©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

SCHNEELAGE UND AUSAPERUNG AN DER WALDGRENZE

The snow situation and snowmelt at timberline

Neige et fonte des neiges à la frontière sylvestre

Снежный покров и снеготаяние на границе леса

von

H. KRONFUSS

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Anschrift des Verfassers:
Dipl. Ing. H. KRONFUSS
Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien
Außenstelle für subalpine Waldforschung in Innsbruck
Rennweg 1, Hofburg A-6020 Innsbruck

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

EINLEITUNG

In jenen Höhenlagen der Alpen, in denen von Natur aus die obere Waldgrenze verläuft, (nahe unterhalb, aber auch noch etwas oberhalb dieser Grenzlinie) zieht die subalpine Gebirgsstufe den Bergflanken entlang. Wie allgemein bekannt, handelt es sich hiebei um einen biologisch definierten Höhengürtel.

Es könnte auch gelingen, für diese Vegetationsstufe über das ganze Gebirgssystem hin kennzeichnende physikalisch-klimatische Züge zu finden, d.h. diese nach oben und nach unten mittels durchgehender höhenzonal verlaufender Klima-Isolinien zu begrenzen, obwohl dieser Höhengürtel sehr verschieden hoch über dem Meeresspiegel liegt.

Vergleicht man die Klimafaktoren hier oben mit jenen der tieferen Zonen, zeigt sich zumeist eine tiefgehende Verschiedenheit ihrer einzelnen Geländestücke auf Grund der unregelmäßigen Anordnung: Erscheinungen, welche sich höher hinauf noch weiter verstärken und von H. FRIEDEL schon besprochen wurden. Die erwähnte hochgradige, aber kleinräumige Unterschiedlichkeit tritt im sogenannten Kleinklimabereich hervor, d.i. demnach der auch in vertikaler Dimension auf relativ geringen Abstand von der Bodenoberfläche beschränkte Klimabereich. Im gewöhnlichen Sinne beinhaltet nun aber der Klimabegriff lediglich physikalische Eigenheiten der Atmosphäre. Im weiteren Sinne spricht man jedoch auch von klimatischen Verhältnissen etwa im Erdinneren oder im Inneren von Gewässern. In diesem Sinne kann ebenso der Begriff Kleinklima auf oberflächennahe Boden- wie auf oberflächennahe Luftschichten bezogen werden, sodaß bereits auch die temporäre Schneedecke miteingeschlossen wäre. Diese ist nur vorübergehend als ein eigenes Medium räumlich dazwischengeschaltet.

Die biologische Bedeutung dieses Luft und Boden übergreifenden Kleinklimas ergibt sich allein schon daraus, daß es die terrestrische Biosphäre in sich einschließt, also den Raum jener Vegetation, welche ober- und unterirdisch den größten Teil der Landfläche unseres Planeten überzieht, einschließlich unserer Forstpflanzen und der dazugehörigen tierischen Bewohner. Somit muß auch der hier näher zu behandelnden Schneedecke, soweit eine solche auftritt, größte ökologische Wirksamkeit zuerkannt werden und zwar ebenso in ihren räumlichen und zeitlichen Abmessungen wie auch in ihren inneren physikalischen Zuständen und Einflüssen auf die anliegenden Luft- und Bodenschichten. Das gilt im besonderen Maße für die Hochlagen, aber auch schon für Lagen der subalpinen Stufe.

In vorliegenden Ausführungen geht es aber nicht sosehr um die erwähnte unmittelbar ökologische Rolle des Hochlagenschnees für die subalpinen Forst- und Feldpflanzen. Diese ist im wissenschaftlichen Schrifttum ohnedies sehr eingehend gewürdigt worden. Hier

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

soll vielmehr eine nicht minder wichtige indirekte Funktion des Schneeabsatzes besprochen werden. Wenn wir nämlich unserer Aufgabe, wissenschaftliche Unterlagen für Hochlagenaufforstung zu liefern, hinreichend gerecht werden wollen, müssen wir u.a. instand gesetzt werden, allseitig bestimmte subalpine Kleinklimatypen nicht nur messend gegeneinander abzugrenzen, sondern auch kartographisch aufzunehmen. Zu diesem schwierigen Ziel unserer Forschungsarbeit soll uns das Studium der subalpinen Schneelagen einen Weg aufzeigen.

I. AUF- UND ABBAU DER SCHNEEDECKE
Sichtbare Grenz- (Andauer-) Isochionen

In der subalpinen Gebirgslandschaft treten uns die Begrenzungslinien zwischen schneebedeckten und schneefreien Standorten mehr oder weniger deutlich entgegen. Dadurch wird es uns möglich, Standorte, gleichartiger Schneelageverhältnisse mittels Isolinien (Isochionen) zu verbinden und damit Standortseinheiten gleicher oder ähnlicher Schneelageverhältnisse gegeneinander abzugrenzen.

Auf- und Abbau einer zusammenhängenden winterlichen Schneedecke in unserem subalpinen Gelände unterscheiden sich grundlegend in ihren unterschiedlich gerichteten Linienzügen.

1. EINSCHNEIUNG - EINSCHNEIGRENZEN

Betrachten wir zunächst die Erscheinung des Einschneiens unserer Bergwelt, so zeigt sich, daß die Grenzlinien schneebedeckter Flächen gegen noch schneefreie Areale vorherrschend durch höhenzonale Linienführung gekennzeichnet sind. Diese horizontal gerichteten Einschneigrenzen haben die Eigenschaft, sehr schnell zu Tal vorzudringen sowie zeitlich oft beträchtlich zu variieren. Sie verlaufen über Rippen, Einhänge und Rinnen geradlinig hinweg.

2. AUSAPERUNG - AUSAPERUNGSGRENZEN

Wenn wir hingegen die Ausaperungserscheinungen einer näheren Betrachtung unterziehen, fällt auf, daß nur das Relief (lediglich Klein- bzw. Kleinstrelief) den Ausaperungs-Isolinien charakteristische, gesetzmäßige Züge verleiht: ein Umstand, der für unsere weiteren Überlegungen insoferne von größter Bedeutung ist, als das Arbeitsgebiet der Hochlagenaufforstungen in diesen genannten Reliefformen liegt. Klein- und Mittelrelief sind maßgebend für die Verteilung des Schnees und prägen dadurch den nächsten Le-

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

bensraum der Pflanzen. Reliefangepaßte Konfigurationen der Isolinien zeigen sich hier nicht nur im Verlauf der nachwinterlichen Ablationsperiode, sondern bereits beim Abschmelzen einer gering mächtigen Neuschneedecke innerhalb weniger Tage.

Die Ausaperung findet ihren sichtbaren Ausdruck in der allbekannten "Schneefleckenlandschaft". Diese kommt dadurch zustande, daß im Gesamtrelief Standorte mit Konvex-Flächen (Scheitellinien), d. s. Geländeaufwölbungen, Grate, Kämme und Rippenlagen, standortsbedingt früher aper werden als Standorte mit Konkav-Flächen (Tiefenlinien), d. s. Geländeeinwalmungen, Mulden, Gräben, Rinnenlagen u. dgl., weil erstere primär den Angriffen der abbauenden Kräfte (Wind, Temperatur, Strahlung) ausgesetzt sind. Die Ausaperungs-Isochionen sind daher räumlich sehr variabel bei k l e i n z o n a l e r L i n i e n f ü h r u n g, sie steigen nur langsam bergan und sind - wie schon erwähnt kleinreliefgeprägt.

Groß- und Größtrelief beeinflussen vorwiegend als meteorologische Raumbegriffe die niederschlagbringenden Gradientwinde und wirken sich somit primär auf den Schneemengen e i n f a l l, jedoch erst sekundär auf den Schneemengen a b s a t z aus. Bei Betrachtung der Schneelageverhältnisse im G r o ß r e l i e f bleiben wir noch in einem rein aerologischen Bereich, der für unsere kleinklimatisch-ökologische Zweckforschung vorerst bloß geringe Bedeutung besitzt.

Einige Beispiele, getrennt nach G r o ß - und K l e i n relieformen, welchen also hinsichtlich der Schneelageverhältnisse unverkennbar grundverschiedene Effekte zukommen, möchten die Methoden der Aufzeichnung der im Gelände sichtbaren Isolinien umreißen.

3. DIE SCHNEEDECKENANDAUER

Einschneiungs- und Ausaperungsdatum grenzen bekanntlich jeweils jenen Zeitraum ab, den wir als Schneedeckenandauer bezeichnen. Diese stellt ein wichtiges ökologisches Kriterium dar, da sie mitbestimmend ist für die Länge der Vegetationszeit und somit für die klimatisch bedingten Grenzlinien des alpinen Baumwuchses (klimatische Wald- und Baumgrenze).

Für meteorologische Erfordernisse genügen zwar zur Ermittlung der Schneedeckenandauer sowie der Schneehöhe die lokalen Standschneepegelmessungen, wie sie auch im gesamten Bundesgebiet durchgeführt werden, für den Ökologen aber besagen dieselben nicht viel.

Das hydrographische Büro in Wien richtete bereits im Jahre 1894 einen Schneebeobachtungsdienst ein, der in den Alpen und Voralpen der damaligen Österreich-Ungarischen Monarchie bis zum Jahre 1918 400 Stationen umfaßte. Nach dem Stande von 1963 bestehen in Österreich 698 Schneepegelstationen (lt. mündl. Mitt. durch Dipl.-Ing. SCHAUB, Wien).

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Auch durch einfache Beobachtung und das Festhalten der Zeitdaten über Einschneiung und Ausaperung mit den entsprechenden Höhenkoten erscheinen die Schneedeckenandauerverhältnisse in meteorologischer Sicht ausreichend charakterisiert.

3.1) Temporäre Schneegrenzen im Großrelief

Zur Festlegung von temporären Einschneiungs- und Ausaperungsgrenzen müssen größere Gebietsabschnitte herangezogen werden, um einen mittleren Linienverlauf herausfinden zu können. Hiezu wird das jahreszeitlich bedingte Auf- und Abwärtswandern der unteren Grenze der zusammenhängenden Schneedecke Jahr für Jahr beobachtet und nach Höhenlage und Datum festgehalten. Aus diesen Daten ergibt sich die meteorologische Schneedeckenandauer.

Die ältesten wissenschaftlichen Beobachtungen über temporäre Schneegrenzen gehen auf das Jahr 1821 zurück und wurden auf dem 2500 m hohen Säntis in der Nordost-Schweiz von DENZLER durchgeführt.

In der Zeit von 1863 1878 führte F. v. KERNER seine klassischen Untersuchungen über temporäre Schneegrenzen im mittleren Inntal Tirols durch und leitete daraus mittlere Termine der Einschneiung und Ausaperung ab (Abb. 1).

Die Mächtigkeit einer Schneedecke und damit ihre Andauer variiert je nach Seehöhe und Relieflage und zwar durch die Lage im Groß- wie im Kleinrelief. Charakteristisch für die Länge der Schneedeckenandauer ist, daß keiner dieser beiden Faktoren für sich allein maßgebend ist, sondern daß beide zusammenwirken, wobei sie sich in ihrer Wirkung unterstützen oder aber abschwächen können.

Es sei noch hinzugefügt, daß die Grundvoraussetzung für die Bildung einer Schneedecke überhaupt das Fallen von ergiebigen Niederschlägen ist, wobei die Temperaturen längere Zeit unter dem Gefrierpunkt liegen müssen, ein Postulat, welches an der Waldgrenze hinlänglich erfüllt wird. Die Wichtigkeit des Zusammenwirkens von Luftfeuchte und Temperatur für das Zustandekommen einer Schneedecke wird am Beispiel des Hochplateaus in Zentralasien sehr offensichtlich. Diese Gebiete bleiben auf Grund ihres trockenen Klimas trotz ihrer gewaltigen Höhen selbst bei tiefen Wintertemperaturen schneefrei.

3.2) Höhenzonale Gesetzmäßigkeiten der Schneedeckenandauer im Großrelief

In der Regel nimmt die Schneedeckenandauer mit steigender Elevation ü.d.M. zu. Dieses Faktum wurde von V. CONRAD (1896 - 1925), M. WINKLER, KOSSINA, GEIGER u.a. auf seine Gesetzmäßigkeiten untersucht. Gestützt auf langjährige Beobachtungen der

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

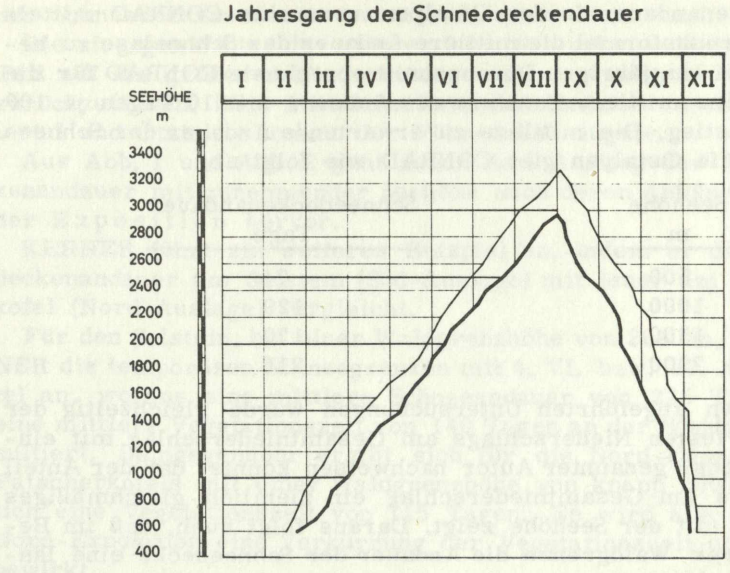

Abb. 1

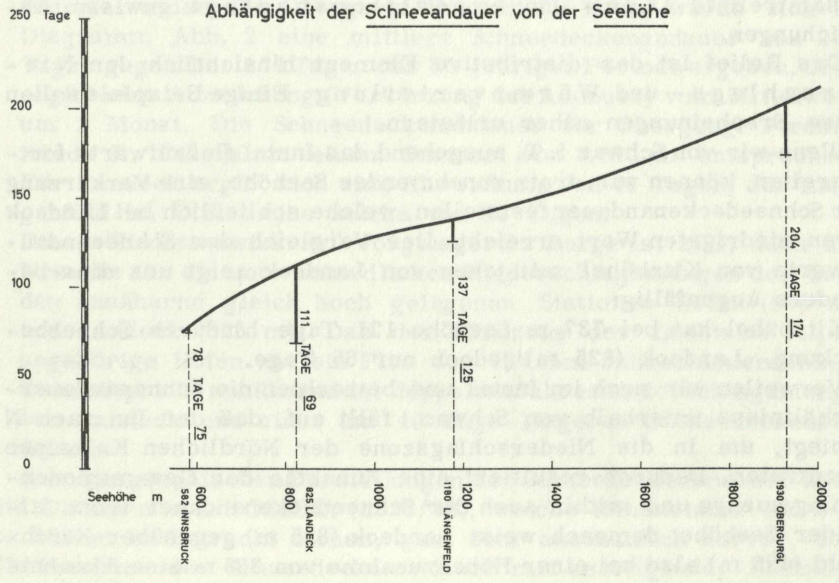

Abb. 2

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Schneedeckenandauer in den Ostalpen versuchte CONRAD mittels einer Näherungsformel die mittlere Andauer der Schneelage zu berechnen. Im langjährigen Durchschnitt errechnete CONRAD für die Ostalpen eine mittlere Zunahme der Andauer mit 10 Tagen je 100 m Höhenanstieg. Die mittlere zu erwartende Andauer der Schneedecke für die Ostalpen gibt CONRAD wie folgt an:

Seehöhe m	Schneedeckenandauer Tage
500	74
1000	129
1500	170
2000	216

Bei diesen angeführten Untersuchungen wurde gleichzeitig der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag mit einbezogen, sodaß genannter Autor nachweisen konnte, daß der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag ein ziemlich gleichmäßiges Anwachsen mit der Seehöhe zeigt. Daraus folgt auch, daß im Bereich unserer Waldgrenze die Andauer der Schneedecke eine längere sein muß.

3.3) Reliefzonale Einflüsse des Großreliefs auf die Schneedeckenandauer

Der gesetzmäßige Anstieg der Schneedeckenandauer mit zunehmender Seehöhe erfährt auf bestimmten Standorten im Rahmen des Gesamtreliefs lage- und expositionsbedingt gewisse Abweichungen.

Das Relief ist das distributive Element hinsichtlich der Niederschlags- und Wärmeverteilung. Einige Beispiele sollen diese Erscheinungen näher erläutern.

Wenn wir von Schwaz i. T. ausgehend das Inntal flußaufwärts fortschreiten, können wir, trotz zunehmender Seehöhe, eine Verkürzung der Schneedeckenandauer feststellen, welche schließlich bei Landeck ihren niedrigsten Wert erreicht. Der Vergleich der Schneeandauerwerte von Kitzbühel mit jenen von Landeck zeigt uns dies besonders augenfällig:

Kitzbühel hat bei 737 m Seehöhe 121 Tage hindurch Schneebedeckung, Landeck (825 m) jedoch nur 65 Tage.

Verweilen wir noch im Inntal und betrachten die Schneeandauerverhältnisse unterhalb von Schwaz, fällt auf, daß der Inn nach N abbiegt, um in die Niederschlagszone der Nördlichen Kalkalpen einzutreten. Dadurch resultiert eine Zunahme der Gesamtniederschlagsmenge und mithin auch der Schneedeckenandauer trotz fallender Seehöhe; demnach weist Landeck (825 m) gegenüber Kirchbichl (490 m) also bei einer Höhenzunahme von 335 m eine Abnahme

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

der Schneedeckenandauer um mehr als ein Monat auf.

Die strengen Winter des unteren Inntales sind zum überwiegenden Teil auf die größeren Niederschlagsmengen während des Winters zurückzuführen. Dem Mittelabschnitt des Inntales - zwischen Zillertal und Ötztal kommt der Föhneinfluß zugute.

Aus Abb. 1 und Abb. 2 geht neben dem Anstieg der Schneedekkenandauer mit zunehmender Seehöhe auch deren Abhängigkeit von der Exposition hervor.

KERNER führt ein weiteres Beispiel an, indem er die Schneedeckenandauer am Solstein (Süd-Auslage) mit jener am Patscherkofel (Nord-Auslage) vergleicht.

Für den Solstein, bei einer Waldgrenzhöhe von 2090 m, gibt KERNER die temporären Schneegrenzen mit 4. VI. bzw. 22. X. im Mittel an, woraus eine mittlere Schneeandauer von 225 Tagen bzw. eine mittlere Vegetationszeit von 140 Tagen an der Waldgrenze resultiert. Demgegenüber ergibt sich für die Nord-Exposition des Patscherkofels mit einer Waldgrenzhöhe von knapp 2000 m lediglich eine Vegetationszeit von 115 Tagen. Es wird also durch die Nord-Exposition eine Verkürzung der Vegetationszeit um 25 Tage bewirkt.

Die Lee-Wirkung im Großrelief ist ferner aus Abb. 2 zu ersehen. Sucht man an Hand des Diagramms entsprechend der Seehöhe für leebeeinflußte Standorte Andauerwerte auf, so ergeben sich auf Grund der Abschirmung der niederschlagbringenden Gradientwinde durch vorgelagerte Gebirgszüge nicht selten beträchtliche Abweichungen vom Mittelwert.

Beispielsweise für Obergurgl-Pirchitt (1930 m) würde sich lt. Diagramm Abb. 2 eine mittlere Schneedeckenandauer von 204 Tagen gegenüber 174 Tagen der 50-jährigen Periode ergeben. Dies ergibt eine Abweichung (Verkürzung der Andauer) vom Mittelwert um 1 Monat. Die Schneedeckenandauer für Obergurgl-Pirchitt würde lt. Diagramm einem Standort von 1650 m entsprechen. Für Landeck ergibt sich eine Abweichung von 42 Tagen, für Längenfeld im Ötztal eine solche von 12 Tagen.

Diese "Kulissenwirkung" vorgelagerter Berge ist z. B. auch die Ursache für die unterschiedlichen Niederschlagsmengen der beiden annähernd gleich hoch gelegenen Stationen Höfen (870 m) und Landeck (825 m). Das der Randzone der Lechtaler Alpen angehörige Höfen hat ein Plus von 736 mm Jahresniederschlag. Das entspricht annähernd der doppelten Jahresniederschlagsmenge von Landeck und einer um 40 Tage längeren Schneedeckenandauer.

Aus den graphischen Darstellungen der Schneedeckenandauer über die Ostalpen von KOSSINA (1937/38), welche Höhenstufen von 500 zu 500 m in Betracht ziehen, geht sehr anschaulich hervor, daß die Zunahme der Schneedeckenandauer mit ansteigender Seehöhe, wenn überhaupt, dann nicht immer im selben Ausmaß erfolgt.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Langjährige Beobachtungen haben z. B. ergeben, daß am Rande der Nördlichen Kalkalpen zw. 500 m und 1000 m ü. d. M. die Andauerzunahme rascher erfolgt als zw. 1000 m und 1500 m. In den Zentrallagen der Ostalpen erfolgt eine beträchtliche Verlängerung der Andauer über 1500 m Seehöhe, die zwischen 1500 m und 2000 m einen weiteren Anstieg erfährt.

Die Andauerzunahme beträgt für den Nordrand der Alpen im Mittel 14 Tage je 100 m Höhenanstieg. Für das Inntal bei Innsbruck vollzieht sich die Andauerzunahme langsamer; am Patscherkofel verlängert sich die Schneedeckenandauer je 100 m um 9,5 Tage. Für die Berge um das Klagenfurter Becken wurden 6,5 Tage errechnet.

Aus der längeren Schneedeckenandauer in den Nordalpen wird auch der Unterschied hinsichtlich der Höhenlage der Baumgrenze erklärlich.

In den Nordalpen liegt die Baumgrenze im Durchschnitt bei 1700 m, in den Ötztaler Alpen z. B. etwa bei 2400 m.

Die Einengung der Wachstumsvoraussetzungen für die Vegetation durch Herabdrückung der Waldgrenze ist nicht allein durch die größere Niederschlagsmenge zu erklären, sondern indirekt auch durch die damit verbundenen Folgeerscheinungen wie Temperaturabnahme und Trübungserscheinungen der Atmosphäre.

Diese Beispiele aus den Ostalpen sollten die Schneedeckenverhältnisse im meteorologischen Großrelief andeuten. In diesem Zusammenhang muß aber betont werden, daß solche Meßwerte infolge der auftretenden periodischen Schwankungen nur geeignet sind, grobe Anhaltspunkte zu liefern. Deshalb soll durch die Darstellung einer großräumigen Niederschlagskarte von H. FRIEDEL die regionale Niederschlagsverteilung im östlichen Alpenraum gesondert hervorgehoben werden (Abb. 3).

Man kann, wie H. FRIEDEL ausführt, hinsichtlich der klimatischen Meßgrößen geozonale, höhenzonale und kleinzonale Abstufungen unterscheiden, die sich im Gebirgsgelände überlagern. Von E. PRUTZER wird in vorliegendem Sammelbande außerdem gezeigt, daß die vom vektoriellen atmosphärischen Niederschlagsstrom am Boden abgesetzten Schnee- und Regenmengen je nach Lage im Kleinrelief der Gebirgshänge stark unterschiedlich sind. Die umfassenderen Niederschlagskarten eliminieren diese kleinzonalen Verteilungen durch die Aufstellung von Ombrometern in 2 m Höhe über dem Boden und durch graphischen Ausgleich beim Entwurf der Karte.

Es ist für unsere Zwecke interessant, auch die den Gebirgsketten entlanglaufenden Höhenzonen des Niederschlags auszuschalten und damit die regionale Niederschlagsverteilung im Alpenraum gesondert zu betrachten. Dies ist in dem bereits genannten, von H. FRIEDEL entworfenen Kärtchen geschehen, indem die Werte der

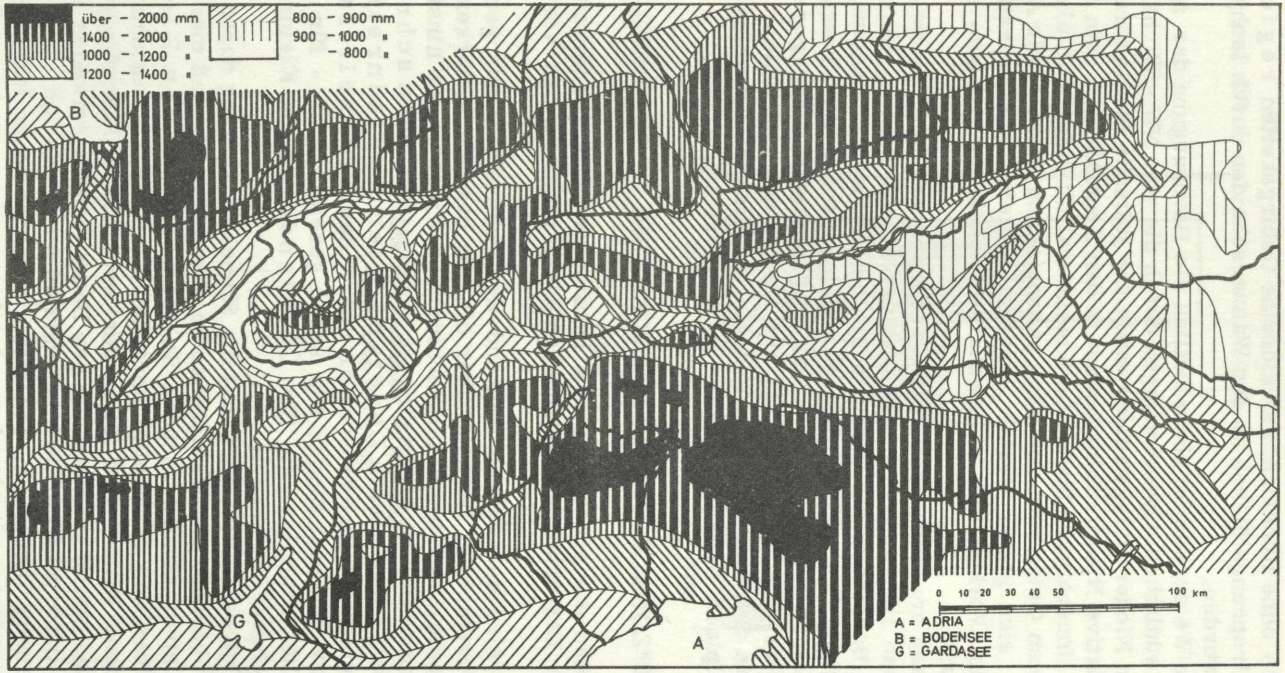

Abb. 3

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Talstationen ohne Rücksicht auf einzelne Gebirgsketten regional bis in die Ursprungstälchen an den Wasserscheiden durch Isohyeten umgrenzt wurden.

Auf diese Weise kommt übersichtlich die Bevorzugung der nördlichen und südlichen Alpenrandlagen durch die von NW - SW herankommenden Niederschlagswinde, sowie die julische Maximalregion und die relative Niederschlagsarmut in den Zentralalpen zum Ausdruck. Die inneralpine hygrische Kontinentalität zeigt sich als ein Keil, der vom Osten her aus dem pannonischen Raum in die Alpen hineinragt, sich gegen Westen verengt, zugleich aber verstärkt, was auch im Vorkommen steppenhafter Vegetation gut zum Ausdruck kommt.

Wollte man im Gegensatz dazu gesondert ersehen, in welchen Graden diese Höhenzonierung des Niederschlags sich in den verschiedenen Bereichen der Ostalpen regionalklimatisch auszuwirken vermag, wird dies als Abstufung der hygrischen Kontinentalität wohl am besten in der GAMS'schen Isepirenkarte wiedergegeben. Diese erklärt z.B., warum nicht nur im Norden und Süden, sondern auch an der Ostseite der Alpen ein randlicher Laubwaldgürtel der inneralpinen Nadelwaldregion vorgelagert ist.

4. RELIEFZONALE GESETZMÄSSIGKEITEN IM KLEINRELIEF

Hier treten die schon eingangs herausgestellten Niederschlag-Absätze im Bereiche des bodennahen Kleinklimas in den Vordergrund.

Zumeist wird der Schnee während des Schneefalls nur geringfügig windverfrachtet, hernach aber oft mit besonders starker Intensität. Bedingt durch die unterschiedliche Windwirkung hinsichtlich Richtung und Stärke ergibt sich ein Gegensatz zwischen schneearmen, weil abgeblasenen Luvstandorten des Kleinreliefs und dem relativ schneereichen Luv des Großreliefs. In diesem Sinne bedeutet dies - wie schon gezeigt wurde - für Lee im Großrelief Schneearmut, für Leestandorte im Kleinrelief hingegen Schneereichtum.

Der Einfluß des Kleinreliefs auf die Schneeumlagerung durch den Wind wird oberhalb der Waldgrenze so eindrucksvoll, daß man geradezu von einer beherrschenden Superposition des Kleinreliefs über das Großrelief sprechen kann. Dieser an das Relief gebundene Windeinfluß ist in der entwaldeten Kampfzone am stärksten und nimmt im Bereiche des Baumwuchses entweder vollständig ab oder tritt nur in abgeschwächter Form auf, weil der Wald in seinem Innenraum den Wind beruhigt sowie kleinklimatische Gegensätze weitgehend ausgleicht.

Der Wind legt im Kleinrelief die Schneemächtigkeit nach Exposition so eindeutig und differenziert fest, daß beim späteren Aus-

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

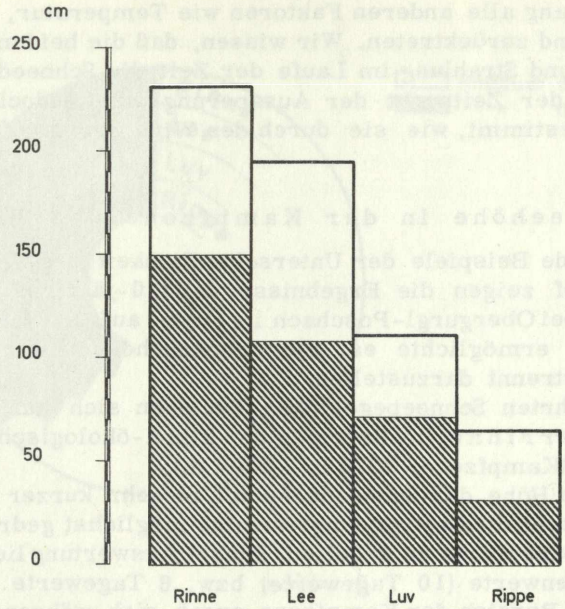

Abb. 4

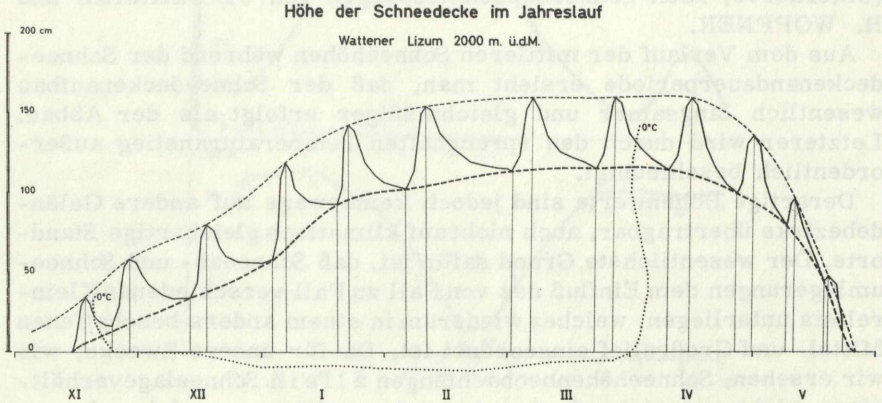

Abb. 5

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

aperungsvorgang alle anderen Faktoren wie Temperatur, Strahlung etc. weitgehend zurücktreten. Wir wissen, daß die beiden Faktoren Temperatur und Strahlung im Laufe der Zeit die Schneedecke völlig abbauen; der Zeitpunkt der Ausaperung wird jedoch von der Schneehöhe bestimmt, wie sie durch den Wind herbeigeführt worden ist.

4.1) Schneehöhe in der Kampfzone des Waldes

Nachstehende Beispiele der Unterschiedlichkeit der Schneehöhen im Kleinrelief zeigen die Ergebnisse der 10-jährigen Meßreihe (1955 - 1964) bei Obergurgl-Poschach im Ötztal auf. Die Reliefierung des Geländes ermöglichte es, die Schneehöhenverhältnisse nach Exposition getrennt darzustellen.

Die angeführten Schneepegelhöhen beziehen sich auf die sogenannte Beerrinne im Bereiche der klima-ökologischen Station Obergurgl (Kampfzone: 2070 m - 2300 m).

Da sich die Höhe der Schneedecke oft in sehr kurzer Zeit verändert, müssen die Beobachtungstermine möglichst gedrängt sein, um brauchbare Werte zu erhalten. Dieser Auswertung liegen mittlere Dekadenwerte (10 Tagewerte) bzw. 8 Tagewerte zugrunde. Für diesen Bereich der Kampfzone ergab sich während der 10-jährigen Periode eine mittlere Jahresschneehöhe von 85 cm. Das mittlere Maximum lag bei 150 cm. Bei Zugrundelegung einer Schneepegelverteilung nach der Exposition ergab sich zwischen durchschnittlicher und maximaler Schneehöhe eine Differenz von 85 % (gewogenes Mittel).

Auf einem anderen Standort (Wattener Lizum) zeigt Abb. 5 den mittleren von H. FRIEDEL schematisierten Jahresgang der Schneehöhen getrennt nach Neuschnee- (Oberkurve) und Altschneehöhen (Unterkurve) nach Schneesondenmessungen von J. BERNARD und H. WOPFNER.

Aus dem Verlauf der mittleren Schneehöhen während der Schneedeckenandauerperiode ersieht man, daß der Schneedeckenaufbau wesentlich langsamer und gleichmäßiger erfolgt als der Abbau. Letzterer wird durch den sprunghaften Temperaturanstieg außerordentlich beschleunigt.

Derartige Höhenwerte sind jedoch keineswegs auf andere Geländebezirke übertragbar, auch nicht auf klimatisch gleichartige Standorte. Der wesentlichste Grund dafür ist, daß Schneeab- und Schneeumlagerungen dem Einfluß des von Fall zu Fall verschiedenen Kleinreliefs unterliegen, welches wiederum in einem anders beschaffenen Mittel- und Großrelief eingeordnet ist. Da für unsere Zwecke, wie wir ersehen, Schneehöhenbeobachtungen allein Schneelageverhältnisse nicht ausreichend charakterisieren können, zufolge des so sehr differenzierten Kleinreliefs, können wir unsere Aufgabe nur dann bewältigen, wenn wir parallel dazu Schneeandauerermittlungen durchführen.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

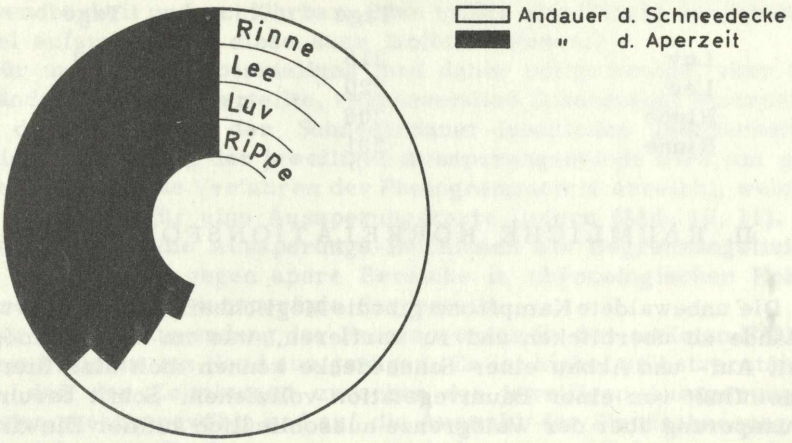

Abb. 6

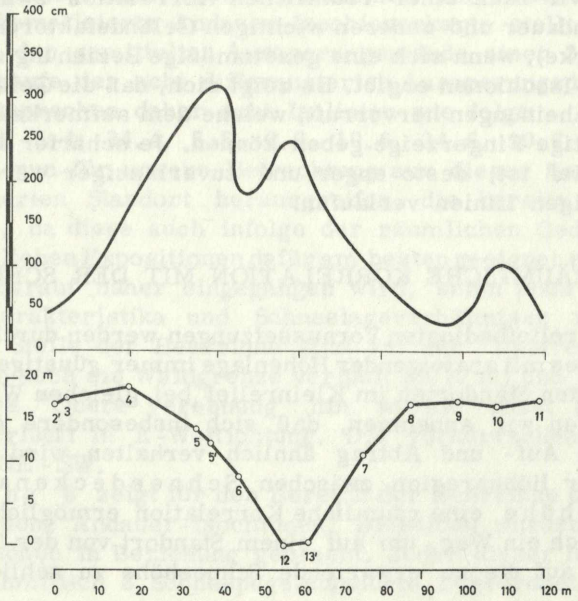

Abb. 7

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Exposition	Schneedeckenandauer Tage	Aperzeit Tage
Luv	216	149
Lee	220	145
Rippe	206	159
Rinne	231	134

II. RÄUMLICHE KORRELATIONSFORSCHUNG

Die unbewaldete Kampfzone gibt die Möglichkeit, die Ausaperungsstände zu überblicken und zu kartieren, was im Wald unmöglich ist. Auf- und Abbau einer Schneedecke können sich also hier unbeeinflußt von einer Baumvegetation vollziehen. Somit beruht die Ausaperung über der Waldgrenze ausschließlich auf der Einwirkung orographischer und klimatischer Faktoren. Ihre gegenseitigen Beziehungen kennen zu lernen muß unser Ziel sein, wenn wir Bäume über der aktuellen Waldgrenze aufforsten wollen. Wird doch gerade auf diesen exponierten Geländestücken eine Aufforstung mit einem ganzen Faktorenkomplex konfrontiert! In diesem Sinne suchen wir nach einer räumlichen Korrelation zwischen Schneedeckenandauer und anderen wichtigen Geländefaktoren (Schneehöhe, Windstärke), wenn sich eine gesetzmäßige Beziehung zu den Schneeandauer-Isochionen ergibt. Es zeigt sich, daß die Geländekonfiguration Erscheinungen hervorruft, welche dem aufmerksamen Beobachter wichtige Fingerzeige geben können. Je schärfer ausgeprägt ein Kleinrelief ist, desto enger und zuverlässiger werden diese gesetzmäßigen Linien verlaufen.

1. RÄUMLICHE KORRELATION MIT DER SCHNEEHÖHE

Diese reliefbedingten Voraussetzungen werden durch die Zunahme des Windes mit ansteigender Höhenlage immer günstiger. Bei gleichexponierten Standorten im Kleinrelief bei gleichen Windverhältnissen dürfen wir annehmen, daß sich insbesondere der Wind hinsichtlich Auf- und Abtrag ähnlich verhalten wird und demnach in dieser Höhenregion zwischen Schneedeckenandauer und Schneehöhe eine räumliche Korrelation ermöglicht. Mithin eröffnet sich ein Weg, um auf einem Standort von der Schneedeckenandauer auf die zu erwartende Schneehöhe zu schließen und umgekehrt.

Die Erkennung solcher Zusammenhänge hilft dem Praktiker sehr viel weiter. Zur Beurteilung der Schneelageverhältnisse für großflächige Aufforstungsprojekte über der Waldgrenze werden Stand-

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

schneepegelmessungen allein wegen ihrer meßtechnisch begrenzten Anwendbarkeit undurchführbar. (Man müßte eine Unzahl von Schneepegel aufstellen und diese auch laufend ablesen.)

Für unsere Aufgabenstellung sind daher nötig: wenige, aber im Gelände vorteilhaft verteilte, repräsentative Schneepegel einerseits und die Festlegung der Schneeandauer-Isochionen andererseits.

Diese Festlegung der jeweiligen Ausaperungsstände wird am genauesten durch die Verfahren der Photogrammetrie erreicht, welche die Grundlage für eine Ausaperungskarte liefern (Abb. 10, 11). In dieser werden die Ausaperungs-Isochionen als Begrenzungslinien der Schneedecke gegen apere Bereiche in chronologischer Folge während der Ablationsperiode dargestellt.

Für die Nutzanwendung der Praxis werden in den meisten Fällen Fotoaufnahmen von Hand aus genügen. Es ist hiebei selbstverständlich, daß der Zeitabstand zwischen den jeweiligen Ausaperungsständen richtig gewählt und auf die Auswahl der Standschneepegel, auf welche man die Ausaperungsstände beziehen möchte, zu achten ist.

An Hand der Andauer-Isochionenkarte des Westhanges bei Obergurgl, Abb. 10, soll nachstehendes Beispiel für den Geländebereich oberhalb der Waldgrenze eine räumliche Korrelation aufzeigen.

Die durch photogrammetrische Aufnahmen entstandene, von H. FRIEDEL schematisierte Andauer-Isochionenkarte stellt die Aufeinanderfolge der gemittelten Ausaperungsstände einer 2-jährigen Periode im Laufe der acht differenzierten Ausaperungsdaten dar. Letzteren entsprechen daher acht Isolinien wie folgt:

20.3. 5.4. 24.4. 5.5. 6.6. 19.6. 24.6. 10.7.

Wir wollen nun für unsere Betrachtung aus dieser Karte einen stark reliefierten Standort herausgreifen, die bereits genannte Beerrinne, da diese auch infolge der räumlichen Gedrängtheit der gegensätzlichen Expositionen dafür am besten geeignet erscheint. Bevor aber darauf näher eingegangen wird, seien noch kurz die örtlichen Charakteristika und Schneelageverhältnisse skizziert:

Die tiefste Stelle der Beerrinne sitzt auf der "Unteren Verebnung" auf, wo auch die Waldgrenze verläuft (2070 m) und erweitert sich gegen die "Obere Verebnung" hin, wo sie endet (2230 m). Die Rinne verläuft in E-W-Richtung. Die vorherrschende Windrichtung ist NE - SW.

Abbildung 8 zeigt für den Bereich der Beerrinne drei zeitlich verschiedene Andauer-Isochionen. Dieselben wurden nun mit ihren Schneehöhen in Beziehung gebracht. Jeder dieser Isochionen sind durchschnittlich 8 Schneepegelstandorte zugeordnet. Wo die Schneepegelstandorte mit den Isochionen nicht koinzidierten, wurden jeweils zwei nächstgelegene Pegel- bzw. Schneesondenmessungen zur Interpolation verwendet.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

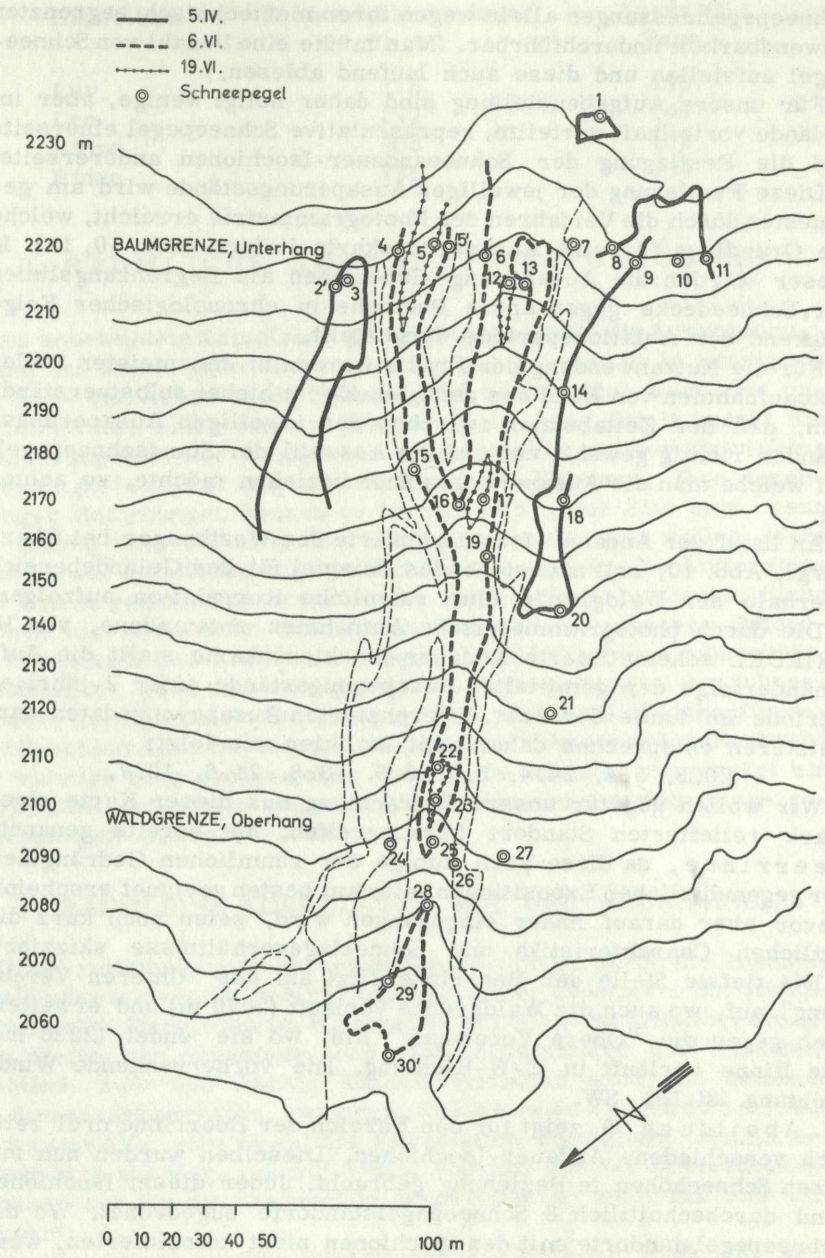

Abb. 8

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

1. Isochione mit Ausaperung am 5.4.
2. " " " " 6.6.
3. .... 19.6.

Betrachten wir nun die Isochione vom 5. 4., so erkennen wir, daß sie vorwiegend Luv- und Rippenlagen der Beerrinne umgreift. Die Isochione vom 6. 6. folgt im wesentlichen der Rinnensohle und greift bei Isohypse 2160 m in den Leebereich über, der bereits von der Wächte beeinflußt ist (4 Äste). Die Isochione vom 19. 6. umschließt die höchste Aufwölbung der Schneewächte und drei getrennte Inseln der Rinnensohle.

Diese Isochionen wurden nun mit mittleren maximalen Schneehöhen korreliert. Um möglichst ausgeglichene Schneehöhenwerte zu erhalten, wurden dafür die maximalen Schneehöhen der 10-jährigen Periode herangezogen.

Der Vergleich aller Schneehöhen, die der Isochione vom 5. 4. angehören, ergab eine größte Abweichung vom Mittel (48 cm) mit 15 cm. Die Differenz zwischen höchstem und tiefstem Pegelstand betrug 20 cm.

Bei der Isochione vom 6. 6. betrug die größte Abweichung vom Mittel (208 cm) 30 cm, die Differenz zwischen höchstem und tiefstem Pegelstand 55 cm.

Bei der Isochione vom 19. 6. betrug die größte Abweichung vom Mittel (240 cm) $\pm$ 50 cm. Die Differenz zwischen höchstem und tiefstem Pegelstand war 65 cm (Wächte).

Wir können uns auch die Frage stellen, wie müßten diese Isochionen aus ihrer Lage verschoben werden, wenn sie der größten Abweichung vom Mittelwert folgen würden?

Wenn wir unserem Beispiel eine Abweichung von $\pm$ 50 cm zugrundelegen, würde sich ergeben:
bei Isochione vom 6. 6. - eine Vertikalverschiebung von $\pm$ 3,50 m
bei Isochione vom 19. 6. - eine Vertikalverschiebung von $\pm$ 1,75 m.
Unsere Meßreihe weist hinsichtlich der Isochione vom 5. 4. eine größte Abweichung von nur $\pm$ 15 cm auf, was einer Vertikalverschiebung von 0,5 m entspricht.

Dieses Beispiel zeigt uns, daß wir es hier bei den Kriterien Schneeandauer und Schneehöhe mit einer räumlichen Korrelation zu tun haben, die geeignet ist, auch für ein vielgestaltiges standörtliches Mosaik für die Praxis durchaus genügende Schneehöhenwerte abzuleiten. Wenn man die grundverschiedenen Reliefflagen berücksichtigt, sind die erhaltenen Abweichungen erstaunlich gering. Gewiß werden sich nicht überall derart geringfügige Abweichungen ergeben, doch kann behauptet werden, daß Andauer-Isochionen als Grundlage für eine Schneehöhenkarte, selbst bei reduzierter Schneepegelzahl, dienen können. Es muß aber eine Einschränkung gemacht werden; die Anwendbarkeit einer räumlichen Korrelation ist erst ab einer bestimmten Höhenlage möglich.

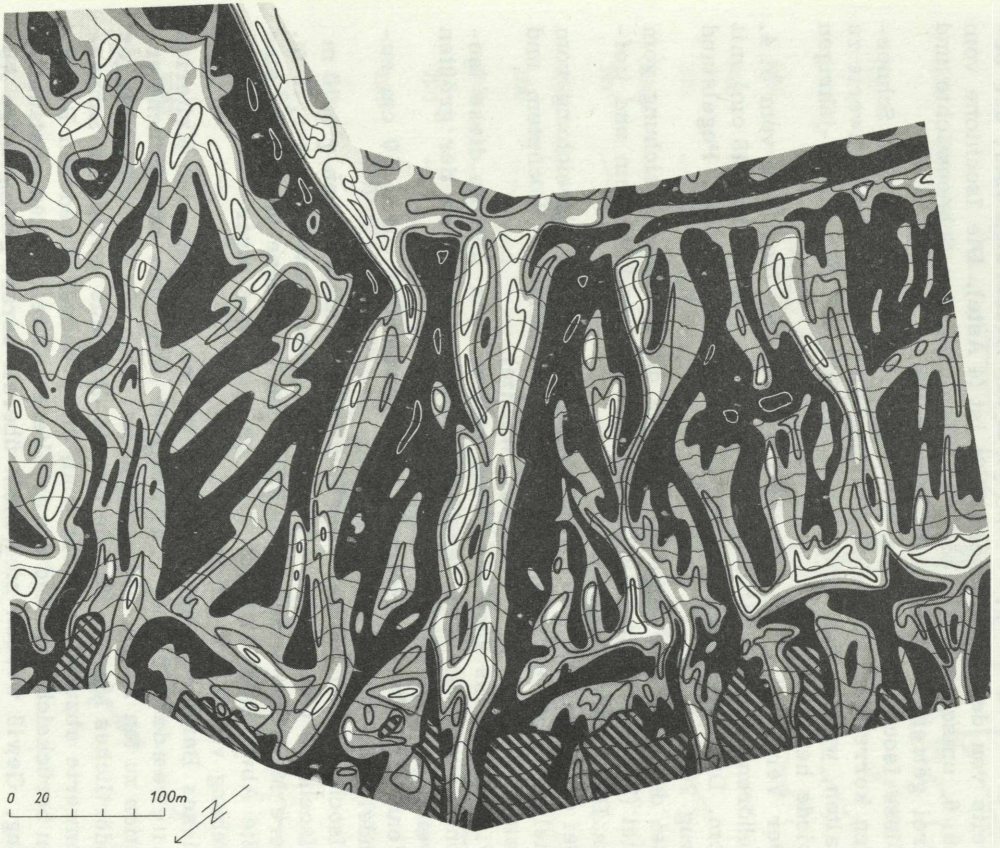

Abb. 10

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

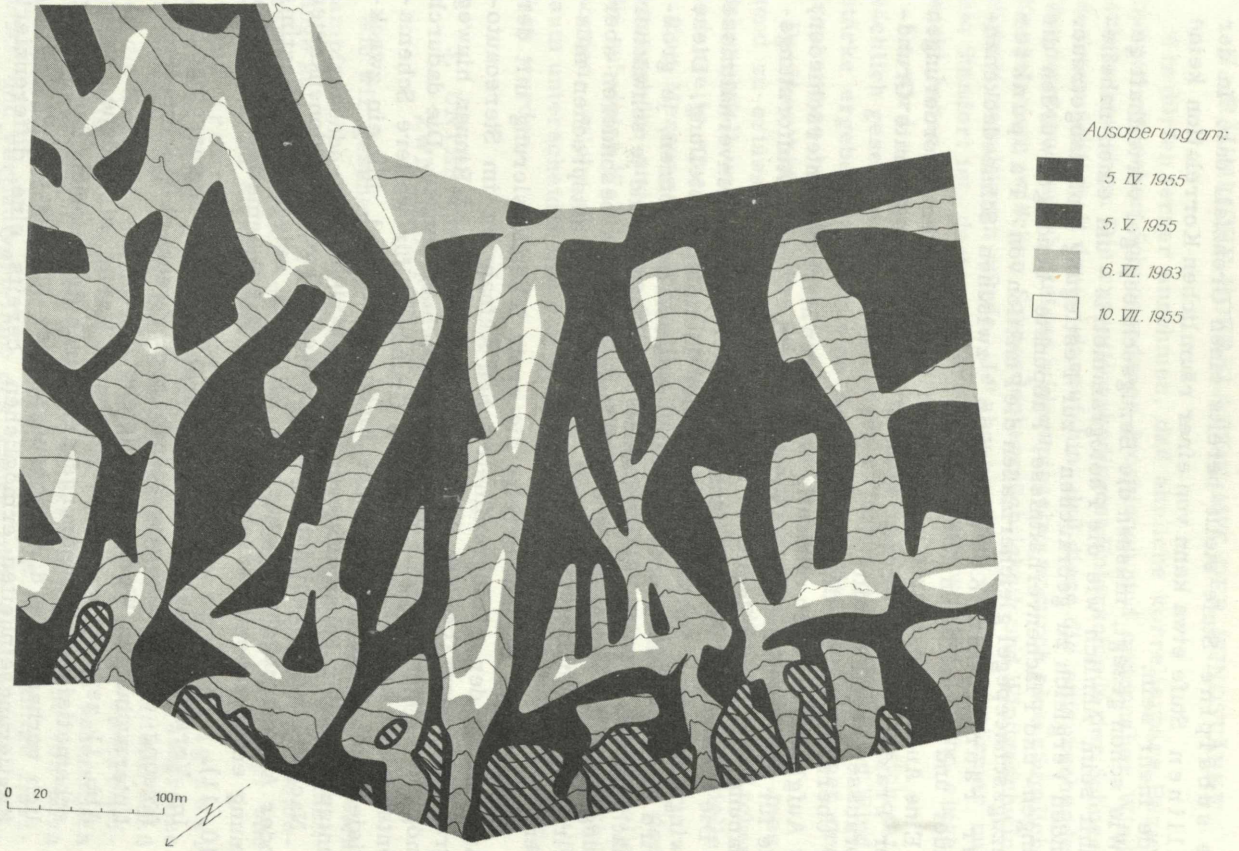

Abb. 11

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Die subalpine Stufe stellt bereits einen Grenzfall dar. In der collinen Stufe etwa kann von einer räumlichen Korrelation keine Rede mehr sein.

Wie schon gesagt, müssen die Bezugsschneepegel vorteilhaft gewählt sein. Ähnlich wie die Photogrammetrie - um einen naheliegenden Vergleich zu gebrauchen - zur Festlegung maßstabgetreuer Längen- und Flächenverhältnisse "Paßpunkte" benötigt, würden die Bezugsschneepegel gleichermaßen die Funktion von "Paßpunkten der räumlichen Korrelation" zwischen Schneedeckenandauer und Schneehöhen übernehmen.

Eine Ausaperungskarte wird jedoch nur dann den Anforderungen der Praxis gerecht werden können, wenn sie bestimmte Grundvoraussetzungen erfüllt;

1) Übersichtlichkeit der Darstellung
2) Aufgliederung nach eindeutig erfaßbaren Merkmalsunterschieden, die für die forstliche Praxis erheblich sind. (Zwecks Aufforstungsplanung, Planung pfleglicher Maßnahmen etc.)

Die kleinzonale Verschiedenartigkeit der Schneehöhenverhältnisse zwingt zu einer Schematisierung der Isoliniendarstellung. Diese wird im allgemeinen umso großzügiger ausfallen können, je großflächiger das in Betracht kommende Flächenareal und je schwächer ausgeprägt die Reliefierung des Geländes ist. Im besonderen aber wird der Schematisierungsgrad obigen Zwecken entsprechen müssen.

In der Regel beginnt bereits die erste Schematisierung mit der Auswertung der photogrammetrischen Aufnahmen im Stereoautographen, indem bereits über Kuppen, Rippen und Rinnen hinweg möglichst ausgerundete Linienzüge gezeichnet werden. Die dadurch entstandene erste Karte kann die Grundlage für weitere Schematisierungen bilden, die solange fortzusetzen sind, bis ein zweckentsprechender Schematisierungsgrad erreicht ist.

Nachstehend abgebildete Schneedeckenandauer-Isochionenkarten oder Ausaperungskarten nach H. FRIEDEL zeigen ihrer Bestimmung entsprechend verschiedene Grade der Schematisierung (Abb. 10, 11).

Im Versuchsgebiet Obergurgl wurde auf eine engmaschige Erfassung der Ausaperungsstände zum Zwecke kleinklimatischer Untersuchungen Wert gelegt (siehe Abb. 10).

Abb. 11 zeigt eine aus vorgenannter Karte entstandene, weiter schematisierte Ausaperungskarte durch Reduzierung der anfänglich vorhandenen 8 Ausaperungsstände auf die Hälfte. Diese 4 Kartierungseinheiten ermöglichen bereits eine differenzierte forstliche Behandlungsweise zusammengefaßter Standorte.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

2. RÄUMLICHE KORRELATION MIT DER WINDSTÄRKE

Wir dürfen ferner annehmen, daß ähnliche korrelierbare Beziehungen zwischen Schneeandauer-Isochionen und bodennaher Windstärke bestehen. Die expositionsbedingten Unterschiede der Schneedeckenmächtigkeit deuten darauf hin, daß diese die entsprechenden Windströmungsverhältnisse widerspiegeln, wodurch eine räumliche Korrelation zwischen Schneedeckenmächtigkeit und Windgeschwindigkeit resultieren würde. Je abgeblasener und schneeärmer nun ein Standort ist, desto größere Windstärken werden auf ihn eingewirkt haben und umgekehrt!

Es wird unsere künftige Aufgabe sein, zu prüfen, ob sich tatsächlich gesetzmäßige Beziehungen zwischen Schneehöhe und Windstärke ergeben bzw. ob eine Kongruenz zwischen Isochionen und Isopneumen besteht.

Darüber hinaus ist es wichtig, die Windarbeit am Schnee messend zu erfassen. Wir unterscheiden hiebei bekanntlich zwischen Schneeinfall und Schneeabsatz, welche einerseits eine vektorielle, anderseits eine skalare Größe darstellen.

Zur Messung des Schneeinfalls sowie des Schneetriebes in der Atmosphäre und an der Schneeoberfläche sind von der Außenstelle für subalpine Waldforschung (H. FRIEDEL) eigene Geräte entwickelt worden, welche sich von denen der Regentriebmessung im Prinzip kaum unterscheiden und von E. PRUTZER (1967) eingehend besprochen wurden.

3. UNTERSCHIEDE DER SCHNEELAGEVERHÄLTNISSE ZWISCHEN FREILAND UND WALDLICHTUNG

Wie wir gesehen haben, treten nur im exponierten unbewaldeten Kampfzonenbereich deutliche und daher korrelierbare Zusammenhänge auf. Ganz anders liegen hingegen die Verhältnisse im baumbestandenen Bereich unterhalb der Waldgrenze (Lichtung) und schließlich im eigentlichen Walde selbst.

Hier trennt die Waldgrenze ganz augenfällig zwei verschiedene Welten! Entfernen wir uns von der Waldgrenze und steigen hinab in die baumbeeinflußte Lichtung, so fällt auf, daß hier die Schneeverteilung durch den Wind nicht mehr kleinreliefgesteuert ist. Die Äste, Stämme und Träufe verzögern bekanntlich die Luftbewegungen besonders der starken böigen Winde von oben nach unten fortschreitend, wodurch sich eine kleinräumige Horizontal- und Vertikalverteilung des Schnees ohne Angleichung an das Relief des Geländes ergibt. Durch die Windberuhigung infolge des Baumbestandes erfolgt im Walde eine gleichmäßigere Schneeverteilung und geringere Dichte der Schneelage als im Freiland.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Vergleicht man die Schneehöhen zwischen Freiland und baumbeeinflußter Lichtung des Unterhanges miteinander, so ergibt sich im gesamten gesehen ein Plus zugunsten der Lichtung. Waldlichtungen sind jedoch hinsichtlich der Schneeablagerungen verschieden zu beurteilen. Der Bestockungsgrad entscheidet vorwiegend inwieweit ein Bestand den Freilandverhältnissen nahekommt.

Recht brauchbare Anhaltspunkte über die durchschnittlichen Schneehöhen im Walde gibt nicht selten der Flechtenbewuchs (Parmeliopsis ambigua), wie er insbesondere an den Stämmen der Zirben zu beobachten ist. Daher kann man diese direkt als Schneepegelflechten bezeichnen.

Die Schneehöhen der Lichtung des Zirben-Lärchenwaldes bei Obergurgl liegen nach Messungen einer 5-jährigen Periode um 11 % höher als auf der freiliegenden "Basis Waldgrenze".

Das Maximum der Schneehöhen zwischen Lichtung und Kampfzone wird zu verschiedenen Zeitpunkten erreicht. Für Obergurgl wurde festgestellt, daß das Maximum der Schneedecke auf der Lichtung im Mittel anfangs März, oberhalb der Waldgrenze hingegen erst anfangs April erreicht ist.

Durch den lockeren Kronenschluß der Bäume bedingt, geht im Bereich der Lichtung der Abbauprozeß relativ rasch vor sich. In der nächsten Umgebung der Stämme wird die Abschmelzung so intensiv, daß um die Stämme herum "Schmelzteller" entstehen. Durch die Wärmerückstrahlung kommt es zur Bildung von "Aperlöchern".

Die Ausaperung im Walde läßt aber eine Gesetzmäßigkeit vermissen, wie sie für die Kampfzone typisch ist! Höchstens Andeutungen an die Kleinreliefwirkung des Freilandes zeigen sich in einem Baumbestand. Oberhalb der Waldgrenze aber folgt die jährliche Wiederkehr der Isochionen der schon besprochenen Gesetzmäßigkeit, liegt nicht am Wetter sondern ausschließlich an der Unveränderlichkeit oder K o n s t a n z des Reliefs.

Die periodische Beobachtung der jährlichen Ausaperungsabläufe zeigt, daß gewisse charakteristisch gestaltete Aperflecken, wenn auch zu verschiedenen Zeitpunkten, so doch in gleicher Gestalt Jahr für Jahr wiederkehren. Wir nennen diese A p e r f i g u r e n. Solche Aperflecken treten aus dem Schnee hervor, verschwinden wieder und neue folgen nach. Dadurch entsteht das allgemein bekannte scheckige Bild einer S c h n e e f l e c k e n l a n d s c h a f t. Alle diese Figuren werden umso charakteristischer in ihrer Formgebung, je schärfer ausgeprägt das Relief ist. Auf diesen exponierten Standorten oberhalb der Waldgrenze überdeckt der R e l i e f e f f e k t des Kleinreliefs den N i v e a u e f f e k t vollkommen. Manche dieser Figuren lassen bei einiger Phantasie eine Ähnlichkeit mit Personen, Tieren oder Gegenständen erkennen.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

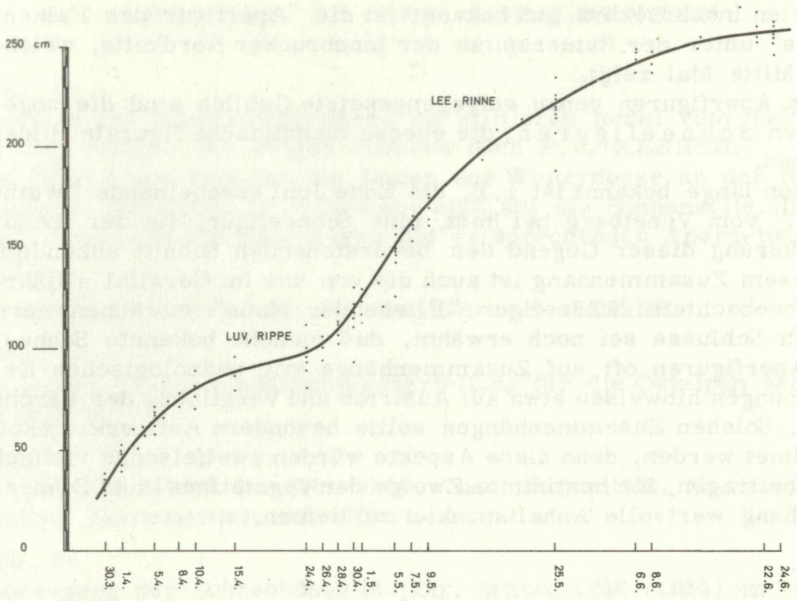

Abb. 9

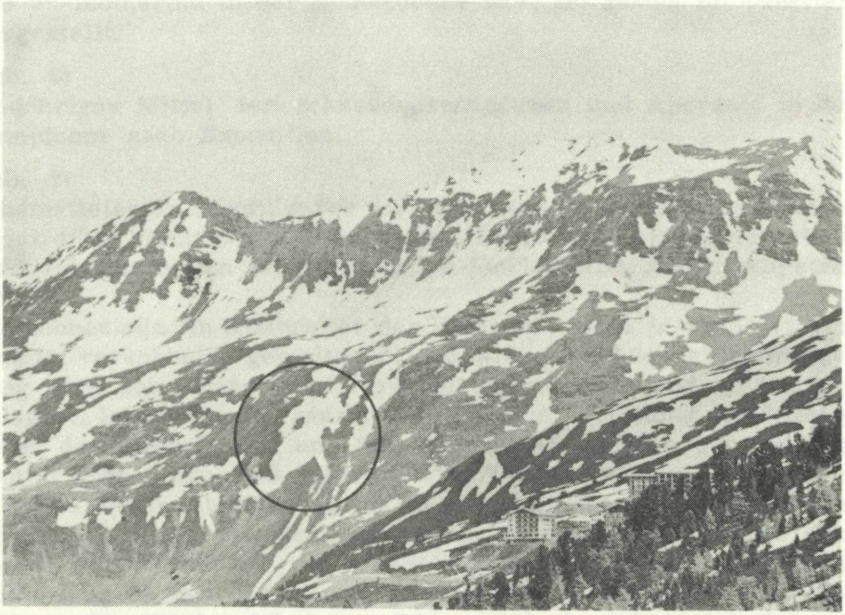

Abb. 12

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Vielen Innsbruckern gut bekannt ist die "Aperfigur des Falkenjägers" unter der Rumerspitze der Innsbrucker Nordkette, welche sich Mitte Mai zeigt.

Den Aperfiguren genau entgegengesetzte Gebilde sind die sogenannten Schneefiguren, die ebenso mannigfache figurale Bilder abgeben.

Schon lange bekannt ist z.B. die Ende Juni erscheinende "Weiße Sichel" vom Venetberg bei Imst, eine Schneefigur, die der Landbevölkerung dieser Gegend den bevorstehenden Schnitt ankündigt. In diesem Zusammenhang ist auch die von uns im Gurgltal alljährlich beobachtete Schneefigur "Fliehender Mann" erwähnenswert.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß manche bekannte Schnee- und Aperfiguren oft auf Zusammenhänge mit phänologischen Erscheinungen hinweisen etwa auf Austrieb und Vergilbung der Lärche u.dgl. Solchen Zusammenhängen sollte besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden, denn diese Aspekte würden zweifelsohne vielfach dazu beitragen, für bestimmte Zweige der Vegetations- und Schneeforschung wertvolle Anhaltspunkte zu liefern.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN

Abb. 1:
Andauer der Winterschneedecke im mittleren Inntal vom Talboden bis zur Grenze des ewigen Schnees nach F. v. KERNER.
Die fette Linie bedeutet die Dauer der Winterdecke an der Schattenseite, die dünne Linie bezieht sich auf die Sonnenseite. Innerhalb dieser beiden Äste liegen die entsprechenden Aperzeiten.

Abb. 2:
Schneedeckenandauer für die Ostalpen nach GEIGER.

Abb. 3:
Regionale Gesamtniederschlagsverteilung für die Ostalpen nach H. FRIEDEL.

Abb. 4:
10-jähriges Mittel der Schneehöhen nach Exposition. Maxima: umrandet, Jahresmittel: schraffiert.

Abb. 5:
Jahresgang der Schneehöhen (5-jähr. Mittel: 1950 - 1955) im Gebiet der Schneeforschungsstelle Wattener Lizum 2000 m ü. d. M. am Vorderrand einer Talbodenstufe.
Die 0°-Isotherme in der Schneedecke bzw. im Boden ist punktiert dargestellt.

Abb. 6:
10-jähriges Mittel der Schneedeckenandauer und Aperzeit in der Kampfzone nach Exposition.

Abb. 7:
Schematisierter Schnitt durch die Beerrinne im Bereich der Schneepegelreihe "Baumgrenze Unterhang". Über dem Geländequerschnitt sind die maximalen Schneehöhen (10-jährige Mittelwerte) aufgetragen.
Die Schneelage im Kleinrelief der Beerrinne wird je nach Windintensität verschieden gestaltet; bei vorwiegend fließender Luftbewegung wird der Schnee von Luvstandorten abgeweht und im Lee abgelagert. Im großen und ganzen paßt sich die Verteilung der Schneehöhen der Geländeform an. Bei schießender Luftbewegung jedoch, kommt noch hinzu, daß leeseitig eine Wächte gebildet wird, da es in einem bestimmten Leebereich zu radikalen Zunahmen der Schneehöhen kommt. Der von den Kämmen und Rippen gefegte Schnee wird soweit verfrachtet bis die Schneeteilchen nach einer bestimmten Entfernung in den leeseitigen Bereich der völligen Windruhe absinken. Die Wächte folgt dem Rinnenverlauf, wobei nach Schneemengenangebot die Wächtenstirn gegen die Rinnenmitte hin vorwärts

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

wandert. Da die Wächtenstirn gegen die Rinnensohle hin abfällt, um knapp davor wieder anzusteigen, ergeben sich zwei beachtliche Maxima (Wächten- und Rinnenmaximum).

Abb. 8:
Schematisierter Isochionenverlauf in der Beerrinne.

Abb. 9:
Abhängigkeit der Schneedeckenandauer von der Schneehöhe.

Abb. 10:
Ausaperungsstände der Beerrinne.

Abb. 11:
Ausaperungsstände der Beerrinne nach weiterer Schematisierung.

Abb. 12:
Der ins Timmelstal "Fliehende Mann", eine Schneefigur im Gurgltal, von der Basis Waldgrenze (2100 m) der Station Obergurgl-Poschach aus gesehen.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

ZUSAMMENFASSUNG

Grundsätzlich haben wir in der Gebirgslandschaft nach Beschaffenheit und Wirkung zwei verschiedene Reliefformen zu unterscheiden, nämlich Groß- und Kleinrelief, deren Eigenschaften an einigen Beispielen kurz aufgezeigt wurden.

Für unsere ökologische Zweckforschung stellen wir das ökologische Kleinrelief in den Mittelpunkt der Betrachtungen.

Wenn wir die Bergflanken hinaufwandern und insbesondere das Geschehen der Ausaperung dieser Hochlagen beobachten, können wir feststellen, daß ab dem Höhenbereiche der subalpinen Gebirgsstufe aufwärts die Ausaperung gewisse gesetzmäßige Züge aufweist. Die Ausaperung ist abhängig von der Konfiguration des Kleinreliefs.

Die auf jeden Schneefall folgende Weiterverfrachtung und schließlich der Absatz des Schnees sind eine Funktion des Windes, welcher die Schneehöhen den verschiedenen Raumlagen des Reliefs entsprechend derart eindeutig differenziert verteilt, daß der Zeitpunkt der Ausaperung vorwiegend aus der windgeschaffenen Schneemächtigkeit resultiert.

Die Grenzlinien (Isochionen) zwischen bereits ausgeaperten und noch schneebedeckten Bereichen im Kleinrelief weisen hinsichtlich ihrer Konturen und Wiederkehr Gesetzmäßigkeiten auf, d.h. sie erscheinen Jahr für Jahr in der gleichen Gestalt, jedoch nur mit einer geringfügigen zeitlichen Verschiedenheit.

Diese Isochionen, die sich im Gelände deutlich abzeichnen, sind durch die angeführten Aufnahmeverfahren erfaßbar und bilden die Grundlage für Kleinklimakarten (Ausaperungskarte - Schneehöhenkarte, Karte der Windstärkeverteilung etc.). Die Beziehung zwischen Ausaperung und Schneehöhe einerseits sowie zwischen Ausaperung und Bewindung im Kleinrelief des Geländes andererseits herauszuarbeiten ist Aufgabe der räumlichen Korrelationsforschung, auf deren Erkenntnissen eine Kleinklimakartierung für Zwecke der forstlichen Praxis beruht.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

SUMMARY

Basically there are two relief forms of differing magnitude to be distinguished in the mountain landscape. These are macro- and microrelief and examples illustrating their characteristics are given.

For ecological research microrelief is of paramount importance.

Observation of the phenomenon of snowmelt on mountain slopes shows that above the upper reaches of the subalpine stage snowmelt follows a certain regular pattern and is related to microrelief.

Transport and final distribution of snow following snowfall are a fuction of wind. The wind produces differences in snow depth in areas of differing relief which are directly related to the relief, with the result that the timing of snowmelt is predominantly determined by the distribution of wind affected snowpack.

Boundary lines (Isochionen) between already snowfree and still snow covered areas of microrelief show regularity in outline and recurrence, i.e. they have the same appearance from year to year with only very small differences in timing.

These boundary lines which are clearly marked in the field are able to be recorded through the use of the described assessment technique, and form the basis for microclimate mapping, (snowmelt maps, snow depth maps, wind intensity distribution maps etc.). The relation between snowmelt and snowpack depth on the one hand, and snowmelt and wind distribution in microrelief on the other is an assignment for further research. Microclimate mapping for use in forest practice is based on clarification of these points.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

RÉSUMÉ

En principe on distingue dans le terrain alpin, selon la configuration et l'effet, deux formes différentes de relief, soit le macro- et le microrelief, dont les qualités sont démontrées à l'appui d'exemples.

Pour nos recherches écologiques nous placons le microrelief écologique au centre des considérations.

En remontant le versant des montagnes et surtout en observant la fonte des neiges à ces hauteurs nous pouvons constater qu'au-dessus de l'échelle subalpine la fonte des neiges offre certaines caractéristiques invariables. La fonte des neiges dépend de la configuration du microrelief.

Le transport de neige à la suite de chaque chute de neige et finalement le dépót de la neige sont une fonction du vent. Celui-ci répartit la hauteur de la neige conformément aux différentes formations du relief d'une facon tellement différenciée, que le moment de la fonte des neiges résulte surtout de l'abondance des neiges créée par le vent.

Les isochiones entre les secteurs déjà libres et encore couverts de neige montrent au microrelief par rapport à leurs contours et leur retour des périodicités, c'est-à-dire ils apparaissent chaque année sous la méme forme, mais avec une minime différence temporelle.

Ces isochiones, qui se dessinent clairement au terrain, sont enregistrables par les procédés mentionnés et forment la base de cartes microclimatiques (carte de répartition de la force du vent, carte de fonte des neiges, carte d'épaisseur des neiges etc.). C'est la táche des recherches des corrélations spaciales d'étudier les relations entre la fonte des neiges et l'épaisseur des neiges d'une part, ainsi que la fonte des neiges et l'exposition au vent au microrelief d'autre part. La cartographie microclimatique pour les buts de la pratique forestière se base sur ces résultats.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

Р е з ю м е

По свойствам и влиянию нам следует различать в горных районах две формы рельефа, макрорельеф и микрорельеф, особенности которых вкратце излагаются на нескольких примерах.

Для наших экологических исследований в центре внимания стоит экологический микрорельеф.

Поднимаясь по склону и наблюдая процесс снеготаяния на высотах, можно убедиться в том, что, начиная с высоты субальпийской горной зоны, процесс снеготаяния подлежит некоторым закономерностям. Снеготаяние зависит от конфигураций микрорельефа.

Перенос и, в конце концов, залегание снега, следующие за каждым снегопадом, являются функцией ветра, который распределяет высоту снежного покрова согласно различным условиям рельефа настолько однозначно и дифференцированно, что полное оттаивание зависит главным образом от толщины снежного покрова, созданного ветром.

Пограничные линии (изохионы) между уже оттаянными и еще покрытыми снегом участками проявляют закономерности относительно их контуров и повторяемости, т. е., они появляются из года в год в той же самой форме, хотя и с незначительными разницами по времени.

Эти изохионы, ясно выделяющиеся в местности, под-

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

даются определению с помощью указанных методов с"емок, и являются основой карт микроклиматов (карта оттаивания, карта толщины снежного покрова, карта распределения силы ветра, и т. д.). Задачей исследования территориальных корреляций является вскрытие соотношений между оттаиванием и толщиной снежного покрова с одной стороны, и оттаиванием и обветриванием в микрорельефе местности, с другой. На результатах этих исследований основывается картография микроклимата для целей лесоводческой практики.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

FLIRI: Ich habe aus Ihrem Vortrag entnommen, daß auch bei den Biologen noch die konventionellen Klimadaten verwendet werden. Sie haben hier z. B. Werte über die Höhenabhängigkeit der Schneedeckenandauer angegeben. Man muß aber darauf aufmerksam machen, daß diese Mittelwerte u. U. biologisch nicht viel aussagen. Es stellt sich nämlich bei Betrachtung der Werte von Jahr zu Jahr heraus, daß sie sehr großen Schwankungen unterliegen. Dies gilt im allgemeinen für das inneralpine Gebiet und im besonderen für Südtirol. Ich war überrascht, festzustellen, daß dort in größeren Gebieten die Streuung beim Niederschlag im statistischen Sinn größer ist als die Mittelwerte selbst. Das kann aber nur dann sein, wenn wir eine stark asymetrische Häufigkeitsverteilung haben. Wenn beispielsweise der Winter in einem Jahr vollkommen schneefrei ist, im anderen die Schneedecke eine Höhe von 1 m hat, möchte ich davor warnen, aus solchen Extremen dann Mittelwerte zu bilden und an diese zu glauben.

KRONFUSS: Die angeführten Daten über die Schneegrenzen beispielsweise sind selbstverständlich nicht so aufzufassen, daß sie ohneweiteres auf andere Jahre übertragbar wären, da stets mit mehr oder minder großen Abweichungen vom Mittelwert gerechnet werden muß. Ich wollte lediglich damit aufzeigen, daß schon früher, wenn auch in begrenztem Umfang, systematische Beobachtungen von temporären Schneegrenzen durchgeführt und auf die Andauer Rückschlüsse gezogen wurden. Es sollten diese Daten, die ich diesbezüglich gebracht habe, vielmehr geschichtlichen Charakter haben.

GAMS: Zu den drei Vorträgen möchte ich noch einige kleine Ergänzungen bringen und auf die klassischen Untersuchungen hinsichtlich des Einflusses der Schneebedeckung auf die Vegetation aufmerksam machen, die schon um 1910 von den Schweden T. VESTERGREN und THORE FRIES in Lappland ausgeführt worden sind. In diesem Zusammenhang darf ich an Hand einiger Dias einige natürliche Registrierapparate der Schneebedeckung, Feuchtigkeit und Nebelhäufigkeit vorführen: hier z. B. ein Parmeliopsetum, d. i. ein Flechtenverein, der an den Stämmen und Ästen genau so hoch steigt, als im Durchschnitt die winterliche Schneedecke reicht. Die beiden wichtigsten Vertreter, die blaßgelbe Parmeliopsis ambigua und die lebhaft gelbe Cetraria pinastri sind also natürliche Schneepegel. Im Gegensatz dazu haben wir die Bartflechten, die samt und sonders über der winterlichen Schneedecke wachsen und auf dem Boden nur dort zu finden sind, wo der Schnee während des Winters oft abgeblasen ist. Dazu zählt vor allem die Windbartflechte (Alectoria ochroleuca), die auf den abgeblasenen Rükken über der Waldgrenze zu finden ist. Während der Aperzeit sind diese Rücken gerade an dieser Flechte sehr schön zu erkennen.
Im übrigen sind die verschiedenen Bartflechten, die über der winterlichen Schneedecke wachsen, sehr gute Klimazeiger. Sie alle meiden große Regenmengen. In sehr regen- und schneereichen Gebieten fehlen die Bartflechten. In den kontinentalen Gebieten finden wir an den Lärchen die Stämme mit einer sehr interessanten Flechtenart bekleidet. Es handelt sich um die Fuchs- oder Wolfflechte (Letharia vulpina), die geringe Nebelhäufigkeit anzeigt. Das Gegenstück hiezu ist die extremste Nebelflechte, Usnea longissima, die überall, wo sie vorkommt, maximale Nebelhäufigkeit, aber verhältnismäßig geringe Niederschlagsmengen anzeigt. Diese Flechte fehlt im Gurgler Gebiet vollständig, im Sellrain und Pinzgau hingegen tritt sie besonders schön auf. Sie erreicht in den Alpen eine Länge von 5 m; im Himalaya und in den Rocky mountains werden diese Flechten bis zu 10 m lang, da dort auch die Maxima der Nebelhäufigkeit auftreten.

©Bundesforschungszentrum für Wald, Wien, download unter www.zobodat.at

LITERATUR

CONRAD V. 1934: Die Schneedeckenzeit, ihr Anfangs- und Enddatum in den Ostalpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik Bd. 43, 225

EKHART E. 1937: Beiträge zur Kenntnis der Schneedeckenverhältnisse der Ostalpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik Bd. 50

FRIEDEL H. 1952: Gesetze der Niederschlagsverteilung im Hochgebirge. Wetter und Leben, Jahrg. 4, Heft 5 - 7

FRIEDEL H. 1961: Schneedeckenandauer und Vegetationsverteilung im Gelände. In: Ökologische Untersuchungen in der subalpinen Stufe, Teil I, Mitt. der Forstl. Bundesversuchsanst. Mariabrunn 59, 317 - 368

FRIEDEL H. 1967: Verlauf der alpinen Waldgrenze im Rahmen anliegender Gebirgsgelände. In: Ökologie der alpinen Waldgrenze, Mitt. der Forstl. Bundesversuchsanst. Mariabrunn

GEIGER R. 1961: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. Aufl., Braunschweig

GIERSIG W. 1964: Die Photogrammetrie im Dienste der Lawinenvorbeugung. Sonderabdruck aus der Österr. Zeitschr. für Vermessungswesen, 52. Jahrg. Nr. 3

GRUNOW J. 1957: Erfassung des winterlichen Niederschlags im Gebirge (Extrait de LA METEOROLOGIE) IV. 45 - 46

HOFMANN G. 1964: Zum Aufbau der Schneedecke. Archiv f. Met., Geoph., Biokl., B, Heft 1

KERNER F.v. 1887: Über die Schneegrenzen im Gebiet des mittleren Inntales. Wien

KOSSINA E. 1939: Die Schneedecke der Ostalpen. Wiss. Veröff. Dt. Museum für Länderkunde N.F. 7, S. 71 - 93

KOSSINA E. 1937/38: Dauer der Schneedecke in den Ostalpen. Zschr. d. dt.-österr. Alpenvereins Jg. 37/38

MAREK R. 1910: Waldgrenzstudien in den österreichischen Alpen. Ergänzungsheft Nr. 168 zu Petermanns Mitt. Gotha: Justus Perthes

PRUTZER E. 1967: Die Niederschlagsverhältnisse an der Waldgrenze. In: Ökologie der alpinen Waldgrenze, Mitt. der Forstl. Bundesversuchsanst. Mariabrunn

TURNER H. 1961: Die Niederschlags- und Schneeverhältnisse. In: Ökologische Untersuchungen in der subalpinen Stufe, Teil I, Mitt. der Forstl. Bundesversuchsanst. Mariabrunn 59, 265 - 315