

## 4.2 Gletscherbewegung und Landschaftsformung

WILFRIED HAGG

**Gletscherbewegung und Landschaftsformung:** Gletscher sind nicht nur Bestandteile unserer Gebirgslandschaften, sondern aktive Gestalter derselben. Durch ihr Gewicht und ihre Fließbewegung können sie Gestein abschleifen, zerbrechen, transportieren und an anderer Stelle wieder ablagern. Damit wirken sie direkt auf drei Komponenten der exogenen Morphodynamik ein, nämlich Abtragung (Erosion), Transport und Ablagerung (Sedimentation). Auf diese Weise haben sie nicht nur den Hochgebirgen der Erde ihr heutiges Aussehen verliehen, sondern während der Kaltzeiten, als 30% der Festlands Oberfläche vergletschert war, auch deren Vorländer und große Teile der nördlichen Hemisphäre überformt. Im Folgenden wird zunächst erklärt, auf welche Weise sich das scheinbar starre Eis bewegen kann und im Anschluss daran werden die geomorphologischen Auswirkungen dieser Bewegung, getrennt nach Abtragung und Ablagerung, erläutert.

**Glacier movement and landscape shaping:** Glaciers are not only elements of high mountain landscapes, but also active creators of this scenery. Owing to their weight and creeping flow, they can polish and crack solid rock. Moreover, they remove and carry rock fragments and deposit them elsewhere. Doing so, they directly influence three components of the geomorphologic system: erosion, transport and sedimentation. Glaciers did not only mould the recent look of high mountains, but also shaped their forelands and large parts of the northern hemisphere during the ice ages, when up to 30 per cent of all emerged land was glaciated. In the following, it will be shown how the seemingly inflexible ice can deform and how the moving ice impacts the forming of land by excavation and deposition.

### Die Mechanismen der Eisbewegung

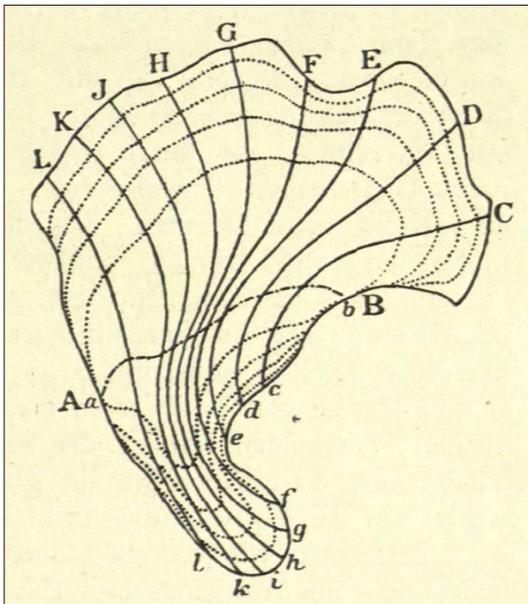
Dass Gletscher keine starren Gebilde sind, sondern Richtung Tal fließen, ist für den aufmerksamen Beobachter augenscheinlich und sowohl Gebirgsbewohnern als auch Naturkundlern schon lange bekannt. Allein die genauen Mechanismen wurden zunächst nicht verstanden. J. J. Scheuchzer begründete zu Beginn des 18. Jahrhunderts die Eisbewegung mit der Ausdehnung (Dilatation) von gefrierendem Wasser in Gletscherspalten. Auf die Dilatationstheorien folgte im späten 18. Jahrhundert dann die Gleitungstheorie nach H.-B. de Saussure, wonach der Gletscher auf seinem

Felsbett gleitet, sowie im 19. Jahrhundert die Plastizitätstheorien, deren prominenteste Vertreter Forbes und H. Schlagintweit waren und die das Eis als zähflüssig beschrieben. F.J. Hugi und F.A. Forel hingegen sahen die Hauptursache im allmählichen Wachstum von Eiskörnern durch Ankrystallisation von Wasser. FINSTERWALDER (1897) umging bewusst und elegant die Suche nach physikalischen Ursachen und Mechanismen, als er am Vernagtferner eine rein geometrische Beschreibung der Eisbewegung entwickelte (s. Abb. 4.2-1).

Aus heutiger Sicht existieren drei Bewegungskomponenten, sie treten abhängig vom thermischen Gletschertyp und von der Beschaffenheit des Untergrunds auf. Wenn mehrere Komponenten an einem Gletscher vorhanden sind, addieren sie sich.

### Interne Deformation

Diese Bewegungsart wird durch die Schubkraft des Eises allein initiiert und tritt deshalb an allen Gletschern auf. Abhängig vom Druck des überlagernden Eises und der Neigung der Eisoberfläche kommt es durch die Schwerkraft ab einem Schwellenwert von 50 kPa zur internen Deformation des Eises durch Gleitprozesse entlang von Ebenen des Kristallgitters oder durch Drehbewegungen zwischen einzelnen Kristallen. Gerichtetes Kristallwachstum oder Rekristallisation sind weitere Prozesse, die für das pseudoplastische Verhal-



**Abb. 4.2-1:** Das Strömungsmuster eines Gletschers im Grundriss (aus FINSTERWALDER 1897). Im Akkumulationsgebiet, also oberhalb der Firmlinie A-B, zeigt der Eisfluss eine Verengung (Konvergenz). Im Ablationsgebiet, unterhalb der Firmlinie, kann eine Ausweitung beobachtet werden (Divergenz).

ten von Eis, das durch das Fließgesetz von GLEN (1955) beschrieben wird, verantwortlich sind. Oberhalb von 150 kPa kann das Eis nicht mehr durch Verformung reagieren, es kommt zum Bruch an Gletscherspalten und zu Verwerfungen entlang von Scherflächen, was beides zur Bewegung durch interne Deformation beiträgt. Die Verformbarkeit des Eises ist auch von der Temperatur abhängig, kaltes Eis reagiert spröder auf Belastungen als Eis nahe dem Schmelzpunkt. Durch den zunehmenden Druck des überlagernden Eises nimmt die Deformationsgeschwindigkeit von der Eisoberfläche zum Gletscherinneren zu, unmittelbar am Gletscherbett sinkt sie durch den Reibungseinfluss jedoch auf Null ab. Aufgrund der Tatsache, dass durch die Bewegung in einer bestimmten Tiefe die darüberliegenden Schichten mittransportiert werden, ist die Gesamtbewegung durch Deformationsfließen an der Gletscheroberfläche am Größten.

### Basales Gleiten

Bei temperiertem Eis findet basales Schmelzen statt und es bildet sich ein Wasserfilm an der Basis, auf dem der Gletscher gleiten kann. Bei feuchtem Eis auf glattem Fels kann man sich effizientes Gleiten leicht vorstellen. Dass sich solche Gletscher trotzdem am Berg halten können, ist dem teilweisen Anfriern, der Betrauigkeit und dem basalen Schutt zu verdanken. Diese Gegebenheiten erhöhen die Reibung und wirken den Gleitprozessen entgegen.

Wie kann das basale Gleiten nun trotz der Felshindernisse, die es in jedem Gletscherbett gibt, stattfinden? An der Stoßseite des Hindernisses steigt der Druck an, was die interne Deformation beschleunigt. Der Gletscher bewegt sich schneller und umfließt das Hindernis, wobei es auch zu Gleitprozessen kommt. Durch die lokale Druckzunahme an der Oberseite des Felsriegels wird zudem basales Schmelzen begünstigt. Das Wasser umfließt das Hindernis und friert an der Rückseite wieder an. Bei kleinen Felsriegeln kann die latente Wärme, die beim Wiedergefrieren freigesetzt wird, durch das Hindernis geleitet werden und so das Schmelzen auf der Stirnseite verstärken.

Das Vorhandensein eines Schmelzwasserfilms oder von wassergefüllten subglazialen Hohlräumen ist für basales Gleiten von entscheidender Bedeutung. Deshalb ist basales Gleiten im Sommer und am frühen Nachmittag am effektivsten (WINKLER 2009). Die Bewegungsform vollzieht sich »en bloc« und führt zu identischen Geschwindigkeiten über das gesamte Vertikalprofil eines Gletschers. Kalte Gletscher sind an der Basis festgefroren und zeigen diese Bewegungsform deshalb nicht.

### Deformation des Untergrunds

Bei temperierten Gletschern mit lockerem, ungefrorenem Untergrund kann das Eis zusätzlich durch die Deformation des Lockersediments bewegt werden. Besonders anfällig für diese Bewegungsform ist ein wassergesättigter Untergrund, bei dem durch die Auflast des Eises der Porenwasserdruck stark ansteigen kann und der Kornzusammenhalt verloren geht (BENNET & GLASSER 2009).

### Glaziale Erosion

#### Prozesse

Die abschleifende Wirkung von Gletschern auf Festgestein wurde im deutschen Sprachraum unter dem Begriff »Detersion« zusammengefasst. International hat sich der Terminus »Abrasion« durchgesetzt, wobei dieser bei genauerer Betrachtung in zwei Teilprozesse zu unterteilen ist: Feinmaterial, das zwischen Gletschersohle und Felsbett transportiert wird, entfaltet eine glättende Wirkung (»polishing«), während größere Partikel, die an der Gletscherbasis angefroren sind, Schrammen verursachen (»striation«). Voraussetzung für beide Prozesse ist das Vorhandensein von subglazialen Schutt und basalem Gleiten, weshalb Abrasion nur an temperierten Gletschern auftritt. Nach der Theorie von BOULTON (1979) sind der Druck und die Geschwindigkeit des Eises die alleinigen Faktoren für glaziale Erosion von Festgestein, während HALLET (1979) das basale Schmelzen für entscheidend hält: es sorgt nämlich für eine Relativbewegung der Gesteinspartikel gegen das Felsbett und damit für die ständige Erneuerung der »Erosionswaffen«.

Ein weiterer glazialer Erosionsprozess auf Festgestein ist das »plucking«. Er tritt an Felshindernissen auf, an denen es zu großen Druckunterschieden kommt. An der Oberseite der Barriere herrscht besonders hoher Druck, da zur normalen Auflast noch der seitliche Druck durch die Eisbewegung hinzukommt. Da der Schmelzpunkt von Wasser druckabhängig ist, führt dies zur Druckverflüssigung und zur Zunahme des basalen Gleitens. Im Lee des Hindernisses entsteht oft ein subglazialer Hohlraum, weil sich das Eis beim basalen Gleiten nicht schnell genug verformen kann. Hier ist der Druck deutlich niedriger und entspricht manchmal sogar dem normalen Atmosphärendruck. Als Folge der enormen Druckunterschiede entstehen Spannungen, Risse und Klüfte im Gestein. Das Schmelzwasser neigt zum Wiedergefrieren und durch Frostverwitterung wird die Gesteinszerrüttung noch verstärkt. Die so aufgearbeiteten Gesteinsfragmente können vom Eis umflossen werden oder an der Gletschersohle anfriern und so abtransportiert werden. Dies geschieht jedoch weitge-

hend passiv und hat nichts mit dem Herausbrechen von Gestein zu tun, so wie man es sich früher vorgestellt hat (»Detraktion«).

Lockergestein wird durch Gletscher hauptsächlich erodiert, indem es an der Basis anfriert (»net adfreezing«) und mittransportiert wird. Dies ist im Lee von Felshindernissen möglich, wo durch den Druckabfall eine Tendenz zum Anfriern (Regelation) herrscht. Auch an dünnen, temperierten Gletscherzungen kann es durch winterliche Kälte zum Anfriern des Untergrunds kommen. Größere Schollen können beim Übergang von temperiertem Eis zu einer kalten Gletscherzunge, eine häufige Situation in subpolarem Klima, anfriern. Bereits gefrorene Lockersedimente werden durch den Druck vorstoßender Gletscher eingeengt und deformiert, wobei es zu Faltungen, Abscherungen und Überschiebungen kommt. Aufgrund der Analogien zur Gebirgsbildung werden diese Phänomene unter dem Begriff »Glazitektonik« subsummiert. Als im Pleistozän die Alpengletscher in die gefrorenen Vorländer vorstießen, sind auf diese Weise die großen Zungenbecken, die heute teilweise noch mit Seen gefüllt sind, entstanden. Der ältere deutsche Begriff der Exaration war mit der Vorstellung eines »Herauspflügens« von Lockermaterial verbunden, die nicht mehr dem glazialgeomorphologischen Prozessverständnis entspricht.

Eine Sonderform der glazialen Erosion ist die Abtragung durch Gletscherschmelzwasser. Diese so genannte glazifluviale Erosion kann unter dem Gletscher (subglazial) stattfinden, wo der Druck durch die Auflast des Eises als Komponente hinzukommt und zu effizientem Einschneiden der Schmelzwasserkanäle führen kann. An Geländeckpunkten, wo das Gefälle plötzlich steiler wird und das Eis immer wieder in Form tiefer Spalten aufreißt, können Schmelzwasserbäche, die (supraglazial) auf dem Eis fließen, als Wasserfall



**Abb. 4.2-2:** Entstehung eines Bruchs (»lunate fracture«) durch Ablösung einer Gesteinsplatte (Archiv KEG).

bis zum Felsuntergrund herabstürzen und hier eine stark erosive Wirkung entfalten. Im Gletschervorfeld unterscheiden sich die glazifluvialen Erosionsprozesse nicht von der herkömmlichen Erosion durch fließendes Wasser.

### Formen

Die kleinsten Mikroformen der glazialen Erosion sind der durch polishing entstandene Gletscherschliff und die durch Abrasion entstandenen Schrammen auf Festgestein und Kratzungen auf Lockergestein. Das Auftreten dieser Formen war ein wichtiger Nachweis für die ehemalige Ausdehnung von Gletschern und Eisschilden und für die Rekonstruktion ihrer Fließrichtungen. Weitere Mikroformen sind Gesteinsnarben wie Parabelrisse oder Sichelbrüche, die durch den punktuell stark erhöhten Druck an angefrorenen Gesteinsfragmenten entstehen (Abb. 4.2-2).

Mesoformen mit einer Größenordnung von Metern bis Zehnermetern entstehen aus der glazialen Überformung von Felshindernissen. Typische Vertreter sind Rundhöcker mit einer flachen, durch Abrasion geschliffenen Stoßseite und einer steilen und zerklüftete Lee-seite, die durch plucking entstand (Abb. 4.2-3). Rundhöcker finden sich heute in alpinen Gletschervorfeldern und auf Felsoberflächen im Gebiet des ehemaligen skandinavischen Inlandeises (Schärenküste). Bei geringer Eisbewegung und fehlendem subglazialen Hohlraum finden weder effiziente Abrasion noch plucking statt, die entstehenden Felsdrumlins haben deshalb eine steile Stirnseite und eine flache Leeseite und sind meist nur wenige Meter groß. Auch bei großer Eismächtigkeit fehlt der subglaziale Hohlraum, Hindernisse werden hier durch allseitige Abrasion bearbeitet und die resultierenden symmetrischen Formen werden als Whalebacks bezeichnet.

Zu den auffälligsten Makroformen (ehemals) vergletschelter Gebirge gehören Kare und Trogtäler. Kare sind jene sesselförmigen Nischen in Bergflanken, in denen sich die ersten Gletscher in initialen Verflachungen (Nivationsnischen) gebildet haben und die durch die Glazialerosion ihr typisches Aussehen mit steiler Rückwand, übertieftem Karboden und Karschwelle erhalten haben (Abb. 4.2-4).

Wenn Kare einen Berg an allen Flanken pyramidenartig zuschärfen, spricht man von einem Karling (auch: Horn, Arete), das schönste und prominenteste Beispiel hierfür ist das Matterhorn. Wenn sich Gletscher über ihre Kare hinaus ausbreiten und ganze Täler oder Gebirge vergletschern, so wie es beim Eisstromnetz der alpinen Kaltzeiten der Fall war, so entsteht aus dem V-förmigen Querschnitt der Kerbtäler die typische U-Form der glazial überprägten Trogtäler (Abb. 4.2-5).

Durch den Wasserdruck des zentral fließenden subglazialen Kanals ist der Normaldruck und damit die Erosionsleistung in der Talmitte gemindert. Durch diesen Effekt ist die Erosion hier, wo das Eis am dicksten ist, gebremst und es entsteht ein breiterer, flacher Talboden im Querprofil. Die höchsten Erosionsraten finden sich abseits der zentralen Entwässerung, aber noch dort, wo der Talboden relativ tief und das Eis entsprechend mächtig ist.

Glazifluviale Erosion kann unter der Auflast des Eises zu verstärkter linienhafter Erosion in Festgestein führen (Abb. 4.2-6), wo die Form dann als Nye-Kanal bezeichnet wird.

Am Grunde von Wasserfällen, die im Eis herabstürzen, kann es zu starken Auskolkungen kommen (Abb. 4.2-7). Diese Strudeltöpfe findet man heute oft abseits von Fließgewässern, die an sehr turbulenten Strecken ebenfalls solche Formen entstehen lassen können. Sie werden oftmals fälschlicherweise als Gletschermühlen

bezeichnet, dies sind stattdessen die Stellen auf der Gletscheroberfläche, wo das Wasser den Weg ins Innere des Eises findet.

## Prozesse und Formen glazialer Akkumulation

### Lodgement

Als »lodgement« wird die aktive Akkumulation von subglazialen Schutt an temperierten Gletschern mit basalem Gleiten bezeichnet. Sie tritt auf, wenn die Reibung eines mitgeführten Gesteinsfragments am Gletscherbett seine Bewegungsenergie übersteigt. Dies geschieht nach HALLET (1979) unabhängig von der Abrasion und gesteuert von basalen Schmelzraten, während im Modell von BOULTON (1979) der Normaldruck entscheidender Faktor ist und deshalb ein kontinuierlicher Übergang zwischen Abrasion und Lodgement herrscht. Durch diese subglaziale Akkumulation ent-



Abb. 4.2-3: Austauender Rundhöcker am Lupo Gletscher, Bergamasker Alpen (Foto: Hagg).



Abb. 4.2-4: Kar im Aostatal, Italien (Foto: Hagg).

steht Grundmoräne, die sich durch ein flachwelliges Relief auszeichnet. Als besondere Form im Grundmoränenengebiet sollen noch die Drumlins erwähnt werden, wobei es sich um stromlinienförmige Hügel mit steiler Luv- und flacher Leeseite handelt (Abb. 4.2-8). Sie bestehen, im Gegensatz zu Felsdrumlins, aus Lockermaterial und sind auch eine Dimension größer (Zehner- bis Hundertermeter) als ihre Namensvettern im Festgestein (wenige Meter). Drumlins treten oft vergesellschaftet in Schwärmen auf. Ihre Entstehung ist noch umstritten, teilweise werden sie sogar den Erosionsformen zugesprochen.

### Melt-out

Durch Niederschmelzen von Gletschern wird Gestein, das sich auf oder im Gletscher befand, abgelagert. Bei diesem passiven Prozess wird unterschieden, ob das

Austauen subglazial durch basales Schmelzen oder in Hohlräumen erfolgt durch supraglazial an der Gletscheroberfläche. Bei der entstehenden Ablationsmoräne ist im Vergleich zur Grundmoräne eine stärkere Anreicherung groben Materials zu beobachten, da der Wasserüberschuss beim Schmelzen zur Auswaschung der feinen Komponenten und damit zu einer gewissen Sortierung geführt hat. Morphologisch ist dieser Moränentyp unauffällig.

### Dumping

Durch die Eisbewegung wird Gesteinsschutt auf der Gletscheroberfläche durch den divergenten Eisfluss (Abb. 4.2-1) kontinuierlich in Richtung der seitlichen Gletschergrenzen transportiert. An den steileren Eisrändern kommt es dann zum Abrutschen des Schutts. Dieser passive Prozess wird als »dumping« bezeichnet.



Abb. 4.2-5: Trogtal im georgischen Kaukasus (Foto: Hagg).

Als Ergebnis entstehen Seitenmoränen (Abb. 4.2-9), die sich oft überlagern, da sich der Gletscher bei einem erneuten Vorstoß an die alte Seitenbegrenzung anschmiegt. Aus diesem Grund sind Seitenmoränen morphologisch oft auffälliger als Endmoränen. Die Gletscherfront fluktuiert stark und verharrt nie lange genug an derselben Stelle, als dass durch dumping Endmoränen entstehen könnten.

### Pushing

Unter »pushing« versteht man die sogenannte Bulldozer-Wirkung einer vorstoßenden Gletscherfront, durch die ungefrorene Sedimente zu kleinen Wällen (push-moraines) aufgedrückt werden können (BENN & EVANS 1998). Dadurch, dass das Material sukzessive wieder vom Eis überfahren wird, ist die Maximalhöhe dieses Endmoränentyps auf wenige Meter beschränkt (Abb. 4.2-10).



Abb. 4.2-6: Glazifluviale Erosionsform am Franz Josef Gletscher, Neuseeland (Foto: W. Hagg).



Abb. 4.2-7: Strudeltöpfe am Maloja-Pass, Schweiz (Foto: W. Hagg).



Abb. 4.2-8: Der bekannteste Drumlin Bayerns: der heilige Berg von Andechs (Foto: W. Hagg). Die hellblaue Linie zeigt die tatsächliche Form ohne die Überprägung durch Gebäude und Vegetation.

### Thrusting

Thrusting findet bei gefrorenem Lockersediment unter dem Randbereich des Gletschers und im Gletschervorfeld statt. In diesem Fall wird der Druck des vorstoßenden Eisrands auf den Permafrost, der wie Festgestein wirkt, übertragen. Als Ergebnis kommt es zur Einengung des Vorfelds unter Faltungen, Überschiebungen und Verwerfungen gefrorener Lockersedimentschollen. Aufgrund der augenscheinlichen Analogien zur Beanspruchung von Festgestein wird von Glazitektonik gesprochen (Abb. 4.2-11). Als Ergebnis entstehen thrust moraines, im deutschen mit dem Begriff Stauchendmoräne am besten wiedergegeben. In großen Dimensionen tritt dieser Morärentyp an den Rändern von Eisschilden oder Vorlandgletschern auf, rezent also nur in polaren und subpolaren Gebieten.

### Glazifluviale Akkumulationsformen

Kames sind Schmelzwasserablagerungen in Gletscherspalten, supraglazialen Seen, zwischen Toteisblöcken oder zwischen Gletscher und angrenzendem Hang bzw. Moräne. Sie erlangen ihr endgültiges Aussehen erst nach Abschmelzen der Eismassen. So groß wie die möglichen Örtlichkeiten für die Sedimentation ist auch ihr Formenspektrum. Es gibt Kameplateaus, Kamerrassen, einzelne Hügel oder als Sonderform Ablagerungen aus ehemaligen Gletschermühlen (Moulin-Kame, Tumulus, Abb. 4.2-12).

Oser sind subglazial entstandene glazifluviale Sedimente, die durch die Verfüllung von Schmelzwasserkanälen entstehen und deshalb bahndammartig in Fließrichtung langgestreckt sind. Sie können mehrere Zehner Kilometer lang sein, kommen aber im Gebirge nur in deutlich kleineren Dimensionen vor.

Die großflächigen Schwemmebenen der spätglazialen Schmelzwasserströme werden als Sander bezeichnet. Während sie auf Island und in Norddeutschland typischerweise größtenteils aus Sanden bestehen, nehmen im Alpenvorland aufgrund der geringeren Transportdistanz die gröberen Schotterflächen (z.B. Münchener Ebene) ihren Platz ein.

### Zusammenfassung

Die beschriebenen glazialen Erosions- und Akkumulationsformen treten in der Natur selten singular auf, sondern sind meist vergesellschaftet. Auch der räumliche Wechsel dieser Formengesellschaften vom Zentrum der Vereisung bis an deren Rand - und im Falle der glazifluvialen Formen noch darüber hinaus - zeigt häufig eine regelhafte Zonierung. Dies wurde bereits früh erkannt und von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Modellvorstellung der »glazialen Serie« beschrieben. Damit ist die idealtypische Formensequenz von der

Grundmoränenlandschaft mit Drumlinfeldern über die Endmoräne und Sanderflächen bzw. Schotterflächen bis hin zu Urstromtälern gemeint. Letztere sind parallel zum Eisrand laufenden Täler, die das Schmelzwasser des Nordischen Inlandeises entwässerten. In der internationalen Literatur ist die glaziale Serie unbekannt, aber es existieren ähnliche Konzepte zur räumlichen Ordnung glazial geprägter Großlandschaften. SUGDEN



Abb. 4.2-9: Seitenmoräne des Guslarferners im Ötztal. Die plattigen Gesteinsfragmente zeigen den Winkel der ehemaligen Eisoberfläche an (»lateral layered moraine«, Foto: W. Hagg).



Abb. 4.2-10: Push-Moränen im Zillertal (Gletscherkurs 1913, Archiv KEG).



**Abb. 4.2-11:** Durch Glazitektonik gestauchte Ablagerungen in einer Kiesgrube im Ostallgäu (Foto: H. Jerz mit freundlicher Genehmigung des Autors, JERZ1993).



**Abb. 4.2-12:** Tumulus auf dem Andechser Höhenrücken, Oberbayern.

& JOHN (1976) stellen eine Sequenz glazialer Akkumulationslandschaften vor und unterscheiden eine aktiv bewegte Zone mit lodgement und stromlinienförmigen Bildungen wie Drumlins von einer Zone des Eiszerfalls ohne aktive Bewegung, in der Niedertaulandschaften und Endmoränen dominieren. Getrennt sind diese beiden Landschaften durch eine Übergangszone, in der subglaziale Bildungen wie Oser dominieren. Wie bei allen Modellvorstellungen sollte man sich jedoch bewusst sein, dass sie Vereinfachungen der Realität darstellen und nicht an jedem Gletscher alle Elemente ausgebildet sein müssen.

### Literatur:

- BENN, D. I. & D. J. A. EVANS (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 744 S.  
 BENNET, M. M. & N. F. GLASSER (2009): *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. 2nd edition, Wiley & Sons, Chichester, 400 S.

- BOULTON, G. S. (1979): Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology* 23: 15-38.  
 FINSTERWALDER, S. (1897): Der Vernagtferner. *Wissenschaftl. Ergänzungsheft Z. DÖAV* 1(1): 1-98.  
 GLEN, J. W. (1955): The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 228(1175): 519-538.  
 HALLET, B. (1979): A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology* 23: 39-50.  
 JERZ, H. (1993): *Das Eiszeitalter in Bayern*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 243 S.  
 PENCK, A. & E. BRÜCKNER (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig, 1199 S.  
 SUGDEN, D. E. & JÖHN, B. S. (1976): *Glaciers and Landscapes*. Edward Arnold, London, 376 S.  
 WINKLER, S. (2009): *Gletscher und ihre Landschaften*. Primus Verlag, Darmstadt, 193 S.

### Kontakt:

**Dr. Wilfried Hagg**  
 Kommission für Erdmessung und Glaziologie  
 der Bayerischen Akademie der Wissenschaften  
 wilfriedhagg@gmail.com

Hagg, W. (2015): *Gletscherbewegung und Landschaftsformung*. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 11-118. Online: [www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de](http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de). doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.17