

Bau- und hydrogeologische Bedeutung eiszeitlicher Vorgänge

von

Dirk van HUSEN

mit 11 Abbildungen und 1 Tabelle

· Anschrift des Verfassers:
· Univ. Doz. Dr. Dirk van Husen
· Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau
· Abteilung Geologie k
· Technische Universität-Wien
· Karlsplatz 13
· A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	33	S. 23–45	Wien, 1986
---------------------------------------	----	----------	------------

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	24
1. Einleitung	24
2. Erosion	25
3. Talfüllungen nach dem Eistrückzug	28
3.1. Zungenbecken	28
3.2. Rezent aktive Beckenlandschaften	30
4. Massenbewegungen	34
5. Glaziale Sedimente	36
5.1. Grundmoräne	36
5.2. Endmoränen	37
6. Glaziofluviale Sedimente der Abschmelzphasen	39
6.1. Formen am Talrand (Eisrandterrassen)	39
6.2. Formen des Talbodens (Toteiserscheinungen)	40
7. Terrassenbildung	41
7.1. Oberflächengestaltung	42
7.2. Verwitterung	43

Zusammenfassung

Es wurden an Beispielen aus dem Baugeschehen die Auswirkungen hauptsächlich der letzten Eiszeit auf die Alpen und ihr Umfeld dargestellt. Daher wird prinzipiell auf die Vorgänge und Mechanismen der Gletschererosion (übertiefte Täler, U-Talbildung mit übersteilten Flanken) und -akkumulation (Moränen, Eisrandbildungen, Verfüllung der Talböden) sowie auf die periglaziale Terrassenbildung eingegangen. Die örtliche Verteilung wird, soweit möglich, behandelt um ein regionales Gesamtbild zu ermöglichen.

Summary

Examples from various construction sites are supposed to show the effects especially of the last glaciation on the Alps and their surroundings. Mechanisms of glacial erosion (overdeepening, U-shaped valleys with oversteepened walls) and accumulation (tills, ice-marginal sedimentation and valley bottom filling) as well as periglacial terrace forming are explained. The regional distribution of this may help to get an encompassing picture.

1. Einleitung

Die Umgestaltung der Täler der Alpen und ihrer Vorländer durch die, aus geologischer Sicht, kurzen, einschneidenden Ereignisse der Eiszeiten war sehr groß. Viele dieser rasch eingetretenen Veränderungen wirken noch heute nach und sind besonders bei Bauvorhaben oft von nicht unbedeutendem Einfluß, da ja ein sehr hoher Prozentsatz aller Bauvorhaben in eiszeitlichen Sedimenten durchgeführt wird oder mit ihnen in Berührung kommt.

Der Artikel beschreibt in sehr komprimierter Form die wesentlichsten dieser Veränderungen und Sedimente. Damit soll das Verständnis für manche Gegebenheiten und Zusammenhänge geweckt werden, um entweder manchmal überraschende Untergrundaufschlüsse, beziehungsweise erstaunliches Untergrundverhalten besser erklären oder um sich aber schon frühzeitig darauf einstellen zu können.

Die angeführten Beispiele aus der Baupraxis der letzten 10–20 Jahre stellen eine Auswahl dar und sind Belege für die Beeinflussung durch die von den Eiszeiten geschaffenen Untergrundverhältnisse. Aus Platzgründen mußte auf die Beschreibung der technischen Lösungen und Probleme verzichtet werden, die in der angeführten Literatur aber leicht nachzulesen sind.

2. Erosion

Der direkte Angriff des Gletschereises auf den Untergrund erfolgte durch den Fließvorgang, wobei die an der Gletschersohle mittransportierten Gesteinsstücke als Werkzeug dienen. Diese wirken je nach Korngröße schabend-kratzend oder schleifend-polierend, was zu der bekannten und im Umkreis der heutigen Gletscher weit verbreiteten Erscheinung der Gletscherschliffe führt. Solche werden im Zuge von Bauarbeiten aber auch häufig innerhalb der ehemaligen Eisausbreitung (Abb. 1) unter einer Sedimentbedeckung gefunden, die sie vor der Verwitterung geschützt hatte.

TROGTÄLER: Durch diese über den ganzen Gletscherverlauf vorhandene Erosion des bewegten Eises erfolgte hauptsächlich die Ausformung der fluviatil angelegten Täler zu den glazial überprägten Trog- oder U-Formen, die das heutige Bild der Alpentäler bestimmen. Unter der Voraussetzung, daß das Gletschereis durch seinen Gehalt an Gesteinsbruchstücken den Untergrund angreift, wird die Erosionsleistung neben der Eismächtigkeit (Auflagedruck) hauptsächlich von der Geschwindigkeit und der zur Verfügung stehenden Menge an Gesteinsbruchstücken bestimmt. Dabei ist es eine Eigenart der Gletschererosion, daß dabei im Tallängsprofil übertiefte Wannentischen, deren Sohlen bis zu mehreren 100 m tiefer liegen als die sie stromabwärts abschließende Felsschwelle (Abb. 2).

ÜBERTIEFTE BEREICHE: Ganz dieser Vorstellung entspricht auch die heute von manchen Stellen bekannte Tiefenlage der Felssohle unter den Talfüllungen. So wurde im Bereich der bayerischen Kalkalpen in vielen Tälern eine beträchtliche Übertiefung festgestellt (K. SEILER 1979), wo die Eismassen die engen Täler rasch durchströmten um die riesigen Zungen des bayerischen Alpenvorlandes ernähren zu können (Abb. 1).

Ebenso zeigt sich eine enge Relation zwischen diesen übertieften Becken und der räumlichen Entwicklung der Eisströme. So finden sich in den Bereichen, wo öfter und über längere Zeit aktive Gletscherzungen existierten, auch deutlich übertiefte Becken (Abb. 2). Diese besonders aktive Erosion im Zungenbereich eines Gletschers ist wahrscheinlich hauptsächlich auf die zunehmende Anreicherung des Schuttes (das Eis schmilzt hier bereits ab) und die hohe Fließgeschwindigkeit zurückzuführen. Diese an der Sohle und an den Flanken aktive Erosion verursachte ja die Ausbildung auch morphologisch deutlicher Becken, die seit längerem als Zungenbecken bezeichnet werden (z. B. Salzburger Becken, Abb. 2 und 3).

Die hier aufgezeigten Zusammenhänge erleichtern die Auffindung und Lokalisierung solcher Bereiche um ihre Gegebenheiten in technisch-ökonomischem Sinn nut-

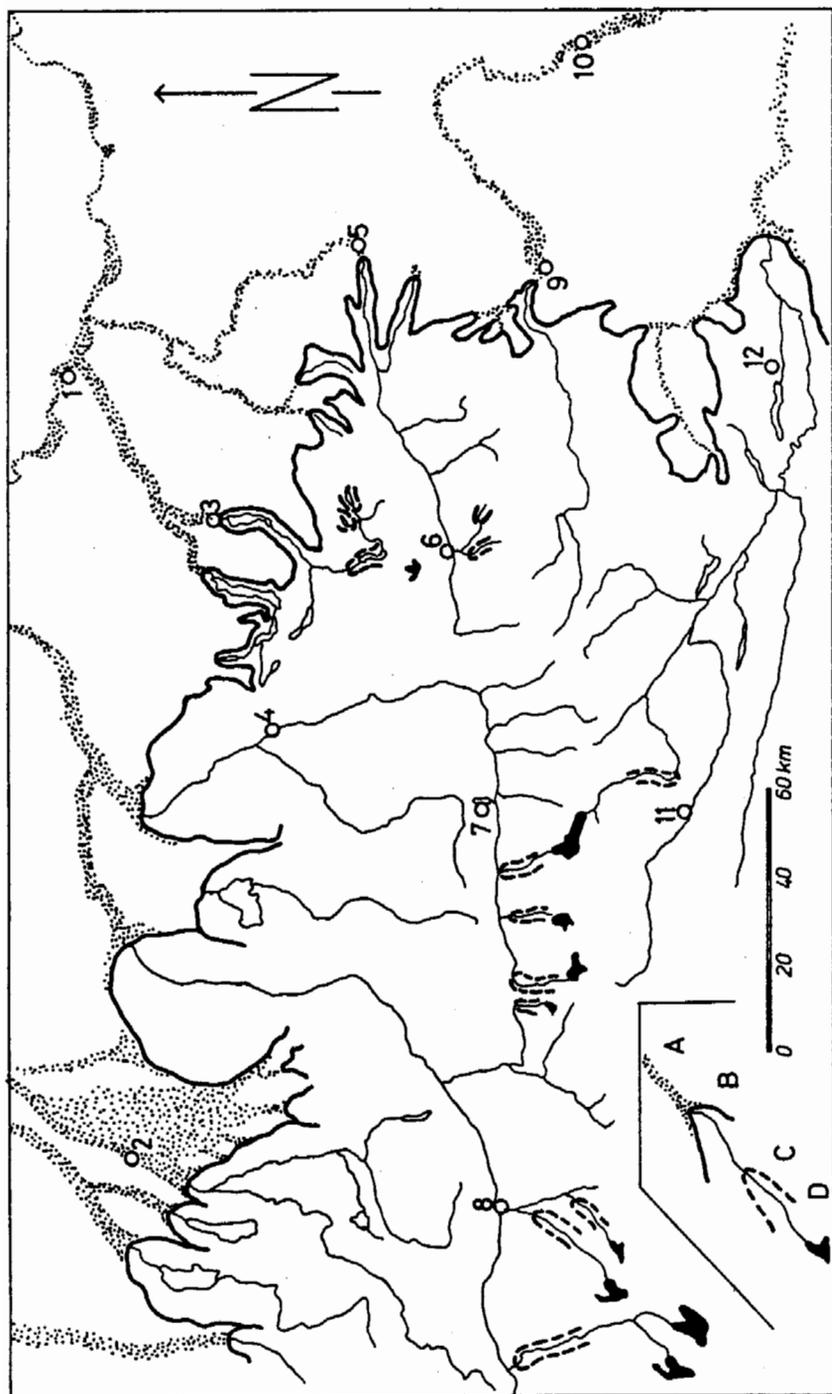


Abb. 1: Skizze des Eisstromnetzes der letzten Großvereisung (Würm) und der beiden jüngeren Gletscherstände.

A: Niederterrasse; B: Eisrand Würm; C: ausgewählte Gletscherzungen Gschmitz; D: ausgewählte Gletscherzungen von 1850.

1 Linz, 2 München, 3 Gmunden, 4 Salzburg, 5 Hieflau, 6 Schladming, 7 Zell am See, 8 Innsbruck, 9 Judenburg, 10 Graz, 11 Lienz, 12 Klagenfurt.

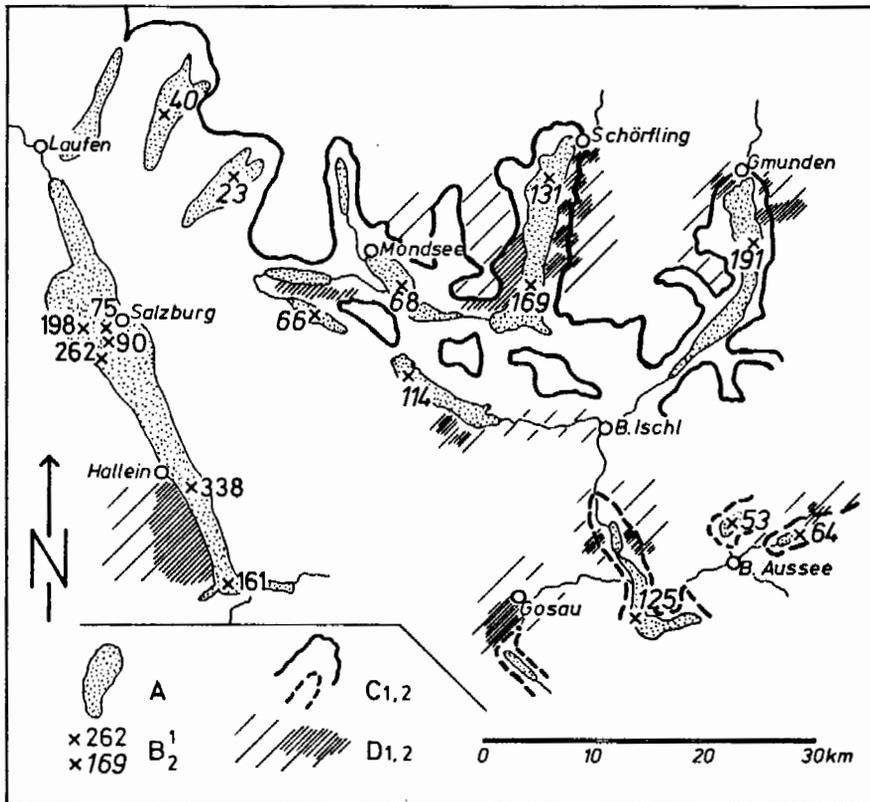


Abb. 2: Lagebeziehung von Gletscherzungen, übertieften Bereichen und Massenbewegungen am Beispiel des Salzach- und Traungletschers.

A: Übertiefte Bereiche; B1: Tiefe der Felssohle unter heutiger Talsohle; B2: Seetiefe (Mindestbeckentiefe ohne Seebodensedimente); C1: Gletscherzungen Würm; C2: Gletscherzungen Gschnitz; D1: für Massenbewegungen anfällige Gesteine (Flysch, Gosau); D2: ausgedehnte Massenbewegungen.

zen oder beachten zu können. Dabei läßt sich ihre Bedeutung hauptsächlich in zwei Gruppen fassen.

Erstens: Die Füllung der Becken mit Lockersedimenten, die die hydrologischen Verhältnisse und die Baugrundbeschaffenheit schufen.

Zweitens: In der meist besonders großen Labilität der durch die Gletschererosion stark unterschrittenen Flanken, die sich in ausgedehnten Massenbewegungen entlud oder nach wie vor äußert (Abb. 2).

Diese beiden meist durch große Dynamik charakterisierten Vorgänge beeinflussen nach dem Abschmelzen der Eisströme das Erscheinungsbild unserer heutigen Talböden und ihren oft sehr wechselhaften internen Bau.

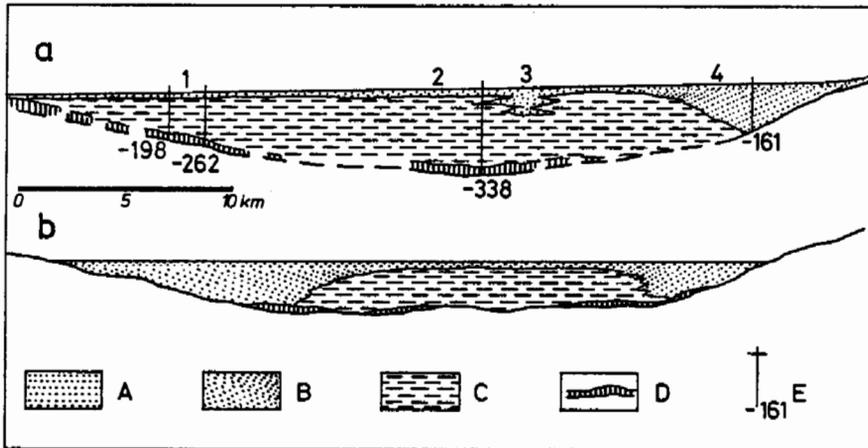


Abb. 3: Aufbau der Sedimentfüllung eines übertieften Zungenbeckens am Beispiel des Salzburger Beckens.

a: maßstäbliches Längsprofil, stark überhöht; b: schematisiertes Querprofil; A: abschließende Kiesbedeckung; B: Kiese mit Deltaschüttung; C: Bänderschluße des Seebodens; D: Grundmoräne; E: Bohrungen mit Tiefenangabe des Felsuntergrundes unter der Talsohle. 1 Salzburg – 2 Hallein – 3 Tauglmündung – 4 Golling.

3. Talfüllungen nach dem Eisrückzug

3.1. Zungenbecken

Nach dem Abschmelzen der Eismassen der letzten Eiszeit entstanden in den Zungenbecken ausgedehnte Seen, die einerseits heute, wenn auch in reduziertem Umfang, noch bestehen (Bodensee, Chiemsee, Attersee, Traunsee, Gardasee, usw.) oder völlig verfüllt sind (See von Rosenheim, Murnauer Becken, Salzburger Becken). Dasselbe gilt auch oft für die Zungenbecken der kleineren Gletscherstände der sogenannten Spätglazialen Phase (Abb. 2).

Die Verfüllung dieser Becken erfolgte generell nach dem Prinzip der Deltabildung, wobei im Mündungsbereich die groben Materialien (Kies, Sand) und im Beckentiefsten Schluff und Ton zur Ablagerung kommen (Abb. 3). Dabei hängt es zweifelsfrei – abgesehen vom Verhältnis Ausdehnung des Beckens zu Flußgröße – von der neben den groben Bestandteilen transportierten Schwebfracht ab, ob die Seen noch erhalten sind oder bereits kurz nach dem Eisfreiwerden verlandet. Nur so ist es erklärlich, daß fast alle Becken innerhalb der rein kalkalpinen Täler noch Seen enthalten, während die in denen aus Kristallingebieten fast ausnahmslos verlandet sind. Als Ausnahme sei hier nur das Bodenseebecken erwähnt, das dank seiner Größe der gänzlichen Verlandung entging. Das gesamte Rheintal von oberhalb Chur bis zur Mündung in den Bodensee wurde in einer Mächtigkeit von 400–600 m verfüllt (W. WILDI 1984).

GRUNDWASSER: Die recht klare Verteilung der verschiedenkörnigen Sedimente in solchen Becken legt eine Nutzung nahe. So stellen die Deltabereiche sehr gute

Grundwasserträger dar, die ständig von dem darüber verlaufenden Gerinne alimentiert werden. Diese Situation findet in der Wasserversorgung der Stadt Salzburg bereits ihre Nutzung, die noch weiter ausgebaut werden kann (H. BRANDECKER 1974, H. BRANDECKER & V. MAURIN 1982). So steht das sehr leistungsfähige (360 l/sec; BRANDECKER 1974, S. 30) Grundwasserpumpwerk St. Leonhard in den mächtigen Deltaablagerungen der Königsee Ache im Salzburger Becken.

Die ausgedehnteste und mächtigste Deltaschüttung dieses Beckens liegt aber im Süden um Golling, wo die Salzach und die Lammer als stärkste Zuflüsse gemeinsam mit dem Torrener Bach eine sehr mächtige Kiesfüllung bewirkten (max. 190 m; 161 m erbohrt). Hier erfolgt die Alimentation nicht nur durch die oberirdischen Abflüsse, sondern auch aus den Karstgebieten des Hagen- und Tennen Gebirges unter der Oberfläche. Diese unterschiedlichen Einflüsse auf den Grundwasserkörper sind in der Arbeit BRANDECKER & MAURIN 1982 sehr detailliert beschrieben, wo auch alle bis zu diesem Zeitpunkt durchgeführten und ausgewerteten Untersuchungen über Grundwasser- menge, -qualität und -bewegungen genau beschrieben sind.

Bei diesem Beispiel und allen ähnlich gelagerten ist es sicher von großer Bedeutung, daß durch die geologisch klar abgrenzbare Ausdehnung des Grundwasserkörpers und des Alimentationsgebietes ein Schutz solcher Vorkommen leichter möglich scheint. In Gebieten mit nicht verkarstungsfähigen Gesteinen als Umrahmung ist eine wesentliche Einengung des Infiltrationsgebietes gegeben.

In den kleineren Becken (z. B. Tauerntäler) ist die Sedimententwicklung während der Verfüllung oft nicht von einer alles ausgleichenden Seephase bestimmt und daher nicht immer so modellhaft ausgebildet. Hier bestimmt öfter die Durchflußgeschwindigkeit des Hauptbaches bei Hochwasser die Sedimentart. Dadurch kommt es zur Ausbildung von oft mächtigen Kieslagen, die den ganzen Talboden überdecken. Diese werden dann wieder von feinkörnigen Lagen aus Zeiten ruhigerer Sedimentationsbedingungen abgedeckt. Diese Sedimentabfolgen sind mit den grobkörnigen, sehr durchlässigen Schwemmkegeln der Seitenbäche verzahnt. Durch diese werden die groben, das ganze Becken überspannenden Lagen mit den Niederschlagswässern alimentiert. Durch diesen Bau tritt in solchen Lagen nicht selten artesisch gespanntes Grundwasser auf, das durch die meist hohe Durchlässigkeit in seiner Spiegelhöhe rasch auf Niederschläge reagiert.

BAUGRUND: In den angeführten Beispielen sind die schluffig-tonigen Beckenfüllungen mit einer Kiesschicht aus dem letzten Akt der Beckenfüllung abgedeckt, wodurch keine nennenswerten Probleme bei größeren Bauvorhaben auftreten, zumal ja bereits eine deutliche Vorbelastung durch die Kiese und damit eine gewisse Konsolidierung der Schluffe eingetreten sind. Als Beispiel mag hier der Baugrund der Stadt Salzburg dienen.

3.2. Rezent aktive Beckenlandschaften

Gänzlich andere Bedingungen finden sich in den Beckenlandschaften, die 1.) bis heute aktive Verlandung zeigen, wie im Raum südlich des Bodensees, oder 2.) wo die Verfüllung des Zungenbeckens durch Massenbewegungen (z. B. Mitterrennstal) oder 3.) besonders starke Schwemmkegelbildung der Seitenbäche beeinflußt wurde und wird.

ad 1: Im Fall der noch anhaltenden Verlandung eines Seebeckens wie des Bodensees sind in unmittelbarer Umgebung des Mündungsbereiches der Flüsse die Vorgänge

zu beobachten, die zeitlich etwas früher in heute bereits landfest gewordenen und genutzten Gebieten abliefen. So bilden sich einerseits in Altarmen des mäandrierenden Flusses, andererseits in den Buchten auf beiden Seiten des Deltas teilweise ausgedehnte Flächen mit Mooren und Sümpfen aus, die eine hohe Produktion organischer Substanz (jetzt Torf) aufweisen. Während stärkerer Hochwässer werden diese Bildungen wieder mit feinkörnigen, anorganischen Sedimenten bedeckt. So entsteht hier eine vertikal wie horizontal sich rasch ändernde Wechsellagerung dieser Materialien, die durch die fehlende Auflast, z. B. eine Kiesschicht, weder Vorbelastung noch eine ausreichende Konsolidierung aufweist.

Darüber hinaus ist auch die Fähigkeit zur Konsolidierung solcher Ablagerungen sehr beschränkt. Durch die sehr geringe Permeabilität der feinkörnigen, anorganischen Ablagerungen käme es erst unter großer Auflast in langen Zeiträumen zu einer stärkeren Konsolidierung, da ja zudem auch eine tieferliegende Vorflut fehlt, zu der hin eine Eigenentwässerung erfolgen könnte. Dadurch finden sich in solchen Gebieten bis in Bereiche tiefer Gründungen moderner Bauwerke weiche, hochplastische, kaum belastbare Ablagerungen.

Zwei Beispiele größerer Bauwerke in solchen Ablagerungen stellen der Verkehrsknoten südlich Zell a. See und die Autobahn im Rheintal nördlich Dornbirn dar. Über die Verhältnisse im Rheintal schreibt GMEINER 1976, daß die Untergrundverhältnisse von lockerem Torf bis breiigen und mäßig festen Schluffen und Tonen mit allen Übergängen reichten, in denen mit deutlich bis in große Tiefe reichenden Setzungen zu rechnen war. Demnach waren besondere Vorkehrungen, besonders bei Anschluß von Brücken zu Dämmen (Überführungsbauwerken) notwendig, um den zu erwartenden unterschiedlichen Setzungen entgegenwirken zu können. Diese stellten sich nach Fertigstellung zwischen Pfahlfundierung der Pfeiler und Damm im Verhältnis von 1 : 5 ein (GMEINER 1976).

ad 2: Durchaus ähnlichen Aufbau ihrer Füllung zeigen Zungenbecken, wo im Bereich des unterwasserseitigen Endes eine Anhebung des Flußniveaus anstatt einer langsamen Tieferlegung wie am Auslaß einer Seefüllung stattfand. Dies geschieht durch Massenbewegungen, die meist mit unregelmäßigem Ablauf periodische Anhebungen der Flußsohle bedingen. Beispiele dieser Entwicklung sind das Ennstal, sowie das Gailtal oberhalb Nötsch in großem, oder das Hörfeld im Görtschitztal in kleinerem Maßstab.

Wie die Bohrung der Ennskraftwerke für die Untersuchungen zum Grundwassersepeicher Mitterennstal zeigte, werden die obersten Meter von drei durchgehenden Schluffhorizonten gebildet, die sich mit gröberen Sedimenten verzahnen (Abb. 4). Die Schlufflagen können mit aufeinanderfolgenden Seephase erklärt werden (D. van HUSEN 1979), die wahrscheinlich durch eine Massenbewegung am Gesäuseeingang verursacht wurden. Als Beleg dafür kann neben dem gleichmäßigen Sedimentaufbau die Spiegelhöhe des artesisch gespannten Grundwassers aus den gröberen Liegendsedimenten (es wird durch die Schwemmkegel der Seitenbäche in die gröberen Lagen unter den Schluffhorizonten eingespeist) dienen, die einen alten Seespiegel nachzeichnen. Diese Entwicklung und dieser Aufbau führten zu dem Erscheinungsbild eines versumpften Talbodens mit einem auffallend geringen Gefälle, der außer Heuhütten keinerlei Verbauung aufweist (die Siedlungen liegen alle an den Talflanken oder auf den Schwemmkegeln) und erst nach der Ennsregulierung für Weidewirtschaft halbwegs nutzbar geworden ist. Aus den oben erwähnten Gründen ist auch in diesen Sedimenten mit keiner nennenswerten Konsolidierung in den von tief reichenden Gründungen

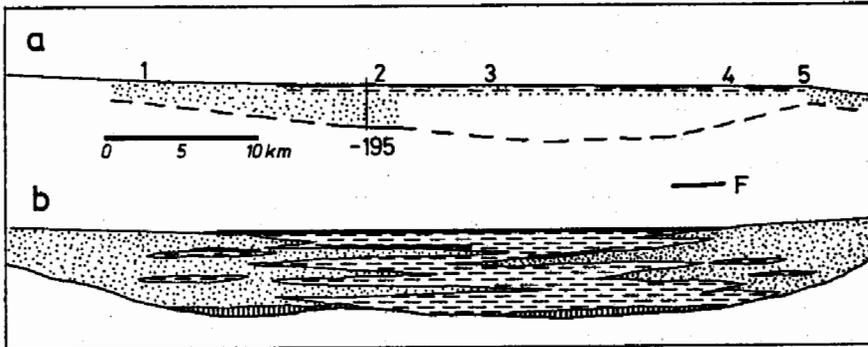


Abb. 4: Aufbau der Sedimentfüllung eines übertieften Zungenbeckens mit sich hebendem Ausflußbereich am Beispiel des Ennstales.
 a: maßstäbliches Längsprofil, stark überhöht; b: schematisiertes Querprofil; F: Moor- und Torfablagerungen. 1 Öblarn – 2 Wörschach – 3 Liezen – 4 Admont – 5 Gesäusegang – weitere Legende siehe Abbildung 3.

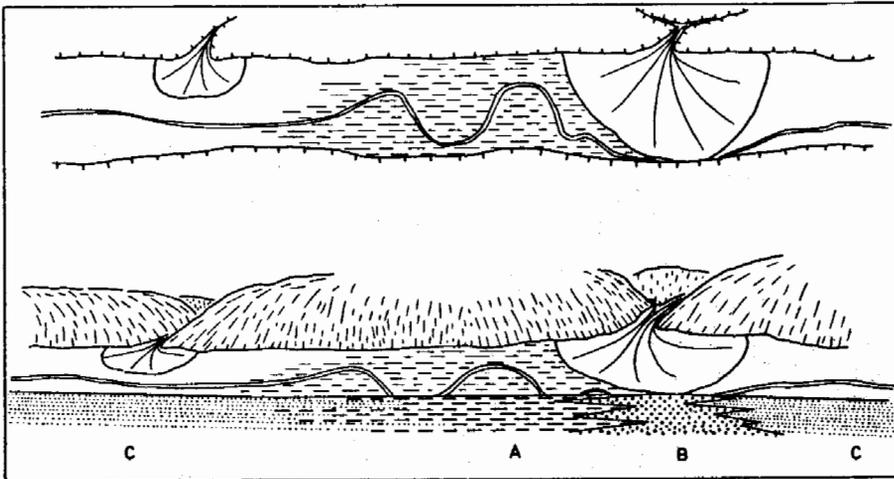


Abb. 5: Schematische Skizze eines durch einen mächtigen Schwemmkegel abgedämmten Talbereiches.
 A: Öfter überflutete, oft sumpfige Bereiche. Vornehmlich feinkörnige Sedimente (Schluff) mit organischen Beimengungen und Ablagerungen (Torf); B: Schwemmkegel mit Kiesen;
 C: Sandige Kiese aus Talbereichen mit regulärem Gefälle.

moderner Bauwerke erreichten Bereichen zu rechnen.

In diesen Verhältnissen mußte im Bereich des Selzthaler Moos der Verkehrsknoten Selzthal der Pyhrnautobahn errichtet werden (H. GORIUPP 1978, H. HAUSDORF 1978). Hier lagen über der obersten unkonsolidierten Schluffschicht noch einige Meter Torf, und die erste tragfähige Schicht lag in durchschnittlich 24 m und führte artesisch gespanntes Wasser (30 kPa).

Diese Verhältnisse zwangen dazu die Dammhöhe auf 5 m zu beschränken, wodurch ein sehr großer Teil der Talquerung als Brückenkonstruktion ausgeführt werden mußte, deren Fundierung auf ca. 30 m langen Pfählen erfolgte. Bei der Dammschüttung

mußte die Geschwindigkeit auf 10 cm/Tag beschränkt werden um Grundbrüche zu vermeiden, wobei auch auf die Verdichtung des Schüttmaterials durch schwere Rüttelwalzen verzichtet wurde, um keine tixotropen Reaktionen der Schluffe zu initiieren. An der Dammsohle wurden horizontale und in die Schluffschicht vertikale Drainagen aus Vlies eingebaut, um die Setzungen zu beschleunigen, die Werte von 1,5 m bei dem 5 m hohen Damm erreichten.

ad 3: Durchaus vergleichbare Verhältnisse kommen im Talboden, wenn auch in kleinerem Maße, dadurch zustande, daß der Hauptbach oder Fluß durch einen besonders mächtigen Schwemmkegel gestaut wird (Abb. 5). In diesem Fall entstehen Rückstaubereiche, die hauptsächlich feinkörnige Sedimente enthalten, oft mit Torf aus Verlandungsphasen oder Kiesen von Hochwasserereignissen wechsellagernd. Die in solchen Bereichen auftretenden Schwierigkeiten bei großen Bauvorhaben sind den vorher beschriebenen durchaus vergleichbar. So ist auch im Paltental SE Rottenmann die erreichbare Dammhöhe auf 2–3 m beschränkt. Ebenso zwangen beim Bau der Tauernautobahn im Raume Altenmarkt solche Verhältnisse im Talboden zu umfangreichen Baugrundverbesserungen durch Tauchrüttelung oder dynamische Intensivverdichtung (H. BRANDL 1976).



Abb. 6:
Typische Formen der Eisüberarbeitung in einem alpinen Tal am Beispiel des Zillergründls.
1 ungefähre Lage der ehemaligen Eishöhe
2 übersteilte Flanke des Troges.



Abb. 7: Unterer Bereich der übersteilten Flanke in massigen Graniten.

Jahre v.heute	Gletscherentwicklung	Vegetation	Sedimente	Massenbewegungen
0	Stand 1850		deutl. Endmoränen	
2000				
4000				
6000	Gletschergröße wie 1850 oder kleiner	Vegetationsverhältnisse wie heute	Flußaktivität in den Talböden wie vor der Regulierung	
8000				
10000				
12000		rasche Wiederbewaldung		
14000	deutl. Gletschervorstoß GSCHNITZ		deutliche Endmoränen	Gosau, Goisern, Grundlsee
16000			starke Sedimentumlagerung in den Talböden	
18000		Tundra im eisfreien Gebiet Gräser, Sträucher		Traun-, Atter-, Mondsee, Roßalm
20000	letzte Vollvergletsch. WÜRM		deutl. Endmoränen + Terrassenbildung Niederterrasse	
22000				
ohne Zeitmaßstab	RISS		Endmor. + Hochterr.	Verwitterung (u.a. geol. Orgeln) und diagenetische Verkittung mit dem Alter der Sedimente zunehmend.
	MINDEL		Endmor.+J. Deckensch.	
	GÜNZ		Ä. Deckenschotter	

manche ganz oder teilweise noch bis heute in Bewegung

Tab. 1: Zeitliche Einordnung der wichtigsten Ereignisse ab der letzten Großvereisung (Würm). (Die hier angeführten Massenbewegungen beziehen sich nur auf Abb. 2.)

4. Massenbewegungen

Wie erwähnt, wirkt die Eiserosion nicht nur im Bereich der Gletschersohle erosiv auf den Talboden ein, sondern ebenso wurden die Talflanken angegriffen. Dieser Angriff erfolgte über die gesamte Gletscherlänge, besonders aber im Bereich größerer Fließgeschwindigkeit (z. B. im Zungenbereich). Dabei tritt die Beanspruchung besonders in den tieferen Hangteilen auf, wo eine größere Eisüberlagerung für den nötigen Auflagedruck und Erosionsleistung sorgte. Durch diese somit von unten nach oben abnehmende Erosionsleistung entstanden oberhalb der Talsohle übersteilte Flanken in Form eines Troges (Abb. 6 und 7).

Der Eisrückzug aus dem Zungenbereich und der damit verbundene Verlust des Widerlagers war nach unseren heutigen Kenntnissen kein lange währender Prozeß, sondern ein rascher Vorgang (Tab. 1). Dadurch kam es in den Flanken an vielen Stellen zu gravitativen Ausgleichsbewegungen, wobei nicht nur die Gesteins- und Verbandsfestigkeit, sondern auch die Beweglichkeit des Bergwasserspiegels von entscheidender Bedeutung für die Entstehung dieser Massenbewegungen war.

Aus dem hier Gesagten mag ersichtlich sein, warum es im Bereich ehemals aktiver Gletscherzungen bei geeigneten Gesteinsverhältnissen eine besondere Häufung des Auftretens von Massenbewegungen zu beobachten gibt (s. Abb. 2).

Diese bereits erfolgten oder noch aktiven Bewegungen stehen anderen Hangteilen gegenüber, die in einem labilen Gleichgewicht verharren. Durch die räumlichen Zusammenhänge der jüngsten geologischen Entwicklung (Abb. 2) sind aber solche Bereiche möglicherweise leichter lokalisierbar. Neben den in Abbildung 2 und Tabelle 1 erwähnten können als weitere Beispiele solcher Massenbewegungen und Labilitäten die Hänge um den Stausee Durlaßboden (U. ZISCHINSKY 1967) dienen, die im Bereich der aktiven Gletscherzungen des Wildgerloskeeses während der Gschnitzzeit lagen (s. Tab. 1).

In der gleichen Position zur gschnitzzeitlichen Erstreckung des Gepatschferners liegt auch der Speicher Gepatsch. Hier geriet ein Teil (Hochmaiß) der durch Massenbewegungen geformten Hänge durch den Stau in rasche Bewegung (LAUFFER et al. 1971). Der Grund war der Auftrieb im Fußbereich, der die an sich ruhige Felsmasse aus dem labilen Gleichgewicht brachte. In der gleichen Position befinden sich auch die Hänge des Fragant Tales knapp vor der Mündung ins Mölltal. Die hier im Zentralgneis und in der Matreier Zone auftretenden Massenbewegungen (E. H. WEISS 1969) sind auch die Ursachen für sehr aktive Murenherde (Zenger Zer). Wie schon beschrieben, sind viele der Staubereiche im Talboden mit ihrem heterogenen Aufbau auf derartige Murenherde und dadurch verursachte, riesige Schwemmkegel zurückzuführen.

5. Glaziale Sedimente

Direkte Ablagerungen des Eises ohne eine größere Wirkung des fließenden Wassers sind die Moränenablagerungen. Hier wird sinnvollerweise für unsere Betrachtungen in zwei Gruppen zu unterscheiden sein.

1. die an der Basis des Gletschers abgelagerte Grundmoräne und
2. die Seiten- und Endmoräne als Ablagerungen am Gletscherrand.

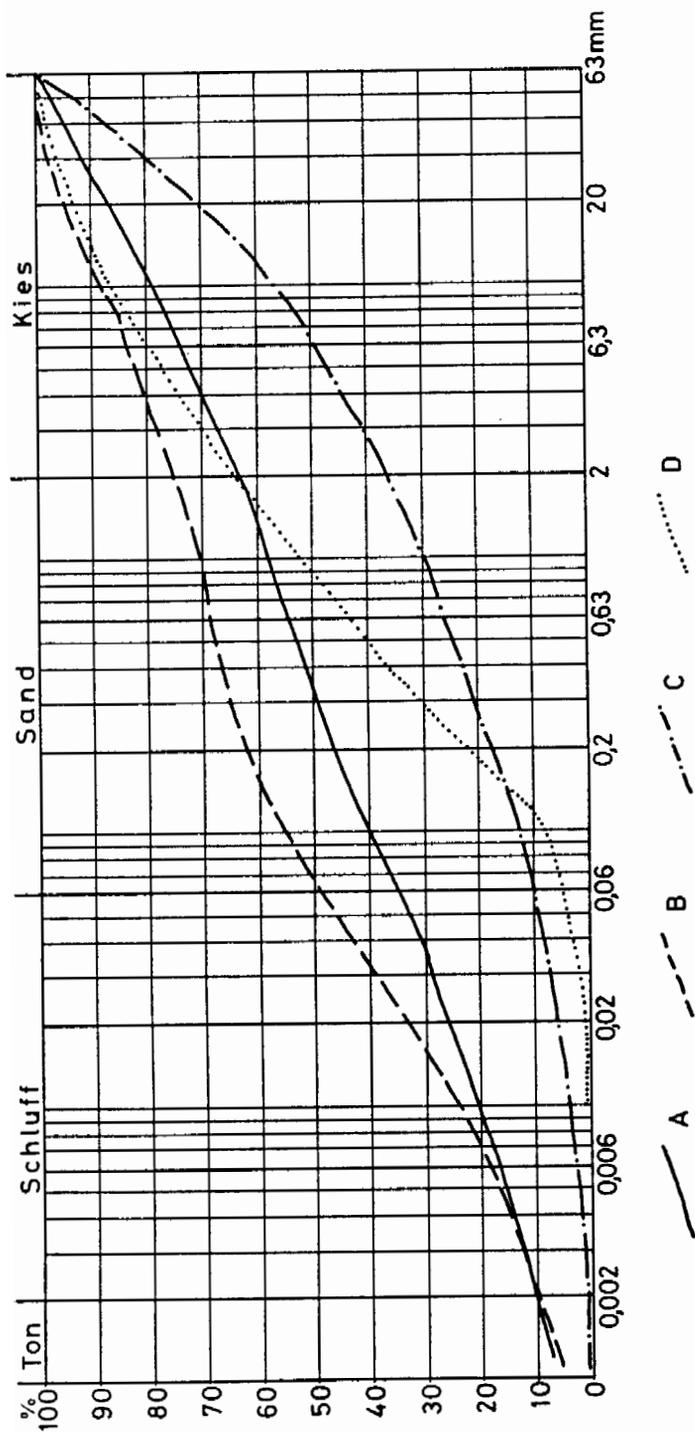


Abb. 8: Durchschnittliche Korngrößenzusammensetzung von Moränensedimenten.

A: Grundmoräne aus einem Liefergebiet mit verschiedenen Sedimentgesteinen; B: Grundmoräne aus einem Liefergebiet mit vornehmlich feinkörnigen Sedimentgesteinen; C: Grundmoräne aus einem Liefergebiet mit grobkörnigen kristallinen Gesteinen (z. B. Granite); D: End- und Seitenmoräne.

5.1. Grundmoräne

Die Grundmoräne als Ablagerung der Gletschersohle stellt ein Sediment dar, dessen Komponenten durch die Erosion und Transportbeanspruchung des fließenden Eises entstehen. Dabei wird das aus dem Untergrund aufgenommene Material in den untersten Metern des Eisstromes transportiert und zerkleinert. In dieser Zone der intensiven Durchbewegung (jede Unebenheit des Untergrundes führt entweder zu plastischer Verformung des Eises oder Scherbewegungen im Eis) werden die Feststoffanteile aneinandergepreßt und gerieben (gekritzte und polierte Geschiebe) und zerkleinert. Dieser Vorgang führt zu einer starken Anreicherung von Feinmaterial, das – da der Abtransport durch fließendes Wasser fehlt – im System verbleibt. Durch diese Anreicherung kommt der Vorgang der Zerkleinerung – da keine Spitzenbelastung der größeren Körner mehr auftritt – zum Erliegen und es ist ein Endpunkt der Korngrößenzusammensetzung erreicht, das auch über sehr große Transportweiten gleich bleibt (Abb. 8).

Diese so zusammengesetzten Materialien kommen schließlich an der Sohle des Eises zur Ablagerung, wobei das noch zwischen den Feststoffen enthaltene Eis, durch Druckverflüssigung umgewandelt, langsam auswandern kann. Bei diesem langsamen Vorgang wird auch unter dem hohen Überlagerungsdruck eine dichtest mögliche Lagerung erreicht.

Diese Vorgänge führen zu einer Überkonsolidierung, die sich darin dokumentiert, daß das Sediment Erscheinungen eines massigen, homogenen Gesteins zeigt, obwohl es ein Lockergestein ist (Abb. 9). So sind in frischen Anrissen immer wieder oberflächenparallele Ablösungen wie in massigem Festgestein (Exfoliation) oder Zerfallen in



Abb. 9: Grundmoräne. 1 oberflächenparallele Ablösungen.

Kluftkörper zu erkennen. Diese Eigenschaften sind dadurch bedingt, daß das in den Poren enthaltene Wasser (bergfeuchter Zustand) durch den hohen Anteil an Feinstkorn nicht beweglich ist und somit zu einer hohen adhäsiven Verbindung der Körper führt.

Dieser Umstand macht eine frisch aufgeschlossene Grundmoräne auch nahezu unempfindlich gegen Erosion durch Niederschläge oder fließendes Wasser, solange sie ihren natürlichen Wassergehalt nicht verliert. Erst nach dem Austrocknen wird sie sehr empfindlich gegenüber einer Befeuchtung, da dann das Korngerüst sehr rasch zerfällt und sich das Material in Schlamm und Steine verwandelt (veränderlich festes Gestein).

Daraus ergibt sich, daß eine Grundmoräne im Zuge von Baumaßnahmen kurzzeitig am besten senkrecht zu Böschungen ist, was dank ihrer mechanischen Eigenschaften gut möglich ist, da sie dann am wenigsten von Niederschlägen beeinflusst werden kann. Diese Böschung stellt sich auch in natürlichen Aufschlüssen ein, die über längere Zeit stehen (Erddpyramiden).

Wie weit die Lagerungsdichte und damit die Einbettung der größeren Geschiebe gehen kann, führt das Beispiel aus einem Stollenbau in Herrenhausen (Bayern) vor Augen (freundl. mündl. Mitt. von Herrn Prof. Dr. G. Spaun, München). Hier konnten während eines Vortriebes in Grundmoräne mit einer Teilschnittmaschine die Geschiebe ab 2–3 cm \emptyset nicht mehr aus der feinkörnigeren Bettung gelöst werden (Kohäsion 1–2 kp/cm^2 , Steifzahl ca. 2000 MN/cm^2) sondern konnte nur so abgebaut werden, daß die einzelnen Komponenten zerschlagen oder durchgeschert wurden. Das führt zu übermäßigem Verschleiß des gesamten Gerätes.

5.2. Endmoränen

Im Gegensatz zur Grundmoräne weisen die Materialien der Endmoränen keine Verdichtung durch die Eisauflast auf. Sie sind ja im Bereich, wo die Gletscherzunge abschmilzt (Zehrgebiet) dadurch zur Ablagerung gekommen, daß das Eis schmolz oder sublimierte und demnach nicht mehr von Eis überlagert worden (Abb. 10). Es sind vorwiegend der Grundsutt an der Gletschersohle und der der untersten Meter, die durch die Eisbewegung am Gletscherende transportiert werden und wallförmig um die Zunge zur Ablagerung kommen. Die Geschiebe weisen daher die gleiche petrographische Zusammensetzung und Bearbeitung (Kritzung) wie die Grundmoräne auf. Durch die Schmelz- und Niederschlagswässer kam es aber zu einem Ausschwemmen des Feinkorns (s. Abb. 8). Dadurch und durch die fehlende Verdichtung durch die Eisauflast sind diese Materialien lockere Korngemische, die nur im Falle eines noch etwas höheren Feinstoffanteils als bindig anzusehen sind.

Durch diese Korngrößenzusammensetzung ist es möglich, diese Ablagerungen als nutzbares Kiesvorkommen zu betrachten, da es im Falle größerer Bindigkeit dank der geringen Verdichtung im Gegensatz zur Grundmoräne ohne weiteres durchführbar ist, das Material zu waschen. Solche Vorkommen können beim Fehlen gewaschenen Flußkieses (z. B. im Hochgebirge) für Bauvorhaben von Bedeutung sein. Im Falle einer Nutzung solcher Moränenmaterialien ist aber zu beachten, daß hier alle Gesteine des Gletschereinzugsgebietes enthalten sind, die entlang der Eisflußrichtung oberhalb des zu nutzenden Endmoränenstückes auftreten. Das heißt, die Gesteine, die rechtst im Einzugsgebiet auftreten, bilden auch den rechten Teil der Endmoräne und Seitenmoräne. Durch die speziellen Transportmechanismen des Gletschereises kommt es im Ge-



Abb. 10: Seitenmoränen des Allalingletschers (1850-Stand). 1 Materialentnahme für den Steinschüttdamm Mattmark im Vordergrund.

gensatz zum Wassertransport nur zu einer bedingten qualitativen Auslese, da die schlagende Beanspruchung der Komponenten durch die fehlende freie Beweglichkeit nicht vorhanden ist. Somit können auch weichere Gesteine (z. B. Phyllite) in Moränenmaterialien in größeren Mengen auftreten.

Durch die Permeabilität der Endmoränenmaterialien kann die Verwitterung bis tief in den Sedimentkörper eingreifen, so daß leichter verwitterbare Gesteine möglicherweise im gesamten Körper fortgeschrittene Zersetzung aufweisen.

Wie Untersuchungen (^{14}C -Datierungen) an fossilen Bodenbildungen innerhalb der landläufig als 1850-Moränen bezeichneten, meist mächtigen Endmoränen, zeigten, sind diese aus verschiedenen alten Sedimentkörpern aufgebaut. Der Grund dafür ist, daß die Gletscher während der letzten 10.000 Jahre öfters die Größe wie um die Mitte des vorigen Jahrhunderts erreichten (s. Tab. 1). Durch diese mehrmalige Ablagerung von Materialien sind mächtige Wälle entstanden, die öfter auch verschiedene Verwitterungsgrade der Komponenten aufweisen. Ein schönes Beispiel dafür stellt die 1850-Endmoräne des Klockerinkeeses dar. Von hier wurde (nach einer frendl. mündl. Mitt. von Herrn Prof. Dr. G. Horninger) im Zuge der Errichtung der Sperren am Moserboden versucht, Zuschlagsstoffe für die Betonherstellung zu gewinnen. Die Kalkglimmerschiefer an der Außenseite des Moränenwalles waren aber derart verwittert, daß eine Ver-

wendung unmöglich war. Diese, bei der Annahme einer einheitlichen Schüttung des Moränenkörpers, unverständlich starke Verwitterung mancher Partien ist aber durch die altersmäßig komplexe Zusammensetzung solcher Körper leicht erklärbar.

Die gute Permeabilität dieser Endmoränenmaterialien, gepaart mit dem doch hohen Anteil an Feinstoff, prädestiniert diese Ablagerungen bei starken Niederschlägen auch für Murenherde. Diese sonst meist in den Hochtälern unbemerkt ablaufenden kleinen Ereignisse können mitunter auch Dimensionen annehmen, die bis in tiefere Lagen wirken. Als Beispiel mag hier die Murenkatastrophe vom 28. Juli 1971 im Zeferetgraben (Kaprun) dienen, wo (nach freundl. Mitt. Prof. Dr. G. Horninger) die äußersten Teile der 1850-Moräne des Schmiedingerkeeses das Anbruchgebiet waren.

Im Zuge des Hoch- und Spätglazials der Würmeiszeit wurden in manchen Tälern der Alpen Abfolgen von Moränen abgelagert, die mitunter lückenlos eine Erfassung der Gletschergeschichte zulassen (Tab. 1). Davon stechen morphologisch besonders die Moränen des Hochglazials hervor (größte Ausdehnung der Eisströme während der letzten Eiszeit), die des deutlichen Wiedervorstoßes Gschnitz, und die sogenannten 1850-Moränen im Umfeld der rezenten Gletscher (s. Abb. 1) und sind in fast allen Tälern gut erkennbar. Sie können als Marken genommen werden, wann welche Bereiche das letzte Mal vom Eis erreicht und beeinflusst worden waren. Darüberhinaus können von ihnen auch Hinweise auf mögliche Verwitterung oder Verbreitung von über-tieften Bereichen und andere Erscheinungen (s. oben) abgelesen und in Planungen miteinbezogen werden.

6. Glaziofluviale Sedimente der Abschmelzphasen

In der Umgebung der Gletscher werden durch die Schmelzwässer die Moränenmaterialien oft umgelagert und entweder in vom Eis frei gegebenen Hohlformen abgelagert oder abtransportiert. Diese Vorgänge waren während der Abschmelzphasen nach der letzten Eiszeit umso stärker, da dabei Schmelzwasser in verstärktem Maße auftrat und die vom Eis freigegebenen Räume gut geeignete Sedimentbecken darstellten. Zu den damals aus dem Eis frei werdenden Feststoffen kam auch noch der aus dem Permafrost der Talflanken frei werdende Schutt, so daß Material im Übermaß vorhanden war. Das durch diese Vorgänge frei werdende Material zeigt eine Korngrößenzusammensetzung, die stark durch die der Moränenmaterialien bestimmt ist. Das führt dazu, daß in den unter solchen Bedingungen sedimentierten Ablagerungen immer wieder, zum Teil mächtige Schlufflagen auftreten, die entscheidenden Einfluß auf das mechanische und hydrologische Verhalten dieser Ablagerungen nehmen.

6.1. Formen am Talrand (Eisrandterrassen)

Die Position solcher Sedimentanhäufungen in Zusammenhang mit den schwindenden Eismassen sind vielfältig. So bilden sich in Nischen und Buchten des Hanges, wo das Eis geringer mächtig und demnach rascher geschmolzen war, oft Bereiche mit Stauseen, die mit Sediment verfüllt wurden und als Eisrandterrassen erhalten blieben. Es sind dies oft hoch über dem Talboden auftretende Terrassenkörper. Besonders sind diese Formen an der Einmündung von Seitenbächen – deren fließendes Wasser auch zum rascheren Schmelzen des Eises beitrug – ausgebildet und können in dieser Position ganze Terrassentreppe bilden.

Ähnliche Verhältnisse entstanden auch als sich einzelne Gletscherströme, die während des Hochglazials vereinigt waren, beim Abschmelzen trennten und zwischen ihnen Areale eisfrei wurden. In diesen Räumen bildeten sich mehr oder weniger ausgedehnte Staueisen, die mit Sediment verfüllt wurden. Dabei wurden im Beckentiefsten oft mächtige Bänderschluflfe abgelagert, die von Deltaschüttungen aus Sand und Kies überlagert wurden. Diese typische Sedimentabfolge einer Seeverfüllung wird oft von Erosionsphasen oder Ablagerungen des fließenden Wassers unterbrochen. Der Grund liegt darin, daß die Höhe des Wasserstandes oder die Verfüllung der Becken überhaupt von den sich rasch ändernden Abflußverhältnissen innerhalb der schmelzenden Eiskörper abhängig waren, die ja die stauende Barriere darstellten.

Diese so gebildeten Sedimentkörper werden in Skandinavien z. B. als Grundwasserkörper für Trinkwassergewinnung genutzt, die teilweise auch künstlich beaufschlagt werden. Als Beispiel einer solchen möglichen Nutzung mag die Eisrandterrasse der Prekawahöhe bei Gnesau (Kärnten) dienen, die zwischen Drau und Murgletscher entstand (E. H. WEISS, 1977). Hier tritt in den Quellen des Tiebelursprunges ca. $1 \text{ m}^3/\text{sec}$. wieder zutage, die vorher als Uferfiltrat der Gurk in die breite Eisrandterrasse eingespeist worden waren und diese über ca. 500–1000 m durchströmten.

Ebenso als Bildungen des Eisrandes am abschmelzenden Draugletscher sind die mächtigen Kiesablagerungen an der Mündung des Drautaales in das Klagenfurter Becken bei Villach anzusehen. Diese Bildungen setzen sich bis über Paternion hinaus und auch in die Nebentäler fort und wurden als mehrere 10er-m mächtige Kieskörper durch den Autobahnbau aufgeschlossen, sind leider aber auch damit für eine künftige Nutzung weitgehend verloren.

Ebenso stellen große Teile des Bürserberges (Vorarlberg) eine Eisrandterrasse dar. Die darin durch den unglücklichen Besitzstreit gegen Ende des 18. Jahrhunderts entstandene Erosionsform des Schesatobel (J. HENRICH, 1924) wuchs auf ca. 60 ha und eine Tiefe bis zu 220 m an. Die in teilweise gewaltigen Murenschüben abgetragene Materialmenge beträgt 30–40 Mio. m^3 , wovon ca. $30.000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ nach dem Verbauungsbeginn am Anfang dieses Jahrhunderts anfielen (freundl. Mitt. Prof. Dr. D. GUTKNECHT). Somit ist die Hauptmenge im 19. Jahrhundert während der ersten besonders katastrophalen Murenschübe (z. B. 1804, 1957) abtransportiert worden, mit allen Auswirkungen auf das Illtal.

Die Empfindlichkeit der Eisrandterrassenbildung gegen Kahlschlag und die dadurch verstärkte Erosionskraft des Baches liegt in ihrem Sedimentaufbau begründet. Die rasch geschütteten, wenig konsolidierten Sedimente weisen einen hohen Anteil an Schluff und Ton auf, der einerseits eine Neigung zu Instabilität, andererseits durch Wasserrückhaltefähigkeit zu Murenbildung bedingt. Darüber hinaus wurden die meisten dieser Eisrandkörper nach ihrer raschen Sedimentation durch die sich schnell ausbreitende Vegetation (Tab. 1) bedeckt und auch stabilisiert. Dadurch sind manche labilen Gleichgewichtszustände konserviert bis in unsere Zeit erhalten geblieben, die dann zu derartigen Folgen führen können.

6.2. Formen des Talbodens (Toteiserscheinungen)

Etwas anderer Natur sind die Ablagerungen der Schmelzwässer innerhalb und auf dem Eis in Kanälen und Spalten, wo Ausbildung und Strukturen noch direkter von Wasserführung und Feststoffangebot und dem Abschmelzen des Eises abhängig sind.

Sie können von völlig strukturlos (als auf dem Eis abgelagerte und beim Abschmelzen völlig destrukturierte Kies-Sandgemische) über kleinräumige Kreuzschichtung bis zu irregulären Strukturen aufweisen. Letztere, wie z. B. mehr als 30° steile, senkrechte oder überkippte Lagerung völlig kohäsionsloser Sande und Kiese sind nur erklärlich, wenn durchgefrorene Sedimentpartien durch geänderte Eisverhältnisse sich bewegen oder verstürzen und in neue Sedimente integriert werden.

Beispiele für derartige Sedimentstrukturen wurden im Drautal bei den Aushüben für die Kraftwerke Annabürcke (H. BRETH, W. DEMMER & W. LUDWIG, 1982) und Möllbrücke (W. DEMMER, 1984) aufgeschlossen. Im ersten Fall waren dies kohäsionslose Einkorn-Grobkiese, Kies-Sande und Schlufflagen, die steil bis teilweise senkrecht einfielen und bis in große Tiefe (bis max. 100 m erbohrt) über große Teile des Talbodens festgestellt wurden.

Im zweiten Fall waren unter einer Schluffschicht in Kiesen bis zu 1 m versetzte Bruchstrukturen zu sehen, die in den diskordant auflagernden Schluff nur noch fallweise als Flexuren eingriffen und einen trichterförmigen Nachbruchstrichter anzeigten. Dieser ist wahrscheinlich über einem Toteisblock während der Periode kurz nach dem Eisfreiwerden des Talbodens entstanden. Beide Vorkommen waren von ca. 5–6 m eben gelagerten Kiesen der Drau diskordant bedeckt. Sie zeigen an, daß in den Talböden der ehemals vergletscherten Täler noch Sedimentreste des Eiszerfalls mit allen ihren unregelmäßigen Sedimentstrukturen vorhanden sind. Diese wurden bei der Ausbildung des rezenten Talbodens vom Fluß erodiert und mit Kiesen bedeckt. Diese Strukturen sind am ehesten in Talabschnitten zu erwarten, die dank ihrer topographischen Verhältnisse oder Exposition günstig für längere Erhaltung von Eismassen scheinen.

7. Terrassenbildung

Die Schüttung der eiszeitlichen Terrassen unserer Flüsse ist eine Folge des kräftigen Klimaverfalls während eines eiszeitlichen Ereignisses. Durch diesen Klimaverfall werden nicht nur das Anwachsen der Gletscher in den Tälern und der Zusammenschluß zum Eisstromnetz bewirkt, sondern parallel dazu kommt es auch zur Ausdehnung der periglazialen Verhältnisse (Dauerfrostboden, starke Frostverwitterung) in immer tiefere und somit ausgedehntere Bereiche. Damit kommt es aber durch den vermehrten Anfall von Frostschutt und der dazu parallel zurückgehenden Vegetationsbedeckung zu einer stärkeren Belastung der Flüsse und Bäche mit Geschieben.

Diese Belastung führt zu zunehmender Akkumulation im Talboden, die progressiv mit dem Herannahen der Gletscherstirn des Talgletschers ansteigt. Somit sind oft unter den Grundmoränen im Talbereich mächtige Kiesablagerungen zu finden, die als Vorstoßschotter bezeichnet werden. Mit dem Erreichen des Optimums der Klimaverschlechterung und somit der größten Ausdehnung der Eisströme werden in deren Vorfeld mächtige Kieskörper (die Terrassenkörper) sedimentiert (Abb. 1). Dadurch, daß die starke Frostschuttbildung jetzt auch in den niedrigen Gebirgsteilen der Voralpen – die selbst unvergletschert blieben – auftritt, werden auch in diesen unvergletscherten Tälern Kieskörper geschüttet. Dasselbe gilt auch für die Täler des Wald- und Weinviertels, die selbst Terrassen aufweisen (Kamp) und auch viel Material in die Donau lieferten. So führen die Kiese der Niederterrasse im Tullnerfeld und Marchfeld ca. 70 % kristalline Gesteine, von denen mehr als die Hälfte aus der Böhmisches Masse stam-

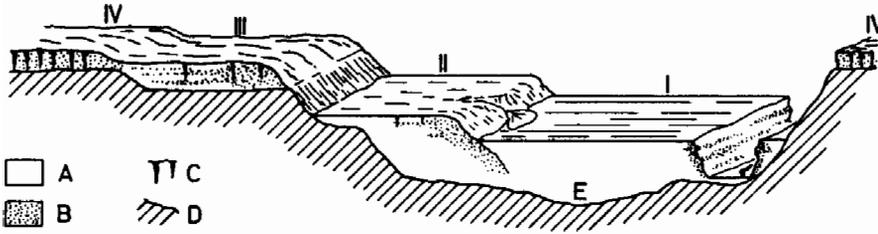


Abb. 11: Schemaskizze der Terrassenabfolgen im Umkreis der Eisstromnetze der Ostalpen.
 A: unverkittete Kiese; B: konglomerierte Bereiche; C: geologische Orgeln; D: präquartärer Untergrund; E: epigenetischer Talbereich; I: Niederterrasse (Würm); II: Hochterrasse (Riß); III: Jüngere Deckenschotter (Mindel); IV: Ältere Deckenschotter (Günz).

men, während die Gesteine der Kalkalpen wegen ihrer starken Anfälligkeit gegenüber Abrasion nur noch ca. 20 % ausmachen.

Nach dem Hochglazial mit der zunehmenden Klimaverbesserung setzte während des beginnenden Spätglazials die Erosion dieser Kieskörper ein. Die Gründe dafür waren verringertes Angebot von Frostschutt und eine kräftige Vermehrung der Wasserführung der Flüsse durch die Schmelzwässer aus den Eiskörpern, die ja zu den normalen Niederschlägen hinzukamen. Diese Erosion zerschnitt sehr rasch die Kieskörper und setzte sich dabei oft bis in den präquartären Untergrund fort. So bestehen die so entstandenen, heute die Flüsse begleitenden Terrassenkörper aus den beiden technisch wichtigen Teilen eines Sockels (das jeweils anstehende präquartäre Gestein, z. B. Schlier in der Molasse, oder die Vielfalt der Gesteine in Kalkalpen oder Flysch) und den darüber lagernden Kieskörper (Abb. 11). Im Falle der älteren Terrassen ab der vorletzten Eiszeit (Riß) kommen zu diesen beiden Teilen noch die Lößauflage und teilweise mächtige Verwitterungsböden hinzu, die in den der Bildung des Terrassenkörpers folgenden Kalt- bzw. Warmzeiten gebildet wurden.

7.1. Oberflächengestaltung

Durch diese Alterung der Terrassen ändert sich die Morphologie der Terrassenkörper (Abb. 11). Weist die Niederterrasse eine unzerstörte Oberfläche (z. Teil mit Resten der alten Flußbetten) und scharfe Kanten auf, so zeigt die Hochterrasse bereits heute trockene Tälerchen und Mulden, die zu Kerben in den Terrassenkanten verlaufen und alte Erosionsrinnen über dem Dauerfrostboden während der letzten Eiszeit darstellen. Noch weiter fortgeschritten ist der Prozeß in den Deckenschottern, die als weitwellige, ausgedehnte Flächen auftreten (z. B. Traun-Ennsplatte). Durchbrochen wird diese morphologische Identifikationsmöglichkeit öfters dadurch, daß während der Bildung jüngerer Terrassen durch Seitenerosion des Flusses die älteren Ablagerungen unterschritten wurden. Somit weist dann die Terrassenböschung sowie die -kante die Oberflächengestaltung der jüngeren Terrasse aber in verwitterten, älteren Materialien auf, was besonders bei höhenmäßig nicht sehr unterschiedlichen Terrassen leicht zu Fehleinschätzungen führen kann.

Parallel zur Zerschneidung des Terrassenkörpers beginnt die Konglomerierung der

Kiese. Die Verkittung mit Kalziumkarbonat geht von der freien Oberfläche des Anschnittes aus, wo in größerem Maße das Haft- und Sickerwasser verdunstet. Die dadurch entstehende „Talrandverkittung“ dokumentiert sich durch teilweise imposante Kanzeln und Simse aus gut verkitteten Konglomeraten, wie sie entlang der Voralpenflüsse, z. B. Salzach, Traun, Enns, Ybbs, das Landschaftsbild prägen. Diese Konglomerate reichen im Fall der Niederterrasse völlig unregelmäßig nur einige Meter in den Terrassenkörper hinein und werden dann von völlig lockerem Kies abgelöst.

Erst mit zunehmendem Alter greift die Konglomerierung immer tiefer in die Terrassenkörper ein und bewirkt eine gleichmäßigere Verfestigung auch tieferer Randbereiche. Entsprechend dieser Entwicklung ist die Nutzbarkeit von Terrassen zur Kies- oder Werksteingewinnung in gegensätzlicher Art von ihrem Alter abhängig. Ebenso ist besonders im Bereich der Niederterrasse bei Anschnitten große Vorsicht notwendig, da nach Entfernung der verkitteten Randpartien die durch sie bedingten Stabilitätsverhältnisse und Böschungswinkel in den lockeren Kiesen nicht mehr gegeben sind. Eine neuerliche Stabilisierung durch Verkittung erfordert aber als natürlicher Prozeß größere Zeiträume.

7.2. Verwitterung

Ein ebenso stark zeitabhängiger Vorgang ist die Veränderung von Lockermaterialien durch die Verwitterung. Diese chemischen Vorgänge, die von der Bodenbildung an der Oberfläche ausgehen, ergreifen letztlich den ganzen Sedimentkörper. Dabei ist der Fortschritt einerseits von der Materialzusammensetzung, andererseits von der Wasserwegsamkeit abhängig.

So werden Lösungsvorgänge an Karbonaten rascher erfolgen als die Hydrolyse der kristallinen Gesteine. Ebenso ist die Tiefenwirkung dieser Vorgänge in den weit besser wasserwegsamem, gewaschenen Kiesen der Terrassen weit größer als in den feinstoffreichen Moränenmaterialien. Zeigen in der Niederterrasse in der Regel unter der Bodenbildung nur die obersten 20–40 cm der Kiese Verwitterungserscheinungen, so dehnt sich diese Zone in der Hochterrasse nur selten über 1 m aus. Erst in den Dekenschottern sind dann oft über die gesamte Mächtigkeit des Kieskörpers die Verwitterungserscheinungen verbreitet. Durch das hohe Alter dieser Vorkommen kann die Verwitterung so weit gehen, daß der Kieskörper für eine Nutzung als Baurohstofflieferant völlig unbrauchbar wird. In einem Fall wurden sehr alte Kiese zur Herstellung einer bituminös gebundenen Tragschicht (B.T.S.) verwendet. Das Wandmaterial wurde scharf gesiebt um die verwitterten Gerölle zu zerschlagen und mit ca. 6 % Bitumen gemischt. Trotz dieses hohen Bindemittelgehaltes zeigte das Mischgut keine Überfettung, da der Bitumenverbrauch durch den hohlraumreichen Sand und Füller hoch war. Ca. 12–24 Stunden nach dem Einbau begannen sich in der B.T.S. Nester von losen Geröllen zu bilden, die mit Mastix und Sandasphalt verklebt waren aber nicht mehr aneinander hafteten. Die Mikroporosität dieser Gerölle (Quarzite, Gangquarze) war durch die lange, intensive Verwitterung so hoch, daß sie viel Bitumen ansaugten, so daß die Körper zueinander keine ausreichende Bindung aufwiesen. Zur Behebung mußten Fremdsand und ca. 4 % Kalksteinmehl als Fremdfüller beigegeben werden.

Diese Verwitterungserscheinungen sind stark von der Anreicherung der Sickerwässer mit Huminsäuren aus der Bodenbildung abhängig. So ist z. B. eine starke Zunahme dieser Vorgänge unter sumpfigen oder anmoorigen Bereichen oder Überresten davon

zu bemerken. Aber auch unter sehr lokal begrenzten Bereichen mächtigerer Bodenbildung führte diese Anreicherung zur Beschleunigung der Verwitterungsvorgänge, so daß eine verstärkte Desintegration der Kiese in vertikaler Richtung gegenüber ihrer Umgebung eintrat. Dadurch treten in röhrenartigen Bereichen durch den Verlust von verwitterten Geröllen geringere Lagerungsdichten auf, die zu Setzungserscheinungen führen können. Das tritt besonders bei mechanischer Beanspruchung der Oberfläche oder beim seitlichen Anschneiden dieser Bereiche ein. Die Bildung dieser „Geologischen Orgeln“ ist ein Vorgang, der der vorhin beschriebenen Konglomerierung der Kieskörper entgegen läuft.

Literatur

- CLAR, E. & DEMMER, W.: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. – ÖZE, 12–20, Wien (Springer) 1979.
- & ZISCHINSKY, U.: 5. Stauraum Durlaßboden: Geologie der Hänge. – ÖZE, 397–405, Wien (Springer) 1968.
- BRANDECKER, H.: Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 5–39, Graz 1974.
- & MAURIN, V.: Die Trinkwasserreserven des südlichen Salzburger Beckens und seiner Umrahmung. – Österr. Wasserwirtsch., 105–122, Wien (Springer) 1982.
- BRANDL, H.: Die Probleme des Erd- und Grundbaues bei der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – Tauernautobahn, 397–490, Salzburg 1976.
- Die Sicherung von hohen Anschnitten in rutschgefährdeten Verwitterungsböden. – Mitt. Inst. f. Grundbau und Bodenmechanik TU Wien, 9–18, Wien 1976.
- BRETH, H., DEMMER, W. & LUDWIG, W.: Kraftwerk Annabrücke, die Beherrschung der Unterströmung des Hauptbauwerkes bei außergewöhnlichen, erst beim Baugrubenaushub erkennbaren Bodenverhältnissen. – ÖZE, 27–36, Wien (Springer) 1982.
- DEMMER, W.: Ungewöhnliche Bodenstrukturen im Gründungsbereich der Kraftstation Möllbrücke der Kraftwerkanlage Malta-Unterstufe. – Mitt. Inst. f. Bodenmechanik und Grundbau Univ. Innsbruck, 1–22, Innsbruck 1984.
- GMEINER, P.: Pfahlfundierte Brücken in weichem Untergrund mit hohen Anschlußdämmen. – Mitt. Inst. f. Grundbau und Bodenmech. TU Wien, 47–54, Wien 1976.
- GOBIET, W. & GORIUPP, H.: Der Selzthaltunnel und Großversuche im Selzthaler Moor. – ÖIZ, 157–197, Wien 1978.
-
- HAUSDORF, H.: Tiefenentwässerung mittels Kunststoffvlies zur schnelleren Konsolidierung wenig tragfähiger Böden. – Ber. z. Forschungsauftrag d. Bundesmin. f. Bauten u. Technik, „Straßenforschung“, H. 93, 35–72, Wien 1978.
- HENRICH, J.: Die Verbauung des Schesatobels in Vorarlberg. – Schweiz. Z. f. Forstwesen, 1924.
- HUSEN, D. van: Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – E. & G., 29, 35–48, Hannover 1979.
- Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – Mitt. österr. geol. Ges., 74/76, 197–230, Wien 1981.

- LAUFFER, H., NEUHAUSER, E. & SCHÖBER, W.: Der Auftrieb als Ursache von Hangbewegungen bei der Füllung des Gepatschspeichers. – ÖIZ, 101–113, Wien (Springer) 1971.
- MOOSBRUGGER, G.: Die Arbeiten der Ennsstudienkommission – Festschr. 100 Jahre Ennsregulierung, Natur u. Technik, Wien 1960.
- SEILER, K.-P.: Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen. – E. & G., 29, 35–48, Hannover 1979.
- WEISS, E. H.: Kraftwerksgruppe Fragant: 8. Geologische Übersicht, Voraussage und Erfahrung beim Bau. – ÖZE, 464–472, Wien (Springer) 1969.
- Zur Hydrogeologie des Grundwasseraustrittes der Gurk unterhalb der Prekova (Tiebelursprung). – Carinthia II, 95–104, Klagenfurt 1977.
- WILDI, W.: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv., 77, 541–551, Basel 1984.
- ZISCHINSKY, U.: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 127–168, Wien 1967.

Manuskript eingelangt am 4. April 1986
angenommen am 3. Juli 1986