 1957).

Im Hintergrund des Bildes sind im Gebiet Obersee–Rapperswil in Richtung Schindellegi/Hirzel einige hervortretende Schichtrippen der schräggestellten Molasse als deutliche Geländestufen zu erkennen. Im Zürcher Oberland ist die Molasse-Tektonik durch mehrere, bruchschollenartige Verstellungen (Sprunghöhe 20–40 m) zwischen Pfannenstil- und Töss-Scholle gekennzeichnet (vgl. G. P. Jung, 1969). Greifen- und Pfäffikersee liegen auf gegenüber der tiefsten Senke des Glattalgrabens leicht erhöhten Platten oder Schollen und sind durch glazialerosive Tätigkeit ausgeschliffen und durch Moränenbögen zusätzlich aufgestaut worden. Die grossen Verlandungszonen dieser beiden Seen verdeutlichen die ehemals grösseren Ausdehnungen während den verschiedenen Phasen des Spät- und Postglazials (G. P. Jung, 1969). Geologische Sondierungen haben ausserdem zwischen Uster und Wetzikon eine weitere, über 100 m tiefe Felsrinne zutage gebracht, die mit vorwiegend risszeitlichen (See-)Ablagerungen aufgefüllt ist und heute gar als drumlinbedeckter Hügelzug in Erscheinung tritt (L. und G. Wyssling, 1978).

Die über weite Strecken beinahe durchgehend erhaltenen, zum Teil mehrgliedrigen Moränenzüge an den Ausläufern des Bachtels, des Pfannenstiels und in der Region Schindellegi/Hirzel lassen die Gestalt und die Ausdehnung der würmzeitlichen Vergletscherungen, vor allem diejenige des Zürich-Stadiums, deutlich nachzeichnen. Der aus dem Alpentor bei Ziegelbrücke in die Gegend der heutigen Linthebene vorstossende Linth/Rhein-Gletscher wurde am «Eisbrecher» des Pfannenstiels in die Hauptarme des Zürichsee- und Glattal- bzw. Kempttal-Lappens aufgefächert. Der Wägitalgletscher erreichte noch als letzter selbständiger Zufluss den Hauptstrom, während der Sihlgletscher bis Einsiedeln und randlich abgetrennte Seitenäste des Reussgletschers noch bis in die Gegend von Rothenturm bzw. Ägerisee vorstossen konnten. Auf der rechten Talseite sich abspaltende Eisarme des Linth/Rhein-Systems drangen bei Wald/Gibswil ins obere Tösstal ein und überwandten weiter unten zumindest noch während des Killwangen- und Schlieren-Stadiums die niedrigen Transfluenzstellen gegen das als Schmelzwasserrinne dienende Tösstal (z. B. Talrinne Bärenswil–Bauma, Hittnau–Saland).

Als landschaftsgenetisch dominantes Merkmal darf sicher die Drumlinisierung im Bereich Uster–Wetzikon–Hinwil bezeichnet werden. Gegen 150 gleichgerichtete (SE–NW), sich wechselständig ablösende Hügelkuppen mit dazwischenliegenden Riedgebieten sind in dieser Region zu beobachten. Nach der Inventarisierung von H. Bodenbug-Hellmund (1909) sind diese schwarmartig gehäuften und in der ehemaligen Gletscherfliessrichtung modellierten Formen durchschnittlich 10–20 Meter hoch, mehrheitlich 200–600 Meter lang und bestehen vorwiegend aus quartären, zum Teil von Felskernen unterlagerten Lockersedimenten. Weit weniger zahlreich sind die ganz aus Molasse-Nagelfluh aufgebauten Rundhöcker, die vor allem im Bereich der

abgeschliffenen Hombrechtiker-Schwelle zusammen mit einigen in den Fels geschliffenen Seewannen (Egel-, Lützelsee) auftreten.

Dieser Transfluenzübergang spielte als Hindernis für die Eisausbreitung im oberen Glattal eine wichtige eismechanische Rolle. Wenn man davon ausgeht, dass diese Stelle bei einem Niveau von rund 530 m ü. M. vom Eis überflossen werden konnte, so ergibt sich bei einer mittleren Eisoberflächenneigung von 17‰ (vgl. Kap. 2.2) eine Eisrandlage des Zürichsee-Gletschers etwa im Bereich zwischen Thalwil und Erlenbach. Die Gletscherzunge war zu diesem Zeitpunkt also nur noch rund 10 km von der schliesslich erreichten Endlage im unteren Zürichseebecken entfernt, während die Gletscherfronten im oberen Glattal noch 18 bzw. 15 km bis zu den äquivalenten Endmoränenbögen zurückzuliegen hatten. Umgekehrt dürfte sich der Eisabbau am Ende dieses letzten grossen Vorstosses vollzogen haben: die Eistransfluenz wird schon relativ früh abgebrochen, die Gletscherzungen müssen im Bereich der Felswannen von Greifen- und Pfäffikersee von der Ernährung abgeschnitten worden sein. Für die Theorie, Toteismassen hätten zur Bildung, bzw. zur Verhinderung der Zuschüttung dieser beiden Gewässer geführt, konnte G.P. Jung (1969) keine zwingenden Indizien finden, zumal auch heute noch über die Klima- und Eisabbau-Bedingungen am Beginn des Spätglazials noch zuwenig konkrete Vorstellungen herrschen.

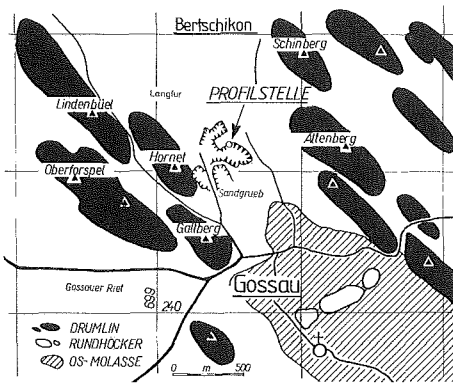


Bild 2 Lageskizze des Profils von Gossau

Fig. 2 Sketch map of the Gossau area with location of the investigated section

2.2 Lage des untersuchten Profils Gossau (Bild 2)

Die von uns untersuchte Profilstelle in der Kiesgrube Gossau liegt am südwestlichen Rande der beschriebenen Drumlinlandschaft und wird von mehreren solchen Hügelkuppen umrahmt. Die Lage im Strömungsschatten eines bis nach Gossau vorspringenden, bei «Berg» die markante Terrasse mit der Kirche bildenden Molasserückens hat hier wahrscheinlich günstig auf die Erhaltung gewirkt und nur zu einer leichten drumlinoiden Überprägung und späteren erosiven Zerschneidung geführt.

Isohypsen der Eisoberflächen wurden vereinfacht zwischen jeweils markanten Moränenwallvorkommen alle 100 Höhenmeter linear über die Gletscher gezeichnet, die zentrale Fliesslinie im wesentlichen entlang der Talhauptachsen geführt.

Die Werte für Länge, Breite, Eishöhe und Neigung wurden bei oder zwischen den angegebenen Referenzpunkten direkt aus der Karte (LK 1: 25 000) gemessen und gerundet, die Flächenwerte wurden ausplanimetriert. Die Angaben für die Eisdicke entsprechen der Differenz zwischen der rekonstruierten Eisoberflächen-Höhe und der heutigen Gelände- bzw. Seeboden-Oberfläche. Die für die Volumenabschätzung benötigten Eis-Querschnittsflächen bei den Referenzstrecken wurden als dreiecksförmig, mit der Gletscherbreite als Basis und der Eisdicke in der zentralen Fliesslinie als Höhe angenommen. Der Volumenberechnung wurden prismatische Körper zugrundegelegt mit den beiden Querschnittsflächen als obere und untere Basisflächen und der Gletscherlänge als «Höhe». Die wirksame Randschubspannung eines Gletscher-Körpers berechnet sich nach folgender Formel:

$$\tau_R = f \cdot \rho g \cdot h \cdot \sin \alpha \quad (1)$$

τ_R = Randschubspannung am Gletscherbett f = Formfaktor, der die Reibung des Gletschers an den Talflanken berücksichtigt
 ρg = Gewicht des Eises (mit $0,9 \text{ Mp/m}^3$ eingesetzt), h = Eisdicke
 α = Neigung der Eisoberfläche

Da die untersuchten Gletscher-Abschnitte bedeutend länger und breiter als die Eismächtigkeit sind, wurde der Formfaktor $f \approx 1$ angenommen. Mit Gleichung (1) lässt sich damit aus der rekonstruierten Eisoberflächenneigung und der lokalen Eistiefe sehr einfach die Randschubspannung ermitteln. Da rezente Gletscher im Durchschnitt Randschubspannungswerte um 1 bar, das entspricht gerade der Fliessgrenze des Eises, aufweisen, kann man nun ebenso abschätzen, welche Eisdicke ein Gletscher bei vorgegebenem Gefälle unter normalen Verhältnissen erreichen sollte. Bei eingesetzten Werten von $\rho g = 0,9 \text{ Mp/m}^3$ und $\tau_R = 10 \text{ Mp/m}^2 (= 1 \text{ bar})$ lässt sich die von H. J. Körner als «Soll-Mächtigkeit» bezeichnete Eisdicke h_e wie folgt ermitteln:

$$h_{e(\text{Soll})} = \frac{11}{f \cdot \sin \alpha} \quad (2)$$

Die so berechneten Werte für die verschiedenen Teilströme und Sektoren sind in Tab. 1 aufgelistet. Die Total-Zeile von Kolonne 2 entspricht der mittleren Breite (Fläche dividiert durch Länge), diejenige von Kolonnen 4, 7 und 8 dem Resultat der über die ganze betrachtete Gletscherlänge ermittelten Berechnung. Die mittlere Eisdicke (Total Kolonne 5) entspricht der nach der Länge der Sektoren gewichteten durchschnittlichen Eismächtigkeit.

Tabelle 1 Zusammenfassung glaziologischer Kenngrößen für Zürichsee-, Glattal- und Kempttal-Teilgletscher zur Zeit des Zürich-Stadiums

Table 1 Summary of glaciological parameters for Zurichsee-, Glattal and Kempttal ice lobes at the time of the Zurich Main Stadial

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------|---------------|----------------|------------------------------|--------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------|------------------------|
| GLETSCHER ARM | Länge (km) | Breite (km) | Fläche (km ²) | Gefälle ‰ | Eisdicke (m) | Volumen (km ³) | Soll Mächtigkeit (m) | Schubspannung (bar) |
| ZÜRICHSEE | | | | | | | | |
| Sektor/Punkt I A | 8,5 | 8,5 | 81 | 11,8 | 450 | 14,9 | 930 | 0,48 |
| II B | 4,5 | 8,0 | 28 | 22,2 | 400 | 5,5 | 495 | 0,80 |
| III C | 6,5 | 5,0 | 27 | 15,4 | 330 | 3,4 | 715 | 0,46 |
| IV D | 4,0 | 3,0 | 10 | 25,0 | 170 | 0,5 | 440 | 0,38 |
| TOTAL I-IV A-E | Σ 23,5 | 6,2 | Σ 146 | 17,0 | 360 | Σ 24,3 | 645 | 0,55 |
| GLATTAL | | | | | | | | |
| Sektor/Punkt V F | 5,0 | 6,0 | 34 | 20,0 | 350 | 5,2 | 550 | 0,63 |
| VI G | 6,5 | 8,5 | 52 | 15,4 | 250 | 6,0 | 715 | 0,39 |
| VII H | 6,5 | 8,0 | 31 | 23,1 | 200 | 2,6 | 480 | 0,41 |
| TOTAL V-VII F-I | Σ 18,0 | 6,5 | Σ 117 | 19,4 | 260 | Σ 13,8 | 565 | 0,45 |
| KEMPTTAL | | | | | | | | |
| Sektor/Punkt VIII K | 3,5 | 5,0 | 16,0 | 28,6 | 250 | 1,7 | 385 | 0,64 |
| IX L | 7,0 | 4,5 | 25,0 | 14,3 | 150 | 1,4 | 770 | 0,19 |
| X M | 4,5 | 3,0 | 9,0 | 22,2 | 50 | 0,2 | 550 | 0,10 |
| TOTAL VIII-X K-N | Σ 15,0 | 3,3 | Σ 50,0 | 20,0 | 145 | Σ 3,3 | 550 | 0,26 |

Eine Analyse der in Kolonne 7 berechneten Soll-Mächtigkeiten zeigt eine sehr geringe Übereinstimmung mit den effektiv rekonstruierbaren Eistiefen (Kolonne 5). Im Mittel der drei Gletscher-Arme erreichen die Eismächtigkeiten nur gerade knapp 45% der möglichen Höhe. Damit und durch obige Gleichungen verknüpft weisen alle Gletscherströme und ihre Teilsektoren gegenüber dem Mittelwert 1 bar deutlich reduzierte Schubspannungswerte auf (im Mittel 0,42 bar). Damit zeigt es sich, dass der in seinem Ablationsgebiet aufge-lappte Linth/Rhein-Gletscher aus ausserordentlich dünnen Eisflächen mit stark erniedrigten Randschubspannungen und damit geringer Ausbreitungs-energie bestand.

Vergleichbar niedrige Werte erhielt H. J. Körner (1983) für die Vorlandver-gletscherung von Iller-, Lech-, Isar-, Inn-, Achen- und Salzach-System. Im Mittel erreichten diese Gletscher nur gerade 20% der Soll-Mächtigkeiten und Schubspannungen von 0,22 bar. Die Berechnungen Körners basieren aller-dings auf «mittleren Eisdicken», die aus der Division von übernommenen Volumina- und Flächenwerten hervorgingen. Dementsprechend fallen seine

Ergebnisse auch geringer als die wie hier in der zentralen Eisfliesslinie gemessenen Dickenwerte (etwa Faktor 2–2,5). Zu ähnlichen Resultaten sind W. Häberli und U. Penz (1985) gekommen, wo in den Ablationsgebieten der eiszeitlichen Gletscher aus den Schweizer Alpen Werte zwischen 0,3–max. 0,8 bar berechnet wurden.

Wie lassen sich nun diese von den Modellvorstellungen des Gletscherfließens (idealplastischer Körper) abweichenden Befunde deuten? H.J. Körner versucht, die niedrigen Randschubspannungswerte mit der glazialen Übertiefung und der postglazialen Auffüllung der Talbecken und damit mit der Unterschätzung des Eisvolumens bzw. der Eisdickenwerte zu erklären. Als weitere Möglichkeit zieht er einen völlig anderen Bewegungsmechanismus in Betracht (Auftrieb durch Schmelzwässer, Herabsetzung der Reibung am Gletscherbett, Verhalten wie Schelfeismassen).

Für den Bereich des oberen Glattales dürfte die erste Variante kaum hinreichend in Betracht zu ziehen sein, ist doch die glaziale Oberfläche der Würmvereisung (Grundmoränenüberzug der «Drumlin-Vergletscherung») zumindest in den randlichen Talpartien noch weitgehend intakt, und die postglazialen Auffüllungen erreichen nur gerade punktuell etwas grössere Mächtigkeiten (z. B. Delta des Aa-Baches in den Greifensee, vgl. G. P. Jung, 1969). Wohl beträgt die Quartärfüllung an einigen Stellen, z. B. in der «Felsrinne von Uster» (vgl. L. und G. Wyssling, 1978) gut über 100 Meter (vgl. auch P. Haldimann, 1978 unteres Glattal), jedoch scheint dort gut über die Hälfte der Füllung letztinterglazial bis riss-zeitlich geschüttet zu sein, und die als wärmzeitlich eingestufte Moränendecke erreicht auch dort nur gerade etwa 1 Dutzend Meter Mächtigkeit.

Selbst unter Annahme eines bis auf den heutigen Felsuntergrund reichenden wärmzeitlichen Gletscherbettes (vgl. Karte der Felsoberflächen von W. Wildi, 1984) könnten die «erwarteten» Soll-Mächtigkeiten bei weitem nicht erreicht werden.

Die Zungenregionen des Zürich-Gletschers waren also während des letzten Würm-Vorstosses von nur wenig mächtigen und damit im Mittel auch nur sehr langsam sich ausbreitenden Eisschilden bedeckt. Die mittleren Eisschwindigkeiten lassen sich in grober Annäherung nach den von Häberli und Penz aufgestellten Berechnungsgrundlagen auf weniger als 5 m/Jahr, im Falle des Kempttal-Lappens sogar auf weniger als 1 m/Jahr abschätzen.

Bei diesen «Geschwindigkeiten» ist nun aber die Gleichzeitigkeit des Stadialkomplexes «Zürich»/«Dübendorf»/«Illnau–Pfäffikon» zumindest in Frage gestellt. Wenn man die bereits erwähnten unterschiedlichen noch verbleibenden Vorstossdistanzen der drei vorliegenden Gletscherarme berücksichtigt, so errechnen sich gut über 1000 Jahre Zeit-Differenz zwischen dem Erreichen der dem Zürich-Stadium gleichgesetzten Endlagen. Möglicherweise ist nun aber dieser Unterschied bei den zugegebenen sehr vereinfachten Modell-Vorstellungen über das Gletscherverhalten rein «zufällig» und liegt sehr wahrscheinlich noch innerhalb der Fehlergrenzen.

Auf jeden Fall handelte es sich bei den näher betrachteten Gletschern aufgrund ihrer Kennwerte um Eismassen, die mit nur geringem Massen-Austausch und niedrigen Massenbilanzgradienten typisch für kalt-trockenkontinentale Klimabedingungen sind (vgl. W. Häberli, 1982). Es waren also wenig aktive, flache und beinahe stagnierende Gletscher-Körper, die damit wohl auch nur eine geringe Erosionskraft entfalten konnten.

Damit mögen für die Klimabedingungen, die glaziale Formgestaltung und insbesondere für die Drumlingense im Zürcher Oberland einige weitere interessante Aspekte dazugewonnen sein.

Christian Schlüchter

3 Die Schichtreihe

3.1 Beschreibung

Die Neuaufnahme des Profils ist im Frühjahr 1986 an die Hand genommen worden (s. Kap. 2.2), und im folgenden wird die Schichtreihe vom Hangenden zum Liegenden im aufgenommenen Profilibereich beschrieben. Die Lithologie ist in Bild 4 als Diskussionsgrundlage dargestellt:

Schicht-Nr. 1

Die Lockergesteinsabfolge wird durch eine gleichförmig aufgebaute, «monoton» und massiv wirkende «Grundmoränenschicht» eingedeckt. Es handelt sich um jenes direkte Gletschersediment, das im Alpenvorland sowohl in der angewandten als auch in der fundamentalen Quartärgeologie als Grundmoräne bezeichnet wird. Die Mächtigkeit beträgt 4 m. Die postglaziale Pedogenese reicht bis 0,85 m und verläuft unregelmässig mit einem Ansatz zu Taschenbildung. Die Korngrössenzusammensetzung der Grundmoräne zeigt, als Kornsummenkurve dargestellt, den charakteristischen «diagonalen Verlauf» (Bild 5); ebenso charakteristisch wie der generelle Verlauf ist aber auch das typische Abweichen mit dem Hauptmodus in der Sandfraktion (die geotechnische Klassifikation der Probe 42187 ergibt einen «Sand mit viel tonigem Silt»). Die aufgearbeiteten Molassesandsteine widerspiegeln sich somit in der Zusammensetzung der Grundmoränenmatrix. Auffallend ist auch die Homogenität der Schicht in bezug auf den allgemeinen Kornaufbau: es ist eine matrixdominierte, diamiktische Textur. Kiesfraktion und Steine sind eingepresst und eingeregelt, und dieser Einregelung folgt auch die Klüftung («fissility»), die zum Dach der Ablagerung hin auffallend deutlicher wird. In den basalen Teilen der Grundmoränendecke ist durch kies- und steinreichere Horizonte mit guter Einregelung eine Schichtung angedeutet, was für eine Ablagerung

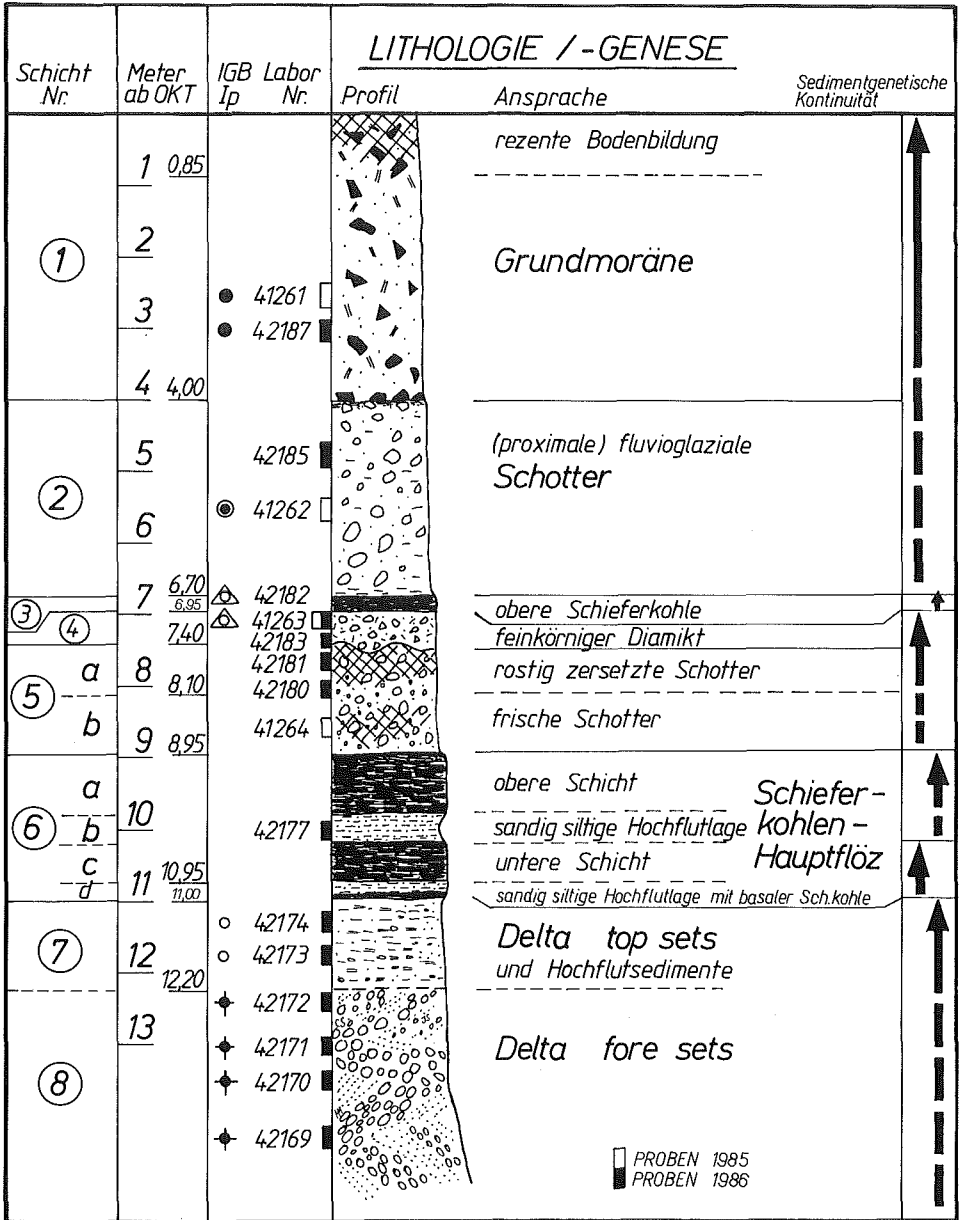


Bild 4 Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kt. Zürich), Lithostratigraphie und Synthese der Ergebnisse

Bild 4 Lithostratigraphy of the Gossau section (Canton of Zurich), with a summary of pedological, palynological and geochronological results

| <u>CHRONOLOGIE</u> | | | <u>PEDO-LOGIE</u> | <u>PALYNOLOGIE</u> | | <u>CHRONO-STRATI-GRAPHIE</u> | |
|---|--|---|-------------------------------------|--------------------|----------------------------|------------------------------|--|
| ¹⁴ C-Daten | UZ-Nr. | ETH-Nr. | | DA=LPAZ | Vegetation | | Klima |
| | | | Ah IIBv IIBvC IICGo IIC | 8 | vegetationslos | kalt | T6 (?) Vorstoss Spätwürm- Stadial |
| | | | | 7 | Föhren-Int-Stad | wärmer | Denekamp |
| | | | | 6 | vegetationslos | kalt | Mittelwürm Stadial (T5 ?) |
| | | | | 5 | Föhren-Stadial | kühler | T5-Vorstoss |
| | | | | 4 | Fichten-Int-Stad | mässig warm | Hengelo |
| | | | | 3 | Föhren-Stadial | kühler | T4-Vorstoss |
| | | | | 2 | Fichten-Int-Stad | mässig warm | Odderade |
| | | | | 1 | waldfrei, Rasen Stadial | kühl | Frühwürm- Stadial vor Odderade |
| | | | | | | | |
| <ul style="list-style-type: none"> — 28'550 ± 310 — 29'450 ± 1150 — 28'250 ± 350 | <ul style="list-style-type: none"> 2209 2120 2210 | <ul style="list-style-type: none"> 2205 849 2206 | | | | | |
| <ul style="list-style-type: none"> — 33'410 ± 480 — 33'000 ± 2500 — 40'920 ± 1120 | <ul style="list-style-type: none"> 2211 2121 2212 | <ul style="list-style-type: none"> 2207 850 2208 | | | | | |
| <ul style="list-style-type: none"> — 45'420 ± 1200 — 47'500 ± 1800 — 54'000 ± 3000 | <ul style="list-style-type: none"> 2213 2122 2214 | <ul style="list-style-type: none"> 2209 851 2210 | | | | | |

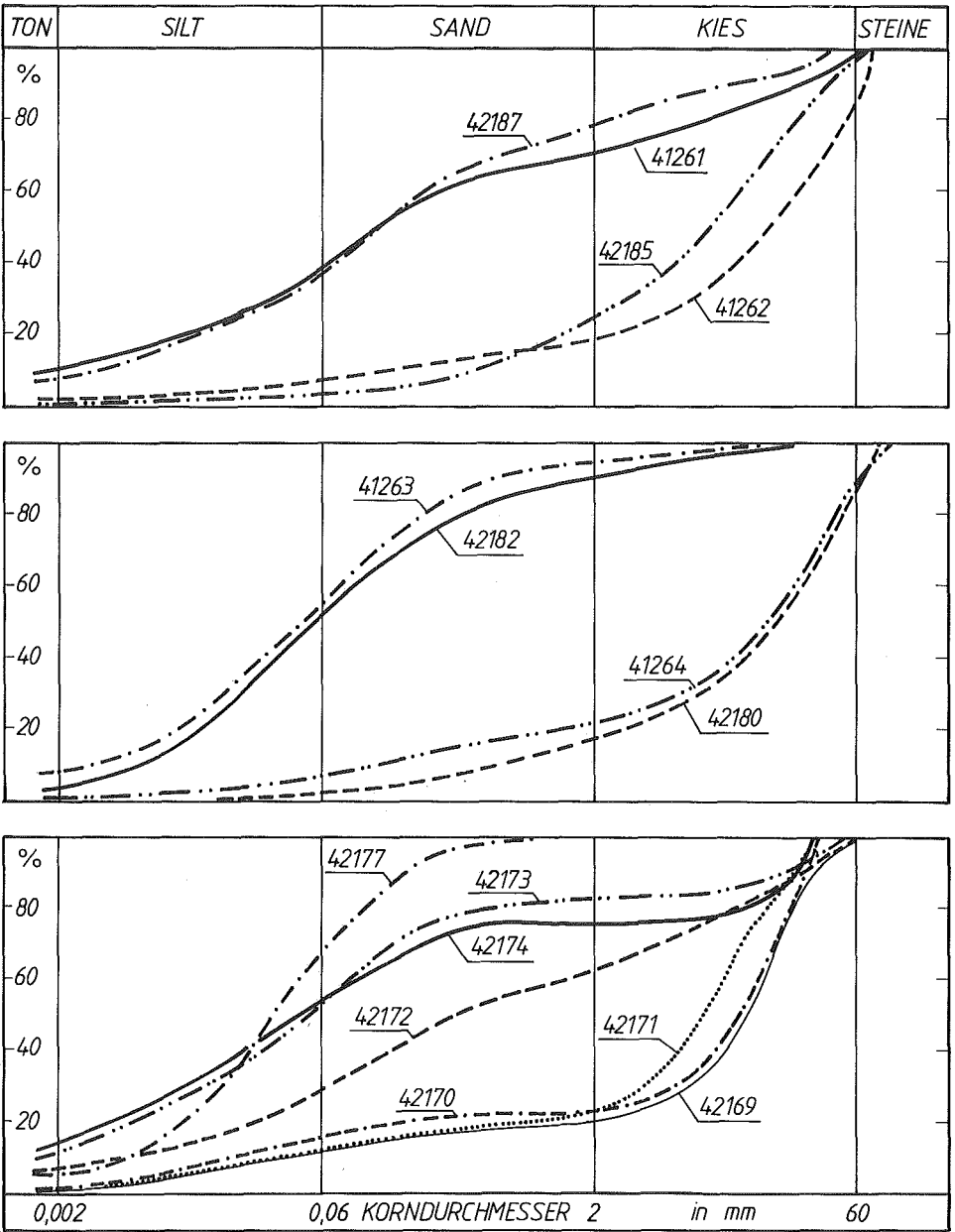


Bild 5 Darstellung der Korngrößenanalysen in Summationskurven
Fig. 5 Grain size composition of selected samples from the Gossau section

durch Steckenbleiben (engl. = lodging) typisch ist. – Die Basis der Grundmoräne ist stark verfestigt, wobei eher von einer zementierten, obersten Lage der liegenden Schotter gesprochen werden müsste – eine Beobachtung, die vor allem für die mittleren Bereiche der Grube (= zentrale Bereiche des Drumlins) gilt. Es ist dies ein typisches Beispiel ausgefallter Gletschermilch.

Schicht-Nr. 2

Die Grundmoräne wird von einer 2,7 m mächtigen, im Aufbau auffallend homogenen Schotterschicht unterlagert. Eine Schichtung ist praktisch nicht vorhanden, und die Sortierung ist entsprechend schlecht: es handelt sich um sauberen, bis wenig Feinanteile enthaltenden Schotter resp. um gut abgestuften Kies (die Probe 42185 ist sogar als GW geotechnisch zu klassieren, vgl. Bild 4 u. 5). – Die auffallende Homogenität im Aufbau und fehlende Schichtung lassen eher an eine proximale denn an eine distale fluvioglaziale Fazies denken. Für einen genetischen Zusammenhang zwischen der Schottereinheit und der hangenden Grundmoräne sprechen: (a) die praktisch identische petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion (Bild 7) und (b) die ebenso kongruenten, festgestellten Plastizitätseigenschaften der Feinanteile (Bild 6). Es sind dies Gründe, die für eine Bezeichnung als fluvioglaziale Vorstoss-Schotter angeführt werden können.

Schicht-Nr. 3

Ein 10–25 cm mächtiges, oberes Schieferkohleflöz unterlagert hier die grobklastische Abfolge (Bild 4). Es handelt sich um stark gepresste und blättrig aufbrechende Schieferkohle. Ihre Ausdehnung beschränkt sich auf wenige Meter in der Aufschlusswand und dürfte nur noch reliktsch erhalten sein.

Schicht-Nr. 4

Diese Obere Schieferkohle überlagert einen bis 45 cm mächtigen, sandigen Silt mit wenig bis reichlich Kies, der in den obersten 20 cm einen bedeutenden Anteil an organischen Beimengungen aufweist (Bild 4). Diese Schicht entspricht einer abklingenden klastischen Sedimentzufuhr und zunehmender organischer Sedimentation, als Verlandungszyklus, der dann in ein Moorwachstum übergeht. Auffallend ist der fortgeschrittene Verwitterungsgrad der vorhandenen Gerölle; wegen vollständiger Entkalkung sind die Gerölle zersetzt, und dadurch ist der Kiesanteil in den Korngrössenanalysen (Proben 41263 und 42182, Bild 5) wohl etwas reduziert. In unseren früheren Publikationen haben wir diese Schicht als «feinkörnigen Diamikt» bezeichnet, eine Klassifikation, die aufgrund der Korngrössenzusammensetzung zutrifft. Das Material ist vollständig unsortiert und massig. Gegen eine glazigen beeinflusste Genese sprechen: (a) die Plastizitätseigenschaften (grosse Plastizität, Bild 6), (b) die organischen Komponenten, (c) keine Einregelung von Geröllen oder Geschieben. Wohl eher handelt es sich um eine verlandende Tümpelbildung, also um eine einfache Rinnen- oder Muldenfüllung in einer Überschwemmungsebene

mit grosser Zufuhr an organischem Detritus und humosem Abtrag (Hochflutmilieu). Der reliefausgleichende «Auffüllungscharakter» kommt durch die weitere Ausdehnung in der Aufschlusswand zum Ausdruck, denn diese Einheit liegt niveausgleichend konkordant auf

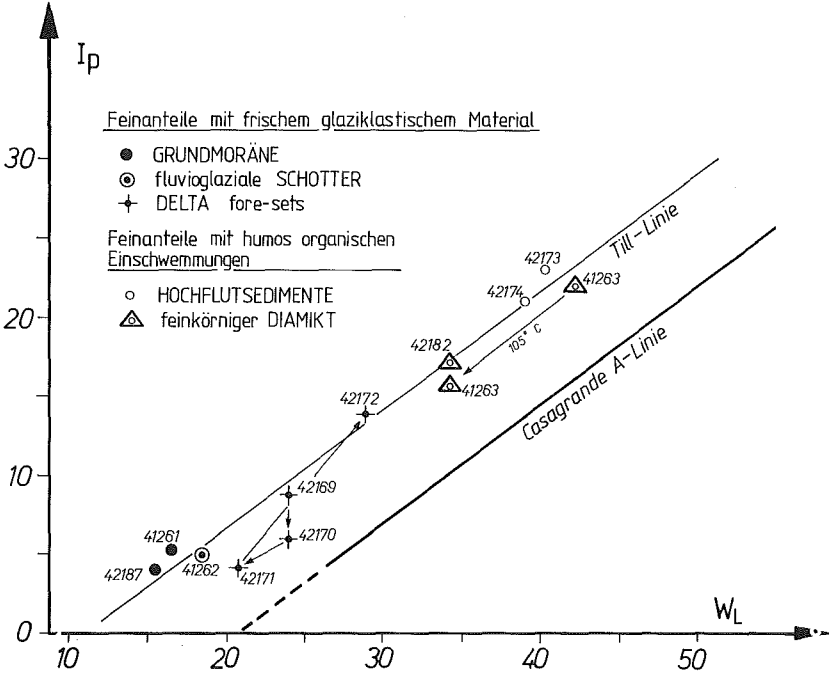


Bild 6 Plastizitätsdiagramm (Proben 41 264, 42 177, 42 180, 42 181, 42 185 sind ohne Plastizität)

Fig. 6 Plasticity diagram (samples 42 164, 42 177, 42 180, 42 181, 42 185 yielding no plasticity)

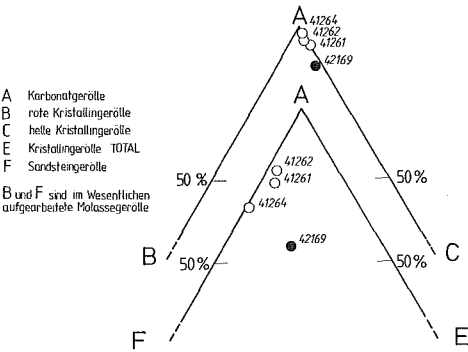


Bild 7 Zusammenfassung der geröllpetrographischen Analysen

Fig. 7 Summary diagram of the petrographic analysis of the gravel fractions of selected samples

Schicht-Nr. 5,

einer weiteren bis 1,55 m mächtigen Aufschotterung. Diese ist im Vergleich zu Schicht Nr. 2 heterogener aufgebaut, wobei diese Heterogenität durch sekundäre Vorgänge, v. a. durch die Zersetzung und Verwitterung eines Teils der Kies- und Steinfraktion, bedingt sein kann (Bild 4). Ein gewisser «Restschotteraspekt» mit erhöhtem Feinanteilgehalt wäre die Folge. Die Kornverteilung zeigt das typische Bild eines eher schlecht sortierten, ursprünglich aber wahrscheinlich sauberen (= feinanteilfreien) Schotters (Proben 42181 und 42183, Bild 5). Auffallend sind die reichlich vorhandenen, zersetzten Gerölle im oberen Teil (= Schicht 5 a) der Aufschotterung, wo auch «ausgehöhlte» Gerölle und Mumien an «löcherige Nagelfluh» erinnern. Sowohl Geröllzersetzung und die ausgeprägten Verfärbungen deuten auf intensiven geochemischen Materialtransfer hin (s. Kapitel 5). Der Kontakt zur hangenden diamiktischen Schicht ist, abgesehen vom äusserst komplizierten Verlauf der «verfärbten Zone», der einer kontinuierlichen Sedimentation, hier der Übergang aus einer Schotterführung mit höherem Energieniveau in eine Hochflut-/Stillwasser sedimentation mit zunehmender Verschlämmung. – Interessant ist das unterschiedliche petrographische Geröllspektrum im Vergleich zu Schicht-Nr. 2: hier in Schicht 5 steigt der Anteil an Sandsteingeröllen auf das Doppelte, und alpines Material (Helvetikum + Zentralalpen) tritt zurück, d. h. dass die Umlagerung von grobgerölligem Molassematerial bei dieser Schüttung wesentlich ist (Bild 7). Diese Aufschotterung überlagert

Schicht-Nr. 6,

den eigentlichen Schieferkohlenkomplex. Dieser ist, soweit im Kiesgrubenareal erhalten, von auffallend gleichbleibender Mächtigkeit, wobei die Profilaufnahme so gelegt wurde, dass der vollständigste Bereich erfasst wird. Die «Untere Schieferkohle», oder das Hauptflöz von 2,05 m Mächtigkeit, ist in zwei Torfzyklen gegliedert, beide durch eine bis 50 cm mächtige graue, feinklastische Lage (Schicht, 6 b/Bild 4) getrennt. – Das obere Flöz (= Obere Schicht, 6 a/Bild 4) ist reicher an organischem Detritus, was auch im Habitus («Schieferung und Austrocknungsklüftung») zum Ausdruck kommt. Das untere Flöz (= Untere Schicht, 6 c/Bild 4) beinhaltet einen komplizierten und im Feinbereich (mm bis cm) stark wechselnde Einlagerung von feinklastischem Material. Die ganze Schieferkohlenabfolge ist ausserordentlich stark gepresst und sehr hart gelagert. Dass es während der Torfbildung immer wieder zu klastischer Einschwemmung gekommen ist, widerspiegelt sich im Aufbau des unteren Flözes und dann eben besonders durch die trennende, siltige Mittelschicht. Der eingeschwemmte Fremdcharakter ist auch durch die Eigenschaften der Mittelschicht gegeben: es ist ein sandiger Silt ohne Plastizität (Probe 42177, Bild 5). Ebenso wird die Untere Schicht des Hauptflözes (= 6 c/Bild 4) von einer weiteren klastischen Hochflutlage unterlagert, die ihrerseits bereits eine cm-mächtige Schieferkohlenlage eindeckt. Die pelitische Abfolge (inkl.

Schieferkohlen), also Schichten 6 und 7 (Bild 4), können als 3 Verlandungszyklen verschiedener Vollständigkeit aufgefasst werden (Bild 4).

Schicht-Nr. 7

Die Schieferkohle – als sedimentogene Einheit betrachtet – stellt also nichts anderes dar als die finale Phase in einem Verlandungszyklus, der sich bereits in der Unterlage der Schieferkohle ankündigt: feingeschichtete, bis bioturbatmassige Stillwassersedimente überlagern das Cut-and-fill-Relief der liegenden Delta-fore-sets, bis dann ab einem bestimmten Zeitpunkt, und beim Ausbleiben der klastischen Zufuhr, das Torfwachstum einsetzte. – Bei diesen feinkörnigen Stillwasserabsätzen (= den Delta-top-sets im genetischen Sinne) handelt es sich um Sedimente mit einer typischen bimodalen Durchmischungskornverteilung (grobkörniger «Kiesrest» mit feinkörnigen Hochflutkomponenten), wobei die hohe Plastizität der Feianteile ebenfalls das Fehlen des klastischen Ferneinflusses dokumentiert (Proben 42174 und 42173, Bild 5 und 6). Die endgültige Verlandung kündigt sich in der feinkörnigen Unterlage der Schieferkohle bereits durch geringmächtige durchgehende Torflagen an (= 6 d/Bild 4).

Schicht-Nr. 8

Die Basis des aufgenommenen Profils liegt im Dach der mächtigen Deltabil-dungen, die in diesem Bereich der Kiesgrube als eine proximale, kiesig-sandige Fazies ausgebildet sind. Interessant ist, wie im Dach des Deltas festgestellt werden kann, wie die grobklastische Zufuhr ab einem bestimmten Niveau (\approx Kote 498 m) aussetzte und es zu Umlagerungen und einer Durchmischung mit feinklastischen Komponenten kam, was dann auch den unsortierten, wenig differenzierten Habitus des obersten Meters (der Top-set-beds) im Delta erklärt. In dieser «Verschlammungsphase» zeigt sich schon der «Stillwassereinfluss», der sich auch in der Entwicklung der Korngrössenzusammensetzung der obersten Schotterlagen dokumentiert: das Dach des Schotters mit dem erhöhten Feianteilgehalt zeigt eine typische diagonale Kornsummenkurve (Probe 42172, Bild 5) für «Grundmoräne» (= umgelagerte und durchmischte Top-set-beds). Parallel dazu entwickeln sich die Plastizitätseigenschaften der Feianteile in den obersten Schotterlagen: von geringer, typisch glazigen-klastischer Plastizität mit einer Verdoppelung im unmittelbaren Dach der Schotter. Die tieferen Schotterlagen, ab 13 m Profiltiefe, zeigen die charakteristischen Cut-and-fill Strukturen mit ausgeprägter Ereignisschichtung, charakteristisch für den proximalen Deltabereich.

Auffallend ist der hohe Zersetzungsgrad der grobkörnigen Sedimente in den obersten 1–3 m im Delta: diese Zersetzungserscheinungen wechseln von Schicht zu Schicht beträchtlich und können bis $> 50\%$ der Kiesfraktion erfassen. Da auch die Deltaschotter umgelagerte Molassegerölle enthalten, ist eine Verlagerung von bereits angewittertem Material möglich – allerdings stellt sich dann die Frage, wie angewittertes Material einen fluviatilen Transport

unbeschadet überstehen kann. Eine postsedimentäre In-situ-Zersetzung, wie sie im Glattal an mehreren Stellen zu beobachten ist, wäre eher in Betracht zu ziehen. Von paläogeographischer Bedeutung ist die geröllpetrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion: hier zeigt sich vor allem im Kristallinanteil (sowohl in den «hellen Komponenten» als nicht aus der Molasse aufgearbeitete Gerölle, als auch im Gesamtkristallin, das die Gangquarze einschliesst, Bild 7) einen vergleichsmässig hohen Frischanteil. Dieses frische alpine Material lässt auf die Gegenwart des Gletschers im Einzugsbereich der Deltaschüttung schliessen (vgl. Kap. 4). Die Morphometrie der in der Kiesfraktion des Deltas enthaltenen mikritischen helvetischen Kalkgerölle weist auf mässigen fluviatilen Transport hin, was bedeutet, dass während der Sedimentation im Delta im Oberen Glattal der Gletscher als geologischer Faktor aktiv war. Es ergeben sich für die Deltaschüttung zwei paläogeographische Modelle: (a) Es handelt sich um eine fluviale Reaktivierung von älteren Lockergesteinen bzw. um Aufarbeitung von Molassenagelfluh. Dafür spricht der Anteil von bis 2% an Geröllen aus verfestigten Horizonten älterer Schotter. (b) Oder es handelt sich um eine Schüttung mit direkter glazigener Zulieferung über die Schwelle von Hombrechtikon, dafür spricht das geröllpetrographische Gesamtspektrum.

Die tieferliegenden Bereiche des Deltas sind für eine direkte Aufnahme nicht mehr zugänglich, und es muss für diesen Profilbereich auf das publizierte, schematisch-rekonstruierte Profil in Suter und Hantke (1962) verwiesen werden. Die Felsunterlage der Lockergesteine ist mit Bohrungen im Kiesgrubenareal auf 465,20 m erreicht worden, so dass die Mächtigkeit der eiszeitlichen Akkumulationen wenigstens grössenordnungsmässig erfasst werden kann (Bericht vom Büro L. und G. Wyssling).

3.2 Bedeutung des Profils im Aufschlussbereich

Die Kiesgrube von Gossau schliesst den Lockergesteinsaufbau einer wohldefinierten eiszeitlichen Landschaftsform auf: wir gewinnen einen über 400 m langen Einblick in den Aufbau eines Drumlins (in der Fließrichtung des Eises, Bild 2 und 3). Bereits ein Überblick über die Aufschlussverhältnisse zeigt, dass die vor dem letzten und für die drumlinoide Überprägung verantwortlichen Eisvorstoss abgelagerten Lockergesteine in Abhängigkeit der örtlichen eisdynamischen Verhältnisse kräftig erodiert worden sind. Nur im zentralen Bereich des Drumlins ist die Schichtreihe vollständiger erhalten, und diese Verhältnisse sind durch unser Profil dokumentiert (Bild 4).

Zwei Bereiche lithostratigraphischer Zusammenhänge sind zu unterscheiden:

- 1) Die Entwicklung der Schichtreihe in Richtung Gossau: hier wird deutlich, wie innerhalb von 100 m (Horizontaldistanz) die Basis der Grundmoräne (= Schicht 1, Bild 4) als sanft abtauchende Fläche zunehmend erosiv tiefer greift und dann direkt dem Delta (= Schicht 8, Bild 4) aufliegt. Interessante

erosive Kleinformen im Kontaktbereich Schieferkohlenhauptflöz/Grundmoräne (Schichten 6a/1) belegen die erosive eisdynamische Beanspruchung an dieser Stelle im Formungsprofil des Drumlins.

- 2) In Richtung Bertschikon (also eisabwärts) ist die unmittelbare, erosive Profilreduktion weniger ausgeprägt: die Komplikationen liegen hier eher im Liegenden der Schieferkohle: der distale Bereich des Deltas versandet innerhalb von ca. 80 m, und die Oberfläche taucht sanft ab. Dieser Oberfläche folgt naturgemäss das Schieferkohlenhauptflöz. Von Bedeutung ist nun, wie postsedimentäre Deformationen das distale Delta durchsetzen: steil einfallende Bruchsysteme zerlegen die sandigen Partien in einzelne Pakete, die oft durch «Sedimentgänge» (sedimentary dykes) begrenzt oder durch Sedimentkeile aufgerissen sind. Von diesen Deformationen ist, soweit noch beobachtbar, auch das Schieferkohlenhauptflöz betroffen. Die Ursache der Deformationen ist unklar: Sind es reine «compaction faults» (Setzungsbrüche) im distalen Deltabereich, kombiniert mit Rutschungen im Delta-fore-set, oder handelt es sich um permafrostbedingte Instabilitäten? Nicht auszuschliessen ist ebenfalls, dass die Deformation im externen Teil des Drumlins ausschliesslich die eisdynamische Beanspruchung der Lockergesteine widerspiegeln.

Jedenfalls ist das oben beschriebene Profil ein erhaltenes Relikt im Kern des Drumlins, und es dürfte schwierig sein, in der weiteren Umgebung, wo die Verlandungszyklen mit der Schieferkohle fehlen, einwandfreie lithostratigraphische Korrelationen vorzunehmen. Interessant ist auch, dass die proximale, fluvio-glaziale Aufschotterung (Vorstoss-Schotter, Schicht 2, Bild 4) nicht einmal im ganzen heute zugänglichen Aufschluss die Schichten mit Schieferkohlen vor der eisdynamischen Beeinflussung zu schützen vermochte. Beim Schieferkohlenprofil von Gossau handelt es sich also um ein lokal begrenztes Reliktprofil, dessen stratigraphische und landschaftsgenetische Aussage aber gerade wegen der späteren eisdynamischen Überprägung an Bedeutung gewinnt.

Jürg Suter

4 Hydraulische Parameter und die Ablagerung im Delta²

4.1 Voraussetzung

Zur Abschätzung bzw. zur Rekonstruktion der Paläohydrologie muss eine fluviatile Ablagerung vorliegen, bei welcher die ursprüngliche Kornverteilung noch besteht und die für einen Schichtkomplex repräsentativ ist. Diese Bedin-

² Für die anregenden Diskussionen danke ich Herrn Dr. M. Jaeggi von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH-Zürich ganz herzlich.

gung ist einzig bei der Probe 42169 aus dem proximalen Deltabereich gegeben. Weiter wird aus Kap. 3.1.8 das Modell der reinen Umlagerung übernommen.

4.2 Grundlagen

Besteht das Sohlenmaterial eines Flussabschnittes aus einer (theoretisch ungestörten) Mischung von Gesteinskörnern, so geraten bereits bei sehr kleinen mittleren Sohlenschubspannungen einzelne Komponenten in Bewegung. Der allmähliche Abtrag der vorwiegend feinen Körner hat zur Folge, dass sich die Sohlenoberfläche mit gröberem Material anreichert: es bildet sich eine Deckschicht. Wird diese Schicht nun einer grossen Sohlenschubspannung ausgesetzt, so wird auch diese sukzessive abgetragen. Der Grenzwert, bei dem die Deckschicht gerade noch stabil ist, heisst «kritische mittlere Sohlenschubspannung» (A. Günter, 1971). Über diese lässt sich somit eine minimale Abflussmenge berechnen, die notwendig ist, dass die Erosion einsetzt und es schliesslich flussabwärts zur Akkumulation (z. B. in Form eines Deltas) kommt.

4.3 Herleitung

Die Deckschicht kann nach A. Günter (1971, Formel 13) aus einer Ausgangsmischung berechnet werden. In grober Näherung kann aber auch angenommen werden, dass der mittlere Korndurchmesser der Deckschicht d_D etwa 2,5mal dem mittleren Korndurchmesser der Ausgangsmischung d entspricht (M. Jäggi, 1984).

$$d_D = 2,5 d \quad (1)$$

Ebenfalls nach M. Jäggi (1984) rechnet sich die Grenzabflusstiefe h beim Aufbrechen der Deckschicht zu:

$$h = \{[0,05 (s-1) d]/J\} (d_D/d)^{0,67} \quad (2)$$

$$J = \text{Gefälle}$$

$$S = P_s/P_w = 2,68 \quad (3)$$

S = relative Dichte des Feststoffmaterials

P_s = Dichte der Festsubstanz

P_w = Dichte des Wassers

Setzt man (1) und (3) in (2) ein, so ergibt sich:

$$h = 0,15d/J \quad (4)$$

Die mittlere Geschwindigkeit v über die Gerinnetiefe errechnet sich bei turbulenter Strömung und mit hydraulisch rauher Sohle zu (U. Zanke, 1982):

$$v = (g h J)^{0,5} 2,5 \ln [11 (h/k)] \quad (5)$$

g = Koeffizient der Erdbeschleunigung

k = äquivalente Rauigkeitshöhe

Nach A. Günter (1971) ist k etwa dem maximalen Korndurchmesser D_{\max} der Deckschicht proportional:

$$k = D_{\max} \quad (6)$$

Aus der Gerinnetiefe h und der mittleren Geschwindigkeit v lässt sich nun der minimale spezifische Abfluss Q (pro Meter Gerinnebreite) berechnen, welcher notwendig ist, um die Deckschicht aufzubrechen:

$$Q = v h B \quad (7)$$

B = Gerinnebreite = 1 m

Die Gleichungen (1) bis (6) beinhalten mehrere Vereinfachungen wie:

- Näherung der Sohlenschubspannung
- unendlich breites Gerinne
- ebene Sohle
- geringe Suspensionskonzentration usw.

Da aber ohnehin nur ein grober Schätzwert angestrebt werden kann, sind diese Vereinfachungen vertretbar.

4.4 Anwendung auf die Probe 42169 aus dem proximalen Deltabereich

4.4.1 Minimaler spezifischer Abfluss

Geht man davon aus, dass sich gar keine Deckschicht ausbilden konnte, so wird in Formel (2) $d_D = d$. Als Ausgangsgrößen liegen $d = 0,014$ m und $D_{\max} = 0,62$ m vor.

Daraus folgt:

| J (%) | h (m) | v (m/s) | Q (m ³ /s) |
|---------|---------|-----------|-------------------------|
| 0,1 | 1,18 | 1,43 | 1,7 |
| 0,25 | 0,47 | 1,19 | 0,6 |
| 0,5 | 0,24 | 1,00 | 0,2 |
| 1,0 | 0,12 | 0,82 | 0,08 |
| 3,0 | 0,04 | 0,52 | 0,02 |
| 5,0 | 0,02 | 0,38 | 0,01 |

4.4.2 Minimaler spezifischer Abfluss bei Ausbildung einer Deckschicht

Die Ausgangsgrössen bleiben wieder gleich wie in Kapitel 4.4.1, so dass daraus folgt:

| J (%) | h (m) | v (m/s) | Q (m ³ /s) |
|-------|-------|---------|-----------------------|
| 0,1 | 2,17 | 2,17 | 4,7 |
| 0,25 | 0,87 | 1,84 | 1,6 |
| 0,5 | 0,43 | 1,59 | 0,7 |
| 1,0 | 0,22 | 1,33 | 0,3 |
| 3,0 | 0,07 | 0,93 | 0,1 |
| 5,0 | 0,04 | 0,75 | 0,03 |

4.4.3 Verbleibende Variablen

Aufgrund der bisherigen Ausführungen verbleiben noch folgende, für die Paläohydrologie entscheidende Variablen:

- Ausgangsmischung oder Deckschicht
- das Gefälle J
- Transportkapazität/Sedimentangebot.

Zur ersten Variablen lässt sich sagen, dass mit den errechneten Wassermengen gemäss Kap. 4.4.1 die Probe 42169 transportiert werden kann. Erfolgt aber keine Geschiebezufuhr von oben, beginnt der Geschiebetransport erst mit den Mengen laut Kap. 4.4.2 (M. Jäggi, 1984).

- Beim Gefälle sind aufgrund des Felsreliefs prinzipiell 2 Varianten denkbar:
- das Gewässer entsprang im Raume der Felsschwelle von Hombrechtikon. Dadurch resultiert ein Gefälle von rund 0,5%;
 - das Gewässer entsprang im Raume Bachtel. Dies ergibt ab Hadlikon–Hinwil ein Gefälle von rund 1%.

Bei der Variablen Transportkapazität/Sedimentangebot gilt es abzuklären, ob mit dem maximalen Korndurchmesser von 62 mm die Transportkapazität des Gewässers erreicht oder das Sedimentangebot beschränkt war (Th. Dracos, 1981): im proximalen Deltabereich liegen einerseits die grössten Korndurchmesser bei 120–160 mm, so dass die Transportkapazität mindestens zeitweise noch grösser war. Nimmt man andererseits als Liefergebiet den Grossraum Hörnli, so liegen die grössten Korndurchmesser bei über 500 mm (H. Tanner, 1944). Als eigentliches Liefergebiet kommt jedoch nur die von H. Bürgisser (1980) definierte Konglomerat/Mergel-Assoziation (H2) in Frage. Diese ergibt beim grössten Percentil effektive Werte von 80 bis 220 mm Durchmesser; Werte, die mit der Deltaablagerung durchaus vergleichbar sind. Somit bleibt nur der Schluss, dass mit den berechneten Mengen ein häufiger spezifischer Hochwasserabfluss dargestellt wurde, welcher eventuell sogar einem Minimalwert entspricht.

4.5 Paläohydrologie

Nimmt man als Einzugsgebiet im Raum Hombrechtikon–Bubikon–Gossau einen minimalen, rechteckigen Bachquerschnitt von 5 m, ein Gefälle von 0,5% sowie konsequenterweise einen fehlenden Sedimentnachschiebung, so ergeben sich häufige Hochwasser von rund 3,5 m³/s. Dies entspricht etwa den derzeitigen Verhältnissen der Murg bei Wängi. Solche Abflüsse sind jedoch bei den heutigen Niederschlagsverhältnissen und dem gewählten Untersuchungsgebiet nicht möglich. Geht man davon aus, dass die Deltaablagerung in die erste Hälfte des klassischen Würm zu stellen ist, so sind die erwähnten Niederschlagswerte zudem eher ein oberer Grenzwert (B. Frenzel, 1982).

Dadurch ergeben sich für die Paläohydrologie aufgrund des gewählten Modelles nur noch zwei Möglichkeiten:

- Einfluss eines Gletschers: da im Delta keine direkte glazigene Beeinflussung festgestellt werden kann, müsste ein Zungenende im Raume Hombrechtikon–Bubikon (Bild 1: Rüti) postuliert werden. Einzig dadurch könnte ein genügender Abfluss ohne Sedimentnachschiebung gewährleistet sein. Dies ergäbe ein häufiger (minimaler) spezifischer Hochwasserabfluss von 0,7 m³/s.
- Kein Einfluss eines Gletschers: dadurch müsste das Einzugsgebiet gegen den Bachtel (vgl. Bild 1) ausgedehnt werden. Ob ein Sedimentnachschiebung stattfand, kann nicht gesagt werden. Bei einem Gefälle von 1% ergibt sich dadurch ein häufiger (minimaler) spezifischer Hochwasserabfluss von 0,08 bis 0,3 m³/s.

Peter Fitze

5 Pedologie

Die hier interpretierte Zone befindet sich zwischen der Oberen Schieferkohle im Hangenden und dem Schieferkohle-Hauptflöz im Liegenden. Nach Bild 4 und Bild 8 ergibt sich folgender Aufbau:

Auf dem Hauptflöz liegt ein feiner Kies von grauer Farbe und darüber ein Schotterpaket von etwa 1,5 m Mächtigkeit mit zum Teil rostig gefärbten Partien. Der dunkelgrau gefärbte Diamikt zuoberst ist vom Schotter durch eine wellenförmig verlaufende Trennungslinie abgesetzt und wird schliesslich von der Oberen Schieferkohle überlagert.

Bei den rostig gefärbten Schotterpartien kommen genetisch nur Überprägungen durch Grundwasser oder Bodenbildungsprozesse in Frage. Die Analysendaten in Bild 8 belegen, dass wahrscheinlich beide Phänomene im beschriebenen Abschnitt vertreten sind. So interpretieren wir die Zone zwischen 6,95 und etwa 8,2 m als eine echte Bodenbildung im Sinne einer Verbraunung.

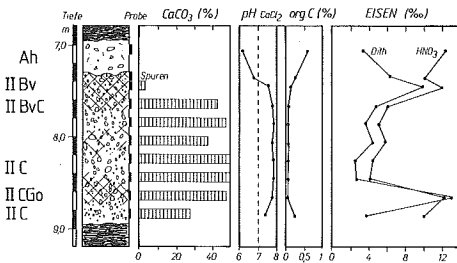


Bild 8 Pedologische Analysen

Fig. 8 Summary diagram of the pedological analysis

Darauf deuten die Verhältnisse beim Karbonat und den eng damit verknüpften pH-Werten (CaCl_2) hin; es handelt sich im oberen halben Meter um eine Entkarbonatisierung mit einer damit verbundenen Versauerung. Die Situation beim organischen Kohlenstoff belegt ebenfalls eine Bodenbildung mit einem Ah-Horizont. Wie auch in Kapitel 7 noch dargelegt wird, ist das diamiktische Material praktisch pollenleer und stark oxidiert, was auf eine aerobe Situation schliessen lässt, wie sie für eine Bodenbildung charakteristisch ist. Die beiden Eisenfraktionen (Dithionit-Auszug/ HNO_3 -Auszug) deuten auf einen Bv-Horizont hin mit einer maximalen Ausprägung in etwa 7,5 m Tiefe. Ob der markante Unterschied zwischen dem Ah- und dem Bv-Horizont beim dithionitlöslichen Eisen als Verlagerungsphänomen zu deuten ist oder seine Ursache im Materialwechsel besitzt, kann nicht entschieden werden.

Es handelt sich somit aufgrund der Analysendaten um eine zweischichtige neutrale Braunerde von etwa einem halben Meter Mächtigkeit, wobei die Rostfärbung infolge des Sickerwassereinflusses gelegentlich noch tiefere Partien beeinflussen kann (bis 8,2 m). Die Bodenbildung muss sich nach der Ablagerung des Diamikts abgespielt haben und hat die wellenförmig verlaufende Materialgrenze nachgezeichnet, was in der Pedologie eine recht typische Erscheinung ist.

Unter heutigen Klimaverhältnissen erfordert eine solche Bodenbildung einen Zeitraum von zwischen 1000 und 3000 Jahren (P. Fitze, 1982). Da uns für die Sedimentation und Pedogenese gemäss den ^{14}C -Daten (Kap. 6, UZ 2211/ETH 2207 und UZ 2210/ETH 2206) ein Zeitraum von rund 5000 Jahren zur Verfügung steht, ist die erwähnte Bodenbildungsdauer sicher als realistisch anzusehen.

Anderer Entstehung ist die untere Rostzone (8,4 bis 8,8 m). Schon aufgrund ihrer sehr intensiven Farbe unterscheidet sie sich vom II-Bv-Horizont. Die Analysendaten ergeben mit Ausnahme des Eisens keine Hinweise auf eine Bodenbildung. Wir deuten deshalb diese untere Rostzone als reine Grundwasserbeeinflussung, wie sie auch noch in den tieferliegenden Deltaschottern gelegentlich anzutreffen ist. Wir bezeichnen diese Zone als II-CGo-Horizont, obwohl die exakte Genese hier nicht geklärt ist.

Ob die zuunterst liegende graue Kieslage über dem Hauptflöz nochmals als eine schwache Verwitterungszone zu deuten ist, kann höchstens vermutet werden. Die Analysendaten belegen jedenfalls eine schwache Entkarbonatisierung.

zung mit entsprechender pH-Absenkung, verbunden mit einer leichten Zunahme des organischen Kohlenstoffs. Eine weitergehende Interpretation ist aber aufgrund der einen Probe nicht möglich, und Umlagerungen sind hier nicht auszuschliessen.

Waldemar A. Keller

6 ¹⁴C-Datierungen

Das Probenmaterial zur ¹⁴C-Altersbestimmung wurde an der frisch gereinigten ± senkrechten Aufschlusswand entnommen. Um die einzelnen Schieferkohle-Lagen gegeneinander abgrenzen zu können, war es unerlässlich, sowohl an der Ober- als auch an der Unterkante der jeweiligen Horizonte Material zu sammeln. Entsprechend der Anzahl Schieferkohle-Flöze ergaben sich somit sechs Proben zur Bestimmung des ¹⁴C-Alters:

| | | |
|-------------------------|----------------|----|
| Obere Schieferkohle | | OK |
| | | UK |
| | obere Schicht | OK |
| | | UK |
| Schieferkohle-Hauptflöz | | OK |
| | untere Schicht | UK |

OK = Oberkante

UK = Unterkante

Die ¹⁴C-Datierungen erfolgten mit der AMS-Technik (Accelerator Mass Spectrometry). Dazu wurden die Proben im ¹⁴C-Labor des GIUZ (Geographischen Institut der Universität Zürich) chemisch aufbereitet und anschliessend mit dem Beschleuniger am IMP (Institut für Mittelenergiephysik) der ETH datiert.

Bereits im Oktober 1984 wurden im Rahmen von Voruntersuchungen Übersichtsdatierungen durchgeführt, und zwar mit je einer Durchschnittsprobe pro Schieferkohle-Horizont. Die detaillierten Datierungen der einzelnen Schieferkohle-Lagen erfolgten im September 1986 (vgl. Tabelle 2).

Tabelle 2 ^{14}C -Daten der Schieferkohle von Gossau/ZH
 Table 2 ^{14}C -Analysis on the compressed peat at Gossau

| | | Datierung 1984 | | | Datierung 1986 | | | | |
|-------------------------|----|-----------------|-----------------|------------------------|------------------|-----------------|------------------------|----------------------|-----------------------|
| | | Labor Nr. | Alter (y BP) | ^{13}C (‰) | Labor Nr. | Alter (y BP) | ^{13}C (‰) | Mittelwert (y BP) | Zeitspanne (Jahre) |
| obere Schieferkohle | OK | | | | UZ-2209/ETH-2205 | 28 550 ± 310 | -26,2 | | |
| | UK | UZ-2120/ETH-849 | 29 450 ± 1150 | -14,4 | UZ-2210/ETH-2206 | 28 250 ± 350 | -24,0 | 28 420 ± 230 | - |
| Schieferkohle-Hauptflöz | | | | | | | | | |
| obere Schicht | OK | | | | UZ-2211/ETH-2207 | 33 410 ± 480 | -22,3 | | |
| | UK | UZ-2121/ETH-850 | 33 000 ± 2500 | -22,1 | UZ-2212/ETH-2208 | 40 920 ± 1220 | -24,2 | 34 415 ± 445 | 7510 ± 1310 |
| untere Schicht | OK | | | | UZ-2213/ETH-2209 | 45 420 ± 1200 | -24,7 | | |
| | UK | UZ-2122/ETH-851 | 47 500 ± 1800 | -26,4 | UZ-2214/ETH-2210 | 54 000 ± 3000 | -24,2 | 46 605 ± 1115 | 8580 ± 3230 |

OK = Oberkante

UK = Unterkante

Alle Daten sind $\delta^{13}\text{C}$ -korrigiert. Der verhältnismässig hohe Wert ($-14,4\text{‰}$) bei der früheren Datierung der oberen Schieferkohle hat sich bei der neuen Messung nicht bestätigt. Er ist wahrscheinlich auf eine Inhomogenität beim Probenmaterial zurückzuführen. Die übrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bewegen sich im üblichen Rahmen um den Standardwert von -25‰ .

Für die detaillierten Datierungen gelten im wesentlichen folgende Aussagen: Obere Schieferkohle sowie oberer und unterer Abschnitt des Hauptflözes dürfen im Bereich der 1σ -Standardabweichung als gegenseitig verschieden alt angesprochen werden. In gleicher Weise als verschieden alt anzusprechen sind auch die Daten sowohl von OK/UK der oberen Schicht als auch von OK/UK der unteren Schicht des Schieferkohle-Hauptflözes. Demzufolge lassen sich für beide Abschnitte Zeitspannen berechnen. Betrachtet man das Hauptflöz als ein zu einem einzigen, zusammenhängenden Ereignis gehörenden, so ergibt sich für dessen Bildung eine Zeitspanne von $20\,590 \pm 3040$ Jahren. Im Gegensatz dazu kann mit den Daten der Oberen Schieferkohle keine solche Zeitspanne berechnet werden, da die beiden Alterswerte von OK und UK innerhalb des Bereichs der einzelnen Standardabweichungen liegen und somit als gleich alt einzustufen sind. Für die jeweiligen Werte vgl. Tabelle 2.

Ein Vergleich der Mittelwerte mit denjenigen der früheren Datierungen zeigt eine weitgehende Übereinstimmung; Abweichungen liegen durchwegs im Bereich der Fehlergrenze von 1σ . Für die Mittelwertbildung wurden die einzelnen Daten mit dem reziproken Fehlerquadrat gewichtet.

Conradin A. Burga und Ernst Wynistorf

7 Pollenanalytische Untersuchungen³

7.1 Einleitung

Die Gossauer-Schieferkohle wurde um 1880 anlässlich einer Quellfassung entdeckt (E. Baumberger, 1923). G. Tognoni, W. Heusser und J. Messikommer untersuchten 1890/91 das Schieferkohlevorkommen durch etwa zehn Schürfschächte. Im Hinblick auf die geringe Mächtigkeit erfolgte kein wirtschaftlicher Abbau.

W. Lüdi (1953) erwähnt kurz die Gossauer Vorkommen in seiner gesamtschweizerischen Bearbeitung der Schieferkohlen. Dem damaligen Wissensstand entsprechend wurde das Gossauer Vorkommen ins Riss-Würm-Interglazial gestellt. Über Pflanzenreste sei damals nichts bekannt gewesen. Die erste

³ Die chemische Aufbereitung der Proben erfolgte durch Frau Gabriele Eisele, Institut für Botanik der Universität Hohenheim, Stuttgart. Ihr sei dafür bestens gedankt.

Die pollenanalytische Untersuchung des Profils Gossau/ZH konnte im Rahmen des Nationalfonds-Forschungsprojektes Nr. 3.261-0.85 durchgeführt werden.

palynologische Bearbeitung eines Wandprofils erfolgte durch M. Welten (1982). Der von ihm untersuchte Profilausschnitt lässt sich leicht im vorliegenden Pollendiagramm (Bild 10) wieder erkennen. Der von M. Welten erfasste Zeitraum entspricht etwa dem Ausschnitt von 1100–930 cm, also DA 1–4 des neu bearbeiteten Pollenprofils. Bezüglich der chronologischen Einordnung des Diagramms kann M. Welten keine sicheren Schlüsse ziehen. Die ihm wahrscheinlichere Lösung, wonach sein DA 2 noch ein letztes Frühwürm- und DA 4 ein Mittelwürm-Interstadial darstellen könnte (Odderade-Interstadial), konnte in der vorliegenden Neubearbeitung bestätigt werden.

7.2 Diagrammabschnitte im Überblick

DA/LPAZ

- 1 Krautreiche *Betula-Artemisia-Juniperus*-Phase mit *Picea abies*-Anstieg
- 2 *Picea abies-Pinus-Betula-Alnus*-Phase mit *Picea omorica*-Typ
- 3a NBP-reiche *Pinus-Artemisia-Gramineae-Ephedra-Chenopodiaceae-Thalictrum-Salix*-Phase, reich an *Cyperaceae* und *Selaginella selaginoides*
- 3b NBP-reiche *Pinus-Betula-Artemisia-Gramineae*-Phase mit Anstieg von *Picea abies*, *P. omorica*-Typ, *Pinus cembra* und *Alnus*, reich an *Cyperaceae* und *Selaginella selaginoides*
- 4 *Picea abies-Pinus cembra-Picea omorica*-Typ-Phase
- 5 *Betula-Pinus-P. cembra-Ephedra-Artemisia-Gramineae*-Phase, reich an *Cyperaceae* und *Selaginella selaginoides*
- 6 Komplexe NBP-Phase, reich an *Gramineae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae ligf.*, *Cyperaceae*, *Selaginella selaginoides*
- 7 *Pinus-Juniperus-Ephedra-Salix*-Phase, reich an *Gramineae*, *Cyperaceae* und *Selaginella selaginoides*
- 8 Unregelmässige Abfolge von einzelnen Pollenspektra, die nicht interpretierbar sind

7.3 Vegetationsentwicklung (vgl. Bild 10)

Das pollenanalytisch bearbeitete Profil lässt zwei *Picea abies*- (DA 2 und 4) und drei *Pinus*-Zeiten (DA 3, 5 und 7) unterscheiden. Die letzteren sind durch reichlich Krautpollen, Farnsporen und Strauchpollen (STP) gekennzeichnet.

Der DA 1 stellt eine NBP- und farnreiche Sequenz dar, die im untersten Spektrum hohe BP- und STP-Werte (*Betula*, *Pinus*, *Alnus*) aufweist. Möglicherweise liegt im Liegenden des Profils ein Hiatus vor, worauf der plötzliche Kurvenverlauf hinweist. Am Übergang zu DA 2 ist ein klarer BP-Anstieg (*Picea abies*, *P. omorica*-Typ, *Betula*, *Pinus*, *P. cembra*) festzustellen. Diese Fichtenzeit findet ihr baldiges Ende am Übergang zu DA 3a.

Die DA 3a und 3b umfassen eine lange *Pinus*-Periode mit geringen Anteilen von *Pinus cembra* (bzw. *Pinus Haploxylon*-Typ), *Picea abies* und *Betula*. Gegen Ende dieses Abschnitts erreicht *Betula* eine gewisse Vormachtstellung, wes-

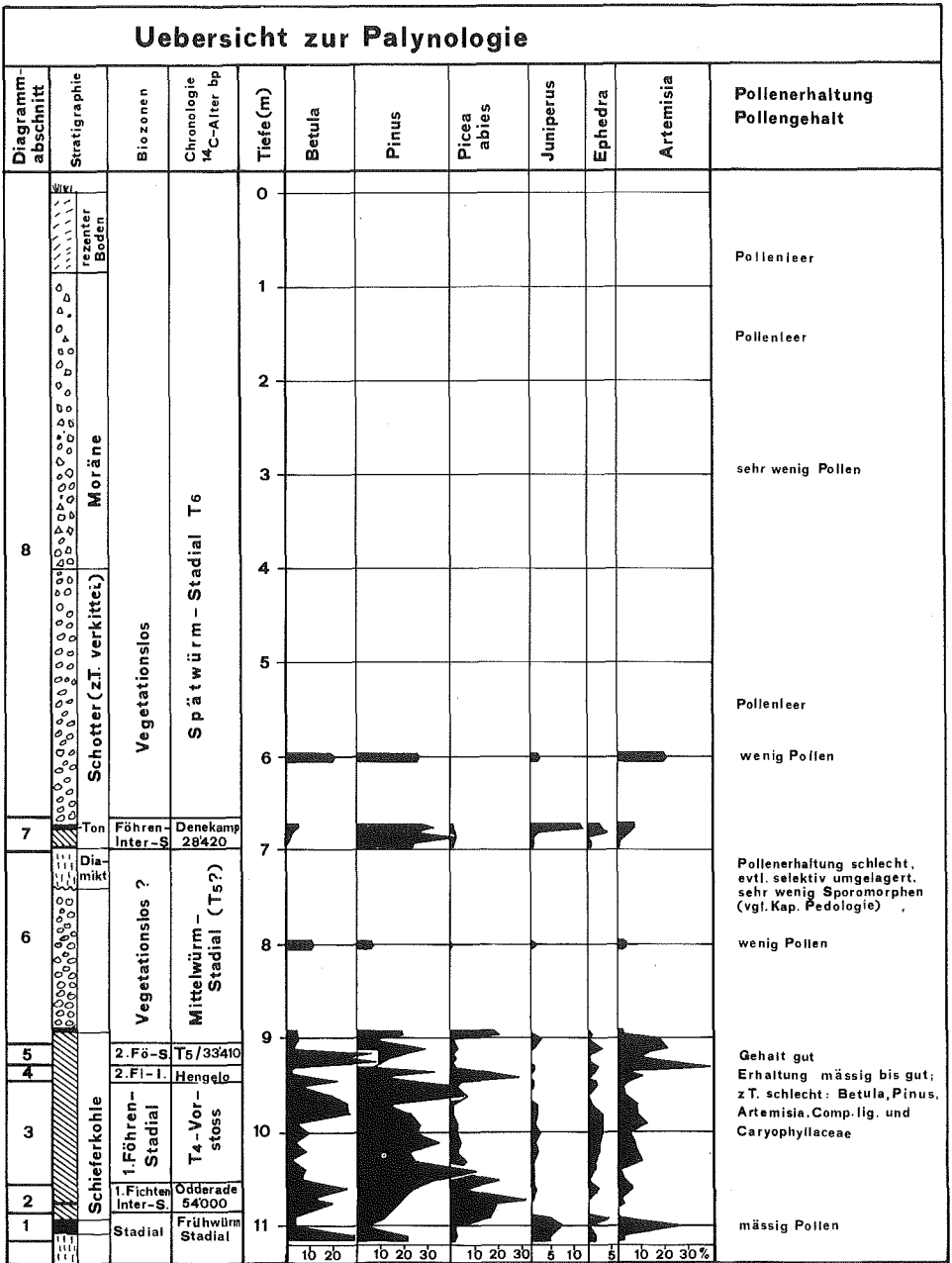


Bild 9 Übersicht zur Palynologie

Fig. 9 Summary diagram of palynological analysis

halb der DA 3 zweigeteilt wurde. Die für die spätglazialen Kältesteppen typischen Florenelemente *Artemisia*, *Ephedra*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Thalictrum*, *Helianthemum* und *Compositae tub.* erreichen in diesem DA Maximalwerte. So ist dem DA 3 insgesamt ein stadialer Charakter zuzuweisen: die lange *Pinus*-Dominanz in Verbindung mit der reichen Auswahl an typischen protokratischen Elementen lassen an waldsteppenähnliche Verhältnisse denken (vgl. z. B. P. Peschke, 1983). Die hohen *Selaginella*-Werte (maximal 57%) weisen deutlich auf lichte bis waldfreie Verhältnisse hin. Im DA 4 dominiert wiederum für kurze Zeit *Picea abies*. Auch *Pinus cembra* und der *Picea omorica*-Typ erreichen erneut Werte von 20 bzw. 8%. Dieses zweite Fichten-Interstadial findet rasch ein Ende und wird in DA 5 von einem *Betula-Pinus*-Stadial abgelöst, und zwar in ganz ähnlicher Prägung wie im DA 3b. Die beiden DA 3b und 5 scheinen tatsächlich sehr ähnliche Vegetationsverhältnisse zu widerspiegeln: eine anfängliche *Betula*-Phase wird von einer *Pinus*-Dominanz abgelöst; parallel dazu steigen *Pinus cembra*, *Picea abies*, der *Picea omorica*-Typ und *Ephedra* zu einem Gipfel an. Zur Zeit des DA 5 stellten sich wieder mehr stadiale Verhältnisse ein, die sich im nachfolgenden DA 6 vermutlich drastisch verstärkten. Denn von 895 cm aufwärts ist keine kontinuierliche Pollensedimentation festzustellen. Ausserdem endet bei dieser Tiefe das Schieferkohle-Hauptflöz. Der DA 6 umfasst sedimentologisch hauptsächlich eine Schotterabfolge und einen Diamikt. Die Pollenführung dieser Ablagerungen ist derart fragmentarisch, so dass man sich fragen muss, ob im Bereich der Tonlage bei 895 cm und bei 700 cm ein Hiatus vorliegt (vgl. Bild 9). Der DA 6 stellt also eine komplexe NBP-Phase dar (*Gramineae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae ligf.*, *Cyperaceae*, *Selaginella selaginoides*), die vegetationsgeschichtlich kaum zu deuten ist. Auf Grund der Sedimente kann am ehesten von stadialen Verhältnissen gesprochen werden.

Klar davon hebt sich im DA 7 im Bereich der oberen Schieferkohle ein *Pinus*-Interstadial ab: hier tritt nochmals die gesamte Artengarnitur der eiszeitlichen Steppenelemente auf (*Artemisia*, *Gramineae*, *Ephedra*, *Juniperus*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Thalictrum*, *Compositae ligf.*). Bei 675 cm endet aber auch diese Sequenz schlagartig im Bereich der Tonlage im Hangenden der Oberen Schieferkohle, also analog zum Dach des Hauptflözes. Hier ist wiederum mit einem Hiatus zu rechnen, denn es folgen darüber erneut praktisch pollenleere grobe Schotter, die im Hangenden von Grundmoräne abgelöst werden. Die vereinzelt festgestellten Pollenspektren dieses obersten DA 8 sind nicht weiter interpretierbar. Es handelt sich ähnlich wie im DA 6 vorwiegend um umgelagerte und selektiv korrodierte Sporomorphen, was ja angesichts des Sediments (Schotter) nicht erstaunlich ist.

7.4 Chronologische Deutung

Zunächst geht ohne Zuhilfenahme von Radiocarbon-Alter aus dem Pollendiagramm die klare Gliederung in zwei Fichten- und drei Föhren-Zeiten hervor,

wobei die letzteren vorwiegend stadialen und die erstgenannten interstadialen Charakter haben. Ferner besteht eine hohe Korrelation zwischen den sporomorphenföhrnden Schieferkohlenlagen und den praktisch pollenleeren mineralisch-klastischen Abfolgen des Profils. Das eiszeitliche Vegetationsbild im Bereich von Gossau/ZH machte somit folgende Wandlung durch:

1. Waldlose, krautreiche Zeit (DA 1, **1. Stadial**)
2. Lockere Bewaldung (Parktundra) mit *Picea abies*, *Betula* und *Pinus* nach vorausgegangener Strauchphase (DA 2, **1. Fichten-Interstadial**)
3. Waldsteppenähnliche Verhältnisse: höchstens vereinzelt *Pinus* und reichlich Kräuter der Kältesteppe (DA 3a, **1. Pinus-Stadial**)
4. Parktundra, gebildet von *Pinus* und *Betula* mit bedeutenden Arven-Werten (DA 3b, **1. Pinus-Stadial**)
5. Lockere Bewaldung (Parktundra) mit *Picea abies* und *Pinus* nach vorgängiger Strauchphase von *Juniperus* und *Salix* in DA 3b. Bedeutende Werte des *Picea omorica*-Typs (DA 4, **2. Fichten-Interstadial**)
6. Parktundra bis Steppentundra, gebildet von *Betula* und *Pinus*. (DA 5, **2. Pinus-Stadial**)
7. Vermutlich praktisch vegetationslose Zeit (DA 6, **Stadial**)
8. Steppen- bis Parktundra: *Pinus* und typische Steppenelemente (DA 7, **Pinus-Interstadial**)
9. Vegetationslose Zeit (DA 8, **Stadial**)

In der Gossauer Schieferkohle tritt hie und da der *Picea omorica*-Typ auf, besonders häufig in den *Picea abies*-Interstadialen. Heute stellt *Picea omorica* (Serbische Fichte) ein endemisches Tertiärrelikt der mediterranen Hochgebirge dar. Sie hat ihr aktuelles Arealzentrum im Gebiet der serbischen Gebirge (P. Fukarek, 1950). Fossil (in Form von Grossresten und Pollen) tritt die serbische Fichte in verschiedenen quartären Waldzeiten auf, so z. B. im Cromer-, Holstein- und Eem-Interglazial. Schon 1927 hatte F. Firbas in den Schieferkohlen von Hopfgarten durch Grössenvergleiche der Pollen herausgefunden, dass es sich vermutlich um *Picea omorica* handeln könnte.

An Fossilfunden aus der Schweiz sind u. a. zu nennen: Zweig- und Zapfenreste von *Picea omoricoides* in einer Kernbohrung bei Uster (R. Hantke, 1978). W. Lüdi (1953) erwähnt mehrfach Funde in den schweizerischen Schieferkohlen von Gondiswil-Zell, Mörschwil und Montfleury. Ferner konnte K. Tobolski (1985) in den Schieferkohlen von Murg am Walensee zahlreiche Nadeln von *Picea omoricoides* bestimmen. Zur Altersstellung dieser Schieferkohlen schlägt B. Ammann (1985) ein Frühwürm-Interstadial vor.

Im bayerischen Alpenvorland fanden H. Reich (1953) und P. Peschke (1983) in eemzeitlichen Schieferkohlen von Grossweil den *Picea omorica*-Typ. W. H. Zagwijn (1961) konnte für das Frühwürm *Picea omoricoides* feststellen. Im Bereich der Iller-Lech-Platte fand W. Jung (1972) *Picea omoricoides*-Grossresten. Desgleichen tritt der *Omorica*-Typ im Ur-Federseebecken auf.

A. Brande (1975) hat in paläolithischen Ablagerungen von Mauern (Fränkische Alb) den *Picea omorica*-Typ gefunden und ihn abgebildet. Bezüglich der

Paläoökologie der serbischen Fichte konnte A. Brande zu keinem Schluss kommen. In den ausführlich von E. Grüger (1979) bearbeiteten Seeablagerungen am Samerberg in Oberbayern tritt der *Picea omorica*-Pollen vom Eem-Interglazial bis ins 3. Frühwürm-Interstadial (nach Odderade-Interstadial) immer wieder auf. Ebenfalls konnte E. Grüger im Eem einige diesbezügliche Grossresten finden.

Mit Hilfe der ermittelten ^{14}C -Alter (vgl. Tabelle 2) und auf Grund der Ergebnisse von M. Welten (1982, vgl. die Profile des Zürcher Oberlandes) kann folgende chronologische Einteilung vorgenommen werden:

Das **erste Fichten-Interstadial** liegt im Bereich des Alters 54 000 y BP. Es kann mit dem letzten Frühwürm-, dem **Odderade-Interstadial**, korreliert werden (Chronologie nach B. Frenzel, 1980). Der unterste DA von 1110–ca. 1060 cm würde demnach noch ins Frühwürm fallen.

Das **zweite Fichten-Interstadial** ist älter als 33 410 y BP und ist mit dem **Hengelo-Interstadial** vergleichbar. Dazwischen liegt ein ausgedehntes *Pinus*-Stadial, das Teile der geringfügigen Klimaverbesserungen des Moershoofd-Interstadials enthalten könnte. Das Hauptflöz würde demnach den Zeitabschnitt von Ende Frühwürm bis etwa Mitte Stillfried B-Interstadial (Hochglazial A sensu B. Frenzel, 1980) umfassen.

Die obere Schieferkohle mit einem mittleren ^{14}C -Alter von 28 420 y BP fällt zusammen mit einem *Pinus*-Interstadial (DA 7), welches möglicherweise dem **Denekamp-Interstadial** gleichzusetzen ist. Der Profilabschnitt von DA 6 wäre dann nach der Einteilung M. Weltens (1982) dem T5-Vorstoss des Linth-Rheingletschers zuzuordnen. Die Sedimente des DA 8 und darüber würden ferner dem T6-Vorstoss des Gletschers entsprechen.

Bezüglich der Vegetationsentwicklung war das 2. Stadial (= erstes *Pinus*-Stadial) klimatisch nicht so einschneidend wie das erste, dritte und vierte Stadial: die klimatischen Verhältnisse führten zur Verdrängung der Fichte und zu einer mässigen Ausbreitung von Föhre und protokraten Steppenelementen. Während des dritten und vierten Stadials ist – zumindest im Raum Gossau – mit völliger Vegetationslosigkeit zu rechnen (vgl. Tabelle 3). Das vorliegende Pollendiagramm umfasst also den Zeitabschnitt vom ausgehenden Früh- bis anfangs Spätwürm, somit rund 35 000 Jahre. Ein überregionaler Diagramm-Vergleich, welcher hier sich auf die sehr aufschlussreichen Untersuchungen E. Grügers (1979) am Samerberg/Oberbayern und auf die palynologischen Arbeiten P. Peschkes (1983) im schwäbisch-oberbayerischen Alpenland beschränken soll, zeigt ein an beiden Lokalitäten vorhandenes Charakteristikum der würmstadialen und -interstadialen Vegetationsentwicklung: E. Grüger konnte feststellen, dass eine Waldperiode durch eine vorgängige Kiefernzeit, die von einer Strauchphase begleitet ist (*Juniperus*, *Salix*, *Hippophaë* u. a.), jeweils eingeleitet wird. Dasselbe Phänomen ist m. E. auch in den Gossauer Schieferkohlen festzustellen. Die DA 1 und 3b stellen eine solche strauchreiche *Pinus*-Phase dar, die dann jeweils zu einer Fichtenzeit führte. Wir haben also folgende typische Gipfelabfolge:

Tabelle 3 Chronologische Übersicht

Table 3 Climate chronological summary

| DA/ LPAZ | Vegetation/Biozone | Chronozone | Klima |
|-------------|--------------------------|---|-------------|
| 1 | Waldfrei, Rasen, Stadial | Frühwürm-Stadial vor Odderade | kühl |
| 2 | 1. Fichten-Interstadial | Odderade (= 2. Frühwürm-Interstadial) | mässig warm |
| 3a–3b | 1. Föhren-Stadial | 4-Vorstoss (?) | kühler |
| 4 | 2. Fichten-Interstadial | Hengelo (= 2. Mittelwürm-Interstadial) | mässig warm |
| 5 | 2. Föhren-Stadial | T5-Vorstoss (?) | kühler |
| 6 | Vegetationslos? | Mittelwürm-Stadial (T5 ?) | kalt |
| 7 | Föhren-Interstadial | Denekamp (= 3. Mittelwürm-Interstadial) | wärmer |
| 8 | Vegetationslos? | T6-Vorstoss (?), Spätwürm-Stadial | kalt |

Betula-Pinus (begleitet von *Juniperus*, *Salix*, *Hippophaë*, *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*) – *Picea abies/Pinus Haploxyton* – Typ – *Betula/Pinus* (vgl. Bild 9). Die Untersuchungen P. Peschkes ergaben für den Zeitabschnitt Odderade–Moershoofd-Interstadial eine gut übereinstimmende Vegetationsentwicklung: Kiefern-Fichtenwälder ohne thermophile Laubhölzer, wobei auch diese auf Grund der zahlreichen Heliophilen licht bestockt gewesen sein müssen. Die klimatisch schlechteren Phasen (Stadiale) sind durch einen hohen Anteil an Kräutern (besonders heliophile), lichte Kiefernwälder (wie z. B. DA 3a und 3b) oder gar tundren-steppenartige Pflanzengesellschaften charakterisiert.

8 Synthese und Ausblick⁴

Eine Diskussion, welche multidisziplinär erarbeitete Resultate zusammenfasst, soll in erster Linie versuchen, die Einzelbeiträge in ihren Aussagen zu werten und mögliche, gegenläufige Interpretationen gegeneinander abzuwägen. Es kann also nicht darum gehen, offene Fragen einfach zu erledigen, sondern Diskrepanzen aufgrund der Argumente sachlich zu werten oder als weitere Bearbeitungsansätze zu formulieren.

⁴ Unsere Arbeiten sind bisher auf ein breites Interesse gestossen und dadurch materiell und ideell gefördert worden: die Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich hat uns auf ein Gesuch von Herrn Prof. Dr. G. Furrer finanziell unterstützt und dadurch eine Profilneuaufnahme ermöglicht. Und mit einer finanziellen Unterstützung durch die Schweiz. Geomorphologische Gesellschaft sind wir in unserer Arbeit ermutigt worden. Zudem haben Laboratorien der Universität Zürich und der ETH die analytische Bearbeitung des Materials ermöglicht. Für diese vielfältige Unterstützung danken wir verbindlichst.

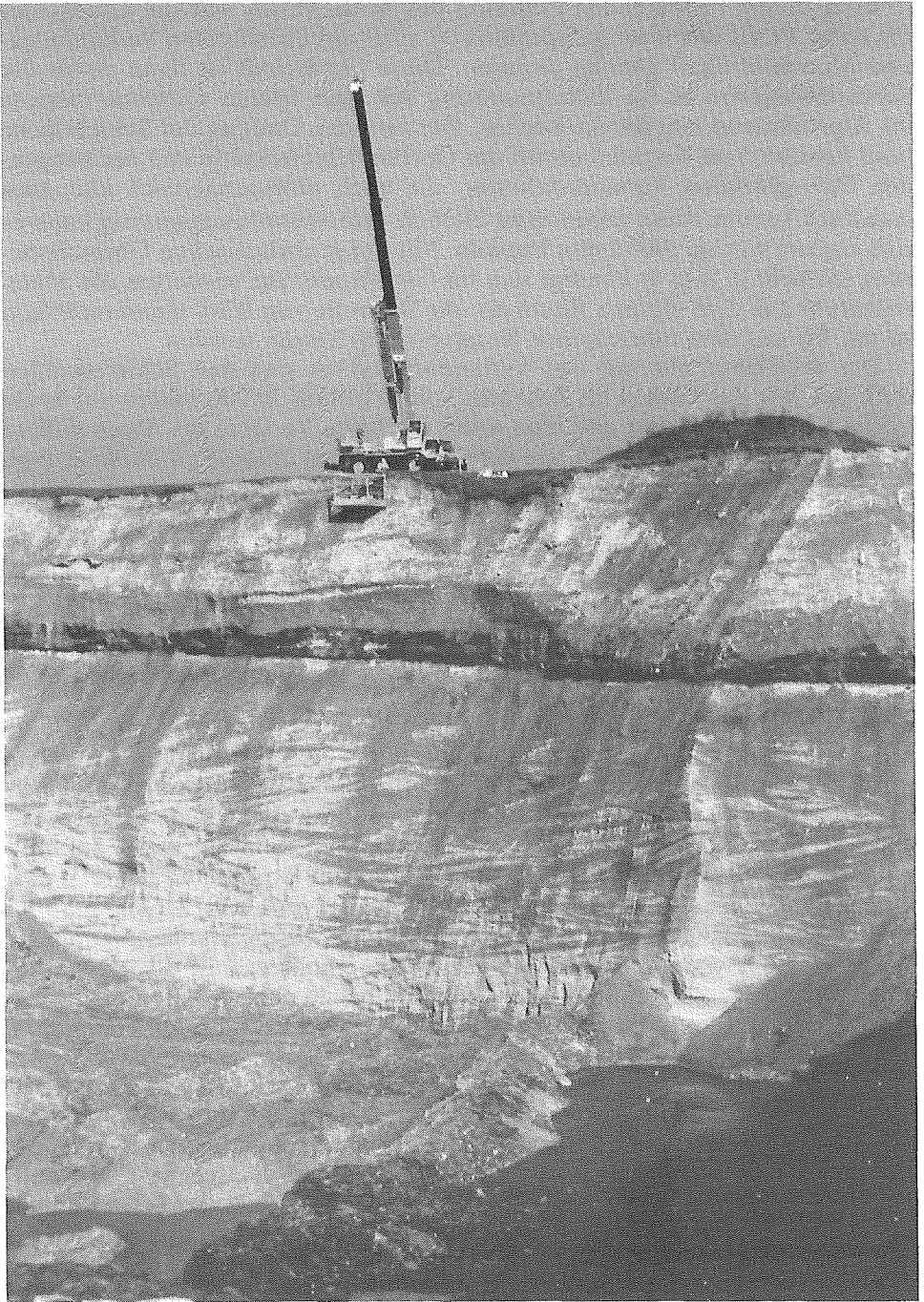
Als Kernpunkt jeder stratigraphisch orientierten Arbeit stehen die lithostratigraphische Gliederung und absolute Altersbestimmungen sowie deren geochronologische Auswertung. Das ist auch für eine Diskussion der vorangehend dargestellten Resultate der Fall. Die in Kapitel 6 präsentierten, systematisch erweiterten Nach- resp. Neudatierungen zeigen die zeitlichen Dimensionen, welche durch die Verlandungs- und Schieferkohleschichten gegeben sind: das Schieferkohlen-Hauptflöz umfasst grössenordnungsmässig 20 000 Jahre, wobei die Untere Schicht 8500 Jahre, die Obere Schicht 7500 Jahre enthält – beides durchaus vergleichbare Grössenordnungen. Der zeitliche Umfang der klastischen Lage dazwischen beträgt damit 4000 Jahre. Dabei handelt es sich sicher nicht um eine einzige kontinuierliche Sedimentation, sondern eher um kurze Schüttungen. In unserem Profil kann zwar nur eine einzige festgestellt werden. Ein grösserer Unterbruch ist sicher ins Dach der Unteren Schicht des Hauptflözes zu legen.

Die Schichten 3 bis 5 (Bild 4) beinhalten weitere rund 5000 Jahre. Dabei muss vermerkt werden, dass die Obere Schieferkohle grössenordnungsmässig 1000 Jahre umfasst und dass der grösste Anteil der verbliebenen 4000 Jahre in der liegenden Verwitterung stecken dürfte (vgl. Kap. 5). Das heisst dann, dass die Aufschotterung(en) der Schicht 5 relativ kurze Ereignisse darstellen müssen. Die pedologischen Analysen (Kap. 5) belegen eine subaerische Verwitterung vor Ablagerung der Oberen Schieferkohle; dafür sprechen auch die zersetzten und verwitterten grobklastischen Komponenten im feinkörnigen Diamikt (= Schicht 4/Bild 4), die *in situ* verwittert sind und nicht einen Transport oder eine Hochflutumlagerung in zersetztem Zustand überstanden hätten. Die pollenanalytischen Hinweise (selektive Erhaltung, Spärlichkeit der Sporomorphem) weisen in die gleiche Richtung.

Mit der Datierung von Proben ist nun der zeitliche Umfang der Verlandungsbildungen mit Schieferkohle erfasst worden. In den klastischen Zwischenlagen, namentlich in der Aufschotterung zwischen Hauptflöz und Oberer Schieferkohle, fehlt die Zufuhr frischen glaziklastischen Materials oder ist doch zumindest aufgrund der geröllpetrographischen Analyse zu vernachlässigen. So wissen wir nun, dass im Zeitintervall von 54 000 bis 28 000 Jahren vor heute der hydrographische Einzugsbereich des beschriebenen Profils keine Beeinflussung durch alpine Gletscher aufweist. Für diesen Zeitraum ist pollenanalytisch ein dreimaliger Wechsel von Stadial (Föhre)/Interstadial (Fichte) festzustellen, also ein deutlicher Vegetationswechsel, der zeitweise sogar Vegetationslosigkeit einschliesst.

Bild 11 Der Kiesgrubenaufschluss von Gossau (Kt. Zürich): Profilneuaufnahme vom 26. April 1986

Fig. 11 General view of the gravel pit at Gossau (Canton of Zurich): the re-investigation of the most complete central part of the exposed section on April 26, 1986.



Über diesen bedeutenden Zeitraum des Mittelwürms war die Landschaft um unser Profil von einer gelegentlich (= zyklisch) überfluteten Verlandungs- und Moorlandschaft geprägt gewesen. Diese Landschaft ist dann durch die Schmelzwasserfracht im Zusammenhang mit dem letzten Gletschervorstoss ins Alpenvorland eingedeckt worden. Der zeitliche Umfang der Schichtlücke (und Erosion?) im Kontaktbereich der Oberen Schieferkohle und der hangenden fluvioglazialen Vorstoss-Schotter, die auch pollenanalytisch klar zum Ausdruck kommt, muss unbestimmt bleiben. Grössenordnungsmässig kann es sich nur um wenige 1000 Jahre handeln. Mit der grobklastischen Überschotterung (Schicht 2/Bild 4) kündigt sich im Geröllspektrum wiederum die Materialzufuhr aus dem alpinen Raum an: die Schwelle von Rüti-Hombrechtikon ist mit Eis aus dem inneralpinen Reservoir überflossen worden.

Der Profilabschnitt mit den Verlandungszyklen und den Schieferkohlen stellt dar, wie das Glattal im Zeitraum von 54000 bis 28000 Jahren vor heute sicher eisfrei gewesen ist und dass somit der letzte Vorstoss ins Alpenvorland keine randalpine Oszillation, sondern einen neuen Eisaufbau darstellt (vgl. auch Kap. 2). Ob es sich dabei ausschliesslich um den Vorstoss zum Zürich-Stadium gehandelt hat, oder ob die ganze Staffel bis zum Maximalstand von Schlieren-Spreitenbach im Limmattal bzw. Steinmaur-Sünikon-Windlach im Glattal in diesen Zeitraum und zu diesem Ereignis gehört, kann nicht mit dem Profil von Gossau entschieden werden. Die morphologische Überprägung der Glattal-Landschaft ist aber ganz klar in diesen jungen Zeitraum zu stellen, da die Drumlinisierung in Gossau lokal tief unter die datierten Schichten greift.

Für die Ausdehnung der sog. «Lindenhof-Staffel» ist eisdynamisch eine kalte, dünne, bewegungsarme (spannungsarme) Modellsituation entwickelt worden. Diese Rekonstruktion basiert in erster Linie auf geometrischen Überlegungen. Damit ergibt sich möglicherweise ein Widerspruch, denn die proximale Schotterakkumulation mit der Grundmoränenbildung weist auf zeitweise temperierte Verhältnisse hin. Die Bildung von Grundmoränen setzt eine Drainagemöglichkeit der Eisbasis und der Liegendschichten voraus.

Von gleicher landschaftsgenetischer Bedeutung wie die Hangendsedimente des mittleren Profilabschnittes mit den Schieferkohlen sind die grobklastischen Deltaablagerungen im Liegenden. Hier haben unsere Aufnahmen auch gezeigt, dass im Dach der grobkörnigen Deltaschüttungen bis zur ersten dünnen Schieferkohlenlage (Bild 4) von einem ersten Verlandungszyklus gesprochen werden kann. Direkte glazigene Komponenten sind in diesem Bereich entgegen früherer Modelle (Chr. Schlüchter, 1982) nicht festgestellt worden. Die Plastizitätseigenschaften der Feianteile in diesem Profilabschnitt entsprechen einem nichtglazigenen Trend. Die hydromechanischen Überlegungen aber (s. Kap. 4) legen nahe, dass Erosions- und Umlagerungsaktivitäten zur Zeit der Deltabildung im Oberlauf der Gewässer (Oberes Glattal/Hörnli) zumindest zeitweise bedeutend gewesen sein können, auch wenn die Geröllpetrographie auf eine glazigene Zulieferung von frischem, alpinem Material

über die Schwelle von Hombrechtikon hinweist, ein Modell, das durch die Befunde der Pollenanalyse gestützt würde (vgl. DA1 des Pollendiagramms, Kapitel 6). Sicher ist, dass durch die Deltafazies die Existenz eines Sees im mittleren Glattal belegt ist, obwohl die Frage des Stauers aber ungeklärt bleibt. Paläogeographisch bedeutend sind die Relief-Veränderungen, die sich während der Deltabildung und durch ihre Ursachen abgespielt haben. Sie schufen die Grundlagen für die spätere Verlandungsebene. Heute nicht mehr abgeschlossen und nur nach der Literatur zu beurteilen, sind die Liegendschichten des Deltas (H. Suter und R. Hantke, 1962).

Allgemein gesehen bestätigen die pollenanalytischen Untersuchungen die sedimentologisch und pedologisch ermittelten Ergebnisse der gletschergeologischen und paläogeographischen Entwicklungen, die sich aufgrund der Lithostratigraphie ableiten lassen.

9 Literatur

- Baumberger, E., Gerber, Ed., Jeannet, A. und J. Weber (1923): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Geotechn. Ser. 8. Lfg.
- Bodenburg-Hellmund, H. W. (1909): Die Drumlinlandschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 54. Jg. Heft 1/2: 149–216.
- Brande, A. (1975): Vegetationsgeschichtliche und pollenstratigraphische Untersuchungen zum Paläolithikum von Mauern und Meilenhofen (Fränkische Alb). Quartär, 26: 73–106.
- Bürgisser, H. M. (1980): Zur Mittel-Miozänen Sedimentation im Nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule und der Universität Zürich, Neue Folge, Nr. 232, 196 S., Zürich.
- Dracos, Th. (1981): Sedimenttransport und Bettformen in Flüssen. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 126. Jg., Heft 2: 73–98.
- Fitze, P. (1982): Einige Bemerkungen zum Zeitfaktor bei der Bodenbildung. Physische Geogr. 1: 73–82, Zürich (Universität).
- Frenzel, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. In: H. Oeschger, B. Messerli und M. Svilar (Hrsg.): Das Klima, 45–63.
- Frenzel, B. (1982): Tagungszusammenfassung. In: Suter, J. (Hrsg.): Kurzfassungen der Vorträge. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich. Physische Geographie, Vol. 5: 64–64h, Zürich (Universität).
- Früh, J. (1919): Zur Morphologie des Zürcher Oberlandes. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 64. Jg., Heft 1/2: 16–34.
- Grüger, E. (1979): Spätriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. *Geologica Bavarica*, 80: 5–64.
- Günter, A. (1971): Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen. Mitt. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich, Nr. 3: 69 S., Zürich.
- Haeblerli, W. (1982): Klimarekonstruktionen mit Gletscher-Permafrostbeziehungen. *Basler Beiträge zur Physiogeographie* 4: 9–18.
- Haeblerli, W. and U. Penz (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18ka BP ice age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschr. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol.*, Band 21: 351–361.

- Haldimann, P. A. (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattales (Kt. Zürich). *Eclogae geol. Helv.* Vol. 71/2: 347–355.
- Hantke, R. (1978): *Eiszeitalter*, Band 1, 468 S., Thun (Ott).
- Jäggi, M. (1984): Der Geschiebetransport in Flüssen nach der VAW-Formel 1983. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, Nr. 47: 940–943.
- Jung, G. P. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. Mit besonderer Berücksichtigung des Greifen- und Pfäffikersees. Dissertation Universität Zürich, Zürich (Leemann).
- Körner, H. J. (1983): Zum Verhalten der Gletscher im wärmeiszeitlichen Eisstromnetz auf der Ostalpen-Nordseite. *Geologica Bavarica*, 84: 185–205.
- Lüdi, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. *Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich*, 27, 208 S.
- Pavoni, N. (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstil. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 102. Jg., Heft 5.
- Peschke, P. (1983): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland. *Geologica Bavarica*, 84: 69–99.
- Schlüchter, Ch. (1982): Quartärgeologischer Querschnitt vom Alpenrand (Linthebene) durchs Glattal bis zum Rhein. – In: Maisch, M. und J. Suter (Hrsg.): Hauptversammlung der DEUQUA in Zürich, Exkursionsführer, Teil A: Ostschweiz; *Physische Geographie*, Vol. 6: 51–60, Zürich (Universität).
- Schlüchter, Ch., Maisch, M. und J. Suter (1985): Stratigraphische Nomenklatur und Klassifikation des Eiszeitalters. Ein Zwischenbericht über die Arbeit am ersten Referenzprofil «Gossau»/Zürcher Oberland. *Physische Geographie*, Vol. 16: 7–22, Zürich (Universität).
- Suter, H. und R. Hantke (1962): *Geologie des Kt. Zürich*, 172 S., Zürich (Leemann).
- Tanner, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. *Mitt. der Thurgauischen Natf. Ges.*, Heft XXXIII: 7–108, Frauenfeld.
- Tobolski, K. (1985): Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees – Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. *Eclogae geol. Helv.*, 78/1: 182–186.
- Wegmüller, S. (1982): Die Schieferkohlenlager von Gondiswil-Ufhusen. Exkursionsführer, Teil B: Westschweiz (DEUQUA), *Physische Geographie*, 7: 81–89, Zürich (Universität).
- Welten, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F., 156. Lfg., 174 S., Bern (Stämpfli & Co.).
- Wildi, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 77/3: 541–551.
- Wyssling, L. und G. Wyssling (1978): Interglaziale Seeablagerungen in einer Bohrung bei Uster (Kanton Zürich). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 71/2: 357–375.
- Zanke, U. (1982): *Grundlagen der Sedimentbewegung*. 402 S. Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

Dr. Christian Schlüchter, Ingenieurgeologie, ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich

Dr. Jürg Suter, Büchi und Müller AG, Beratende Geologen SIA/ASIC, Quaderstrasse 5, 7000 Chur

Dr. Max Maisch, PD Dr. Peter Fitze, Dr. Waldemar A. Keller, PD Dr. Conradin A. Burga, dipl. geogr. Ernst Wynistorf, Geographisches Institut der Universität Zürich-Irchel, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zürich