

DIE NIVALE HÖHENSTUFE UND EIN VERSUCH IHRER KLIMATISCHEN ABGRENZUNG ANHAND AUSGEWÄHLTER GEBIETE DER ALPEN UND SKANDINAVIENS

Mit 3 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Photos

FRANK LEHMKUHL, JÜRGEN BÖHNER und KARL TILMANN ROST

Summary: The nivation zone: an attempt at its climatic definition on the basis of selected areas of the Alps and Scandinavia

For eight areas in the Alps and three areas in Scandinavia a nivation zone was identified by means of field investigations and the nivation forms were separated from those of the periglacial. Based on the different landscape character, the tendency to the formation or deepening of (nivation) hollows is dominating by different processes and process combinations. On the contrary, there is a lower periglacial zone with more smooth forms and a superficial erosion of slopes caused mainly by solifluction processes. The nivation zone is followed upwards by the glacial one, characterised by bigger forms (cirques) and/or complete covering of the relief by glaciers.

The existence of a nivation zone in the Alps and Scandinavia corresponds to mean annual temperatures below -1°C and a seasonal mean temperature of 4°C during May–October. Contrary to the glacial zone, perennial snow patches are mainly linked to hygric conditions. During the ablation period (May–October) the mean precipitation per month is more than 80 mm, and per year 1000 mm, whereby higher temperatures can be compensated by a larger amount of snow. The summer conditions are of special importance as during this period a convergence of maximum weathering and perennial snow patches accentuates the relief forms.

In diesem Aufsatz soll an ausgewählten Beispielen aus den Alpen und Skandinavien (s. Tab. 1) zunächst auf das Formeninventar einer nivalen Höhenstufe im Unterschied zur periglazialen Höhenstufe und das Prozeßgefüge eingegangen werden, bevor dann im zweiten Teil eine klimatische Abgrenzung dieser nivalen Höhenstufe erfolgt.

Zum Begriff der Nivation und zur Abgrenzung einer nivalen Höhenstufe

Der Begriff der Nivation (erstmal von MATTHES 1900 verwendet) wurde von SCHUNKE (1974, p. 275) als ein Prozeßgefüge, in dem Frostsprengung, Solifluktion, Abspülung, Kryoturbation sowie Sturzdenudation und Schneedruck zusammenwirken,

definiert. THORN (1979, p. 41) führt fünf Hauptprozesse an: (1) intensive Frostverwitterung, (2) beschleunigte chemische Verwitterung, (3) Hangabspülung, (4) verstärkte Solifluktion durch stark durchfeuchtetes Feinmaterial und (5) Schutttransport durch Schneekriechen. Dieses komplexe Prozeßgefüge führt im nivalen Formungsbereich (bzw. in einer nivalen Höhenstufe, s. u.) zur Bildung charakteristischer Nivationsformen:

a) Im Flachrelief *Nivationsmulden*, *-wannen u. ä.*, wobei es unter besonders günstigen Bedingungen zur Ausbildung von *Nivationsleisten* und *Kryoplanationsterrassen* kommen kann (s. Photo 1).

b) Im Steilrelief *Nivationstrichter und -runsen* (im Idealfall *nivale Serie* nach LEHMKUHL 1989, mit der Abfolge Nivationstrichter – Kerbtalstrecke – Schuttkegel, s. Photo 2).

c) Als *nivale Akkumulationsformen* können Schneehaldenmoränen (protalus ramparts) angeführt werden. Sowohl in den Alpen als auch in den Skanden konnten zudem im Hangknick Schutthalde – Wand (Rückhang) längerandauernde Schneeflecken beobachtet werden. Der Schutt wird in diesem Fall nicht nur über den Schneefleck, sondern auch über eine größere Strecke den Schuttkegel (mit Neigungen nahe dem natürlichen Böschungswinkel von ca. $28\text{--}35^{\circ}$) herabtransportiert. Sie werden als Übergangsformen zu den protalus ramparts gedeutet und als Wandfußtrichter (LEHMKUHL 1989, p. 49f.) bezeichnet.

d) Von den Schneeflecken gehen zumeist lineare *Schmelzwasserrinnen* aus, die sich als Fremdlingsformen durch die periglaziale Stufe hindurchziehen können.

Lawinen sind ebenso wie extrazonale Schneeflecken (beispielsweise aus Lawinenresten oder in besonderen Schattenpositionen) kein Kennzeichen einer nivalen Höhenstufe, da sie bei entsprechenden Voraussetzungen (Schneeniederschlag, Reliefangebot) auch in wesentlich tieferen Höhenlagen, sogar bis in die Waldstufe hinab, ansetzen bzw. vorkommen können.

In der Literatur (vgl. u. a. FURRER 1965, GARLEFF 1970, RUDBERG 1974, STINGL 1969; zusammenfas-



Photo 1: Nivationsformen in der Ankogel-Gruppe (Bleschischg-Kar, Seebachtal; Österreich). Unterschiedliche Nivationsformen (insbesondere Trichter und Mulden), die sich je nach Relief ausbilden. In der linken Bildhäfte, unterhalb eines Steilhanges, Nivationstrichter; sonst Nivationsmulden, z. T. Nivationsleisten. Rechts unbewachsene Schutthalden, in tieferen Lagen ist der Beginn der alpinen Mattenvegetation im Wechsel mit unbewachsenen Schuttfeldern erkennbar. In der Bildmitte der 3250 m hohe Ankogel (x)

Photo: F. LEHMKUHL, 2. 7. 86 (aus 2330 m)

Nivation forms in the Ankogel-group (Bleschischg-cirque, Seebachtal; Austria). Different nivation forms will be formed, carved out according to the relief. On the left below a steep face, nivation funnels; otherwise nivation hollows and in part nivation ledges. On the right, slopes without vegetation and deeper meadow vegetation interspersed with detrital fields. In the middle of the photo the summit of Ankogel (3250 m; x)

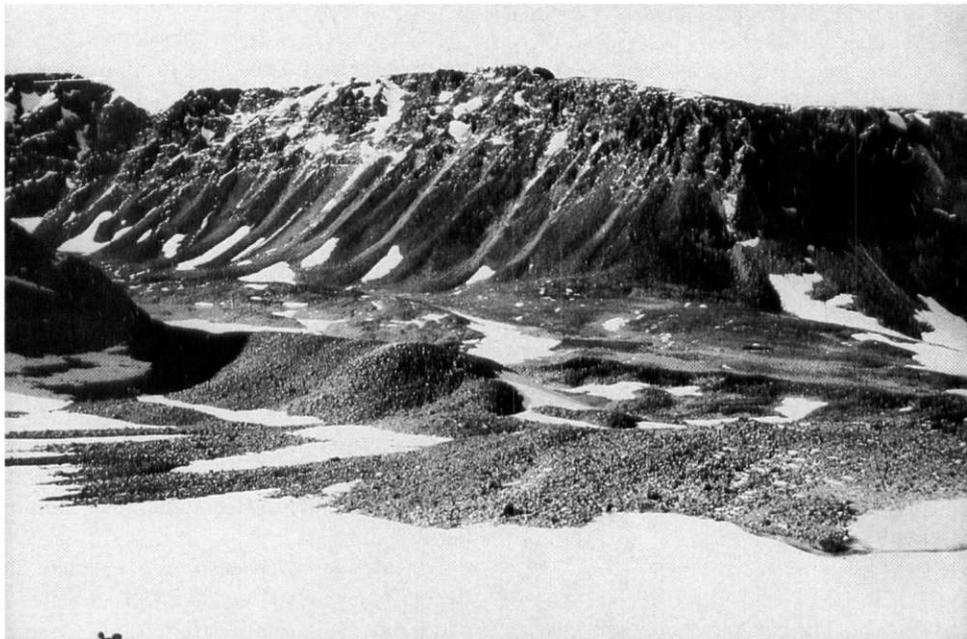


Photo 2: Die durch kyrogene und fluvio-nivale Formung charakterisierte Steinhörsüdseite (2161 m; Norwegen) mit deutlich erkennbaren Schuttkegeln am Mittel- und Unterhang (nivale Serie). Im Mittelgrund subrezente Endmoräne des Aust-Grjøtbreen in ca. 1750 m

Photo: K. T. ROSTR, 12. 8. 87

South slope of Steinhör (2161 m; Norway) characterised by periglacial and fluvial-nival forms with very distinguishable talus cones at the lower and middle slope (nivation sequence). In the middle of the photo subrecent terminal moraines of the Aust-Grjøtbreen (glacier) at c. 1750 m



Photo 3: Luftbildausschnitt aus der Ankogel-Gruppe (Großelendtal; Österreich). Im N der Malta-Stausee, im S das Großelendkees sowie der Gipfel der Hochalmspitze (3360 m). Gut zu erkennen ist die nivale Formungsregion oberhalb der Trogschultern, die sich hier deutlich von der glazialen Formungsregion mit den Gletschern sowie dem tieferen Stockwerk mit periglazialer Formungsdominanz unterscheidet. Gut sichtbar auch die Anlehnung der Nivationsformen an vorgegebene Schwächezonen im Gestein, hier hauptsächlich tektonische Lineamente

Photo: Ausschnitt aus Luftbild Nr. 1673 des Bildfluges „Nationalpark Hohe Tauern/1983“, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, Zl. L 70 064/92

Air photo from the Ankogel-group (Großelendtal; Austria). In the north the Malta-reservoir; in the south the Großelendkees (glacier) with the summit of the Hochalmspitze (3360 m). Above the trough-shoulder the beginning of the nivation zone differing remarkably from the glacial zone with glaciers, as well as from the lower zone with periglacial forms. Moreover, it is obvious that the nivation forms are following existing weak geological zones, mainly along tectonic lineaments

sende Diskussion bei KARTE 1979, p. 80) werden diese Nivationserscheinungen zumeist dem Periglazial (Periglaziär) im weiteren Sinne zugeordnet, da in beiden Fällen frostdynamische Prozesse dominieren. Dies äußert sich in der Kritik von THORN (1988) am Terminus Nivation, die sich auf die Schwierigkeit bei der Quantifizierung und Differenzierung der unterschiedlichen Prozesse und Prozesskombinationen in diesem Formungsbereich bezieht.

Allerdings läßt sich in der Umgebung von Schneeflecken im Vergleich zur schneefreien Umgebung eine erhöhte Verwitterungs- und Transportaktivität nachweisen (vgl. u. a. HALL 1980, 1985; THORN a. HALL 1985; NYBERG 1991). THORN (1976) nimmt eine um den Faktor 2 bis 4 verstärkte Verwitterung in der Umgebung von Schneeflecken an, wobei ROST (1988) und NYBERG (1991) darauf hinweisen, daß die Prozeßaktivität in der Umgebung der Schneeflecken

eher durch die erhöhte (Schmelz-)Wasserkapazität als durch die stärkere Frostwirkung intensiviert wird. Dadurch bedingt scheint der Anteil der chemischen Verwitterung, insbesondere am Rand der Schneeflecken, bedeutender zu sein als bislang angenommen (LEHMKUHL 1989, p. 57). Dieses komplexe Prozeßgefüge führt dazu, daß im nivalen Formungsbereich eine differenziertere und wesentlich prononcierter Formung als im periglazialen Formungsbereich i. e. S. zu beobachten ist.

Eine Ausgliederung einer eigenständigen nivalen Höhenstufe (bzw. Schneefleckenregion) findet man u. a. bei BERGER (1964), HÖLLERMANN (1964), HÖVERMANN (1985, 1987), WANG JINGTAI (1987) und LEHMKUHL (1989).

Nach einer von HÖVERMANN (1985) entwickelten landschaftskundlichen Methode, bei der Landschaften unterschieden werden, die eine charakteristische

Tabelle 1: Untergrenzen der nivalen Höhenstufe (N) und Höhenlagen der Gletscher-Schneegrenze (G) nach der Methode LOUIS (1955)

Lower limits of nivation zone (N) and heights of the (glacier) snow limit (G) according to the method of LOUIS (1955)

Alpen	N	G	Skandinavien	N	G
Pelvoux 44°45'N - 6°20'E	2750 m	3069 m	NE-Jotunheimen 61°40'N - 8°30'E	1750 m	2020 m
Queyras 44°55'N - 6°50'E	2950 m	3200 m	Okstindan 65°00'N - 14°20'E	950 m	1354 m
Dents du Midi 46°10'N - 6°55'E	2300 m	2831 m	Kebnekaise 67°55'N - 18°35'E	1200 m	1686 m
Gr. St. Bernard 45°50'N - 7°10'E	2650 m	3061 m			
Gemmi 46°25'N - 7°35'E	2500 m	2845 m			
Furka 46°35'N - 8°25'E	2450 m	2833 m			
Ankogel 47°05'N - 13°15'E	2450 m	2850 m			
Glockner 47°05'N - 12°45'E	2500 m	2892 m			

Prägung der Oberflächenformen, im Sinne eines bestimmten, gewässernetzübergreifenden Stils der Formung, haben (HÖVERMANN 1985, p. 144), kann nun eine nivale Höhenstufe ausgewiesen werden. Im Vergleich zum periglazialen Formenschatz mit der Tendenz zu weichen Formen und Formengesellschaften durch die denudativen Solifluktionerscheinungen ist in dieser nivalen Höhenstufe eine komplexere und wesentlich prononciertere Formung zu beobachten. Diese zeigt sich u. a. durch die oben angeführten Nivationshohlformen, die zu einer differenzierteren Formung des Reliefs bis zur Herausarbeitung von Gesteinsunterschieden und Graten führen können. Die Formung kann sich dabei an vorgegebene Schwächezonen im Gestein anlehnen. Höhenwärts wird diese Stufe in Nord- und Mitteleuropa durch die glaziale Formungsregion begrenzt, die sich von der nivalen Höhenstufe durch wesentlich größere Formen, wie z. B. Kare, unterscheidet. Die Übergänge sind zum Teil fließend, wie der Terminus Nivationskar andeutet. Es wird angenommen, daß Nivationsformen die Initialstadien für Karbildung sein können (zuerst BOWMAN 1916, RAPP 1982). In der Regel ist die glaziale Formung aber eine Zehnerpotenz größer als die nivale: Kare haben eine lichte Weite von mehreren hundert Metern, in der Regel im Kilometerbereich, während Nivationsformen selten größer als 100 m und im Gegensatz zu Karen nicht übertieft sind. Gletscher können zudem als Fremdlingsformen

bis in tiefere Formungsregionen hinabreichen und dann das gesamte Relief überdecken.

Die Abgrenzung einer eigenständigen nivalen Höhenstufe beruht auf einer durch den Schnee initiierten Intensivierung der (frost-)dynamischen Prozesse und führt somit zu einer Verschärfung des Reliefs durch unterschiedliche Nivationshohlformen (Nivationsmulden, -trichter etc.). Diese so unterschiedenen periglazialen und nivalen Höhenstufen (Formungsregionen) können nicht nur im Gelände sondern auch im Luftbild abgegrenzt werden (s. Photo 3).

Anhand des oben beschriebenen Wechsels der in den entsprechenden Höhen dominierenden Formungsgesellschaften und der Zunahme der das Relief verschärfenden Nivations(hohl)formen kann für acht Untersuchungsgebiete der Alpen (LEHMKUHL 1989) und für drei Gebiete in Skandinavien (JACOBSEN 1984, KRÜGER 1985 und ROST 1988) eine nivale Höhenstufe ausgewiesen werden (s. Tab. 1).

Abhängigkeit der nivalen Formung von Relief und Gestein

Zu berücksichtigen ist, daß es im Hochgebirge, bedingt durch die Reliefenergie, keine linearen Höhengrenzen sowohl der Formung als auch der Vegetation gibt. Desweiteren variieren die verschiedenen Höhenstufen in Ausdehnung und Höhenlage, bedingt durch

klimatische (Exposition) und/oder petrographische Unterschiede (vgl. FRITZ 1976), um mehrere hundert Höhenmeter (vgl. HÖLLERMANN 1976, LEHMKUHL 1989, p. 17). Daher werden die jeweiligen Untergrenzen im folgenden als expositionsbereinigte Mittelwerte der jeweiligen Gebirgsgruppe, die sich alle in kristallinen Gesteinen befinden, angegeben.

Das Relief in den rezenten periglazialen und nivalen Höhenstufen der Untersuchungsgebiete ist weitgehend durch pleistozäne glaziale Vorzeitformen geprägt. Die Bildung von Nivationshohlformen durch längerliegende Schneeflecken ist folglich in das Postglazial zu stellen. Die primäre Anlage von Hohlformen kann jedoch durch glaziale Vorzeitformen begünstigt worden sein.

Nivationsformen können ebenso wie die periglazialen Erscheinungen von den Gesteinsverhältnissen abhängig sein. So zum Beispiel im Pelvoux-Massiv, wo in kristallinen Schiefen die Gliederung eines Hanges durch zahlreiche Nivationstrichter verhältnismäßig schnell erfolgen kann, während der benachbarte Granit sich gegenüber der nivalen aber auch periglazialen Formung recht unempfindlich zeigt. In Gebieten mit Karbonatgesteinen erschweren Verkarstungsprozesse die Trennung von Lösungshohlformen und Nivationsformen i. e. S. Es wurden daher nur Gebiete mit kristallinen Gesteinen berücksichtigt, um die Petrovarianz möglichst gering zu halten.

In den Skanden sind die Voraussetzungen zur Ausbildung von Nivationshohlformen aufgrund weitverbreiteter Altflächenreste im allgemeinen günstiger als in den Alpen, wo wiederum die Ostalpen, mit Altflächenresten und Karböden in der Höhenlage der nivalen Stufe, gegenüber den Westalpen bevorzugt sind.

Verlauf der Untergrenze der nivalen Höhenstufe

In den verschiedenen Untersuchungsgebieten wurden die Untergrenzen der nivalen Höhenstufe ermittelt. Da eine enge Verzahnung mit den Formen der periglazialen Höhenstufe gegeben ist, wurde diese Untergrenze bei der Dominanz nivaler Formen (Tendenz zur Zuschärfung des Reliefs) angesetzt. Dabei wurden Expositionsunterschiede, Luv-Lee-Effekte sowie besondere Reliefgegebenheiten, wie z. B. Paßlagen, die diese nivale Untergrenze ebenfalls beeinflussen können, mitberücksichtigt, und es wurde versucht, eine „klimatische“, expositionsbereinigte Untergrenze zu bestimmen. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Höhengrenzen zeigt Tabelle 1.

Die Gletscher-Schneegrenze im Vergleich zur nivalen Untergrenze

Da eine Obergrenze von Nivationsformen – sie können beispielsweise auch in Karrückwänden vorkommen – in den Alpen nicht existiert, sondern nur über die eingangs beschriebene landschaftskundliche Methode (Formenanalyse), in diesem Fall mit der Formungsdominanz rezenter glazialer Formen, zu fassen ist, bietet sich für die klimatologische Bewertung ein Vergleich mit der Gletscher-Schneegrenze an. Der Wechsel von nivaler Formungsdominanz (schneeorientierter Formung) zu glazialer Formungsdominanz ist im gletscherfreien Gebirgsrelief in der Höhenlage des hier nur theoretisch vorhandenen „Niveau 365“ (nach LLIBOUTRY 1965, p. 439) zu suchen. Dieses liegt einige hundert Meter höher als die Schneegrenze auf Gletschern. Eine Diskussion hierüber findet sich bei ZINGG (1954) und ESCHER (1970, 1973). Die größte Schwierigkeit besteht aber in dem Mangel an Geländebeobachtungen und dem Fehlen von Klimastationen in dieser Höhenlage. Zusätzlich ist das Niveau 365 definiert als die Dauerschneebedeckung (365 Tage) auf einer horizontalen, mit 0° geneigten Fläche, die es im Hochgebirge nicht gibt.

Im Vergleich dazu ist die Gletscher-Schneegrenze (im Sinne von HEUBERGER 1980) eine für die Fragestellung hinreichend genaue und ohne großen rechnerischen Aufwand zu bestimmende Höhengrenze. Gleichzeitig sind die klimatischen Determinanten an der Schneegrenze vielfach untersucht (vgl. u. a. KUHN 1983).

Für die einzelnen Gebirgsgruppen wurde die Schneegrenze nicht nach dem Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet (AAR = 67; vgl. GROSS, KERSCHNER u. PATZELT 1976), sondern nach der Methode LOUIS (1955: arithmetisches Mittel aus der Gletscherendlage und dem höchsten Gipfel) berechnet, und zwar eine aus acht Expositionen gemittelte klimatische Schneegrenze. Obwohl diese Methode mit Fehlern behaftet ist und generell zu hohe Werte ergibt, wurde sie hier als leicht anwendbar und schnell überprüfbar verwendet, nicht zuletzt, um mit einer einheitlichen Methode einen besseren Vergleich zwischen den einzelnen Gebirgsgruppen ziehen zu können. Die so ermittelten Werte liegen in den acht Untersuchungsgebieten der Alpen um maximal 80 m höher als die GWL nach GROSS (1983) bzw. die in der Literatur angegebenen Werte (vgl. LEHMKUHL 1989, p. 67). In den skandinavischen Untersuchungsgebieten weicht die so ermittelte Schneegrenze im Vergleich zur Literatur (ÖSTREM u.

ZIEGLER 1969, ÖSTREM, HAAKENSEN u. MELANDER 1973) ebenfalls nur um maximal 80 m ab.

Klimatische Abgrenzung der nivalen Höhenstufe

Ziel der klimatischen Abgrenzung einer nivalen Stufe ist zunächst, im Sinne der klassischen Mittelwertklimatologie, die Ermittlung von Schwellenwerten, die die thermischen und hygri-schen Bedingungen der nivalen Stufe abstrahieren. Diese können dann, ausgehend von dem Prinzip des Aktualismus, einen Maßstab für paläoklimatische Aussagen anhand fossiler Nivationsformen liefern (vgl. DOHREND 1984, RAPP 1986). Darüber hinaus sollen aber auch kurz die formungsrelevanten klimatischen Parameter diskutiert werden, die die Prozeßebene, im folgenden betrachtet als Schnittstelle von Relief und Klima, steuern und damit die augenfällig schneeorientierte Mesoreliefdifferenzierung der nivalen Stufe ermöglichen. Thermische Untersuchungen im Bereich perennierender Schneefelder wurden u. a. von THORN (1979) und HAEBERLI (1975, 1978) durchgeführt.

Kalkulation von Temperatur und Niederschlag

Grundlage dafür bilden Kalkulationen der Monatsmittel von Temperatur und Niederschlag, in die das gesamte zur Verfügung stehende Datenmaterial des Zeitraumes 1971–80 (Ausnahme: Pelvoux und Queyras 1951–70) einbezogen wurde. Diese vergleichsweise kurzen Beobachtungsperioden bieten zum einen den Vorteil der größten Stationsdichte und liefern gleichzeitig die für die aktuellen Höhenstufen maßgeblichen Bedingungen; die Normalperiode 1931–60 ist für die aktuellen Höhengrenzen weniger relevant. Für die französischen Untersuchungsgebiete stand leider kein aktuelleres Datenmaterial in ausreichender Stationsdichte zur Verfügung, so daß die eingeschränkte Homogenität bei der Interpretation der Ergebnisse als Fehlergröße berücksichtigt werden sollte.

Bei der Kalkulation wurden zunächst gebietsabhängige Temperatur- und Niederschlagsgradienten ermittelt, um die thermischen und hygri-schen Bedingungen in den untersuchten Höhenniveaus zu inter-bzw. extrapolieren. Dabei wurden die expositionellen Unterschiede, wie z. B. Luv-/Leesituationen, gleichgewichtet einbezogen.

Die Temperaturgradienten weisen für die hier ausgewählten 11 Untersuchungsgebiete einen gebiets-

übergreifend vergleichbaren Jahresgang mit winterlichem Minimum (Dezember–Februar: ca. 0,4 °C/100 m) und Sommermaximum (Juni–August: >0,6 °C/100 m) auf, was den für Gebirge der kühl- und kaltgemäßigten Breiten typischen jahreszeitlich wechselnden Häufigkeiten feuchtstabiler Bedingungen (insbes. bei winterlichen Absinkinversionen) und sommerlich labiler Luftschichtung entspricht. Die Niederschlagsgradienten verhalten sich komplementär (Dezember–Februar: ca. 7 mm/100 m; Juni–August: ca. 4 mm/100 m), wobei mit zunehmender Kontinentalität des Untersuchungsgebiets die wachsende Wirksamkeit sommerlich konvektiver Niederschläge zu einer Abnahme der Sommergradienten führt (z. B.: Ankogel, Juni–August: ca. 0,5 mm/100 m).

Einflußgrößen wie z. B. das mittlere Niveau winterlicher Inversionen oder Konvergenzen der sommerlichen Niederschlagsgenese verdeutlichen, daß Kalkulationen immer dann problematisch sind, wenn von einer Stationssituation unterhalb der Peplopause (850mb-Niveau) extrapoliert werden mußte. Die Kalkulationen für die französischen Gebiete und für das Okstindan liefern daher nur Näherungswerte. In Abb. 1 sind die Ergebnisse zunächst für vier repräsentative Gebiete dargestellt.

Das Alternieren wetterwirksamer Mechanismen mit der Höhe zeigt sich regional-klimatisch sowohl in einer Veränderung der thermischen Bedingungen, die an der Untergrenze der nivalen Stufe mit Jahresamplituden zwischen 14,3 °C (Gemmi) und 18,8 °C (Kebnekaise) bereits sub-ozeanischen bis ozeanischen Charakter aufweisen, als auch im bisweilen komplementären Niederschlagsgang der Tal- und Bergniveaus, wie z. B. in den Westalpen (Gemmi), wo durch die ganzjährige Dominanz der Frontalniederschläge in den Hochlagen das sommerliche Niederschlagsmaximum der Talniveaus durch ein Wintermaximum überlagert wird. Gerade der Vergleich der Niederschlagsverteilungen und Niederschlagsniveaus zwischen den Untersuchungsgebieten zeigt jedoch, daß eine vereinfachend effektiv-klimatische Einordnung der untersuchten Niveaus, etwa im Sinne TROLLS oder KÖPPENS, nicht sinnvoll ist. Gegenüber Gebieten mit einer typisch ozeanischen Niederschlagscharakteristik wie Gemmi, Dents du Midi, Gr. St. Bernard aber auch Queyras, dessen mediterraner Jahresgang niederschlagsgenetisch ebenfalls hier einzuordnen ist, weist Nordost-Jotunheimen bereits den für die Skandenostabdachung typischen subkontinentalen Niederschlagsgang auf. Begünstigt durch ein Vorlandniveau von über 400 m NN, muß das Sommermaximum hier auf die Effi-

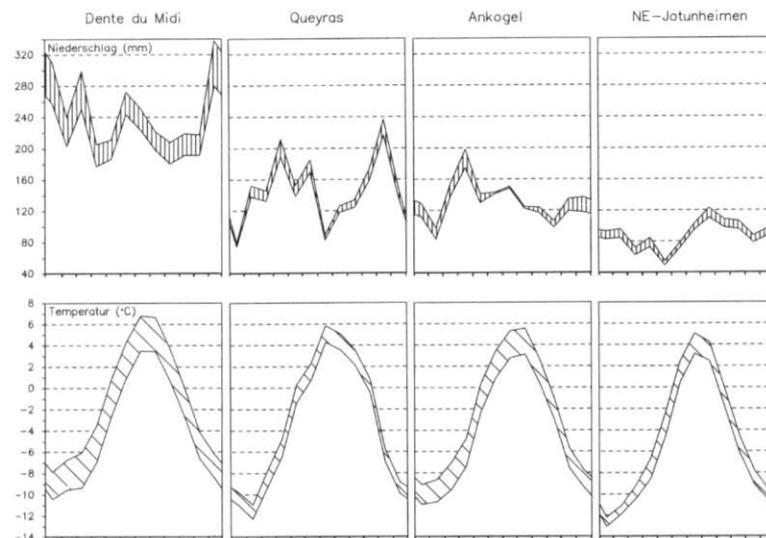


Abb. 1: Jahresgang des Niederschlags und der Temperatur an der nivalen Untergrenze sowie der Schneegrenze. Die dazwischenliegende Fläche ist schraffiert dargestellt

Annual regime of precipitation and temperature at the lower limit of the nivation zone, as well as the (glacier) snow line. The intermediate section has been shaded

zienz sommerlich konvektiver Niederschläge bis in Höhenlagen von über 1700 m NN zurückgeführt werden. Die regelhafte Zunahme der Niederschläge mit der Höhe entspricht aber insgesamt den von WEISCHET (1979, p. 206) als gesetzmäßig formulierten Bedingungen bei advektiv dominierter Niederschlagsgenese („Advektionstyp der vertikalen Niederschlagsverteilung“).

Die Zuverlässigkeit der Temperaturkalkulation kann z. B. durch die Ergebnisse von KERSCHNER für die Hohen Tauern bestätigt werden. KERSCHNER (1985, p. 365) gibt für die Nordabdachung der Hohen Tauern im Niveau der GWL (2640 m NN) eine Jahresmitteltemperatur (JMT) von $-2,7^{\circ}\text{C}$ an, während unsere Berechnungen für 2800 m (Ankogel und Glockner) eine JMT von $-4,1^{\circ}\text{C}$ ergeben. Die Differenz erklärt sich bereits durch die unterschiedlichen Höhenlagen der GWL. Ein Vergleich mit den kalkulierten Niederschlägen scheint nicht sinnvoll, da bei KERSCHNER (1985) nur die feuchtere Nordabdachung der Hohen Tauern in 2000 m NN angegeben ist.

Methodische Differenzierung

Anstelle einer methodischen Zeitreihenanalyse, wie sie z. B. bei der Erfassung des Massenbilanzverhaltens von Gletschern verwendet wird (vgl. GAMPER

u. SUTER 1978), erfolgte die weitere Differenzierung des Materials anhand einer Datenmatrix, in der die Ergebnisse der Kalkulationen in Raumreihen zusammengefaßt wurden. Mit Hilfe dieser Datenmatrix sollte überprüft werden, ob und in welchen Zeitintervallen des Jahres die klimatischen Bedingungen an den Untergrenzen nivaler und glazialer Formungsdominanz eine gebietsübergreifend einheitliche Charakteristik aufweisen. Damit verbunden ist die Forderung nach methodischer Extraktion der Zeitintervalle, für die die Streuung (Standardabweichung und Variationsbreite) der Raumreihe minimiert ist. In Tabelle 2 sind die kalkulierten Monatsmittel für ausgewählte Zeitintervalle in Raumreihen zusammengefaßt. Neben der Standardabweichung (s) und der Variationsbreite (D) wurden für die Niederschläge die Variationskoeffizienten (v) ermittelt. Bei den kurvilinearen Funktionen in Abb. 2 dient als Vergleichsmaß die Standardabweichung (s) der Residuen (hier: Differenzen zwischen den Temperaturen der Raumreihe und den Temperaturwerten der Funktion) in der Form:

$$s = \sqrt{\frac{(t_i - \hat{t}_i)}{n-2}}$$

Dabei sind t_i die Temperaturwerte der Untersuchungsgebiete, \hat{t}_i die Temperaturwerte der Regression und n die Anzahl der Untersuchungsgebiete.

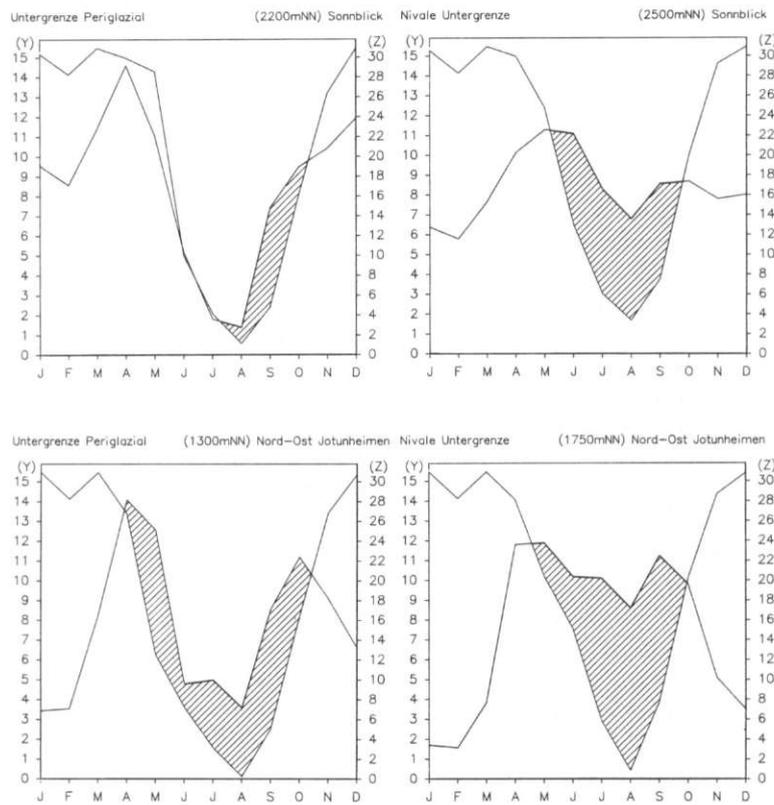


Abb. 3: Frostwechsellage (y) und Anzahl der Tage mit Schneebedeckung (z) an der periglazialen und nivalen Untergrenze an zwei Beispielen. Die schraffierte Fläche stellt den Zeitraum von schneefreien Frostwechsellagen dar

Freeze-thaw days and number of days with snow cover at the lower limits of the nivation and periglacial zones (two examples). The section shaded shows the period of freeze-thaw days without any snow

(z. T. Schneeniederschläge) bzw. durch einen höheren Grad der Bewölkung kompensiert werden, so daß Strahlungs- und Massenhaushaltsbilanzen der Schnee- und Firnfelder auch in Gebieten mit sehr unterschiedlichen absoluten Werten vergleichbar sind. Sowohl niedrige Temperaturen (Nordost-Jotunheimen: $0,8^{\circ}\text{C}$; 83 mm) als auch hohe Bewölkungsgrade und eine zusätzliche Ernährung (Dents du Midi: $3,9^{\circ}\text{C}$; 204 mm) begünstigen die Persistenz von Schneeflecken in der Ablationsperiode (Mai–Oktober). Die asymptotische Näherung der Kurvenpaare bei abnehmenden Niederschlägen in allen Intervallen entspricht auch einer Abnahme der Vertikalerstreckung der nivalen Stufe (Nordost-Jotunheimen: 1750–2020 m NN; Dents du Midi: 2300–2831 m NN). Dies zeigt, daß die Existenz einer nivalen Stufe in stärkerem Maße als die glaziale oder periglaziale Höhenstufe an ein hygrisches Mindestniveau gebunden ist. Für die Alpen und Skanden werden aufgrund der bereits geringen vertikalen Mächtigkeit der nivalen Stufe Nordost-Jotunheimens Niederschlagsjahressummen von über 1000 mm bzw.

Monatsmittel der Ablationsperiode (Mai–Oktober) von über 80 mm bei Temperaturen von unter -1°C (Jahr) bzw. unter 4°C (Mai–Oktober) als klimatische Determination der nivalen Stufe vorgeschlagen, die aber durch weitere Untersuchungen in den europäischen Hochgebirgen gesichert werden müßten.

Hier deutet sich eine gewisse thermische Beziehung zwischen der Untergrenze der nivalen Höhenstufe und der Verbreitung von diskontinuierlichem Permafrost in den Alpen (u. a. FURRER u. FITZE 1970; HAEBERLI 1975, 1978; BARSCH 1977) sowie in den Skanden (KING 1984) an. Nach BARSCH (1977, p. 138) liegt die Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostes in den Schweizer Alpen zwischen -1° und -2°C Jahresmitteltemperatur. Für Skandinavien nimmt KING (1984, p. 144) für diese Untergrenze eine Jahresmitteltemperatur von $-1,5^{\circ}\text{C}$ an. Allerdings führt die Existenz von Permafrost nicht zwangsläufig zum Auftreten perennierender Schneefelder und der damit verbundenen nivalen Morphodynamik; nämlich dann, wenn das hygrische Mindestniveau nicht erreicht wird (vgl. Abb. 1).

Formungsbedingungen und Prozesse

Da in der Literatur der periglaziale (i. e. S.) und nivale Formenschatz meistens unter dem Begriff Periglazialerscheinungen, als Höhenstufe (Landschaftsgürtel) mit Dominanz frostdynamischer Prozesse, zusammengefaßt werden (s. o.), sollen abschließend die Jahresgänge von Frostwechselhäufigkeit und Schneebedeckung für die Untergrenzen periglazialer und nivaler Formung diskutiert werden (vgl. Abb. 3).

Die Untergrenze der periglazialen Stufe weist in den beiden Beispielen der Abb. 3 die absolut größte Frostwechselhäufigkeit mit Haupt- und Nebenmaximum im Frühling und Herbst (bzw. Winter: Sonnblick) auf. Aufgrund der isolierenden Wirkung einer Schneedecke muß das Winterhalbjahr für beide Höhenstufen als Phase relativer Formungsruhe, die mit zunehmender Höhe länger wird, bezeichnet werden. Während in der periglazialen Höhenstufe zwei relativ kurze Hauptformungsphasen im Frühling und im Herbst zu beobachten sind, ist an der nivalen Untergrenze eine vergleichsweise längere Formungsperiode im Sommer festzustellen.

Für die nivale Stufe darf neben Solifluktions- und Kryoturbationsprozessen gerade in der Ablationsperiode eine intensive Frostverwitterung angenommen werden (vgl. u. a. HALL 1980), wobei den Schnee- und Firnfeldern in diesem Zeitraum die oben beschriebene prozeß-differenzierende Bedeutung zukommt. Unter dem Eindruck dieser jahreszeitlichen Polarisierung zwischen einer Phase relativer Formungsruhe und einer formungsintensiven Phase ist die Existenz einer nivalen Höhenstufe auch unter anderen klimatischen Bedingungen erklärbar. Inwieweit die oben genannten klimatischen Determinanten auf andere Gebiete der Erde, wie z. B. Tibet (vgl. HÖVERMANN 1985), übertragbar sind, bedarf der weiteren Überprüfung.

Literatur

- BARSCHE, D.: Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. In: Abh. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3, 31, 1977, 118-141.
- BERGER, H.: Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen. Klagenfurt 1964.
- BOWMAN, I.: The Andes of the Southern Peru. Geographical reconnaissance along the 73rd Meridian. New York 1916.
- DOHRENWEND, J. C.: Nivations Landforms in the Western Great Basin and their Paleoclimatic Significance. In: Quaternary Research 22, 1984, 275-288.
- ESCHER, H.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen. In: Geogr. Helvetica 25, 1970, 35-43.
- : Zur Bestimmung des Niveau 365 in den Schweizer Alpen. In: Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 16, 1973, 90-103.
- FURRER, G.: Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen. Zürich 1965.
- FURRER, G. u. FITZE, P.: Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen. In: Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich 115, 1970, 353-368.
- FRITZ, P.: Gesteinsbedingte Standorts- und Formendifferenzierung in den Ostalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. 118, 1976, 237-282.
- GAMPER, M. u. SUTER, J.: Der Einfluß von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. In: Geogr. Helvetica 33, 1978, 183-18.
- GARLEFF, K.: Verteilung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen in Skandinavien. In: Göttinger Geogr. Abh. 51, 1970, 1-66.
- GROSS, G.: Die Schneegrenze und die Altschneelinie in den österreichischen Alpen. In: Innsbrucker Geogr. Studien 8, 1983, 59-83.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. u. PATZELT, G.: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. In: Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 12, 1976, 223-251.
- HAEBERLI, W.: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitt. Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie ETH Zürich 17, 1975.
- : Special Aspects of High Mountain Permafrost Methodology and Zonation in the Alps. In: III Int. Conf. on Permafrost, Proceedings 1, 1978, 378-384.
- HALL, K.: Freeze-thaw activity at a nivation site in Northern Norway. In: Arctic and Alpine Research 12, 1980, 183-194.
- : Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in Northern Norway. In: Norsk Geogr. Tidsskr. 39, 1975, 27-37.
- HAVLIK, D.: Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen. Freiburger Geogr. Hefte 7, 1969.
- HEUBERGER, H.: Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. In: Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarlandes 29, 1980, 35-48.
- HÖLLERMANN, P.: Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 4, 1964.
- : Probleme der rezenten geomorphologischen Höhenstufung. In: Tagungsbericht und wiss. Abh. 40. Dt. Geographentag Innsbruck 1975, 61-75. Wiesbaden, 1976.
- HÖVERMANN, J.: Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. In: Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 56, 1985, 143-153.

- : Morphogenetic Regions in Northeast Xizang (Tibet). In: HÖVERMANN, J. a. WANG WENYING (ed.): Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Peking 1987, 112-139.
- JACOBSEN, J.-P.: Formengemeinschaften und Formungsprozesse im östlichen Okstindan (Nord-Norwegen) - Eine Luftbildinterpretation unter Verwendung eigener Geländebeobachtungen. Unveröff. Diplomarbeit im Fach Geographie der Georg-August-Universität, Göttingen 1984.
- KARTE, J.: Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. Bochumer Geogr. Arb. 35. Paderborn 1979.
- KERSCHNER, H.: Quantitative Palaeoclimatic Inferences from Lateglacial Snowline, Timberline and Rock Glacier Data, Tyrolean Alps, Austria. In: Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 21, 1985, 363-369.
- KING, L.: Permafrost in Skandinavien. Heidelberger Geogr. Arb. 76, 1984.
- KRÜGER, G.: Aktuelle Schneefleckenformung in den Skanden am Beispiel des Kebnekaise, Nord-Lappland. Unveröff. Diplomarbeit im Fach Geographie der Georg-August-Universität, Göttingen 1985.
- KUHN, M.: Die Höhe der Schneegrenze in Tirol, berechnet aus Fliris klimatischen Profilen. In: Innsbrucker Geogr. Studien 8, 1983, 85-91.
- LEHMKUHL, F.: Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. Göttinger Geogr. Abh. 88, 1989.
- LEIBOUTRY, L.: Traité de Glaciologie. 2 Bd. Paris 1965.
- LOUIS, H.: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. In: Geogr. Taschenbuch 1954/55, 414-418.
- ÖSTREM, G. u. ZIEGLER, T.: Atlas over Breer i Sør-Norge. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Meddelelse 20. Oslo 1969.
- ÖSTREM, G., HAAKENSEN, N. u. MELANDER, O.: Atlas over Breer i Nord-Skandinavia. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Meddelelse 22. Oslo/Stockholm 1973.
- MATTHES, F. E.: Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. In: U. S. Geol. Surv. 21, Annual Report 2, Washington 1900, 173-190.
- RAPP, A.: Periglacial nivation cirques and local glaciations in the rock canyons of Söderasen, Scania, Sweden. A discussion and new interpretation. In: Geografik Tidskrift 82, 1982, 95-99.
- : Comparative studies of actual and fossil nivation in north and south Sweden. In: Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 60, 1986, 251-263.
- RAPP, A., NYBERG, R. a. LINDH, L.: Nivation and local glaciation in N. and S. Sweden. A progress report. In: Geogr. Annaler 68A, 1986, 197-205.
- ROST, K. T.: Höhenstufen der Formung in NE-Jotunheimen unter besonderer Berücksichtigung der nivalen Formen. Unveröff. Diplomarbeit im Fach Geographie der Georg-August-Universität, Göttingen 1988.
- RUDBERG, S.: Some Observations Concerning Nivation and Snow Melt in Swedish Lapland. In: Abh. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3, 29, 1974, 263-273.
- SCHUNKE, E.: Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland. In: Abh. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3, 29, 1974, 274-286.
- STINGL, H.: Ein periglazial-morphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. Göttinger Geogr. Abh. 49, 1969.
- THORN, C. E.: Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range. In: Geolog. Soc. Bull. 87, 1976, 1169-1178.
- : Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. In: Earth Surface Processes and Landforms 4, 1979, 41-52.
- : Nivation: A geomorphic chimera. In: CLARK, M. J. (ed.): Advances in Periglacial Geomorphology 1988, 3-31.
- THORN, C. E. a. HALL, K.: Nivation: An arctic-alpine comparison and reappraisal. In: Journal of Glaciology 25 (91), 1980, 109-124.
- TROLL, C.: Klimatypen an der Schneegrenze. In: Actes IV Congrès Inqua, Rome - Pise 1953, 820-830.
- WANG JINTAI: Climatic geomorphology of the northeastern part of the Qinghai-Xizang Plateau. In: HÖVERMANN, J. a. WANG WENYING (ed.): Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Peking 1987, 140-175.
- WEISCHET, W.: Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Stuttgart 1979.
- ZINGG, T.: Die Bestimmung der Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. In: Mitt. des Eidg. Inst. f. Schnee- und Lawinenforschung 12, 1954, 848-854.

Quellen der Klimadaten

1. Österreich
Die Niederschläge, Schneeeverhältnisse und Lufttemperaturen in Österreich im Zeitraum 1971-80. Beiträge zur Hydrographie Österreichs 46, Wien 1983.
Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, Bd. 79-80, Wien 1971-80.
2. Schweiz
Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Bd. 108-117, Zürich 1971-80.
3. Frankreich
GARNIER, M.: Valeur moyenne des hauteurs des précipitations en France période 1951-70. Direction de la Météorologie, Monographies 91, Paris.
- JAIL, M. u. MARCHINI, J.: Observations météorologiques dans le département de l'Isère pour l'année 1971-80. Supplément à la Revue de Géographie Alpine (59-68). Commission météorologique de l'Isère.
4. Norwegen
Norsk meteorologisk Institutt, Oslo (Hrsg.): Norsk Meteorologisk Arbok 1971-80.