Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 89 (1996)

Heft: 3

Artikel: Überlegungen zum Bewegungsmechanismus vorstossender kaltzeitlicher Gletscher und zur glazialen Erosion und Übertiefung

Autor: Habbe, Karl Albert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167932

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 09.01.2026

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

Eclogae geol. Helv. 89/3: 1007–1022 (1996)

0012-9402/96/0301007-16 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Überlegungen zum Bewegungsmechanismus vorstoßender kaltzeitlicher Gletscher und zur glazialen Erosion und Übertiefung

KARL ALBERT HABBE[1]

Key words: Motion mechanism of advancing glaciers, meltwater movement in, below and along glaciers, glacial erosion and overdeepening, Iller foreland glacier (German Alpine Forland), Vatnajökull outlet glaciers (Iceland), Western Rhein foreland glacier (German Alpine Foreland).

ZUSAMMENFASSUNG

Neuere Feldbeobachtungen und die zunehmende Kenntnis des tieferen Untergrunds der quartären Ablagerungen erlauben einen neuen Lösungsansatz zu den bisher nur unbefriedigend gelösten Problemen des Bewegungsmechanismus kaltzeitlicher Gletscher und der glazialen Erosion und Übertiefung. Beobachtungen aus dem Stirnbereich letztkaltzeitlicher Alpenvorlandgletscher ebenso wie an rezenten Fußgletschern des Vatnajökull in Island zeigen, daß vorstoßende Gletscher sich anders bewegen als stationäre oder zurückschmelzende. Der Bewegungsmechanismus vorstoßender Gletscher ist gekennzeichnet durch eine Summierung zahlreicher, relativ kurzdauernder und nur relativ kleine Distanzen überbrückender Vorschübe flacher Eisschilde auf Scherflächen über stagnierendem Eis (stagnant ice) vorhergehender Vorstöße, die offenbar durch niederschlagsbedingte Massenüberschüsse im Nährgebiet ausgelöst wurden. Derart vorstoßende Gletscher können auf den Untergrund in stärkerem Maße nur dort einwirken, wo sie über ihre stagnant-ice-Unterlage hinaus vorschieben, d.h. vor allem im Bereich unmittelbar hinter der Gletscherstirn. Größere Erosionsbeträge sind nur dann zu erwarten, wenn der Gletscher nach dem Vorstoß längere Zeit in der erreichten Maximalposition verharrt und zusätzlich unter hydrostatischem Druck stehendes (Schnee-) Schmelzwasser auf den Untergrund einwirkt.

Zur Schmelzwasserbewegung im Gletscher werden weitere Beobachtungen aus Island beigebracht, zur Schmelzwasserwirkung auf den Untergrund Beobachtungen (vorwiegend) aus dem deutschen Alpenvorland.

ABSTRACT

Recent field observations and the growing knowledge of the deeper subsoil of Quaternary deposits allow a new attempt to solve the old problems of the motion mechanism of Pleistocene glaciers and of glacial erosion and overdeepening. Observations in the frontal zone of Alpine Foreland glaciers of the last glaciation as well as of modern outlet glaciers of the Vatnajökull in Iceland show that advancing glaciers move in another way than stationary or backmelting ones. The motion mechanism of advancing glaciers is characterized by a summation of numerous thrust movements of flat ice-shields on shear-planes over stagnant-ice of preceding advances, all of them of relatively short duration and range. They obviously originated in precipitation-caused mass surpluses in the feeding area. Glaciers advancing in this way can affect the subsoil only when being pushed forward beyond their stagnant-ice basement, i.e. immediately behind the glacier front. A larger amount of glacial erosion can be

[1] Institut für Geographie, Universität Erlangen-Nürnberg, Kochstr. 4, D–91054 Erlangen

expected only when the glacier after its advance remained in the maximum position reached for a longer time and, additionally, (snow)meltwater under hydrostatic pressure could affect the underground.

Further observations on meltwater movement within the glacier are presented from Iceland, on meltwater impact on the subsoil from the German Alpine Foreland.

1. Einleitung

Der Bewegungsmechanismus kaltzeitlicher Gletscher und die glaziale Erosion und Übertiefung sind zwei alte, aber bisher nicht – oder nur unzureichend – gelöste Probleme der Geomorphologie wie der Quartärforschung überhaupt. Das zeigen nicht nur die großen Handbücher der 60er bis 80er Jahre (u.a. Lliboutry 1964-65, Paterson 1969 ([3. ed.] 1994), Wilhelm 1975, Embleton & King 1975, Sugden & John 1976, Marcinek 1985), sondern auch die derzeit neueste Zusammenfassung des Stoffes (Menzies 1995–96). Für beide Probleme lassen sich jedoch aus der Geländebeobachtung heraus (und aus der zunehmenden Kenntnis der Untergrundverhältnisse der quartären Ablagerungen bis hinunter zu deren Basis) heute neue Lösungsansätze finden.

2. Beobachtungen aus dem Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers

Demonstriert sei das zunächst an Beobachtungen aus dem Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers (Fig. 1). Die den ehemaligen rechten Rand des Gletschers nachzeichnenden Kame-Terrassen zeigen ein von den älteren zu den jüngeren Terrassen gesetzmäßig (von 14,6 auf 6,0 ‰) abnehmendes Längsgefälle (Fig. 2). Sie beweisen, daß die zugehörigen Gletscher bei ihren Wiedervorstößen

1. ein zunehmend geringeres Gefälle aufwiesen, und
2. trotz entsprechend geringer werdender Mächtigkeit gleichwohl unverhältnismäßig weit vorstießen. Die Gletscher blieben also bis zum Ende des Späthochglazials außerordentlich bewegungsaktiv, waren somit trotz des Temperaturpessimums dieser Zeit nicht etwa – wie vielfach angenommen worden ist (Haeberli & Penz 1985, Haeberli & Schlüchter 1987) – unbeweglich geworden.

Dazu kommt eine weitere Beobachtung. Da der letztkaltzeitliche Illergletscher – als einziger unter den großen Vorlandgletschern des deutschen Alpenvorlands – das offene Molassevorland nicht erreichte, sondern gutenteils hinter den proximalen Enden glazifluvialer Ablagerungen älterer Eiszeiten hängenblieb, liegt der Gürtel seiner Äußeren Endmoränen in ganz unterschiedlicher Höhe. Anhand seines Verlaufs läßt sich die Oberfläche des Gletschers zuverlässig rekonstruieren (Fig. 3). Diese Oberfläche des Gletschers zeigt nun Eigentümlichkeiten, die Rückschlüsse auf den Mechanismus der Gletscherbewegung zulassen. Die Wölbungsachse – und damit die Stoßrichtung – des Gletschers zielte nämlich während des Maximalstandes nicht – wie eigentlich zu erwarten – gegen den Hauptschmelzwasserabfluß, das altangelegte und sehr breite Memminger Trockental, sondern gegen den höchsten Punkt der Gletscherumrahmung – den Sommersberg – fast 100 m darüber. Der Gletscher muß sich also unabhängig vom Untergrundrelief bewegt haben und zeigte dabei eine ausgeprägte Tendenz zur Abweichung nach links (NW).

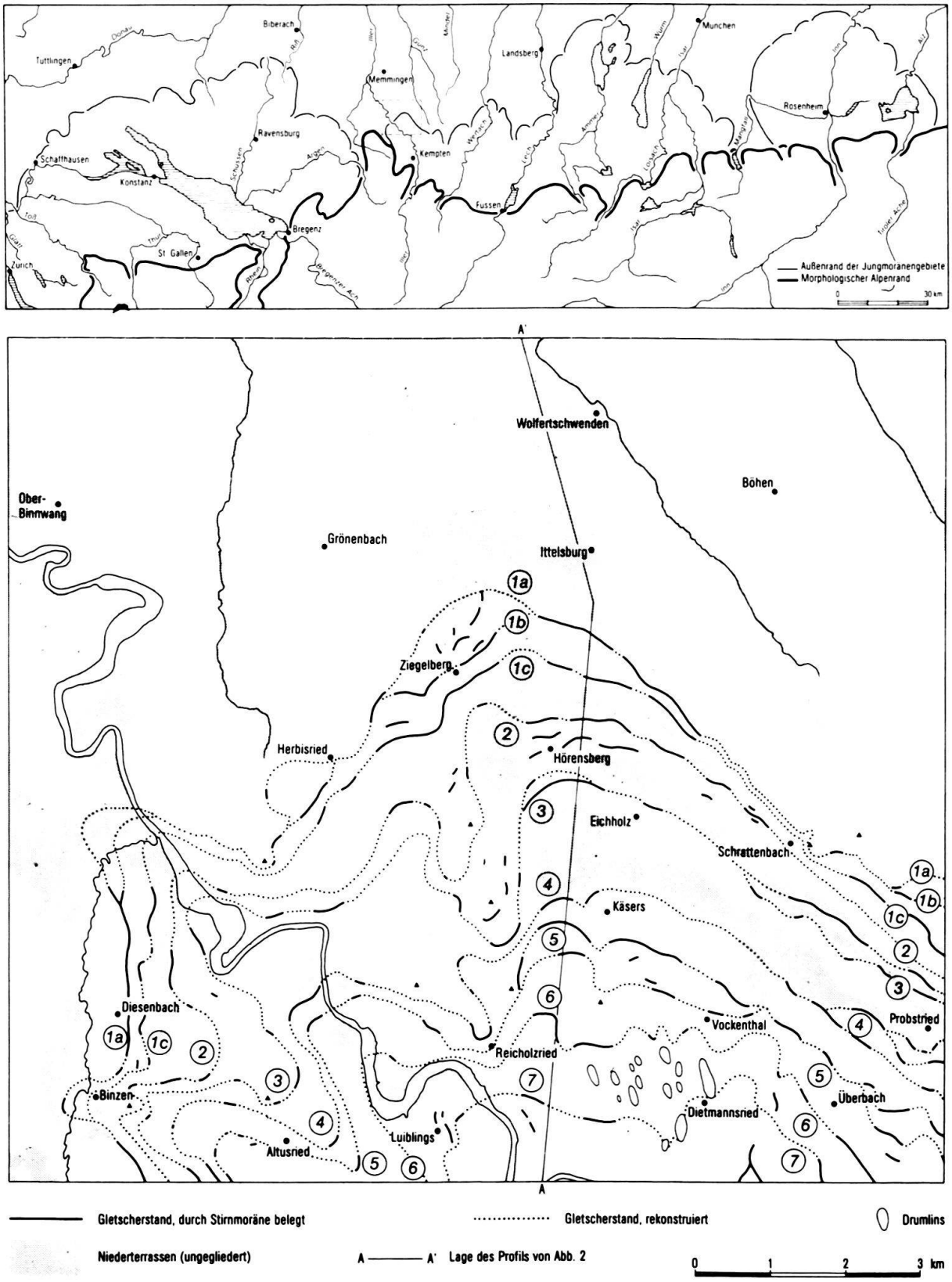


Fig. 1. Die Gletscherstände des würmzeitlichen Iller-Gletschers auf Blatt 8127 Grönenbach 1:25.000 und die Lage des Blattes im deutschen Alpenvorland. Aus Habbe 1985 (Reproduktion mit Bewilligung von Quartär).

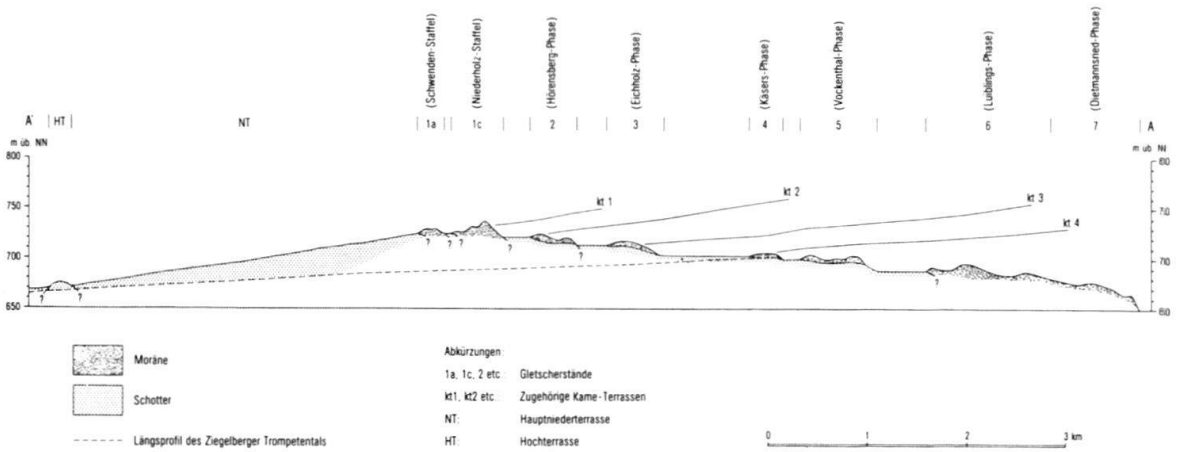


Fig. 2. Längsschnitt durch das Dietmannsrieder Zweigbecken des Iller-Gletschers (10-fach überhöht). Aus Habbe 1985 (leicht verändert) (Reproduktion mit Bewilligung von Quartär).

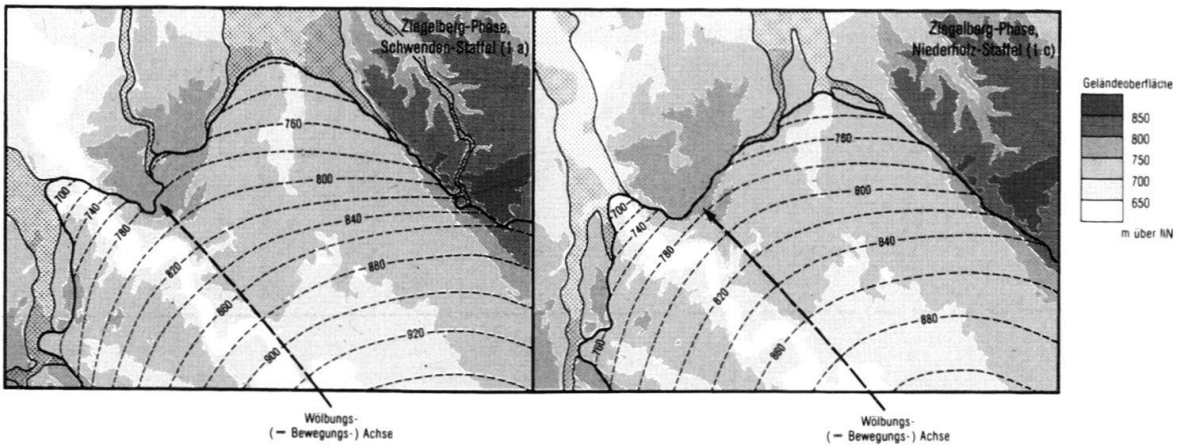


Fig. 3. Das Oberflächenrelief des Iller-Gletschers während des Würm-Hochstandes. Aus Habbe 1985 (ergänzt) (Reproduktion mit Bewilligung von Quartär).

Diese Tendenz zur Linksabweichung ist kein lokaler Sonderfall. Sie findet sich bei allen Vorlandgletschern – sowohl im nördlichen Alpenvorland wie am Alpensüdrand – und sie läßt sich auch für die postglazialen Gletscherhochstände nachweisen. Am Alpennordrand ist das eindrucksvollste Beispiel dafür der Isar-Loisach-Gletscher, der wesentlich von – über den Fernpaß und den Seefelder Sattel (nach links!) drängendem – inneralpinem Inn-Eis gespeist wurde, und dessen (linker!) Loisach-Ast am weitesten nach Norden vordrang. Aber auch der Rheingletscher (Krayss & Keller 1983) zeigt deutlich die gleiche Tendenz. Am Alpensüdrand ist sie wohl am sinnfälligsten durch die »Serra« an der Ausmündung des vom Mt. Blanc herabziehenden Dora-Baltea-Tales belegt, »die größte Moräne der Alpen« (so A. Penck in Penck & Brückner 1901-09: 762), die die kaltzeitlichen Gletscher hier am Ost-(dem linken!) Rand des Moränenamphitheaters von Ivrea angehäuft haben. Sie zeigt sich aber auch am Gardaseegletscher, dessen auffälliges Umbiegen nach links – um die Ausläufer des Monte Baldo (bei S. Vigilio) herum in die Bucht von Garda – Penck auch schon beschäftigt hat (Habbe 1969). Für die postglazialen Hochstände seien ebenfalls zwei Beispiele genannt: 1. Der Sulzenauferner in den Stubaier Alpen (Heuberger & Beschel 1958) hat während des Postglazials das Becken oberhalb der Sulzenau-Hütte nicht mehr auf der vollen Breite erfüllt, sondern – weil nach links drängend – die große rechtsseitige Ufermo-

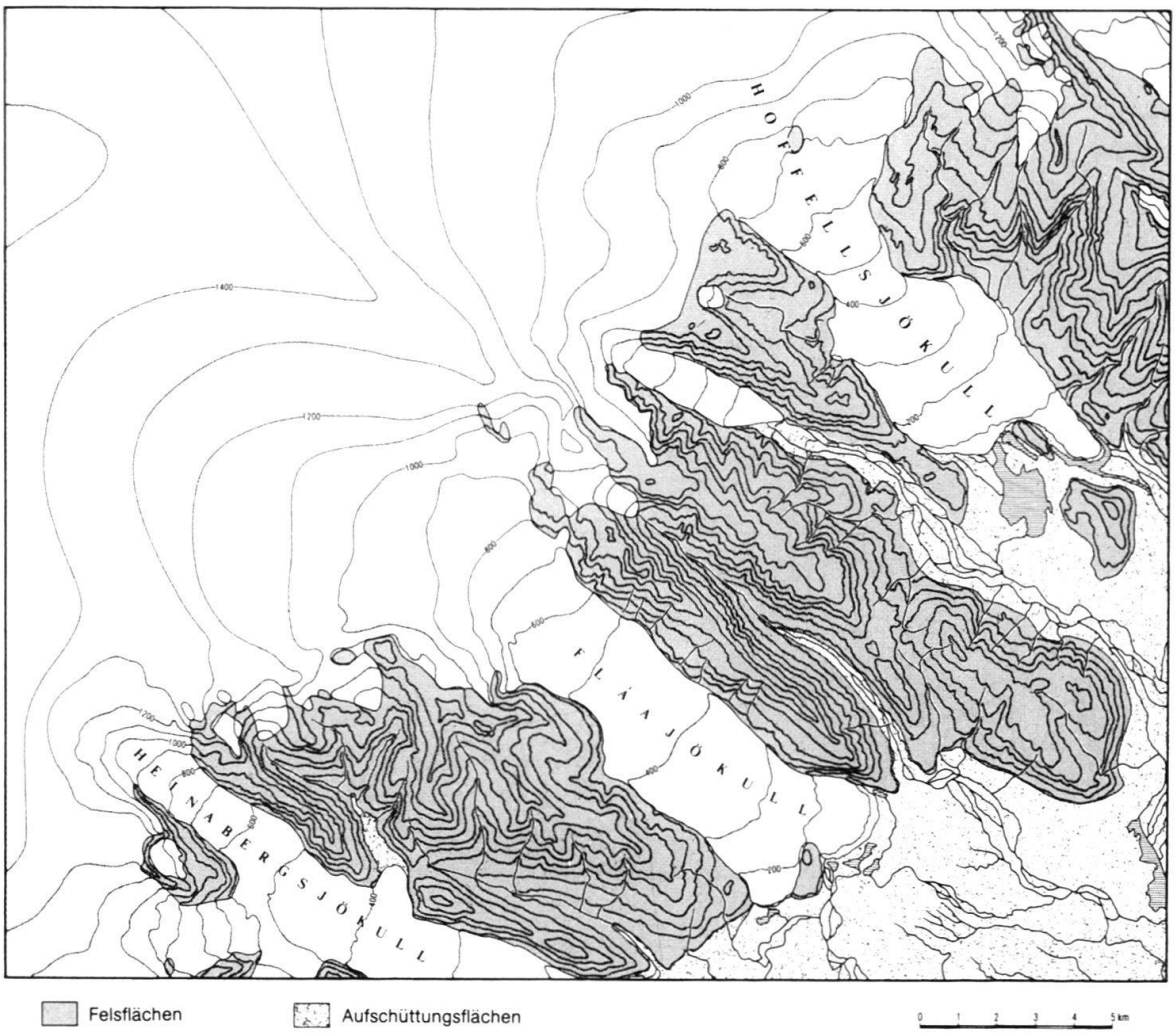


Fig. 4. Übersichtskarte der Südostflanke des Vatnajökull/Island (nach der Uppdráttur Islands 1:100.000, Blad 96 Hoffellsjökull). Die Karte zeigt den Gletscherstand von 1969, also vor dem 1960/90er Vorstoß, läßt aber gleichwohl die Tendenz der Gletscherzungen nach links, die der austretenden Schmelzwässer nach rechts erkennen.

räne aufgeschüttet, hinter der die Blaue Lacke liegt. 2. Der Tsanfleuron-Gletscher oberhalb des Sanetsch-Passes im Grenzgebiet Berner/Walliser Alpen (Täufer in Druckvorb.) hat – weil nach links drängend – noch 1878 ganz überwiegend zur Saane entwässert und nicht – wie nach den heutigen Geländeverhältnissen zu erwarten – über die Morge zur Rhone.

Die Abweichung nach links aus der durch das Untergrundrelief vorgezeichneten Bewegungsrichtung war nur möglich, wenn die Gletscher sich in ihren oberflächennahen Teilen anders bewegen konnten als in den basalen. Das setzt Trenn- und Gleitflächen im Gletscherkörper voraus, also annähernd oberflächenparallele Scherflächen. Das über diese Scherflächen vorwärtsbewegte Eis kann nicht sehr mächtig, muß aber flächenmäßig recht ausgedehnt gewesen sein: es muß sich also um flache »Eisschilde« gehandelt haben. Bewegungsmoment kann nicht – wie bei heutigen Gletschern zumeist – schwerkraftinduziertes Eisfließen, sondern muß ein – gleichfalls schwerkraftinduzierter – Schub

Fig. 5. Das östliche Zungenende des Hoffellsjökull, vom rechten Talhang her gesehen (Aufn. Verf. 19.8.1994). Erläuterung im Text.

gewesen sein, der durch – niederschlagsbedingten – Massenüberschuß im Nährgebiet ausgelöst wurde, und auf den das bewegte Eis (überwiegend) starr (jedenfalls nicht durch Verformung) reagierte.

3. Beobachtungen an rezenten Gletschern in Island

Für diese Art Bewegungsmechanismus gibt es aktuelle Belege von Fußgletschern des Vatnajökull in Island (Fig. 4), die seit Ende der 60er bis in die 90er Jahre kräftig vorgestoßen sind (Norddahl 1994).

So läßt sich etwa am Hoffellsjökull zeigen, daß auch heute noch vorstoßende Gletscher nicht als Ganzes sich bewegen, sondern in der Tat als flache, teleskopartig übereinander hinwegbewegte Eisschilde (Fig. 5). Hier finden sich fünf derartige Eisschilde übereinander, die alle aus der Vorstoßphase der 60er bis 90er Jahre stammen, man erkennt deren Tendenz zur Abweichung nach links, und man sieht, daß die Gleitflächen zwischen den Eisschilden gebildet werden von den niedergeschmolzenen Oberflächen vorhergehender Gletschervorstöße.

Figur 6 von der Stirn des benachbarten Fláajökull belegt, daß die Eisschilde trotz nur geringer Mächtigkeit tatsächlich ohne Verformung selbst gegen beträchtliche Gegengefälle – hier gegen die Endmoräne des 60er/90er-Vorstoßes (und darüberhinaus) – vorwärtsgeschoben werden (und nicht etwa »fließen«).

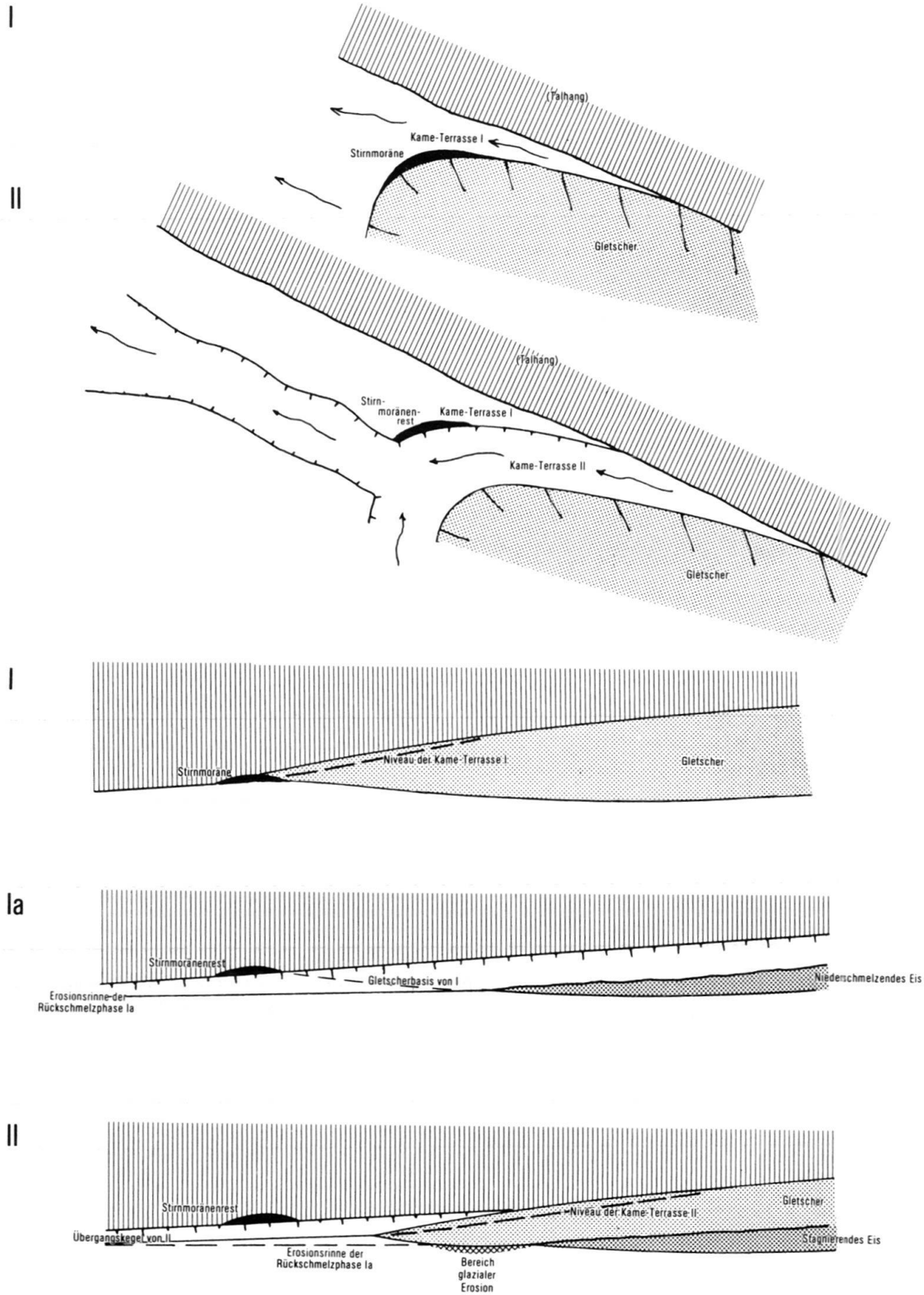
Fig. 6. Ein dünner Eisschild des vorstoßenden Fláajökull schiebt über die Krone der Endmoräne des gleichen Vorstoßes hinaus (Aufn. Verf. 19.8.1994).

4. Folgerungen

Danach läßt sich die Vorwärtsbewegung auch vorstoßender kaltzeitlicher Gletscher erklären als Summierung zahlreicher, relativ kurzdauernder und nur relativ kurze Distanzen überbrückender, durch Rück- und Niederschmelzphasen voneinander getrennter Vorschübe flacher Eisschilde auf oberflächennahen Scherflächen über stagnierendem Eis (stagnant ice) vorhergehender Vorstöße.

Dieser – durch Niederschlags- und nicht durch Temperaturunterschiede gesteuerte und durch Reibungsverluste kaum behinderte – Bewegungsmechanismus macht eine Reihe bisher schwer erklärbarer Phänomene verständlich, z.B. weshalb überhaupt die – im Verhältnis zu ihrer Flächenausdehnung außerordentlich dünnen und sehr flach geböschten – kaltzeitlichen Gletscher soweit vorgestoßen sind, wie sie das tatsächlich getan und weshalb sie auch in der Maximalposition noch kräftig oszilliert haben, oder weshalb sich die morphostratigraphische Gliederung des letztkaltzeitlichen Späthoch- und Spätglazials sowohl im Alpenvorland wie im nördlichen Mitteleuropa in der aus den Tiefseebohrkernen gewonnenen Sauerstoffisotopenkurve nicht abbildet (Habbe 1995).

Dieser Bewegungsmechanismus hat aber vor allem auch Konsequenzen für die Erklärung der glazialen Erosion und Übertiefung. Er impliziert nämlich, daß eine Einwirkung der vorstoßenden Gletscher auf den Untergrund insbesondere dort (und dann) möglich war, wo (und wenn) sie über ihre stagnant-ice-Unterlage hinaus vorstießen, d.h.


I
(Talhang)
Kame-Terrasse I
Stirnmoräne
Gletscher
II
(Talhang)
Stirn-
moränen-
rest
Kame-Terrasse I
Kame-Terrasse II
Gletscher
I
Stirnmoräne
Niveau der Kame-Terrasse I
Gletscher
Ia
Stirnmoränenrest
Gletscherbasis von I
Niederschmelzendes Eis
Erosionsrinne der
Rückschmelzphase Ia
II
Stirnmoränenrest
Niveau der Kame-Terrasse II
Gletscher
Übergangskegel von II
Stagnierendes Eis
Erosionsrinne der
Rückschmelzphase Ia
Bereich
glazialer
Erosion

jeweils in dem Bereich zwischen dem Außenrand der Eisunterlage und der Gletscherstirn (Fig. 7). Größeres Ausmaß konnte sie nur dann erreichen, wenn dem Gletschervorstoß ein längerdauernder Gletscherhalt in der erreichten Maximalposition – also eine Phase ausgeglichenen Massenhaushalts – folgte, und glaziale Übertiefung war unter diesen Umständen nur möglich, wenn zusätzlich unter hohem hydrostatischen Druck stehendes (Schnee-)Schmelzwasser auf den Untergrund einwirkte.

5. Beobachtungen zur Schmelzwasserbewegung in und unter dem Gletscher

Eine Schmelzwasserbewegung unter hydrostatischem Druck unter dem Eis ist für die kaltzeitlichen Gletscher des Alpenvorlands vielfach belegt dadurch, daß in den Füllungen der glazial übertieften Becken außer Beckenschluffen regelmäßig auch glazifluviale Kiese erbohrt wurden, und zwar stets an der Basis der Füllung.

Ein sprechendes Beispiel dafür lieferte eine Bohrung am Innenrand des Markelfinger Winkels bei Radolfzell im westlichen Bodenseegebiet (Schreiner 1973, 36, Abb. 5). Dort sind durch entsprechende Kiesbasislagen zwei aufeinanderfolgende Eintiefungsphasen angedeutet (Die Bohrung ist – in vereinfachter Form – in die Profildarstellung Fig. 11 der vorliegenden Arbeit einbezogen worden).

Diese Kieslagen an der Basis beweisen, daß der hydrostatische Druck unter dem vorstoßenden Gletscher so groß war, daß das unter dem Gletscher bewegte Wasser nicht nur das auflastende Eis anheben und das – bei allen übertieften Becken gegebene – Gegengefälle überwinden konnte, sondern auch zu kräftigem Materialtransport – und damit zu Erosion – in der Lage war.

Unter hydrostatischem Druck stehendes Wasser an der Gletscherbasis tritt bei vorstoßenden Gletschern aber auch bei normalem Basisgefälle nach außen auf. Das läßt sich wiederum an rezenten Beispielen aus Island belegen.

Figur 8 – unmittelbar vor der Stirn des Fláajökull an dessen rechter Flanke aufgenommen – scheint zunächst nur einen normalen Schmelzwasserabfluß zu zeigen. Das Besondere daran ist, daß die »Landzungen« zwischen dem abfließenden Wasser nicht aus Schottern, sondern aus Gletschereis bestehen, und das Wasser nur zum Teil von der Gletscherfront abfließt, vor allem aber – wie bei artesischen Quellen – von unten her aufdringt, augenblicksweise regelrechte Fontänen bildend, – was auf rasch wechselnde Druckverhältnisse hindeutet.

Das gleiche Phänomen ist schon Mitte der 30er Jahre am benachbarten Hoffellsjökull beobachtet worden (Thorarinsson 1939, 204, Fig. 9). Die Rahmensituation war damals ganz ähnlich wie heute: der Vorstoß der 20er Jahre war zum Abschluß gekommen, die Gletscherstirnen begannen zurückzuweichen.

Fig. 7. Der Bewegungsmechanismus eines vorstoßenden Gletschers, in Anlehnung an die Verhältnisse beim würmzeitlichen Iller-Gletscher. Oben Grundrisse, unten zugehörige Längsprofile. I = Maximalstand, II = Internstand, Ia = die zwischen I und II anzunehmende, im Gelände nicht dokumentierte Rück- und Niederschmelzphase. Der zu Stand II vorrückende Gletscher hat das stagnierende Eis (stagnant ice) der Niederschmelzphase überfahren. Glaziale Erosion war dabei nur möglich im Bereich zwischen Gletscherstirn und distalem Ende der stagnant-ice-Unterlage.

Fig. 8. Unter hydrostatischem Druck aus niedergeschmolzenem Eis des Fláajökull austretendes Schneeschmelzwasser (Aufn. Verf. 19.8.1994).

Figur 9 (oben) zeigt die Situation im Längsschnitt. Sie läßt sich nur erklären, wenn man (Fig. 9, unten) annimmt, daß sich das in den Gletscher eingedrungene Schneeschmelzwasser auf den gleichen Scherflächen bewegt wie das Eis selbst – vorzugsweise auf der obersten -, daß die Eisschilde für das Wasser normalerweise – vermutlich wegen des Drucks von hinten – undurchdringlich sind, und das Wasser im vorliegenden Fall nur deswegen an die Oberfläche quillt, weil der Niedertauprozeß nach Abschluß der Vorstoßphase den abdeckenden Eisschild hier extrem dünn und damit durchlässig hat werden lassen. Bevor diese Situation eintrat, muß das Schmelzwasser jedoch unter dem Eis bis an die Gletscherfront vorgedrungen sein und entsprechend auf den Untergrund eingewirkt haben. Dabei könnte – darauf weisen die heute noch beobachtbaren Druckschwankungen beim Austrittsvorgang hin – wegen der rasch wechselnden Druckverhältnisse Kavitationskorrasion – mit der Folgewirkung besonders hoher Erosionsbeträge – wirksam gewesen sein.

Die derzeit zu beobachtenden Phänomene erlauben dezidiertere Aussagen über die Zugangswege des Schmelzwassers im Gletscher nur für den augenblicklichen Zustand. Der hohe (und wechselnde) Druck, unter dem das Wasser zutage tritt, läßt den Schluß zu, daß die Austrittsschächte für das anströmende Wasser im Prinzip zu eng sind, die Zugangswege also einen größeren Querschnitt haben. Das würde bestätigen, daß die derzeitigen Austrittsschächte ein nur kurzzeitig existierendes Sekundärphänomen sind. Aber auch die größer dimensionierten und vermutlich auf wenige Kanäle konzentrierten Schmelzwasserzugangswege haben sich wahrscheinlich erst in einer Spätphase des letzten Vorstoßes herausgebildet. Für den Beginn und die Hochphase des Vor-

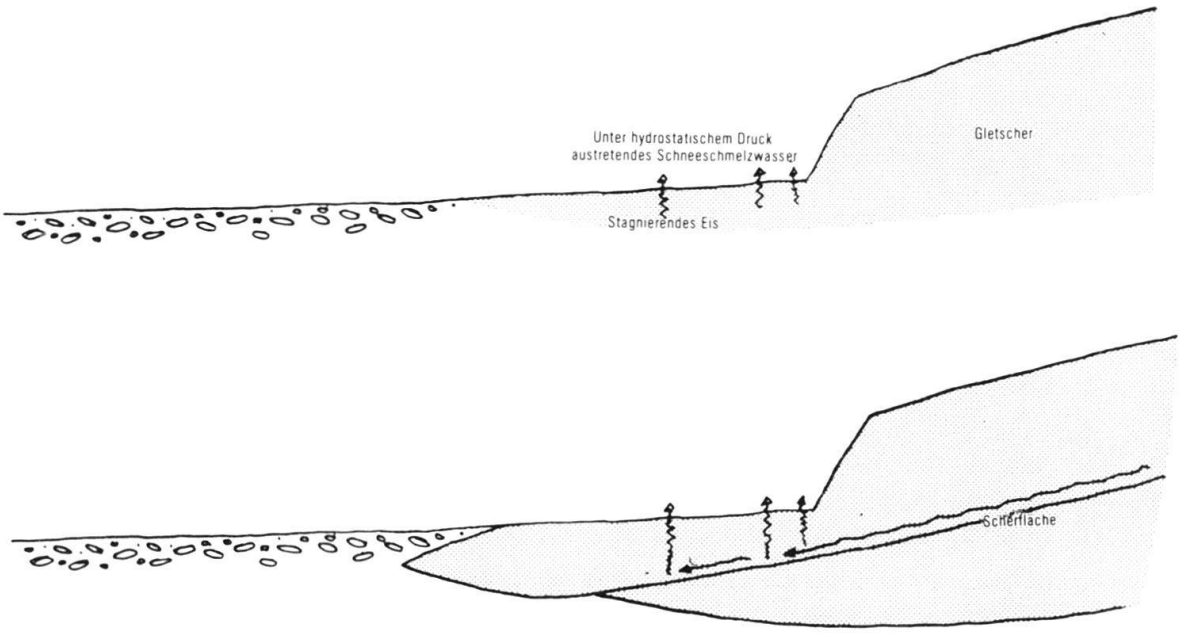


Fig. 9. Die Situation von Fig. 8 im schematischen Längsschnitt. Oben die beobachteten Phänomene, unten die Deutung. Näheres im Text.

stoßes muß mit einer größeren Zahl von eher klein dimensionierten und jeweils nur kurze Zeit existierenden Zugangswegen gerechnet werden, im proximalen Bereich – also unter höherer Eisauflast – noch mehr als im Mündungsbereich. Menzies (1995) hat dazu – in Anlehnung an Walder (1982) – Modellansätze entwickelt (»non-steady-state channels«).

6. Folgerungen

Kräftigere glaziale Erosion, insbesondere aber glaziale Übertiefung wäre demnach vor allem subglaziale Schmelzwassererosion (so auch Ehlers 1990 für Norddeutschland) und ein nicht nur örtlich, sondern auch zeitlich beschränktes Phänomen (mit entsprechend hoher Formungsintensität) gewesen.

Damit ließe sich die für die Quartärbasis der Alpentäler wie des Alpenvorlands so charakteristische Becken- und Schwellen-Struktur erklären: die Schwellen bezeichneten danach längerdauernde Randlagen sowohl der Gletscherstirn wie der stagnant-ice-Unterlage, wo die glaziale Erosion – aus den genannten Gründen – retardiert war, die Becken den Bereich dazwischen, wo sie ungehindert wirksam werden konnte.

In den ausgeprägteren Fällen ist diese Situation vermutlich am gleichen Ort mehrfach eingetreten, weil sie immer wieder in der gleichen Weise gegebenen Gleichgewichtszuständen von Eiszufuhr und Eisabbau entsprach, die ihrerseits ein Reflex waren auf die orographischen und die – mehrfach in der gleichen Weise gegebenen – klimatischen Verhältnisse im Nährgebiet.

Erklären ließe sich aber auch, weshalb ältere Lockergesteinsmassen von jüngeren Gletschern nicht immer – oder nicht immer vollständig – ausgeräumt wurden: in diesen Fällen

folgten die Gletschervorstöße so rasch aufeinander, daß die Zeit für die Ausräumung auch nur von Lockermaterial durch subglaziale Schmelzwassererosion nicht ausreichte.

Ein Beispiel dafür ist das alpine Loisachtal (Bader 1979, 54, Abb. 3): Von dessen mächtiger spätrißzeitlicher Lockergesteinsfüllung wurde vom würmzeitlichen Gletscher nur wenig ausgeräumt, und zwar offenbar deswegen nicht, weil der vorrückende Gletscher rasch bis an die Murnauer Molasseschwelle vorstieß und dann alsbald von einem weiteren Vorstoß überfahren wurde, so daß für subglaziale Schmelzwassererosion nach dem ersten Vorstoß wenig Zeit verblieb und danach das stagnierende Eis dieses Vorstoßes den Untergrund gegen Schmelzwassererosion der nachfolgenden Vorstöße schützte, so daß sie nur nördlich der Murnauer Schwelle – im Riegsee –, im Spatzenhausen-Eberfinger – (Frank 1979) und im Ammersee-Becken – wirksam werden konnte.

7. Weitere Überlegungen

Offenbar war also glaziale Erosion, jedenfalls aber glaziale Übertiefung abhängig davon, daß unter hydrostatischem Druck stehendes Schmelzwasser hinreichend lange auf den Untergrund einwirken konnte. Ob das der Fall war, hing in den Alpentälern – wie gezeigt – von der mehr oder weniger raschen Abfolge der Gletschervorstöße ab. Im Alpenvorland kam aber noch etwas weiteres hinzu. Hier trat zwar während des Maximalstandes das anströmende Schmelzwasser – weil es sich im Gletscher auf oberflächennahen Scherflächen bewegte und nicht (wie bei heutigen Gletschern) bis zur Tiefenlinie unter dem Gletscher absank – an zahlreichen Stellen an der Gletscherstirn aus. Aber während der Vorstoßphasen muß die Wasserführung im Gletscher – und damit ihre Einwirkung auf den Untergrund – stärker linienhaft ausgerichtet gewesen sein und zwar im wesentlichen aus zwei Gründen:

1. In stärker reliefiertem Gelände mußten sich die Gletscher auch im Vorland dem Untergrundrelief anpassen. Die subglaziale Schmelzwassererosion konzentrierte sich entsprechend auf dessen Tiefenlinien, insbesondere auf die gegen das Stammbecken des Gletschers ziehenden »zentripetalen« Täler, in denen der Gletscher talauf schob. Hier war von vornherein ein Gegengefälle gegeben und der hydrostatische Druck des unter dem Eis bewegten Schmelzwassers entsprechend hoch mit der Folge, daß relativ rasch übertiefte Zweigbecken entstehen konnten.
2. In offenerem Gelände wurde das auf den Scherflächen im Gletscher sich bewegende Wasser – weil die Eisschilde nach links tendierten – auf die gegenüberliegende, die rechte Flanke des Gletschers gezwungen.

Diese Rechtstendenz des Schmelzwassers im Gletscher läßt sich anhand von dessen Austrittsstellen an der Gletscherfront an kaltzeitlichen Gletschern – besonders schön am Rheingletscher, dessen Schmelzwässer zum größten Teil über hochgelegene Wasserscheiden an seiner rechten (!) Flanke zur Donau abflossen – ebenso beobachten wie an heutigen Fußgletschern des Vatnajökull (Fig. 4; vgl. dazu auch Thorarinsson 1939).

Das auf den Scherflächen im Gletscher auf dessen rechter Flanke anströmende Schmelzwasser konnte – je nach den angetroffenen Geländeverhältnissen – unterschiedliche Wirkungen entfalten: entweder subglazial erosiv wirksam werden oder an der Gletscherflanke austreten und dann – u.U. auch – akkumulieren.

Für diesen zweiten Fall ist das Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers wiederum ein eindrucksvolles Beispiel: so erklären sich die Kame-Terrassen, die an dessen rechter Flanke (und nur hier) als Äquivalente des Maximalstandes und der älteren Internstände des Gletschers auftreten (Fig. 1).

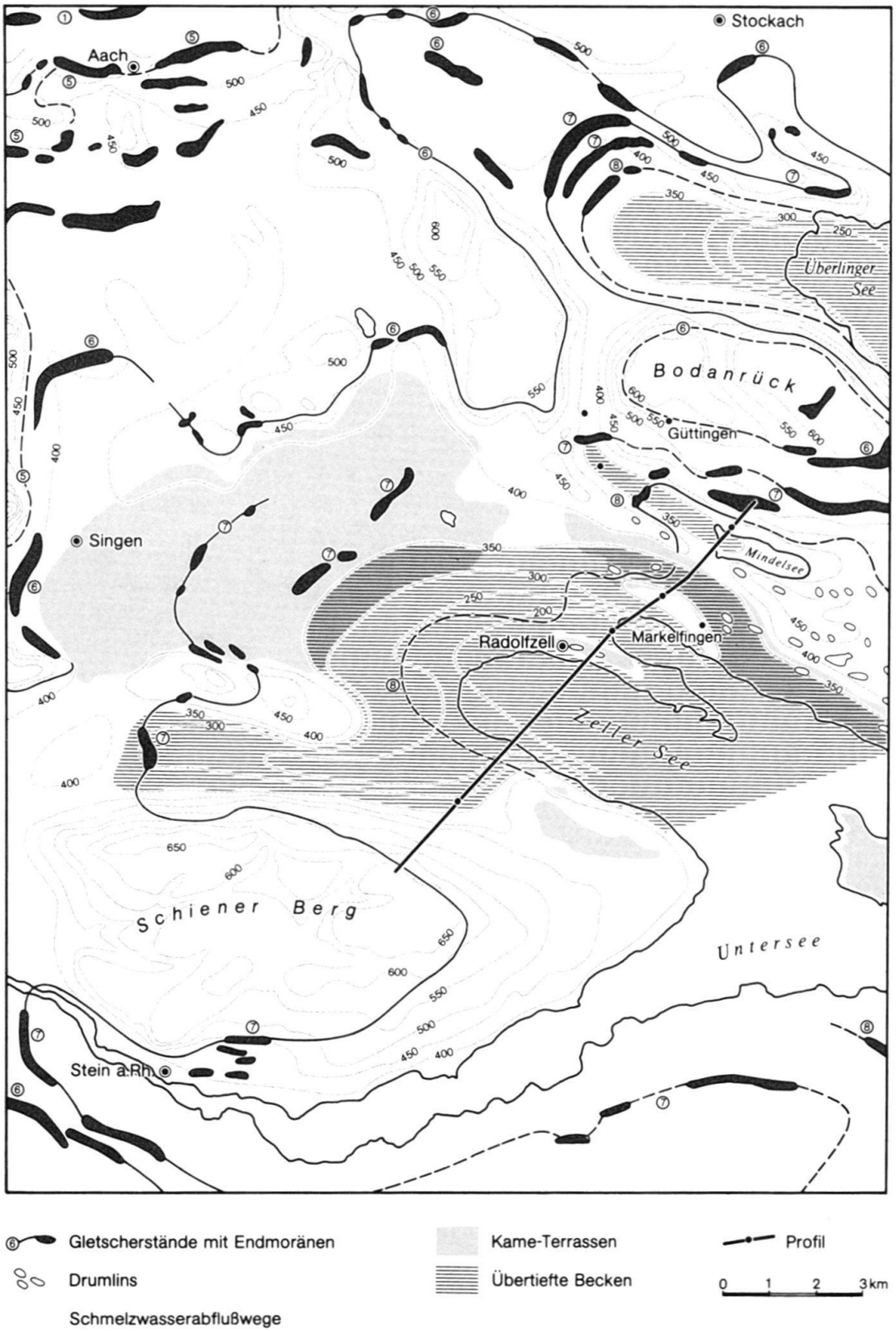
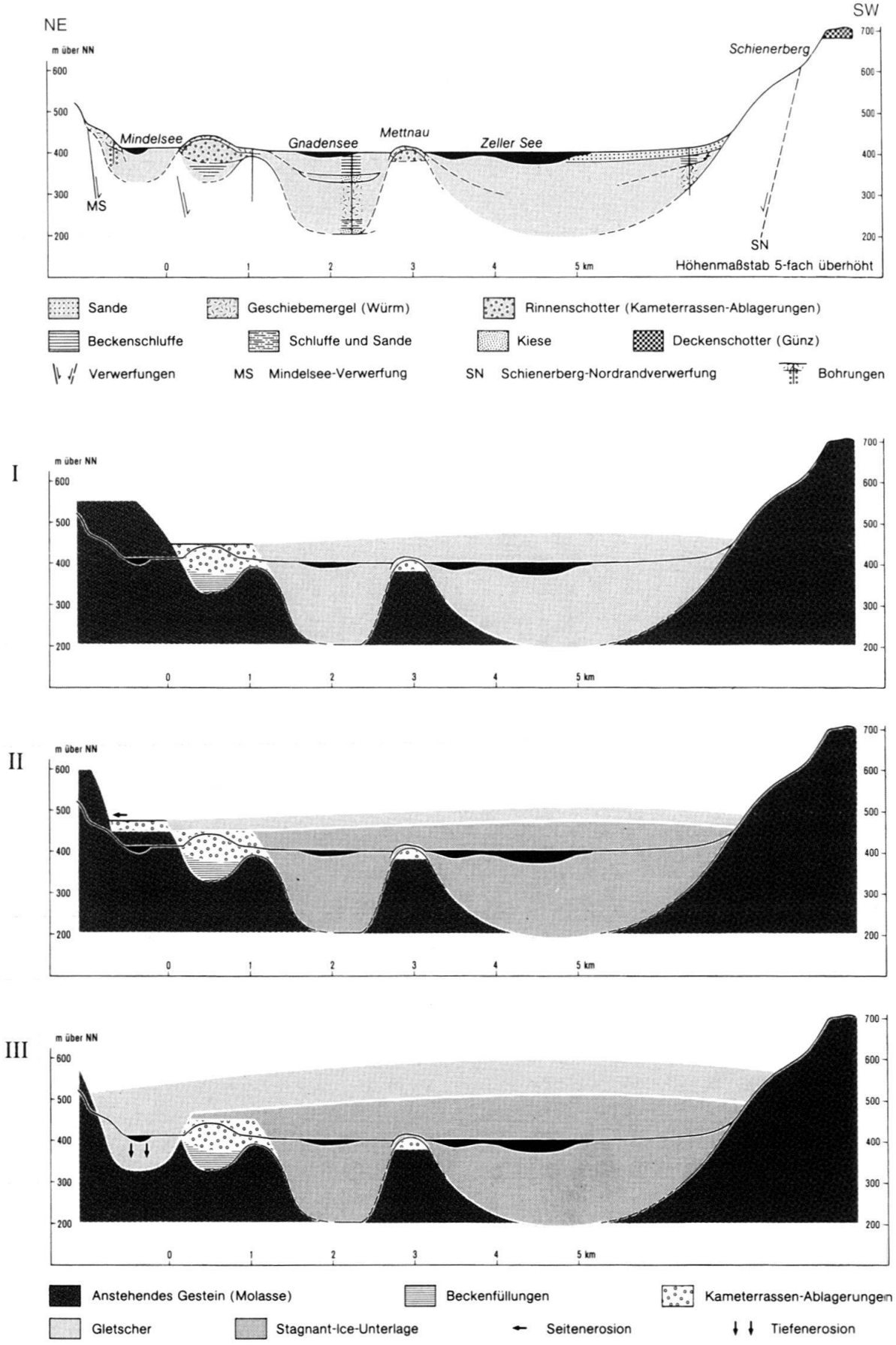


Fig. 10. Würmzeitliche Ablagerungen und Formen im Bereich des westlichen Untersees. Höhenkurven der Quartärbasis. Im Grenzbereich gegen die Schweiz fehlen die Daten, die Übertiefung ist daher dort nicht dargestellt. Nach Schreiner 1968, 1970 (ergänzt).


NE
SW
m über NN
Schienerberg
Mindelsee
Gnadensee
Mettnau
Zeller See
MS
SN
Höhenmaßstab 5-fach überhöht
Sande
Geschiebemergel (Würm)
Rinnenschotter (Kameterrassen-Ablagerungen)
Beckenschluffe
Schluffe und Sande
Kiese
Deckenschotter (Günz)
Verwerfungen
MS Mindelsee-Verwerfung
SN Schienerberg-Nordrandverwerfung
Bohrungen
I
II
III
Anstehendes Gestein (Molasse)
Beckenfüllungen
Kameterrassen-Ablagerungen
Gletscher
Stagnant-Ice-Unterlage
Seitenerosion
Tiefenerosion

Der erste Fall – linienhaft gerichtete subglaziale Schmelzwassererosion auf der rechten Flanke eines Großgletschers – ist beim Rheingletscher durch das Zweigbecken des Überlinger Sees beispielhaft entwickelt, aber z.B. auch beim Gardasee-Gletscher durch die Buchten von Salò und Padenghe.

Einen interessanten Mischtyp repräsentieren die Verhältnisse an der rechten Flanke des Untersees (Fig. 10 und 11). Hier kam es – je nach Gletscherstand – zur Bildung von Kame-Terrassen oder aber von übertieften Rinnen mit dem Ergebnis, daß der rechte Beckenrand sukzessive zurückverlegt wurde und eine regelmäßige Abfolge von Becken und schotterbekrönten Schwellen in Gletscherlängsrichtung entstand. Der letzte Abschnitt der Entwicklung ist in Fig. 11 (unten) im einzelnen dargestellt. Er verlief dreiphasig:

- zunächst Bildung einer Kame-Terrasse,
- dann (vermutlich) Bildung einer weiteren Kame-Terrasse in höherem Niveau, jedenfalls aber Rückverlegung und Versteilung des rechten Beckenrands, und
- schließlich – weil nun der Platz für die Ausbildung einer weiteren Kame-Terrasse fehlte – subglaziale Wasserbewegung und Eintiefung eines übertieften Beckens, wobei die zuvor gebildete Kame-Terrasse durch überlagerndes stagnierendes Eis des vorhergehenden Vorstoßes gegen Abtragung geschützt wurde.

Das Beispiel zeigt, daß die Kombination von Schutz des Untergrunds durch stagnierendes Eis eines vorhergehenden Vorstoßes und subglazialer Schmelzwassererosion nicht nur in der Längsrichtung eines Gletschervorstoßes, sondern auch quer dazu – also als kombinierte Seiten-/Tiefenerosion – wirksam werden konnte. Es gibt Hinweise, daß der dargestellte letzte Abschnitt der Entwicklung während eines einzigen Gletschervorstoßes – dem zu Stand 6 sensu Schreiner (1970), dem äußeren Stand der Inneren Jungendmoräne – stattfand. Wenn das richtig ist, wäre das ein Beleg dafür, daß auch dieser Vorstoß – wie rezent für den Hoffellsjökull gezeigt und wie vermutlich bei allen großen Gletschervorstößen der Fall – eine Folge von mehreren Vorschüben flacher Eisschilde gewesen ist.

LITERATURVERZEICHNIS

BADER, K. 1979: Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). Eiszeitalter u. Gegenwart 29, 49–61.

EHLERS, J. 1990: Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. Bremer Beitr. Geogr. u. Raumplanung 19.

EMBLETON, C. & KING, C.A.M. 1975: Glacial Geomorphology. 2nd ed. London (Arnold).

Fig. 11. Querprofil über den zentralen Untersee und seine Flanken (nach Schreiner 1968, oben) und die Deutung des Nebeneinanders von Kame-Terrassen und übertieften Rinnen (unten). Zur Lage des Profils vgl. Fig. 10. Näheres im Text.

FRANK, H. 1979: Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisachgletschers – Neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den alpinen Tälern, im Gebiet des 'Murnauer Schotters' und im 'Tölzer Lobus' (Erste Mitteilung). Eiszeitalter u. Gegenwart 29, 77–99.

HABBE, K.A. 1969: Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes – Studien über Verbreitung und Formenschatz der jungquartären Ablagerungen am Alpensüdrand zwischen Chiese und Etsch. Freiburger Geogr. Arbeiten 3.

– 1985: Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet – Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung. Quartär 35/36, 55–68.

– 1995: Zur Diskussion über die Chronostratigraphie des Pleistozäns im Alpenvorland und zu einigen daraus resultierenden Schlußfolgerungen für die Geomorphologie. Regensburger Geogr. Schriften 25, 49–63.

HAEBERLI, W. & PENZ, U. 1985: An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP ice age glaciers in and around the Swiss Alps. Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 21, 351–361.

HAEBERLI, W. & SCHLÜCHTER, CHR.1987: Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). In: The Physical Basis of Ice Sheet Modelling – Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987. IAHS Publ. 170, 333–346.

HEUBERGER, H. & BESCHEL, R. 1958: Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol). In: Festschrift zum 60. Geburtstag von HANS KINZL, (Hg. v. PASCHINGER, H.) Schlern-Schriften 190, 73–100.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 1983: Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. Schrift. Ver. Geschichte des Bodensees 101, 113–129.

LLIBOUTRY, L. 1964/65: Traité de Glaciologie. 2 vols. Paris (Masson).

MARCINEK, J. 1985: Gletscher der Erde. Thun/Frankfurt (Deutsch).

MENZIES, J. (ed.) 1995–96: Glacial Environments. – vol. I: Modern Glacial Environments – Processes, Dynamics and Sediments, – vol. II: Past Glacial Environments – Sediments, Forms and Techniques. Oxford (Butterworth/Heinemann).

– 1995: Hydrology of Glaciers. In: Glacial Environments, vol. I, (Ed. by MENZIES, J.) 197–239.

NORDDAHL, H. (ed.) 1994: Abstracts – INQUA Commission on Formation and Properties of Glacial Deposits – Meeting in Iceland, August 1994, Deckblatt.

PATERSON, W.S.B. 1969: The physics of glaciers. Oxford/New York (Pergamon). 3rd ed. 1994.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901–09: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig (Tauchnitz).

SCHREINER, A. 1968: Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 10, 79–104.

– 1970: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50.000. Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg). 2. Aufl. 1974.

– 1973: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000 – Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen. Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).

SUGDEN, D.E. & JOHN, B.S. 1976: Glaciers and Landscape – A Geomorphological Approach. London (Arnold).

TÄUFER, V. (in Druckvorb.): Das Vorfeld des Tsanfleuron-Gletschers (Sanetschpaß-Gebiet/Wallis) – Beobachtungen zur rezenten glazialen und glazifluvialen Reliefgenese und zur Vegetationsentwicklung in einem kalkalpinen Milieu. Mitteil. Fränk. Geogr. Ges. 44.

THORARINSSON, S. 1939: Hoffellsjökull, its Movement and Drainage. In: Vatnajökull – Scientific Results of the Swedish-Icelandic Investigations 1936-37–38 (Chapter VIII). Geografiska Annaler 21, 189–215.

WALDER, J.S. 1982: Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging. J. Glaciol. 28, 273–293.

WILHELM, F. 1975: Schnee– und Gletscherkunde. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. (Hg. v. OBST, E. & SCHMITHÜSEN, J.), Bd. 3, Teil 3. Berlin (de Gruyter).

Uppdráttur Islands 1:100.000, Blad 96 Hoffellsjökull. Publ. by Landmaelingar Islands 1986.

Manuskript eingegangen 5. Februar 1996
Revidierte Fassung angenommen 4. August 1996