

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 71 (1978)
Heft: 1

Artikel: Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung
Autor: Schindler, Conrad / Röthlisberger, Hans / Gyger, Max
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164722>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 12.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 71/1	Seiten 159–174	7 Textfiguren und 1 Tabelle	Basel, März 1978
---------------------	-----------	----------------	--------------------------------	------------------

Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung

Von CONRAD SCHINDLER¹⁾, HANS RÖTHLISBERGER²⁾ und MAX GYGER¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

In Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes wurden Schichtverstellungen mit Knickfalten, weiträumigen Verbiegungen und vereinzelt Zerrungsstrukturen untersucht. Das betroffene Lockergesteinspaket erreicht mindestens 1 km Länge, 400 m Breite und 30 m Mächtigkeit. Die Verformungen sind auf glaziale Stauchung zurückzuführen, erfolgten langfristig und verlagerten sich im Laufe der Zeit immer mehr ins Vorfeld. Bodenmechanische und glaziologische Überlegungen zeigen, dass der beobachtete Typ von Deformationen nur im Permafrost entstehen konnte, zudem muss eine horizontal liegende Eisschicht als basaler Abscherhorizont gedient haben. Unter diesen Voraussetzungen genügen die vom vorrückenden Gletscher auf die Schotter abgegebenen Kräfte, um die davorliegende, gefrorene Sedimentplatte zu verformen. Es ergeben sich Parallelen zu Abscherungsdecken im Fels.

ABSTRACT

Glacial compression in the outwash gravel (Niederterrassen-Schotter) of the Aadorfer Feld, with an explanation of the phenomenon: Deformations in the gravel and sand deposits (Niederterrassen-Schotter) of the Aadorfer Feld, consisting of kink folds, large-scale bending and sporadic extension faults, were studied. They occur in unconsolidated materials at least 30 m thick in an area more than 1 km long and 400 m wide. The deformations were caused by glacial compression which lasted an extended period of time and moved outward as time went on. Soil mechanics and glaciological considerations show that the observed type of deformations could occur in permafrost only. It is further suggested that a horizontal layer of ground ice has served as a basal shear zone. The stress produced by the advancing glacier on its bed is under these conditions sufficient to deform the frozen alluvial deposits in front of the glacier.

1. Einleitung

Das Aadorfer Feld liegt rund 12 km östlich Winterthur und 6 km südlich Frauenfeld. Es wird teils in die Eulach, teils in die Murg (ein Zufluss der Thur) entwässert. In diesem Gebiet liegen mehrere Trinkwasser-Pumpwerke, aber auch grosse Kiesgruben, so dass die geologischen Verhältnisse durch Kartierung und zahlreiche Bohrungen untersucht worden sind, dies durch das geotechnische Büro Dr. von Moos AG.

Im Laufe dieser Arbeiten waren einem der Autoren seit langem in mehreren Aufschlüssen ungewöhnliche, weiträumige Verformungen aufgefallen, deren Deutung nun gemeinsam mit einem Glaziologen und einem Bodenmechaniker versucht sei. A. von Moos verdanken wir mehrere Resultate älterer Untersuchungen, wäh-

¹⁾ Geotechnisches Büro Dr. von Moos AG, Bachofnerstrasse 5, CH-8037 Zürich.

²⁾ Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, CH-8092 Zürich.

rend M.A. Gautschi und W. Haeberli in der Diskussion wertvolle Anregungen gaben.

2. Quartärgeologischer Rahmen

Zwischen Elgg und Winterthur-Seen lässt sich ein *altes*, gegen Westen hin ziehendes *Tal* erkennen, welches in eine ehemalige Rinne aus dem Tössgebiet mündet (siehe Fig. 1). Es folgt teilweise dem Eulachtal, liegt aber oft in dessen Flanken und weist eine tiefliegende Felssohle auf – eine Bohrung nahe östlich von Schottikon erreichte diese erst unterhalb der heutigen Talsohle. Die alte Talung wurde nachträglich bis mindestens Kote 560 m hinauf durch Schotter aufgefüllt, später erfolgte eine glaziale Überarbeitung mit teilweiser Erosion. HANTKE (1967) deutete die Talfüllung als Vorstoss-Schotter der Würm-Eiszeit, doch möchten wir uns der älteren Auffassung von WEBER (1924) anschliessen und sowohl die Schotter wie auch die nachträgliche glaziale Überarbeitung in die Riss-Eiszeit stellen.

Im Riss-Würm-Interglazial musste sich die fluviale Erosion neue Wege suchen, wobei im Aadorfer Feld mehrere tiefe, gegen NE hin gerichtete Täler entstanden (Fig. 1).

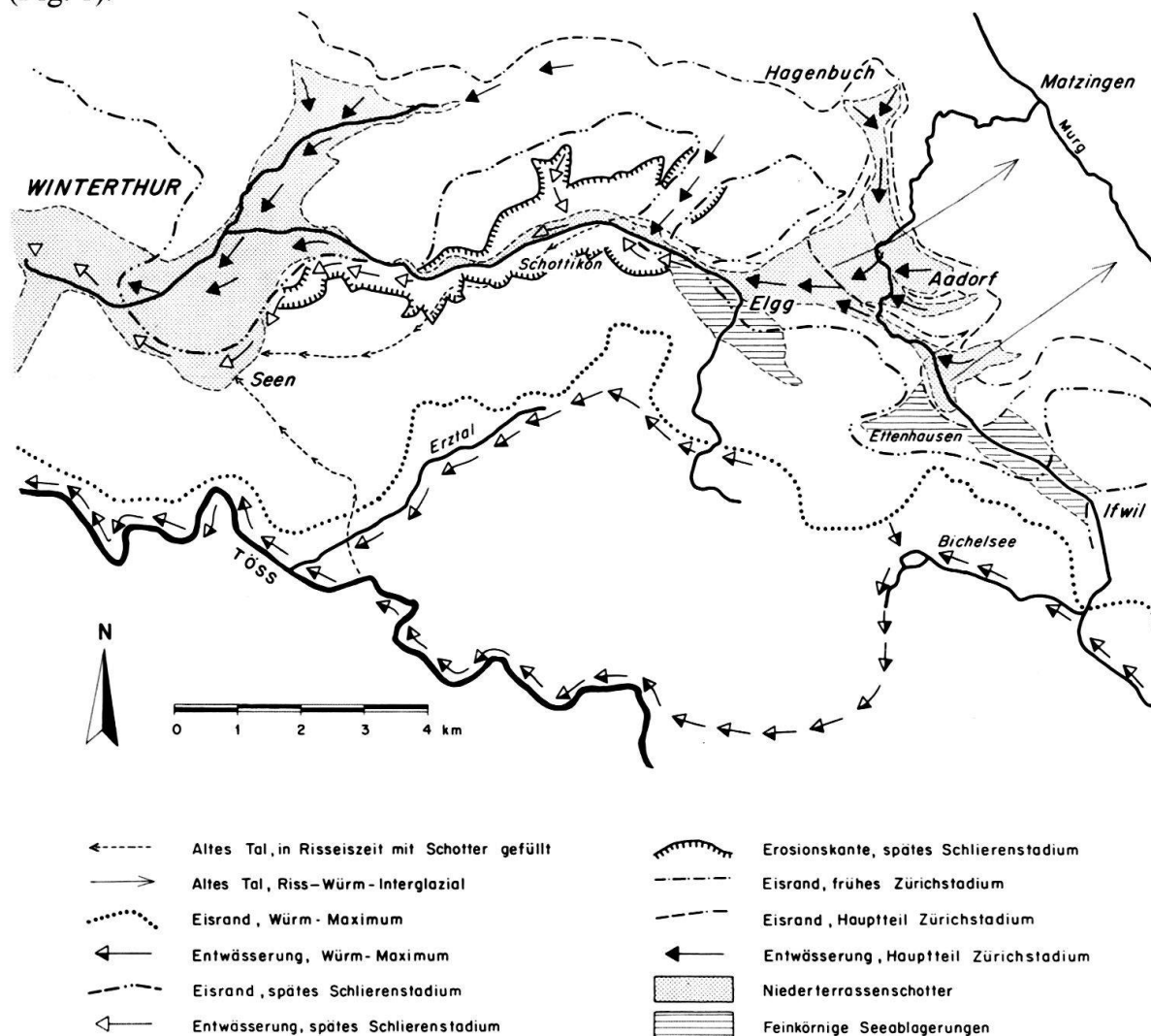


Fig. 1. Quartärgeologische Übersicht.

Der *würmeiszeitliche Rheingletscher* überflutete, von NE her kommend, das gesamte Areal bis ca. 3 km südlich des Eulachtals und blockierte dabei teilweise das Entwässerungssystem. Die Schmelzwasser mussten sich deshalb einen neuen Weg gegen Westen hin bahnen, um das eisfrei gebliebene Tösstal zu erreichen – dies vorerst entlang dem Erztal und dem Tal des Bichelsees. Im Schlieren-Stadium wich der Gletscher allmählich bis Elgg zurück, worauf bei intensiver Erosion der Abschnitt Elgg–Rümikon des heutigen Eulachtals entstand (Fig. 1).

Erst im *Zürich-Stadium* wurde nun auch das Aadorfer Feld eisfrei. Da der Untergrund hier – besonders entlang älteren Talungen – stark gegen NE hin abfiel, entstand im Zungenbecken vorerst ein See. Wie dies für das Zürich-Stadium charakteristisch zu sein scheint, führte die Eisfront verschiedene Pendelbewegungen aus. Zahlreiche Bohrungen wiesen nach, dass dabei neben Moräne auch viel Kies, Sand und Silt zur Ablagerung kam, nur lokal aber toniger Silt (Fig. 3). Im Zürich- wie im Schlieren-Stadium entstanden grössere Komplexe von Seebodenlehm nur in Staubecken abseits der Talachse, bei Elgg und südöstlich Aadorf, zwischen Ettenhausen und Ifwil (Fig. 1).

Einer der Gletschervorstösse hinterliess eine weithin verfolgbare, 3 bis 8 Grad gegen Westen aufsteigende Decke von Grundmoräne, welche von Feinsanden und Silten unterlagert wird und grossen Einfluss auf die Grundwasserverhältnisse hat.

Anschliessend setzte nach einem starken Rückzug des Eises und der Erosion einer untiefen Rinne in der südlichen Hälfte des Aadorfer Feldes die uns hier besonders interessierende Akkumulationsphase ein. Während dieser entstand der markanteste, weithin verfolgbare Moränenwall des Zürich-Stadiums, gleichzeitig erfasste auch eine kräftige Aufschotterung das Aadorfer Feld (Fig. 3).

Die damals abgelagerten Kiese und Sande wurden und werden in zahlreichen Kiesgruben ausgebeutet. Soweit aufgeschlossen, sind sie recht gut aufbereitet und

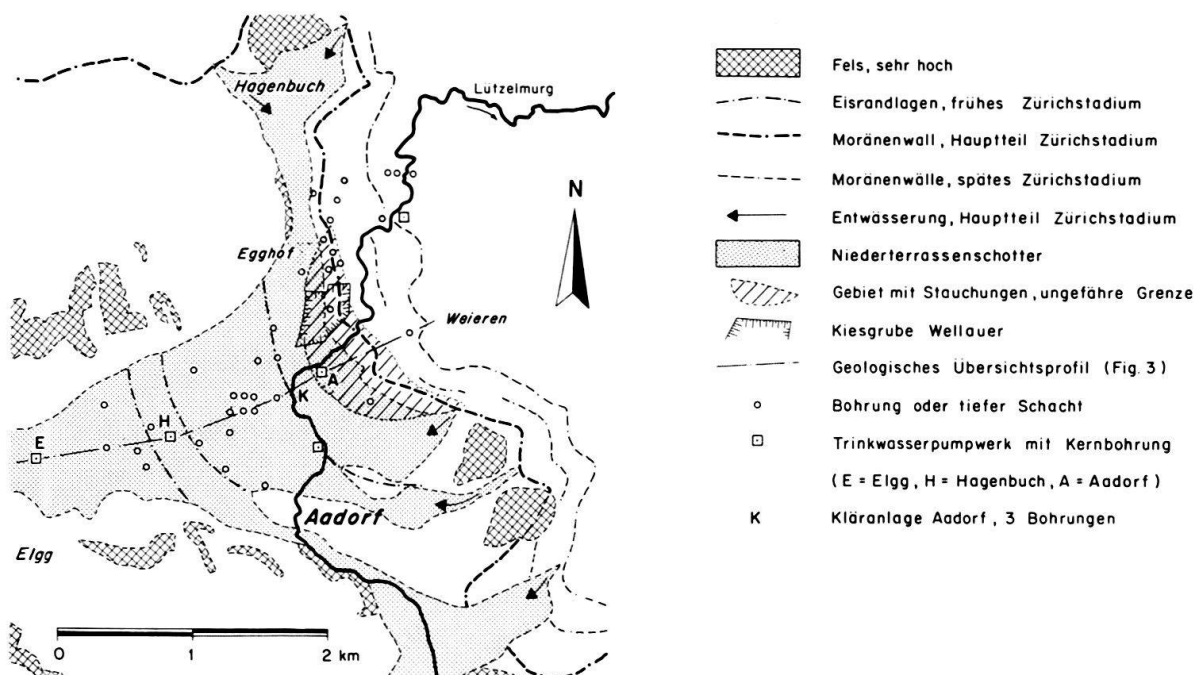


Fig. 2. Situation im Aadorfer Feld.

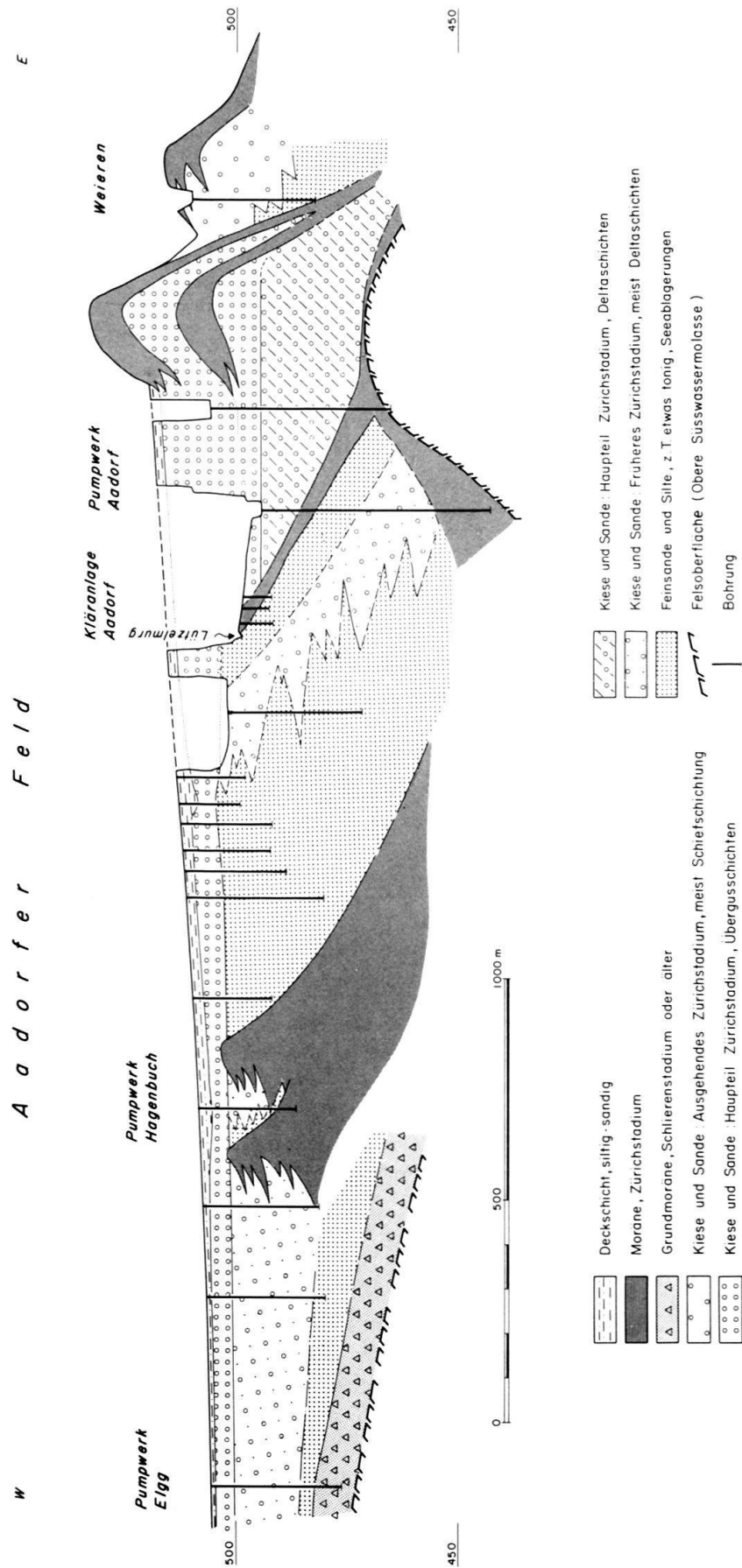


Fig. 3. Geologisches Übersichtsprofil, vereinfacht, 10mal überhöht. Lage siehe Figur 2.

flach geschichtet. Da die höchste Felsschwelle im Eulachtal nahe Elgg wenig unter Kote 490 m liegt, dürfte aber im östlichen Teil des Aadorfer Feldes unterhalb 490–495 m Deltaschichtung einsetzen.

Gegen das *Ende des Zürich-Stadiums* sank die Stirn des zurückweichenden Gletschers in das Zungenbecken ab, so dass zwar noch weitere Moränenwälle entstanden, die Sedimentation in dem uns interessierenden Teil des Aadorfer Feldes jedoch endgültig ausklang.

3. Stauchungserscheinungen

Wie frühere Beobachtungen, besonders schön aber ein grossartiger neuer Aufschluss in der Kiesgrube Wellauer (Koordinaten 262.9/709.65–710.05) zeigten, weisen die ursprünglich flachgeschichteten Schotter zwischen Egghof und der Kläranlage Aadorf, lokal auch weiter südlich, sonderbare Verstellungen auf, welche in der Folge näher besprochen werden sollen. Figur 4 zeigt in einer Skizze die nördliche Abbauwand der Kiesgrube Wellauer, wie sie 1977 in verschiedenen Etappen aufgeschlossen wurde. Da die Aufschlüsse durch breite Bermen getrennt sind (in der Skizze durch gestrichelte Linien angedeutet), mussten sie projiziert werden. Infolge der laufenden Kiesgewinnung ändert sich das Bild sukzessive, doch wurde soweit möglich versucht, ein typisches Querprofil darzustellen. Im Ostteil liegt ein breiter, morphologisch einer Wallmoräne entsprechender Hügelzug – die Hauptmoräne des Zürich-Stadiums – im Westen schliesst die Schotterebene an. Der Schnitt liegt 600 m nördlich jenem von Figur 3.

Wenden wir uns vorerst dem heute im Abbau stehenden Hügel zu: Hier sind zwei Lagen von relativ feinkörnigen Moränen zu sehen, welche zwei Eisvorstösse über die gut geschichteten, ursprünglich zweifellos flach liegenden Schotter belegen. Beide erreichten mindestens den Rand der heutigen Ebene, bei der oberen Moräne kann dort eine Verzahnung mit verschwemmten Kiesen und Sanden im Detail beobachtet werden. Alle aufgeschlossenen Lockergesteine weisen Versetzungen auf (abgesehen von den jüngsten Sanden), doch nimmt deren Intensität meist gegen oben hin ab.

Im oberen Teil des Aufschlusses fallen vorerst besonders einige Brüche mit *Zerrungsstrukturen* auf, welche aber mit einer Ausnahme gegen unten hin verschwinden. Hier stellen sich dagegen sonderbare, *Z-förmige Falten* ein, welche in den gut geschichteten Kiesen und Sanden, aber auch in der unteren Moräne sehr schön zu sehen sind. Diese greifen z. T. bis nahe an die Geländeoberfläche hinauf, so am Westrand des Hügels und im Schotterfeld. Die subhorizontal liegenden Schichtflächen knicken in den Falten unvermittelt in annähernd vertikale Stellung, wobei die einzelnen Schichten zwar dünner werden können, aber nicht abreißen und die Längsachse der Kieskörner die Kippbewegung mitmacht (Fig. 5). Gesamthaft gesehen ordnen sich die Einzelfalten in *Knickzonen* ein, welche meist 65–75° steil stehen, gesamthaft aber zwischen 45–80° schwanken und ihre Neigung ändern können. Fast immer fallen sie entgegengesetzt jener Richtung, welche bei Zerrungsvorgängen zu erwarten wäre und streichen – soweit zu beobachten – ähnlich. Knickzonen wie Brüche verlaufen in der Kiesgrube Wellauer meist in Richtung N0–10° E, auffälligerweise also 10–20° schief zum Moränenwall. Zudem kann lokal ein deutliches Axialgefälle festgestellt werden. Es scheint, dass das Faltenbild von

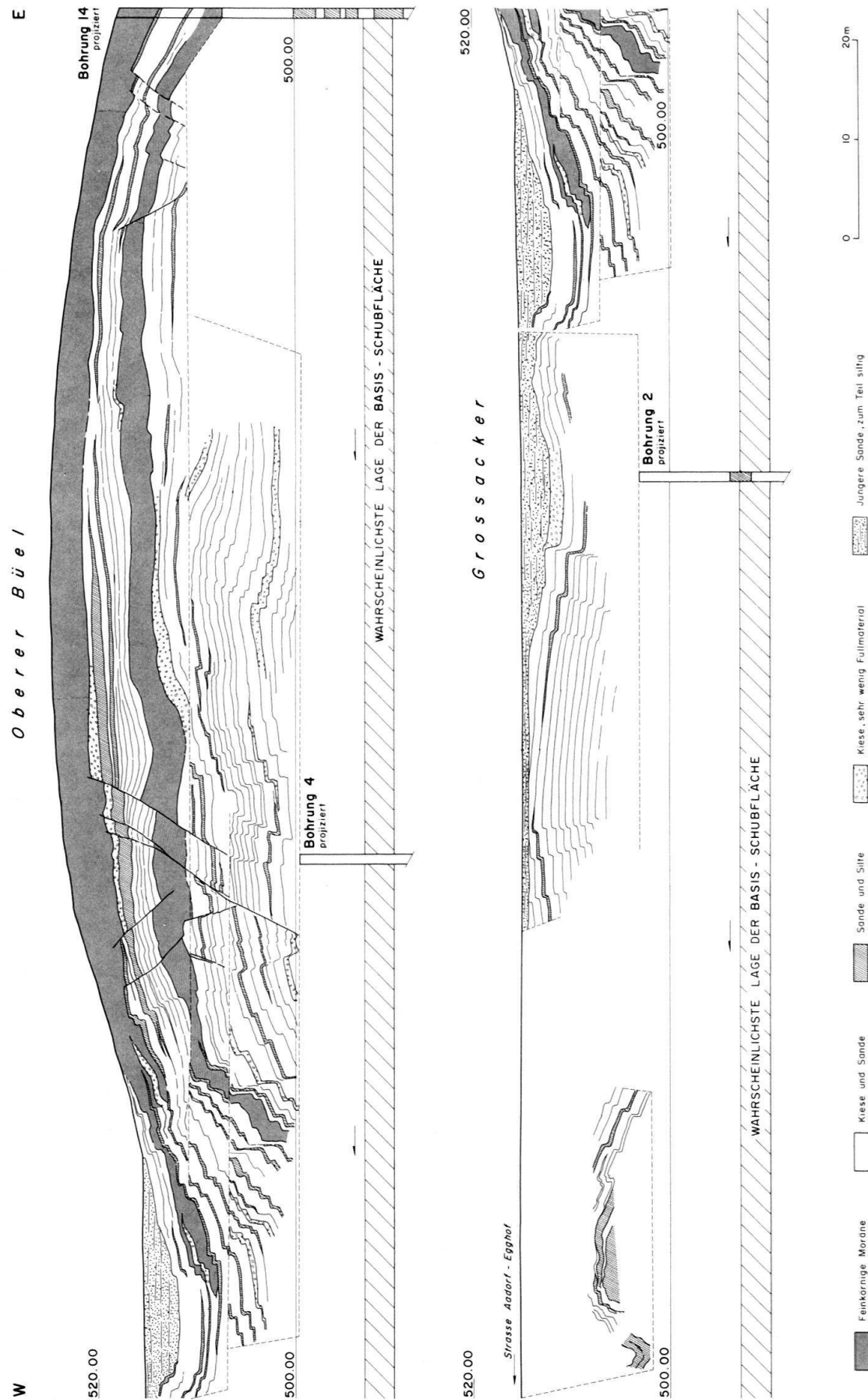


Fig. 4. Geologische Skizze der nördlichen Wand der Kiesgrube Wellauer im Aadorfer Feld (Aufnahme C. Schindler). Nicht überhöht, Zustand während des Jahres 1977 (in der östlichen Hälfte laufende Ausbeutung).

einer Gesetzmässigkeit beherrscht wird, welche sowohl die annähernd senkrechte Stellung des Mittelschenkels, als auch die Höhe der Verstellung und die Neigung der Knickzone bestimmt. Wirrer und unsystematischer wird das Bild dort, wo die Lagen von Sand und Silt überhandnehmen; diese verhalten sich «plastischer».

Überblickt man die *Gesamtheit der Erscheinungen*, so ergibt sich eine weite, wellenförmige Verbiegung des betrachteten Lockergesteinpakets. Die Muldenzone am Westfuss des Hügelzuges wurde nachträglich mit horizontal geschichtetem Sand gefüllt, bei einzelnen Kuppen erfolgte leichte Erosion, so dass das Schotterfeld heute eben scheint.

Die Bewegungen können nicht einem einmaligen Ereignis zugeschrieben werden, sondern erfolgten langfristig, wie dies die oft deutlich erkennbare Beeinflussung der Sedimentationsmächtigkeit zeigt. Besonders deutlich ist dies in jenem Bereich, wo die untere Moräne gegen das Schotterfeld hin abtaucht und die darüberliegenden Schotter rasch an Mächtigkeit gewinnen. Die Hauptbewegung scheint hier nach dem ersten Gletschervorstoss erfolgt zu sein, aber abgeschwächt bis an das Ende des zweiten angedauert zu haben. Weiter ostwärts fanden die Hauptverschiebungen dagegen noch *vor* der Ablagerung der unteren Moräne statt, während umgekehrt schliesslich die allerdings unvollständigen und schlechten Aufschlüsse im Schottervorfeld kein Abklingen der Bewegung nach oben zeigen – diese würden also, soweit sichtbar, ähnliches Alter wie die obere Moräne aufweisen. Daraus ergibt sich ein allmähliches Verschieben der wichtigsten Faltungserscheinungen gegen W, d.h. vom Gletscher weg ins Vorfeld. Erst relativ spät scheinen im oberen Teil des östlichen Bereichs Zerrungsstrukturen entstanden zu sein.

Horizontale oder flach westwärts aufsteigende Schubflächen fehlen, wenn man von dünnen Zonen an der Untergrenze der Moränen absieht. Diese haben aber auf das Faltenbild keinen wesentlichen Einfluss. Dies, wie auch die Verformungen der oberen Moräne zeigen, dass die beobachteten Erscheinungen – mindestens teilweise – vor und nicht unter dem Gletscher entstanden.

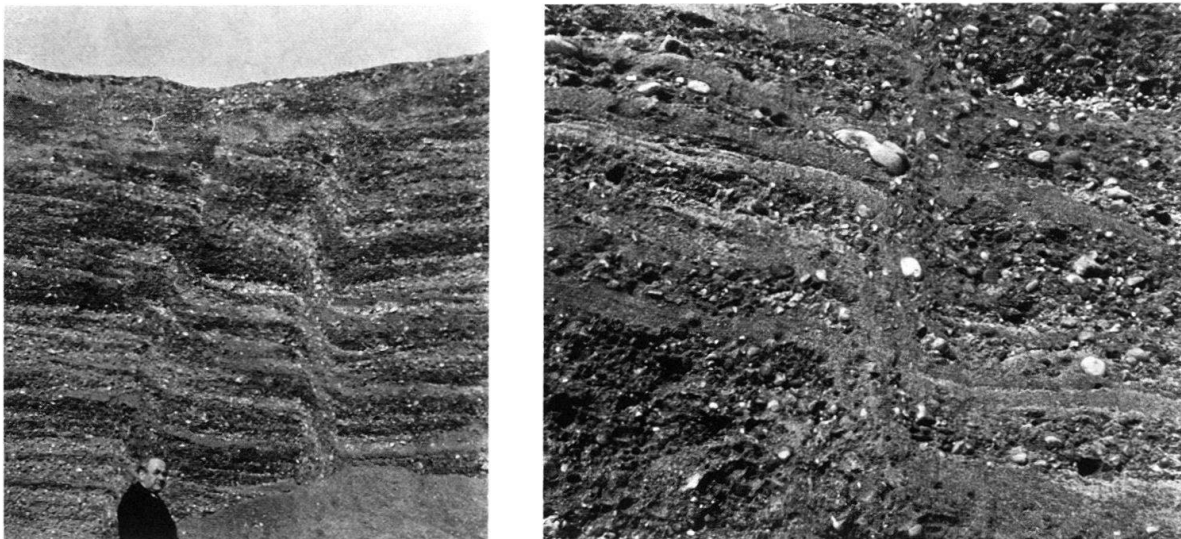


Fig. 5. Knickzone, Übersicht und Detail. Man beachte, wie die Schichten durchgehen und die Kieskörner die Abdehnung mitmachen. Kiesgrube Kies AG, Aadorf, bei heutigem Pumpwerk Aadorf (Photo C. Schindler 1964).

Erstaunlich gross ist der Bereich, in welchem die beschriebenen Schichtverstellungen auftreten, erreicht er doch in unserem Profil mindestens 240 m Breite (davon 120 m im Schotterfeld). Parallel zum Moränenwall ist eine Länge von 1 km durch Beobachtungen belegt, wahrscheinlich erreicht sie aber 1,5 km oder mehr (Fig. 2). Aufgeschlossen sind gestörte Schichtkomplexe in Mächtigkeiten bis zu 25 m.

4. Deutungsversuch

Die Knickfalten und Aufwölbungen können nicht als Zerrungserscheinung gedeutet werden, sondern zeigen *Stauchungen* an. Aus diesem Grunde wie auch wegen des in groben Zügen parallelen Verlaufs der Strukturen kommt eine Entstehung durch abschmelzendes Toteis kaum in Frage. Statt dessen ist ein kräftiger Schub anzunehmen, welcher im Aadorfer Feld nur vom nahen Gletscher stammen kann. Trifft dies zu, so sind aber die zahlreichen Knickzonen und die selteneren Brüche nur Sekundärstrukturen, während in der Tiefe eine flachliegende *Abscherungszone* zu erwarten ist, welche das gesamte bewegte Gebiet unterfährt und wahrscheinlich stets auf gleichem oder ähnlichem Niveau lag.

Naheliegender wäre es, diese in einer horizontalen, tonigen Schicht zu suchen, doch zeigten mehrere tiefe Bohrungen in der näheren Umgebung, dass die Übergußschichten arm an Ton sind, ebenso bestehen die darunter folgenden Delta-Ablagerungen bis weit hinunter aus Kies, Sand und Silt (Fig. 3 und 4).

Könnte die Hauptabscherung ungefähr der Obergrenze der in der Tiefe verborgenen, 3 bis 8 Grad gegen Osten abtauchenden älteren Moräne folgen? In unserem Profil ist diese 40–70 m unter der natürlichen Oberfläche zu erwarten. Die Stauchfiguren deuten aber auf eine weit höher liegende Schubfläche, auch müsste bei einer solchen Bewegung knapp über der Moräne der Gletscher ganz unwahrscheinlich hohe Kräfte an den Boden abgegeben haben. Der geforderte Abscherungshorizont mit sehr niedrigen Winkeln innerer Reibung scheint also zu fehlen – dies analog zu einer kleinräumigeren, in manchem aber ähnlichen Erscheinung im Rorschacherberg (Fig. 6). Hier war im Trennhorizont zwischen verfaltetem oberem Komplex und der wenig gestörten Unterlage nur Sand und Silt zu finden, aber keine Lehm-lage.

Die im Aadorfer Feld beobachteten steilen Knickfalten stehen in offensichtlichem Widerspruch zum im Zusammenhang mit bautechnischen Fragen ausführlich untersuchten *Bruch- und Verformungsverhalten von kohäsionslosem Lockergestein*. Als Folge von Brucherscheinungen unter dem Stirnelement eines Gletschers sind zwar Hebungen des unbelasteten Bodens vor der Gletscherstirn denkbar. Diese müssten im Kiessand über flachen, mit einer Neigung von etwa 30° aus der Horizontalen gegen Westen ansteigenden Bruchflächen erfolgen und könnten nur das unmittelbare Vorfeld der Gletscherstirn erfassen. Entlang der Scherflächen würde sich eine Umorientierung bzw. Gleichrichtung der Längsachsen der Kieskörner abzeichnen. Den Boden über den Bruchflächen müsste der Gletscher schliesslich als regellosen Kieshaufen vor sich her schieben. Aus bodenmechanischer Sicht würde ein derartiger Grundbruch unter der Gletscherstirn durch Haftreibungskräfte zwischen den Eismassen und ihrer Unterlage sowie durch ein in der Bewegungsrichtung des Gletschers fallendes Vorgelände begünstigt.

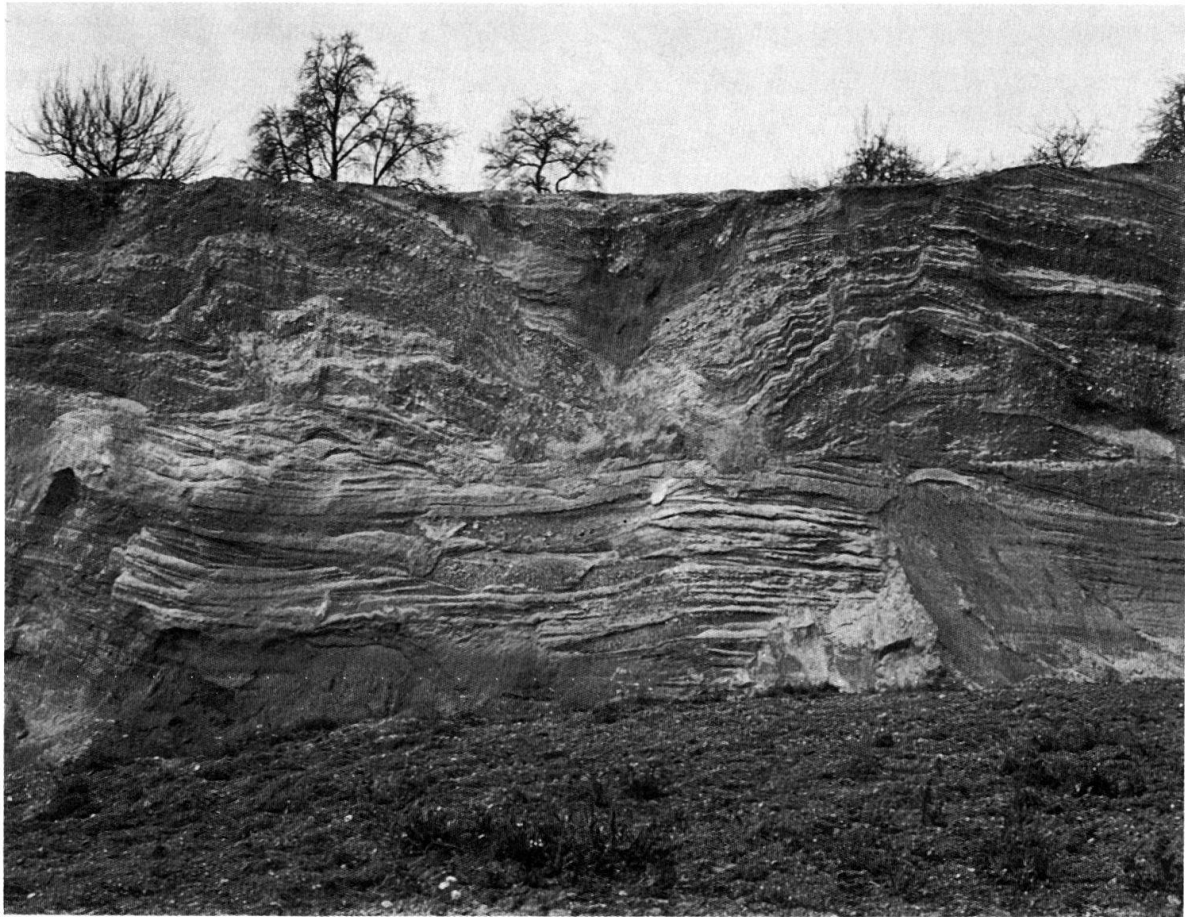


Fig. 6. Glazial gestauchter Schotter über weitgehend ungestört liegenden, horizontal liegenden Kiesen und Sanden. Der Rheingletscher überfuhr hier nochmals eine Stauschotter-Terrasse.

Kiesgrube Unterweid, 1½ km im SW von Goldach (SG), 2½ km östlich Mörschwil, Koordinaten 751.95/258.80 (Photo C. Schindler 1965).

Die ungewöhnlichen Verformungen drängen den Schluss auf, dass der Gletscher bei seinen Vorstössen ins Aadorfer Feld als Oberflächenschicht kein eigentliches Lockergestein, sondern eine *durch Eiskristalle zu bedeutender Festigkeit verkittete, unter hohen Druckspannungen plastisch verformbare Schotterdecke* vorfand. Den Einfluss der Änderung des Aggregatzustandes des Porenwassers auf die Bruchfestigkeit von Lockergesteinen unterschiedlicher Körnung verdeutlicht die nachfolgende Tabelle. Die in Abhängigkeit der Frosttemperatur aufgeführten Werte der Kohäsion c und der inneren Reibung Φ wurden von NEUBER & WOLTERS (1970) in triaxialen Druckversuchen ermittelt.

Mit zunehmender Frosttemperatur verringert sich der innere Reibungswinkel, wobei er um so mehr abfällt, je feinkörniger das Material ist. Im ursprünglich kohäsionslosen, rolligen Boden ist der Abfall verhältnismässig gering, in stark bindigem Boden wird dagegen die innere Reibung gänzlich beseitigt. Alle untersuchten Böden erhalten durch den Gefrierprozess eine beträchtliche Kohäsion. Diese ist im grobkörnigen Material am grössten, im Feinsand jedoch sogar niedriger als im tonigen Silt. Der Einfluss des gefrorenen Porenwassers auf die Bruchfestigkeit

Tabelle: Einfluss der Frosttemperatur auf die Kohäsion c und den Reibungswinkel Φ von Lockergestein unterschiedlicher Körnung

		Temperatur ��C		
		0	-5	-15
toniger Silt	c in kg/cm ²	4	15	29
	Φ in ��	12	0	0
siltiger Feinsand	c in kg/cm ²	0	10	12
	Φ in ��	27	18	25
Mittel- und Grobsand	c in kg/cm ²	0	24	39
	Φ in ��	32	27	26

wird naturgemäss mit unterschiedlicher Wassersättigung des Bodens stark variieren. Die Frosteindringung dürfte jedenfalls die als Folge deutlicher Schichtung der Schotter im Aadorfer Feld vorhandenen Unterschiede des Bruch- und Verformungsverhaltens stark ausgeprägt haben.

Die vorstehend zitierte Arbeit enthält auch Hinweise auf das Verformungsverhalten von wasser- bzw. eisges  ttigtem Grob- und Mittelsand. Bei einer Temperatur von -5   C wurden einaxiale Kriechversuche durchgeführt. Während die Verformungen bei Belastungen unter 25 kg/cm² nach 1-2 Tagen zum Stillstand kamen, nahm bei Belastungen von über 25 kg/cm² die Zusammendrückung der Proben ohne weitere Laststeigerung ständig zu, d. h. es waren ausgeprägte Kriecherscheinungen des gefrorenen Lockergesteins zu beobachten. Bei der Entlastung der Proben traten keine nennenswerten Hebungen auf. Im triaxialen Druckversuch mit einem allseitigen Druck von 50 kg/cm² erreichte die Bruchlast der gleichen Proben 100 bis 120 kg/cm². Dabei nahm die Bruchstauchung mit wachsender Belastungszeit zu und erreichte nach 0,4-6,0 Stunden 8-17% der Probenhöhe. Wie bereits aus der Tabelle hervorgeht, nimmt die Bruchfestigkeit von gefrorenem Sand mit wachsender Frosttemperatur stark zu.

Die hohe Festigkeit von eisverkittetem Lockergestein wird im modernen Tiefbau praktisch genutzt: Im künstlichen Vereisungsverfahren werden dicke Wände und Gewölbe hergestellt, in denen das Korngerüst sonst nur theoretisch denkbare Spannungen übertragen kann, weil sein Zusammenhalt durch die Eisbindung gewahrt bleibt.

Mit durch Vereisung entstandener hoher Bruchfestigkeit und plastischer Verformbarkeit sowie Verschärfung des Schichtungseffektes erscheinen die materialtechnologischen Voraussetzungen für die faltenartige Stauchung von Schottern als gegeben. Weil die beobachteten Verformungen langfristig, grossräumig und tiefgründig erfolgten, wäre als natürliche Vereisungsursache *Permafrost* erforderlich. Wie Literaturvergleiche zeigen, ist dies im Zürich-Stadium bei einer Terrainh  he von 500 m durchaus plausibel (FURRER & FITZE 1970, WASHBURN 1973, HAEBERLI, SCHNEIDER & ZOLLER 1976, u. a.).

Unter diesen Voraussetzungen könnte die flachliegende Hauptschubfl  che einer *Eisschicht* gefolgt sein. Diese müsste eine nicht allzu stark schwankende Mächtigkeit aufgewiesen haben und dürfte während der gesamten Ablagerungszeit der verfalteten Lockergesteine nicht abgeschmolzen sein.

In Frage kämen dabei z. B. im Boden gebildete Eislin sen, wie sie nach MCKAY (1973) in gewaltiger Ausbildung über ursprünglich wassergesättigten Schottern gelegentlich vorkommen, dies im Permafrost-Gebiet von Nordwestkanada und Alaska.

Beobachtungen aus arktischen Gebieten zeigen, dass auch auf andere Weise in Permafrost-Gebieten eine durchgehende, weiträumige Eisschicht entstehen kann: Wie von WASHBURN (1973) zusammengestellt, kann solches Aufeis oder ein Eisdelta viele km² Ausdehnung und Mächtigkeiten bis zu 10 m erreichen. Die Bildung erfolgt in sehr flachem, bei starkem Schmelzwasseranfall überflutetem Gelände, unter Umständen auch durch aufsteigendes Grundwasser. Wird die Eisschicht rasch einsedimentiert, so gerät sie in den Permafrost-Bereich und bleibt langfristig erhalten. Im Aadorfer Feld scheinen die Bedingungen für die Bildung und Erhaltung eines Eisdeltas gerade damals besonders günstig gewesen zu sein, als der See eben verlandet war und die Aufschotterung einsetzte (um Kote 590–595 m). Das Eisdelta wäre – wie die späteren Kiese und Sande – zur Hauptsache von Hagenbuch, also von N her, geschüttet worden. Es ist wahrscheinlich, dass sich eine auf diese oder andere Weise entstandene horizontale Eisschicht ostwärts bis nahe an die steil aufsteigenden Moränen erstreckte, dies ungefähr im Grenzbereich zwischen Überguss- und Deltaschichten (Fig. 3).

Wie verläuft die *Grenze des Gebiets mit Stauchstrukturen*? Ostwärts muss sie sich dem weitgeschwungenen Bogen der Wallmoräne anschmiegen, während der westliche Rand nur generell festzulegen ist. Wie bereits dargelegt, verlaufen die Strukturen in der Kiesgrube Wellauer 10–20° schief zum Wall, woraus sich eine rasche Verbreiterung nach Süden ergibt. Die maximale Entwicklung dürfte die Stauchzone etwa im Profil der Kläranlage Aadorf erreichen (Fig. 2), während das Ausklingen gegen Süden mangels Aufschlüssen nicht zu beobachten ist. Wie aus Figur 2 abzulesen, muss der gestörte Bereich gesamthaft gesehen eine sichelförmige, gegen Westen hin vorspringende Gestalt aufweisen. Da die Stauchung mindestens teilweise im Vorfeld des Gletschers erfolgte, können Parallelen zu den *Push-Moränen* der Arktis gezogen werden. KÄELIN hat 1971 die Morphologie einer derartigen Erscheinung aus Nordkanada eingehend beschrieben. Mit unseren Beobachtungen vergleichbar sind Ausdehnung und Umriss sowie der Aufbau des gestörten Bodens, wenn er auch am Thompson-Gletscher im Durchschnitt feinkörniger zu sein scheint. Die Verformung dagegen ist dort viel brutaler und durch relativ flach liegende Überschiebungsflächen gekennzeichnet, während keine Knickzonen beschrieben wurden. Die Eisstirn grenzt sehr steil an die Schotter und scheint den grössten Teil ihres Schubs an diese abzugeben, so dass die talseitige Grenze der Push-Moräne innert 8 Jahren um 180 m vorrückte. Im Aadorfer Feld kann nur ein Bruchteil der Eisbewegung an das Vorfeld übertragen worden sein, wofür ja schon die zweimalige Überfahung und Moränenablagerung spricht. Auch die bedeutende Mächtigkeit der zwischen den ersten und letzten Bewegungen abgelagerten Lockergesteine spricht gegen einen kurzfristigen, raschen Vorgang.

Ebenso zeigen die Beobachtungen im Aadorfer Feld einen anderen Charakter als die Mehrzahl der uns bekannten glazialen Stauchungen in der Schweiz, welche ja sehr oft gänzlich unter dem Gletscher entstanden und ein viel wirreres Gefüge aufweisen.

Versucht man auf Figur 4 die *Abfolge der Stauchungsvorgänge* noch etwas näher zu erfassen, so ergibt sich vor Ablagerung der unteren Moräne eine weite Wellung östlich etwa B4. Während und kurz nach dem ersten Gletschervorstoss scheinen sich Verformungen besonders im Bereich nahe westlich B4 zu zeigen, wobei eine recht steile, westwärts gerichtete Stirn ausgebildet wird (ähnlich jener in Fig. 6). Ob die Bewegungen auch weiter gegen Westen ausgriffen, ist mangels Aufschlüssen unbekannt. Zur Zeit der Ablagerung der oberen Moräne, bzw. kurz danach, halten die Bewegungen im alten Stirngebiet noch an, greifen nun aber auch weit ins Schotterfeld aus, wobei eine neue, stirnartige Bildung im mittleren und südlichen Teil des Westrandes der Kiesgrube Wellauer zu beobachten ist. Die Zerrungsstrukturen dürften nur sekundäre Folgen von Stauchverformungen im tieferen Teil des bewegten Sedimentpakets sein; sie entstanden kurz vor und während dem letzten Eisvorstoss.

Das Verhältnis von Mächtigkeit und Länge der verschobenen Schotterdecke schwankt anscheinend etwa zwischen 1:10 und 1:20. Aus der Modellvorstellung einer vom vorrückenden Gletscher überfahrenen, auf reibungsfreier Unterlage gleitenden Platte kann abgeleitet werden, dass die Summe der oberflächlich eingeleiteten Schubkräfte proportional zu der vom Gletscher belasteten Fläche zugenommen haben muss (vgl. Fig. 7). Gleichzeitig müssen die Druckspannungen im Vorfeld des Gletschers umgekehrt proportional zur mit zunehmender Sedimentation wachsenden Plattenstärke abgenommen haben. Dieses Kräftespiel eröffnet – insbesondere unter Beizug von Pendelbewegungen des Gletschers – den notwendigen Interpretationsraum zur Erklärung des lokalen Stauchungsbildes. Vor allem macht es die mit wachsender Plattenstärke abnehmende Intensität der Verformungen und deren unterschiedliche Reichweite begreiflich.

Dem Gedankenmodell unseres Deutungsversuches steht zweifellos ein ausgesprochen komplexes und vielfältiges Wirken der Naturkräfte gegenüber. Die verschobenen Lockergesteinsmassen waren kein homogenes Kies-Eis-Konglomerat und ihre Unterlage kaum ein ideal reibungsfreier Verschiebungshorizont. Vielmehr ist anzunehmen, dass die Gleitung progressiv nach Überwindung bedeutender Haftreibungswiderstände möglich wurde. Zudem dürften Schwächezonen innerhalb der gefrorenen Deckschicht das Verformungsbild massgeblich beeinflusst haben. Zweifellos haben als sekundäre Einflussfaktoren auch oberflächliche Auftau-Gefrierzyklen sowie der späteiszeitliche Auftauprozess des Permafrosts zur heutigen Erscheinungsform des Stauchungsbildes beigetragen.

5. Glaziologische Überlegungen

Zuerst soll versucht werden, die Kräfte abzuschätzen, die vom Gletscher aufs Vorgelände wirken. Dies kann auf verschiedene Weise geschehen, wie an Hand der Schemas von Figur 7 gezeigt werden soll.

Im *Fall a)* sei davon ausgegangen, dass der Gletscher an einer vertikalen Stirnfläche F der als starr angesehenen Permafrost-Platte anstösst. Es kann dann angenommen werden, dass ein hydrostatischer Druck p_1 im Eis auf die Grenzfläche wirkt, der in grober Annäherung dem mittleren Überlagerungsdruck $\rho_1 g h_1$ im

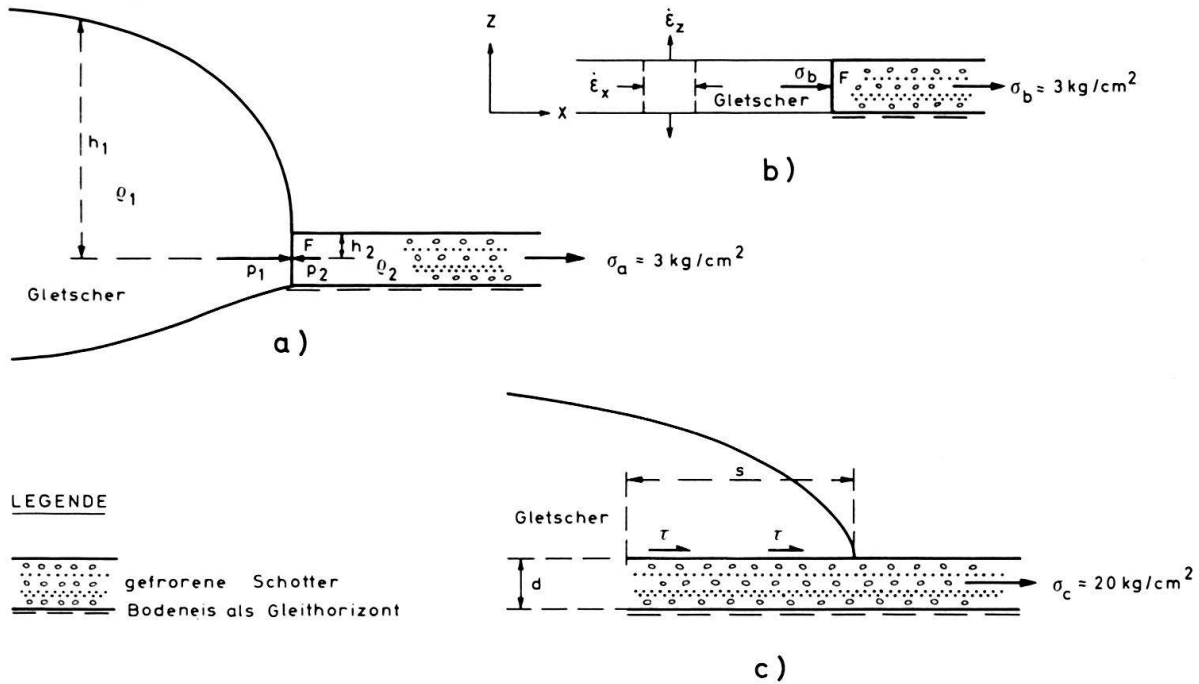


Fig. 7. Abschätzung der vom Gletscher auf das Vorfeld übertragenen Kräfte auf Grund von Annahmen über a) den ungefähren hydrostatischen Druck auf eine Stirnfläche, b) die Stauchgeschwindigkeit des Eises vor der Stirnfläche, c) die Schubspannung an der Sohle.

benachbarten Gletscherabschnitt gleichgesetzt werden kann (ρ = Dichte, g = Erdbeschleunigung). Ein Gegendruck $p_2 = \rho_2 g h_2$ steht p_1 entgegen. Sofern $p_1 > p_2$ wirkt eine horizontale Kraft auf die Grenzfläche in Richtung Vorgelände, d. h. im gefrorenen Schotter besteht eine entsprechende Druckspannung $\sigma_a = p_1 - p_2$. Da sich erfahrungsgemäss eine Gletscherstirn höchstens wenige Dekameter übers Vorgelände aufwölbt, kann σ_a auf Grund der hydrostatischen Überlegung höchstens etwa 3–4 kg/cm² betragen.

Im *Schema b)* sei berücksichtigt, dass sich der Gletscher gegen das Vorgelände zu bewegt und gegen die Stirnfläche F der gefrorenen Schotter stösst. Dadurch wird das Eis gestaucht. Die Stauchungsgeschwindigkeit soll nun dazu verwendet werden, die im Eis und damit auch im Schotter auftretende Hauptspannung σ_b zu berechnen. Die Reibung an der Gletschersohle und an der Fläche F sei zu vernachlässigen. Auf Grund eines verallgemeinerten Fliessgesetzes (z. B. PATERSON 1969)

$$\dot{\epsilon}_x = A \tau^{n-1} \sigma'_x,$$

in welchem τ die aus der zweiten Invariante des Spannungsdeviators hergeleitete effektive Schubspannung bedeutet, σ'_x die Deviatorspannung in x -Richtung und A den für einfache Scherung geltenden Fliesskoeffizienten gemäss der Beziehung

$$\dot{\epsilon}_{xy} = A \tau_{xy}^n \quad (\text{Glensches Fliessgesetz}),$$

ergibt sich für die Stauchungsgeschwindigkeit im zweidimensionalen Fall des Schemas b)

$$\dot{\epsilon}_x = -\dot{\epsilon}_y = A \left(\frac{\sigma_x}{2} \right)^n.$$

Für Eis mit mittlerem Fliessverhalten kann $n=3$ und $A=0,16$ [Jahr⁻¹ (kg/cm²)⁻³] gesetzt werden.

Vorerst sei der stationäre Zustand des Gletschers vorausgesetzt, der dadurch gekennzeichnet ist, dass die Ablation durch die Stauchung kompensiert wird. In konkreten Zahlen dürfte das für das Beispiel Aadorfer Feld etwa heissen, dass bei einer Jahresablation von 10 m und einer Eisdicke von 50 m die Stauchung $\dot{\epsilon}_x = -\dot{\epsilon}_z = 0,2$ [Jahr⁻¹], d.h. 20% pro Jahr ausmachen würde. Das Resultat für die gesuchte Hauptspannung lautet $\sigma_b = 2,16$ kg/cm². Im Fall von 100% Stauchung pro Jahr, z.B. bei einem Gletschervorstoss, beträgt $\sigma_b = 3,7$ kg/cm². Das Resultat ist insofern mit Unsicherheiten behaftet, als A über einen recht grossen Bereich variieren kann und auch stark von der Temperatur abhängt. Ferner wäre dem gegenüber der Stirnfläche F im allgemeinen grösseren Gletscherquerschnitt Rechnung zu tragen sowie einer von der Vertikalen möglicherweise abweichenden Lage der Stirnfläche der Schotter.

Man muss sich fragen, ob die nach Schema a) und b) erhaltenen Spannungen zu addieren sind. Dies ist nicht der Fall, da es sich bei σ_a und σ_b um ein und denselben Spannungszustand handelt, der von verschiedenen Seiten her anvisiert worden ist. Die unter a) vorausgesetzte Oberflächenform bedingt im Gletscher Spannungen, die zur Stauchung führen, von der wir im Schema b) ausgegangen sind. Dass die beiden Resultate übereinstimmen, ist nicht selbstverständlich, sind wir doch in den beiden Schemas von verschiedenartigen Annahmen ausgegangen. Dazu ist allerdings zu bemerken, dass infolge des Potenzgesetzes die geschätzte Grösse σ_b nur schwach auf die angenommene Deformationsgeschwindigkeit reagiert, was sich in der Rechnung auch gezeigt hat. Umgekehrt reagiert das Eis kräftig auf grosse Spannungen. Dies ist der tiefere Grund für die in der Natur beobachtete Konstanz der Aufwölbung der Gletscherstirn bei Vorstoss. (Stärkere Aufwölbungen sind deshalb nicht möglich, weil sich gar keine entsprechend hohen Spannungen aufbauen können, ohne dass das Eis wegen seiner Plastizität wegfliesst.)

Zu wesentlich andern Werten von σ führt die Überlegung, die dem *Schema c)* zugrunde liegt. Der Einfluss auf die Stirnpartie der gefrorenen Schotter sei nun vernachlässigt, dafür sei angenommen, dass sich der Gletscher bereits eine beträchtliche Strecke s über die Schotter vorgeschoben habe. An der Gletschersohle wirkt dann die Schubspannung τ . Der totale Schub über die Strecke s wird im Vorfeld von der gefrorenen Schotterschicht, deren Mächtigkeit d betrage, aufgenommen, wobei im Schotter die horizontale Hauptspannung $\sigma_c = \frac{s}{d} \tau$ auftritt. Der maximale Wert von σ_c ist erst am Ende des Gletschers erreicht, was dafür spricht, dass die Verformung der Schotter in der Tat im Vorfeld und nicht unter dem Gletscher zu erwarten ist. Normalerweise liegt der mittlere Wert von τ an der Gletschersohle etwa bei 1–2 kg/cm², und zwar unabhängig davon, ob der Gletscher auf der Unterlage gleitet oder angefroren ist. Unter Verhältnissen, die etwa denjenigen des Aadorfer Feldes entsprechen dürften, ergibt die Rechnung

$$\begin{aligned} \sigma_c &= 4 \text{ kg/cm}^2 & \text{für } s=100 \text{ m, } d=25 \text{ m, } \tau=1 \text{ kg/cm}^2 \\ \sigma_c &= 20 \text{ kg/cm}^2 & \text{für } s=250 \text{ m, } d=25 \text{ m, } \tau=2 \text{ kg/cm}^2 \end{aligned}$$

Es zeigt sich, dass die durch Schub auf die Unterlage übertragenen Kräfte grösser ausfallen als der direkte Druck auf eine allfällige Stirnfläche. Grundsätzlich

könnte σ_a bzw. σ_b zu σ_c hinzugezählt werden, doch würde in Anbetracht der fast beliebigen Wahl der Länge der Strecke s und der Unsicherheit der mittleren Schubspannung τ damit das Resultat der Schätzung kaum verbessert. Es erübrigt sich daher auch, auf die Kraftübertragung bei einer geneigten Stirnfläche einzutreten. Hingegen muss man sich noch fragen, ob unter besonderen Verhältnissen viel grössere Spannungen auftreten könnten, z.B. bei einem aussergewöhnlich raschen Gletschervorstoss. Dies erachten wir nicht als wahrscheinlich, da bei sehr intensiver Deformation die Verformbarkeit des Eises durch Umkristallisation und Bruchvorgänge noch stärker zunimmt, als dies schon wegen des Potenzgesetzes der Fall ist.

Bei den obigen Betrachtungen ist nirgends die Rede vom Schubwiderstand an der Basis der gefrorenen Schotter, weil das Vorhandensein eines idealen Gleithorizontes vorausgesetzt worden ist. Dass diese Voraussetzung mit der angenommenen durchgehenden Eisschicht weitgehend erfüllt ist, ergibt sich aus folgender Überlegung: Die Schotter werden im Laufe ihrer Verformung zwar verschoben, gemessen am überfahrenden Gletscher ist aber ihre Geschwindigkeit und damit die Differentialbewegung in der liegenden Eisschicht verschwindend klein. Somit treten wegen des auch hier geltenden Potenzgesetzes für das Fliessverhalten des Eises nur verschwindend kleine Schubspannungen im liegenden Eis und damit an der Unterfläche der Schotter auf. Es kann dann der volle Schub der Gletscherfront in der gefrorenen Schotterplatte auf grössere Distanz ins Vorfeld hinausgetragen werden und sich dort auswirken. Dabei stellt sich die Frage nach der Verformbarkeit der gefrorenen Alluvionen. Nach der oben zitierten Fliessgrenze gefrorener Schotter von 25 kg/cm^2 ist ohne weiteres mit einer Verformung zu rechnen, besonders wenn noch berücksichtigt wird, dass die Schottermächtigkeit schwanken kann und entsprechende Schwankungen auch bei den Spannungen auftreten. Lokal kann es dabei auch zum Bruch kommen. In diesem Zusammenhang ist von einem gewissen Interesse, dass bei unbehinderter Seitendehnung die Bruchfestigkeit von gefrorenen Kiesen und Sanden bei einem Eisgehalt von etwa 20 bis 30 Volumprozent ein Maximum um rund 50 kg/cm^2 erreicht, allerdings bei kurzfristiger Beanspruchung von Proben im Labor (KAPLAR 1971).

Ergänzend sei noch erwähnt, dass für die Deformationen im Vorgelände mutmasslich auch dann genügend grosse Kompressionsspannungen auftreten können, wenn der Schub an der Grenze zum Liegenden nicht vollständig vernachlässigt werden darf, etwa wenn das Bodeneis nicht durchgehend vorhanden ist oder die Gleitschicht aus Lehm oder Torf besteht. Zur Beurteilung des Einzelfalls wären aber eine eingehende Spannungsanalyse und eine vermehrte Materialkenntnis notwendig.

6. Ausblick

Unsere Deutung setzt voraus, dass die Deformationen in gefrorenem Boden stattfanden, wobei die Hauptbewegung einer flach liegenden Eisschicht folgte. Der Gletscher übertrug auf die darüber abgelagerten Lockergesteine periodisch während langer Zeit Schubkräfte, welche zuerst im nächsten Vorfeld, mit zunehmender Aufschotterung aber in immer grösserer Distanz Verformungen bewirkten. Stauchungen vom beschriebenen Typ scheinen eher selten aufzutreten, weil die notwen-

digen Voraussetzungen offenbar nicht häufig zusammentrafen. Trotzdem sind sie wegen ihres relativ einfachen Aufbaus bemerkenswert. Erstaunlich ist unter anderem der Einblick in den Aufbau einer «klassischen» Wallmoräne, welche in Wirklichkeit grösstenteils aus verschwemmten Kiesen und Sanden, daneben aus grundmoränen-ähnlichem Material besteht und nur untergeordnet aus grober Obermoräne.

Die hier gezeigten Erscheinungen dürften aber auch für die Deutung von tektonischen Erscheinungen im Fels interessant sein. In einem Grossversuch der Natur wird ein flachgerichteter Schub auf eine geschichtete Wechsellagerung kompetenter Schichten abgegeben (die Kiese verhalten sich steifer, die Sande und Silte plastischer), während an der Basis ein flachliegender Abscherungshorizont von sehr niedrigem Reibungswinkel liegt. Es dürfte denn auch kaum ein Zufall sein, dass gerade vom Jura Bildungen ähnlich unseren Knickzonen postuliert werden, dies allerdings in ganz anderem Maßstabe («kink bands», siehe LAUBSCHER 1977a und b). Anders als im Jura hielt aber die Sedimentation während der langdauernden Verschiebungen an und erlaubt eine teilweise zeitliche Analyse der Vorgänge.

LITERATUR- UND KARTENVERZEICHNIS

- FURRER, G. & FITZE, P. (1970): *Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 115/3.
- HAEBERLI, W., SCHNEIDER, A. & ZOLLER, H. (1976): *Der «Seewener See»: Refraktionsseismische Untersuchung an einem spätglazialen bis frühholoznen Bergsturz-Stausee im Jura*. – Regio basil. 17/2.
- HANTKE, R., und Mitarbeiter (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50000*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- KAELIN, M. (1971): *The active push moraine of the Thompson Glacier*. – Diss. McGill Univ., Montreal.
- KAPLAR, C. W. (1971): *Some strength properties of frozen soil and effect of loading rate*. – Spec. Rep. U.S. Army Cold Regions Res. and Eng. Lab. 159.
- LAUBSCHER, H. P. (1977a): *An intriguing example of a folded thrust in the Jura*. – Eclogae geol. Helv. 70/1.
- (1977b): *Fold development in the Jura*. – Tectonophysics 37.
- McKAY, J. R. (1973): *Problems in the origin of massive icy beds, western Arctic*. – North amer. Contr. Permafrost, 2nd int. Conf.
- NEUBER, H. & WOLTERS, R. (1970): *Zum mechanischen Verhalten gefrorener Lockergesteine bei dreiaxialer Druckbelastung*. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. 17.
- PATERSON, W. S. B. (1969): *The physics of glaciers*. – Pergamon Press.
- WASHBURN, A. L. (1973): *Periglacial processes and environments*. – Ed. Arnold, London.
- WEBER, J. (1924): *Geologische Karte von Winterthur und Umgebung 1:25000*. – Spezialkarte Nr. 107, mit Erläuterungen (Schweiz. geol. Komm.).