

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

Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund.

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

Allgemeine Ansicht der Glacialgeologen ist es, dass keine der genannten Theorien vollkommen die Åsarbildung erklärt,¹⁾ daher die Erscheinung, dass bald die eine, bald die andere Theorie zur Erklärung bestimmter Åsar herangezogen wird. Unter diesen Umständen wäre es zwecklos, das Für und Wider der einzelnen Theorien gegeneinander abzuwägen; eine solche Betrachtungsweise würde der Erkenntnis der Åsar durchaus nicht förderlich sein. Da es nun unzweifelhaft ist, dass die Åsar im Kausalnexus mit dem Inlandeise stehen, so müssen wir zur Gewinnung der nötigen Grundlagen für eine stichhaltige Åstheorie von der Erscheinungsweise des Inlandeises, besonders in seiner Beziehung zu den Schmelzwasserflüssen ausgehen. Im folgenden soll daher zuerst die Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund besprochen werden, sodann die Existenzbedingungen von Schmelzwasserströmen, deren Lage, Länge und Abhängigkeit von der jeweiligen Art der Eisbewegung, sowie deren Entwässerungstätigkeit und Arbeitsleistung. Die aus den genannten Untersuchungen abzuleitende Theorie soll auf Grund der im ersten Teile dieser Arbeit gewonnenen Anschauungen über die Morphologie und Stratigraphie der Åsar Vorpommerns und Rügens, sowie den angrenzenden Gebieten Mecklenburgs und der Uckermark, dann aber auch derjenigen anderer Länder, auf ihre Richtigkeit geprüft, und die Einzelvorgänge bei der Åsbildung des Näheren erläutert werden.

Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund.

Zahlreiche, besonders in den letzten Jahrzehnten vorgenommene Messungen an Talgletschern, hauptsächlich im Alpengebiete führten zur Feststellung einer Reihe von Tatsachen über die Gletscherbewegung. Besonders die neuerdings ausgeführten

1) Auch E. von Drygalskis Auffaltungstheorie dürfte allen Anforderungen nicht entsprechen.

zahlreichen Untersuchungen am grönländischen Inlandeise brachten uns bedeutende Fortschritte in der Kenntnis der Inlandeisbewegung und auch trotz gewisser Uebereinstimmungen prinzipielle Unterschiede zwischen der Bewegung der Gletscher und des Inlandeises. Das Inlandeis ist bekanntlich ein ausgedehntes, mächtiges Firnfeld, und der Talgletscher ist nur der Ausfluss eines Firnfeldes, durch welchen ein Ausgleich der Mächtigkeiten erreicht wird. Der Gletscher entspricht demnach nur dem äussersten Rande des Inlandeises, der sich durch ganz besondere Eigentümlichkeiten auszeichnet und „Randzone“ schlechthin genannt wird. Diese Randzone besteht aber aus mehr oder weniger stark gelappten Stücken, den Loben, Zungen und Gletschern. Der Ausdruck Gletscher wird daher im Folgenden oft als Allgemeinbegriff für Talgletscher und Randzone gebraucht werden. Aus den Tatsachen der Eisbewegung, dem Material und den Strukturformen der Gletscher konnte nun ein Bild gewonnen werden von den Vorgängen, welche die fließende Eisbewegung bedingen. Ziemlich allgemein bekannt dürften die Bewegungsvorgänge bei Talgletschern sein, weshalb sie nur in soweit Erwähnung finden sollen, als sie der Erklärung der Mechanik der Inlandeisbewegung förderlich sein können.

Noch vor einigen Jahrzehnten gab es noch keine stichhaltigen Gründe dafür, dass sich eine auf horizontaler Unterlage befindliche Eismasse, sobald sie nur eine genügende Mächtigkeit erlangt hat, selbständig, wie eine viscose Masse bewegen kann. Man macht daher wohl den Vergleich, dass, ähnlich wie eine aufgeschichtete Tonmasse bei einer bestimmten Höhe durch ihr Eigengewicht auseinanderfließt, auch das Eis infolge des nach unten gerichteten Druckes seiner Masse beginnt, sich zu bewegen, gleichgiltig, welche Stellung zur Horizontalen die Unterlage einnimmt, sofern nur die Schwerkraft imstande ist, die Kohäsion der Eismoleküle, die innere und äussere Reibung der Masse zu überwinden.

Angenommen, in einer gewissen Tiefe herrsche nun ein zur Verflüssigung des Eises notwendiger Druck, so wird das Schmelzwasser in die vorhandenen Hohlräume gepresst, wo es

geringe Druckverhältnisse trifft. Demnach wird ein Teil von ihm wiedergefrieren, weil die Verflüssigung unter höherem Druck erfolgt ist. Der Rest des verflüssigten Wassers wandert weiter in Gebiete geringerer Mächtigkeit und gefriert dort ebenfalls wegen der Druckentlastung. Durch das Gefrieren wird wiederum Wärme frei, die ihrerseits eine neue Verflüssigung angrenzender Moleküle bewirkt, das Schmelzwasser wird von neuem fortgepresst, und der Vorgang wiederholt sich in derselben Weise. Bei solcher Druckverflüssigung verzehrt also das Eis seine Eigenwärme, wird dadurch kälter und starrer, die erniedrigte Temperatur und die grössere Kohäsion werden jedoch durch die höheren Drucke wieder aufgehoben.

Zuerst war es J. D. F o r b e s, welcher klarlegte, dass der Gletscher sich wie eine unvollkommene Flüssigkeit bewege. „Die Plastizität, die Zähigkeit,“ sagt H. Hess,¹⁾ „ist dem Eise seit F o r b e s nicht mehr ernstlich abgesprochen worden, aber für lange Jahre war die Weiterbildung der Gletschertheorie darauf beschränkt, zu erklären, auf welche Weise das Eis diese Eigenschaft erlangt, vermöge deren es all die verschiedenartigen Deformationen durchzumachen vermag, denen es bei der Bewegung im Gletscherbett unterworfen wird.“ Zur Annahme der wirklichen Plastizität kam man jedoch durch Missdeutung der seit langem bekannten Tatsache der Verflüssigung durch Druck und des Wiedergefrierens bei Nachlassen desselben. Man erhielt hierbei Drucke in Gletschern, welche bei den geringen Mächtigkeiten garnicht existierten. Wird nämlich der auf einem in der Schmelztemperatur befindlichen Eisblock lastende Druck erhöht, so findet die bekannte Temperaturerniedrigung von $0,0074^{\circ}$ C. pro Atmosphäre und die Abgabe einer Wärmemenge von 2,17 g-cal. pro dm^3 Eis statt, die ausreicht, um 0,025 g Eis in Wasser zu verwandeln. Diesen Vorgang deutete man so, dass das Eis durch den geringen Überdruck flüssig würde. Das ist jedoch nicht der Fall, sondern die Druckerhöhung veranlasst nur die Temperaturerniedrigung. Erst dadurch, dass der Druck einen Teil der äusseren Arbeit durch

1) Die Gletscher. Braunschweig 1904. S. 314.

eine Annäherung der Eismoleküle infolge der Pressung leistet, entsteht Reibungswärme, die Verflüssigungen erzeugt. Der Nachweis der wirklichen Plastizität des Eises bei konstant gehaltenen, niedrigen, unter dem Schmelzpunkt liegenden Temperaturen ist erst in neuester Zeit gelungen. „Die Plastizität, welche das Eis zum Fließen befähigt,“ sagt H. Hess,¹⁾ „ist eine auf der Wirkung der Molekularkräfte beruhende Eigenschaft, und obwohl durch beide Umstände begünstigt, weder durch die Kornstruktur, noch durch die Temperaturverhältnisse des Gletschers bedingt.“ Er definiert daher den Gletscher folgendermassen: „Ein Gletscher ist eine aus festen atmosphärischen Niederschlägen entstehende, auf geneigtem Boden wie eine sehr zähe Flüssigkeit abwärts strömende Eismasse, deren Bewegung durch den gegenseitigen Druck ihrer Teile unterhalten, durch die Reibungswiderstände in ihrem Bett gehemmt und durch die Gesetze der inneren Reibung geregelt wird, und welche im Laufe ihrer Bewegung entweder durch Schmelzung oder durch Abbruch beständigen Substanzverlust erfährt.“

Mit der Erkenntnis der prinzipiellen Aehnlichkeit der Gletscherbewegung mit der des Wassers hat die Eisbewegungstheorie, besonders durch die Bemühungen S. Finsterwalders einen bedeutenden Aufschwung genommen. Neben dieser Strömungstheorie wird jedoch noch von E. v. Drygalski an der Regelationstheorie festgehalten und zwar vor allem zur Erklärung der Bewegungserscheinungen des grönländischen Inlandeises. Mir scheinen nun die Bewegungserscheinungen eines gewöhnlichen Talgletschers sehr wohl mit denen eines Flusses verglichen und in Beziehung gebracht werden zu können, doch ist zu beachten, dass bei grösseren Gletschern, vor allem beim Inlandeise sich der Wasserbewegung fremde Elemente einstellen, die nur durch dem Eise, speziell als festem Körper zukommende Eigenschaften, wie der Regelation usw. gedeutet werden können. Von vorneherein muss das ganz erklärlich erscheinen. Beim Talgletscher wirkt nämlich

1) Die Gletscher, S. 323.

vor allem die Beschleunigung der Schwere auf einer meist stark geneigten Unterlage, während Druckwirkungen durch Eigengewicht wegen der geringen Mächtigkeit kaum von Bedeutung sind. Demgegenüber spielen bei mächtigen Gletschern und beim Inlandeise die Druckverhältnisse eine grosse Rolle. Mit grösserem Druck tritt einerseits eine wachsende Temperaturerniedrigung nach unten hin und eine Zunahme der Plastizität ein, andererseits eine Erhöhung der Druckschmelzung und eine von der Oberfläche zur Sohle gehende, wenn auch nur geringe Wärmeströmung infolge der allmählichen Druckzunahme von oben nach unten. Jedem Eisstrome als solchem kommt aber die Eigenschaft des Wachsens des Firnkornes, überhaupt jeder Verschmelzung von Eiskrystallen durch Druckkräfte, nämlich der molekularen Kohäsion, zu. Inwieweit diese Kräfte mit der Plastizität des Eises seinem Wesen nach zusammenhängen, und welches die Beziehungen zu der Regelation überhaupt sind, muss uns erst durch die Fortschritte der Molekularphysik klar gelegt werden. Es lässt sich also zurecht annehmen, dass der Grundcharakter der Bewegung eines Talgletschers auf das Herrschen der Zugkräfte in Verbindung mit der äusseren Reibung im Talbette, der eines Inlandeises auf dasjenige der Druckkräfte, in Verbindung besonders mit innerer Reibung zurückzuführen ist. Wie die Neigung der Talsohle das Niedersinken des Gletschers bewirkt, so wird das Bewegungsmoment beim Inlandeise durch die vom Zentrum zum Eisrande gehende Abdachung bestimmt. Da die Talgletscher im Gegensatz zum Inlandeise nur eine geringe Geschwindigkeit besitzen, so lässt sich annehmen, dass das Eis gegenüber dem Flüssigkeitsstrome eine seiner Zähigkeit entsprechende Maximalgeschwindigkeit bei gleicher Neigung, Tiefe und Form der Sohle, sowie einer gewissen, innerhalb der Grenzen der Druckdeformationen liegenden Dicke annehmen muss. Grössere Geschwindigkeiten können dann nur durch steigende Eismächtigkeit hervorgerufen werden. In dem Falle entsteht aber dann die Bedingung zur Existenz einer Druckverflüssigung und damit eine im Sinne der Entlastung fortschreitende Bewegungszunahme. Der Theorie der Regelation dürfte beim In-

landeise mehr Bedeutung beigelegt werden, als zur Erklärung des Schlusses von grossen Spalten und der Verschmelzung zweier Gletscher.

Die grundlegenden Untersuchungen E. v. Drygalskis dürften uns den Beweis erbracht haben, dass die grosse Bewegungsfähigkeit des grönländischen Inlandeises der Hauptsache nach auf den Erscheinungen der inneren Druckverflüssigung und dem Wiedergefrieren der Eiskrystalle, also dem Wechsel des Aggregatzustandes, beruht. Nun hat die Hauptmasse eines Inlandeises an jeder Stelle eine bestimmte, dem herrschenden Drucke entsprechende Schmelztemperatur, sodass schon eine geringe Wärmezufuhr genügt, um Verflüssigungen zu erzeugen. Hierzu würde die geringe Wärmemenge genügen, welche die wärmeren, höher liegenden Eisschichten, — wenn man von der Zunahme der Erdwärme mit den Isothermen absieht, — an die unteren, infolge des grösseren Druckes kälteren, abgeben. Weitere Wärme entsteht aber durch die Reibung dadurch, dass das Schmelzwasser in die Hohlräume gedrückt, und das Eis zusammengepresst wird. Der Übergang von Firneis in Gletschereis, die Verbandsverhältnisse der Eiskörner und die Strukturformen des Gletscherkornes legen ein offenes Zeugnis ab für das Bestehen dieses Vorganges.

Entsprechend diesen Verhältnissen nimmt die Druckschmelzung des Inlandeises von der Oberfläche zur Sohle hin zu; daher macht das Schmelzwasser einen Weg von oben nach unten und zugleich von Gebieten grösserer Eismächtigkeit zu solchen geringerer. Diese vertikal abwärts gerichtete Bewegung konnte E. v. Drygalski am grönländischen Inlandeis konstatieren. Die Schwerkraft ist also die treibende Kraft der Bewegung und der durch den Eigendruck der Eismasse erzeugte beständige Wechsel des Aggregatzustandes ist neben der Plastizität die Bedingung zur Beschleunigung des Fliessens. Neben diesem Hauptgrunde für die Eisbewegung dienen zur Förderung der Bewegung noch andere Vorgänge, so die Umformung durch Bruch und Regelation, das Gleiten auf der

Unterlage, eine gewisse Translationsfähigkeit¹⁾ der Eiskristalle und vielleicht noch andere, bislang nicht bekannt gewordene Vorgänge.

Über die verschiedenen Formen der Bewegung führt nun E. v. Drygalski²⁾ folgendes aus: „Bei dem Inlandeise ist eine horizontale und eine vertikale Bewegung von mir beobachtet worden. Die erstere ist das primäre. Die horizontalen Verschiebungen beruhen nur auf den innerhalb des Eises hervorkehenden Veränderungen in der Vertikalen . . . Bei den vertikalen Verschiebungen sind zwei entgegengesetzte Richtungen zu unterscheiden gewesen, eine aufwärts gerichtete Bewegung in den Randzonen und eine abwärts gerichtete in den Gebieten jenseits davon . . . Auf den Oberflächen der Randgebiete sieht man ein Schwellen des Eises, welches dem von aussen wirkenden Schwunde entgegenwirkt, während jenseits der Randgebiete ein Einsinken der Oberfläche besteht, sobald dasselbe nicht durch Anhäufung von Schnee verdeckt und überwogen wird.“

„Die Eisgebiete, deren Oberfläche einsinkt, erleiden unten zweifellos eine Verminderung der Masse, während die, welche schwellen, einen Zuwachs erfahren. Es findet mithin sichtlich eine Umlagerung von den ersteren zu den letzteren statt. Durch den Druck der darüber lastenden Massen wird das verflüssigte Material von den ersteren fortgedrückt und in die letzteren hineingedrückt. Das Endziel dieses Vorganges ist im allgemeinen die Herstellung der gleichen Mächtigkeit oder desselben glaciostatischen Druckes, und weniger des gleichen Oberflächen-niveaus, wie es der hydrostatische Druck im Wasser ausschliesslich

1) O. Mügge: Über die Plastizität der Eiskristalle (N. Jahrb. f. Min. 1895. Bd. II S. 211—228).

— —: Über die Struktur des grönländischen Inlandeises und ihre Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung (N. Jahrb. f. Min. 1899 Bd. II. S. 123—136).

— —: Weitere Versuche über Translationsfähigkeit (N. Jahrb. f. Min. 1900 Bd. II S. 80—98).

E. v. Drygalski: Grönland, Einleitung. 1897.

— —: Struktur und Bewegung des Eises (N. Jahrb. f. Min. 1901 Bd. I S. 37—48).

2) A. a. O. Grönland, S. 511.

erstrebt...“ Die Randgebiete „erhalten durch das Wasser, welches in sie hineingepresst wird, auch eine Zufuhr von Wärme. Es können deshalb dann auch in ihnen Verflüssigungen entstehen, welche bei der dort vorhandenen Kälte zu Schichtenneubildungen führen. Das überreichliche Auftreten von Schichtung in den Randgebieten lehrt, dass gerade in ihnen reichliche Massenumlagerungen erfolgen.“¹⁾

Da der Druck die Verflüssigungen des Eises bedingt, so wird einmal nach dem Gletscherrande zu eine Zone kommen, in welcher der Druck nicht mehr genügt, um selbst in den untersten Lagen eine Verflüssigung hervorzurufen. In höheren Lagen war diese Grenze schon früher erreicht. Es wird daher einen von dem Eisrande aufwärts zum Nährgebiete sich erstreckenden Eismantel von gewisser Dicke geben, dessen unterste Lage bei der betreffenden Zufuhr von Wärme keine Verflüssigung mehr erfährt. „Zweitens gibt es aber auch für den Verbleib des verflüssigten Materials eine Grenze, weil die Hohlräume und Luftkanäle mit der Zeit alle soweit ausgefüllt werden, dass das Wasser bei den herrschenden Druckverhältnissen nicht mehr wiedergefrieren kann. Es bleibt dann im Eise verteilt und steht unter dem gleichen Druck, durch den es entstand . . . Im ersten Grenzfall müssen wir das Ende für die Bewegungsfähigkeit des Eises erblicken, weil damit die Lockerung des Gefüges, welches zur Bewegung erforderlich ist, aufhört. Jenseits der anderen Grenze muss die vertikale Bewegung, welche lediglich auf einem Einsinken des Eises infolge der Volumverringerung der unteren Lagen beruhte, in eine horizontale übertragen werden, weil zusammenhängende Wassermassen innerhalb einer Eismasse nicht bestehen bleiben und dorthin seitlich fortgepresst werden müssen, wo geringere Druckverhältnisse herrschen.“²⁾

Die innere Abschmelzung des Inlandeises geht also vor allem in einer Zone vor sich, die zwischen der schwellenden Randzone und dem jenseits hiervon gelegenen Nährgebiete liegt. Diese Zone ist äusserlich kenntlich durch das Einsinken der

1) Grönland, S. 513.

2) Grönland, S. 517.

Eismassen infolge der inneren Einschmelzung und mag als „Einschmelzzone“ bezeichnet werden. In ihr liegt die Grenze zwischen der vertikal abwärts gerichteten Bewegung des Nährgebietes und der aufwärts gerichteten der Randzone. Sie entspricht der Firngrenze oder Firnlinie bei den alpinen Gletschern und mag „Einschmelzlinie“ genannt werden.

Abgesehen von E. v. Drygalskis direkten Beobachtungen macht folgende Überlegung die Annahme einer Einschmelzzone wahrscheinlich: Es muss in irgend einer Entfernung vom Eisrand ein Gebiet geben, von dem aus die durch Druck verflüssigten Wasser sich ihren Weg zum Eisrande bahnen können. Ganz abgesehen davon, dass durch die vertikal aufwärts gerichtete, das Schwellen bedingende Bewegung im Randgebiete die Möglichkeit sicher gestellt ist, kann eine solche dennoch schon als existierend, wenn auch nicht für eine grössere Entfernung von der Eisgrenze angenommen werden. Von diesem Gebiete zum Eisrande würden gewisse Wassermassen nunmehr unter dem hydrostatischen Druck stehen, während alle Wasser jenseits dieses Gebietes unter dem Druck verbleiben, unter welchem sie verflüssigt sind, nämlich dem glaciostatischen. Bleibt aber Schmelzwasser im Eise eingeschlossen, so wird der Schmelzpunkt einer Eismasse von 1 ccm bei einer Druckverstärkung von 1 kg um $0,0075^{\circ}$ C. heruntersetzt, fliesst jedoch das verflüssigte Schmelzwasser ab, so steigert sich die Temperaturerniedrigung auf $0,091^{\circ}$ C.¹⁾ Also schmilzt unter gleichen Drucken eine Eismasse eher, wenn das Schmelzwasser entweichen kann. Die Druckverhältnisse ändern sich demnach in dem Augenblicke, in welchem die Druckschmelzung aus dem Nährgebiet in die Einschmelzzone und das Randgebiet übergeht. Derselbe Druck wird in der Einschmelzzone eine grössere Schmelzung des Eises bewirken, und die sichtbare Wirkung dieser Tatsache ist eben das von E. v. Drygalski aufgefundene Einsinken der Eisoberfläche hinter der schwellenden Randzone. Es muss nun in der Einschmelzzone ein Gebiet existieren, auf dem die Druckschmelzung am grössten ist. Die durch dieses hindurchgehen-

1) H. Le Chatelier: Zeitschr. f. physikalische Chemie 1882, IX S. 335 ff.; siehe auch v. Drygalski: Grönland, Anmerkung S. 515—16.

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-