



Gletscher als klimagesteuerte Systeme

**Ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen
Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als
Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im
Geographieunterricht (Teil I)**

Stefan Winkler

Zitieren dieses Artikels:

Winkler, S. (2004). Gletscher als klimagesteuerte Systeme. Ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht. *Geographie und ihre Didaktik*, 32(1), S. 1-34. doi 10.60511/zgd.v32i1.256

Quote this article:

Winkler, S. (2004). Gletscher als klimagesteuerte Systeme. Ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht. *Geographie und ihre Didaktik*, 32(1), pp. 1-34. doi 10.60511/zgd.v32i1.256

GuiD 35 (2004) S. 1 - 34	STEFAN WINKLER: Gletscher als klimagesteuerte Systeme – Ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht
-----------------------------	--

Gletscher als klimagesteuerte Systeme

Ein Beitrag zur komplexen Beziehung zwischen Hochgebirgsgletschern und klimatischen Einflussfaktoren als Beispiel einer systemischen Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht.

von STEFAN WINKLER (Düsseldorf)

1. Einleitung

Die Diskussion über Ursachen, Ablauf und Folgen eines aktuellen oder zukünftigen Klimawandels genießt heute eine multimediale Omnipräsenz, der sich auch der Geographieunterricht nicht entziehen kann und soll. Gerade er ist für eine Thematisierung geeignet, da viele Darstellungen in den Medien einen notwendigen Tiefgang vermissen lassen, teilweise wissenschaftlich sogar nicht haltbar sind. Einfache kausale Verkettungen von Ursache und Wirkung werden als Erklärungen angeboten, bisweilen in inakzeptabel polarisierender oder polemischer Weise, welche der Komplexität dynamischer natürlicher Systeme nicht gerecht werden. Gletscher stellen hierbei leider keine Ausnahme dar, weswegen eine beispielhafte systemische Raumsachverhaltsbetrachtung im Geographieunterricht sinnvoll erscheint.

Die thematische Behandlung von Gletschern als komplexe Elemente der Geoökosysteme in Hochgebirgen ist in den Lehrplänen des Geographieunterrichts der unterschiedlichen Schularten bzw. Jahrgangsstufen nicht vorgesehen. Werden „Gletscher“ im Unterricht dennoch thematisiert, dann in Bezug zu geomorphologischen Prozesssystemen (vgl. dazu jüngst HAUNER 2003), beispielsweise in Form des pleistozänen Nordischen Inlandeises und seiner glazialen und glazifluvialen Formungsprozesse bei der Reliefgenese des Norddeutschen Tieflands. Analog werden das pleistozäne Eisstromnetz der europäischen Alpen und die Vorlandvergletscherung ausschließlich unter glazialmorphologischen Gesichtspunkten dargestellt. Falls innerhalb der Behandlung der Alpen oder anderer Hochgebirge als Landschaftsraum der Thematik „Hochgebirgsgletscher“ in den Unterrichtsstunden Raum zugesprochen wird, ist häufig eine Beschränkung auf glazialmorphologische Fakten zu beobachten, d. h. es werden unterschiedliche Gletschertypen und elementare glaziologische Formen, wie z.B. Gletscherspalten, in ihrer Entstehung behandelt. Systemanalyti-

sche oder systemtheoretische Ansätze, welche Hochgebirgsgletscher als dynamische Systeme betrachten und die vorhandene Wechselwirkungsgesamtheit und Komplexität geographiedidaktisch als Unterrichtsinhalte aufarbeiten, sind dem Verfasser bis dato nicht bekannt.

Von jener „traditionellen“ Betrachtungsweise von Hochgebirgsgletschern im Geographieunterricht will sich die vorliegende Darstellung, ohne dabei deren Legitimation oder Notwendigkeit im Rahmen der Vermittlung physisch-geographischen Basiswissens in Frage zu stellen, bewusst abheben. Die Intention des Verfassers hierzu lieferte die Rolle, die Hochgebirgsgletscher im Fachmilieu wie in der Öffentlichkeit im Kontext der Diskussion um den aktuellen Klimawandel spielen. Bekannt dürften die in den Medien für die europäischen Alpen auftauchenden (von ihrer Grundaussage her fachlich korrekten) Meldungen über einen gegenwärtigen Gletscherschwund und die Prognose einer z.T. dramatischen Verringerung der Fläche und Anzahl der Alpengletscher sein. Diese regionale Verringerung der Gletschermasse wird weiterführend bisweilen als „globaler“ Gletscherrückzug aufgefasst, was jedoch nicht der Tatsache entspricht.

Hochgebirgsgletscher gelten in der Physischen Geographie und der Quartärgeologie als hochauflösende Klimazeugen, die u. a. zur Rekonstruktion der Klimaentwicklung vergangener Abschnitte der Erdgeschichte, wie z.B. des Holozän oder der so genannten „Kleinen Eiszeit“, herangezogen werden. Sie stellen außerdem Indikatoren zur Charakterisierung aktueller Klimatrends und vergleichenden Analyse der Klimadynamik unterschiedlicher Gebirgsregionen dar. Da die Möglichkeit der Prognose des Verhaltens der Gletscher unter vorgegebenen Szenarien der zukünftigen Veränderung der klimatischen Rahmenbedingungen eine wichtige anwendungsbezogene Fragestellung vor dem Hintergrund z.B. der Nutzung von Gletscherschmelzwasser zur Erzeugung von Hydroenergie oder der Wasserversorgung in dichter besiedelten Hochgebirgsräumen der Subtropen ist, wurden bereits zahlreiche die Beziehung zwischen klimatischen Parametern und den Gletschern mathematisch beschreibende Modelle entwickelt.

Da die Effekte einer Klimaänderung an Hochgebirgsgletschern sichtbare (!) Effekte, z.B. eine Verringerung der Gletscherfläche und einen Rückzug der Gletscherfrontpositionen, zeigen, bietet sich die nachfolgend näher ausgeführte Thematik „Hochgebirgsgletscher als klimagesteuerte Systeme“ im Zusammenhang der Besprechung des aktuellen Klimawandels und seiner Auswirkungen auf verschiedene Teilbereiche der Umwelt bzw. unterschiedliche Geoökosysteme als anschauliches Fallbeispiel

geradezu an. Hochgebirgsgletscher sind, dies belegt u. a. ihre Funktion als Touristenattraktionen in Nationalparks weltweit (Kanada, Neuseeland, Norwegen usw.), nicht nur wissenschaftlich interessante, sondern auch attraktive und imposante Elemente der Naturlandschaft. Visuell kann dieses Thema folglich leicht umgesetzt werden. Hinzu tritt noch ein anderer Aspekt, nämlich die komplexen Zusammenhänge zwischen einzelnen klimatischen und nicht-klimatischen Einflussfaktoren auf die Hochgebirgsgletscher und ihre Veränderungen in Eismasse, Fläche und Frontposition innerhalb dieser natürlichen, dynamischen Systeme. Gerade weil in der populären Darstellung des Klimawandels in der breiten Öffentlichkeit zu häufig ein diesbezüglicher Hinweis fehlt, müssen die Ausprägung des aktuellen Klimawandels und seine künftigen Auswirkungen auf die Geoökosysteme außerdem regional differenziert betrachtet werden. Globale Auswirkungen entpuppen sich bei detaillierter Betrachtung leicht als Verallgemeinerungen der in einer Beispielregion beobachteten und erforschten Entwicklung, so z.B. die bereits angesprochene Verallgemeinerung des Gletscherschwunds in den europäischen Alpen als „globaler“ Trend, obwohl es Ende des 20. Jahrhunderts und aktuell Gebirgsregionen wie z. B. die Südalpen auf Neuseeland oder die maritimen Gebirge West- und Nordnorwegens gibt, in denen die Gletschermasse anwächst.

Selbstverständlich könnten die komplexen Zusammenhänge der einzelnen Klimafaktoren auch theoretisch am Modell des atmosphärischen Strahlungshaushalts behandelt und dem systemtheoretischen Ansatz folgend umgesetzt werden. Die gegenwärtigen Veränderungen mit Hilfe von meteorologischen bzw. klimatischen Messwerten aufzuzeigen, erscheint vergleichsweise problemlos. Auch die notwendige regional differenzierte Betrachtungsweise ließe sich entsprechend durchführen. Allerdings erscheint es didaktisch Erfolg versprechender, einen (bei sachgerechter Vermittlung) recht komplizierten Sachverhalt wie den aktuellen Klimawandel und seine Auswirkungen anhand eines konkreten Beispiels darzustellen, wozu sich Hochgebirgsgletscher vor dem aufgezeigten fachwissenschaftlichen Hintergrund anbieten.

Dieser Vorschlag seitens des fachwissenschaftlich ausgebildeten Verfassers wird zunächst in seinen fachlichen Grundlagen näher ausgeführt, da vor einer fachdidaktischen Umsetzung im Geographieunterricht zunächst die entsprechenden glaziologischen Grundlagen und das der Betrachtungsweise von Hochgebirgsgletschern als klimagesteuerte Systeme zugrunde liegende Konzept bekannt sein müssen. Die sich mehr an der traditionellen Auffassung der Thematik orientierende Darstellung in der Mehrzahl der deutschsprachigen fachwissenschaftlichen Lehr- und

Schulbücher kann hier nur begrenzt hilfreich sein. Um eine Berücksichtigung von Hochgebirgsgletschern als Indikatoren für eine Klimaentwicklung in Diskussionsbeiträgen zur aktuellen Umweltveränderung zu erleichtern, wird hier weitgehend eine moderne Nomenklatur verwendet, die internationalem Standard entspricht.

Auf Grundlage der fachwissenschaftlichen Ausführungen ließe sich für die konkrete Umsetzung im Unterricht eine dem systemtheoretischen Ansatz folgende hierarchische Gliederung anwenden, welche auf der Ebene des systemanalytischen Denkens beginnend die Erfassung der vorhandenen Wechselwirkungen der einzelnen klimatischen und nicht-klimatischen Einflussfaktoren als Zielsetzung hat. Eine Einsicht in die wichtigsten glaziologischen Gesetzmäßigkeiten muss, auch wenn diese (wie z. B. das Funktionsprinzip der Gletscherbewegung) nicht primär mit der Klimasteuerung in Bezug gebracht werden, als Ergänzung folgen, da sie zum späteren Gesamtverständnis des Systems unverzichtbar sind. Auf dieser Ebene aufbauend folgt die Anforderung an ein systemtheoretisches Denkvermögen, da Hochgebirgsgletscher als System in ihren funktionellen und strukturellen Gesetzmäßigkeiten als Gesamtheit betrachtet werden müssen. Auch eine weiterführende allgemeinsystemtheoretische Behandlung ist an diesem Beispiel möglich, wird hier jedoch nicht explizit weiter ausgeführt.

Konkrete Zielsetzung einer systemischen Betrachtung von Hochgebirgsgletschern im Geographieunterricht soll die Erkenntnis der komplexen Wechselwirkungsgefüge zwischen einzelnen klimatischen und nicht-klimatischen Einflussfaktoren und deren Einfluss auf das Gesamtsystem sein. Es soll erkannt werden, dass der variable Input in das System durch die Wirkung unterschiedlicher Faktoren unter differenten natürlichen Rahmenbedingungen (Obersystemen) zu einem durch regional und zeitlich differenzierte Beeinflussung nur schwer zu prognostizierenden Output führt. Es soll die grundlegende Fähigkeit zur eigenständigen Interpretation der Reaktion der Hochgebirgsgletscher auf Klimaveränderungen unter Berücksichtigung der Komplexität der Systeme vermittelt werden, wozu einige sich aus den Ausführungen ableitende Vorschläge für Gedankenexperimente bzw. Modellbildungen gegeben werden. Selbst wenn bei der Thematik Hochgebirgsgletscher der wichtige Punkt der Raumverhaltenskompetenz gegenüber anderen Themen wie z.B. „Desertifikation“ oder „Treibhauseffekt“ in den Hintergrund tritt, muss die Kritikfähigkeit gegenüber Aussagen in den Medien als eine Hauptzielsetzung genannt werden. Einfache kausale Argumentationsketten, wie sie seitens Umweltschutzorganisationen bzw. ihrer Gegenspieler allzu oft vertreten

werden, sollten auf Grundlage der kognitiven Fähigkeiten kritisch auf ihren Wahrheitsgehalt überprüft werden können.

2. Gletscher als Systeme

Gletscher sind per Definition große, hauptsächlich aus Schnee, Firn und Eis bestehende Massen, welche einer aktiven Bewegung unterliegen (WINKLER 2002a). Sie entstehen, wenn sich über viele Jahre in einer geeigneten Geländeform im Winter mehr Schnee ablagert, als im darauf folgenden Sommer abschmilzt. In einem mehrere Jahre dauernden Prozess wird aus diesem Schnee über den Zwischenzustand Firn schließlich Eis (= Umwandlung des Inputs), welches durch seine physikalischen Eigenschaften die Bewegung des Gletschers verursacht (Näheres s. Kasten A). Zu den nachfolgend ausschließlich betrachteten Hochgebirgsgletschern zählen verschiedene reliefgeordnete morphologische Gletschertypen, vorwiegend Tal-, Kar- und Outletgletscher (vgl. WILHELM 1975, ØSTREM & AL. 1988, HAEBERLI & AL. 1998 etc.). Geophysikalisch zählen die Hochgebirgsgletscher überwiegend zu den temperierten (warmbasalen) Gletschern (s. Kasten B).

Gletscher sind im Prinzip temporäre Speicher des Niederschlags in fester Form (= Input), wobei der Zeitraum der Speicherung bei Hochgebirgsgletschern im Extremfall einige tausend Jahre betragen kann (an typischen Hochgebirgsgletschern darf von einem Maximalalter des Eises von mehreren hundert Jahren ausgegangen werden). Der Niederschlagspeicher „Gletscher“ ist in seiner Masse als Reaktion auf die kurz-, mittel- und langfristig veränderlichen Größenordnungen des In- und Output ebenfalls einer permanenten Veränderung ausgesetzt. Dieses Input-Output-System ist klimagesteuert, da es sich bei Input, vereinfacht ausgedrückt, um den winterlichen Schneefall, bei Output um Schmelzwasser in Abhängigkeit von der sommerlichen Abschmelzung handelt. Nicht nur Input und Output sind klimadeterminiert, zahlreiche individuelle klimatische Parameter beeinflussen in vielfältiger Weise direkt, oder indirekt komplex in Verkettung oder Rückkopplung mit anderen auch nicht-klimatischen Einflussfaktoren, den Gletscher, dessen hier vollzogene Ansprache als klimagesteuertes System sich aus dieser verkürzt dargestellten Betrachtungsweise ableitet. Um In- und Output auch numerisch erfassen und ferner die wichtigsten existierenden klimatischen und nicht-klimatischen Einflussfaktoren identifizieren zu können, hat man das Konzept des Massenhaushalts der Gletscher eingeführt.

Kasten A

Einige physikalische Eigenschaften von Gletschereis (= Umformung des Inputs)

Gletschereis entsteht durch die Umformung (Metamorphose) von Schnee. Ein Neuschneekristall verliert durch Winderosion, Pressung, Kondensation und v. a. randliches Schmelzen und Wiedergefrieren seine filigrane Kristallstruktur und nimmt eine körnige Form an. Der körnige Altschnee wird, hat er einen Sommer „überlebt“, als Firn bezeichnet. Der Porengehalt nimmt dabei ab, die Dichte steigt an (s. Fig. 3). Aus dem Firn bildet sich anschließend Gletschereis, ein Prozess, welcher an Hochgebirgsgletschern frühestens nach 5 bis 6 Jahren, durchschnittlich aber im Zeitraum einiger Jahrzehnte abgeschlossen ist. Damit wird der Input in das System Gletscher (= Niederschlag/Schnee) zunächst in einen „speicherungsfähigen“ Zustand (= Eis) überführt, bevor zu einem späteren Zeitpunkt, der an Hochgebirgsgletschern mehrere hundert Jahre in der Zukunft liegen kann, durch Ablation der Output in Form von Schmelzwasser wieder den ursprünglichen Zustand des Inputs annimmt. Je maritimer das Klima (höhere Sommertemperaturen und höhere Luftfeuchte), desto schneller ist die Umwandlung vollendet. Gletschereis ist dann praktisch frei von luftgefüllten Poren, es ist wasserundurchlässig, und die vorhandenen kleinen Luftblasen sind isoliert. Schmelzwasser kann nur entlang von Rissen oder geschmolzenen Kanälen durch das Gletschereis fließen, durch Schnee und Firn dagegen infolge der Porosität ungehindert hindurchsickern.

Eiskristalle besitzen eine plattige Kristallstruktur. Größere oder bezüglich des existierenden Drucks der aufliegenden Schnee-, Firn- und Eisschichten günstig positionierte Eiskristalle können auf Kosten anderer wachsen, weswegen im Gegensatz zum Schnee oder Firn die Ebenen der Kristalle von Gletschereis letztlich eine einheitliche Orientierung besitzen. Ist nun der Druck (die Auflast) groß genug, kommt es, unter Beachtung der Schwerkraft, zum so genannten Deformationsfließen des Gletschers. Durch die interne Deformation kann sich das Eis eines Gletschers auch dann bewegen, wenn die Basis des Gletschers am Untergrund festgefroren ist. Während die interne Deformation an allen aktiven Gletschern auftritt, tritt das basale Gleiten, d.h. die Gleitbewegung des Gletschers auf einem dünnen Schmelzwasserfilm an der Basis, nur an einer Gruppe von Gletschern auf (siehe Kasten B). Voraussetzung für die Gleitbewegung an der Basis ist die Temperatur des Eises an der Basis. Liegt sie am so genannten Druckschmelzpunkt, kann sich der notwendige dünne Schmelzwasserfilm in Abhängigkeit von Druck und Eistemperatur bilden (warmes Eis). Ist die Eistemperatur zu niedrig (kaltes Eis), friert der Gletscher am Untergrund an, und es findet (trotz des Drucks) kein basales Gleiten statt.

Gletschereis verhält sich wie „pseudoplastisches“ Material, und seine Fließ-eigenschaften werden in einem eigenen physikalischen Gesetz (dem Fließgesetz von GLEN) beschrieben (PATERSON 1994). Man kann es mit dem Fließverhalten heißer Metalle vergleichen. Eis kann so künstlich erzeugte Hohlräume unter dem Gletscher wieder schließen, ist aber nicht perfekt plastisch, was man an der Existenz von Gletscherspalten zeigen kann. Gletscherspalten entstehen z.B. als Folge von Unebenheiten im Untergrund des Gletschers, also generell dort, wo im Gletscher Spannungen entstehen, welche durch die Plastizität des Eises nicht ausgeglichen werden können.

Kasten B

Unterschiedliche Gletschertypen

Man kann Gletscher entweder auf Grundlage ihrer Morphologie oder unter Berücksichtigung ihrer geophysikalischen Eigenschaften klassifizieren. Die geophysikalischen Gletschertypen unterscheiden sich hinsichtlich der auftretenden Bewegungsmodi (s. Kasten A). An kaltbasalen (polaren) Gletschern ist die Gletscherbasis am Untergrund festgefroren, und es tritt ausschließlich internes Deformationsfließen auf. Bei temperierten oder warmbasalen Gletschern befindet sich dahingegen das Eis an der Gletscherbasis am Druckschmelzpunkt, und es tritt, zusätzlich zum internen Deformationsfließen, basales Gleiten auf. Die überwiegende Mehrheit der Hochgebirgsgletscher weltweit zählt zu diesem temperierten Gletschertyp.

Morphologisch unterscheidet man reliefübergeordnete von reliefuntergeordneten Gletschern. Zu den reliefübergeordneten Gletschern zählen die polaren Eisschilde und Eiskappen, deren Morphologie aufgrund ihrer Dimension nicht vom Relief des Untergrunds beeinflusst wird. Reliefuntergeordnete Gletscher, hierzu zählen auch alle Typen von Hochgebirgsgletschern, werden dahingegen in ihrer Morphologie maßgeblich vom Relief bestimmt. Plateaugletscher mit ihrer charakteristischen ebenen Gletscheroberfläche bilden sich nur, wenn entsprechende hochgelegene Verebnungen existieren. Talgletscher werden in ihrer Ausbildung ebenso wie Kargletscher durch das Relief geprägt. Als Outletgletscher (Auslassgletscher) bezeichnet man Gletscherarme, welche von größeren, zusammenhängenden Eismassen (z.B. Plateaugletschern) in die umgebenden Täler abfließen. Im Gegensatz zu Tal- und Kargletschern besitzen sie kein klar abgegrenztes Akkumulationsgebiet, sondern beziehen ihren „Eisnachschub“ aus einem bestimmten Sektor des Eisplateaus, welcher erst nach genauen Untersuchungen eindeutig festgelegt werden kann.

3. Der Massenhaushalt

3.1 Der Massenhaushalt - das Grundprinzip

Zur Erfassung der klimagesteuerten Veränderungen der Gletschermasse wurde Mitte des 20. Jahrhunderts das auf konkreten Messungen basierende Konzept des „Massenhaushalts“ (synonym: „Massenbilanz“) entwickelt. Die Werte der Massenbilanz geben Information darüber, welchen Änderungen die Gletschermasse in Abhängigkeit von den relevanten klimatischen Einflussfaktoren von Jahr zu Jahr ausgesetzt ist. Jedoch können auch nicht-klimatische Einflussfaktoren die Massenbilanz beeinflussen (s. u.). Die jährliche Massenbilanz bezieht sich jeweils auf ein „Haushaltsjahr“. Es beginnt Anfang Oktober und endet Ende September des darauf folgenden Jahres, entspricht also im Prinzip dem hydrologischen Jahr (vom 1. Oktober bis zum 30. September). Im Fall der Massenbilanz ist die zeitliche Abgrenzung jedoch aus praktischen Gründen und abhängig von den konkreten Witterungsverhältnissen in der Region in einem gewissen Rahmen flexibel (um maximal 14 Tage als grober Richtwert).

Das Haushaltsjahr ist zweigeteilt: in eine winterliche Akkumulationssaison, in der stets die Akkumulation (der Massengewinn durch Ablagerung von Schnee etc.) die Ablation (den Massenverlust infolge Abschmelzen von Eis etc.) übersteigt und die im Regelfall von Anfang Oktober bis Ende April oder Anfang Mai andauert, und in eine sommerliche Ablationssaison, in welcher analog die Ablation größer als die Akkumulation ist. Der Beginn der Akkumulationssaison in Form des ersten bedeutenden Schneefalls ist wie ihr Ende bzw. ebenfalls das Ende der Ablationssaison nicht a priori auf ein bestimmtes Kalenderdatum festlegbar, wodurch sich jener o. g. flexible Zeitrahmen der Abgrenzung der einzelnen Haushaltsjahre als Anpassung an die realen Witterungsverhältnisse begründet. Herrscht im Frühherbst beispielsweise eine warme und trockene Witterung, verlängert sich in diesem Haushaltsjahr entsprechend die Ablationssaison, und man wird durch einen um einige Tage späteren Zeitpunkt der Massenbilanzmessungen den Massenverlust im Haushaltsjahr exakter bestimmen können.

Die Massenbilanz eines Haushaltsjahres kann in zwei Teilkomponenten oder in zwei Teilbilanzen dargestellt werden. Erste Alternative ist die Unterscheidung von Gesamtakkumulation und Gesamtablation auf Basis des gesamten Haushaltsjahres, die zweite Möglichkeit besteht in der Berechnung einer Winter- und einer Sommerbilanz (= saisonale Differenzierung der Massenbilanz). Beide Verfahren sind in Anwendung und

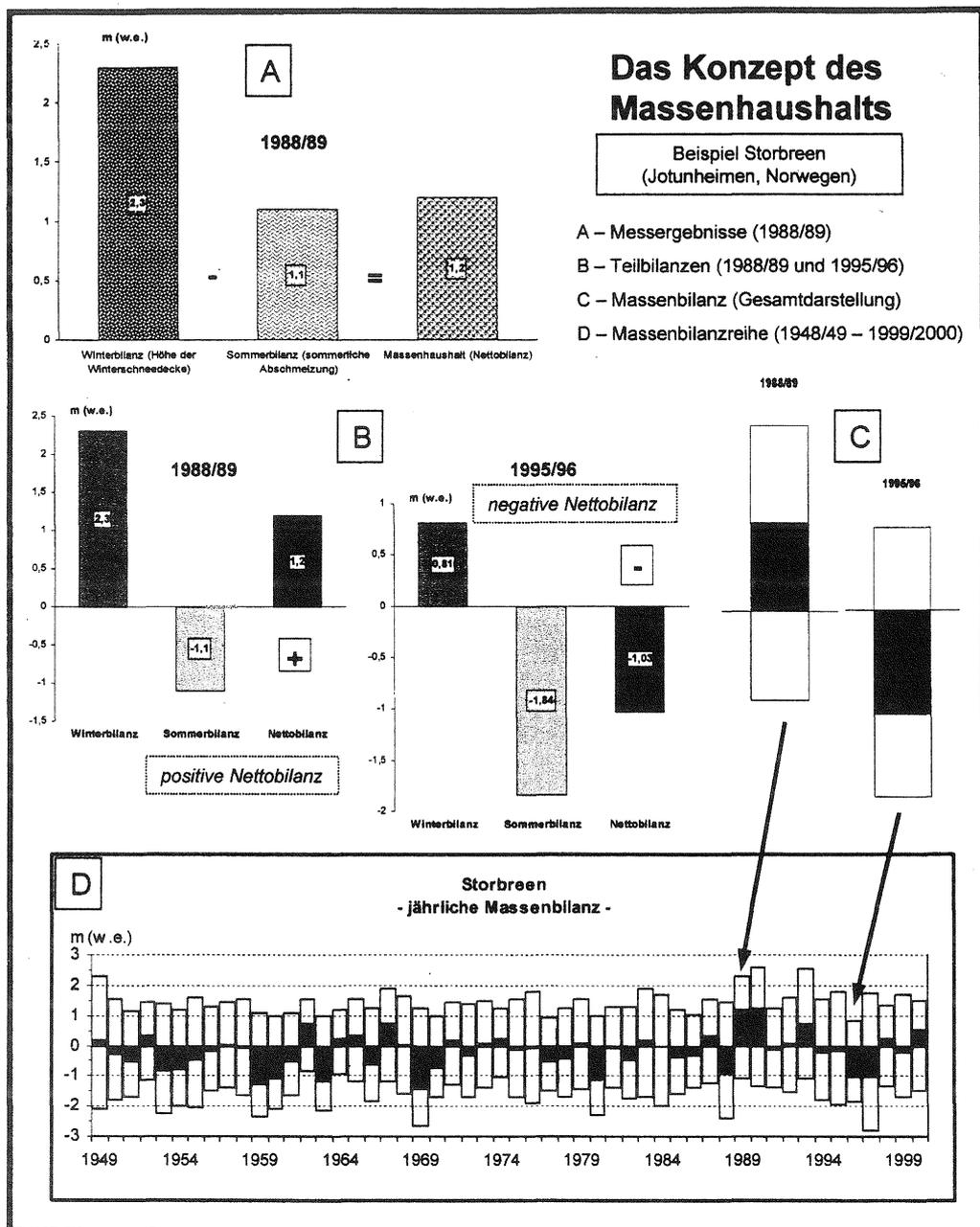
haben Vor- und Nachteile. Das erstgenannte Verfahren ist im Alpenraum typisch und bietet sich v. a. für Regionen an, in denen sommerliche Schneefälle in größerem Umfang zur Gesamtakkumulation beitragen. Die Differenzierung in Winter- und Sommerbilanz wird in Regionen mit starken saisonalen Unterschieden in der Ausprägung der Witterung in Akkumulations- und Ablationssaison angewendet. Nachfolgend wird hauptsächlich mit dem Prinzip der Teilbilanzen operiert, da dieses nach Ansicht des Verfassers didaktisch besser zur Vermittlung des Konzepts der Massenbilanz geeignet ist.

Zur Kalkulation der jährlichen Massenbilanz werden Winter- und Sommerbilanz eines Haushaltsjahres in Beziehung gesetzt und so die so genannte Nettobilanz kalkuliert (s. Fig.1). Übersteigt der Wert der Winterbilanz denjenigen der Sommerbilanz, ist dies ein Ausdruck dafür, dass während der Akkumulationssaison der Massengewinn des Gletschers größer war als der Massenverlust während der Ablationssaison. In der Bilanzierung des Haushaltsjahres ergibt sich so ein „Netto“-Massenzuwachs, und man bezeichnet dies als positive Nettobilanz bzw. positiven Massenhaushalt. Im umgekehrten Fall eines Massenverlusts durch eine die winterliche Akkumulation übersteigende sommerliche Ablation tritt ein negativer Massenhaushalt bzw. eine negative Nettobilanz auf. Besitzen beide Teilbilanzen eine vergleichbare Größenordnung, d.h. halten sich Akkumulation und Ablation aus Jahresbasis im Gleichgewicht, resultiert daraus ein ausgeglichener Massenhaushalt bzw. eine neutrale Nettobilanz.

Zur didaktischen Vermittlung dieses Prinzips kann in simpler Weise ein Vergleich mit der Bilanz eines fiktiven Wirtschaftsbetriebs herangezogen werden. Wo in dessen Jahresbilanz Einnahmen aufgeführt sind, steht beim klimagesteuerten System Gletscher der Massengewinn durch Akkumulation (Winterbilanz, Gesamtakkumulation); wo Ausgaben verzeichnet sind, steht der Massenverlust durch Ablation (Sommerbilanz, Gesamtablation) aufgeführt. Die Nettobilanz des Gletschers im Haushaltsjahr gleicht dem Bilanzgewinn/-verlust des Betriebs im Geschäftsjahr. Durch Anwendung des Konzepts des Massenhaushalts können die jährlichen Veränderungen der Gletschermasse vergleichsweise unkompliziert beurteilt werden.

3.2 Der Massenhaushalt – Messung und Kalkulation

So einfach der Massenhaushalt in seinem Grundprinzip ist, so aufwändig sind die zugehörigen Messungen direkt auf dem Gletscher und die später notwendigen Rechenoperationen. Daher liegen nur für wenige ausge-

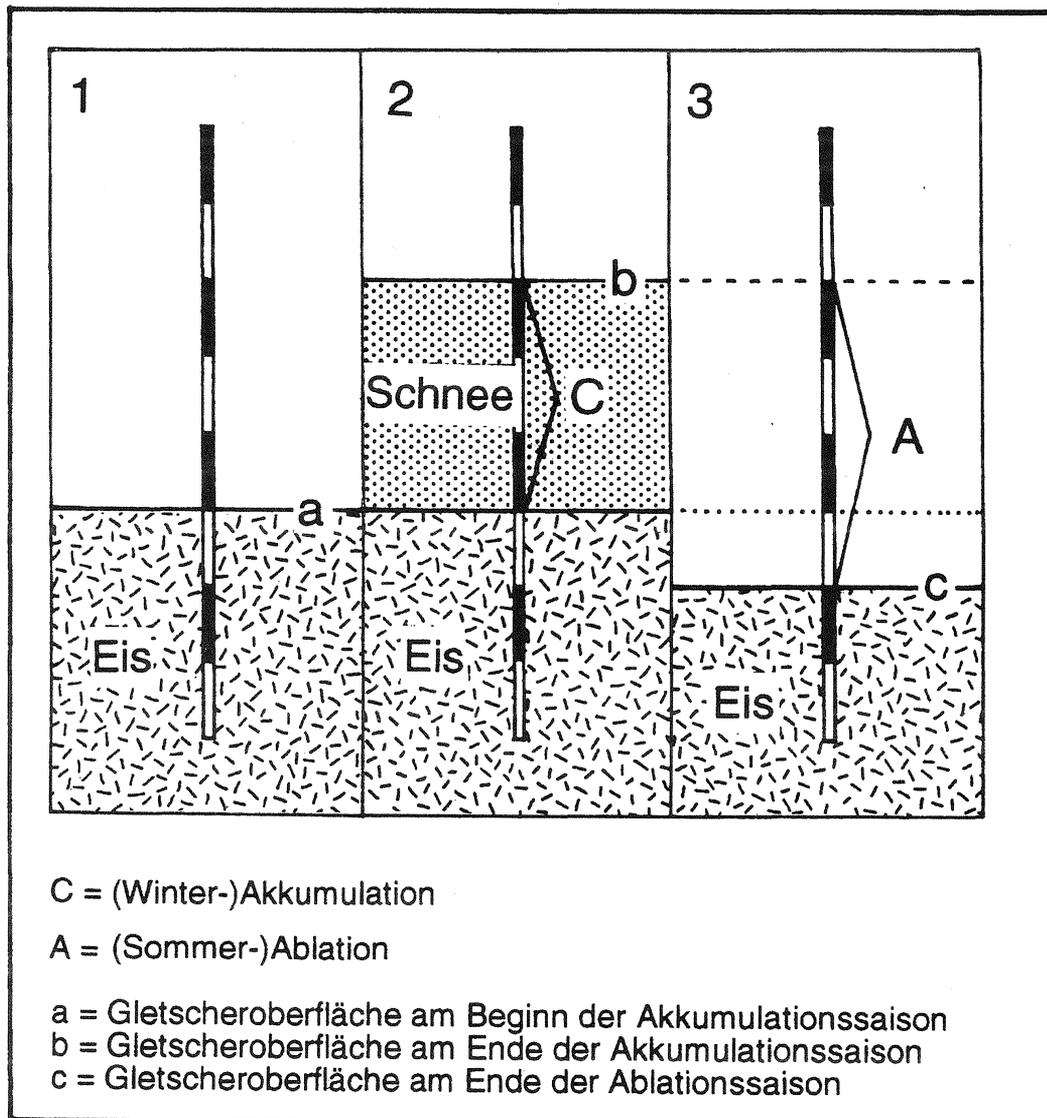


Figur 1

Darstellung des Konzepts des Massenhaushalts am Beispiel des Storbreen im zentralen Jotunheimen (Südnorwegen). Neben den eigentlichen Messergebnissen [A], aufbereitet als Wasserwert/water equivalent (w.e.) und Durchschnittswert für die gesamte Gletscheroberfläche, und den resultierenden Teilbilanzen (in unterschiedlicher Darstellungsform [B] [C]) für das positive Haushaltsjahr 1988/89, sind analog die Teilbilanzdaten für das negative Haushaltsjahr 1995/96 aufgezeigt. Die Massenbilanzreihe des Storbreen ist die längste in Norwegen und die zweitlängste überhaupt, wobei der Gletscher im Maßzeitraum bis 2000 insgesamt 4,48 m w.e. an Masse verloren hat und negative Nettobilanzen häufiger auftraten (Datengrundlage: modifiziert n. WINKLER 2002a).

wählte Gletscher detaillierte Massenhaushaltsstudien über einen längeren Zeitraum vor. Unter mehreren Methoden zur Messung und Berechnung des Massenhaushalts gilt die direkte oder glaziologische Methode, bei der sowohl Akkumulation als auch Ablation direkt auf der Gletscheroberfläche gemessen werden, als die exakteste. Hierbei wird Ende der winterlichen Akkumulationssaison die Höhe der seit Herbst abgelagerten Schneedecke gemessen, gefolgt von einer zweiten Messung am Ende der Ablationssaison im Spätsommer, bei der registriert wird, wie viel Eis und Schnee an der Gletscheroberfläche abgeschmolzen sind (s. Fig. 2). Da unterschiedlich alter Schnee, Firn und Eis jeweils unterschiedliche Dichten besitzen (s. Fig. 3, Experiment 1), wird die Messung der Höhe der Schneeakkumulation an ausgewählten Stellen um die Messung der Schneedichte ergänzt. Anschließend werden alle Messergebnisse in den Wasserwert (*w.e.* = *water equivalent*) umgerechnet, da andernfalls diese nicht miteinander verglichen werden könnten. Der Wasserwert (*w.e.*) ist die Höhe der Wassersäule, die sich nach dem Schmelzen einer bestimmten Mächtigkeit von Schnee, Firn oder Eis ergibt (s. Fig. 3). Gemessen wird an mehreren Stellen in unterschiedlichen Teilbereichen des Gletschers, denn Akkumulation und Ablation sind auf der Gletscheroberfläche nicht überall gleich. Die später ermittelten Teil- und Nettobilanzen werden jedoch stets über die gesamte Gletscheroberfläche gemittelt.

Ein Hochgebirgsgletscher erstreckt sich typischerweise über eine Vertikaldistanz von vielen hundert Metern. In Gebirgen der Mittelbreiten steigen mit zunehmender Höhe die Niederschlagssummen an, gleichzeitig sinkt die Lufttemperatur ab. Dies führt dazu, dass einerseits in den höheren Teilen des Gletschers mehr Schnee als auf der unteren Gletscherzunge fällt, gleichzeitig auf letztgenannter infolge höherer Lufttemperaturen und schnelleren Verschwindens des Winterschnees (s. u.) das Abschmelzen höher ist. Auf Grundlage dieser räumlichen Differenzierung von Akkumulation und Ablation werden Gletscher in zwei Teilbereiche untergliedert (s. Fig. 4). Die hochgelegenen Gletscherteile, in denen innerhalb eines Haushaltsjahres die Akkumulation die Ablation übersteigt und in denen als Folge am Ende des Sommers noch Winterschnee auf der Oberfläche vorhanden ist, bezeichnet man als Akkumulationsgebiet (entspricht dem veralteten Ausdruck „Nährgebiet“). Die niedrig gelegenen Gletscherteile mit höheren Ablations- als Akkumulationsbeträgen mit einem kompletten Abschmelzen des Winterschnees und zusätzlich noch Firn und Eis bezeichnet man als Ablationsgebiet (alt: Zehrgebiet). Grenze zwischen beiden Teilbereichen ist die so genannte Gleichgewichtslinie, an der lt. Definition die Akkumulation während des Haushaltsjahres genau



Figur 2

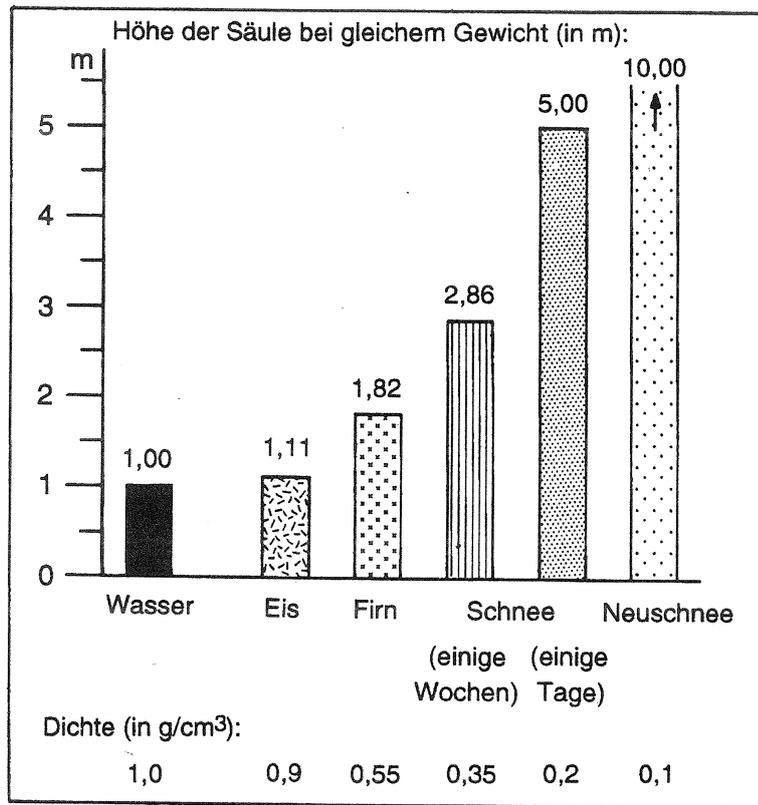
Schematische Darstellung der direkten Messung der Massenbilanz auf der Gletscheroberfläche am Beginn der Akkumulationssaison [1], Ende der Akkumulationssaison [2] bzw. Ende der Ablationssaison [3] zur Feststellung der Höhe der winterlichen Schneehöhe bzw. sommerlichen Abschmelzung. Nicht dargestellt ist die erforderliche Messung der Schneedichte (s. Text; aus WINKLER 2002a).

der Ablation entspricht. Dort ist folglich genau soviel Schnee gefallen, wie im Sommer wieder abgeschmolzen ist.

Es muss betont werden, dass die Gleichgewichtslinie eine theoretisch kalkulierte Grenze ist. Man darf zwar an Hochgebirgsgletschern der Mittelbreiten davon ausgehen, dass die (temporäre) Schneegrenze im Spätsommer die gleiche Höhenlage wie die später auf Grundlage der Massenhaushaltsmessungen berechnete Gleichgewichtslinie hat; dies gilt aber nicht für alle Gletscher. An Gletschern in der subpolaren Klimazone spielt beispielsweise an der Gletscheroberfläche wiedergefrorenes Schmelzwasser („Aufeis“) eine bedeutende Rolle im Massenhaushalt. Die Aufeiszone rechnet noch zum Akkumulationsgebiet, obwohl sie unterhalb der spätsommerlichen Schneegrenze liegt. Die Gleichgewichtslinie ihrerseits wird gerne als Index für die Massenbilanz bzw. die zugrunde liegenden Witterungsverhältnisse herangezogen, denn die Größe des Akkumulations- und Ablationsgebiets (d. h. der jeweilige Anteil an der Gesamtfläche des Gletschers) variiert in Abhängigkeit von den jährlichen Akkumulations- und Ablationsraten. In Jahren mit positiver Nettobilanz besitzt das Akkumulationsgebiet eine größere Flächenausdehnung als bei negativer Nettobilanz. Als Konsequenz ist die niedrige Höhenlage der Gleichgewichtslinie ein Hinweis auf einen positiven Massenhaushalt. Der kausale Zusammenhang zwischen Gleichgewichtslinie und Nettobilanz kann durch die ungefähre Übereinstimmung der spätsommerlichen Gletscherschneegrenze dahingehend ausgenutzt werden, in Regionen ohne detaillierte Massenbilanzmessungen (z.B. in den Südalpen Neuseelands) eine gesicherte Aussage über den Trend der Massenbilanz in einem Haushaltsjahr zu treffen (vgl. CHINN 1995, CHINN & SALINGER 1999).

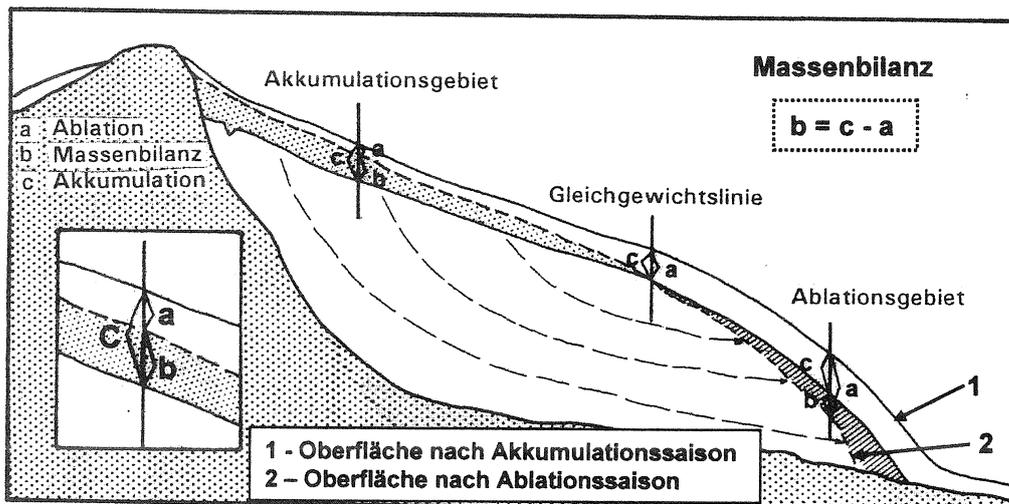
3.3 Massenbilanzparameter und relevante Einflussfaktoren

Einflüsse unterschiedlicher klimatischer und nicht-klimatischer Einflussfaktoren auf den Massenhaushalt der Gletscher sind sinnvoll auf der Grundlage der Massenbilanzparameter (Akkumulation und Ablation) bzw. der Teilbilanzen (Winter- und Sommerbilanz) zu analysieren. Betrachtet man wie hier schwerpunktmäßig die Hochgebirgsgletscher der Mittelbreiten, wird die Akkumulation ganz überwiegend von der winterlichen Schneeakkumulation bestritten. Sommerliche Neuschneefälle tragen nur in begrenztem Umfang zur Gesamtakkumulation bei. Neben „normaler“ winterlicher Schneeakkumulation besteht die Möglichkeit, dass Gletscher Massenzuwachs durch windverdrifteten Schnee und Lawinen erhalten. Da in Hochgebirgen höhere durchschnittliche Windgeschwindigkeiten als im Flachland herrschen (BARRY 1992) und Stürme im Herbst und Winter häufig auftreten, ist der (nicht-klimatische)



Figur 3

Vergleich der unterschiedlichen Dichten von Eis, Firn und Schnee, dargestellt als Höhe einer Säule von jeweils 1 m w.e./Wasserwert (aus WINKLER 2002a).



Figur 4

Schematische Darstellung der unterschiedlichen Teilbereiche eines Gletschers im Längsprofil (Erläuterung s. Text; modifiziert n. LIESTØL 1994 bzw. WINKLER 2002a).

Einflussfaktor Exposition der Gletscheroberfläche bezüglich niederschlagsbringenden Luftströmungen hierbei hervorzuheben. Bekannt ist das Phänomen, dass in Leelagen das Glaziationsniveau (d.h. die Schwelle, oberhalb derer sich Gletscher bilden können) niedriger als auf der Luv-Seite des Gipfels oder der Gebirgskette liegt (vgl. NESJE 1992), da im Luv Schnee leicht wieder verdriftet werden kann. Auch das Großrelief kann in diesem Zusammenhang Auswirkungen zeigen, denn Winddrift besitzt z.B. bei Plateaugletschern (wie in Westnorwegen) einen höheren Stellenwert als bei Talgletschern. Primär durch Änderung der vorherrschenden Hauptwindrichtung verursachte Veränderungen der Gletschermasse als Folge des Musters der Verdriftung von Schnee sind bekannt (ØSTREM & TVEDE 1986). Ein spezieller Gletschertyp, die regenerierten Gletscher, besitzt sogar kein eigenes Akkumulationsgebiet, sondern bezieht seinen Massennachschub hauptsächlich in Form von Schneelawinen oder Eislawinen überhängender Gletscherplateaus oder Hangvereisungen.

Komplexer, sowohl hinsichtlich wirksamer Faktoren als auch bezüglich deren kausalen Zusammenhangs und auftretenden Rückkopplungseffekten, stellen sich die Verhältnisse beim zusammengefasst als Ablation bezeichneten Massenverlust des Gletschers dar. Neben der Ablation im engeren Sinne (d. h. dem Abschmelzen von Schnee, Firn und Eis an der Gletscheroberfläche) kann dem Gletscher durch Winddrift oder Abgänge von Schnee- und Eislawinen Masse verloren gehen. Ein besonderes Phänomen ist der Massenverlust durch Abkalbung an schwimmenden Gletscherzungen oder an Eisschelfen. Bei einem Abkalben von Eisbergen geht dem Gletscher vollständig oder zumindest weitgehend unabhängig von der aktuellen Klimaentwicklung Masse verloren. Der Rückzug einer Gletscherfrontposition durch Kalbung ist als glazialdynamischer Prozess zu betrachten, welcher auftritt, wenn ein im Meer oder einem Binnensee endender Gletscher seine Gründigkeit verliert und aufschwimmt. Zwar existiert in Form eines zuvor notwendigen (vertikalen) Eismassenverlusts auch bei einem derartigen Spezialfall ein klimatischer Impuls, da durch Massenverlust jene kritische Schwelle, an welcher der Gletscher mit seinem Gewicht den Auftrieb des Wassers nicht mehr kompensieren kann, überschritten wird. Ist anschließend die Gletscherzunge jedoch erst einmal aufgeschwommen, kann durch Abschmelzen im Kontakt zu warmem Wasser und/oder Einwirkung von Gezeiten oder Brandung der Gletscher schnell seine Frontposition zurückverlagern. Ein Gletscherückzug durch Kalbung besitzt eine Eigendynamik, die nur begrenzt von der Klimaentwicklung und dem aktuellen Massenhaushalt gesteuert oder beeinflusst werden kann (vgl. KIRKBRIDE 1993, KIRKBRIDE & WARREN 1999). Es gibt daher Fälle, in denen kalbende Gletscher einen schnellen

Rückzug zeigen, der Trend des Massenhaushalts aber einen Gletschervorstoß vermuten lassen würde (WINKLER 2002b).

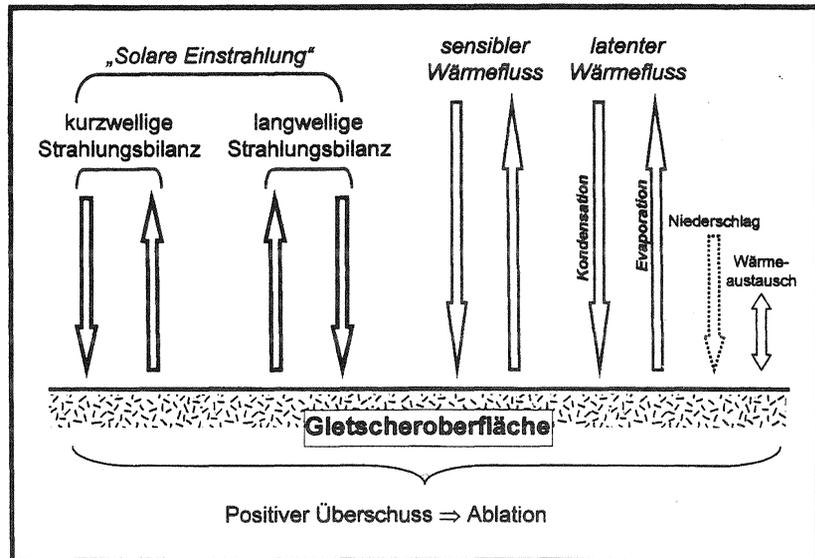
Betrachtet man die o. g. Ablation im engeren Sinne, muss ein Subsystem des Massenhaushalts, die Energiebilanz, eingeführt werden (s. u.). Die Menge des durch geothermalen Wärmefluss an der Gletscherbasis bzw. durch innere Reibung im Zuge der Gletscherbewegung durch interne Deformation (s. Kasten A) geschmolzenen Eises ist von ihrer absoluten Menge unerheblich und spielt bei der Bewertung der Faktoren des Massenhaushalts keine Rolle. Bedeutung besitzt es primär für die Gletscherbewegung und deren Modus (d. h. das Auftreten basalen Gleitens), die Existenz eines (geringen) Schmelzwasserabflusses auch während der Wintermonate und für die verschiedenen, damit kausal verbundenen glazialmorphologischen Prozesse.

Als ein Beispiel für einen nicht-klimatischen Einflussfaktor auf Massenbilanzänderungen und deren Auswirkungen sei hier die vom Relief abhängige Gletschermorphologie aufgezeigt. Jeder Gletscher weist eine spezifische Flächen-Höhenverteilung auf, d. h. die Gletscherfläche ist individuell auf die unterschiedlichen Höhenstockwerke verteilt. Einige Gletscher besitzen eine verhältnismäßig gleichmäßig auf alle Höhenstockwerke ihrer Vertikalerstreckung verteilte Fläche, andere zeigen eine markante Konzentration der Fläche in bestimmten Höhenstockwerken. Als einfacher Grundsatz gilt, dass bei gleichmäßig verteilter Gletscherfläche die Gletscher weniger sensibel reagieren, während an Gletschern mit einer Flächenkonzentration in einer bestimmten Höhenlage diese z.B. durch eine Absenkung der Schneefallgrenze ungleich stärker profitieren können, auch wenn sich langfristig die Gletschermorphologie den klimatischen Rahmenbedingungen anpasst.

3.4 Die Energiebilanz und die Bedeutung der Albedo

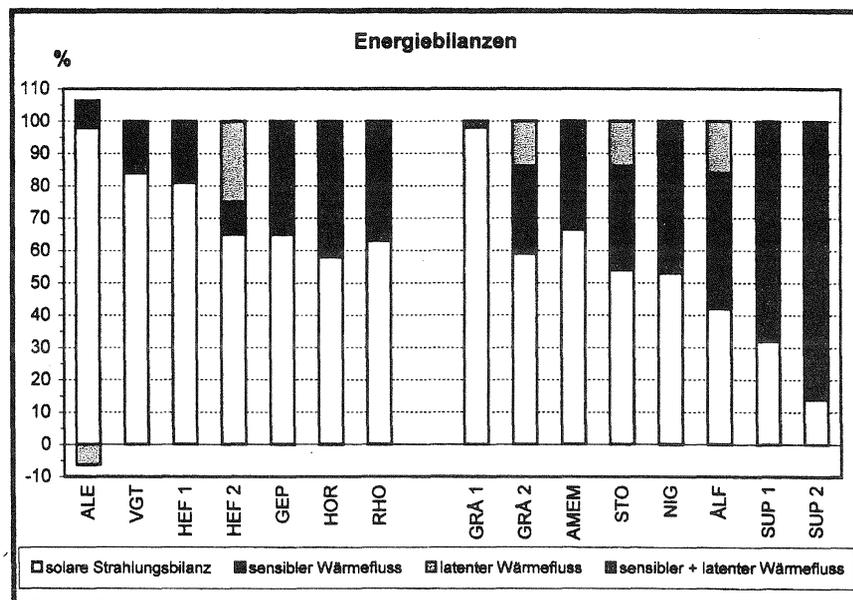
Die als Subsystem der Massenbilanz zu betrachtende Energiebilanz einer Gletscheroberfläche beschreibt, welche Energieflüsse an der Gletscheroberfläche auftreten und zur Abschmelzung von Schnee, Firn und Eis führen (s. Fig. 5). Sie liefert Informationen darüber, welche Ablationsfaktoren in saisonaler und regionaler Differenzierung zur Abschmelzung an der Oberfläche des untersuchten Gletschers beitragen.

Hauptablationsfaktor an kontinental geprägten Gletschern und auch an Hochgebirgsgletschern in maritimen Gebirgsregionen von Bedeutung ist die solare Strahlungsbilanz (vgl. Fig. 6). Oft vereinfacht als „solare Einstrahlung“ bezeichnet, umfasst sie kurz- und langwellige Ein- und Ausstrahlung an der Gletscheroberfläche, also im Prinzip den für den Glet-



Figur 5

Schematische Darstellung der Energieflüsse an einer Gletscheroberfläche (ohne Berücksichtigung ihrer regional differenzierten jeweiligen Größenordnung; vgl. Text). Da die Energiebilanz stets ausgeglichen sein muss (die Gletscheroberfläche besitzt keine Wärmekapazität), wird der während der sommerlichen Ablationssaison überwiegend vorhandene positive Energieüberschuss zur Abschmelzung von Schnee, Firn und Eis aufgebracht (modifiziert n. LIESTØL 1994, NESJE 1995 u.a.).



Figur 6

Vergleich der Ablationsfaktoren (beschränkt auf die drei Hauptfaktoren, z.T. Daten für sensiblen und latenten Wärmefluss zusammengefasst) an ausgewählten Gletschern aus den Europäischen Alpen und Norwegen. Die Abkürzungen stehen für: ALE (= Großer Aletschgletscher, Messung auf 3.366 m ü.d.M.); VGT (= Vernagtferner, 2.969 m ü.d.M.); HEF (= Hintereisferner, 3.000 m ü.d.M. [1], 2.300 m ü.d.M. [2]); GEP (= Gepatschferner, 2.300 m ü.d.M.); HOR (= Hornkees, 2.262 m ü.d.M.); RHO (= Rhonegletscher, k.D.); GRÄ (= Gråsubreen, 1975 m ü.d.M., Juni [1], August [2]); AMEM (= Austre Memurubre, 1.900 m ü.d.M.); STO (= Storbreen, 1.600 m ü.d.M.); NIG (= Nigardsbreen, 1.620 m ü.d.M.); ÅLF (= Ålfotbreen, 1.250 m ü.d.M.); SUP (= Supphellebreen, 70 m ü.d.M., Juli [1], September [2]) und beziehen sich jeweils auf Einzelmessungen, da die Energiebilanz auch jährlichen Schwankungen unterliegt (Datengrundlage: mehrere Quellen - s. Literaturverzeichnis).

scher relevanten Teil des atmosphärischen Strahlungshaushalts, welcher in Grundzügen bereits aus der Behandlung der atmosphärischen Zirkulation und deren Grundlagen bekannt sein dürfte. Ein Teil der auf der Gletscheroberfläche auftreffenden kurzwelligeren Einstrahlung wird direkt zurück in die Atmosphäre (als kurzwellige Ausstrahlung) reflektiert. Die Effektivität der Reflexion bestimmt die Menge der in langwellige Wärmestrahlung umgewandelten bzw. zur Ablation verfügbaren Energie. Je höher das als Albedo bezeichnete Reflexionsvermögen (z.B. angegeben im Prozentanteil der gesamten kurzwelligen Einstrahlung), desto weniger Strahlungsenergie steht zum Abschmelzen an der Gletscheroberfläche zur Verfügung.

Die Albedo hängt von der Beschaffenheit der Gletscheroberfläche ab. Frischer (weißer) Neuschnee besitzt eine Albedo von annähernd 90 %, während aperes (schneefreies) Gletschereis eine geringere Albedo von beispielsweise 30 oder 40 % aufweist, also mehr kurzwellige Strahlungsenergie aufnehmen kann, wodurch es zu stärkerem Abschmelzen an der Oberfläche kommt (vgl. Experiment 2). Die Dominanz der solaren Strahlungsbilanz unter den Ablationsfaktoren an kontinentalen Gletschern hat zur Folge, dass dort Veränderungen der Albedo von entscheidender Bedeutung für die Massenbilanz sind (s. u.).

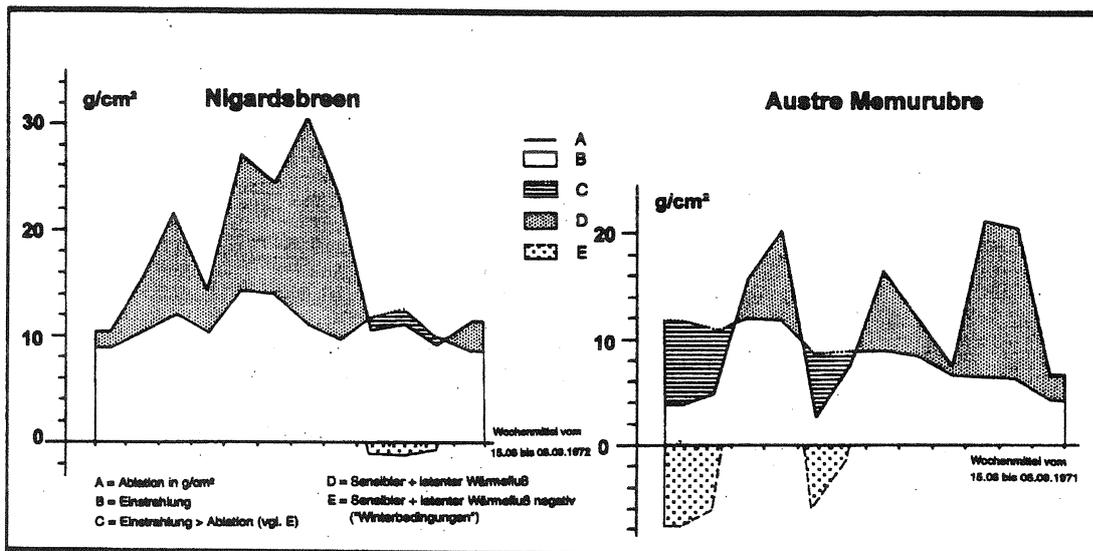
Ein klimatischer Faktor, welcher im Fall der Dominanz der solaren Strahlungsbilanz innerhalb der Energiebilanz neben der saisonalen Abhängigkeit der theoretisch verfügbaren kurzwelligen Einstrahlung (Tageslänge und Sonnenstand) nicht unberücksichtigt bleiben darf, ist der Grad der Bewölkung. Ein entsprechender nicht-klimatischer Einflussfaktor ist das lokale Relief, wirksam über eine mögliche Beschattung der Gletscheroberfläche von Talflanken oder Berggipfeln, und die Exposition des Gletschers im Bezug zur solaren Einstrahlung, erkennbar am Unterschied in der unterschiedlichen Existenz von Gletschern bzw. dem Glaziationsniveau im Vergleich von nord- zu südexponierten Bergflanken in Hochgebirgen der Mittelbreiten und Subtropen.

Neben der solaren Strahlungsbilanz sind sensibler und latenter Wärmefluss unter den Ablationsfaktoren hervorzuheben. Die Größe des sensiblen (fühlbaren) Wärmeflusses ist von der Lufttemperatur abhängig; die zur Ablation notwendige Energie wird als Wärmeenergie der Luft entzogen, welche als Folge abkühlt und aufgrund ihres höheren spezifischen Gewichts talwärts von der Gletscheroberfläche abfließen kann (als typischer kalter Gletscherfallwind/katabatischer Fallwind). Je effektiver frische, warme Luft herangeführt werden kann bzw. je höher die Ausgangstemperatur der Luft ist, desto effektiver ist dieser Faktor. Im Kontrast zur

solaren Strahlungsbilanz sind hierbei die Faktoren Bewölkung und lokales Relief ohne direkten Einfluss und Bedeutung, stattdessen erlangt die Windgeschwindigkeit einen messbaren Effekt (höhere Windgeschwindigkeiten beschleunigen den Zufluss neuer Luftmassen sowie deren Austausch mit der bereits abgekühlten Luftschicht unmittelbar über der Eisoberfläche). Infolge der allgemein niedrigeren Höhenlage von Gletschern in maritim geprägten Gebirgsregionen im Vergleich zu kontinentalen Gebirgen ist der sensible Wärmefluss besonders in maritimen Gebirgsregionen wirksam. An kontinentalen Gletschern tritt er infolge der größeren Höhenlage und resultierenden niedrigeren Lufttemperaturen deutlich zurück.

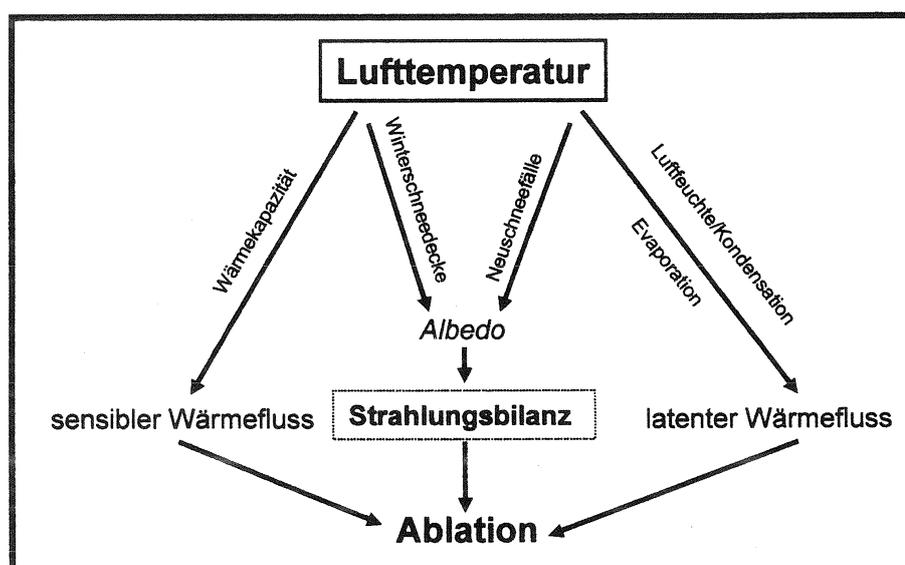
Der latente Wärmefluss taucht oft in der Bezeichnung „Kondensation“ in Darstellungen der Messresultate von Energiebilanzen auf. Die zur Ablation aufgewendete Energie wird aus der Kondensation gewonnen (Kondensationswärme). Aufgrund der Abhängigkeit von der Luftfeuchtigkeit spielt der latente Wärmefluss zusammen mit dem sensiblen Wärmefluss als Ablationsfaktor primär in maritimen Gebirgsregionen eine messbare Rolle, wobei die gegenseitige Abhängigkeit von Lufttemperatur und möglicher absoluter Luftfeuchte beachtet werden muss. In kontinentalen Gebirgen ist latenter Wärmefluss selten eine messbare Größe der Energiebilanz, kann sogar phasenweise negativer Natur sein, wenn z. B. mehr Energie zur Evaporation von Schmelzwasser (oder Sublimation von Eis) verbraucht wird als durch Kondensation gewonnen wurde. Diese so genannten Winterkonditionen können wochenweise auch innerhalb der Ablationssaison auftreten, z. B. nach Kälteeinbrüchen mit Neuschneefällen (s. Fig. 7).

Die drei Hauptablationsfaktoren (solare Strahlungsbilanz, sensibler und latenter Wärmefluss) unterliegen saisonalen Schwankungen, und die in Energiebilanzen dargestellten Größenordnungen sind i. d. R. nur auf die gesamte Ablationssaison bezogene Mittelwerte. Die Bedeutung der solaren Strahlungsbilanz steigt trotz der nach der Sommersonnenwende infolge kürzerer Tageslänge und niedrigeren Sonnenstands sinkenden kurzweiligen Strahlungsmenge im weiteren Verlauf des Sommers zunächst noch deutlich an, und zwar als Folge der sukzessive abschmelzenden winterlichen Schneedecke und der einhergehenden Absenkung der Albedo der Gletscheroberfläche durch die Vergrößerung der Fläche apereisen. Sensibler und latenter Wärmefluss sind dagegen v. a. kurzfristigen witterungsbedingten Schwankungen ausgesetzt. Selbst bei höheren Temperaturen spielt Regen als Ablationsfaktor keine Rolle, da das Was-



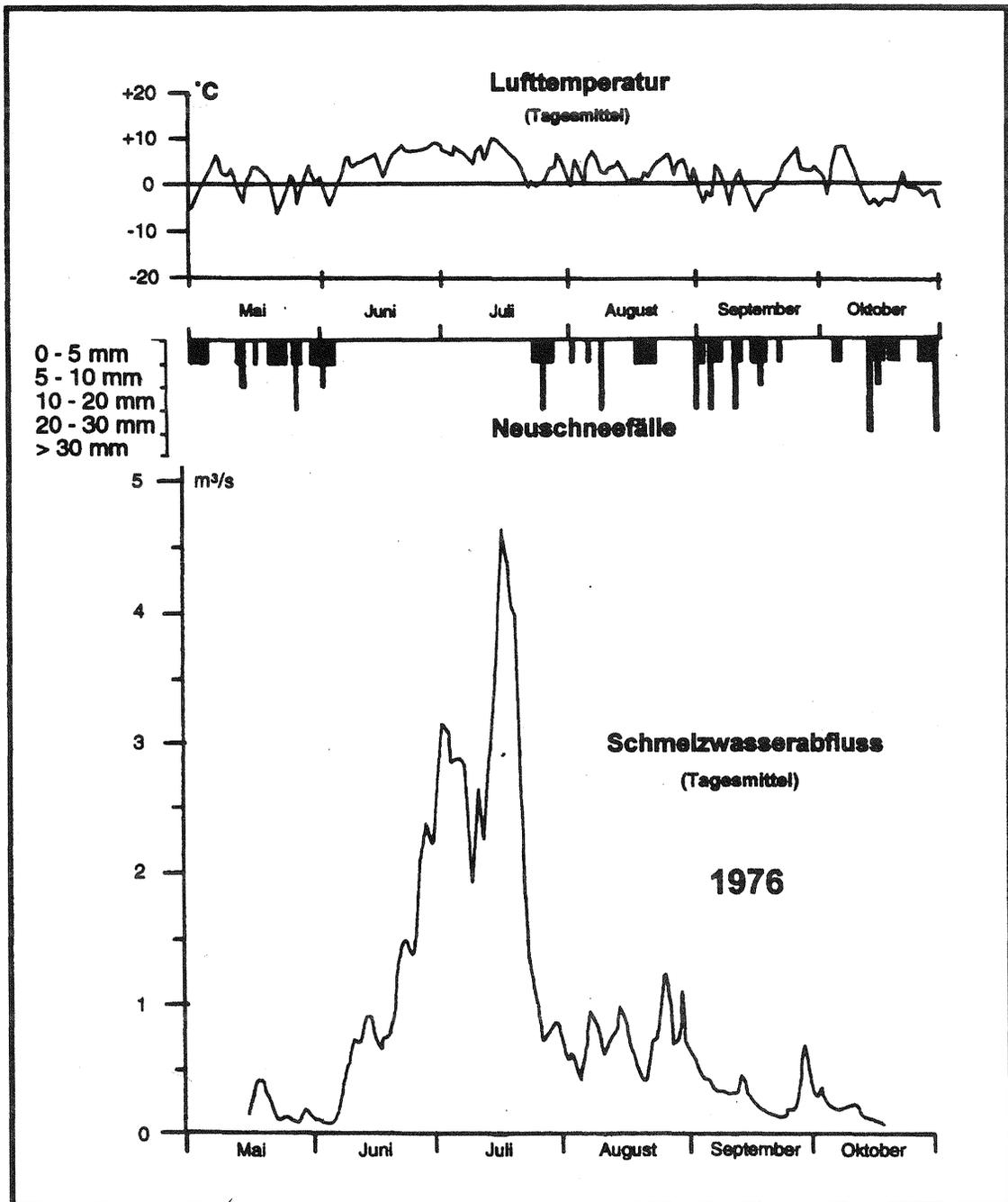
Figur 7

Vergleich des Gangs der Energiebilanz während der Ablationssaison 1972 (Nigardsbreen) bzw. 1971 (Austre Memurubre), dargestellt als Wochenmittel (vgl. Text). Erkennbar ist, dass die Ablation durch die solare Strahlungsbilanz (hier als „Einstrahlung“ bezeichnet) recht kontinuierlich ist, kurzfristige Schwankungen v.a. durch witterungsbedingte Schwankungen des sensiblen und latenten Wärmeflusses verursacht werden. „Winterbedingungen“ steht für die generell im Winter vorherrschende Situation, dass keine Energie aus der kalten Luft gezogen werden kann, sondern im Gegenteil Energie (der solaren Strahlungsbilanz) zur Verdunstung verbraucht wird. Die Sommerbilanz 1972 am Nigardsbreen war durchschnittlich, 1971 am Austre Memurubre unterdurchschnittlich (Datengrundlage: TVEDE 1973,1974; leicht modifiziert n. WINKLER 1996,2002a).



Figur 9

Darstellung der wichtigsten Einflüsse des Klimafaktors Lufttemperatur auf die Hauptablationsfaktoren (vgl. Text).



Figur 8

Vergleich des Gangs des Schmelzwasserabflusses des Vernagtferner (Öztaler Alpen) mit der Lufttemperatur und Neuschneefällen. Die Abhängigkeit des Schmelzwasserabflusses als Anzeiger der Ablationsrate von den kausal verketteten Klimafaktoren Lufttemperatur und Neuschneefälle über den Faktor Albedo ist gut nachzuvollziehen. 1976 war ein positives Haushaltsjahr, da ab Ende Juli regelmäßige Neuschneefälle dafür sorgten, dass die Abschmelzraten während der restlichen Ablationssaison nicht wieder eine durchschnittliche Größenordnung erreichten (Datengrundlage: MOSER & AL. 1986; leicht modifiziert n. WINKLER 1996).

ser größtenteils oberflächlich sofort abfließt und kaum Energie aus der Wärmekapazität des Regenwassers gezogen wird.

Die einseitige Abhängigkeit der Ablationsrate, z. B. festgemacht an der Produktion von Schmelzwasser und messbar am Gletscherabfluss, von der Albedo besonders an kontinentalen Gletschern ist ein sichtbares Phänomen. Anhand der sich saisonal, täglich oder sogar tageszeitlich ändernden Flächenanteile von Schnee, Firn und Eis an der Gletscheroberfläche und deren unterschiedlicher Albedo können die auftretenden Abflussschwankungen einfach erklärt werden. Tageszeitliche, saisonale und witterungsbedingte Veränderungen des Wasserstands an Gletscherflüssen können leicht beobachtet und z. B. mit dem Anteil sich noch auf der Gletscheroberfläche befindenden alten Winterschnees oder sommerlichen Neuschneefällen in Beziehung gesetzt werden (s. Experiment 3). Der saisonale Abflussgang wird von witterungsbedingten Schwankungen überlagert, insbesondere sommerlichen Neuschneefällen (s. Fig. 8). Überzieht im Zuge von jedem Alpenwanderer bekannten Wetterstürzen „über Nacht“ eine auch nur geringmächtige Neuschneedecke weite Teile eines bereits ausgeaperten Gletschers, kommt es infolge der so sprunghaft erhöhten Albedo kurzfristig zu einem drastischen Absinken von Ablationsraten, Schmelzwasserproduktion und Abfluss. Diese steigen nach derartigen Ereignissen erst sukzessive wieder an, da zuerst jener Neuschnee abtauen muss. Treten im Verlauf der Ablationssaison regelmäßig Neuschneefälle auf, wirkt sich dies positiv auf die Massenbilanz aus, wobei die Frequenz und nicht die absolute Höhe der Schneedecke entscheidend ist.

Vor dem Hintergrund der Abhängigkeit der Ablation von der Albedo muss auch die Einflussnahme eines anderen klimatischen Einflussfaktors, der Lufttemperatur, different bewertet werden, denn diese wirkt komplex und vielschichtig auf die Massenbilanz (s. Fig. 9). So ist eine ausschließliche Verknüpfung der sommerlichen Lufttemperaturen per se mit der Nettobilanz im Alpenraum zu relativieren, ist sie in dieser Darstellungsform nicht mit dem aktuellen Gletscherschwund in Verbindung zu bringen. Da der sensible Wärmefluss infolge der Höhenlage der Gletscher und resultierender niedriger Lufttemperaturen als Ablationsfaktor ungleich weniger wirksam als die solare Strahlungsbilanz ist, zeichnet für die aktuelle Entwicklung der Massenbilanzen dort hauptsächlich die verringerte Häufigkeit sommerlicher Neuschneefälle und deren Einfluss auf die Albedo verantwortlich. Allerdings besteht jetzt eine jener komplexen Rückkopplungen; denn kausale Ursache für jene Abnahme sommerlicher Neuschneefälle ist ein Anstieg der sommerlichen Lufttemperatur, welche

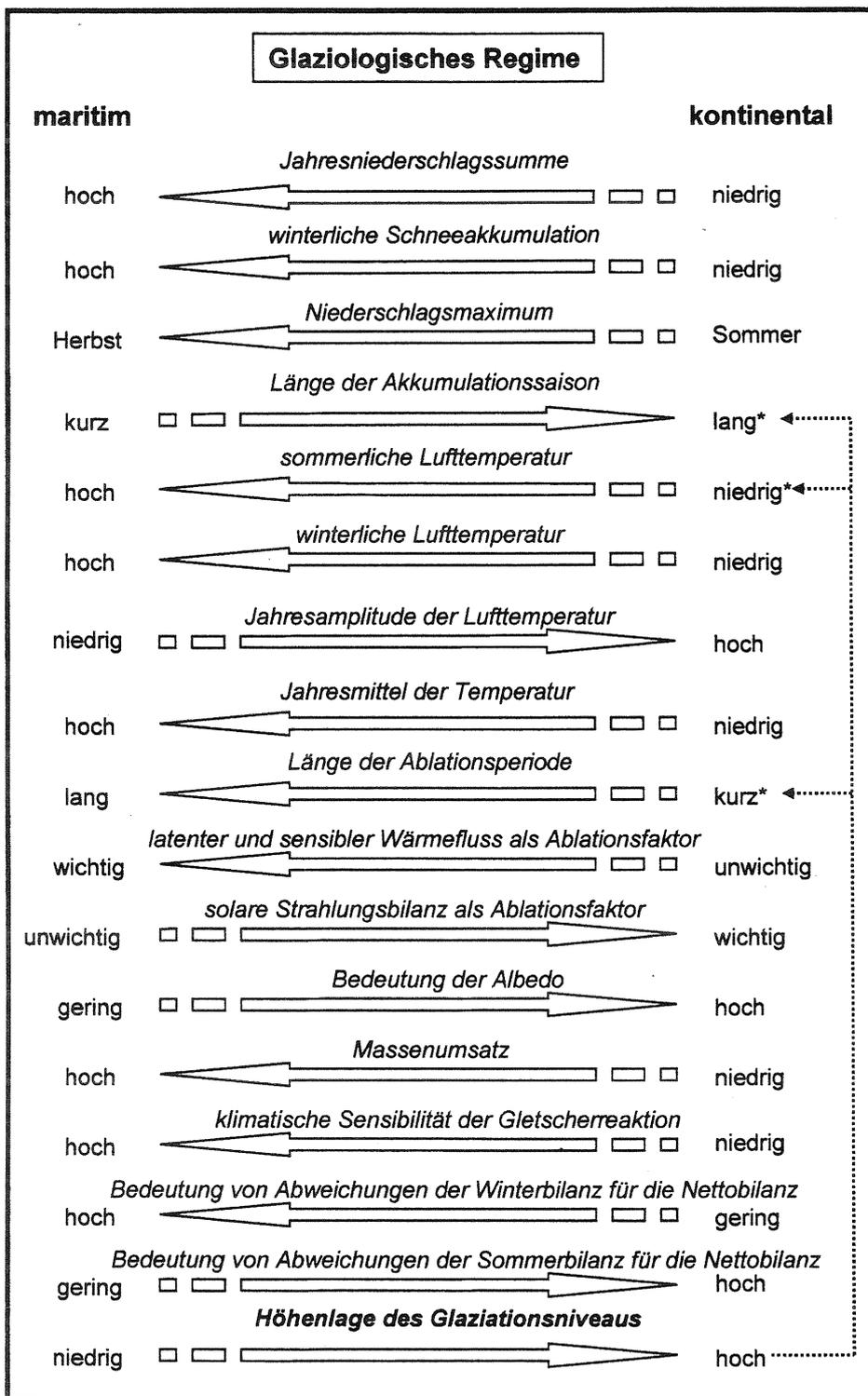
bewirkt, dass die (keiner signifikanten Veränderung unterliegenden) Niederschläge im Sommer bis in die größten Höhenlagen als Regen und nicht als Schnee fallen.

Dies ist nur ein Beispiel dafür, wie die primäre Ursache einer bestimmten Entwicklung der Gletschermassenbilanz leicht falsch beurteilt werden kann. An diesem Beispiel ließen sich, entsprechend fundierte Kenntnis der Zusammenhänge der atmosphärischen Strahlungsbilanz vorausgesetzt, weiterführende Simulationen entwickeln, beispielsweise eine durch erhöhte Lufttemperaturen verursachte Zunahme der absoluten Luftfeuchte oder, resultierend aus der Zunahme konvektiver Bewölkung, eine negative Rückkopplung auf die Menge der auf der Gletscheroberfläche auftreffenden kurzwelligeren Einstrahlung. Diese könnte dann durch „maritimere“ Verhältnisse der Energiebilanz durch den Anstieg des sensiblen und latenten Wärmeflusses wieder kompensiert werden. Es wird deutlich, wie vielfältige Simulationsmöglichkeiten sich hierzu entwickeln lassen, ohne dabei schon auf mögliche signifikante Änderungen der absoluten sommerlichen Niederschlagssummen oder der Frequenz von Niederschlagsereignissen eingegangen zu sein.

3.5 Die Notwendigkeit der räumlichen Differenzierung der Massenbilanz – der Unterschied zwischen maritimen und kontinentalen Gletschern.

Während die in den bisherigen Ausführungen getroffenen generellen Schlussfolgerungen und aufgezeigten Abhängigkeiten einzelner Einflussfaktoren auf die Massenbilanz von Hochgebirgsgletschern zumeist auf alle Hochgebirgsgletscher übertragen und zur Analyse deren Verhaltens angewendet werden können, sind doch gewisse Einflussfaktoren in ihrer Wirkungskraft und -weise lokal sehr variabel. Resultierend müsste im Detail für jeden Gletscher ein individuelles Muster der kausalen Verkettung jener massenbilanzrelevanten Faktoren entwickelt werden. Dieses Unterfangen ist jedoch, nicht zuletzt aufgrund der hierzu notwendigen detaillierten Messdaten als unverzichtbarer wissenschaftlicher Grundlage, kaum praktikabel. Im Kontrast dazu ist aber auch die Ausweisung eines „globalen“ Gletscherverhaltens aufgrund der zu starken Simplifizierung und Nicht-Beachtung existierender regionaler Unterschiede unzulässig.

Diese Problematik kann durch Ausweisung eines eigenständigen „glaziologischen Regimes“ gelöst werden, welches als Ausdruck der notwendigen regionalen Differenzierung, begründet durch unterschiedliche klimatische Rahmenbedingungen, ein Erfolg versprechendes Konzept liefert.



Figur 10

Auflistung wichtiger klimatischer bzw. glaziologischer Parameter in ihrer regionalen Differenzierung zwischen maritim und kontinental geprägten glaziologischen Regimen. Der Anstieg des Glaziationsniveaus und damit der durchschnittlichen Höhenlage der Gletscher beeinflusst bzw. (über)kompensiert den allgemeinen maritim-kontinentalen Klimagradienten, was bei wichtigen Faktoren angedeutet ist [*].

Erforderlich ist beispielsweise eine Differenzierung zwischen klimatisch maritim und klimatisch kontinental geprägten Hochgebirgsgletschern. Dass der maritim-kontinentale Klimawandel (im Sinne des Konzepts des geographischen Formenwandels nach LAUTENSACH) u. a. die Ausbildung von Ökozonen in charakteristischer Weise beeinflusst und verschiedene, hierbei Wirkung entfaltende Klimagradien ausewiesen und durch einfache meteorologische/klimatische Grundtatsachen erklärt werden können, darf in höheren Schulklassen als bekannter Sachverhalt vorausgesetzt werden (z. B. die Abnahme der Niederschlagssummen hin zu den kontinentalen Gebieten). Jene Klimagradien als Unterschiede in den klimatischen Rahmenbedingungen lassen sich auch im Faktorengeflecht des Massenhaushalts, ausgedrückt in einer partiell differenten Bedeutung einzelner, den Gletscher als System steuernden Klimaparameter nachweisen (vgl. Fig. 10).

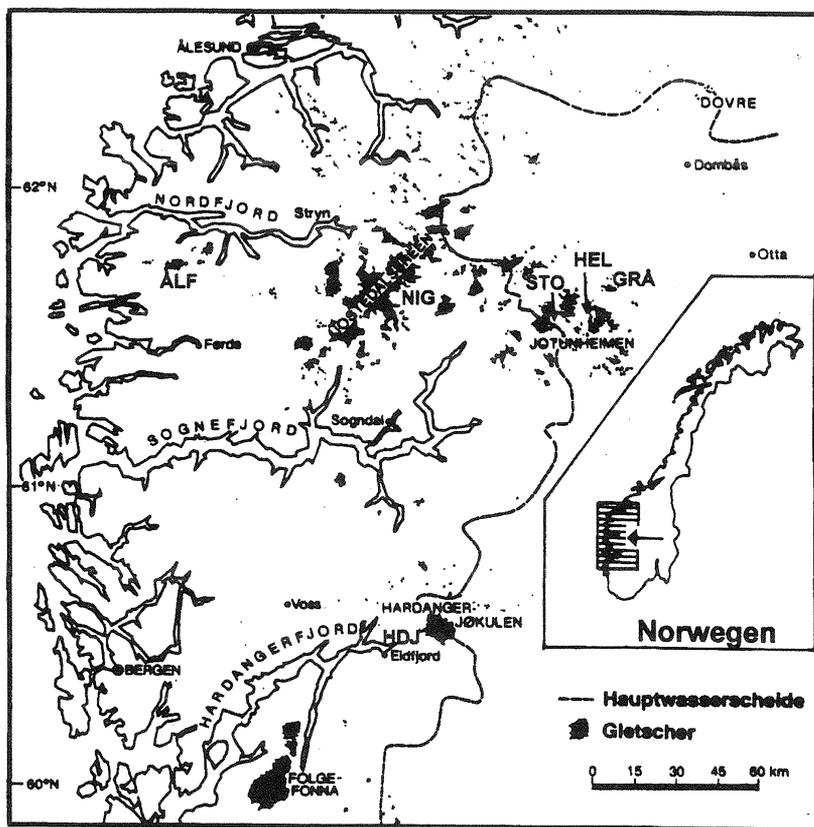
Um dies anschaulich anhand eines konkreten Beispiels aufzuzeigen, wird hier auf die Gletscherregion Südnorwegen eingegangen, in der seit vier Jahrzehnten an ausgewählten Gletschern entlang eines West-Ost-Profiles Massenhaushaltsstudien durchgeführt werden (Fig. 11). Zusätzlich ist im vorliegenden Messzeitraum eine differente Entwicklung an den Gletschern mit maritimem glaziologischen Regime im Vergleich zu ihren kontinentaleren Gegenstücken aufgetreten, wodurch die Bedeutung des glaziologischen Regimes bei der Analyse des klimagesteuerten Systems Hochgebirgsgletscher eindrucksvoll unterstrichen wird.

Das Glaziationsniveau liegt in maritimen Regionen (z. T. deutlich) tiefer als in kontinentaleren Gebirgen und steigt in Südnorwegen von der Küste zum Jotunheimen hin an. Selbst wenn es sich beim Glaziationsniveau um eine theoretisch berechnete Größe handelt, verdeutlicht sie, dass Gletscher in maritimen Regionen in vergleichsweise niedrigeren Höhenstockwerken als in kontinentalen Gebirgen existieren können. Je niedriger diese Höhenlage, desto höher sind konsequenterweise die sommerlichen Lufttemperaturen und die Ablation durch sensiblen Wärmefluss, infolge höherer Luftfeuchte parallel die Ablation durch latenten Wärmefluss (s. o.). Im Verhältnis dazu ist der Prozentanteil der Ablation durch die solare Strahlungsbilanz niedriger im kontinentalen glaziologischen Regime, mithin auch die Gewichtung der Albedo. Da die absoluten Ablationswerte weit über denen kontinentaler Gletscher liegen, muss als logische Folge eine hohe Akkumulation an maritimen Gletschern auftreten. An maritimen Gletschern ist somit der Massenumsatz höher (s. Fig. 12), und durch diese höhere durchschnittliche jährliche Akkumulation und Ablation ist ihre Sensibilität gegenüber Veränderungen der klimatischen

Rahmenbedingungen höher als die kontinentaler Gletscher einzustufen. Im kontinentalen glaziologischen Regime befinden sich die Gletscher in größeren Höhenstockwerken, so dass die in kontinentalen Klimaten generell höheren sommerlichen Lufttemperaturen (höhere Jahresamplitude) überkompensiert werden. Die tatsächliche Lufttemperatur an kontinentalen Gletschern ist niedriger als an maritimen Gletschern, weswegen die solare Strahlungsbilanz unter den Ablationsfaktoren dominiert (s. o.). Insgesamt treten niedrigere durchschnittliche Ablationsraten auf, was die Existenz von Gletschern trotz geringerer Akkumulation zulässt.

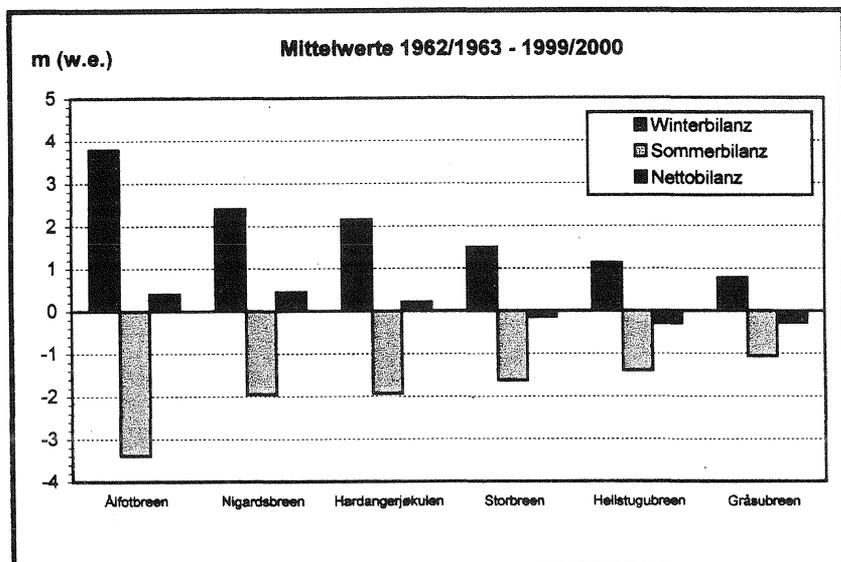
Als Folge der Unterschiede im glaziologischen Regime kann eine differente Reaktion der Gletscher auf Änderungen derselben Klimaparameter ausgemacht werden. Sichtbar wird dies an unterschiedlich hohen Korrelationen der beiden Teilbilanzen mit der Nettobilanz (s. Fig. 13). Obwohl streng gesehen statistisch nicht korrekt (partielle Autokorrelation!), ist dies ein Indiz dafür, ob die Witterungsverhältnisse in der Akkumulations- oder der Ablationssaison den entscheidenden Ausschlag geben. Obwohl beide Teilbilanzen in die Kalkulation der Nettobilanz eingehen, deutet die höhere Korrelation der Winterbilanz mit der Nettobilanz an maritimen Gletschern darauf hin, dass v. a. positive oder negative Abweichungen der Winterbilanz die jährliche Nettobilanz beeinflussen. Bestätigt wird dies durch die aktuelle Entwicklung der Gletscher im maritimen Westnorwegen während des ausgehenden 20. Jahrhunderts, da es dort als Resultat gesteigerter Winterniederschläge und einer zusätzlichen Verschiebung des Niederschlagsmaximums vom Herbst in den Winter zu einer Zunahme der Gletschermasse und einem Vorstoß der Gletscherfronten kommt (s. Fig. 14). Die Verhältnisse während der Ablationssaison waren dahingegen weder besonders gletschergünstig noch auffällig gletscheringünstig (sieht man von den Jahren 2000 bis 2002 ab). Entgegengesetzt stellt sich die Situation an den kontinentaleren Gletschern im Jotunheimen dar, an denen die Sommerbilanz besser mit der Nettobilanz korreliert. Somit kam es gleichzeitig trotz auch dort angestiegener Winterniederschläge im ausgehenden 20. Jahrhundert zu einem Massenverlust, verursacht durch wenig gletschergünstige Witterungsverhältnisse während der entscheidenden sommerlichen Ablationssaison. Zwar profitieren auch kontinentale Gletscher von hohen Winterniederschlägen in der Weise, dass durch eine mächtigere winterliche Schneedecke der Gletscher später ausapert. Aber für ein Massenwachstum reichte dieser positive Effekt jedoch nicht aus.

Obwohl stark vereinfacht gezeichnet, sollte aus diesem konkreten Beispiel des maritim-kontinentalen Klimawandels die Notwendigkeit zur



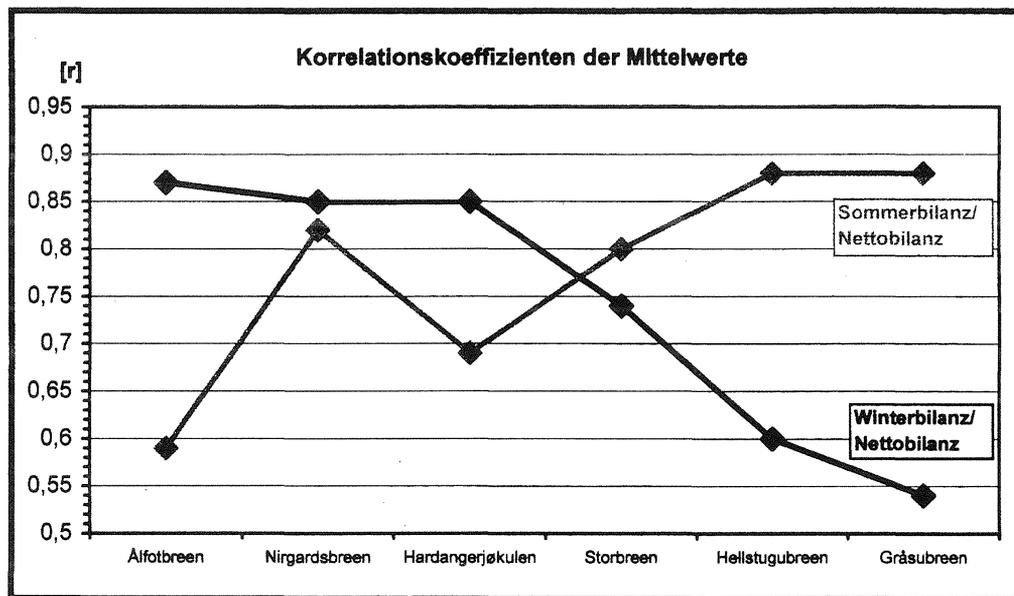
Figur 11

Übersichtskarte über das westliche und zentrale Südnorwegen mit Lage der in Figur 12 bis 14 dargestellten Gletscher. Die Abkürzungen stehen für: **ÅLF** (= Älfotbreen); **NIG** (= Nigardsbreen); **HDJ** (= Hardangerjøkulen); **STO** (= Storbreen); **HEL** (= Høllstugubreen); **GRÅ** (= Gråsubreen). Obwohl er etwas südlich liegt, ist der Hardangerjøkulen als repräsentativ für einen im Bereich der Hauptwasserscheide gelegenen Gletscher in das West-Ost-Profil aufgenommen (leicht modifiziert nach ØSTREM ET AL. 1988, WINKLER ET AL. 1997).



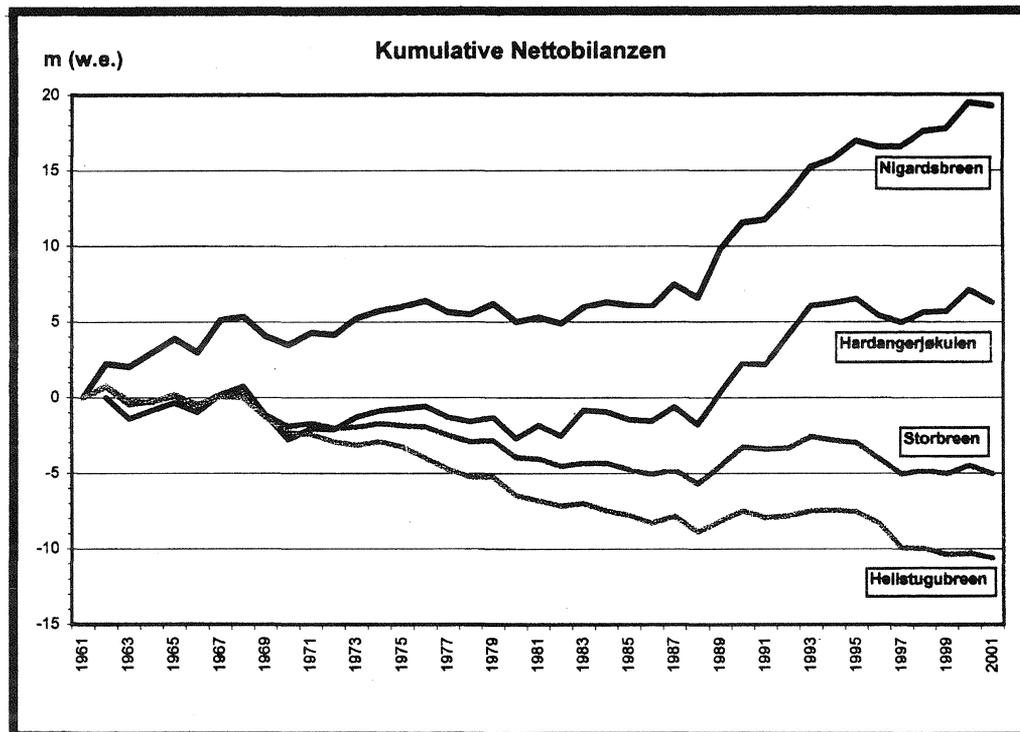
Figur 12

Vergleich der Mittelwerte für Winter-, Sommer- und Nettobilanz als Darstellung des von West nach Ost (s. Figur 11) abnehmenden Massenumsatzes (Datengrundlage: NVE; leicht modifiziert n. WINKLER & HAAKENSEN 1999).



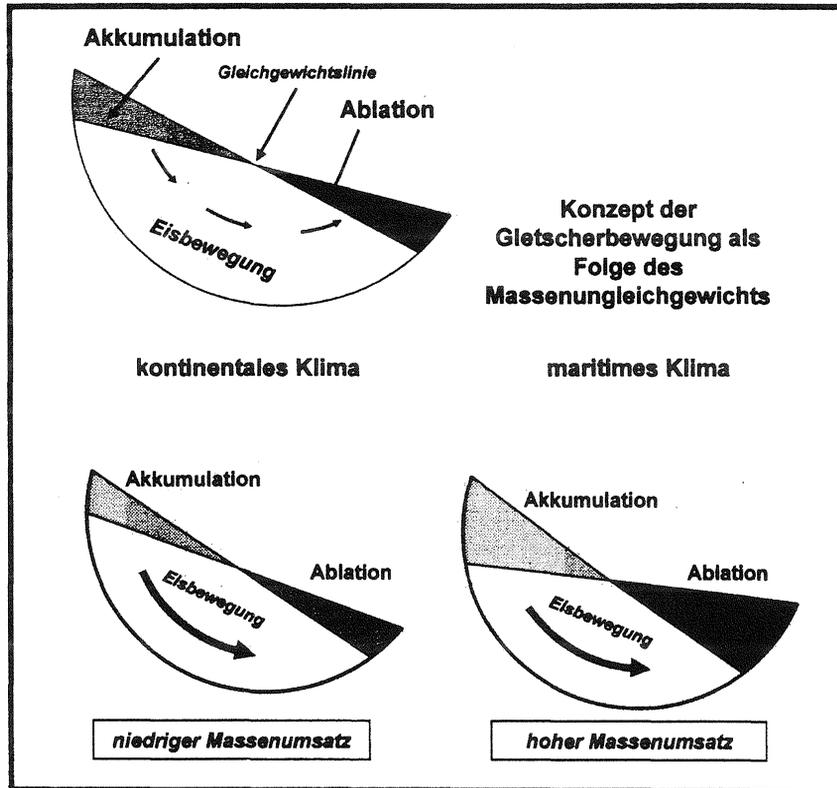
Figur 13

Darstellung der Korrelation der Mittelwerte der Teilbilanzen mit der Nettobilanz als Indiz für einen stärkeren Einfluss der jeweiligen (positiven oder negativen) Abweichung auf die Nettobilanz (vgl. Text; leicht modifiziert n. WINKLER & AL. 1997, WINKLER & HAAKENSEN 1999).



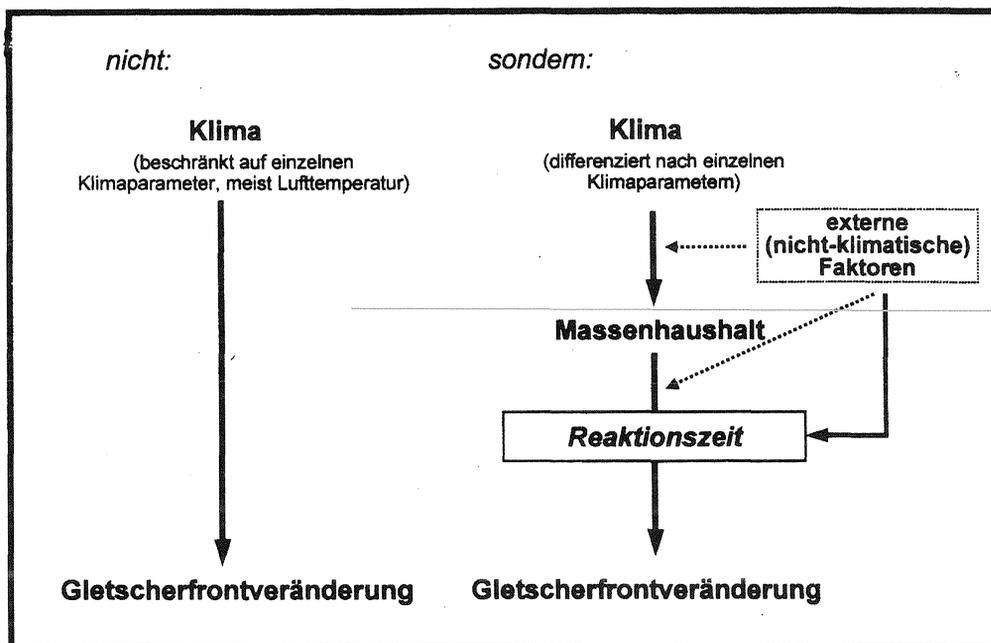
Figur 14

Darstellung der kumulativen Nettobilanzen für 4 Gletscher des West-Ost-Profiles durch Südnorwegen (s. Figur 11). Der deutliche Unterschied zwischen maritimen und kontinentalen Gletschern wird offenkundig. Aus Darstellungsgründen wurden Älfotbreen (+ 13,18 m w.e.) und Gråsubreen (- 9,87 m w.e.) fortgelassen. Der größere Massenzuwachs des Nigardsbreen verglichen zum maritimeren Älfotbreen resultiert aus dessen weiten, hochgelegenen Akkumulationsgebieten, die auch von sommerlichen Schneefällen profitieren können, was auch in Figur 15 zu erkennen ist (Datengrundlage: NVE).



Figur 15

Darstellung des Konzepts der Gletscherbewegung als Folge des Massenungleichgewichts zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet in regionaler Differenzierung (leicht modifiziert n. BENNETT & GLASSER 1996).



Figur 16

Vereinfachtes Schema der kausalen Beziehung zwischen dem Klima und Gletscherfrontpositionsänderungen (vgl. Text; modifiziert n. WINKLER 2002b).

regionalen Differenzierung deutlich werden. Hochgebirgsgletscher sind nicht nur komplexe, sondern auch regional differenzierte klimagesteuerte Systeme. Diese regionale Differenzierung fehlt jedoch häufig auf unterschiedlichsten Betrachtungsebenen, u. a. bei der Analyse und Prognose der Auswirkungen aktueller und zukünftiger Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen, was fatale Fehleinschätzungen zur Folge haben kann.

4. Veränderungen des Gletscherstands

4.1 Die Gletscherbewegung als Ausdruck eines Massenungleichgewichts

Alternativ zur geophysikalischen Erklärung der Eisbewegung der Gletscher (s. Kasten B) bietet sich eine Betrachtungsweise auf Grundlage des Konzepts des Massenhaushalts an, die Ableitung der Notwendigkeit einer Eisbewegung aus dem bestehenden Massenungleichgewicht der unterschiedlichen Gletscherteilbereiche. Ohne die Eisbewegung würde sich das Massenungleichgewicht zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet sukzessive verstärken. Dem natürlichen Gleichgewichtsprinzip des Ausgleichs bestehender Ungleichgewichte folgend, kann die Eisbewegung der Gletscher als Ausgleichsfunktion in Form eines Massentransfers vom Massenüberschuss (im Akkumulationsgebiet) zum Massendefizit (im Ablationsgebiet) betrachtet werden. Je stärker das Massenungleichgewicht, desto schneller müsste dem Konzept folgend die Eisbewegung sein (s. Fig. 15), was empirisch durch Vergleich der Eisbewegungsgeschwindigkeit maritimer Regionen mit hohem Massenumsatz zu kontinentalen Gletschern nachvollzogen werden kann, analog zum Vergleich der Geschwindigkeit zwischen großen und kleinen Gletschern.

Zwar entfalten bei der Eisgeschwindigkeit auch andere Faktoren Wirkung und lässt sich die o. g. Betrachtungsweise nicht allgemein anwenden; sie zeigt aber die Zusammenhänge innerhalb des Systems Gletscher deutlich auf. Ferner erklärt sie bei einer möglichen Behinderung dieses Massentransfers die dann auftretenden besonderen Phänomene, wie beispielsweise die als *glacier surges* bezeichneten ungewöhnlich schnellen Gletschervorstöße (SHARP 1988a, LIESTØL 2000 etc.). Diese Betrachtungsweise hilft außerdem zum Verständnis der Aussage, dass eine Steigerung des Abkalbens von Eisbergen an polaren Eisschilden und ihrem Schelfeis nicht zwingend als Hinweis auf einen generellen Gletscherrückzug/Massenverlust interpretiert werden darf. Theoretisch kann es sich dabei auch nur um den Ausgleich im Zuge eines durch gesteigerte Akku-

mulation verstärkten Massentransfers handeln, da an diesen Gletschern Ablation zu 90 % und mehr durch Kalbung vollzogen wird.

4.2 Massenhaushalt und Gletscherstandsschwankung

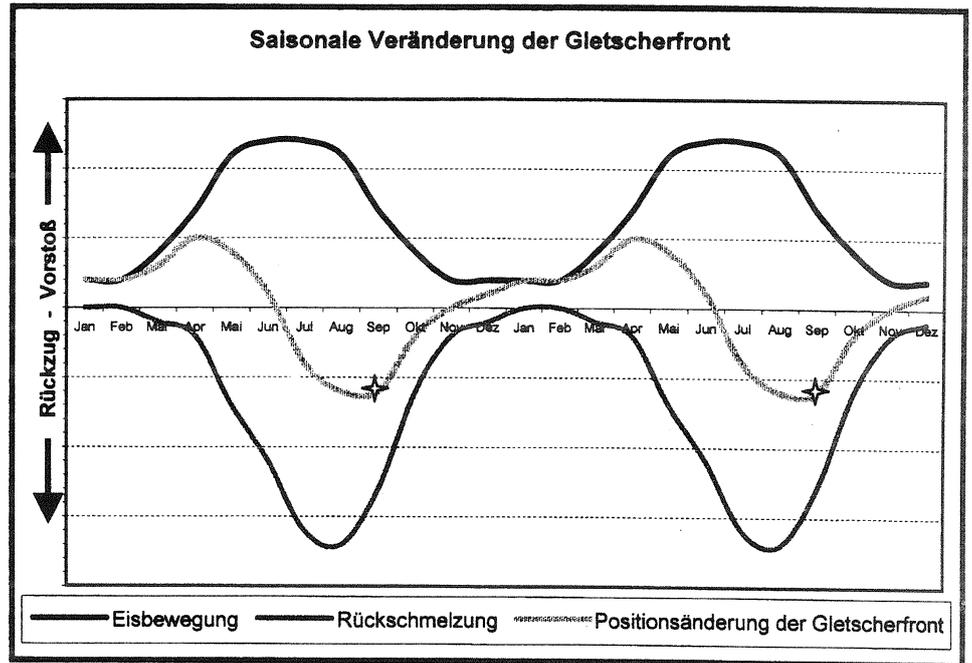
Die veränderlichen Klimaeinflüsse bzw. die Witterungsverhältnisse während Akkumulations- und Ablationssaison lassen sich durch die aufgezeigten kausalen Zusammenhänge unmittelbar an der jährlichen Massenbilanz ablesen. Die Analyse der Massenbilanz gibt, insbesondere bei Vorliegen ergänzender Energiebilanzstudien und anderer Detailuntersuchungen, ein detailliertes und hochauflösendes Abbild der aktuellen Klimaentwicklung, da nicht-klimatische Einflussfaktoren vergleichsweise leicht herausgefiltert werden können. Ein Nachteil ist jedoch, dass Veränderungen der Massenbilanz, von der jeweiligen Höhenlage der temporären Schneegrenze am Ende der Ablationssaison einmal abgesehen (s. o.), visuell nicht erfasst werden können. Sichtbar wird eine über einen gewissen Zeitraum (einige Jahre) auftretende Veränderung des Massenhaushalts (z.B. in Form eines Massenzuwachses) erst durch eine aus der Massen- und Volumenzunahme resultierende Veränderung der Gletscherfläche, d.h. des „Gletscherstands“. Veränderungen des Gletscherstands sind besonders an der Gletscherfront erkennbar und können durch Beobachtung und Messung registriert werden. Die Begriffe „Gletschervorstoß“ und „Gletscherrückzug“ beziehen sich auf den Vorstoß bzw. Rückzug jener Position der Gletscherfront. Das Begriffspaar „Gletschervorstoß/-rückzug“ hat sich zwar eingebürgert, der Bezug auf die Frontposition des Gletschers sollte aber ausdrücklich betont werden. Auch der unglückliche Begriff „Gletscherschwankung“ (eigentlich: Gletscherstandsschwankung) bezieht sich auf die Gletscherfront.

Da Massenbilanzstudien personell, materiell und nicht zuletzt finanziell aufwändig sind, können sie nur an wenigen Gletschern durchgeführt werden, und langjährige Messreihen sind selten (selbst die längste Messreihe, am nordschwedischen Storglaciären, begann erst 1946/47; s. HOLMLUND & JANSSON 1998). Von einer weit größeren Anzahl von Gletschern existieren dahingegen detaillierte jährliche Messreihen der Veränderungen der Gletscherfrontposition, oft bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts oder noch weiter zurückgehend. Um das Potenzial der Hochgebirgsgletscher als Klimazeugen auszunützen, werden diese Datenreihen häufig zur Interpretation klimatischer Veränderungen herangezogen. Dies ist aber nicht so einfach und problemlos wie im Fall der Massenbilanzdaten möglich (s. Fig. 16).

Die Veränderung der Gletscherfrontposition wird hauptsächlich durch zwei Faktoren bestimmt: die (sommerliche) Ablation an der Gletscherfront und die Eisgeschwindigkeit (d. h. die Größenordnung des Massentransfers vom hochgelegenen Akkumulationsgebiet). Die Eisbewegung eines aktiven Gletschers ist ein ganzjähriger Prozess, wobei die Eisgeschwindigkeit im Sommer durch Verstärkung des Schmelzwasserfilms an der Gletscherbasis (wirkungsvolleres basales Gleiten) höher als im Winter ist. Die Eisbewegung per se ist unabhängig vom Vorzeichen der Massenbilanz, lediglich die Geschwindigkeit variiert in Abhängigkeit von der Größenordnung des Massenüberschusses im Akkumulationsgebiet. Bei positivem Nettobilanztrend wird sich die Eisgeschwindigkeit erhöhen, damit die größere Masse zur Gletscherzunge transportiert werden kann. Neben diesem Massentransfer steuert ein zweiter Faktor, die sommerliche Abschmelzung, die sichtbare Veränderung der Gletscherfrontposition. Infolge der niedrigen Höhenlage der Gletscherzunge treten dort die höchsten Ablationsraten auf, welche den Massentransfer (sozusagen den „Eisnachschub“) kompensieren oder sogar überkompensieren können.

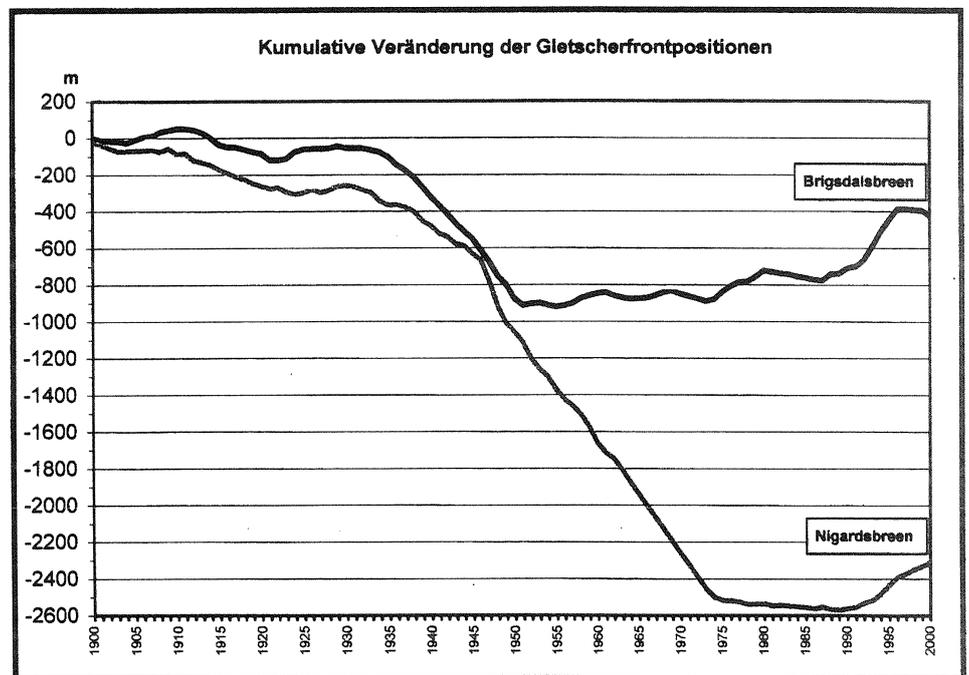
Die Ablation ist einer stärkeren saisonalen Variabilität als die Eisbewegung ausgesetzt, denn im Winter und Frühjahr tritt sie praktisch nicht in Erscheinung. Folge sind saisonale Veränderungen der Gletscherfrontposition, die besonders in maritim geprägten Gletscherregionen mit hohen Massenumsätzen (d.h. hohem Massentransfer und hoher Eisgeschwindigkeit) bei gleichzeitig starker sommerlicher Ablation auftreten. Selbst bei ausgeglichener Massenbilanz kann beobachtet werden, dass sich v. a. im Frühjahr (beginnend im Winter) die Gletscherfront einige Meter vorschiebt, verursacht durch eine im Winter praktisch fehlende Ablation bei auch im Winter auftretender und sich im Frühjahr schnell verstärkender Eisbewegung. Im Sommer wird dagegen dann die starke Ablation diese Eisbewegung trotz deren weiterer Geschwindigkeitszunahme überkompensieren und die vorgeschobene Gletscherfront wieder um einige Meter zurückweichen. Daher muss die jährliche Messung der Gletscherfrontpositionsänderung immer zum gleichen Zeitpunkt (im Spätsommer) durchgeführt werden, da sonst die der langfristigen Frontpositionsveränderung aufgesetzten saisonalen Veränderungen die Aussagekraft der Messreihe herabsetzen (s. Fig. 17).

Hauptnachteil der Messdaten zur Veränderung der Gletscherfrontposition im Vergleich zur Massenbilanz ist der Einfluss zusätzlicher, überwiegend nicht-klimatischer Faktoren, verbunden mit einer daraus begründeten zeitlichen Verzögerung der Reaktion nach einer substantziellen Verände-



Figur 17

Vereinfachtes Schema der saisonalen Veränderungen der Position der Gletscherfront in Abhängigkeit von Eisbewegung und Rückschmelzung an der Gletscherfront. Die Sterne stehen für die jährlichen Messungen, welche zum gleichen Zeitpunkt durchgeführt im Fallbeispiel keine Veränderung anzeigen würden.



Figur 18

Darstellung der kumulativen Veränderung der Gletscherfrontposition zweier Outletgletscher des Jostedalbre (s. Figur 11). Der kurze, steile Brigsdalsbreen besitzt eine Reaktionszeit von lediglich 3 – 4 Jahren, die Reaktionszeit des größeren und längeren Nigardsbreen liegt bei ungefähr 25 Jahren (WINKLER 1996). Diese Verzögerung ist wie die weniger deutliche Reaktion des Nigardsbreen während zweier kurzer Vorstoßphasen Anfang des 20. Jahrhunderts Resultat seiner Größe, die auch bei Beurteilung der absoluten Distanzen zu berücksichtigen ist (Datengrundlage: NVE).

rung der Gletschermasse. Eine (positive oder negative) Änderung der Masse eines Hochgebirgsgletschers wird erst mit einer Verzögerung von wenigen Jahren bis zu mehreren Jahrzehnten als Vorstoß oder Rückzug der Gletscherfrontposition registriert werden können. Die auch als „Reaktionszeit“ bezeichnete Verzögerung ist für jeden Gletscher spezifisch. Sie hängt primär von Größe und Morphologie des Gletschers ab. Je kürzer und steiler die Gletscherzunge, desto kürzer ist die Reaktionszeit. Bildhaft ausgedrückt kann ein Massenzuwachs, welcher vorwiegend im Akkumulationsgebiet erzielt wird, an einem kurzen, steilen Gletscher mit hoher Eisgeschwindigkeit schneller zur Gletscherfront transportiert werden, als dies bei langen Gletschern der Fall ist. Die Gletschergröße beeinflusst ferner die Sensibilität des Gletschers; denn an langen Gletschern können kurzfristige Massenveränderungen bisweilen ohne sichtbaren Einfluss auf die Gletscherfrontposition bleiben, während sie an benachbarten kleinen Gletschern erkennbare Auswirkungen zeigen. Unterschiedliche Reaktionszeiten können dazu führen, dass benachbarte Outletgletscher eines Plateaugletschers differente Reaktionen zeigen (s. Fig. 18). Ohne ausreichende Berücksichtigung der Reaktionszeit sind Fehlinterpretationen bezüglich der klimatischen Aussagekraft von Gletscherfrontveränderungen leicht möglich.

*** *Fortsetzung in Heft 2/2004* ***