

Digitales Brandenburg

hosted by **Universitätsbibliothek Potsdam**

Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung

Elbert, Johannes

Greifswald, 1906

Über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme.

urn:nbn:de:kobv:517-vlib-7018

den Stromfäden zeigen einen kleineren Querschnitt, als sie im Nährgebiet besessen haben, daher muss ihre Stromgeschwindigkeit grösser sein. Nach dem Durchgang durch die Einschmelzlinie ist eine Volumverringerung eingetreten, und die Stromfäden vergrössern ihren Querschnitt, sodass eine Verlangsamung der Stromgeschwindigkeit beginnt, welche wegen des grossen Substanzverlustes durch den subglacialen Abfluss der Schmelzwasser sich schnell steigert. In der Tat beobachtete v. Drygalski eine rasch wachsende Abnahme der Geschwindigkeit vom Einsenkungsgebiete zum Eisrande, während die Zunahme derselben im Nährgebiete zur Einschmelzzone hin eine langsamere war.

Der innere Eisschwund ist also, wie gesagt, in der Einschmelzzone am grössten und nimmt schnell zum Eisrande hin ab. Von der Einschmelzzone an sind die Schmelzwasser im Stande sich ihren Weg unter dem Eise zum Eisrande hin zu bahnen. Geringere Wassermengen mögen durch die lockeren Steinbeschüttungen über der Grundmoräne entweichen, grössere werden sich Kanäle im Eis und seiner Unterlage graben, durch deren Vereinigung subglaciale Ströme entstehen, welche in Bezug auf ihre Lage zum Inlandeise als submarginal zu bezeichnen sind.

Über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme.

Da die Entstehung der Schmelzwasserströme in Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeises begründet ist, so muss selbstredend auch ihre Lage vom Inlandeise reguliert werden. Die Quelle dieser Ströme liegt, wie betont, in der Einschmelzzone des Inlandeises und ihr Lauf unter der schwellenden Randzone. Deshalb muss die Richtung der submarginalen Ströme abhängig sein von den Strömungseigentümlichkeiten dieses Gebietes. Eine Rückwärtsverlängerung subglacialer Wasserkanäle über die Einschmelzzone hinaus, ist aus dem Grunde nicht möglich, weil hier infolge der Änderung der vertikal abwärts gerichteten Bewegung des Nährgebietes in die vertikal aufwärts gerichtete der Randzone jegliche Hohl-

räume alsbald erdrückt würden. Unter dem Eisrande hingegen müssen die subglacialen Kanäle bei weitem günstigere Existenzbedingungen haben, da nämlich die Druckwirkungen der Eismasse hier durch die vertikal aufwärts gerichtete Bewegung gewissermassen aufgehoben werden, und die Longitudinalbewegung mit der Entfernung von der Einschmelzzone schnell abnimmt.

Um die Abflussverhältnisse der Schmelzwasser kennen zu lernen, seien zuerst die verschiedenen Bewegungsformen im Inlandeisrande näher erörtert. Empfängt ein Gletscher einen Zweiggletscher, so ist dieser schon kurz nach der Vereinigung so innig mit jenem verschmolzen, dass seine Bewegungserscheinungen völlig von der des Hauptgletschers absorbiert sind. Das Anfangsstadium eines Inlandeises ist nun die Vereinigung vieler Gletscher, deren selbständige Bewegungen in der Gesamtbewegung aufgehen; ein solcher Vergletscherungstypus entspricht dem des Vorlandgletschers. Mit der wachsenden Mächtigkeit verschwinden die Einzelströme und mit dem Eintreten einer einheitlichen Bewegung rückt die Firnlinie in die Nähe des Eisrandes. Durch diesen Vorgang wird oft die Wasser- resp. Eisscheide in ein Gebiet verlegt, das in gar keiner Beziehung zu ihrer früheren Lage steht. Dass die einheitliche Hauptbewegung des Inlandeises trotzdem im Randgebiete Strömungsunterschiede besitzt, beweist uns die oft ausserordentlich stark gegliederte Form des Eisrandes. Man kann sowohl am rezenten Inlandeise, wie auch an der Lage der diluvialen Endmoränen den oft zu grossen Gletscherloben und Zungen zerschnittenen Eisrand sehen. Dieser Umstand ist aber nur durch die Annahme zu erklären, dass in der Einheit der Hauptbewegung des Inlandeises eine Vielheit von Einzelströmungen im Randgebiete existiert. Auf einer ebenen Tafel würde ein genügend grosser Eiskuchen, in dessen Mittelpunkt die grösste Mächtigkeit läge, nach allen Seiten gleichmässig bis zum Ausgleich der Mächtigkeiten abströmen, und der Eisrand müsste stets dabei ein Kreis bleiben. Geringe Veränderungen in der Unterlage würden Störungen in der Abströmung hervorrufen, da eine Neigung des Untergrundes infolge der Vergrösserung der Zugkräfte eine Beschleunigung,

ein Anstieg infolge der Abnahme der Zugkräfte eine Verzögerung herbeiführen würde, sowie in gleicher Weise dann Veränderungen der Druckkräfte durch Vergrößerung oder Verkleinerung der Abstände in der Vertikalen erzeugen. Die Strömungsunterschiede angrenzender Gebiete würden sich durch das Vorschieben oder das Zurückhalten von Teilen des Eisrandes geltend machen. Jenseits der Randgebiete kann die Hauptströmung durch Veränderungen der Unterlage nur in ihren unteren Partien irgendwelche Differenzen in ihrer Stromgeschwindigkeit erfahren. „Wenn die Eismassen“, sagt E. v. Drygalski,¹⁾ „nicht auf einer ebenen, sondern auf einer geneigten Unterlage liegen, verursacht das blosse vertikale Niedersinken eine Bewegung im Sinne der Neigung. Die horizontalen Umsätze werden zu gleich gerichteten Bewegungen führen, wenn die Dicke des Eises in der Richtung der Neigung abnimmt, weil dann auch die Höhen der vertikalen Abschnitte und somit der Druck in derselben Richtung vermindert wird.“ Mit der Vergrößerung der Zugkräfte auf geneigter Unterlage ist eine Verbreiterung der schwellenden Randzone direkt verbunden, durch die gleichzeitige Abnahme der Druckkräfte aber eine Verminderung der inneren Abschmelzung. Wenn die Neigung einen bestimmten Winkel überschreitet, so wird der Eisrand zu einer Talgletscherähnlichen Zunge auswachsen, der wegen der Kleinheit der Druckkräfte eine grössere randliche Schwellung fehlen muss. Ein solcher Gletscher würde schliesslich infolge zu starker Zugwirkung des Erddruckes in zahlreiche senkrecht zur Zugrichtung liegende, also radiale Spalten, zerreißen. Man könnte also wohl sagen, dass in der wechselnden Beteiligung der Zugwirkungen der Schwerkraft und der Druckwirkungen durch Eigengewicht ein prinzipieller Unterschied zwischen Talgletscher und Inlandeis liegt.

Was dem Inlandeise an Neigung der Unterlage gegenüber einem Talgletscher fehlt, muss durch grössere Mächtigkeit des Nährgebietes gegenüber dem Zehrgebiete aufgehoben werden, d. h. also durch Neigung der Oberfläche. Steigt die

1) Grönland S. 520.

Unterlage aber im Sinne der Bewegung an, so wird, eine gleiche Mächtigkeit des Eises vorausgesetzt, infolge der Zunahme der Druckkräfte gegenüber den Zugkräften die Abschmelzung gesteigert, und infolge der Abnahme der Geschwindigkeit die Breite der schwellenden Randzone vermindert. Mit der wachsenden Steigung hält die Abschmelzung Schritt, und ebenso nimmt die Randzone an Breite ab. Bei einer Steigung von 90° würde also theoretisch die Abschmelzung des Eises in der Randzone eine vollständige sein. Dieser Umstand ist für Beurteilung der Vorgänge massgebend, welche sich in der Umgebung der im Inlandeise liegenden Nunataks abspielen.

Bei der Überwindung aller der Ausbreitung des Inlandeises entgegenstehenden Hindernisse lassen sich zwei Stadien unterscheiden, zuerst wird ein Hindernis vom Eise umflossen, bei wachsender Mächtigkeit sodann überströmt. Im ersten Falle setzt an der, der Bewegung entgegenstehenden Seite eine starke Druckschmelzung ein, die häufig sich äusserlich durch das Vorhandensein eines Oberflächen-Sees bemerkbar macht. Solche Schmelzwasseransammlungen sind nicht selten die Quelle superglacialer Ströme (z. B. Malaspina Gletscher), deren Dasein meistens nur von kurzer Dauer ist, da sie in den in der Nähe der Nunataks häufig auftretenden Eisspalten verschwinden, dann entweder inglacial weiter fliessen oder auch gänzlich vom Eise wieder absorbiert werden. Mit einer allmählichen Überflutung des Hindernisses nimmt die Druckschmelzung ab; denn in dem Winkel zwischen Nunatak und der Eisunterlage bildet sich eine tote Eismasse, die als schiefe Ebene eine Zunahme der Zugkräfte auf Kosten der Druckkräfte verursacht. Das Inlandeis fliesst nun über diese Eismasse hinweg wie über festes Land, schiebt also seine Grundmoräne mit aufwärts, sodass über Nunataks das Eis häufig mit Grund- und Innenmoräne durchsetzt ist. Gleichzeitig mit der Überströmung des Hindernisses findet auch eine Umströmung desselben statt, die infolge der Stauung eine grössere Stromgeschwindigkeit annimmt. Als Folgeerscheinung aus beiden Bewegungsvorgängen tritt hinter dem Nunatak ein Eiusinken

der Oberfläche und eine verschlingende Bewegung auf, durch die der über dem Nunatak hinwegkommende, langsamer fließende Oberstrom mit seiner Grundmoräne hinabgezogen wird. Da nun infolge der seitlichen Zuströmung von Eis hinter dem Nunatak die von oben kommende Grundmoräne nicht mehr den Boden erreichen kann, so setzt sie ihren Weg intraglacial weiter fort und tritt am Eisrande als Mittelmoräne zu Tage. Durch diese Bewegungsvorgänge findet auch das gelegentliche Auftreten von Geröllmaterial innerhalb der Mittelmoräne und der superglacial gewordenen Grundmoräne über einem Nunatak seine Erklärung. Die Geröllmassen müssen infolge der aufpflügenden Tätigkeit des Inlandeises an der Vorderseite der Nunataks mit der Grundmoräne an die Oberfläche gelangt sein.

Die bisher besprochenen Bewegungsvorgänge zeigten den Einfluss der Unterlage auf den inneren Eisschwund und auf die Breite der schwellenden Randzone, die beiden Hauptfaktoren für die Entstehung und Länge von Schmelzwasserströmen. Am längsten werden subglaciale Schmelzwasserströme also in Gebieten mit in der Stromrichtung des Inlandeises geneigter Unterlage, am kürzesten in solchen mit ansteigender Unterlage sein, während sie auf horizontaler Fläche eine mittlere Länge einnehmen müssen. Das Mittel wird natürlich von der Mächtigkeit des Inlandeises abhängen. Ausserdem müssen die aus einem schmalen Eisrande in ansteigendem Terrain hervorkommenden Schmelzwasserströme einen bedeutenderen hydrostatischen Druck besitzen, als die in einer breiteren Randzone entspringenden, nämlich in horizontalen oder im allgemeinen auch in geneigten Gebieten. Im ersten Falle müssen die Kanäle, um ein Bergauffliessen des Wassers zu ermöglichen, völlig ausgefüllt sein und können dies infolge des grösseren hydrostatischen Druckes, im zweiten Fall ist zur Erhaltung des Abflusses die völlige Ausfüllung der Kanäle und damit ein grösserer hydrostatischer Druck nicht nötig.

Mit den Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeises auf verschieden geneigter Unterlage haben wir zugleich die

Bedingungen für die Existenz und die Länge der subglacialen Schmelzwasserströme kennen gelernt. Jetzt soll uns die Frage beschäftigen, inwieweit die jeweilige Lage dieser Ströme von den spezifischen Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeisrandes abhängig ist. Dadurch, dass das Inlandeis mit einer bestimmten Bewegungsgrösse Gebiete betritt, die durch ihre Neigung oder ihren Anstieg Veränderungen derselben erzeugen, wird die Eisbewegung bald eine Beschleunigung, bald eine Verzögerung erfahren.

Gehen wir aus von den am besten bekannten Verhältnissen an Talgletschern. Vor allem sind es hier die Untersuchungen am Vernagtferner, welche uns ein Bild von der Bewegungsart des Gletschers während eines Vorstosses oder eines Rückzuges geben. Der Beginn eines Vorstosses wird hier durch eine Schwellung des Gletscherendes eingeleitet. „Die Eismassen am Gletscherende,“ sagt Hess,¹⁾ „wurden infolge des gesteigerten Druckes aufgestaut und schneller bewegt, lange bevor die aus der Sammelmulde ausfliessenden, grossen Eismengen in die Nähe des Gletscherendes kamen. Die Schwellung schreitet also rascher vor, als der aus dem Firnfeld kommende Massenzuwachs.“ Es zeigen die Beobachtungen sodann, „dass die Geschwindigkeit im Vorrücken des Gletschers anfangs klein ist, später aber immer grösser wird, um schliesslich zu ganz ausserordentlichen Beträgen anzuwachsen.“²⁾ „Das rasche Vorschreiten der Schwellung“, jedoch,³⁾ „erscheint teilweise als eine Folge der Kontinuitätsbedingung, nach welcher gleichzeitig in allen Querschnitten die Veränderung der Geschwindigkeit im gleichen Sinne vor sich geht.“ Der Bewegungszustand eilt der bewegten Masse weit voraus.

Für die Bewegungserscheinungen am Vernagtferner gibt Hess⁴⁾ nun folgende Erklärung: „Während die Eismenge, welche die Vergrösserung der Zunge herbeiführte, aus dem Firnfeld floss, musste der Druck, dem sie ihre Bewegung verdankte, allmählich abnehmen. Da aber auch bei ab-

1) Die Gletscher, S. 300. 2) ebenda S. 301. 3) ebenda S. 343.

4) ebenda S. 344.

nehmendem Druck die einmal vorhandene Geschwindigkeit des Ausfliessens längere Zeit beibehalten wird, so kann der Zustand stärkster Bewegung in der Gletscherzunge längere Zeit anhalten. Je weiter aber die Entleerung des Beckens vor sich gegangen ist, um so weiter wird auch die Druckabnahme gediehen sein und von einem gewissen Zeitpunkte an reicht der reduzierte Druck nicht mehr hin, um die Eisbewegung mit der Höchstgeschwindigkeit zu unterhalten. Von da an nimmt die Geschwindigkeit anfänglich sehr schnell, später immer langsamer ab, bis wieder ein Minimalwert erreicht ist, wie er kurz vor einem neuen Vorstoss besteht.

So lange die Geschwindigkeit noch gross genug ist, um den durch die Abschmelzung eintretenden Substanzverlust am Zungenende zu ersetzen, kann dieses nicht zurückgehen, ja es kann sogar bei stark reduzierter Geschwindigkeit noch ein Vorschreiten des Gletscherendes festzustellen sein. Am Ende der Vorstossperiode ist der Gletscher wenigstens der Form nach einige Zeit lang stationär; die Geschwindigkeit wird in allen Teilen weiter abnehmen und schliesslich derart herabsinken, dass nicht mehr eine der ganzen in einer gewissen Zeit anfallenden Niederschlagsmenge entsprechende Eismasse in der selben Zeit das Firnfeld verlässt, sondern Ansammlung im Firn eintreten kann.“

Ueber die Erklärung der Gletscherschwankungen lassen sich noch hier einige Folgerungen Finsterwalders aus der Forel-Richterschen Theorie anfügen:¹⁾

„1. Die ganze Schwankung der Gletscheroberfläche spielt sich in einem Raume ab, der nach oben von einer idealen Gletscherfläche begrenzt ist, welche zu einem stationären Gletscher mit dem grössten Wurzelquerschnitt gehört. Die untere Grenze des Raumes bildet eine ideale Gletscherfläche, die einem stationären Gletscher mit dem kleinsten Wurzelquerschnitt entspricht. Keine von beiden Grenzen wird von der momentanen Gletscheroberfläche in ihrer ganzen Aus-

¹⁾ Siehe Hess a. a. O. S. 351.

dehnung erreicht. An der oberen Grenze gleitet der Rücken der Schwellung mit der vorhin definierten Geschwindigkeit entlang, an der unteren Grenze ebenso die Sohle der Abschwellung. Die Querschnitte, welche dem Rücken der Schwellung und der Sohle der Abschwellung entsprechen, teilen die Zunge in Gebiete, in denen abwechselnd eine Hebung, bezw. eine Senkung der Gletscheroberfläche stattfindet. Unterhalb des Rückens der Schwellung ist Hebung, oberhalb Senkung. Wenn der Rücken der Schwellung das Zungenende erreicht, hat der Gletscher einen Maximalstand und dann findet auf der ganzen Zunge Senkung statt. Wenn die Sohle der Abschwellung an das Ende gelangt, ist ein Minimalstand da, und es hebt sich der Gletscher in seiner ganzen Ausdehnung.

2. Maximum der Länge und grösster Querschnitt der Wurzel treten nicht gleichzeitig auf; ersteres ist gegenüber dem letzteren verspätet, ebenso wie das Minimum der Länge gegenüber jenem des Wurzelquerschnittes. Die Verspätung des Maximums ist aber grösser als jene des Minimums. Der Gletscher wächst langsam und geht rasch zurück.

3. Die normale Form des stationären Gletschers hat am Ende selbst eine senkrechte Tangente. Der vorschreitende Gletscher bricht stets mit einer vertikalen Wand ab, deren Höhe mit der Geschwindigkeit des Vorschreitens zunimmt. Die Stirn des rückgehenden Gletschers ist schwach geneigt und läuft dünn aus.

4. Das Maximum des Volumens der Zunge tritt vor dem Erreichen des Längsmaximums auf; ebenso das Minimum des Volumens vor jenem der Länge.“

Ein Stillstand des Gletscherendes nach einem Vorücken tritt demnach ein, nachdem das Maximum des Volumens bereits überschritten ist, ein solcher nach einem Rückschreiten aber, nachdem schon das Minimum des Volumens erreicht ist. Während aber das Ende festliegt, gehen beständig Veränderungen im Volumen vor sich. Beim Stillstand nach dem Vorstoss senkt sich allmählich das Ende, dann mit ihm die ganze Oberfläche und zwar solange bis die Sohle der Abschwellung das Ende erreicht hat;

darauf beginnt ein schneller Rückgang. Nach einem Rückzuge ist ein Stillstand erst dann möglich, wenn eine neue Schwellung das Gletscherende und mit ihm die gesamte Oberfläche hebt. Er dauert nun solange, bis der Rücken der Schwellung das Gletscherende erreicht. Ein stationärer Gletscher stellt also einen Zustand der Gletscherbewegung während einer dynamischen Gleichgewichtslage dar. Danach sind zwei Arten von Stillstandslagen zu unterscheiden, die je nachdem sie aus einem Vorrücken oder einem Rückzuge hervorgegangen sind, andere Formen in der Bewegung zeigen, was besonders, wie wir später sehen werden, für die Wirkungen der Gletscherbewegung, nämlich der Erosion und Akkumulation, vor allem bei Bildung der Endmoränen, von Bedeutung ist. Vom Inlandeise gilt über den Stillstand des Eisrandes dasselbe. Da in ihm der verhältnismässig lange Talgletscher durch einen relativ schmalen Eisrand ersetzt wird, hat einerseits der Rücken und die Sohle der fortschreitenden Schwellung einen kürzeren Weg zurückzulegen, andererseits werden die Beträge der Schwellung und Abschwellung absolut genommen grössere sein. Die Tätigkeit des Inlandeises bei einem Stillstande des Eisrandes und beim Vorrücken wird eine ganz andere, als diejenige beim Eisrückzuge sein. Streng genommen können wir also beim Stillstande des Eisrandes nicht einmal von einer stationären Strömung reden, doch dürften die Veränderungen im allgemeinen doch nicht so gross sein, dass man unter gewissen Bedingungen eine Konstanz der Stromfäden nicht annehmen könnte.

Wenn die „stationäre Strömung“ nun Veränderungen erleidet, sei es durch einen Vorstoss oder Rückzug, sei es beim Übergang in ein anders geneigtes Gebiet, so entstehen Differenzialbewegungen, welche durch Vergrösserung oder Verringerung der Unterschiede in der Bewegung innerhalb der Hauptströmung zu Transversalbewegungen führen müssen. Transversalbewegungen an Talgletschern beobachteten zuerst Tyndall und Finsterwalder. Nach ihnen erfolgt die Abnahme der Geschwindigkeit von der Mitte zum Rand schneller, als die von der Oberfläche zur Tiefe. Die unteren Teile sind demnach verzögert, die

randlichen jedoch noch stärker. Daraus wurde auf eine Transversalbewegung von der Mitte zum Randgebiete, also auf eine divergierende Bewegung geschlossen, welche im allgemeinen an Grösse gegen das Gletscherende und den Rand zunimmt. Die durch den Schub der Eismassen erzeugten Differenzialbewegungen bewirkten also im Gletscher ein seitliches Ausweichen der tieferen Teile des Eises.

Beim Inlandeise äussern sich nun die Transversalbewegungen in folgender Weise: Das Produkt aus Geschwindigkeit und Querschnitt ist ein bekanntes. In der Einschmelzzone ist der Querschnitt der Stromfäden am geringsten, daher die Geschwindigkeit am grössten. Die Geschwindigkeit nimmt aber schnell zur Eisgrenze hin ab, da mit der randlichen Schwellung der Querschnitt wächst. Neben dieser Bewegung konstatierte E. v. Drygalski am grönländischen Inlandeise eine Geschwindigkeitsabnahme von unten nach oben innerhalb der vertikal aufwärts gerichteten Bewegung. Beide Bewegungen der Hauptströmung erfahren nun durch Änderungen in der Zug- und Druckwirkung des Eises, welche eben durch Vorstoss oder Rückzug, sowie durch das Passieren anders geneigter Gebiete erzeugt werden, entsprechende Differenzen. Je nachdem diese aus einer Beschleunigung oder einer Verzögerung der Bewegung entstanden sind, resultieren bald mehr, bald weniger stark divergierende Transversalbewegungen, die bei entsprechender Steigerung selbst zu konvergierenden führen müssen. In einem Falle nämlich wird die infolge einer Zunahme der Abschnitte in der Vertikalen entstandene Beschleunigung zwar eine Geschwindigkeitszunahme der aufwärts gerichteten Vertikalbewegung bewirken, aber zugleich eine Abnahme der mit den Zugkräften gleichgerichteten Longitudinalbewegung. Die so entstehenden Differentialbewegungen suchen die mit der Longitudinalbewegung divergierenden Bewegungsfäden immer mehr konvergent zu machen, sodass schliesslich eine konvergierende Transversalbewegung resultiert, welche sich in einem Ziehen der Bewegungsfäden des Eises nach der Mitte hin äussert. Diese Bewegungsform hat Schlagintweit an einigen Gletschern (Vernagtgletscher und Hintereisferner der Alpen, 1847 und 48) häufig beobachtet.

Oberflächlich soll sich diese Transversalbewegung durch stückweises Hinziehen der Seitenmoränen zur Mitte hin bemerkbar machen. Beim Inlandeise würde durch einen solchen Bewegungsvorgang ein Zusammenziehen der Grundmoräne, d. h. Akkumulation stattfinden. Entgegengesetzte Wirkungen müssen im Eisrande eintreten, wenn sich Verzögerungen in der Stromgeschwindigkeit ausbilden. Die Breite der schwellenden Randzone wird in diesem Falle reduziert werden, und die Geschwindigkeit der Longitudinalbewegung würde auf Kosten der Vertikalbewegung eine Steigerung erfahren. Die entstehenden Differentialbewegungen führen nunmehr zu divergierenden Transversalbewegungen, die sich durch seitlich ausweichende Stauung bemerkbar machen. Durch diese wird die Grundmoräne von den zentralen Partien zum Eisrande hin befördert, sodass marginale Akkumulation eintritt. Die Fortschaffung der Grundmoräne zum Eisrande bedeutet für die zur Einschmelzzone hin liegenden Teile Erosion.

Die Transversalbewegungen werden die Longitudinalbewegung im Eisrand beeinflussen, und die subglacialen Schmelzwasserströme werden den Stromfäden der aus beiden resultierenden Bewegung, d. i. der Richtung des geringsten Widerstandes folgen. Das unter den Druckwirkungen der Schwere entstandene Wasser wird senkrecht zur Druckrichtung fortgepresst, würde also in der Horizontalen gleichmässig nach allen Seiten ausweichen müssen, wenn sich die Entlastung der Eismasse überallhin gleichmässig verteilte. Da aber infolge der Longitudinalbewegung ein einseitiges Abströmen stattfinden muss, so werden die Wasserstromfäden alle in die Richtung der Hauptbewegung des Eises gebracht werden, d. h. die entgegengerichteten umgebogen. Im Augenblick der Druckverflüssigung sucht nun neben der Longitudinalbewegung auch die Transversalbewegung die Stromfäden in ihre Richtung zu ziehen, sodass eine mit der Longitudinalbewegung bald divergierende, bald konvergierende Bewegung entsteht. Die Konvergenz wächst mit der Geschwindigkeit der Longitudinalbewegung, die Divergenz mit der Verzögerung derselben. Überwiegt nun infolge einer Vergrösserung der Zugkräfte die konvergierende Transversalbewegung stark die sich

verzögernde Longitudinalbewegung, so schiebt sich eine lange Zunge aus dem Gletscherrande vor, und die Schmelzwasser werden infolge der konvergierenden Bewegung bis ans Ende der Zunge geführt. Je länger die Zunge wird, desto mehr verkleinert sich die Konvergenz, und die Schmelzwasserströme können eine annähernd parallele Lage mit der Longitudinalbewegung einnehmen. Dieser Fall wird beim Rückzuge des Eises dann eintreten, wenn ein isolierter, grosser Eislobus in einem flachen Becken endigt; da an den beiden Seitenwänden desselben eine Verzögerung der Stromgeschwindigkeit gegenüber den tiefer liegenden, mittleren Partien stattfindet, so wird durch die resultierende Gegenströmung die konvergierende Transversalbewegung unter Umständen aufgehoben werden können. Die Folge davon ist, dass die Schmelzwasseransammlungen sich parallel der Richtung der Longitudinalbewegung anordnen.

Ein Wachsen der Verzögerung infolge einer Verminderung der Zugkräfte wird, wie gesagt, die Divergenz der Transversalbewegung vergrössern, ein Umstand der äusserlich dadurch kenntlich wird, dass der Eisrand sich entweder einbuchtet oder wenigstens gegenüber anderen grösseren Gletscherzungen eine nur geringe Vorwölbung bekommt. Die Divergenz muss bei grossen lokalen Verzögerungen eine ganz bedeutende werden, und sie mag unter Umständen soweit wachsen, zumal die Randzone in diesem Falle sehr schmal ist, dass die Schmelzwasserströme annähernd senkrecht zur Longitudinalbewegung, d. h. fast parallel dem Eisrande abströmen. Mit der vollständigen Einschmelzung des Eisrandes infolge zu grossen Gegendruckes durch das Land wird ein dem Eisrande paralleles Abfliessen stattfinden können. Dieser Zustand wird schon bei geringerem Anstieg des Landes eintreten, wenn bei dem Vorrücken sich der Eisrand in einem Becken aufwärts schiebt. Noch in einem anderen Falle ist ein ebensolcher Vorgang denkbar; wenn nämlich der Rand des Inlandeises in ein genügend tiefes Wasserbecken (Meer, Stausee) eintaucht, wird durch den Gegendruck des Wassers die Zugkraft des Eises entsprechend aufgehoben. Hierdurch verliert der Eisrand seine Bewegungsfähigkeit und bricht meistens ab. Da aber

dennoch die Druckkräfte ungeschwächt bestehen bleiben, so wird die Einschmelzzone in unmittelbare Nähe des Eisrandes rücken. Das am Grunde des Wasserbeckens unter hohem, hydrostatischem Druck hervorgepresste Wasser wird unter bald grösserem, bald kleinerem Winkel zur Longitudinalbewegung austreten.

Während demnach infolge Passierens eines in der Stromrichtung geneigten oder ansteigenden Gebietes die Transversalbewegung im Eisrande durch die eintretende Beschleunigung oder Verzögerung Abänderungen erfährt, werden im selben Sinne durch die beschleunigte Bewegung zur Zeit der Ausbreitung des Inlandeises und durch die Verzögerung mit dem Eisrückzuge entsprechende Bewegungsformen ausgebildet, die sich bald durch eine Steigerung der Konvergenz oder Divergenz der Stromfäden, bald durch eine Verringerung derselben bemerkbar machen. Ganz im allgemeinen lässt sich vom vorrückenden Inlandeise behaupten, dass die Bewegungsfäden des Eisrandes konvergieren und damit unter demselben eine Akkumulation vorwaltet, sowie vom zurückgehenden, dass die Bewegungsfäden des Eisrandes divergieren und damit eine subglaciale Erosion unter demselben eintritt. Das Wie der Exaration und Akkumulation des Eisrandes wird an späterer Stelle genauer besprochen, während sich über die Strömungsvorgänge jenseits der Einschmelzzone im Nährgebiete Näheres überhaupt noch nicht aussagen lässt; doch dürfte anzunehmen sein, dass dort der Transport unter und mit dem Eise herrscht.

Zum Schluss dieser Erörterungen über die Strömungsverhältnisse des Eises soll noch auf die sich ergebenden Vergleichspunkte mit der Wasserbewegung hingewiesen werden. Beim Talgletscher findet das Stranden der Bewegungslinien bei langsamer Strömung eher statt, als bei schneller, d. h. beim Eisrückzuge werden die Seiten des Talbettes stärker angegriffen, als beim Vorrücken; die Zusammenziehung der Bewegungsfäden beim Vorrücken wiederum bewirkt eine grössere Erosion in den mittleren, tieferen Teilen des Bettes. Diese Vorgänge sind aber die normalen bei der Wasserbewegung. Seitenerosion

tritt bei langsamen Fliessen ein und Tiefenerosion bei schnellem. Die Inlandeisbewegung wiederum lässt sich mit den Strömungen in einem Meere vergleichen. Die Wellenbewegung des Meeres erzeugt nur an Hindernissen in der Bewegungsrichtung des fortschreitenden Wellenberges eine Strömung, welche an dem Hindernisse, sei es nun eine Küste oder ein Riff, entlang läuft. Es gelten hier die Erscheinungen der Seitenerosion, nämlich seitliche Erosion verbunden mit zentraler Akkumulation nach den inneren, tieferen Teilen hin. Wird nun aber ein Küstenstrom in eine Wasserstrasse eingeführt oder liegt deren Längserstreckung annähernd in der Bewegungsrichtung des Stosses der Wellen, so entsteht ein starker Strom, der deutliche Tiefenerosion aufweist. Bei Sturmfluten vergrössert sich die Geschwindigkeit des Küstenstromes derart, dass auch hier Tiefenerosion einsetzt. Beim Inlandeise ist immer Transport vorhanden, welcher sich entweder bis unter den Eisrand fortsetzt oder aber einer Akkumulation Platz macht. Beim Vorrücken des Eises haben wir randliche Akkumulation, wie bei der Seitenerosion; beim Rückzug Tiefenerosion. Mulden und Rinnen wiederum erfahren sowohl beim Rückzuge, wie beim Vorrücken eine Vertiefung.

Von den Bewegungsformen, wie sie im Vorstehenden geschildert werden, ist die Existenz der subglacialen Schmelzwasserströme abhängig, da die Wasserstromfäden sich mit denen des Eises möglichst parallel zu stellen bestreben. Ihre Lage ist durch die mannigfaltigen Bewegungsformen des Eisrandes bestimmt und lässt sich für jedes Gebiet aus den besprochenen Bedingungen mit mehr oder weniger grosser Wahrscheinlichkeit ableiten. Bei vorrückendem Eisrande müssen wegen der Verringerung der einer Stillstandslage entsprechenden mittleren Breite die Schmelzwasserabflüsse kürzer sein, als bei sich zurückziehendem. Für die Ästheorie dürften jedoch Ströme eines vorrückenden Inlandeises, falls überhaupt in diesem Falle nennenswerte subglaciale Wasseransammlungen vorkommen, von geringerer Bedeutung sein, da durch das Nachrücken des Eises ihre Ablagerungen zerstört oder von Moränen bedeckt werden müssten.