

WIEN 1987



DIE OSTALPEN IN DEN EISZEITEN



#### Titelbild

Namenloser Gletscher in Nordgrönland. Dieser Eisstrom wird durch das Zusammenströmen von Eismassen aus den stark vergletscherten Tälern des im Hintergrund liegenden Gebirges gebildet, wo die Eisströme von Nunatakern überragt werden. Im vorderen Bereich fließen dem Eisstrom nur noch aus einigen Tälern gering mächtige Gletscher zu. Hier zeigt sich durch die Spaltenbildung über Stufen im Talboden auch bereits eine starke Mächtigkeitsabnahme des Hauptgletschers, kurz vor seinem Ende, das nicht mehr abgebildet ist. Die Gesamtsituation dieses Eisstromes kann gut als Beispiel für Talgletscher der Ostalpen, besonders im östlichen Teil des Eisstromnetzes (Mur-, Ennstal), dienen.

AUS DER GEOLOGISCHEN GESCHICHTE ÖSTERREICHS

POPULÄRWISSENSCHAFTLICHE VERÖFFENTLICHUNGEN  
DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

# **DIE OSTALPEN IN DEN EISZEITEN**

DIRK VAN HUSEN

ISBN 3-900312-58-3

WIEN 1987

# Wie sah es zum Höhepunkt der letzten Eiszeit aus?

Während der letzten Eiszeit erfüllten am Höhepunkt der Vergletscherung mächtige Eisströme die Täler der Ostalpen. Sie füllten alle Täler so weit, daß nur die hohen Bergspitzen und Plateaus aus diesem Eisstromnetz herausragten. Die aus dem Eis aufragenden Gipfel, die nach einem grönländischen Wort als Nunataker bezeichnet werden, waren selbst wieder mit Eis gepanzert. Das Eis, das aus den Steiflanken und Karen zusammenströmte, bildete erst gering mächtige Gletscher, die dann wie Bäche aus Quelltrichtern zusammenflossen, um die großen Täler mit bis weit über 1000 m mächtigen Eisströmen zu erfüllen. Bei diesem Zusammenströmen der Eismassen aus mehreren Tälern oder an Engstellen bildeten sich Staus aus, die zu einer weiteren Anhebung der Eisoberfläche führten. Dieses hohe Eisniveau, speziell in den großen Längstälern (Inn, Salzach, Enns), ermöglichte dem Eis niedrigere Sättel (z. B. Fernpaß) zu überströmen und in schwächer vergletscherte Talsysteme einzudringen.

Die so dem anderen Talsystem zugeführten Eismassen bedingten dann eine wesentlich stärkere Vergletscherung als von sich aus dort möglich gewesen wäre. Ein schönes Beispiel stellen die weit ins Vorland vordringenden Eiszungen in den Tälern der Ammer, Loisach und Isar südwestlich von München dar, die große Eismengen aus dem Inntal über den Fernpaß und die Senke von Seefeld erhielten. Im Gegensatz dazu erhielten die Eisströme des Iller- und Lechtales keine Eismassen aus der Zentralzone im Süden des Inns. Sie konnten dementsprechend nur die, im Vergleich zu ih-

ren Nächstbarn, bescheidenen Vorlandzungen bei Kempfen und Kaufbeuren ernähren. Die Eisproduktion, besonders im Bereich der Zentralzone, war derartig kräftig, daß ausgedehnte flache Vorlandzungen entstanden, wo die Täler ins Vorland mündeten (Salzach, Inn).

Um eine über die abstrakte Darstellung der Karte hinausgehende Anschauung des damaligen Aussehens der Alpen zu gewinnen, ist wahrscheinlich ein Vergleich mit dem südlichen Küstengebirge Alaskas am zielführendsten. Dieses in Ausdehnung und Gliederung gut mit den Alpen vergleichbare Gebirge wird ja von mächtigen Gletschern durchströmt.

Das geschlossene Eisstromnetz der Ostalpen schloß als östlichste Gletscher noch die des Enns- und Murtales und die im Klagenfurter Becken ein. Weiter im Osten bildeten sich nur noch größere Tal- und Plateau- und isolierte Kargletscher aus. Der Grund dafür liegt in der abnehmenden Höhe der Berge und Talböden sowie der Niederschläge. Darin ist auch der Hauptgrund zu suchen, warum östlich des Salzachtales die Eisströme gerade noch den Alpenrand (Atter-, Traunsee) erreichten. Die Niederen Tauern konnten einfach nicht mehr die Menge an Eis produzieren, wie die höheren und wesentlich ausgedehnteren Hohen Tauern. Beide, Höhenlage und Niederschlag – zur Ausbildung von Gletschern notwendige Voraussetzungen, wie wir noch sehen werden – verhinderten weitgehend die Ausbildung großer Talgletscher, aber auf alle Fälle den Zusammenschluß zu einem Eisstromnetz.



**Abb. 1:** Die Aufnahme zeigt stark vergletscherte Täler in den St. Elias Mts. (Alaska).

Sie vermittelt den Eindruck, wie die zentralen Teile der Niederen oder Hohen Tauern zum Höhepunkt der letzten Eiszeit ausgesehen haben, von wo dann die Eismassen nach S und N den großen Tälern zuflossen.

Die uns so großartig anmutende Vergletscherung der Alpen war nur ein verschwindend kleiner Teil der weltweiten Vereisung am Höhepunkt der letzten Eiszeit.

Neben ausgedehnten Vergletscherungen der Gebirge in beiden Hemisphären entwickelten sich die Eisschilde in Nordamerika und Nordeuropa. Zweiteres reichte bis weit nach Nordsibirien hinein und bedeckte große Teile der Schelfplattform, die heute unter dem Nordmeer liegen (Abb. 2). Ausgehend von einzelnen Zentren erreichten die Eisschilde mit ca. 3000 m Mächtigkeit und ihrer Ausdehnung durchaus Dimensionen (N-Amerika ca. 15,6 Mio. km<sup>2</sup>, N-Europa ca. 10 Mio. km<sup>2</sup>), die mit Grönland (ca. 1,8 Mio. km<sup>2</sup>) und der Antarktis (ca. 12,6 Mio. km<sup>2</sup>) in Summe vergleichbar sind. Zu dieser Zeit war dreimal so viel Wasser durch Eis an Land gebunden wie heute.

Da diese Mengen an Wasser dem Kreislauf entzogen wurden, sank der Meeresspiegel um ca. 120 m ab. Dadurch fielen große Bereiche des Schelfs trocken, wodurch sich wiederum die Konturen der Kontinente entschieden änderten. Das mit dem Aufbau der Eismassen auf den Kontinenten verknüpfte Absinken des Temperaturniveaus, besonders in höheren Breiten, führte zu einem deutlichen Ausbreiten des Treibeises im Umkreis der Polkappen. Diese starken Veränderungen zogen auch Umstellungen der atmosphärischen Zirkulation und eine Verminderung der Verdunstung nach sich, die wohl zu der starken Ausdehnung der Wüstengebiete gegenüber ihrer heutigen Verbreitung geführt haben.

# Wie lebt ein Gletscher?

Wie kommt es eigentlich zur Bildung von Tal- und Plateaugletschern und Eisschilden, die die beschriebenen Dimensionen annehmen können?

Wenn in einem Gebiet jedes Jahr von der winterlichen Schneedecke nicht alles wieder schmilzt, entsteht mit den Jahren eine mächtige Firnschicht. In dieser wandeln sich durch den Druck des auflagernden Schnees die tieferen Anteile in Eis um. Dabei sind vornehmlich Druckschmelzen (Regelation) und Wiedergefrieren an den Korngrenzen, und das Eindringen von Schmelzwasser für diesen Vorgang, der Firnifikation genannt wird, verantwortlich. Auf diese Weise entsteht das kristalline, körnige Gletschereis.

Wenn dadurch über längere Zeit Eis angehäuft wurde, beginnt dieses zu fließen, wobei es dem Gefälle folgt. Dieses Abfließen der Eismassen wird sich so lange fortsetzen, bis sie in eine Höhenlage gelangen, wo wieder das Schmelzen den Niederschlag überwiegt. Dadurch wird der Eisstrom zunehmend an Eis einbüßen, bis er letztendlich zur Gänze verschwunden ist. Die Grenze zwischen dem Teil mit Eisbildung (wir sprechen dabei vom Nährgebiet) und dem mit überwiegendem Abschmelzen (er wird Zehrgebiet genannt) wird als Schneegrenze oder auch Gleichgewichtslinie bezeichnet.

Damit haben wir einen Gletscher bereits in seinen wichtigsten Parametern bestimmt, ganz gleichgültig, ob es sich dabei um einen einige 100 m langen Kargletscher im Gebirge oder um eine riesige Inlandseismasse handelt.



Abb. 4: Oberer Gornergletscher.  
Das Foto zeigt den Gletscher zum Ende eines glaziologischen Haushaltsjahres im Herbst. Die Schneegrenze dieses Jahres dürfte auch der Gleichgewichtslinie des Gletschers entsprechen. Schön ist auch die Spaltenbildung durch unterschiedliche Geschwindigkeit (1) zwischen den Randpartien und dem Mittelteil und durch Unebenheiten (2) des Untergrundes zu erkennen.

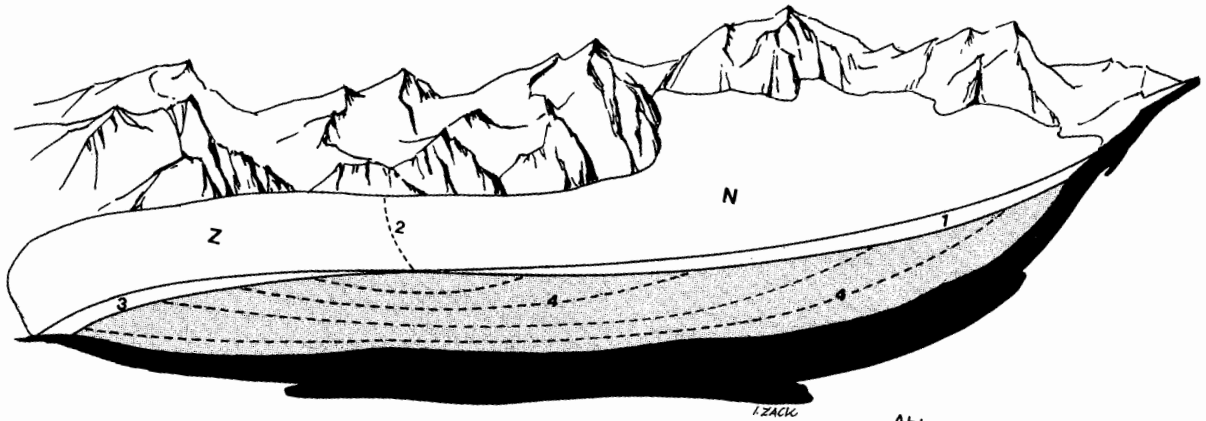


Abb. 3: Anatomie eines Gletschers.

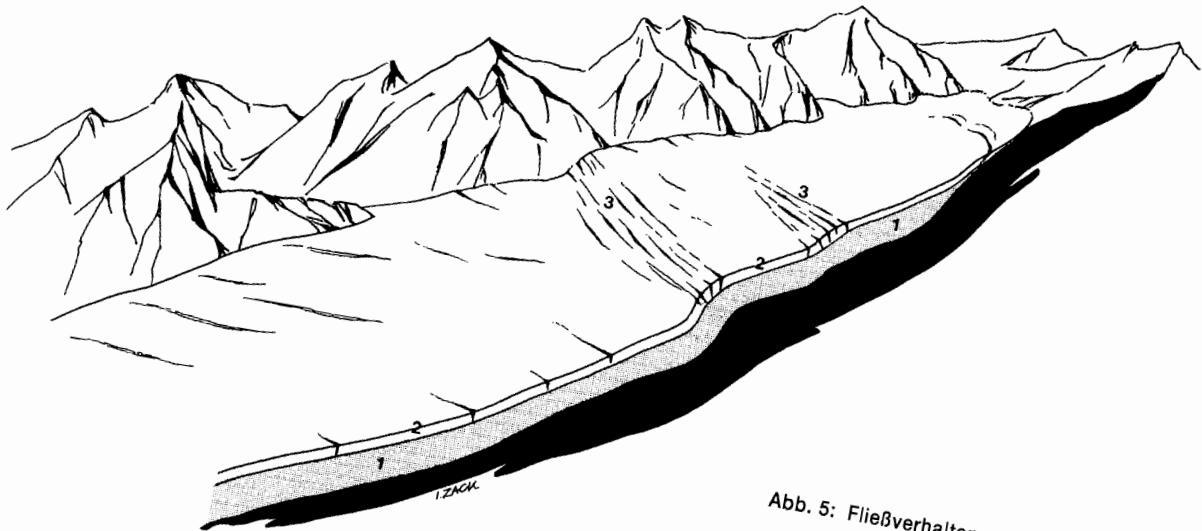


Abb. 5: Fließverhalten von Talgletschern.

Die Höhenlage der Schneegrenze in einem Tal oder einem Gebirgstal ist von vielen Faktoren abhängig. Die Hauptfaktoren sind sicher der Temperaturverlauf übers Jahr, der von der Höhenlage abhängt, und die Menge des akkumulierten Schnees. So ist es gar nicht verwunderlich, daß es für die Ernährung eines Gletschers weniger Rolle spielt, ob der Winter kalt oder eher mild war. Den wesentlich größeren Einfluß hat der Sommer, der möglichst trüb und wolkenverhangen sein sollte, um die starke Ablation und Sublimation durch die direkte Sonneneinstrahlung gering zu halten. Die Wirkung der Sonneneinstrahlung wird deutlich an der stark unterschiedlichen Größe der Gletscher an der Süd- oder Nordseite eines Berges. Dabei machen die am Südhang wesentlich steiler einfallenden Sonnenstrahlen den Hauptunterschied in der Wirkung aus.

Der gletscherwirksame Niederschlag ist der im Winter bis ins Frühjahr fallende Schnee, der kompakt und mächtig genug sein muß, den Sommer zu überdauern. Auch diese Größe im Gleichgewichtshaushalt des Gletschers ist durch örtliche Gegebenheiten für einen Berg oft verschieden. So lagert sich z. B. im Lee eines Kammes oder Rückens mehr Schnee ab als an der Luvseite, was zu überproportionaler Schneeakkumulation führt. Ein schönes Beispiel dafür ist die sehr unterschiedliche Gletscherentwicklung an den Gebirgsköpfen

des Zirbitz und der Sau-, Glein- und Koralm während der letzten Eiszeit. Durch die vorherrschend westlichen, schneebringenden Winde kam es an der Ostabdachung dieser Gebirgszüge zur Ausbildung langer Talgletscher, während die westlichen Flanken so gut wie keine Gletscher trugen.

Die Bewegung eines Eisstromes erfolgt auf zwei Arten. Die eine ist eine plastische Verformung des Eiskörpers an sich, die andere ein Gleiten entlang des Untergrundes. Bei ersterer erfolgt die Deformation durch kleinste Bewegungen entlang des kristallinen Interngefüges der einzelnen Eiskörner und zwischen diesen.

Das Gleiten eines mächtigen Eiskörpers auf seinem Untergrund wird dadurch ermöglicht, daß wegen des Auflagedruckes durch Druckschmelzen ein dünner Wasserfilm entsteht, auf dem das Eis gleiten kann. Es ist derselbe Effekt, den wir beim Eislaufen zum scheinbar mühelosen Dahingleiten ausnützen. Die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung hängt einerseits von der Mächtigkeit des Eiskörpers, andererseits von der Neigung des Untergrundes ab. Dadurch fließen sehr mächtige Eiskörper (wie Eisschilde) auch auf mehr oder weniger ebenem Untergrund zu den Rändern ab oder überwinden gar Gegensteigungen. In steilen Tälern werden sich aber nur gering mächtige Eisströme bilden, sowie an Steiflanken ja auch nur dünne Eishäute entwickelt sind.

Abb. 3: Im oberen Teil des Eisstromes, dem Nährgebiet (N), wird in den obersten Bereichen (1) Eis gebildet, das dem Gefälle folgend ins Tal abfließt. Dabei fließt das im obersten Talbereich gebildete Eis nahe der Gletschersohle ab (Eisflußlinien 4), da die Eismassen laminar strömen und keine Durchmischung (wie in einem turbulent fließenden Fluß) eintritt. Die Eisbildung nimmt bis zur Gleichgewichtslinie (2) kontinuierlich ab, wo dann das Zehrgebiet (Z) mit seinem zunehmenden Abschmelzen (3) beginnt. In den heutigen Gletschern der Alpen wurde festgestellt, daß das Nährgebiet ca. zweimal so groß ist wie das Zehrgebiet, und die Gleichgewichtslinie die gesamte Gletscheroberfläche somit  $N : Z = 1 : 2$  teilt.

Abb. 5: Über einer Zone des plastischen Fließens (1) liegt eine Zone (2), wo das Eis auf die Verformung spröde reagiert und Spalten bildet. Die Mächtigkeit dieser Zone ist von den Druck-/Temperaturverhältnissen im Eiskörper abhängig. Das bedeutet, unter welchem Überlagerungsdruck der Schmelzpunkt erreicht wird. Diese Zone wird somit in extrem kalten Regionen am mächtigsten sein, mehrere 10er Meter aber kaum übersteigen. Neben den häufig auftretenden Spalten über Unebenheiten und Stufen des Gletscherbettes (3) sind auch oft fiederartige Spalten (4) zu sehen, die vom Rand gegen die Fließrichtung verlaufen. Sie entstehen durch die größere Fließgeschwindigkeit im Mittelteil des Eisstromes gegenüber dem durch die Rauigkeiten des Felsbettes gebremsten Randteil (Abb. 4).



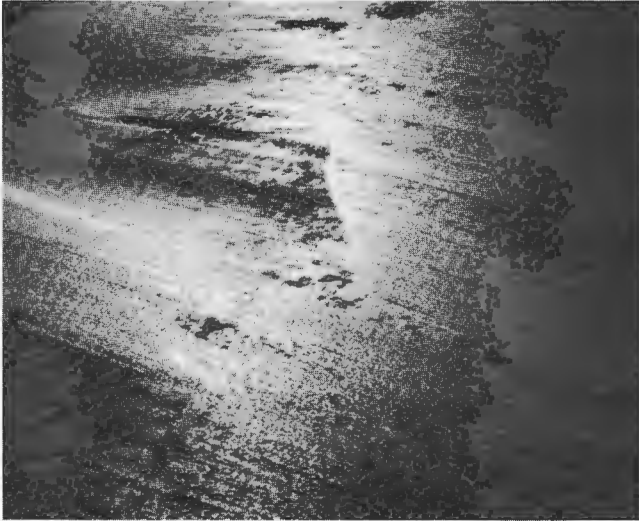
# Die schürfende Arbeit eines Gletschers und ihre Folgen

Durch die Bewegung des Eises kommt es auch zur Beanspruchung des Untergrundes. Dabei vermag das Eis selbst kaum eine nennenswerte Erosionsleistung im Fels zu erbringen, außer daß beim Wiedergefrieren des Wasserfilms im Druckschatten von Hindernissen ein Herausreißen einzelner Kluffkörper eintritt. Die gewaltigen Erosionsleistungen der Eisströme in den Alpen sowie in den übrigen ehemals vergletscherten Gebieten erbrachte das Eis nur mit Hilfe der aus dem Untergrund aufgenommenen und an der Sohle mitgeschleppten Gesteinsfragmenten. Dabei wirkten größere Blöcke und Körner kratzend-scheuernd, wogegen die feinsten Korngrößen eine schleifend-polierende Wirkung hatten. Man muß sich also vorstellen, daß die gröberen Stücke, im basalen Eis eingefroren, ihre Wirkung wie Frässhneiden vollführten, bis sie abgeschliffen waren. Deswegen sind auch die durch sie im Untergrund erzeugten, parallelen Furchen und Schrammen meist nur von kurzer Erstreckung. Das Feinmaterial hingegen war auch im Wasserfilm enthalten und wirkte somit wie eine Schleifpaste. Auf diese Art und Weise wurde der Untergrund der Gletscherströme überarbeitet und tiefer gelegt. Dabei wurden aufragende Buckel und Erhebungen zu Rundhöckern umgeformt oder gänzlich erodiert.

Wie aus dem Gesagten leicht ablesbar ist, wird die Erosionsleistung eines Eisstromes einerseits von der Menge des zur Verfügung stehenden Basisschuttes, andererseits aber hauptsächlich von seiner Mächtigkeit und dem damit direkt zusammenhängenden Druck auf den Untergrund abhängen. Dementsprechend ist die Erosionsleistung des Eisstromes im Haupttal größer als

die in kleineren Nebentälern, wodurch die sogenannten Hängetäler entstehen. Darunter versteht man den Umstand, wenn der breite, eisüberarbeitete Talboden des Nebentales über dem des Haupttales liegt. An den im Mündungsbereich auf diese Art erzeugten Steilstufen ist auch gut der Unterschied in der Erosionsarbeit von Eis und fließendem Wasser zu erkennen. Die vom Eis geschaffene Stufe wird durch das Wasser in seiner mehr linear angreifenden Erosion zerschnitten und angeglichen, bis wieder eine niveaugleiche Mündung geschaffen ist. Dieser Vorgang, der im Idealfall von einem Wasserfall ausgeht, wird als rückschreitende Erosion bezeichnet.

Eine ebenso der Eiserosion eigene Form stellt das U- oder Trogtal dar, das in vielen Tälern der Alpen schön entwickelt ist. Dabei ist auffällig, daß ideal geformte U-Täler hauptsächlich in den kleineren Tälern der Zentralalpen zu finden sind. Die großen breiten Täler zeigen dagegen viel undeutlichere Formen. Das charakteristische alpine Trogtal weist einen breiten Talboden auf, der beidseitig in steil bis senkrecht aufstrebende Talflanken übergeht. Diese Steiflanken werden wieder von etwas flacheren Hangteilen abgelöst, die als Trogschulter bezeichnet werden. Dieser flachere Hangteil wird dann meist von einem steil aufragenden Gipfelbereich gekrönt. Dieser ragte als Nunataker aus dem Eisstrom heraus, der etwa bis zur oberen Begrenzung der Trogschulter reichte. Oft ist auch sehr deutlich der Gegensatz der eisüberschliffenen tieferen Hangpartien und der nur durch Frostverwitterung beeinflussten höheren in der Landschaft zu sehen.

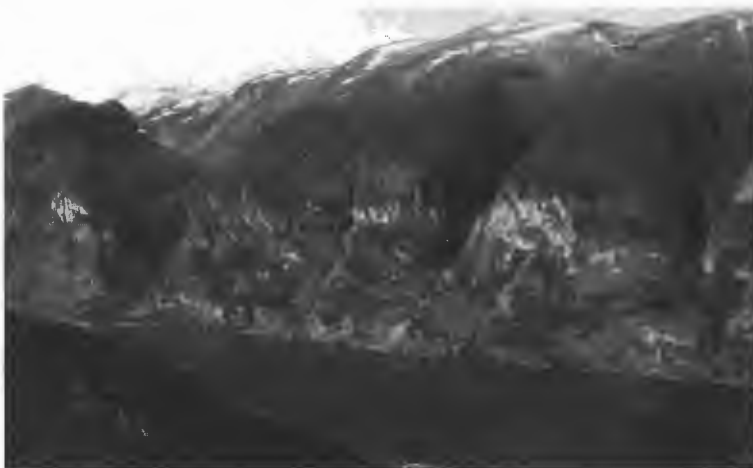


**Abb. 6:** Gletscherschliff in massivem Granit mit Politur und parallelen Schrammen.  
Die Eisbewegung erfolgte von links nach rechts.



**Abb. 7:** Typische Eisüberformung eines unebenen Untergrundes durch eine Eisbewegung von links nach rechts.

An Stellen größten Druckes im Luv von Hindernissen wird der Untergrund geschliffen, während bei Druckentlastung im Lee von Hindernissen durch das Wiedergefrieren des Wasserfilms Gesteinsstücke herausgebrochen werden. Auf diese Art werden Aufragungen an der Gletschersohle zu Rundhöckern umgeformt. Diese Formen können von mehreren Dezimetern bis zu einigen 100er Metern Länge aufweisen.



**Abb. 9:** Hängetal am Sognefjord.  
Hier ist die Zerschneidung der Talstufe des Hängetales zum wassererfüllten Trog des Haupttales durch den Bach bereits gut entwickelt.

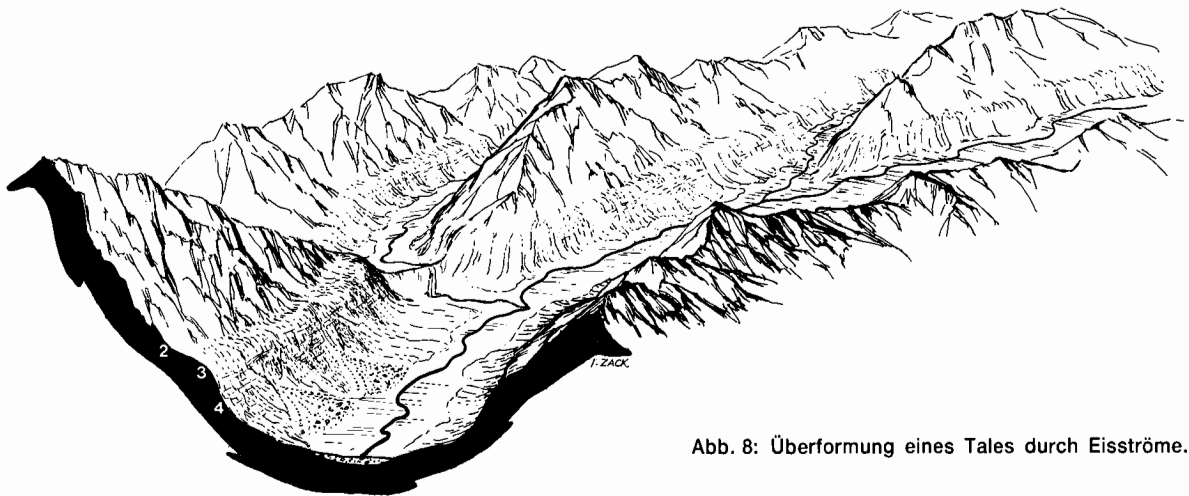
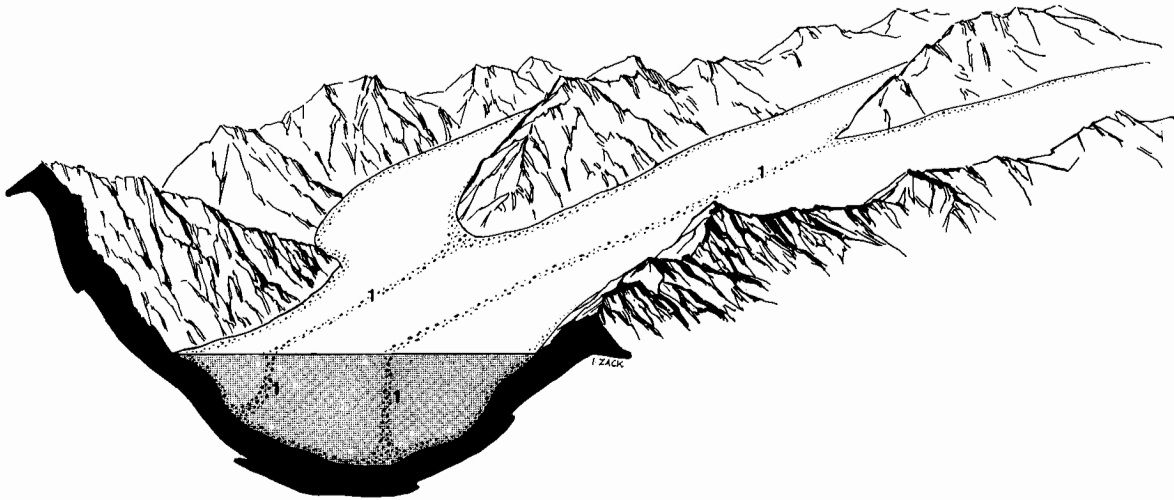


Abb. 8: Überformung eines Tales durch Eisströme.

Abb. 10: Trogtal im Zillergründl.

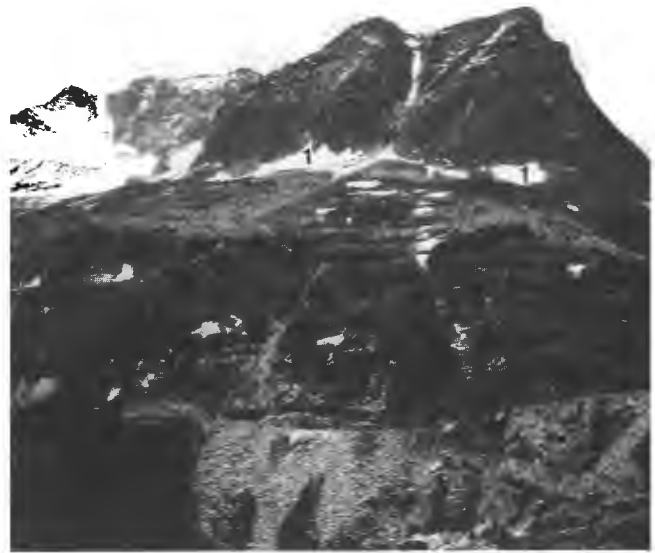
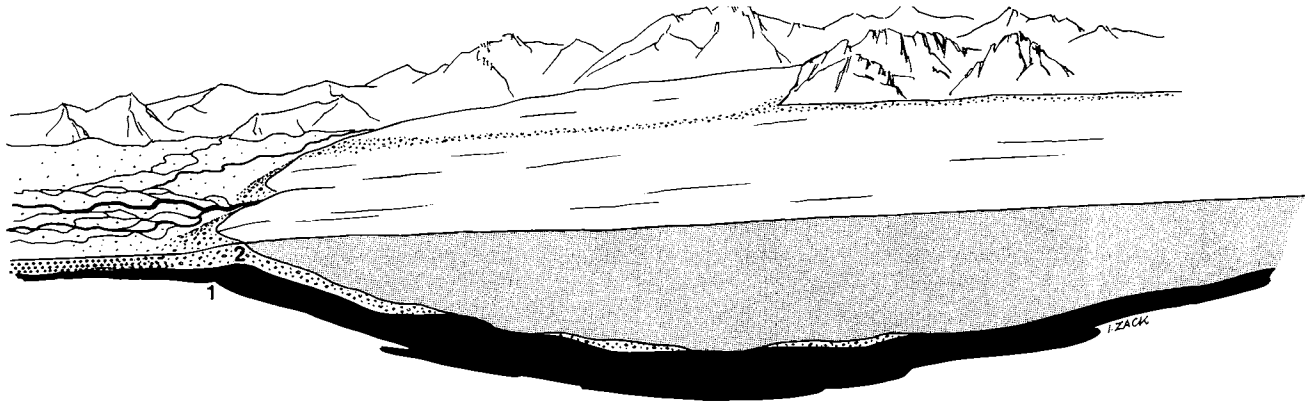


Abb. 11: Talflanke im Zillergründl.

Die Schliffkehle (1) oberhalb der Trogschulter ist hier gut ausgebildet. Sie zeigt die Oberfläche des Eisstromes zur letzten Eiszeit an. Der darüber aufstrebende Gipfel ragte damals als Nunataker aus den Eisströmen auf und zeigt noch gut die Formung durch die Frostverwitterung im Gegensatz zur Trogschulter.

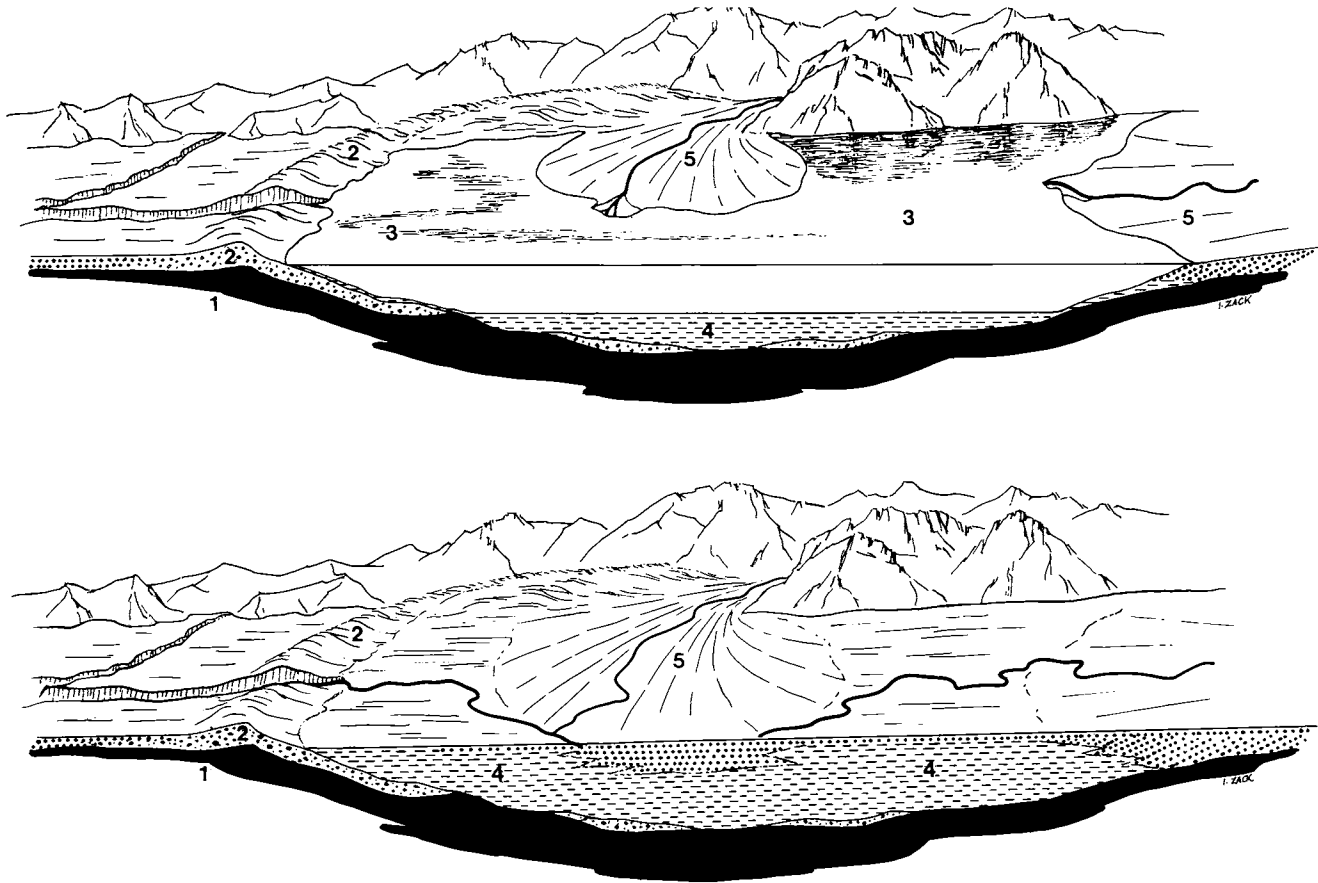
Abb. 8: Ein Eisstrom, der sich aus zwei ca. gleich mächtigen Talgletschern bildete (die jeweiligen Eismassen werden durch die Mittelmoräne [1] getrennt), hat das Tal zu einem Trogtal überformt. Oberhalb der Eisströme war nur die Frostverwitterung tätig, die zu scharf modellierten Formen führte. Nach dem Abschmelzen sind die überschliffenen Formen und die des Trogtales schön zu erkennen. Schliffkehle (2), Trogschulter (3), Trogwand (4), die mehr oder weniger deutlich in den Tälern entwickelt sind (Abb. 10, 11). Das kleine Nebental, das von dem wesentlich schwächeren Eisstrom erfüllt war und demnach auch nicht so stark tiefer gelegt wurde, mündet heute als Hängetal mit einer deutlichen Stufe ins Haupttal. Sie ist noch nicht durch den Bach wieder zerschnitten, der sie in einem Wasserfall überwindet (Abb. 9).



Eine weitere Eigenart der Gletschererosion ist die Bildung übertiefer Becken. Darunter sind – oft ausgedehnte – Bereiche im Talboden zu verstehen, in denen die Felssohle wesentlich tiefer liegt als weiter flußabwärts, wodurch man von Felsbecken und -wannen sprechen kann. Diese Wannen sind hauptsächlich im Zungenbereich ehemaliger Gletscher zu finden, weswegen sie auch als Zungenbecken bezeichnet werden. Schöne Beispiele solcher Zungenbecken stellen die großen Seebecken am Alpenrand (Bodensee, Atter-, Traun- oder Gardasee) dar. Ebenso gehören die bereits gänzlich verfüllten Beckenlandschaften, wie das Becken südlich von Salzburg oder das Rosenheimer Becken, hierher. Ob ein Becken von der Eiszeit bis heute verfüllt wurde, hängt weniger von der Größe des es durchströmenden Gerinnes als von dessen Geschiebefracht ab. Dabei sind aber die feinen Korngrößen (Schwebstoffe) von größerer Bedeutung als die größeren Komponenten, die am Beckenrand abgelagert werden. So ist es nicht weiter verwunderlich, daß die meisten noch nicht verlandeten Seebecken in kalkalpinen Landschaften liegen, da deren Flüsse weniger Schwebstoff führen als die aus kristallinen Gebieten.

Wie wir gesehen haben, ist der durch den Gletscher geformte Talquerschnitt durch hohe, steile Flanken charakterisiert. Viele dieser übersteilten Flanken befanden

sich nach dem Abschmelzen der Eisströme in einem labilen Gleichgewicht. Das Eis war ja nicht nur die Ursache für die Übersteilung sondern auch eine Stütze für die Hänge. Die weitere Entwicklung dieser labilen Hänge hing hauptsächlich vom Material ab. In massigeren Materialien (Granite, Kalke) bildeten sich Bergstürze oder Gleitungen aus. Die Voraussetzung dafür ist das Lösen von Gesteinsmassen (oft entlang von Klüften und Schichtflächen), die dann abstürzen oder auf einer Gleitbahn wie ein Schlitten abfahren. Diese beiden rasch ablaufenden Arten der Massenbewegung sind bald nach dem Verlust des Widerlagers (Abschmelzen der Talgletscher am Ende der Eiszeit) aufgetreten. Ein anderer Typ dieser Bewegungen ist hauptsächlich an dünnsschichtige, blättrige Gesteine (Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer) gebunden. In diesen Materialien ereignen sich viele kleine Bewegungen an vielen einzelnen Schichtflächen, wodurch es zu einer großräumigen Deformation des Hanges kommt. Durch diese langsame, kriechende Bewegung entstehen eigenartige Hangformen mit weit vorgewölbtem Fuß, während es im oberen Bereich Hohlformen mit aufreißenden Spalten sind. Man spricht dabei auch von Talzusub und Bergzerreißung. Auch diese Art der Massenbewegung setzte bald nach dem Abschmelzen ein, dauert aber in sehr vielen Fällen sehr aktiv noch an.



**Abb. 12: Zungenbecken und ihre Entwicklung.**

Die durch die Eiserosion entstandenen, gegenüber der Felschwelle (1) oft mehrere 100 m übertieften Zungenbecken werden von Endmoränen (2) umschlossen. An diese schließt die gleich alte Terrassenschüttung an, die eine mächtige Füllung des Tales im Vorfeld des Gletschers über große Entfernung darstellt (Abb. 18). Parallel mit dem Abschmelzen des Eises und dem Zurückweichen der Eisfront wurden Moräne und Terrasse zerschnitten und es bildete sich in der nun eisfreien Wanne ein See (3) aus. In diesem lagerten sich im Becken feinkörnige Sedimente (4) (Schwebstoffe) ab, während an der Mündung der Flüsse und Bäche Deltas mit den größeren Ablagerungen (5) (Sand, Kies) entstanden. In den Gebieten mit hoher Schwebfracht (besonders Gebiete mit kristallinen Gesteinen) sind die Becken bereits bald nach ihrer Bildung verfüllt worden, während im Bereich kalkalpiner Flüsse die Seen oft bis heute erhalten blieben.

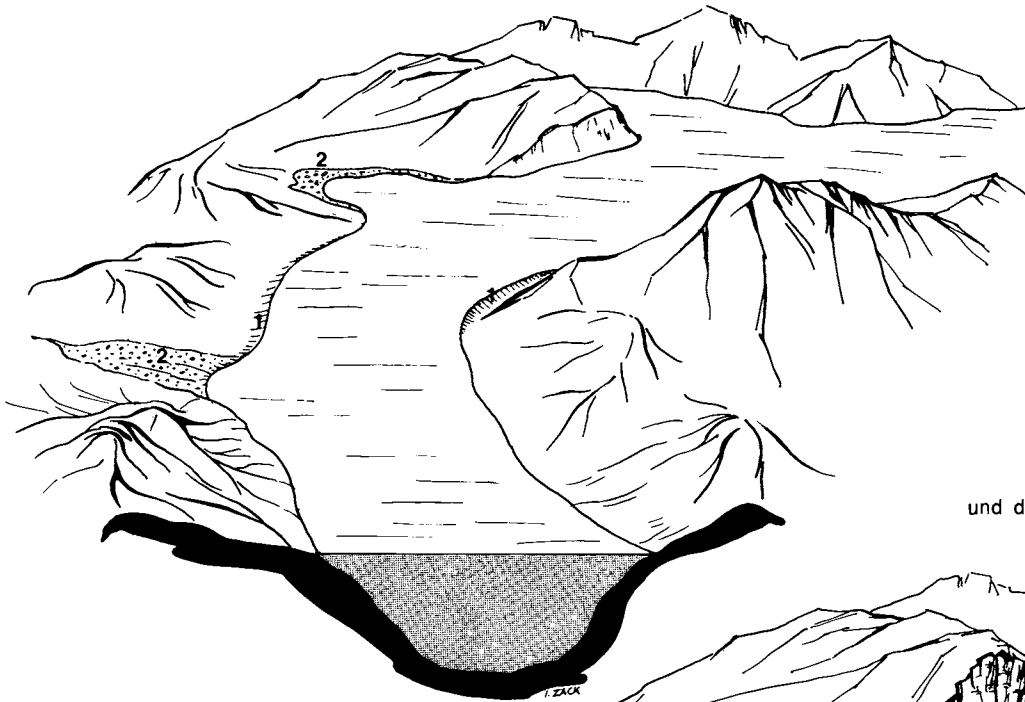
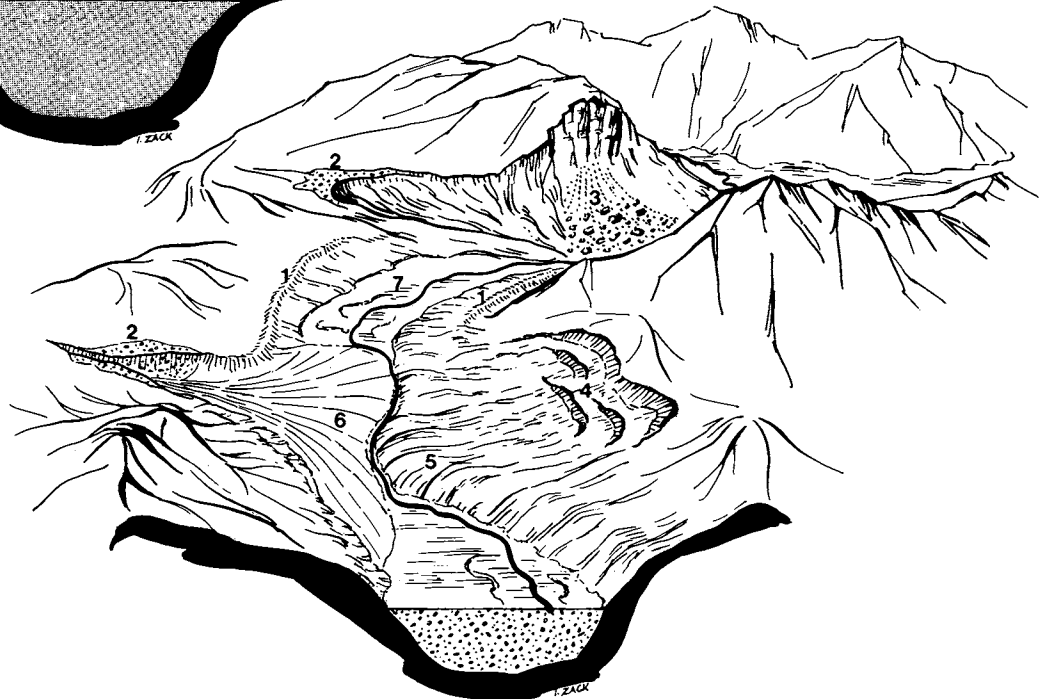


Abb. 13: Entwicklung der Talflanken und des Talbodens nach dem Eisrückzug.

Abb. 13: Die Skizzen zeigen ein alpines Tal, gefüllt mit einem Gletscher, dessen Rand durch Moränen (1) und Staukörper (2) markiert ist. Nach dem Abschmelzen des Eises kam es in den massigen festen Gesteinen des Hintergrundes zu einem Bergsturz (3), während in den weichen, weniger festen des Vordergrundes Bergzerreißung (4) und Talzusub (5) auftraten. Der gegenüberliegende Staukörper wird durch den Bach rasch abgebaut, wodurch ein riesiger Schwemmkegel (6) gebildet wird. Durch diese Vorgänge wird der Hauptfluß gestaut und es entstehen sumpfige Abschnitte (7), in denen feinkörnige Sedimente und Torf im Talboden weit verbreitet auftreten.



# Was uns Gletscher an Sedimenten hinterlassen haben

Wie wir gesehen haben, schleppt der Gletscher Gesteinsbruchstücke an seiner Sohle mit, die er hauptsächlich aus dem Untergrund aufnimmt. Ein kleiner Teil wird auch durch die randlichen Spalten (Bergschrund) in den Eiskörper gelangen.

Dieses Material wird nicht nur mittransportiert und zur Erosion des Untergrundes benutzt, sondern auch selbst bearbeitet. Man muß sich dabei vorstellen, daß bei der Bewegung des Eisstromes jede Unebenheit des Untergrundes auch zur Deformation im Eis führt. Dabei entstehen in diesem kleine Scherflächen oder plastische Bewegungen, wodurch auch die darin eingeschlossenen Gesteinsfragmente aneinander gerieben werden und sich somit gegenseitig bearbeiten. Ein Produkt dieser Vorgänge sind z. B. die gekritzten und polierten Gesteine. Diese haben die selbe Bearbeitung erfahren wie der Untergrund, nur daß ihre Ritzungen viele sich kreuzende Richtungen aufweisen können, da die Fragmente immer wieder ihre Lage zueinander veränderten.

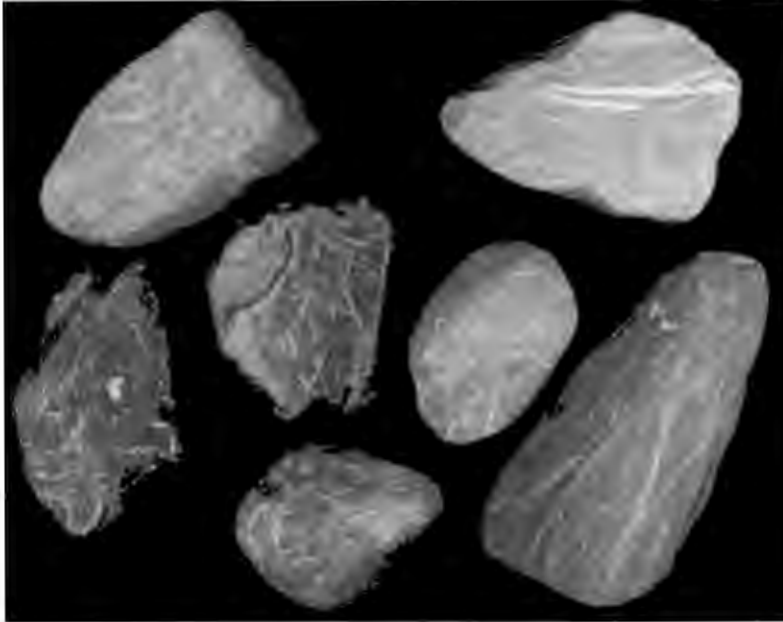
Bei dieser hauptsächlich mahlend-schleifenden Beanspruchung der Fragmente zueinander entsteht eine große Menge feinkörnigen Materials (Schluffe, Tone). Wenn dieses Material an der Sohle des Gletschers durch das Ausschmelzen des Eisanteiles zur Ablagerung kommt, ist eine Grundmoräne entstanden. Diese Ablagerung erfolgt nicht erst beim Abschmelzen des Eiskörpers, sondern bereits während der aktiven Zeit des Gletschers durch den uns bereits bekannten Vor-

gang des Druckschmelzens und die Abfuhr des Wassers.

Somit ist klar, daß eine Grundmoräne eine völlig schichtungslöse, sehr feinstoffreiche Ablagerung ist, in der große und kleinste Komponenten ohne jegliche Ordnung nebeneinander liegen. Durch den großen Druck bei der Ablagerung (Eismasse) weist sie eine sehr hohe Lagerungsdichte auf, die ihr ein sehr kompaktes Aussehen verleiht. Sie tritt innerhalb der ehemaligen Ausbreitung der Gletscher auf und bildet bei größeren geschlossenen Vorkommen eine leicht wellige Landschaft mit Tümpeln, feuchten Wiesen und Mooren, da Wasser kaum versickern kann.

Der Transport des Schuttes an der Sohle eines Gletschers geht bis zu dessen Ende. Hier wird dann nach dem gänzlichen Abtauen des Eises das Moränenmaterial in Wällen abgelagert. Dieser Vorgang ist auf das Zehrgebiet beschränkt. Man spricht dabei von Endmoränen, wenn sie quer über den Talboden verlaufen oder von Seitenmoränen, wenn sie am Hang der Täler abgelagert wurden. Von ihrer Entstehung aber sind beide eigentlich Endmoränen, da sie durch das gänzliche Abschmelzen des Eises entstanden sind. Sie sind beide die verlässlichsten Marken für die ehemalige Gletscher-Ausdehnung. Da diese Ablagerungen nicht vom Eis bedeckt waren, weisen sie eine wesentlich lockerere Lagerung auf, obwohl es sich um ein und dasselbe Material handelt. Außerdem ist zunehmend mit der Entfernung vom Eisrand ein Ausschwemmen der Feinteile durch Schmelz- und Regenwasser zu erkennen.





**Abb. 14: Gekritzte Geschiebe.**

Die Abbildung zeigt einige gekritzte Geschiebe, wie sie in Grund- und Endmoränen oft zu finden sind. Die im Gegensatz zu den parallelen Schrammen auf Gletscherschliffen (Abb. 6) kreuz und quer verlaufenden Schrammen der Geschiebe entstehen durch die wiederholte gegenseitige Beanspruchung untereinander. Zwischendurch erfolgte immer wieder eine Lageänderung der einzelnen Geschiebe.

**Abb. 15: Grundmoräne.**

Das Foto zeigt eine Grundmoräne in ihrem typischen Erscheinungsbild. Es ist ein sehr dicht gelagertes Sediment, in dem keinerlei Ordnung der Komponenten nach Größe zu erkennen ist. Neben den erkennbaren größeren Geschieben wird die Hauptmasse des Sediments von Sand und feineren Bestandteilen gebildet. Diese feinen Bestandteile (es sind dies Schluff und Ton mit Korngrößen unter 0,06 mm) bilden in diesem Beispiel ca. 50 % der Masse des Sediments.





**Abb. 16: Der Triest Gletscher (Aletschgebiet)** hat zwei deutliche Endmoränen hinterlassen, die sich durch ihren Bewuchs unterscheiden. Die unbewachsene (1) wurde um Mitte des vorigen Jahrhunderts, die grasbedeckte (2) vor 10.000–11.000 Jahren abgelagert. Die unterschiedliche Ausdehnung des Eises wurde durch verschieden hoch gelegene Gleichgewichtslinien bedingt.

An die Endmoränen der letzten Eiszeit schließen in den Tälern die Terrassen an, die noch heute mit ihren Erosionsresten sehr eindrucksvoll die Talandschaften prägen. Die Terrassen stellen bis zu mehrere 10-er Meter mächtige Talfüllungen aus Kies dar. Sie entstanden dadurch, daß der Fluß dermaßen viel Schutt zugeführt bekam, daß er diesen nicht abtransportieren konnte. Er verteilte ihn im Talboden und erhöhte somit ständig sein Bett. Während eines solchen Vorganges der starken Sedimentation neigt ein Gerinne zur Aufspaltung in viele Arme, wie sie in der Karte zur generalisierten Darstellung kamen.

Der Starke Schuttanfall kam einerseits nahe dem Gletscher aus diesem (der Gletscherabfluß transportierte Moränenschutt ins Vorfeld), andererseits kam viel Frostschutt aus den Talhängen und kleinen Gräben ins Haupttal. Dieser Mechanismus ist ja dafür verantwortlich, daß erstens auch in unvergletscherten Tälern des Vorlandes Terrassen entwickelt werden konnten, und zweitens auch z. B. an der Donau bis ins Wr. Becken grobe Kiese sedimentiert wurden, obwohl die Gletschergeschiebe auf den langen Transportwegen schon längst zerrieben worden waren.



**Abb. 17: Endmoräne im Flachland.**

Das Foto zeigt zwei parallel verlaufende Wälle bei St. Georgen/Attergau, an die nördlich die Terrassenschüttung (1) anschließt. Der niedrigere Wall (2) im Vordergrund wurde von einem etwas ausgedehnteren Gletscherstand des Atterseegletschers gebildet als der bewaldete größere (3) im Hintergrund. Der Unterschied in der Mächtigkeit ist dadurch zu erklären, daß der ausgedehntere erste Gletscherstand wesentlich kürzer gedauert hat als der innere, wodurch dort über die längere Zeit eben mehr Moränenmaterial abgelagert wurde.



**Abb. 18: Übergang Endmoränen zu den Terrassen.**

An die Endmoräne (1) von Schörfing (Attersee) schließt mit einem kurzen steileren Übergang die Terrassenschüttung (2) entlang der Ager an. Die Terrasse stellt hier die Schüttung des Gletscherabflusses dar, der gleichzeitig mit der Endmoräne entstanden ist. Am Ende ihrer Bildung erfolgte der Gletscherabfluß im Niveau der links der Kirche sichtbaren Siedlung, die auf der ebenen Terrassenfläche steht. Der Terrassenkörper wurde ebenso wie die Endmoräne nach dem Eisrückzug durch die Ager wieder zerschnitten.



**Abb. 19: Terrasse im Alpenvorland.**

Diese im Alpenvorland entlang der Flüsse oft über größere Strecken verfolgbaren Gelände-stufen zwischen den Terrassen-flächen entstanden durch die Zerschneidung des Terrassen-körpers meist bereits kurz nach seiner Bildung.



**Abb. 20: Verwilderter, stark sedi-mentierender Gletscherabfluß im Vorfeld des Casement Gletschers (Alaska).**

Er kann gut als Modell für die Glet-scherabflüsse der würemzeitlichen Gletscherzungen zur Zeit der Ter-rassenschüttung dienen.

Die damaligen Flußbetten muß man sich als so gut wie vegetationslose Ebenen vorstellen, auf denen jeden Sommer mit den Hochwässern neues Kies- und Sandmaterial abgelagert wurde. So ist es leicht verständlich, daß der feine Staub aus den gerade trocken liegenden Teilen sehr leicht vom Wind aufgenommen und verfrachtet wurde. Er wurde dann an den Hängen der umliegenden Hügel wieder abgelagert und stellt den Löß dar, der ja seine Hauptverbreitung im Alpenvorland, dem Weinviertel und um das Donautal hat. Ebenso ist er auch um die großen Eismassen in Osteuropa (Ukraine), N-Amerika (Mississippital-Prärie) und S-Amerika (Pampa) großflächig verbreitet.

So sehen wir, daß die Ablagerung von Endmoränen, Terrassen und Löß zur selben Zeit geschah und die Folge des ungünstigen Klimas zum Höhepunkt der Eiszeit war. Diese Vorgänge sind aber nicht nur während der letzten Eiszeit abgelaufen, sondern auch in den älteren, von denen wir die gleichen Ablagerungen an vielen Stellen finden können.

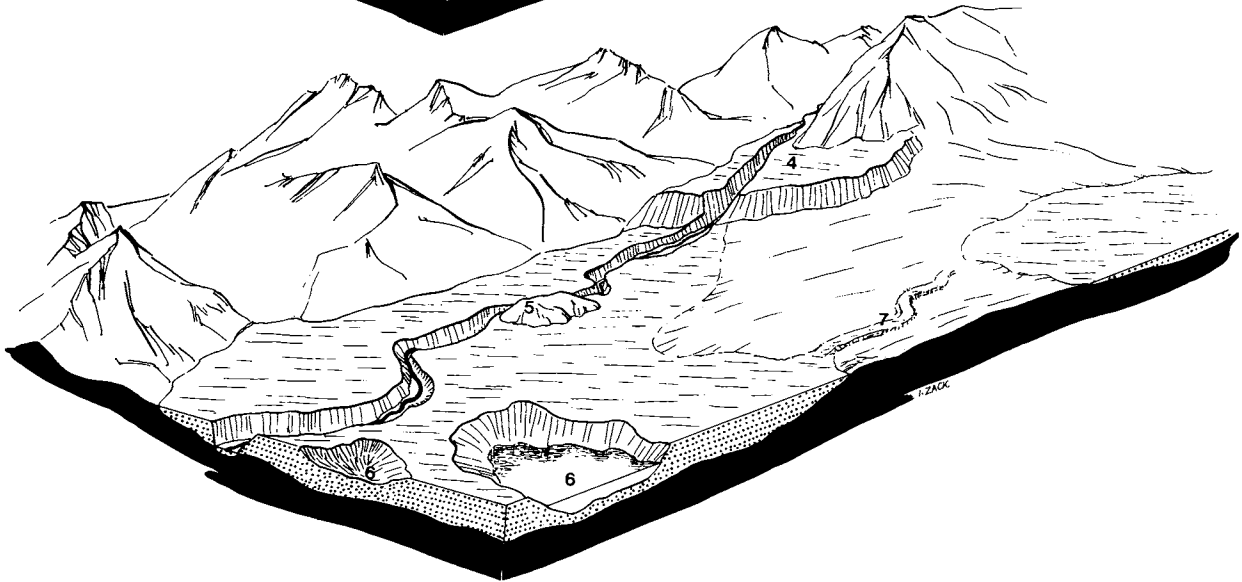
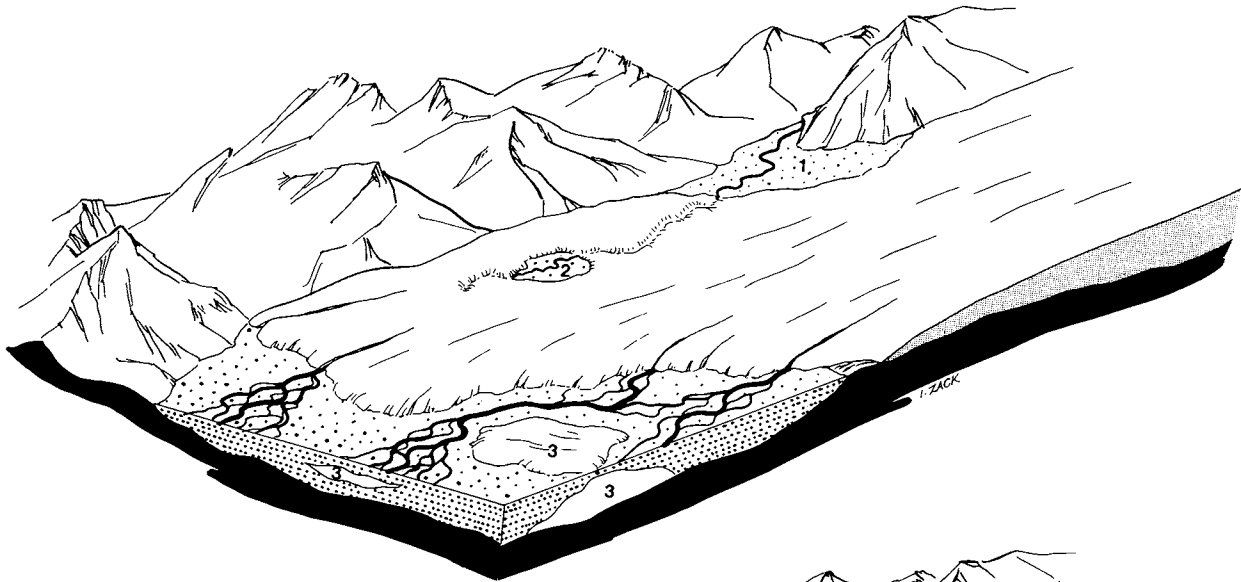
Nach dem Höhepunkt der Vereisung setzte ein rascher Abbau der Eisströme ein. Dadurch begannen die Flüsse auf den Terrassenflächen wieder einzuschneiden, während die Täler innerhalb der Endmoränen eisfrei wurden. In den eisfreien Zungenbecken bildeten sich Seen, die, wie wir gesehen haben, teilweise wieder sehr rasch mit Sedimenten verfüllt wurden. Außerdem wurden die während des unterschiedlich schnellen Abschmelzens der Eismassen entstandenen eisfreien Zwickel und Nischen mit Sedimenten erfüllt, die sicher nur zu einem kleinen Teil erhalten geblieben sind. Es sind dies Eisrandterrassen, Kames- und Osformen, die in unseren Tälern oft zu finden sind und mitunter gut die Rekonstruktion des Abschmelzens der Gletscherströme erlauben.



**Abb. 21:** Am Rand eines abschmelzenden Gletschers ist Kies in einer Nische abgelagert worden. Durch das weitere Abschmelzen kleiner Eiskörper unter den Kiesen sacken diese nach, und es bilden sich Toteislöcher. (Das Foto kann als kleinmaßstäbliches Modell für Abb. 22 angesehen werden).

**Abb. 22:** Die Skizzen zeigen einen abschmelzenden Eisstrom und seine Ablagerungen.

In bereits eisfreien Winkeln werden Staukörper (1) gebildet, sowie auch Sedimentkörper (2) in Schmelzwannen entstehen können. Ebenso werden bereits von der Hauptmasse getrennte Eisblöcke (3) mit Kiesen um- oder überschüttet. Nach dem endgültigen Abschmelzen des Eises bleiben Eisrandterrassen (4), Kameshügel (5), und durch Nachstürzen der Kiese Toteislöcher (6) zurück, die je nach Grundwasserstand auch offene Wasserflächen beinhalten können. Ehemalige Spaltenfüllungen können als bahndammartige Oser (6) erhalten bleiben.



## Wie kommt es zu Eiszeiten?

Nach all dem Gesagten stellt sich sicher die Frage, wie kommt es zu solch einer Eiszeit und welche Mechanismen stehen hinter einer derartigen Entwicklung, da es – wie im letzten Kapitel angedeutet – ja mehrere solcher Ereignisse gegeben hat.

Vorausschickend muß gesagt werden, daß in dem hier möglichen Rahmen nur kurz und sehr generell über die Mechanismen, die in ihrer Gesamtheit und ihren inneren Zusammenhängen auch noch nicht zur Gänze bekannt sind, berichtet werden kann.

Die moderne geologische Forschung in den Ozeanen hat ergeben, daß doch die Stellung der Erde zur Sonne einen großen Einfluß auf die Auslösung der langfristigen Klimaschwankungen hat, die zu Eisauf- und -abbau führten. Diese, von M. MILANKOVITCH 1930 begründete Theorie besagt, daß die Erdbahnelemente für die unterschiedliche regionale Verteilung der eingestrahnten Sonnenenergie verantwortlich sind. Dabei sind die Elemente der Erdbahn (Perihel, Ekliptik, Exzentrizität) je nach geographischer Breite unterschiedlich wirksam und überlagern sich durch ihre verschiedene Periodizität. Wenn jetzt z. B. eine geringe Sommereinstrahlung im Bereich der großen Kontinentmassen der nördlichen Hemisphäre eintritt, so kommt es zu verspätetem und geringerem Abbau der Schneedecke in hohen Breiten (Nordeuropa, Nordkanada – Hudson Bay). Durch die damit verbundene vermehrte Rückstrahlung des Sonnenlichtes kühlt das Land noch mehr aus, wodurch die Eisbildung weiter erleichtert wird. Dem abgekühlten Land steht aber ein Ozean gegenüber, der dank des größeren Wärmepotentials des Wassers langsamer ab-

kühlt und somit als Feuchtigkeitsspender zur Verfügung steht. Da der geringen Einstrahlung im Sommer eine überdurchschnittliche im Winter gegenüber steht, ist der Ozean dann auch in hohen Breiten weniger lang mit Treibeis bedeckt, wodurch er auch zu dieser Jahreszeit mit größter Effektivität als Feuchtigkeitsspender weiter aktiv bleiben kann. Dadurch kommt es zu sehr starker Schneeakkumulation, die eine zusätzliche Verstärkung des Trends darstellt. Ebenso wirkt sich dabei auch der Umstand aus, daß die Tiefdruckgebiete ja der Grenze von wärmeren (über Ozean) und kälteren (schneebedecktes Land) Luftmassen folgen und somit die Feuchtigkeit zum Land hin transportieren. Wenn sich aber die Einstrahlungsverhältnisse wieder umkehren, so kommt es zum verstärkten Abbau der Eis- und Schneemassen an Land. Dadurch wird aber sehr viel mehr Schmelzwasser dem Ozean zugeführt, das sich als leichteres Süßwasser an der Oberfläche ausbreitet und viel früher zur Eisbildung führt als Salzwasser. Dazu kommt noch die geringe Sonneneinstrahlung des Winters, wodurch riesige Areale der Ozeane über lange Zeit des Jahres gefroren bleiben und somit nicht mehr als Feuchtigkeitsspender für die hohen Breiten dienen können, wodurch der Nachschub für die Eismassen weitgehend ausbleibt.

Aus diesen Zusammenhängen ist es auch nicht erstaunlich, daß die großen Eisschilde um den Nordatlantik entstanden. Hier sind auch die Untersuchungen gemacht worden, die zum Erkennen des beschriebenen Mechanismus führten.

Das verlässlichste Maß für die Menge des auf Land als Eis gebundenen Wassers ist das Verhältnis der Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O} : ^{18}\text{O}$  im Wasser der Ozeane. Der Grund liegt darin, daß das leichtere  $^{16}\text{O}$  bei der Verdunstung bevorzugt aufgenommen wird, wodurch eine Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  im Meerwasser eintritt, wenn nicht mehr sofort ein Ausgleich über die Flüsse herbeigeführt wird. Der Niederschlag wird ja in den Eismassen an Land gebunden. Dieses sich ändernde  $^{16}\text{O} : ^{18}\text{O}$ -Verhältnis spiegelt sich in den Kalkschalen der im Meer lebenden Mikroorganismen (Plankton) wider. Da diese Schalen nach dem Absterben des Organismus absinken und im Schlamm am Ozeanboden erhalten bleiben, kann bei deren Untersuchung die zeitliche wie mengenmäßige Entwicklung der Eisbedeckung auf den Kontinenten rekonstruiert werden.

Durch die Eisbildung auf den Kontinenten wird dem Ozean so viel Wasser entzogen, daß der Meeresspiegel deutlich absinkt. Dadurch zieht sich das Meer zurück und seichte Gebiete von oft riesiger Ausdehnung fallen trocken. Dadurch wird aber viel Sediment, das sich in diesem Schelfbereich gebildet hat, ins Meer gespült, wodurch sich aber nach einer Modellvorstellung das Nährstoffangebot für die Planktonorganismen erhöht (als Nährstoff dienen nach dieser Vorstellung Phosphate). Durch die dadurch verstärkte Photosynthese und den damit verbundenen Verbrauch von Kohlenstoff wird der  $\text{CO}_2$ -Gehalt im Oberflächenwasser stark reduziert. Der direkte Austausch Wasser-Luft verringert auch den  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre im selben Ausmaß. Das müßte wieder über den Glashauseffekt zu

einer zusätzlichen Abkühlung oder im umgekehrten Weg zur Erwärmung beitragen und den jeweiligen Trend unterstützen. Diese Modellvorstellungen wurden durch Ergebnisse von Isotopenuntersuchungen, diesmal am Kohlenstoff ( $^{12}\text{C} : ^{13}\text{C}$ ) der Schalen der Mikroorganismen bestätigt.

In jüngster Zeit wurde nun auch die Zusammensetzung der Luft, die im Gletschereis noch aus seiner Bildungszeit vorhanden ist, an Bohrkernen aus Grönland und der Antarktis untersucht. Der  $\text{CO}_2$ -Gehalt dieser Luft zeigt – bis jetzt wurde Eis der letzten 40.000 Jahre analysiert – signifikante Veränderungen, die zeitlich mit der durch die  $^{12}\text{C} : ^{13}\text{C}$ -Messungen rekonstruierten Mengenänderung parallel laufen. Diese Ergebnisse weisen auf einen weiteren Faktor der Beeinflussung des Klimas und der Verstärkung des einmal eingeschlagenen Trends hin, der ja durch die Änderung der Einstrahlungswerte ausgelöst wurde.

Hauptsächlich haben die Untersuchungen zu diesen Fragen seit Beginn der intensiven Tiefseeforschung um 1970 in Kombination mit anderen zu einem detaillierten Bild der Klimaentwicklung und ihrer Mechanismen geführt. Dadurch sind auch viele dieser Rückkoppelungseffekte zwischen Kontinenten, Ozeanen und Atmosphäre überhaupt erst bekannt oder klarer geworden.



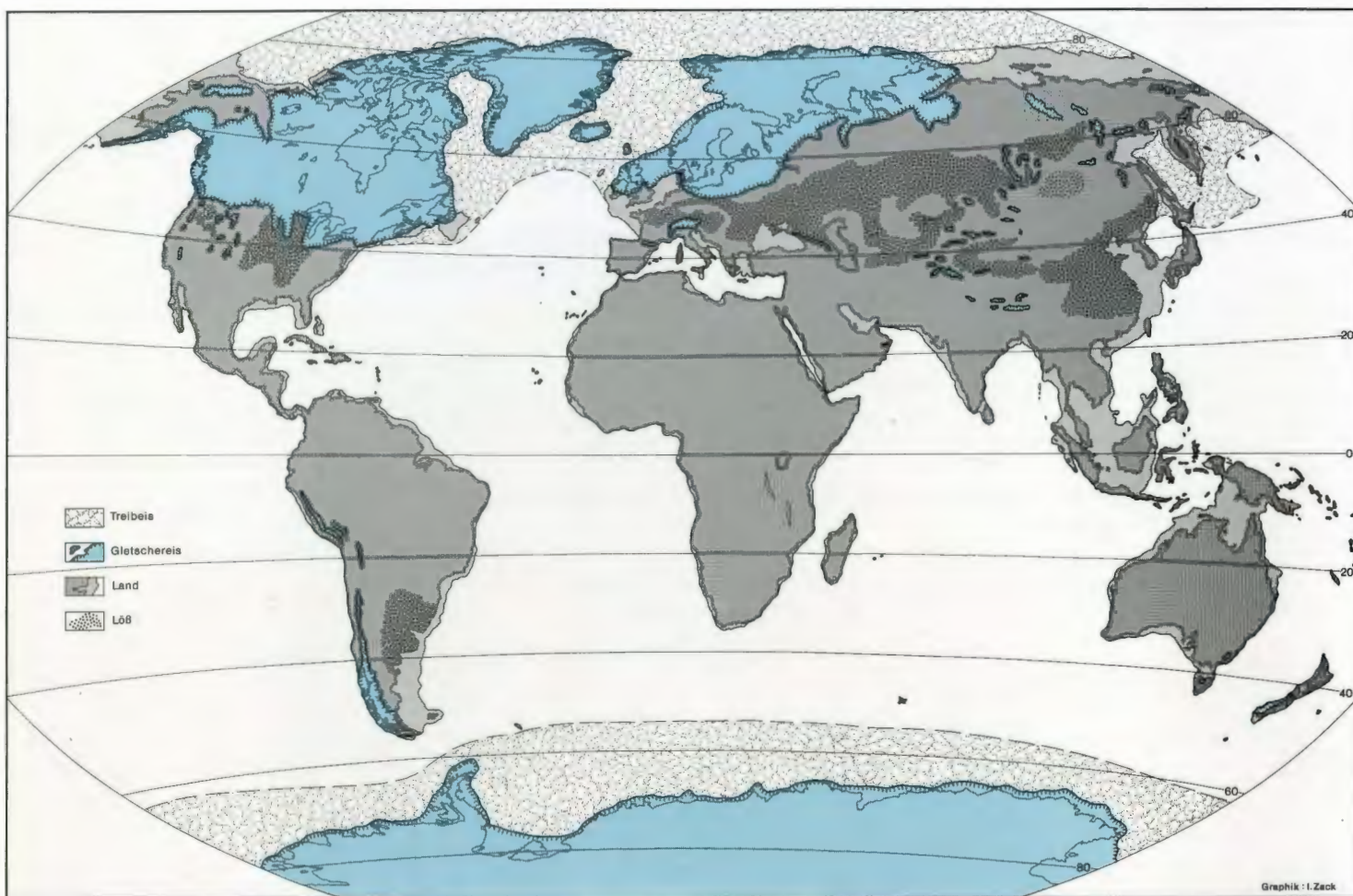


## **Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt:**

- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (ab 1850)
- Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (ab 1852)
- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (1867 – 1982)
- Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt (ab 1982)
- Bundesländerserie  
(Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen)
- Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt (ab 1984)
- Führer zu den Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt
- Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt
- Berichte der Geologischen Bundesanstalt (ab 1986)
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 mit Erläuterungen
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000 mit Erläuterungen (wird nicht fortgesetzt)
- Geologische Gebiets- und Themenkarten mit Erläuterungen

Bitte verlangen Sie das Verzeichnis der lieferbaren Veröffentlichungen aus dem Verlag der Geologischen Bundesanstalt.

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, A-1031 Wien  
Telefon: 0222/725674-0; 0222/755962-0; Telex: 132927



**Abb. 2:** Die Karte zeigt die Situation zum Höhepunkt der letzten Eiszeit vor ca. 20.000–18.000 Jahren.

Neben den ausgedehnten Vergletscherungen der Gebirge, wie Alpen oder Anden, bildeten sich riesige Eisschilde um den Nordatlantik, der als Feuchtigkeitsspender unbedingt dafür notwendig war. Die Vergletscherung des zentralasiatischen Gebirges war wegen der großen Trockenheit nicht im selben Maß angewachsen wie die in den feuchteren Gebieten. Aus diesem Grund waren auch Zentralalaska und Ostsibirien nur verhältnismäßig gering mit Eis bedeckt. In diesen Eismassen war so viel Wasser gebunden, daß der Meeresspiegel um ca. 120 m sank und riesige Schelfgebiete, besonders in Ostasien, Südamerika und um die Beringstraße, trocken fielen. Das wiederum erleichterte die Ausdehnung der Eisschilde über die heutigen Küsten hinaus, wie es im Eismeer zwischen Spitzbergen, Europa und Asien besonders deutlich zu sehen ist.