Das Allgäu im Hochglazial – Grönland heute: ein Vergleich

von Herbert Scholz *)

Zusammenfassung:

Der Rand des Inlandeises und sein Vorfeld in der Umgebung von Søndre Strømfjord (Westgrönland) ist eines der seltenen Gebiete, wo Klima und Morphologie, Flora und Fauna, Eisrandbildungen und Schmelzwasserflächen mit den entsprechenden Verhältnissen im hochglazialen Allgäu vergleichbar sind. Zusammen mit den im Eis ertrunkenen Küstengebirgen Ostgrönlands wird dieses lebendige, fast perfekte Eiszeitmodell in groben Zügen beschrieben und in Beziehung zum alpinen Vereisungsgebiet gesetzt.

Abstract:

The ice margin of the Inland Ice and its forelands in the vicinity of Søndre Strømfjord (West Greenland) is one of the rare regions, where morphology and climate, flora and fauna, ice margin deposits and drainage system are comparable with the Ice Age conditions in the Allgäu (southwestern Bavaria) during the maximum glaciation. A rough outline of this nearly perfect living Ice Age model is given together with the ice covered coast mountains in East Greenland and related to the formerly glaciated areas in the Alps.

Einleitung

Als die alpinen Gletscher und die Inlandeismassen Skandinaviens vor etwa 20000 bis 30000 Jahren ihre größte Ausdehnung erreicht und auch große Teile Oberschwabens unter sich begraben hatten, waren Klima und Vegetation der eisfreien Gebiete nördlich der Endmoränen völlig anders als im heutigen Mitteleuropa (PIAGET, 1980). Nach FRENZEL (1980) lagen die mittleren Jahrestemperaturen während des Vereisungsmaximums zwischen +1 und −3 °C (heute +7,5 °C), die Jahresniederschläge erreichten kaum 300 mm (heute 700 bis 1000 mm). Die Kombination zwischen Kälte und Trockenheit hatte natürlich entscheidenden Einfluß auf Tier- und Pflanzenwelt. Nirgends in Europa herrschen heute auch nur annähernd vergleichbare Bedingungen, die uns als Modell für das hochglaziale Alpenvorland dienen könnten. Hinzu kommt noch, daß uns auch für die in der näheren und weiteren Umgebung des Eisrandes ablaufenden geologischen Prozesse ein wirklich passendes Vergleichsgebiet in Europa fehlt. Die Vorlandgletscher Süddeutschlands waren ja weder Plateau- noch Kar- oder Talgletscher, die meist als schmale, in enge Täler eingezwängte Gletscherzungen enden, sondern breite Eiskuchen, die flach in hügeligen oder bergigen Hochflächen ausflossen.

Es hat in der Vergangenheit nicht an Versuchen gefehlt, möglichst gute Vergleichsgebiete in anderen Teilen der Welt zu finden, z.B. in Spitzbergen (GRIPP, 1929), Island (TODTMANN, 1960) oder Südgrönland (GERMAN, 1971). Doch alle bisher vorgeschlagenen Modelle sind schief; meist sind es Klima und Morphologie, die völlig anders sind als im eiszeitlichen Allgäu. Will man aber Beobachtungen aus den heutigen Vergleichsgebieten auf unsere hochglazialen Verhältnisse übertragen, kommt es darauf an, daß möglichst viele Faktoren übereinstimmen, denn die einzelnen morphologischen, klimatischen und biologischen Parameter hängen voneinander ab und beeinflussen sich gegenseitig in schwer abschätzbarer Weise.

Im Juli 1982 führte der Lehrstuhl für Geologie der Technischen Universität München unter meiner Leitung eine Exkursion nach Westgrönland durch. Ihr besonderes Interesse galt dem Gebiet zwischen dem Flughafen Søndre Strømfjord und dem Inlandeis, das dem eiszeitlichen Allgäu so ähnlich sein dürfte wie

* Dipl.-Geol. Dr. Herbert Scholz, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München, Lichtenbergstr. 4, 8046 Garching

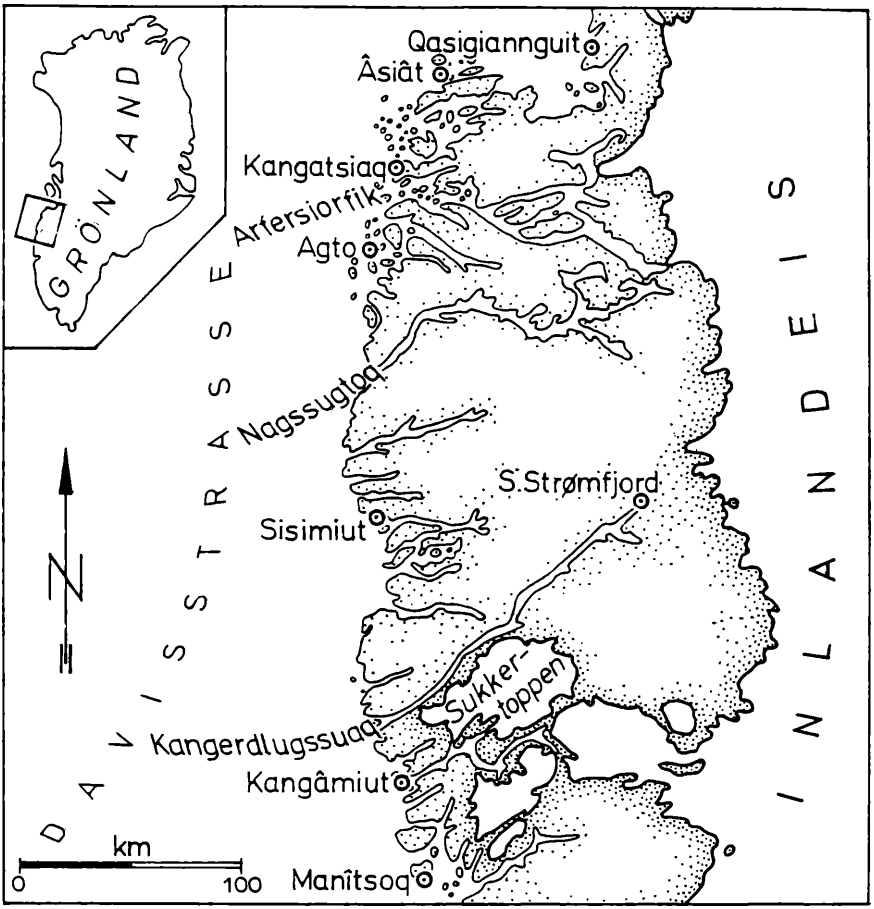


Abb. 1: Karte des Gebietes in Westgrönland, das zum Vergleich mit dem hochglazialen Allgäu herangezogen wird. Qasigiannguit = Christianshåb, Âsiât = Egedesminde, Nagssugtoq = Nordre Strømfjord, Sisimiut = Holsteinsborg, Kangerdlugssuaq = Søndre Strømfjord, Manîtsoq = Sukkertoppen. Nach SCHOLZ (1984).

kaum ein anderes auf der Erde. Tier- und Pflanzenwelt, Klima und Morphologie, Schmelzwasserflächen und Lößbildung sind den Verhältnissen im Alpenvorland direkt vergleichbar. Natürlich ist auch dieses Modell nicht perfekt. Die Lage am Polarkreis, der Untergrund aus präkambrischen Gesteinen, die Tatsache, daß es sich beim heutigen Eisrand in Westgrönland nicht um einen Maximalstand, sondern um ein Rückzugssta-

dium handelt, kann allerdings seinen Wert als Modell nicht schmälern, denn die Einflüsse dieser Faktoren auf die im Gletschervorfeld ablaufenden Prozesse sind klein und kalkulierbar. Auch die Tatsache, daß man es in Westgrönland nicht mit dem Rand eines Vorlandgletschers, sondern mit dem eines Inlandeises zu tun hat, spielt wohl kaum eine Rolle, denn die Ränder von Inlandeismassen und Vorlandgletschern dürften im Prinzip sehr ähnlich sein – abgesehen vielleicht von der geringeren Menge von Moränenmaterial, das aus dem nur von wenigen Nunatakkern überragten Inlandeis apert (Abb. 1).

Als Modell für die hochglazialen Alpen selbst bieten sich dagegen eher die im Eis ertrunkenen Küstengebirge Ostgrönlands, nördlich von Angmagssalik, an, die ich im Sommer 1980 besuchen konnte.

In der Folge sollen die Gebiete kurz beschrieben und mit dem eiszeitlichen Oberschwaben verglichen werden, wo ich seit längerem an quartärgeologischen Fragestellungen im Gebiet des Iller- und des Lechgletschers arbeite.

Landschaft

Das grönländische Inlandeis reicht im Gebiet zwischen dem Polarkreis im Süden und der Diskobucht im Norden nicht wie sonst fast überall nahe an die Küste heran, sondern fließt in breiten Eiszungen auf einem bis zu 150 km breiten, hügeligen Hochland aus. Sieht man von einigen markanten Bergrücken einmal ab, die dem niedrigen Bergland aufgesetzt sind und Höhen bis zu 800 m ü.d.M. erreichen können, sind die relativen Höhenunterschiede in der weiteren Umgebung des Eisrandes selten größer als 200 bis 300 m.

Während des letzten Glazials – für Grönland eher ein Stadial – lagen die Zungen des Inlandeises weit draußen auf dem damals trokken daliegenden Schelf vor der heutigen Küste (STÄBLEIN, 1975). Das Eis hat sich seitdem zurückgezogen und Zug um Zug eine eisüberschliffene, weite Hochfläche freigegeben, auf der Tausende von klaren Seen blinken. Teilweise liegt der Untergrund aus präkambrischen, mehr als 2,5 Milliarden Jahre alten Gneisen frei, teils ist er von Schmelzwasserablagerungen oder von Moränenmaterial verschiedener Rückzugsstadien verhüllt (STÄBLEIN, 1975; TEN BRINK, 1975).

Vom heutigen Rand des Inlandeises ziehen sich oft viele Kilometer breite Sanderflächen nach Westen, auf denen die riesigen Schmelzwasserflüsse zum Meer eilen. In 30 bis 80 km Entfernung vom Eisrand ergießen sie sich in die Enden breiter Fjorde, wo sich glaziofluviale und marine Ablagerungen im Bereich von ausgedehnten Deltas verzahnen. Da sich das Land östlich der Fjordenden seit dem Eisrückzug um mehrere Zehnermeter gehoben hat (WEIDICK, 1972), werden viele Schmelzwassertäler ein Stück flußaufwärts von teils marinen, teils glaziofluvialen Terrassen begleitet, die sich z.T. mit den zugehörigen Moränenwällen bestimmter Rückzugsstadien verknüpfen lassen (TEN BRINK, 1975).

Einen guten Teil der westgrönländischen Verhältnisse kann man auf die oberschwäbische Landschaft übertragen. Die breiten Zungen des Iller- und des Wertachgletschers fließen ebenfalls auf einem niedrigen Bergland aus. Die relativen Höhenunterschiede liegen, zumindest im Bereich des Illergletschers, in derselben Größenordnung (Sanderfläche bei Ziegelberg 710 m; Blender 1050 m). Auch die Entwässerungssysteme der großen Eiszungen sind in ihrer Richtung relativ zum Eisrand und ihrer Dimension sehr gut vergleichbar (Abb. 2). Das isostatische Aufsteigen des Landes als Folge der Eisentlastung beim Rückzug der Gletscher kann man im Alpenvorland zwar nachweisen (HANTKE, 1978), aber nicht wie in Grönland im Detail verfolgen, denn bei uns fehlt das Feinnivellement des Meeresspiegels.

Klima und Bodengefrornis

Sisimiut (Holsteinsborg), das westlich von Søndre Strømfjord an der Küste liegt, hat nach STÄBLEIN (1977 a) eine mittlere Jahrestemperatur von −2,7 °C und Jahresniederschläge von 362 mm. Wegen der niedrigen Jahresmitteltemperaturen bleiben die tieferen Teile des Bodens das ganze Jahr über gefroren und verhindern ein Versickern des bei der

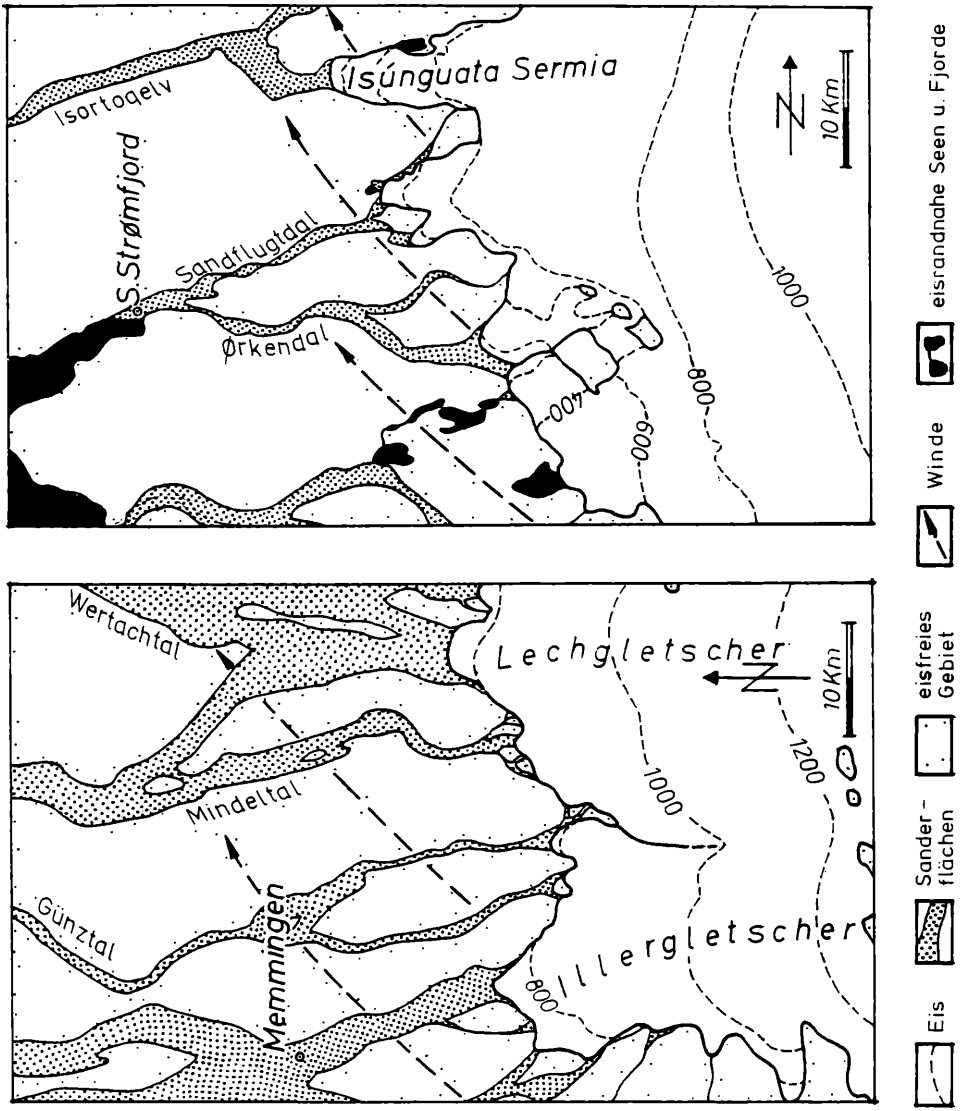


Abb. 2: Vergleich des Gebietes von Søndre Strømfjord mit dem Allgäu während der letzten Eiszeit. Um die große Ähnlichkeit beider Gebiete besser zeigen zu können, sind beide Karten um 90° gegeneinander verdreht dargestellt. Nach SCHOLZ (1984).



Abb. 3: Wirkung des Frostes in Westgrönland: Feinerdekreise mit Trockenrissen auf der Oberfläche, von Zwergsträuchern umgeben (links); Solifluktionsloben, von einer Girlande von Zwergsträuchern begrenzt (rechts). Aus SCHOLZ (1984).

Schneeschmelze anfallenden Wassers. So ist der Boden im Sommer fast überall wassergesättigt und sumpfig, hat über weite Strecken eine breiartige Konsistenz und neigt schon bei geringsten Hangneigungen zum Bodenfließen. Wie zäher Teig kriecht der Boden in Wülsten und Girlanden (Solifluktionsstufen und Solifluktionsloben) die Abhänge hinunter und macht das Wandern zur Strapaze. Der flächenhafte Abtrag des Bodens führt aber mit der Zeit zu Hangverflachungen (Abb. 3).

Eine Reihe von komplizierten Prozessen, die einerseits mit dem häufigen Auftauen und Wiedergefrieren der obersten Bodenschichten, andererseits mit der allgegenwärtigen Bodengefrornis (Permafrost) zusammenhängen, führt an vielen Stellen zur Bildung von sog. Frostmusterböden, bei denen die verschiedenen Bestandteile des Bodens u.a. der Korngröße nach getrennt werden und sich zu regelmäßigen, oft geometrischen Figuren ordnen. So entstehen etwa Steinringe, Steinnetze, Steinstreifen, Erdbülten (Thufur) oder Feinerdekreise (STÄBLEIN, 1977 b; WASHBURN, 1973). Manchmal wachsen massive Eislinsen im Untergrund, was zum Aufbeulen der Erdoberfläche zu kleineren und größeren Hügeln (Palsas und Pingos) führt (Abb. 4).

Je mehr man sich aber dem Inlandeis nähert, desto trockener wird der Untergrund, desto leichter kommt man zu Fuß vorwärts. Die Frostmusterböden treten stark zurück. Nur manche Niederungen und viele nordexponierte Hänge sind sumpfig, wo sich schöne Eiskeilnetze entwickeln können (Abb. 4). Der Wassermangel kann hier so groß werden, daß manche Seen abflußlos und salzig sind (BØCHER, 1959).

An der auffälligen Trockenheit der eisrandnahen Bereiche sind, neben der Abnahme der Niederschläge von der Küste ins Landesinnere, vor allem die heftigen, beintrockenen Winde schuld, die einen guten Teil des Jahres vom Eis herunter wehen (PUTNINS, 1970). Ihre Entstehung ist auf ein flaches Kältehoch zurückzuführen, das auf dem Inlandeis liegt (GEORGI, 1939). Die ständig nach allen Seiten hin abströmende, eisige und schwere Luft wird durch die Erdrotation antizyklonisch abgelenkt und macht sich in den eisfreien Gebieten Westgrönlands als kühler, trockener Fallwind bemerkbar (katabatische Fallwinde), der dort fast beständig aus SE weht. Relativ warme und feuchte Luftmassen können von Westen und Osten her dieses flache Hochdruckgebiet überschichten und einen Teil ihrer Feuchtigkeit als Niederschläge über

dem Inlandeis verlieren. Wenn sie anschließend über der dem Eis aufliegenden Kaltluft zu den Rändern hin abfließen, erwärmen sich diese ohnehin schon etwas milderen Luftmassen und erreichen die eisfreien Gebiete als warmer, trockener Föhnsturm, der aber meist nicht bis zur Küste vordringen kann (PUTNINS, 1970). Katabatische Fallwinde und Föhn trocknen die eisrandnahen Bereiche so stark aus, daß die Landschaft vielfach einen steppen-, oft sogar halbwüstenhaften Charakter besitzt. Eine geschlossene Pflanzendekke kann sich hier wohl nur deshalb halten, weil der Boden den größten Teil des Jahres über gefroren ist und die in dieser Zeit als Schnee und Eis angesammelten Niederschläge während der kurzen sommerlichen Vegetationsperiode auf einmal frei werden.

Auch für das hochglaziale Allgäu können wir mit ganz ähnlichen klimatischen Bedingungen rechnen. FRENZEL (1980) nimmt hier während des Vereisungsmaximums eine Jahresmitteltemperatur von −1,8 °C und mittlere Jahresniederschläge von 116 mm an. Für die eisrandnahen Bereiche in Westgrönland sind zwar keine klimatischen Daten erhältlich, doch dürften die Jahresmitteltemperaturen hier aufgrund des Föhneinflusses etwas höher, die Jahresniederschläge wegen der Niederschlagsabnahme zum Landesinneren hin deutlich niedriger ausfallen als an der Küste bei Sisimiut (−2,7 °C, 362 mm).

Vielfach sind Bodenstrukturen, die ihre Entstehung der Aktivität des Frostes im Periglazialbereich verdanken, auch im Alpenvorland nachgewiesen worden. Fossile Fließerden, Würgeböden, Steinnetze oder Eiskeile, die wenigstens z.T. die Existenz von Permafrost beweisen, sind im Bereich nördlich der Endmoränen weit verbreitet (z.B. KAISER, 1960; BACHMANN, 1966; JERZ & WAGNER, 1978). Für viele Frostmusterböden, denen man im Vorfeld rezenter Gletscher auf Schritt und Tritt begegnet, wie Feinerdekreise oder Erdbülten, fehlt jedoch offenbar der Beleg, da viele dieser Strukturen in fossilem Zustan-

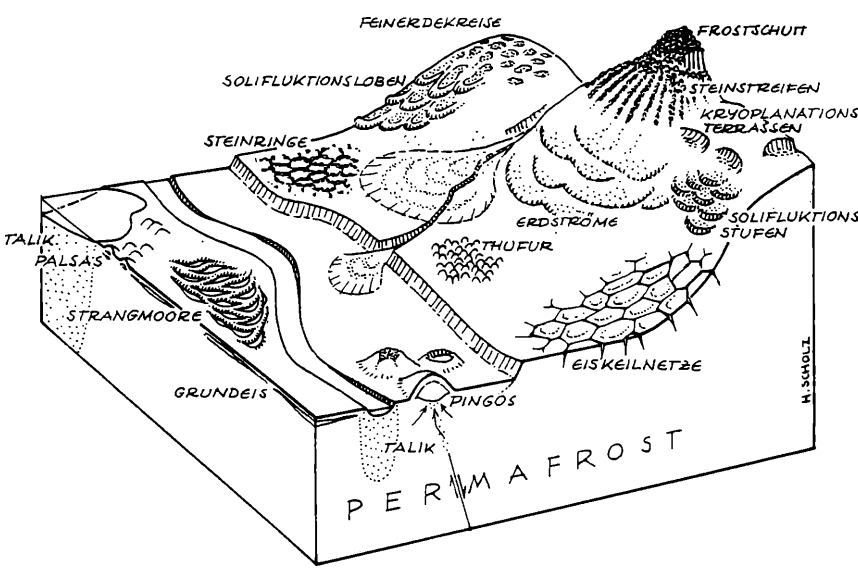


Abb. 4: Abhängigkeit einiger Periglazialprozesse von der Höhenlage, dem Untergrund und der Morphologie. Erläuterung im Text. Nach KARTE (1979), verändert.

de nicht mehr nachzuweisen oder zumindest schwer erkennbar sind (WASHBURN, 1973). Es ist anzunehmen, daß über den in Eisstromnetzen ertrunkenen Alpen und den eisschildähnlichen Vorlandgletschern wie in Grönland ein flaches Kältehochdruckgebiet lag. Die nach allen Seiten hin abfließende Kaltluft dürfte, ebenso wie im heutigen Grönland, die eisfreien Teile des Alpenvorlandes als heftige katabatische Fallwinde erreicht und, zusammen mit den Föhnstürmen, das Klima bis zu einer Entfernung von 50 bis 100 km nördlich des Eisrandes prägend beeinflußt haben (FLOHN, 1971). Durch die antizyklonische Ablenkung wehten sie hier recht konstant aus südwestlicher Richtung und waren wohl für die Bildung mächtiger Lößdekken verantwortlich. Das feinsandig-schluffige Gesteinsmehl ist aus den Niederterrassenfeldern ausgeblasen und von den kräftigen Südwestwinden in Form oft heute noch deutlich erkennbarer Wächten auf die im Osten benachbarten Kuppen und Hochflächen aufgeweht worden (JERZ & WAGNER, 1978). Oft sind es mehr als 50 Tage im Jahr, an denen in Westgrönland Sturmwetterlagen auftreten (PUTNINS, 1970).

Vegetationstypen

Als Folge der Niederschlagsabnahme mit zunehmender Entfernung von der Küste und des steigenden Einflusses der trockenen Winde mit Annäherung an den Eisrand finden sich in Küstennähe und im Landesinneren völlig verschiedene Pflanzengesellschaften. Nur eines ist beiden gemeinsam: Da die Durchschnittstemperatur des wärmsten Monats in Westgrönland weit unter 10 °C liegt (PUTNINS, 1970), können hier keine Bäume wachsen (IRVING, 1972).

In den küstennahen Teilen des südlichen Westgrönlands finden sich vor allem sumpfige Tundren mit niederwüchsigen, kaum kniehohen Zwergsträuchern: *Betula nana* (Zwergbirke), *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere), *Empetrum nigrum* (Krähenbeere) oder *Rhododendron lapponicum* (eine Alpenrose) sind hier besonders häufig. Dazwischen wächst eine Vielfalt von Flechten, Moosen, Sauergräsern und Kräutern, wie *Dryas octopetala* (Silberwurz), *Rhodiola rosea* (Rosenwurz), *Papaver radicatum* (ein gelbblühender Mohn), *Viscaria alpina* (Pechnelke), *Cerastium alpinum* (Alpenhornkraut), *Stellaria longiceps* (Langköpfige Sternmiere) oder *Campanula uniflora* (Einblütige Glockenblume), um nur einige charakteristische Formen zu nennen. In unmittelbarer Umgebung von Schneeflecken, die sich hier in Meereshöhe bis in den August hinein noch halten können, und in höheren Lagen finden sich anspruchslosere Arten, wie *Silene acaulis* (Stengelloses Leimkraut), *Salix herbacea* (Krautweide) oder *Cassiope tetragona* (Moosheide). Überall macht den Pflanzen der Frost zu schaffen. Das allgegenwärtige Bodenfließen, z.T. auch das Hochbrodeln von tieferen Bodenschichten, läßt die Pflanzendecke immer wieder aufreißen und drängt die Vegetation oft auf die schmalen Gürtel zwischen Feinerdekreisen zusammen (Abb. 3).

In den Teilen des Landes, die dem Rande des Inlandeises unmittelbar vorgelagert sind, ist ein völlig anderer Vegetationstyp entwickelt. Zwergsträucher, vor allem *Betula nana* (Zwergbirke) und *Salix glauca* (Arktische Weide) finden sich in größeren Beständen nur noch an stärker durchfeuchteten Nord- und Westhängen, windexponierten Kuppen und feuchten Niederungen. Auf aktiven Dünenfeldern am Rande der großen Sanderflächen kämpfen *Betula nana* (Zwergbirke) und *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere) ums Überleben. Die größtenteils lößüberdeckten, niedrigen Bergländer zwischen den großen Schmelzwasserrinnen tragen steppenartige Trockenrasengesellschaften mit einem sehr hohen Anteil von Süßgräsern. Neben der allgegenwärtigen *Artemisia borealis* (Nordischer Beifuß) finden sich stellenweise schüttere Bestände von *Dryas octopetala* (Silberwurz), *Potentilla hookeriana* (ein Fingerkraut), *Polygonum viviparum* (Lebendgebärender Knöterich), *Cerastium alpinum* (Alpenhornkraut), *Armeria scabra* (Grasnelke), *Arnica alpina* (Arnika) und vielen anderen Kräutern in der oft grau mit Staub überzukkerten, trockenen Steppe. Wie Oasen wirken

da die vielen kleinen, z.T. abflußlosen Seen, deren Ränder dicht mit *Eriophorum scheuchzeri* (Scheuchzers Wollgras) bewachsen sind und in deren Uferregionen *Hippuris vulgaris* (Tannenwedel) zusammen mit kugeligen Gallertlagern von Cyanophyceen *(Gloeotrichia natans?)* in Massen gedeihen. Steppen dieses Typs reichen überraschenderweise überall direkt bis an die aktiven Endmoränen heran und finden sich, ohne im geringsten in irgendeiner Weise durch die bedrohliche Nähe des lebensfeindlichen Eises verändert zu sein, oft nur noch wenige Meter vom Eisrand entfernt (JAKOBSEN, 1975).

Es ist schon sehr erstaunlich, in der unmittelbaren Umgebung des Eises derart freundliche Lebensbedingungen zu finden. Hier zeigt sich deutlich, wie problematisch es wäre, die etwa an Gebirgsgletschern oder anderen schiefen Eiszeitmodellen gewonnenen Vorstellungen auf das hochglaziale Süddeutschland zu übertragen. Wenn aber die klimatischen Verhältnisse in Westgrönland auf das eiszeitliche Alpenvorland übertragbar sind, wie wir das weiter oben angenommen haben, sollte auch die auf die verschiedenen klimatischen Faktoren reagierende Pflanzendecke vergleichbar sein. Wir hätten demnach im Bereich zwischen den Endmoränen und der Donau während des Vereisungsmaximums weder sumpfige Tundren noch nackten Fels oder vegetationslosen Frostschutt zu erwarten, sondern grüne Wiesen bis unmittelbar zum Eisrand – ein Bild, nicht viel anders, als es das heutige Allgäu unter dem Einfluß des Menschen bietet. Tatsächlich spricht die Untersuchung hochglazialer Pollenspektren für einen Vegetationstyp im Alpenvorland, der sich nicht viel von den Steppen Westgrönlands unterschieden haben dürfte. FRENZEL (1981) nennt diesen Vegetationstyp Artemisia-Steppe und vergleicht sie mit rezenten Steppen der südlichen Sowjetunion. Doch dürften Steppen im Vorfeld des Eises ihr eigenes Gepräge besitzen. Die nahe Verwandtschaft des eiszeitlichen Voralpenlandes mit dem heutigen Westgrönland wird zudem noch durch die vielen gemeinsamen Pflanzenarten unterstrichen. Viele typische westasiatische Steppenelemente fehlen dagegen in Westgrönland ganz (z.B. gibt es nach BØCHER & al. (1968) außer der Simsenlilie *Tofieldia* keinerlei Liliaceen) und waren vermutlich auch in den kalten Steppen Süddeutschlands nicht zu finden. Das hängt wohl mit den bedeutend höheren Durchschnittstemperaturen des wärmsten Monats und mit einer längeren und von anderen Faktoren begrenzten Vegetationsperiode in den Steppen Westasiens zusammen.

Tierwelt

Im Gebiet zwischen dem Inlandeis und der Küste leben große Bestände wilder Rentiere *(Rangifer tarandus groenlandicus)*. Nach Angaben bei VIBE (1975) sind es in Westgrönland mindestens 35000 bis 40000, die in Herden bis zu einigen hundert Stück die Steppen und Tundren durchstreifen. Obwohl die Rentiere Westgrönlands das Jahr über weit im Lande umherziehen, scheinen sie sich im Sommer doch bevorzugt in den Steppen in der Nähe des Eisrandes aufzuhalten, denn nur hier sind wir diesen Tieren auf Schritt und Tritt begegnet. Zudem haben sich in dieser recht selten von Menschen besuchten Gegend Unmengen von Abwurfstangen im Grase angereichert und liegen in allen Stadien des Zerfalls am Boden herum, was die überdurchschnittlich häufige Anwesenheit dieser Tiere im Vorfeld des Eises beweist. Abgesehen von den guten Weidemöglichkeiten in der Steppe könnte dies auch damit zusammenhängen, daß es gerade hier – vermutlich wegen der Trockenheit – relativ wenig Mücken gibt, die Mensch und Tier in allen anderen Gegenden Grönlands in ganzen Wolken unablässig plagen.

Doch die Rentiere sind nicht das einzige Großwild Westgrönlands. Seit Beginn der 60er Jahre gibt es in der Umgebung von Søndre Strømfjord einen kleinen Bestand von Moschusochsen *(Ovibos moschatus)*, der sich aus hier ausgesetzten nordostgrönländischen Tieren entwickelt hat (VIBE, 1975). Obwohl die von Ellesmere Island her nach Nordgrönland eingewanderten Moschusochsen niemals über die eisgepanzerte Melvillebucht nach Süden bis in die eisfreien Gebiete

Westgrönlands vorstoßen konnten, scheinen die Lebensbedingungen für diese Tiere hier günstig zu sein, und sie sind ein fester Bestandteil der westgrönländischen Fauna geworden.

Während im Landesinneren wie an der Küste des diskutierten Gebietes Schneehasen *(Lepus arcticus)* und Polarfüchse *(Alopex lagopus)* recht häufig sind, fehlen Lemminge ganz (aus denselben Gründen wie ursprünglich auch die Moschusochsen), und Eisbären sind – Gott sei Dank – äußerst selten. Überall in den Tundren und Steppen trifft man Kolkraben *(Corvus corax)*, Spornammern *(Calcarius lapponicus)*, Schneeammern *(Plectrophenax nivalis)* und Steinschmätzer *(Oeanthe oeanthe)*. Auf den Sanderflächen kann man gelegentlich Sandregenpfeifer *(Charadrius hiaticula)* beobachten, während auf Seen und Tümpeln Odinshühnchen *(Phalaropus lobatus)* recht oft zu sehen sind.

Ausbildung und Zusammensetzung des Pflanzenkleides sind nicht allein von klimatischen Größen oder dem Chemismus des Untergrundes abhängig, sondern werden auch ganz wesentlich von den Tieren beeinflußt, die von diesen Pflanzen leben. Ein rezentes Vergleichsgebiet für die hochglazialen Verhältnisse im Alpenvorland sollte daher eine Fauna besitzen, die in wesentlichen Zügen der des eiszeitlichen Mitteleuropas gleicht. In Herden lebende Großsäuger sind es wohl, die als Pflanzenfresser am nachhaltigsten auf die Pflanzendecke einwirken. Viele kaltzeitliche Großsäuger sind zwar ausgestorben, doch sind in Westgrönland immerhin noch zwei Arten – Rentiere und Moschusochsen – vorhanden, die in größerer Anzahl vorkommen und die Vegetation prägen. Mit ihrem Dung, dem man in den eisrandnahen Gebieten überall begegnet, verändern die Rentiere mit Sicherheit das Artenspektrum der Steppen, die eher an Schafweiden in der Alb als an die Vegetation in der unmittelbaren Umgebung des lebensfeindlichen Eises erinnern. Mit ihrer offensichtlichen Neigung, auch in offenem Gelände immer wieder dieselben Spuren zu benutzen, schädigen die Rentiere die Vegetation und treten breite Wechsel aus. Wo es der Platz erlaubt, sind sie doppelspurig trassiert, sehen aus wie parallele Radspuren mit einem Rasenstreifen dazwischen, denn diese Tiere lieben es, im Geweihabstand nebeneinander herzulaufen. Da der Wind aber bei einer Verletzung der Vegetationsdecke das Erdreich austrocknet und wegbläst, scheinen die Rentiere der Erosion Vorschub zu leisten.

Da die Weiden bis unmittelbar an den Eisrand heranreichen, findet man Rentiere und andere Säuger oft noch direkt neben den aktiven Moränen. So wird verständlich, warum sich in eisrandnahen glaziofluvialen Bildungen des Alpenvorlandes immer wieder Reste von Großsäugern finden, z.B. Knochen von Mammut (SCHOLZ, 1979), Moschusochsen oder Rentieren. Beim Überqueren reißender Schmelzwasserflüsse sind wohl immer wieder einmal Tiere umgekommen, und ihre Gebeine in die Kiese eingebettet worden. Fährten von Rentieren, die vorher eine breite Schmelzwasserrinne überquert hatten, fanden sich östlich von Søndre Strømfjord kaum 300 m vom Eisrand entfernt. Zudem sieht man hier überall Kadaver von Rentieren, die offenbar dem letzten Winter zum Opfer gefallen sind. Nach VIBE (1975) können Rentierpopulationen stark dezimiert werden oder gar aussterben, wenn beim erneuten Absinken der Temperatur nach winterlichen Föhneinbrüchen die Pflanzendecke vereist und die Tiere nicht mehr ans Futter gelangen.

Der Mensch

Damit wird auch das Vordringen eiszeitlicher Jäger in das unmittelbare Vorfeld der Gletscher verständlich, denn gerade hier muß es besonders viel Jagdwild gegeben haben.

Heute noch ziehen die von Fischfang und Jagd lebenden Grönländer, die an der Küste zwischen Sisimiut und Asiât wohnen, im August und September zur Jagd ins Landesinnere (HERTZ, 1977). Mit Booten fahren mehrere Familien den Nagssugtoq-Fjord (Nordre Strømfjord) hinauf und errichten am Kûk-Fluß, ca. 10 km oberhalb seiner Mündung, ein Zeltlager. Im Gebiet zwischen hier und dem etwa 25 km entfernten Eisrand werden Rentiere gejagt, deren Fleisch man trocknet

und räuchert, um es später nach Hause an die Küste zu bringen. Freilich hat die Rentierjagd für die auf Meeressäugerjagd und Fischfang spezialisierten Grönländer nicht die Bedeutung, wie für die altsteinzeitlichen Jäger Mitteleuropas. Trotzdem gibt es gewisse Analogien zwischen beiden Jägerkulturen.

Während der Eiszeit wurden wohl die wildreichen eisrandnahen Bereiche des heutigen Schwaben häufig – vermutlich ebenso wie in Grönland jeden Sommer – vom Menschen aufgesucht. Da hier aber weder Höhlen noch schützende Felsdächer zu finden sind, muß man annehmen, daß die jagenden Gruppen Lager im Freien errichteten. Geeignete Siedlungsplätze gab es damals wohl auf trockenen Hochterrassen oder höherliegenden Teilen der Niederterrassen, bevorzugt Stellen, die von W und S her durch Höhenzüge vor den heftigen Winden geschützt waren. Wegen des großen Wassermangels im Hochglazial gab es im Vorfeld des Eises – abgesehen von den trüben Schmelzwasserflüssen – nur wenige dauernd fließende Gewässer, die als Trinkwasser nutzbar waren. Die Lager müssen sich in der Nähe solcher Wasserläufe befunden haben, die ein hinreichend großes Einzugsgebiet besaßen und im Bereich der Altschotter und Altmoränen entsprangen. Auch wenn man annimmt, daß die Winterquartiere dieser Jäger in geschützten Tälern der Schwäbischen Alb gelegen haben, muß man damit rechnen, daß sie sich im Bereich zwischen den Endmoränen und der Donau in jedem Falle mehrere Monate aufhielten: An ein Überqueren größerer Schmelzwasserflüsse, wie der Donau, war nach dem Eisgang zur Zeit der Schneeschmelze und vor dem Zufrieren im Herbst ohne den Besitz von Booten nicht zu denken. Dies kann man nur ermessen, wenn man selbst mit moderner Ausrüstung – jedoch ohne Boote – tagelang immer wieder vergeblich versucht hat, eine etwas breitere Schmelzwasserrinne in Westgrönland zu überqueren, was selbst z.Z. des Niedrigwassers äußerst schwierig ist.

Berücksichtigt man alle diese Faktoren, bleiben nur einige, eng begrenzte Gebiete zwischen den Endmoränen und der Donau übrig, wo altsteinzeitliche Siedlungsspuren erwartet werden können. Obgleich hoch- oder spätglaziale Freilandstationen im deutschen Anteil des Alpenvorlandes östlich des Hegaus, mit Ausnahme der Jägerstation an der Schussenquelle – nach LANG (1962, zitiert bei HANTKE, 1978) ins ausgehende Spätglazial (Alleröd) gestellt – bisher noch nicht gefunden worden sind, kann man doch auf entsprechende Funde wie in der Schweiz oder in Frankreich (HANTKE, 1978) hoffen.

Die Sander

An den Zungenenden der Gletscher setzen breite Schmelzwasserflächen an (Abb. 5), die sich manchmal über mehr als 50 km weit verfolgen lassen, bevor sie an den Enden der Fjorde in große Deltaflächen übergehen. Im Sommer und Herbst liegen die Sanderflächen weitgehend trocken da und sind nur von wenigen reißenden Wasserläufen durchzogen. Im Frühjahr aber, während der Schneeschmelze, stehen sie in fast ihrer gesamten Breite unter Wasser. Hunderte von größeren und kleineren Wasseradern teilen und vereinigen sich wieder zum engmaschigen Netz eines verflochtenen Flußsystems (braided river), dessen flache Teilrinnen sich unaufhörlich verlagern (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

Die Hauptmasse des Wassers, das über diese Sander zum Meer eilt, wird indes kaum an den Zungenenden der Gletscher eingespeist. Vielmehr werden große Schmelzwassermengen über Eisrandstromrinnen seitlich zugeführt, die die gesamte Peripherie der Gletscherloben entwässern. Auch diese peripheren Rinnen können sich, wo es die Morphologie erlaubt, stellenweise zu breiten Sanderflächen erweitern. Die Einspeisung des Schmelzwassers in die Eisrandstromrinnen geschieht meist an Stellen, wo es unter dem Gletscher flächig herausgepreßt wird. Hier gelangt es entweder direkt in einen Fluß, der am Eisrand entlangfließt, oder stürzt zuerst schäumend über die Außenhänge der Moränenwälle. Gletschertore, wie sie uns von den alpinen Gletschern her vertraut sind, scheinen am

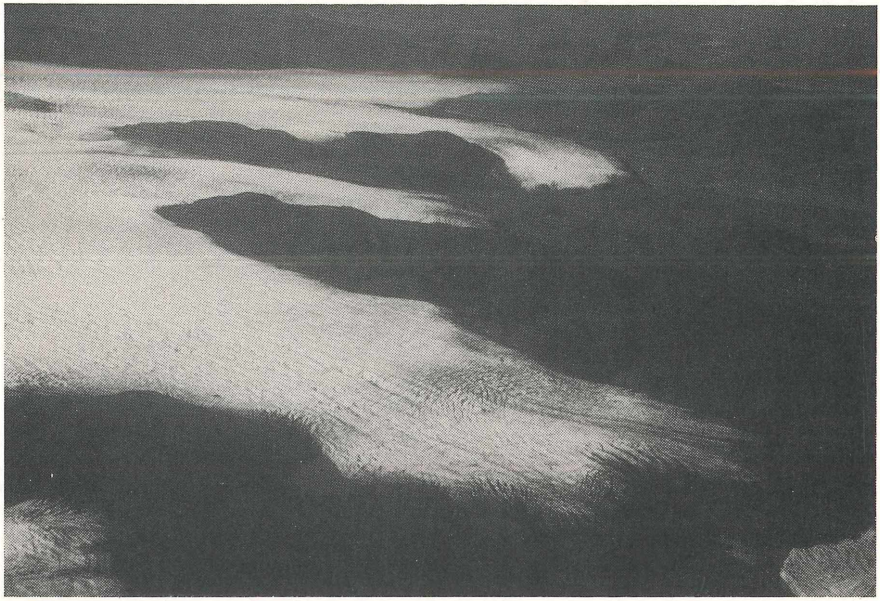


Abb. 5: Der Rand des Inlandeises in Westgrönland, vom Flugzeug aus gesehen.

Rande dieser flach ausfließenden Gletscherzungen hingegen recht selten zu sein.

Eisbewegungen und Wassererosion führen zu einer ständigen Verlagerung der Schmelzwasseraustritte, was mit der Zeit zur Bildung von seitlich verschmolzenen Schwemmkegeln führt, die morphologisch zwischen Moränenwall und Sanderfläche vermitteln (Übergangskegel). Sie können sich allerdings nur dort ausbilden, wo die erosive Kraft eisrandparalleler Flüsse ihre Bildung nicht verhindert.

Obwohl die verflochtenen Flußsysteme auf den Sandern nur einen Teil des Jahres aktiv sind, dazwischen aber von mäandrierenden Flußläufen abgelöst werden, sind sie es doch, die die Sedimentologie der Schmelzwasserflächen entscheidend prägen (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; BLUCK; 1979). Gewaltige Mengen von Grobsanden und Kiesen werden von den sedimentüberfrachteten Wasserläufen zu schräggeschichteten Grobsedimenten akkumuliert. Während der Schneeschmelze scheint die Transportkraft des Wassers so groß zu sein, daß selbst noch in Entfernungen von einigen Kilometern vom Eisrand Gerölle von mehr als 50 cm Durchmesser bewegt werden. An Stellen, wo die aktiven Sander alte Wallsysteme durchbrechen, können auf den völlig ebenen Schmelzwasserflächen metergroße ausgespülte Moränenblöcke angereichert sein, die vom Wasser zwar kaum mehr weiter transportiert, aber doch noch eingeregelt werden.

Bevor sich die Flüsse am Ende der Schneeschmelze wieder auf wenige tiefere Rinnen zurückziehen, lagert das ablaufende Wasser mit nachlassender Transportkraft auf der Sanderoberfläche Sand und Schlamm ab. Die trockenen Fallwinde aber legen in der Folge den Kies wieder frei und verteilen den Feinanteil weit übers Land. Da sie in Westgrönland recht konstant aus südöstlicher Richtung wehen, entstehen an den Nordrändern der nach Westen entwässernden Sander ausgedehnte Flugsandfelder (Abb. 6), auf denen Dünen

mit mehr als 10 m Höhe zu finden sind. Wo die ausgeblasenen, öden Geröllflächen an weithin vegetationslose Dünenfelder grenzen, fühlt man sich eher an eine Wüste der niederen Breiten als an eine arktische Landschaft erinnert (HOBBS, 1931).
Die zwischen den aktiven Schmelzwasserflächen liegenden Höhenrücken werden an Sturmtagen von Fein- und Staubsand überzuckert, der sich an günstigen Stellen zu metermächtigen Lößdecken anreichern kann. Die Steppen- und Tundrenpflanzen wirken dabei als Sedimentfänger und kämmen gewissermaßen den Staub aus der Luft. An vielen Stellen sieht man grau angestaubte Pflanzen richtiggehend im Löß ertrinken. An feuchte-

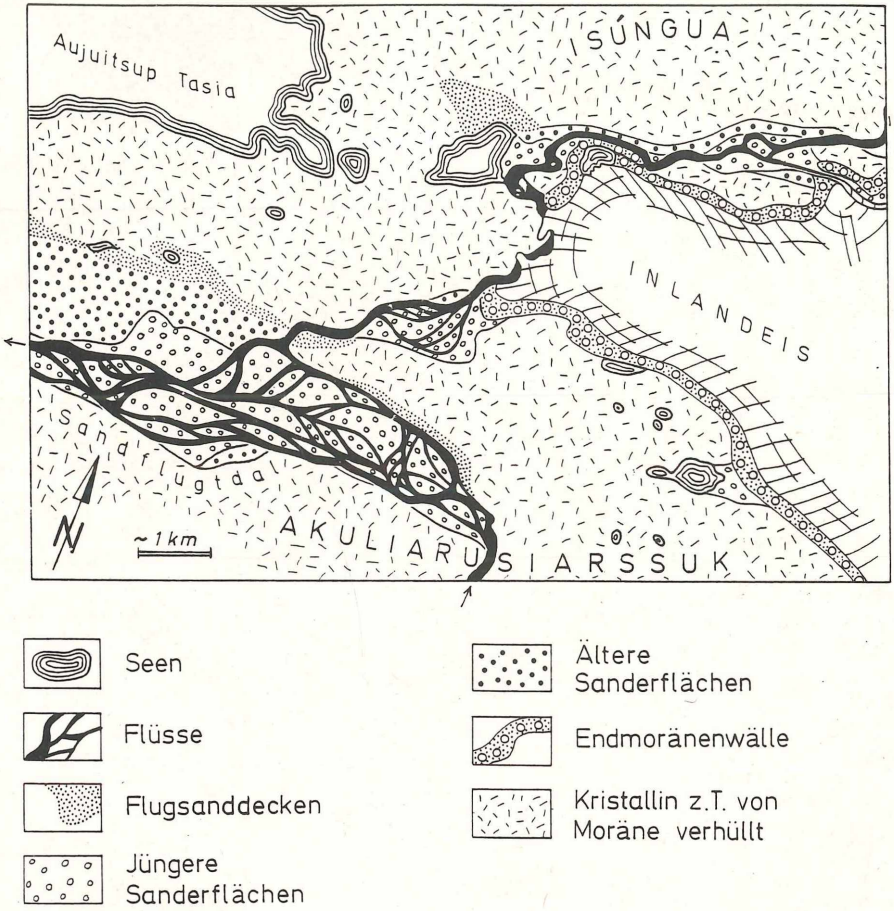


Abb. 6: Der Rand des Inlandeises und damit zusammenhängende Sanderflächen östlich von Søndre Strømfjord, am Ostende des Sandflugtdals. Gezeichnet auf Grundlage eines Luftbildes (Geodaetisk Institut, 1968) und eigenen Beobachtungen. Aus SCHOLZ (1984).

ren Stellen können mächtigere Lößprofile sogar dünne Torflagen enthalten.

Zweimal habe ich in der Nähe des Eisrandes Staubstürme erlebt, bei denen es schwer war, sich noch auf den Beinen zu halten, bei denen kleine Steinchen von hinten mit einem Knall an den Anorak flogen und sich auf glatten Flächen Gerölle in Bewegung setzten. Wen darf es da wundern, daß die schwäbischen Lösse zuweilen kleine Steinchen enthalten, die kaum anders als durch die Luft dorthin gelangt sein können?

Obwohl der westgrönländische Löß als Abtragungsprodukt eines reinen Kristallingebietes keinen Kalk enthält, sind seine Bildungs- und Ablagerungsbedingungen doch recht gut mit den Verhältnissen in Oberschwaben vergleichbar. Selbst die Windrichtungen dürften, relativ zum Verlauf der Abflußrinnen gesehen, übereinstimmen (vgl. KALLENBACH, 1975).

Auch Sedimentinhalt und Morphologie der breiten Schmelzwasserflächen im Vorfeld von Iller- und Lechgletscher zeigen vielfältige Beziehungen zum westgrönländischen Modell, obwohl natürlich die auftretenden Geröllspektren verschieden sind. Hier wie dort finden sich schräggeschichtete Grobsande und Kiese, völlig ebene Oberflächen und stellenweise sogar sandige Ablagerungen an den Osträndern der Sanderflächen. Auch im Allgäu setzen die Sander in voller Breite an den Endmoränen an und gehen nach der Seite hin in Eisrandstromrinnen über, die sich ihrerseits – wie etwa in der Dietmannsrieder Gegend – vielfach zu sehr breiten Schmelzwasserflächen ausweiten können (Abb. 2).

Sander, die sich mit Rückzugsphasen der Vorlandgletscher verknüpfen lassen, enthalten zuweilen, wie in Grönland, Anreicherungen von ausgespülten Moränenblöcken.

Auf älteren Teilen der Sanderflächen, die von den Hochwässern nicht mehr erreicht werden, bilden sich durch Abtauen verschütteter Gletscherteile, die das längst zurückgeschmolzene Eis hier liegen ließ, Toteistrichter und weite Senken (Sölle), die ja auch im Allgäu Legion sind.

Der Rand des Eises

Außerhalb der Sanderflächen läßt sich die steppenhafte Vegetation in Westgrönland manchmal bis unmittelbar zum Eisrand hin verfolgen. Einzelne Pionierpflanzen, wie *Braya purpurescens* (eine Schotenkresse), *Arabis arenicola* (eine Gänsekresse), *Cerastium alpinum* (Alpenhornkraut) oder Büschel von Süßgräsern klettern sogar noch die Außenhänge aktiver Moränenwälle ein Stück weit hinauf. Nur die obersten Partien dieser sich wie Eisenbahndämme hinziehenden, oft mehr als 40 m hohen Wälle sind völlig frei von Vegetation.

Diese Wallsysteme verdanken ihre Entstehung einer seit mehreren Jahrzehnten relativ stabilen Lage des Eisrandes, die durch ein in dieser Zeit kaum verändertes Gleichgewicht zwischen Nachfließen und Abschmelzen des Eises bedingt ist (vgl. WEIDICK, 1963). Hier schmilzt das an der Basis und der Oberfläche des randlich ausdünnenden Gletschers mitgeschleppte Material aus (Grundmoräne und Obermoräne) und häuft sich mit der Zeit zu hohen Wällen auf, die bei kleineren Oszillationen des Eisrandes um seine Gleichgewichtslage wohl noch zusätzlich etwas zusammengeschoben werden können (RABASSA & al., 1979; GRIPP, 1979).

Während die Außenflanken dieser Wälle meist gleichförmige Böschungen mit Hangneigungen zwischen 25 und 40° aufweisen, haben die Wallfirste oft chaotisch gestaltete Oberflächen, die durch das Eis und seine Schmelzwässer ständig umgeformt werden. Wassergesättigtes, schluffiges Material rutscht in Girlanden vom Eisrand herunter und ergießt sich wie Brei über den Wall. Verschüttete Toteisreste erzeugen beim Schmelzen kraterartige Senken und Tümpel. Auf und unter dem Eis fließende Schmelzwässer, die bereits vorsortiertes Geröllmaterial mitbringen, schneiden eisrandparallele Erosionstälchen ein, waschen ältere Eisrandablagerungen durch, setzen den Wällen kleine Schwemmfächer auf und überschütten deren Außenflanken mit Kies. Fallwinde blasen trockene Teile des Walles aus und überzuk-

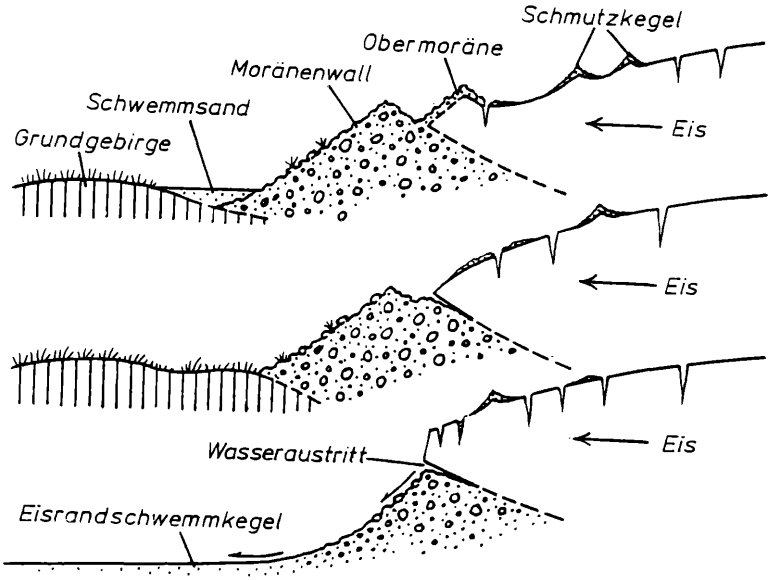


Abb. 7: Drei unterschiedliche Eisrand-Moränenwall-Kontakte, die sich am Rande des Inlandeises in Westgrönland häufig finden; dargestellt anhand von drei schematischen Schnitten. Die Wälle sind jeweils 10 bis 40 m hoch.

kern seine eiswärts geneigten Hänge mit Flugsand (GERMAN, 1971).

Das Eis liegt dem Wallfirst teilweise direkt auf und schiebt sich zuweilen sogar einige Meter über diesen hinaus, hängt also etwas über (Abb. 7). An anderen Stellen liegt es hingegen nur an den Innenflanken des Walles und wird von dessen höchsten Teilen ein ganzes Stück überragt. Vielfach sind auch zwei hintereinanderliegende Wallsysteme entwickelt, die durch eine deutliche Senke voneinander getrennt sind. Der innere Wall besitzt nicht selten einen Eiskern (ice-cored moraines) und ist nichts anderes, als der unter der Moräne verborgene Rand des Gletschers (Abb. 7). In diesen Fällen ist die Grenze zwischen Wall und Eis fließend. TEN BRINK (1975) deutet diese Eiskerne als Reste eines ehemals wesentlich höheren Eisstandes, der in den Jahren zwischen 1880 und 1920 die heute angeblich nicht mehr aktiven Moränenwälle gebildet haben soll.

Indes ist nicht überall ein Moränenwall entwickelt. Dort, wo sich die Ränder des flach ausfließenen Gletschers an Bergflanken schmiegen, reihen sich milchig trübe Eisrandstauseen – auf der einen Seite von einem senkrechten Eisabbruch, auf der anderen vom Berghang begrenzt (Abb. 8/5). An solchen Stellen sind die Wallsysteme des Eisrandes unterbrochen. Wo sich das Eis von den Moränenwällen ein Stück weit zurückgezogen hat, bilden sich zwischen Wall und Gletscher ebenfalls Eisrandstauseen, deren Überlauf bei Hochwasser den Wall anerodiert. Zuweilen liegen solche Seen wenigstens zu einem Teil auf dem Eisrand selbst, denn immer wieder schauen grünliche Eisinseln aus dem Wasser (Abb. 8/4, 6). Diese trüben Seen werden im wesentlichen mit feinsandig-schluffigem Material verfüllt und sind völlig frei von Ufervegetationen.

Auf langen Strecken werden die Moränenwälle an ihren Außenseiten von reißenden

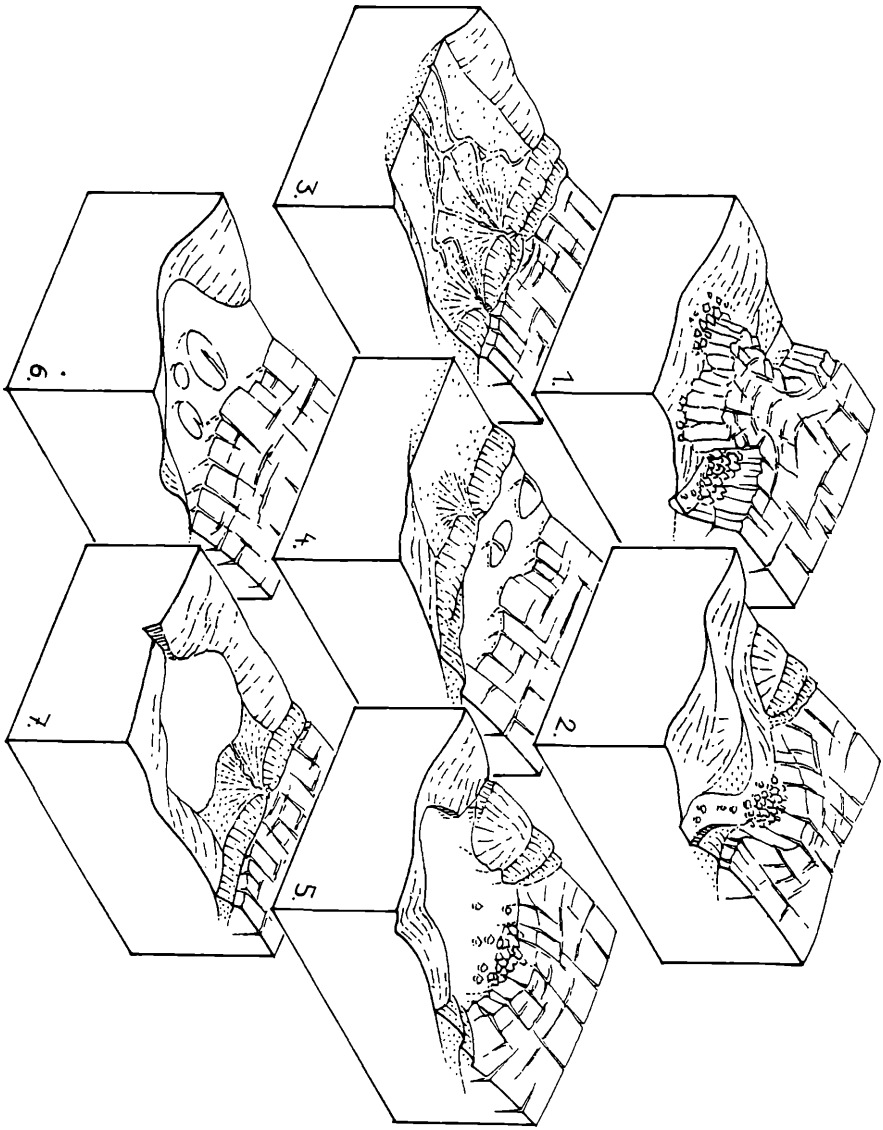


Abb. 8: Typen von Eisrändern am Rand des Inlandeises in Westgrönland. Erläuterung im Text. Aus SCHOLZ (1984).

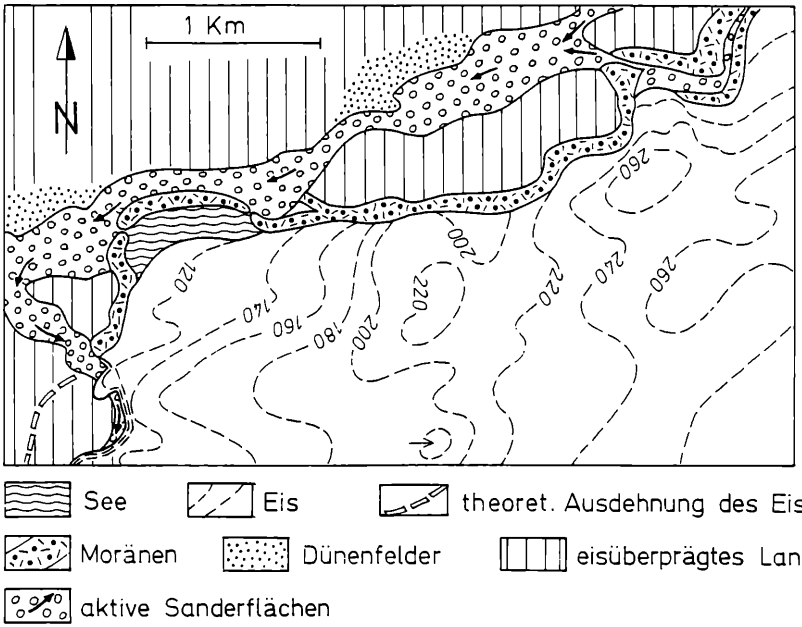


Abb. 9: Rand des Inlandeises mit Eisrandstausee und Eisrandstromrinne in Westgrönland am Ende des Sandflugtdals bei Søndre Strømfjord (Ausschnitt von Abb. 6). Der Verlauf der Endmoräne zeigt kaum einen Zusammenhang mit dem Auf und Ab der Eisoberfläche. Am linken Bildrand verschwindet der Schmelzwasserfluß in Tunnelsystemen unter dem Eis. Hier wird das Eis vom Wasser so kräftig anerodiert, daß es am Weiterfließen gehindert wird. Gezeichnet auf der Grundlage eines Luftbild-Paares (Geodaetisk Institut 1968) und eigenen Beobachtungen.

Flußläufen begleitet, die Schmelzwasser führen und die Flanken der breiten Gletscherzungen entwässern. Sie fließen so lange am Eisrand entlang, bis die Morphologie es ihnen erlaubt, den Gletscher endgültig zu verlassen. Dort, wo diese Eisrandstromrinnen vom Relief zum Gletscher hin abgedrängt werden, bildet sich oft gar kein Moränenwall, und das eine Flußufer besteht aus Eis. Ab und zu wird an solchen Stellen noch der Gletscher selbst vom Wasser kräftig anerodiert (Abb. 8/2). Krachend stürzen hier immer wieder Teile der oft mehr als 50 m hohen Eiswände in den Fluß und treiben als tonnenschwere Blöcke davon. Manchmal gelingt es den Wassermassen einer Eisrandstromrinne sogar unter dem Eis zu verschwinden und auf einer Strecke von mehreren hundert Metern in subglazialen Tunnelsystemen dahinzufließen (Abb. 8/1). Der den Fluß an solchen Stellen in breiter Front überbrückende Gletscher scheint zuweilen im Bereich des Tunnels seiner Grundmoräne beraubt zu werden und hinterläßt an seinem Ende kaum Ablagerungen (Abb. 9). Besonders bemerkenswert ist die Tatsache, daß der Rand des Gletschers keineswegs immer mit dem Auf und Ab des Reliefs vor- und zurückspringt, wie es bei Rekonstruktionen eiszeitlicher Rückzugsstadien vielfach vereinfachend angenommen wird. Bei den breiten

Eiszungen Westgrönlands ist der Verlauf des Eisrandes in der senkrechten Projektion vielmehr oft weitgehend geradlinig, während er tatsächlich an die hundert Meter auf- und absteigt (Abb. 9). Der Gletscher hängt also entlang seines Außenrandes in Depressionen durch, während er sich auf benachbarte Höhenrücken aufschieben kann. Es scheint, daß man aufgrund solcher Beobachtungen wesentlich vorsichtiger mit der Rekonstruktion von Rückzugsstadien pleistozäner Gletscher sein muß.

Auch die synchrone Entstehung eines scheinbar durchlaufenden Wallsystems muß keineswegs gegeben sein. In Westgrönland läßt sich beobachten, daß Teile eines Walles vom dort liegenden Eisrand aktiv geformt werden, während benachbarte Abschnitte desselben Walles über 100 m vom Gletscherende entfernt liegen. Progressive und regressive Gletscher-Wall-Kontakte wechseln längs des Eisrandes ständig miteinander ab. Es scheint, als ob wir es hier mit differenziellen Eisbewegungen zu tun hätten – Oszillationen des Eisrandes, die sich an verschiedenen Stellen zu verschiedenen Zeiten mit unterschiedlicher Intensität auswirken.

Diese differenziellen Bewegungen des Inlandeises lassen sich an verschiedenen Stellen des grönländischen Inlandeises nachweisen. Bisweilen können sie sogar Formen von katastrophalen Gletschervorstößen (surges) annehmen (WILHELM, 1975), bei denen einzelne Zungen mit Hilfe subglazialer gespannter Schmelzwässer und unter Auflockerung ihres Gefüges kurzfristig weit über ihre scheinbar stabilen Randlagen hinaus vorstoßen, ohne daß auch benachbarte Teile des Inlandeises davon betroffen wären. So läßt sich ein Hinweis bei BAK (1983) in diesem Sinne interpretieren, der angibt, daß eine „ungewöhnlich gewaltige Kalbung" des Qoroq Sermiat, einer Zunge des Inlandeises östlich von Narssarssuaq in Südgrönland, im August 1971 innerhalb eines Tages derart gewaltige Mengen von Eis in den Qoroq-Fjord vorschob, daß Gemüsepflanzungen der mehr als 20 km weiter im SE lebenden Grönländer erfroren sind. Auch der riesige Jakobshavns Isbrae am Ostrand der Diskobucht in Westgrönland scheint zu solchen Ausbrüchen zu neigen (frdl. mdl. Mitt. von Dr. Engelhardt/Münster). Es wäre durchaus denkbar, daß auch Gletscher des oben beschriebenen Gebietes in Westgrönland solche Ausbrüche haben können; nur liegen darüber keine Nachrichten vor, da ihre Umgebung nicht besiedelt ist.

Mit derartigen Gletscherausbrüchen ließen sich u.U. auch die da und dort nachweisbaren Jungmoränenreste erklären, die oft weit außerhalb der Randlagen des Iller- und Lechgletschers im Alpenvorland zu finden sind („Supermaximalstände", Abb. 10). Mit normalen Gletschervorstößen lassen sich diese Bildungen kaum erklären. So zeigen die tiefgründig verwitterten Rißmoränen des Illergletschers bei Dezion, nordwestlich von Wiggensbach, keinerlei Spuren einer späteren Eisüberfahrung, obwohl ihnen hier – mehr als 1 km westlich der würmeiszeitlichen Randlagen – Kuppen aus frischen Geschiebelehmen aufsitzen. Auch die zweifelsfreien Jungmoränenreste bei Oberkürnach im Kürnachtal lassen sich keinesfalls durch einen würmeiszeitlichen Eishöchststand erklären, denn am Hang des Blenders bei Wegscheidel sind in Höhe der hierfür zu fordernden Eisoberkante nur rißeiszeitliche Randmoränen mit einer mächtigen Verwitterungsdecke anzutreffen (Abb. 11). In beiden Fällen könnten die hier vorkommenden jungpleistozänen Ablagerungen von kurzfristigen Ausbrüchen eines Abschnittes des Illergletschers herstammen, deren erosive Kraft nicht ausgereicht hat, um den älteren Untergrund nachhaltig zu formen.

Viele Beobachtungen, die man an den aktiven Eisrändern Westgrönlands machen kann, lassen sich auf die eiszeitlichen End- und Rückzugsmoränenwälle Oberschwabens übertragen. Hier wie dort tritt der Anteil schluffigbindigen Materials am Aufbau der Wälle zugunsten mehr oder weniger gut sortierter Kiese in den Hintergrund. So bestehen die Wallsysteme der ersten Rückzugsstaffeln im Bereich des Illergletschers bei Dietmannsried zum größten Teil aus geschichteten Schmelzwasserkiesen, die durch zahlreiche Schottergruben gut erschlossen sind. Hier wie auch an

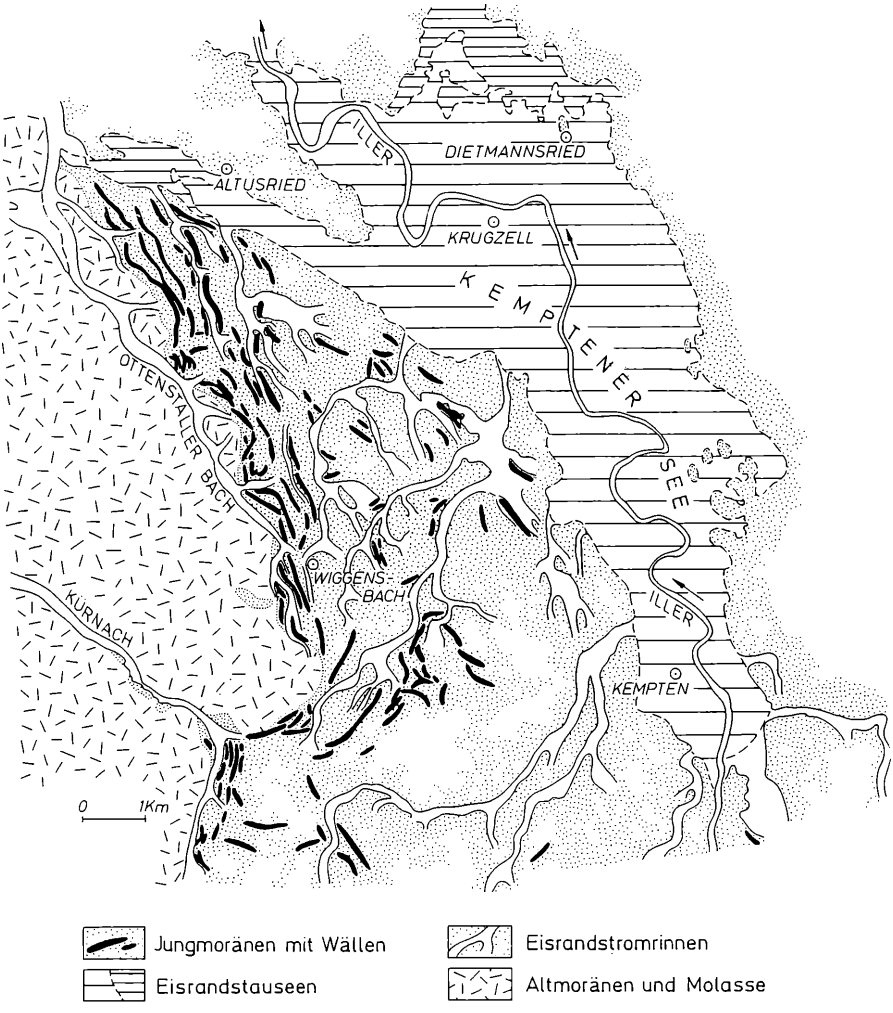


Abb. 10: Geomorphologische Karte des Westrandes des Illergletschers in der Gegend von Kempten. Deutlich zu sehen sind die nur jeweils kurz funktionierenden peripheren Rinnensysteme, die den Rand des zurückweichenden Eises nachzeichnen. Im Tal der heutigen Iller ein großer spätglazialer Eisrandstausee, dessen maximale Wasserstände eingetragen sind.

anderen Stellen im Bereich des Iller- und Lechgletschers sitzen den Wällen vielfach Kieskuppen auf, die sich als Reste kleinerer Schwemmfächer deuten lassen – von auf dem Eis fließenden Schmelzwasserbächen aufgeschüttet. Solche Vorkommen sind gleichfalls durch kleine Kiesgruben erschlossen, wie bei Heberlings nördlich von Durach, bei Hörr-

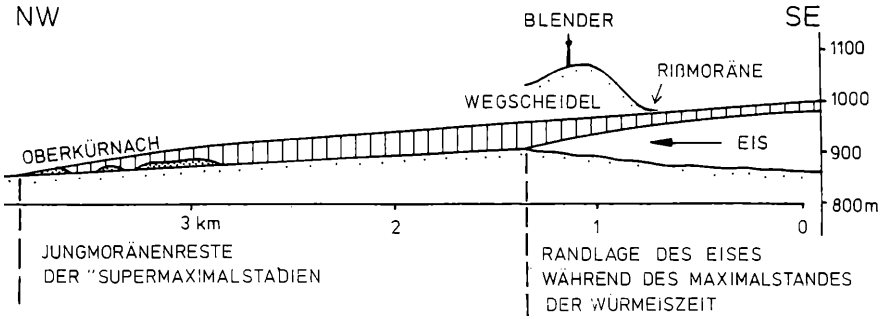


Abb. 11: Jungmoränenreste im Kürnachtal bei Oberkürnach, die keinem gewöhnlichen Eisvorstoß des Illergletschers zugeordnet werden können. Die dafür notwendige Eishöhe würde den Stand des rißeiszeitlichen Eises erreichen, wofür es aber keinerlei Belege gibt.

mann nordöstlich von Aitrang oder am Römerbühl bei Reinhardsried.

Natürlich bieten die Firste der fossilen Wälle im Allgäu heute keinen so chaotischen Anblick mehr wie die ihres rezenten Modelles in Westgrönland. Vor allem Bodenfließen dürfte dafür verantwortlich sein, daß sie heute ein zwar unruhiges, aber doch abgerundetes Relief tragen – ähnlich wie die während der letzten Jahrhunderte entstandenen Wallsysteme im weiteren Vorfeld des heute aktiven Eisrandes in Westgrönland (TEN BRINK, 1975). Hier wie dort finden sich aber trotzdem noch an vielen Stellen abflußlose Hohlformen (z.B. nordöstlich von Raiggers bei Unterthingau, oder zwischen Eschach und Wegscheidel), kleine Kuppen und eisrandparallele Erosionsrinnen (z.B. auf vielen der Endmoränenrücken zwischen Wiggensbach und Altusried), wie wir sie am Rand des Inlandeises während ihrer Entstehung beobachten können. Auffällig ist die Tatsache, daß die fossilen Wälle im Allgäu oftmals bedeutend größer sind als die rezenten in Westgrönland. Dies dürfte aber mit einem vergleichsweise größeren Geschiebereichtum der alpinen Gletscherzungen und mit ihrem bedeutend längeren Verweilen an vielen Gleichgewichtslagen zusammenhängen.

Besonders schön sind am Westrand des Illergletschers die peripheren Entwässerungssysteme entwickelt, die einzelnen Rückzugsphasen zugeordnet werden können und in vielen Fällen mit deutlichen Wallsystemen in Verbindung stehen. So war hier im Hochglazial eine Eisrandstromrinne im heutigen Tal des Ottenstaller Baches aktiv, die in der Gegend von Wiggensbach ansetzte und über Kimratshofen Richtung Legau entwässerte. Mit dem etappenweisen Rückzug des Eises entstanden immer neue, dem Eisrand folgende Rinnensysteme, die vielfach nur so lange funktionieren konnten, als sie vom Gletscher nach Süden und Südwesten zu abgedämmt wurden (ELLWANGER, 1980; HABBE, 1979). Ihr geschwungener Verlauf zeichnet noch heute die Geometrie des Eisrandes im Westteil des Illergletschers nach (Abb. 10). Ähnlich sind die Verhältnisse auch im Westteil des Lech- und Wertachgletschers. Während hier die Entwässerung im Hochglazial über Kraftisried und Günzach ins heutige Günztal und über Huttenwang und Friesenried ins heutige Mindeltal erfolgte, bildeten sich beim Eisrückzug immer neue, dem Rand des Gletschers folgende Rinnen aus, die zunächst über Unterthingau und Aitrang ins heutige Wertachtal entwässerten, später schon ab Eichenau und Engatsried dem heutigen Wertachlauf folgten (Abb. 12). Die hier genannten Eisrandstromrinnen waren – im Gegensatz zu den oben erwähnten – schon zu beachtlich breiten Sanderflächen erweitert (SCHOLZ, 1985).

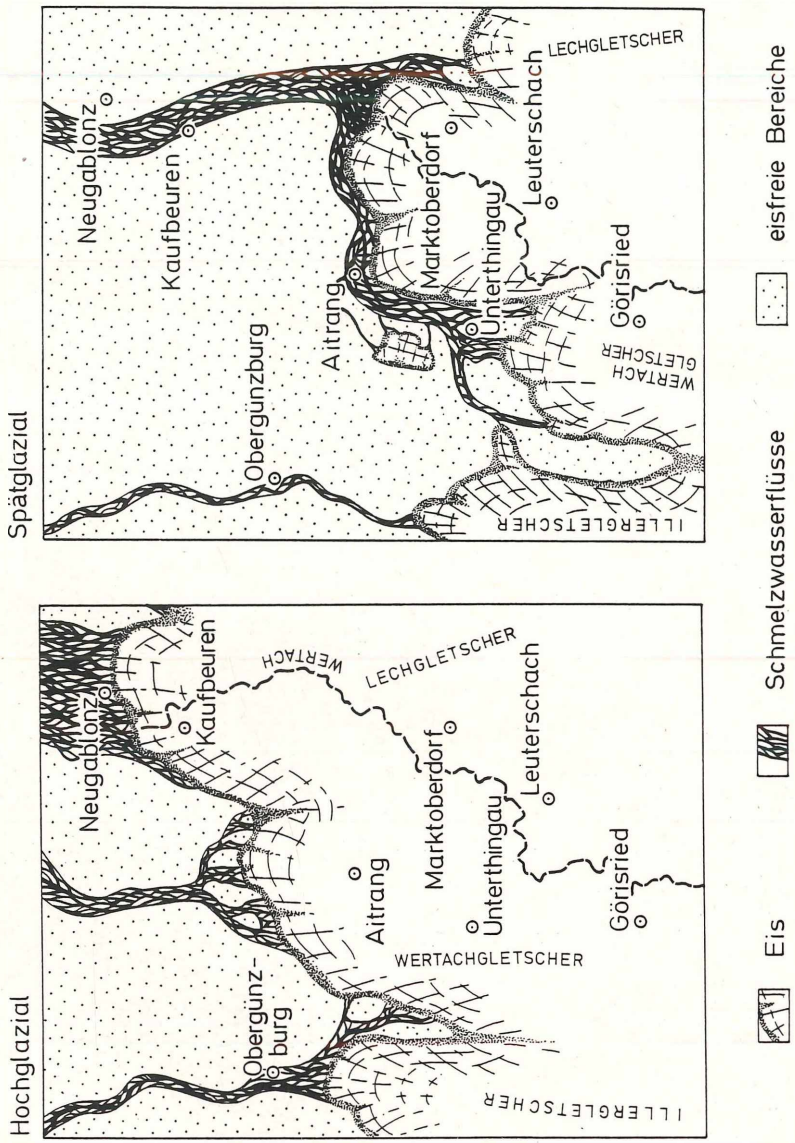


Abb. 12: Versuch der Rekonstruktion des Entwässerungssystems im Grenzbereich zwischen Iller- und Lechgletscher während des Hochglazials und beim beginnenden Eisrückzug. Der Rand des zurückweichenden Eises wird bei Aitrang von einer breiten Eisrandstromrinne begleitet. Nach SCHOLZ (1985).

Auch die Sedimentfüllungen spätglazialer Eisrandstauseen, die sich beim Eisrückzug in freigegebenen Hohlformen stauten, sind im Alpenvorland vielfach nachgewiesen worden (z.B. SCHUHMANN, 1969; BADER & JERZ, 1978). So finden sich im Allgäu etwa bei Ziegelberg, Krugzell, Kempten (Abb. 10), Wildpoldsried, Immenstadt, am Elbsee oder bei Stötten kaltzeitliche Bändertone (Warventone), deren millimeterdünne Feinschichtung den Rhythmus der Jahreszeiten widerspiegelt. Diese an manchen Stellen bis 100 m mächtigen schluffigen Seesedimente sind teilweise schon seit der Römerzeit als Töpfertone abgebaut worden und heute noch in einer Ziegeleigrube bei Depsried, westlich von Krugzell, ausgezeichnet aufgeschlossen. Zu den Südrändern der längst verfüllten Seebecken hin werden diese Ablagerungen zunehmend sandiger und gehen nicht selten in eisrandnah gebildete Schotter über (SCHOLZ & ZACHER, 1983).

Die Oberfläche des Eises

Die morphologisch relevanten Prozesse, die am Eisrand und in seinem Vorfeld ablaufen, sind einer direkten Beobachtung zugänglich und relativ gut untersucht. Anders steht es mit Vorgängen unter dem Eis, die sich einem direkten Einblick entziehen. Sie lassen sich nur mit recht aufwendigen Methoden untersuchen und sind daher an rezenten Gletschern bis heute nur unzureichend erforscht, obwohl deren Spuren – das subglazial entstandene Relief und die hier gebildeten Ablagerungen – aus den bloßliegenden Betten der eiszeitlichen Gletscher bestens bekannt sind. Diese Kenntnislücke beginnt sich erst in der jüngsten Zeit zögernd zu schließen. Zu dem hier angeschnittenen Problemkreis kann ein Grönlandreisender, der ohne entsprechende Ausrüstung unterwegs ist, keine neuen Erkenntnisse beitragen. Was er zu sehen bekommt, ist nur die Oberfläche des Eises. Deren Vielfalt an Formen und Strukturen sind zwar kaum erhaltungsfähig, doch mag eine eingehendere Beschreibung der Gletscheroberfläche des westgrönländischen Inlandeises zumindest einen Eindruck vom Aussehen der Oberfläche unserer eiszeitlichen Vorlandgletscher vermitteln.

Überwindet man die teilweise recht steilen Außenränder des Inlandeises in Westgrönland, steht man auf einer sich nach Osten hin zunehmend verflachenden, wild zerklüfteten Eislandschaft, die der zu weißlich-grünem, schmutzigen Eis erstarrten Oberfläche eines stürmischen Ozeans gleicht. Das blanke Eis, das teilweise aus zentimetergroßen Kristallen besteht, ist hier am Rand zunächst nur stellenweise sichtbar. Meist liegt es noch unter einer schmierigen Schmutzschicht verborgen, der meterhohe, zugespitzte Haufen aus sandig-kiesigem Material aufsitzen können. Diese „Schmutzhügel" (Abb. 7), die vielfach in Reihen angeordnet sind, gelten als Ergebnis einer Art Reliefumkehr (WILHELM, 1975): Das ursprünglich in Gletscherspalten eingeschwemmte Moränenmaterial schützt beim Abschmelzen des Gletschers das darunterliegende Eis und es entstehen anstelle der ehemaligen Spalten Hügelketten. Aus anderen Spalten quillt hier oft wassergesättigtes Sediment, das durch die Eisbewegung oder durch gespannte Wässer an die Oberfläche gepreßt wird. Dazwischen finden sich Gletschertische, Geröllfelder und mäandrierende Bäche, die ein Stück weit auf der Eisoberfläche dahinfließen, bis sie gurgelnd in Gletschermühlen verschwinden. Am Grunde vieler Spalten staut sich milchig trübes Schmelzwasser, oder man hört das ferne Tosen schäumender Flüsse, die unter dem Eis dahinschießen. An den Flanken vieler Spalten sind mehr oder weniger steil gegen die Bewegungsrichtung des Eises einfallende Scherflächen (GOLDTHWAIT, 1951) zu beobachten, die nicht selten ein geregeltes Korngefüge aufweisen und mit Schmutzteilchen imprägniert sein können.

Noch mehr als 140 km vom Eisrand weg nach Osten apert hier in Westgrönland die schmutzig-grünliche Eisoberfläche jeden Sommer aus dem Schnee; d.h. in diesem Streifen schmilzt mehr ab, als jedes Jahr an Niederschlägen auf den Gletscher fällt (Ablationszone, Zehrgebiet). Noch weiter nach Osten zu aber bleibt das Eis auch im Sommer unter einer dicken Schneedecke verborgen; hier fällt



Abb. 13: Auf der Oberfläche des Inlandeises im Grenzbereich zwischen Nähr- und Zehrgebiet finden sich große Schmelzwasserseen mit schwimmenden Eisdecken. Flugaufnahme aus dem Gebiet östlich von Søndre Strømfjord.

mehr Schnee, als jedes Jahr wegtauen kann (Akkumulationszone, Nährgebiet; VICTOR, 1954). Der Grenzbereich zwischen Ablations- und Akkumulationszone ist sehr vielgestaltig und bietet – vom Flugzeug aus betrachtet – ungeahnte Überraschungen.

Hier bilden sich im Sommer zahlreiche flache Schmelzwasserseen, von denen die größten mehrere Kilometer Durchmesser erreichen können. Jede Nacht frieren sie – auch im Sommer – zu, am Tag tauen sie von den Rändern her wieder auf und haben dann einen Teil des Tages ein ringförmiges Aussehen: Ein Streifen blaugrünes Wasser schließt sich um eine weiße, schwimmende Eisdecke (Abb. 13). Viele dieser Seen sind durch Bäche und Flüsse miteinander verbunden, die – trotz der Armut des Grönländischen Inlandeises an Geschiebematerial – stellenweise schmutzige Deltas in die Seen vorbauen. Viele große Flußsysteme lassen sich weit über die hier noch spaltenarme Eishochfläche nach Westen verfolgen, bis sie schließlich in der spaltenreicheren Randzone verschwinden und an der Gletscherbasis weiterfließen.

Viele der hier beobachteten Phänomene wären wohl auch auf der Oberfläche der breiten oberschwäbischen Gletscherzungen zu sehen gewesen, auch wenn hierfür der direkte Nachweis fehlt. Allerdings war hier die Eisoberfläche sicher schmutziger, die Flüsse waren geschiebereicher und die Seen trüber, denn von den Flanken der Gebirge, die die eiszeitlichen Gletscher überragten, sind gewiß große Schuttmassen auf das Eis gelangt.

Da die Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationszone im eiszeitlichen Allgäu zwischen 1100 und 1200 m lag (HANTKE, 1978), war wohl auch noch ein teil der breiten Vorlandgletscher ganzjährig unter dem

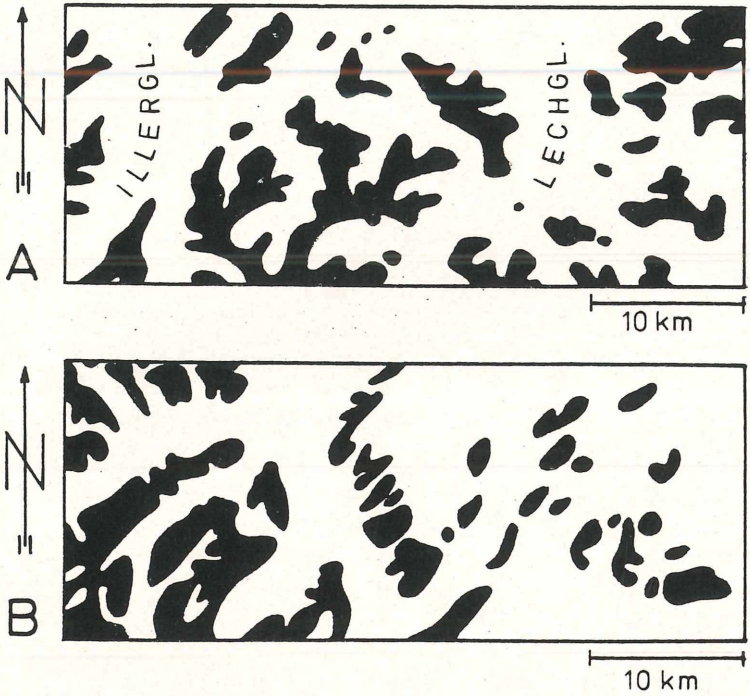


Abb. 14: Große Ähnlichkeit zwischen heutigen Nunatak-Gebieten in Ostgrönland, östlich des Kangerdlugssuaq (B, nach DEER, 1976, umgezeichnet) und den Nunatakkern der hochglazialen Allgäuer Alpen (A, umgezeichnet nach WEINHARDT, 1973). Die eisfreien Teile sind schwarz, das Eisstromnetz dazwischen weiß gezeichnet.

Schnee verborgen. Das blanke Eis dürfte erst von Martinszell bzw. von Geratsried an nach Norden im Sommer herausgeschaut haben. Südlich davon gehörte die Eisoberfläche der Vorlandgletscher wie die des Eisstromnetzes innerhalb der Alpen noch zum Nährgebiet und dürfte auch in den Sommermonaten tief verschneit gewesen sein.

Wollen wir uns auch ein Bild über die Allgäuer Alpen selbst im Hochglazial machen, müssen wir das westgrönländische Modell verlassen, denn kein Gebirge, sondern eine bis 3000 m hoch aufsteigende gewaltige Eiskuppel liegt im Hinterland der Eiszungen Westgrönlands. Jenseits der Eisscheide aber, an der Ostküste Grönlands, finden wir einen Gebirgszug, der als Vergleich dienen mag. Nördlich von Angmagssalik, zwischen dem Sermilikfjord und dem Scorsby Sund, steigt das ostgrönländische Küstengebirge bis zu Höhen von 3700 m auf. Die hier im wesentlichen aus präkambrischem Kristallin und alttertiären Vulkaniten bestehenden, schroffen Bergketten sind größtenteils in einem Eisstromnetz ertrunken, das zu einem Teil vom Inlandeis genährt wird, zusätzlich aber starke Zuschüsse von lokalen Gletschern erhält (Abb. 14, 15). Aus der ganzjährig tief verschneiten Eisoberfläche ragen hier übersteilte Firnkämme mit messerscharfen Graten (Tinde, Nunatakker), deren eiserfüllte Kare das Eisstromnetz nähren. Zwischen den Bergket-

ten zwängen sich riesige Gletscherströme hindurch, deren rissige, aber tief verschneite Oberflächen manchmal mehr als 2000 m über dem felsigen Gletscherbett liegen. Nach Osten zu dacht sich das Eis allmählich ab. Da diesem Gebirge ein Vorland fehlt, auf dem sich die Gletscher ausbreiten könnten, schiebt sich das Eis an zahllosen Stellen der Ostküste direkt ins Meer und gebiert die Eisberge, die mit dem eiskalten Ostgrönlandstrom nach S driften und zuweilen der Schiffahrt im Nordatlantik gefährlich werden. Nach Westen zu aber klettert das Eis die Bergflanken immer höher hinauf, bis auch die höchsten Spitzen im Panzer des Inlandeises verschwunden sind.

Literatur

BACHMANN, F. (1966): Fossile Srukturböden und Eiskeile auf jungpleistocänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland. – Diss. Univ. Zürich; Zürich

BADER, K. & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseetal (Oberes Allgäu). – Geol. Jb., **A 46:** 25–45; Hannover

BAK, O. (1983): Igaliko – fra bispesaede til fåreholderbygd. – Narssaq (Museumsudvalget i Narssaq)

BLUCK, B. J. (1979): Structure of coarse grained braided stream alluvium. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, **70:** 181–221; Edinburgh

BØCHER, T. W. (1959): Floristic and ecological studies in Middle West Greenland. – Meddr Grønland, **156** (5); Kopenhagen

BØCHER, T. W., HOLMEN, K. & JAKOBSEN, K. (1968): The Flora of Greenland. – Kopenhagen (Haase)

BOOTHROYD, J. C. & ASHLEY, G. M. (1975): Processes, bar morphology and structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. – In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. ed. (1975): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation, Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., **23:** 193–222; Tulsa

DEER, W. A. (1976): Tertiary igneous rocks between Scoresby Sund and Kap Gustav Holm, East Greenland. – In: ESCHER, A. & WATT, W. S. ed. (1976): Geology of Greenland, 404–428; Kopenhagen (Grønlands Geol. Unders.)

ELLWANGER, D. (1980): Rückzugsphasen des würmeiszeitlichen Illergletschers. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., **76:** 93–126; Stuttgart



Abb. 15: Ähnlich wie die Küstengebirge Ostgrönlands mögen die im Eis ertrunkenen Allgäuer Alpen während der letzten Eiszeit ausgesehen haben. Flugaufnahme aus dem Gebiet nördlich von Angmagssalik.

FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. – Erdkunde, **7:** 266–275; Bonn
FRENZEL, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. – In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. ed. (1980): Das Klima, 45–63; Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
GEORGI, J. (1939): Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkung auf die Umgebung. – Abh. Nat. Ver. Bremen, **31** (2–3): 408–467; Bremen
GERMAN, R. (1971): Die wichtigsten Sedimente am Rande des Eises. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **138** (1): 1–14; Stuttgart
GOLDTHWAIT, R. P. (1951): Development of End Moraines in East-Central Baffin Island. – Jour. Geol., **59** (6): 567–577; Chicago

GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. – Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, **22:** 145–249; Hamburg
– (1979): Glazigene Press-Schuppen, frontal und lateral. – In: SCHLÜCHTER, C. ed. (1979): Moraines and Varves, 157–166; Rotterdam (Balkema)
HABBE, K. A. (1979): Considerations on the relations between landforms, sediments and genesis of ice margins of the Würm Maximum. – In: SCHLÜCHTER, C. ed. (1979): Moraines and Varves, 121–126; Rotterdam (Balkema)
HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter, Bd. 1. – Thun (Ott)

HOBBS, W. (1931): Loess, Pebble Beds and Boulders from Glacial Outwash of the Greenland Continental Glacier. – In: KING, C. A. M. ed. (1976): Periglacial Processes, Benchmark Papers in Geology, **27:** 372–376; Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross)
HERTZ, O. (1977): Ikerasârssuk, en boplads i Vestgrønland. – Kopenhagen (Nasjonalmuseet)
IRVING, L. (1972): Arctic Life of Birds and Mammals. – In: Zoophysiology and Ecology, **2;** Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
JAKOBSEN, K. (1935): Graesige samfund, stepper, økologi og udbredelse. – In: Grønland og Faerøerne, Danmarks Natur, **10:** 359–365; Kopenhagen (Politiken)
JERZ, H. & WAGNER, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7927 Amendingen. – München (Bayer. Geol. L.-Amt)

KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. – Eiszeitalter und Gegenwart, **11:** 121–141; Oehringen
KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglazials. – Bochumer Geographische Arbeiten, **35;** Bochum
PIAGET, A. (1980): Einige Gedanken über das Wetter während der Eiszeiten. – In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. ed. (1980): Das Klima, 108–113; Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
PUTNINS, P. (1970): The Climate of Greenland. – In: LANDSBERG, H. E. ed. (1970): World Survey of Climatology, **14:** 3–122; New York (Oroy)
RABASSA, J., RUBULIS, S. & SUAREZ, J. (1979): Rate of formation and sedimentology of (1976–1978) push-moraines, Firas Glacier, Mont Tronador (41° 10'S; 71° 53'W), Argentinia. – In: SCHLÜCHTER, C. ed. (1979): Moraines and Varves, 65–79; Rotterdam (Balkema)
SCHOLZ, H. (1984): Westgrönland – ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland. – Natur und Museum, **114:** 89–103; Frankfurt a.M.
– (1985): Geologischer Aufbau und Landschaftsgeschichte von Unterthingau und seiner Umgebung. – In: KOHLER, E. ed. (1985): 500 Jahre Markt Unterthingau; Kempten (AZ-Verlag)
SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1983): Quartär und Molasse östlich von Kempten (Exkursion A am 5. April 1983). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **65:** 17–23; Stuttgart
SCHOLZ, U. (1979): Elefantenreste aus pleistozänen Ablagerungen in und um Kempten, ausgestellt im Museum Zumsteinhaus. – Mitt. Naturwiss. Arbeitskr. Kempten, **23** (1–2): 19–24; Kempten
SCHUHMANN, W. (1969): Geochronologische Studien in Oberbayern auf der Grundlage von Bändertonen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **134;** München
STÄBLEIN, G. (1975): Eisrandlagen und Küstenentwicklung in Westgrönland. – Z. dt. Ges. für Polarforschung, **45** (2): 71–86; Münster
– (1977 a): Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland. – Abh. Akad. Wiss. in Göttingen, **31:** 18–33; Göttingen
– (1977 b): Rezente Morphodynamik und Vorzeitreliefinfluenz bei Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. – Z. Geomorph., N. F., Suppl., **28:** 181–199; Berlin
TEN BRINK, N. W. (1975): Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbon-dated moraines in West Greenland. – Meddr Grønland, **201** (4): 9–28; Kopenhagen
TODTMANN, E. M. (1960): Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). – Abh. Auslandskunde Univ. Hamburg, **65,** C (19); Hamburg
VIBE, C. (1975): Livsmulighedene i Grønland. – In: Grønland og Faerøerne, Danmarks Natur, **10:** 399–420; Kopenhagen
VICTOR, P.-E. (1954): Géographie Glaciaire du Groenland. – Kopenhagen (Geodaetisk Institut)
WASHBURN, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. – London (Edward Arnold)
WEIDICK, A. (1963): Some Glacial Features at the Inland Ice Margin South of Sdr. Strømfjord. – Mddr dansk geol. Foren., **15;** Kopenhagen
– (1972): Holocene shore lines and glacial stages in Greenland – an attempt at correlation. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **41;** Kopenhagen
– (1976): Glaciation and the Quaternary of Greenland. – In: ESCHER, A. & WATT, W. S. ed. (1976): Geology of Greenland, 432–458; Kopenhagen (Grønl. Geol. Unders.)
WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Fläche und Volumina. – Samml. quartärmorphologischer Studien 1, Heidelberger geogr. Arb., **38:** 158–178; Heidelberg
WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. – Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, **3** (3); Berlin, New York (de Gruyter)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des naturwiss. Vereins für Schwaben, Augsburg

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: 90

Autor(en)/Author(s): Scholz Herbert

Artikel/Article: Das Allgäu im Hochglazial - Grönland heute: ein Vergleich 2-26