

## ISOTOPENHYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER SCHNEEDECKE AM PICO DE TEIDE (TENERIFFA)

Von M. BECHT und P. TRIMBORN

Mit 10 Abbildungen

ZUSAMMENFASSUNG

Meteorologische Messungen am Pico de Teide (Teneriffa) ergaben für die Hochlagen (> 2800 m ü. d. M.) ein Dampfdruckgefälle von der Schneedeckenoberfläche zur Atmosphäre. Damit sind Voraussetzungen für den Abbau der Schneedecke auch durch Verdunstung und Sublimation gegeben. Isotopenhydrologische Untersuchungen der Schneedecke bestätigen diese Energie- und Massenumsätze.  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  zeigen eine deutliche Anreicherung an der Oberfläche während des gesamten Meßzeitraumes.

In tiefen Lagen um 2400 m ü. d. M. alternieren Verdunstung, Kondensation und Schmelze, da sowohl in der Nacht als auch am Tage Phasen mit einem niedrigeren Dampfdruck über der Schneedeckenoberfläche als in der Atmosphäre auftreten. Die Bedeutung von Schmelzvorgängen beim Abbau der Schneedecke steigt mit abnehmender Höhenlage. Mit dem Schmelzwasser kommt es zur Verlagerung schwerer Isotope zur Basis der Schneedecke. Der Abfluß aus der Schneedecke ist isotopisch schwerer als die verbleibende Schneerücklage, da mit dem Schmelzwasser bevorzugt schwere Isotope, die durch Verdunstungsvorgänge an der Schneedeckenoberfläche zunächst angereichert werden, transportiert werden. Der Abbau der Schneedecke erfolgt von der Oberfläche.

### INVESTIGATION OF THE ISOTOPE HYDROLOGY IN THE SNOW COVER ON PICO DE TEIDE (TENERIFE)

#### SUMMARY

Meteorological records and measurements of the isotopic composition of the snow at various altitudes on Pico Teide (Tenerife) document the varying importance of evaporation (or sublimation) and melting of the snow cover.

At altitudes above 2800 m a. s. l. the vapor pressure of the snow is higher than that of the air in the boundary layer. Evaporation and sublimation dominate the mass balance of the snow while melting is of minor importance and correspondingly the  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  content of the upper snow layer was higher than in the deeper layers.

Vapor pressure conditions at lower altitudes, e. g. 2400 m a. s. l., favor an alternation of melting and evaporation.  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  are moving with the meltwater to the base layers of the snow cover. The snowmelt run-off shows a higher content of  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  than the remaining snow because the snow melts from the surface of the snow cover where evaporation and sublimation occurs also.

## 1. EINLEITUNG

Die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags und der Schneedecke ist durch zahlreiche Untersuchungen besonders in gemäßigten und polaren Klimaten gut bekannt (z. B. Moser und Rauert 1980, Moser und Stichler 1975, Peña 1989). In tropischen Gebirgen wurden isotopenhydrologische Untersuchungen an Schneedecken bisher nur selten durchgeführt (Gonfiantini 1970), obwohl gerade in strahlungsreichen, ariden Hochgebirgen dieser Klimazone der Gehalt und die Verteilung der schweren Isotope des Sauerstoffs ( $^{18}\text{O}$ ) und des Wasserstoffs ( $^2\text{H}$ ) in der Schneedecke wichtige Informationen über die Prozesse des Schneedeckenabbaus geben können.

Seit den vierziger Jahren berichteten C. Troll (1942, 1949) und andere (Lliboutry 1964; Kotlyakov und Lebedeva 1974) mehrfach über das Vorkommen von Büßerschnee (Penitentes) in tropischen Hochgebirgen. Er bildet sich als Form der freien Ablation (Kraus 1966) meist aus jahreszeitlichem Schnee unterhalb der Firngrenze durch selektive Ablation bei hoher Einstrahlung, geringer Lufttemperatur und niedriger relativer Luftfeuchte. Verdunstung und Sublimation führen hier zu Veränderungen der isotopischen Zusammensetzung der Schneedecke.

Während der Ablationsperiode im Frühjahr 1990 wurde der Schneedeckenabbau am Osthang des 3717 m hohen Pico de Teide ( $28^\circ 16' \text{N}$ ,  $16^\circ 38' \text{W}$ ) in einem Höhenintervall von 600 m (2400–3000 m ü. d. M.) gemessen. Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) liegt über der Passatinversion des NE-Passates, die in 900–1700 m ü. d. M. im Sommer mit einer höheren Konstanz (90–95 %) als im Winterhalbjahr (ca. 50 %) auftritt

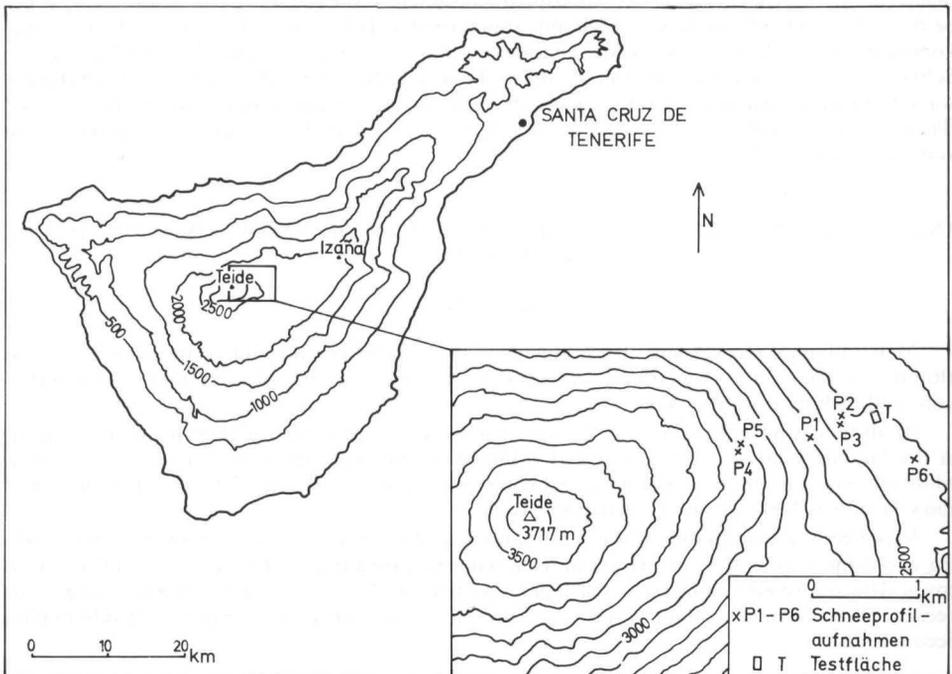


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes am Pico de Teide (Teneriffa)

(Kämmer 1974). Die Niederschläge fallen vorwiegend im Winter. Am Teide kommt es dann zu kräftigen Schneefällen.

Im Bereich der Caldera, die den Vulkankegel umgibt, liegt auf 2367 m ü. d. M. das Meteorologische Observatorium Izaña des Spanischen Meteorologischen Dienstes. Die durchschnittliche jährliche Niederschlagssumme beträgt hier 369 mm (1922–41). Im Zeitraum von Oktober 1989 bis März 1990 fielen mit 598 mm Niederschlag 162 % des langjährigen Mittels.

Während des Aufenthaltes am Pico de Teide vom 25. 2.—22. 3. 1990 wurden ergänzend zu den Messungen am Observatorium Izaña zusätzliche Beobachtungen mehrmals täglich während der Schneedeckenaufnahmen durchgeführt:

— Die relative Luftfeuchte konnte mit einem Haarhygrometer auf 5 % genau bestimmt werden.

— Die Lufttemperatur und die Schneetemperaturen wurden mit einem Digitalthermometer gemessen. Die Fehler bei ausreichender Meßzeit liegen bei wenigen  $1/10^{\circ}\text{C}$ . Die Bestimmung der Schneetemperatur in der obersten, meist verharschten Schicht (infolge nächtlicher Ausstrahlung) machte die größten Schwierigkeiten, da der Meßfühler nur schlechten Kontakt zum Harsch bekommt. Positive Werte in der obersten Schneeschicht wurden daher in den Schneeprofilen (Abb. 4) auf  $0^{\circ}\text{C}$  korrigiert. Die Messung der nächtlichen Minimumtemperaturen über der Schneedecke erfolgte mit einem Minimumthermometer.

— Die Schneeprofilaufnahmen richten sich nach den Vorschlägen in UNESCO/IASH/WMO (1970).

## 2. DER EINFLUSS DER WITTERUNG AUF DIE SCHNEEDECKENENTWICKLUNG IM MESSZEITRAUM

Die Schneedeckenentwicklung am Teide wird durch Neuschneefälle bei zyklonalem Witterungsgeschehen und Ablationsphasen bei Strahlungswetter beeinflusst. Im Winter 1989/90 fielen die ersten ergiebigen Schneefälle Ende Oktober und um die Mitte November. Bei Strahlungswetter und Warmluftzufuhr schmolz der Schnee wieder ab, so daß am Jahresende 1989 keine Altschneeaufgabe vorhanden war (Becht 1991).

Die Schneedecke wurde durch Neuschneefälle Ende Dezember neu aufgebaut. Bis zum Meßbeginn 25. 2. 1990 kam es nur vereinzelt zu geringfügigen weiteren Niederschlägen, so daß die untersuchte Schneedecke überwiegend aus dieser Periode stammt. Die Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Izaña lagen im Januar oft nur wenige Grad über dem Gefrierpunkt und stiegen erst im Februar auf Werte zwischen  $+5^{\circ}\text{C}$  und  $+10^{\circ}\text{C}$  an (Abb. 2), so daß vor allem im Februar schon mit dem Abbau der Schneerücklagen zu rechnen ist. Die südexponierten Hänge des Teide waren bei Meßbeginn aper. Die längere Schneedeckendauer an Osthängen kann durch höhere Schneeaakkumulation während des Schneefalls begünstigt werden. Auf den freien, windexponierten Hängen wird der Schnee bei hohen Windgeschwindigkeiten ( $>100\text{ km/h}$ ), wie sie während der Schneefallperiode auftraten, sehr leicht verdriftet.

Die Schneedeckenentwicklung wird am Teide durch ein hohe Sättigungsdefizit der Luft beeinflusst. Die relative Luftfeuchte sinkt an der Station Izaña in den Mittagsstunden vor allem an Strahlungstagen auf unter 40 % ab. Diese Werte werden nach eigenen Messungen am Osthang des Teide noch um 10–15 % unterschritten.

Abbildung 3 zeigt, daß Kondensation an der Schneedeckenoberfläche während der Nachtstunden stattfinden kann, wenn die Schneedecke oberflächlich auskühlt. Die

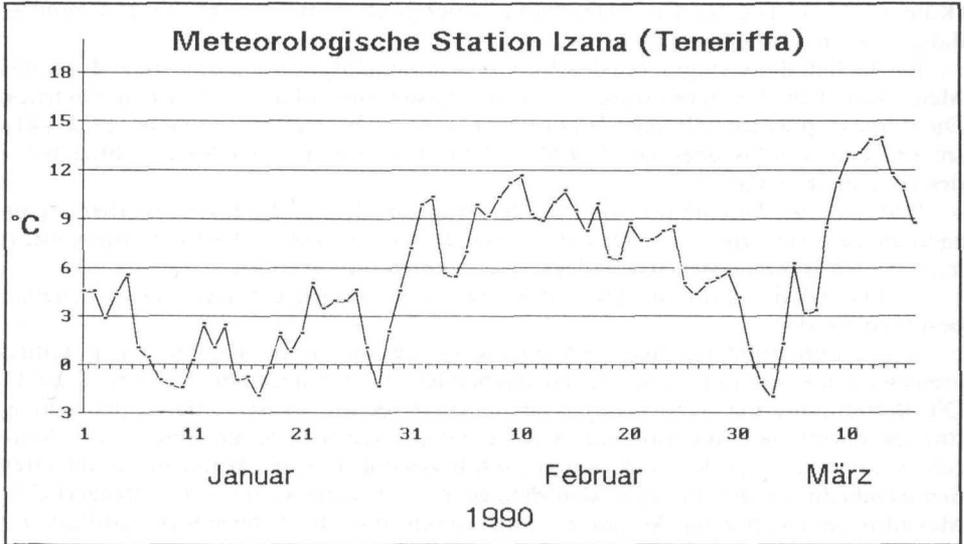


Abb. 2: Die Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Izaña

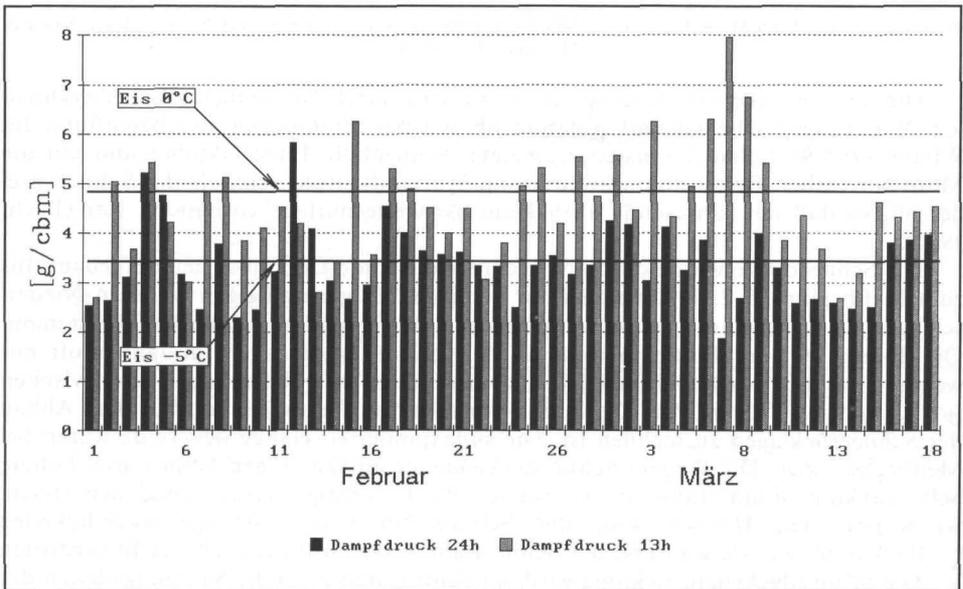
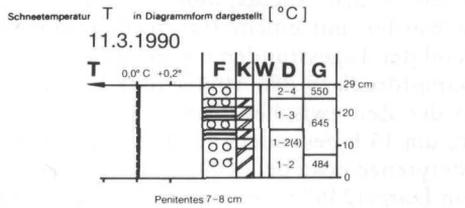
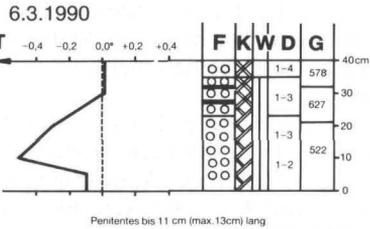
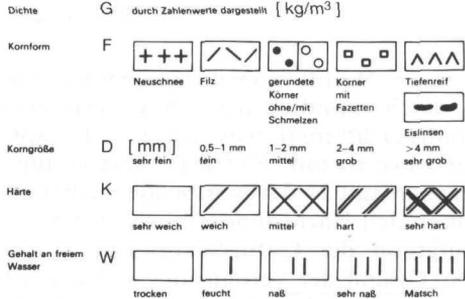
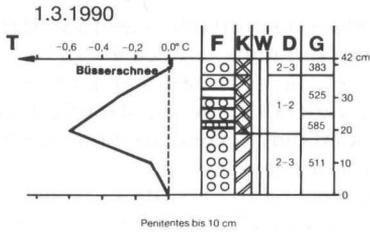
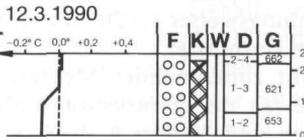
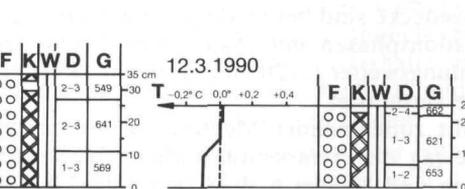
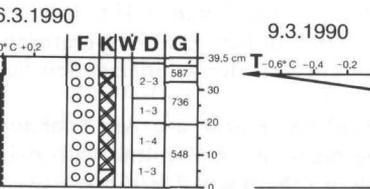
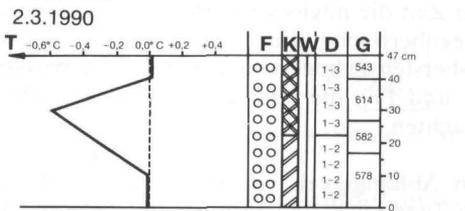
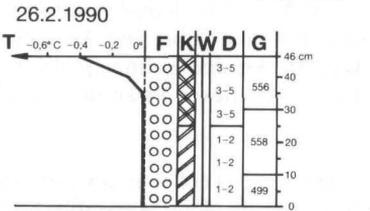


Abb. 3: Der aktuelle Dampfdruck in der Atmosphäre (Station Izaña, 2367 m ü. d. M.)

# PROFIL 4 2970m



# PROFIL 1 2580m



# PROFIL 3 2425m

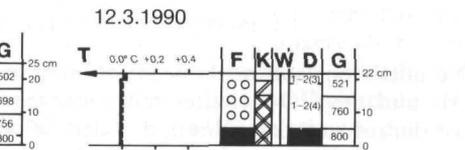
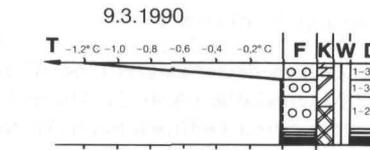
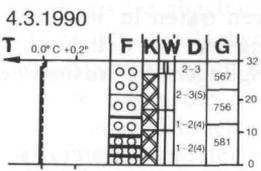
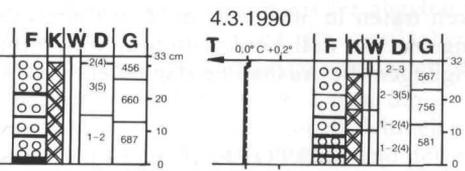
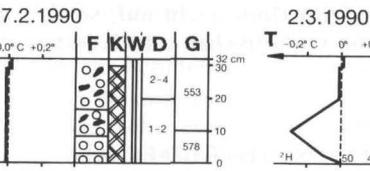


Abb. 4: Schneeprofilaufnahmen an einem nordostexponierten Hang des Pico de Teide im Frühjahr 1990

Minima der Nachttemperaturen über der Schneedeckenoberfläche lagen im Meßzeitraum durchschnittlich bei  $-6^{\circ}\text{C}$ . Das absolute Minimum erreichte  $-11^{\circ}\text{C}$ . Die Dampfdruckdifferenz zwischen der Atmosphäre in 2 m Höhe und der Luft über der Schneedecke ist mit  $\pm 0,5\text{ g/m}^3$  aber gering. Da zudem der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit  $2-3,5\text{ g/m}^3$  schon niedrig ist, finden durch Kondensation oder Sublimation in den Nachtstunden nur wenig Massenverlagerungen statt.

Aufgrund der kräftigen Erwärmung der Atmosphäre ( $> +10^{\circ}\text{C}$ , selten auch  $> +20^{\circ}\text{C}$ ) und der Verdunstung von der Schneedecke ist der Dampfdruck um 13 h höher als in den Nachtstunden (Abb. 3). Die Oberflächentemperaturen der Schneedecke wurden mit einem Infrarotthermometer bestimmt. Sie lagen im Meßzeitraum während der Tagesstunden mit Sonneneinstrahlung bei  $0^{\circ}\text{C}$ , so daß meist ein niedriger Dampfdruck in der Atmosphäre herrschte (Abb. 3).

In der Zeit zwischen dem 6. 3. und 9. 3. 1990 ist der Dampfdruck in der Atmosphäre um 13 h besonders hoch (bis zu  $8\text{ g/m}^3$ , Abb. 3). In dieser Periode lag die Wolkenobergrenze etwa bei 2500 m, so daß das Sättigungsdefizit in der Atmosphäre an der Station Izaña (2367 m) bei einer relativen Luftfeuchte von 90–100 % sehr niedrig war. Das Dampfdruckgefälle zur Oberfläche der Schneedecke (Temperatur  $0^{\circ}\text{C}$ ) erreicht in dieser Zeit die höchsten Werte des Meßzeitraumes (Abb. 3). Die Kondensation an der Schneeoberfläche und die Ablagerung von Wolkentröpfchen führt zur Anreicherung der obersten Schneeschicht mit freiem Wasser (Abb. 4). An den Schneeprofilen (Profile I und IV), die oberhalb der Wolkenschicht lagen, ist dieses Phänomen nicht zu beobachten.

In Abhängigkeit von der Lage der Wolkenobergrenze wechseln an der Station Izaña Tage mit Kondensation und Tage mit Verdunstung ab. Die Massenverluste der Schneedecke sind bei niedrigen maximalen Lufttemperaturen von  $+3^{\circ}\text{C}$  in den Kondensationsphasen mit etwa  $7\text{ mm/d}$  geringer als bei hohen Lufttemperaturen und Strahlungswetter ( $> 20\text{ mm/d}$ , Becht 1991), wenn ein Teil der schmelzenden Schneedecke verdunstet.

Mit zunehmender Meereshöhe nimmt die Lufttemperatur ab. Am Osthang des Teide lag der Temperaturgradient an Strahlungstagen im Höhenintervall zwischen 2400 m und 3000 m ü. d. M. mit  $1,2-1,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  sehr hoch. Da die relative Luftfeuchte keine Änderungen aufwies, lag der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre in 3000 m (z. B.  $2,1\text{ g/m}^3$  am 12. 3. 1990) niedriger als in 2400 m ü. d. M. (z. B.  $3,1\text{ g/m}^3$ ). Wolken traten in 3000 m ü. d. M. während der Meßperiode nicht auf, so daß davon auszugehen ist, daß Verdunstung und Sublimation vorherrschen und Kondensationsbedingungen die Ausnahme darstellen.

### 3. ISOTOPENGEHALTE IN DER SCHNEEDECKE

#### 3.1 ISOTOPENVERTEILUNG BEI MESSBEGINN

Die mittleren Isotopenkonzentrationen in der Schneedecke zeigen eine Abnahme des  $^2\text{H}$ - und des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes mit zunehmender Meereshöhe (Abb. 5). Diese Verteilung ist darauf zurückzuführen, daß der Gehalt an schweren Isotopen beim Aufsteigen der feuchten Luftmasse oberhalb des Kondensationsniveaus (Höheneffekt) abnimmt. Die mit der Höhe abnehmende Kondensationstemperatur kann darüber hinaus zu einer Abreicherung der schweren Isotope in den Niederschlägen führen. Isotopenge-

haltsänderungen, die während der Ablationsperiode auftraten, sind dagegen geringer (vgl. 3.2). Die absoluten Konzentrationen der schweren Isotope sind am Teide höher als in außertropischen und polaren Gebirgen (Abb. 6). Messungen am Kilimandscharo und in der Sierra Nevada Kaliforniens zeigen, daß die Absolutwerte unterschiedlicher Zirkulationssysteme differieren, so daß ein Vergleich mit unseren Ergebnissen nur bedingt möglich ist.

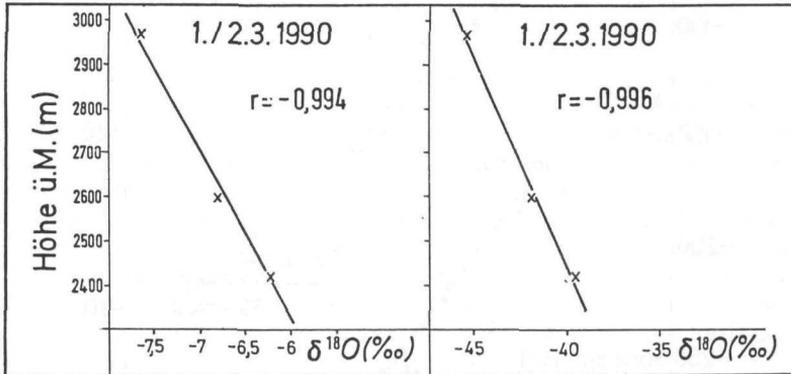


Abb. 5: Die Abnahme der Isotopengehalte in der Schneedecke mit der Höhe ü. d. M.

Die Verteilungen der Isotopenkonzentrationen in den Schneeschichtprofilen der unterschiedlichen Höhenstufen am nordostexponierten Hang des Teide unterscheiden sich deutlich voneinander, wobei sich Deuterium und  $^{18}O$  weitgehend ähnlich verhalten (Abb. 7). Während in 3000 m ü. d. M. (Profil IV) hohe  $^2H$ - und  $^{18}O$ -Gehalte an der Schneedeckenoberfläche auftreten, sind diese in 2600 m ü. d. M. (Profil I) und vor allem in 2400 m ü. d. M. (Profil III) an der Basis der Schneedecke zu finden.

Die Variabilität der Isotopengehalte innerhalb der Profile nimmt mit der Höhe zu. Diese Verteilung ist auf die gerade in den Hochlagen (Profil IV in 3000 m ü. d. M.) vorherrschende Verdunstung (vgl. 2.) zurückzuführen. Wie die Schneeprofilaufnahmen zeigen, wird der in der Nacht aufgebaute Kälteinhalt der Schneedecke auch am Profil IV bei intensiver Sonneneinstrahlung am Vormittag rasch wieder abgebaut. Es kommt aber hier im Gegensatz zu den tieferen Lagen (Profil I und III) oberflächennah nur zu geringer Schmelzwasseransammlung, da das Schmelzwasser verdunsten kann.

Während der intensiven Ablation nach dem 9. 3. 1990 tritt in Lagen um 2500 m ü. d. M. neben Schneeverdunstung und -sublimation zunehmend auch Schmelze auf. Dies zeigt sich schon an der stärkeren Durchfeuchtung (Profil 3, Abb. 4) und der geringen Härte an der Oberfläche der Schneedecke. Die Schmelzwässer infiltrieren und es kommt mit ihnen zu einem Transport und einer Ansammlung schwerer Isotope, die bei der Verdunstung zunächst an der Schneedeckenoberfläche angereichert wurden, an der Basis der Schneedecke. An einer Schneelysimeterfläche in 2400 m ü. d. M. wurde in der Zeit vom 9. 3.—12. 3. 1990 ein Abfluß aus der Schneedecke von 0,7 mm/d gemessen. Dies entspricht etwa 10–20 % des Massenverlustes der Schneedecke dieser Höhenstufe. Die Abflüsse aus der Schneedecke weisen am 12. 3. 1990 gegenüber dem verbleibenden Schnee leicht erhöhte  $^2H$ -(-32 %) und  $^{18}O$ -(-5,5 %)-Konzentrationen auf (vgl. Prof. 3, Abb. 4).

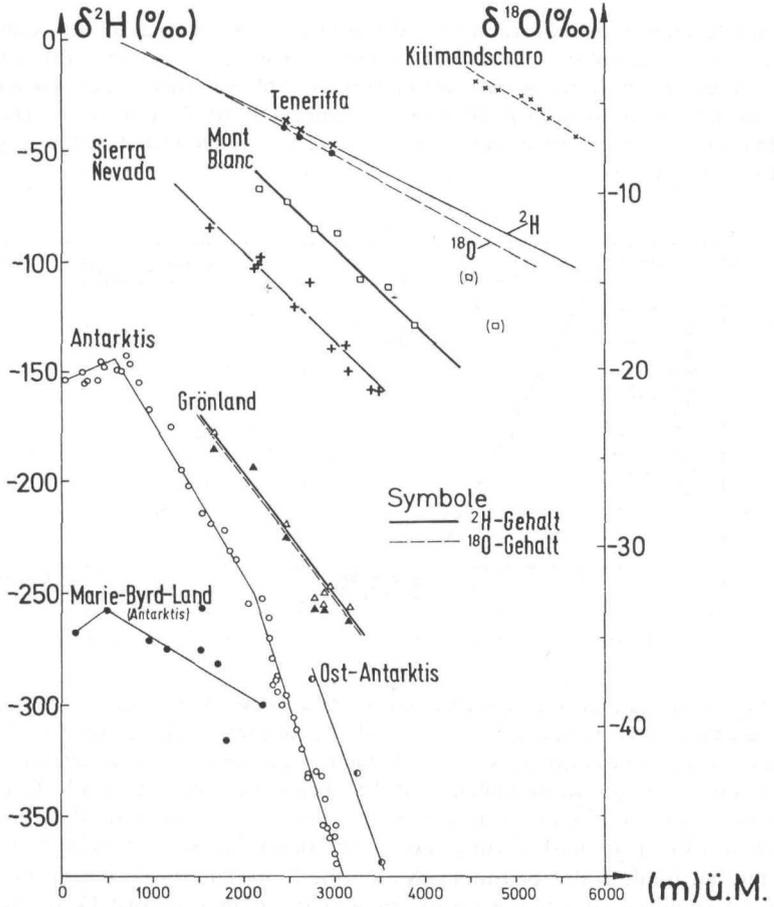


Abb. 6: Globale Variationen des Isotopenhöheneffektes in Schneeniederschlägen (nach Moser et al. 1975, S. 152)

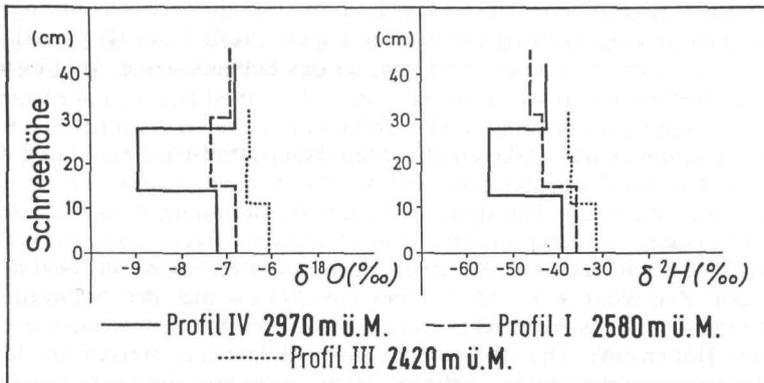


Abb. 7: Die Verteilung der Isotopen in den Schneeprofilen am Pico de Teide bei Meßbeginn

Mittlere Höhenlagen (Profil I) zeigen den Übergang zwischen dominanter Verdunstung und kräftiger Schneeschmelze in tieferen Lagen (Profil III in 2400 m ü. d. M.). Die Anreicherung von  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  an der Oberfläche der Schneedecke ist nicht so ausgeprägt wie in den Hochlagen (Profil IV). Die große Härte und die geringere Schneedichte in den obersten Schneeschichten belegt, daß der Einfluß des Schmelzwassers hier geringer ist als in den tiefen Lagen (Becht 1991).

### 3.2 DIE VERÄNDERUNG DER ISOTOPENGEHALTE IN DEN SCHNEESCHICHTPROFILEN WÄHREND DER ABLATIONSPERIODE

Die Verteilung des  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  in der Schneedecke des Profils IV ändert sich im Verlauf der Ablationsperiode nur wenig (Abb. 8). Die Anreicherung in den obersten Schichten bleibt bis zu deren Abbau zwischen dem 11. 3. und dem 21. 3. 1990 ebenso erhalten wie die geringen Konzentrationen in der Profilmitte. Neben einer geringen Setzung (Verdichtung) der Schneedecke fällt vor allem auf, daß die Isotopenverteilung den Abbau der Schneedecke ausgehend von der Oberfläche belegt. Dies zeigt auch die mit Andauern der Ablation zunehmende Dichte in den unteren Teilen der Profile nahe der Basis, die auf die Infiltration des an der Oberflächen entstandenen Schmelzwassers in die Schneedecke zurückgeführt werden muß. Der von Moser et al. (1975) in den chilenischen Anden beobachtete Abbau der Schneerücklage von der Basis läßt sich am Teide nicht bestätigen.

Im Grenzbereich zwischen dominierender Verdunstung und kräftiger Schneeschmelze zeigt das Profil I (2600 m ü. d. M.) bis zum 2. 3. 1990 eine Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  an der Oberfläche, die im weiteren Verlauf der Ablation durch Schmelzwasserinfiltration abgebaut wurde, während gleichzeitig die Konzentrationen an der Basis kontinuierlich anstiegen (Abb. 8).

Besonders auffällig ist die Veränderung zwischen dem 2. 3. und dem 6. 3. 1990. Während dieser Periode lag eine tiefe Wolkendecke, deren Obergrenze die Meßstelle I in 2600 m ü. d. M. gerade erreichte, am Teide (vgl. Abschn. 2). Es kam zu Kondensation an den Schneedeckenoberflächen, die damit weich und feucht wurden (Abb. 4). Solange die Kondensation anhielt, konnte das Schmelzwasser zur Gänze in die Schneedecke einsickern, so daß schwere Isotope aus der Deckschicht in tieferliegende Straten gelangten. Erst nachdem Strahlungswetter einsetzte, entstand erneut eine geringe Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  an der Schneedeckenoberfläche, die während der intensiven Schneeschmelze bis zum 12. 3. 1990 wieder abgebaut wurde.

Der zeitliche Verlauf der mittleren Isotopengehalte in der Schneerücklage in 2600 m ü. d. M. am Profil I (Abb. 9) zeigt, daß der Gehalt der schweren Isotope der gesamten Schneedecke nach einer Phase der Anreicherung durch Verdunstung während einer kräftigen Schneeschmelzperiode mit Abflußbildung wieder sinken kann. Der Abfluß aus der Schneedecke, der an den Meßstellen in 2400 m ü. d. M. nach dem 9. 3. 1990 auftrat, war daher isotopisch schwerer als der verbleibende Schnee. Die Differenz betrug bei  $^2\text{H}$  5–10 ‰ und bei  $^{18}\text{O}$  etwa 1 ‰.

An den tiefegelegenen Meßstellen in 2400 m ü. d. M. (Profil III) bestimmen im Meßzeitraum Schmelzprozesse die Isotopenverteilung, so daß es hier nur selten zu einer geringen Anreicherung schwerer Isotope an der Schneedeckenoberfläche kommt (Abb. 8). Die Diffusion des Schmelzwassers bewirkt hier eine im Vergleich zu den Meßstellen in 2600 m und 3000 m ü. d. M. starke Homogenisierung der Isotopenverteilung in der Schneedecke. Obwohl ein Teil der schweren Isotope mit dem Schmelzwasser abfließt, kommt es im Verlauf der Ablation zu einer leichten Anreicherung von  $^{18}\text{O}$

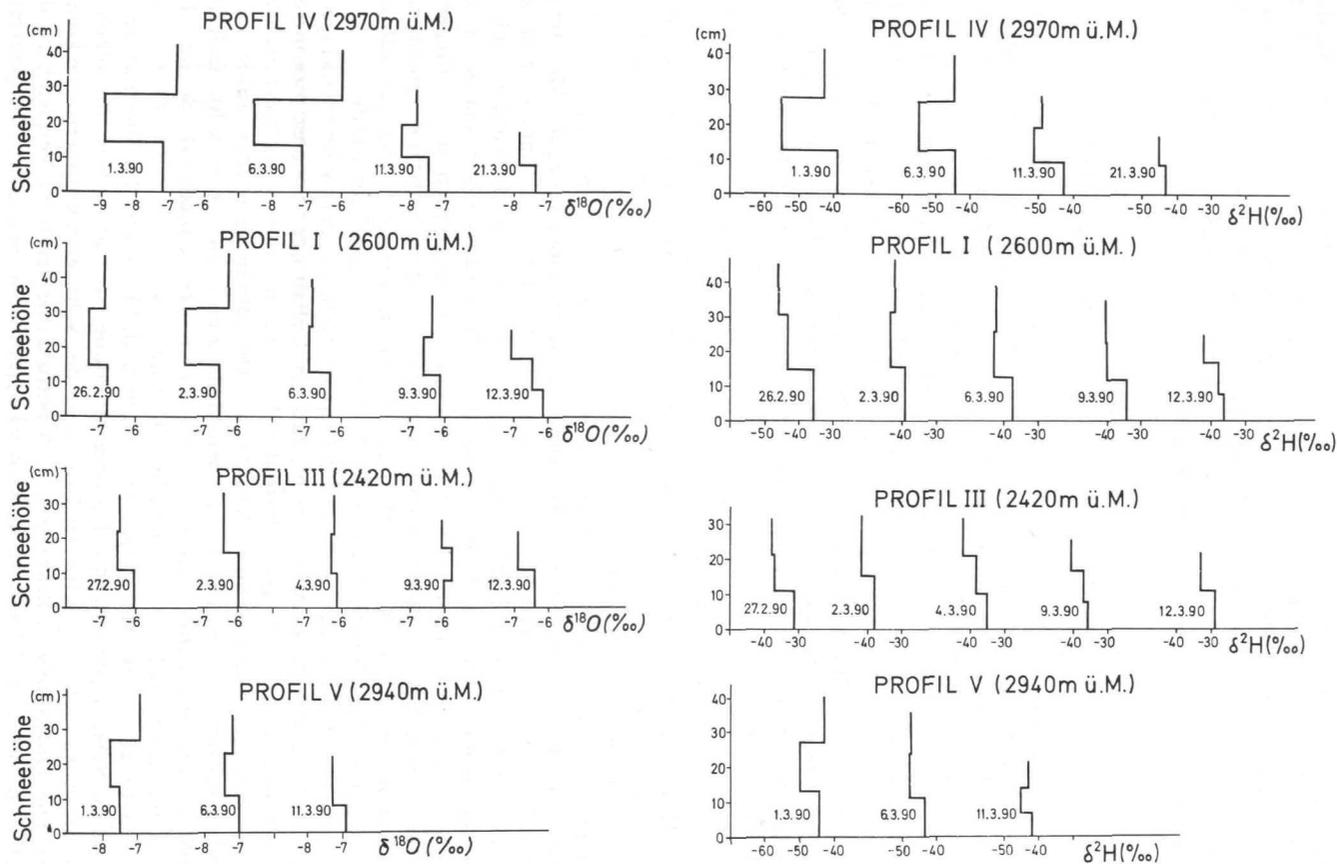


Abb. 8: Die Entwicklung der Isotopenverteilung in der Schneedecke im Verlauf der Meßkampagne

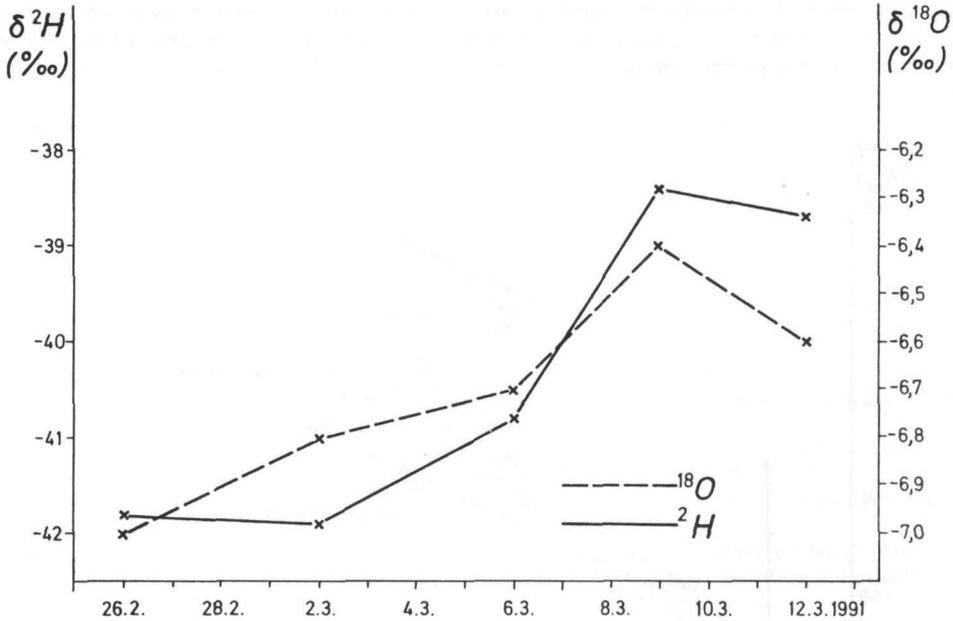


Abb. 9: Der mittlere Isotopenkonzentration in der Schneedecke am Profil I (2580 m ü. d. M.)

und  $^2\text{H}$ , was auch an diesen Meßstellen durch den Einfluß der Verdunstung erklärt werden kann.

Das Verhältnis von  $^2\text{H}$  zu  $^{18}\text{O}$  in den Profilen I und IV (Abb. 10) zeigt in der ersten Phase eine Verschiebung zum  $^{18}\text{O}$ , was auf ein Vorherrschen der Verdunstung schließen läßt. In dieser Periode können sich daher auch Penitentes oberhalb etwa 2800 m ü. d. M. auf nordexponierten Schneeflächen bilden, da die Schmelzwasserbildung an der Schneedeckenoberfläche die Verdunstungsrate nicht überschreitet, so daß der Wassergehalt der Schneedecke gering bleibt und die Schneedeckenoberfläche hart bis sehr hart ist (Liboutry 1964, Kraus 1966). Die Temperatur an der Schneedeckenoberfläche erreicht in den Mittagsstunden  $0^\circ\text{C}$ , muß also nicht wie Troll (1949) annahm negativ sein. Die in der Spätphase der Ablation einsetzende intensive Schmelzwasserbildung, die auch in 3000 m ü. d. M. zu geringem Abfluß aus der Schneedecke führen kann, bewirkt den Abbau des Büßerschnees.

Nach dem 6. 3. bzw. 9. 3. 1990 findet mit zunehmendem Schmelzeinfluß eine Verlagerung im Isotopenverhältnis (Abb. 10) zum  $^2\text{H}$  statt. Im Profil I wird diese Entwicklung durch Nebelbrüche zwischen dem 2. 3. und 6. 3. 1990 gestört. Die Ablagerung von Nebeltropfen und die Kondensation auf der Schneeoberfläche führt im Isotopenverhältnis zur relativen Anreicherung des Deuterium.

Der Vergleich südexponierter Hanglagen (Profil V) mit nordexponierten Flächen (Profil IV) in 3000 m ü. d. M. zeigt, daß der höhere Strahlungsgenuß sowie das höhere Angebot an fühlbarer Wärme in sonnenexponierten Lagen zur verstärkten Bildung von Schmelzwasser führt. Das Profil V weist daher im Vergleich zum Profil IV eine weniger stark ausgebildete Anreicherung schwerer Isotope an der Schneeoberfläche auf (Abb. 8). Die Entwicklung der Isotopenverteilung ist ähnlich wie in dem 400 m tiefer

gelegene Profil I in nordexponierter Position. Die stärkere Schmelzwasserbildung verhindert hier die Entstehung von Mikropenitentes, die in Nordexposition am 6. 3. 1990 bis zu 13 cm Länge erreichten.

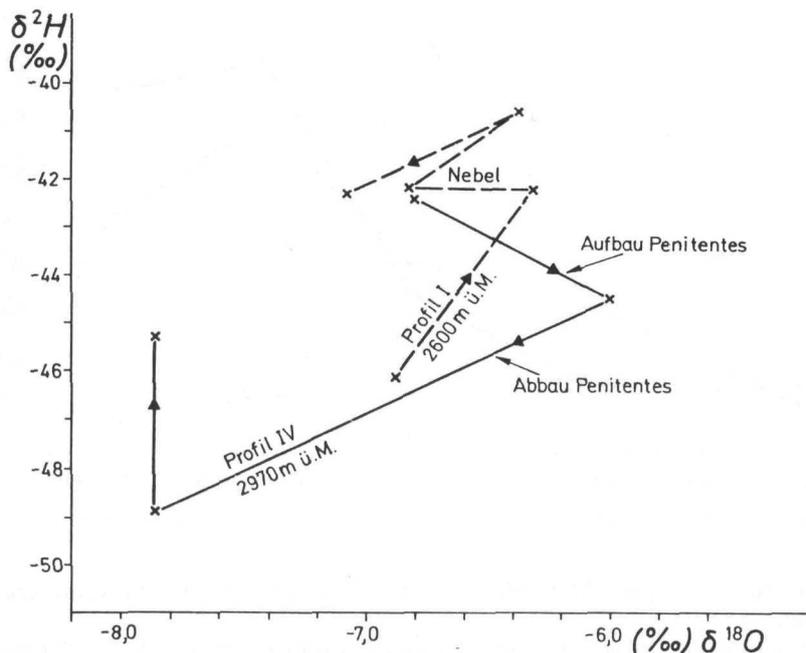


Abb. 10: Das Verhältnis von  $^{18}\text{O}$  zu  $^2\text{H}$  an den Profilstandorten I und IV

#### 4. SCHLUSSBEMERKUNG

Die Verteilung von  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  in der Schneedecke am Pico de Teide zeigt, daß die aufgrund der meteorologischen Bedingungen und schneehydrologischen Messungen (Becht 1991) für die hochgelegenen Meßstellen angenommene Dominanz der Verdunstung sich auch qualitativ nachweisen läßt. In tiefgelegenen sowie südexponierten Schneedecken kommt es verstärkt zur Schmelzwasserbildung. Der Isotopengehalt in der Schneedecke ändert sich, wenn eine beträchtliche Menge von Wasser mit einem  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Wert, der nicht dem fallenden Niederschlag entspricht, die betreffende Schneeschicht durchsickert. Es ergibt sich eine Anreicherung der schweren Isotope, wenn Schmelzwasser aus den Oberflächenschichten, die durch Verdunstung oder andere Effekte im Isotopengehalt angereichert sind, in die Schneedecke infiltrieren. Insgesamt führt der mit dem Durchsickern von Wasser verbundene Isotopenaustausch bei genügend langer Verweilzeit zwischen flüssiger und fester Phase zu einer gewissen Homogenisierung der Isotopengehalte und im allgemeinen zu einer Erhöhung der mittleren  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der gesamten Schneedecke (z. B. Moser & Rauert 1980). Mit dem Schmelzwasser werden die schweren Isotope zunächst zur Basis der Schnee-

decke verlagert und bei Andauern der Schneeschmelze mit dem Abfluß aus der Schneedecke transportiert.

In den Trockengebieten der Subtropen zeichnen sich die Gebirge gegenüber den Flachländern durch höhere Niederschläge aus. Diese fallen oft im Winterhalbjahr als Schnee. Ein nennenswerter Abfluß aus diesem hydrologischen Speicher Schneedecke findet aber nur in Höhen unter 2500 m ü. d. M. statt, so daß die Hochlagen darüber für die Wasserversorgung der Flachländer ohne Bedeutung sind.

## 6. LITERATUR

- Becht, M. (1991): Schneehydrologische Untersuchungen am Pico de Teide (Teneriffa). *Erdkunde*, Bd. 45, S. 264—276.
- Gonfiantini, R. (1970): Discussion. *Isotope Hydrology 1970*, IAEA, Wien.
- Kämmer, F. (1974): Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders im Hinblick auf den Nebelniederschlag. *Scripta Geobotanica*, 7, Göttingen.
- Kotlyakov, V. M. & Lebedeva, I. M. (1974): Nieve and ice penitentes. Their way of formation and indicative significance. *Zeitschr. f. Gletscherkde u. Gl.geologie*, Bd. X, S. 111—127.
- Kraus, H. (1966): Freie und bedeckte Ablation. *Ergebn. Forsch. Unternehmen Nepal Himalaya*, Berlin, Heidelberg, New York, 3. Lief., S. 203—236.
- Lliboutry, L. (1964): *Traité de Glaciologie*. Tome I: Glace — Neige Hydrologie Nival. Paris.
- Moser, H. und Rauert, W. (1980): *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. Bornträger, Berlin Stuttgart.
- Moser, H. und Stichler, W. (1975): Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow blankets., In: *Snow Mechanics (Proc. of the Grindelwald Symposium April 1974)*, I. A. H. S. Publ. 114, S. 122—135.
- Moser, H., Silva, W., Stichler, W. & I. Stowhas (1975): Variation in the isotopic content of precipitation with altitude. Final Report, IAEA, Research Contract No. 813/RB, Wien.
- Peña, H. (1989): Mediciones de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en „Penitentes“ de nieve. In: *Isotope hydrology investigations in Latin America*, IAEA-TECDOC-502, Wien, S. 143—154.
- Troll, C. (1942): Büßerschnee in den Hochgebirgen der Erde. *Pet. Geogr. Mitt. Erg. H.* 240 Gotha.
- Troll, C. (1949): Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen. *Erdkunde III*, S. 18—29
- UNESCO/IASH/WMO (1970): Seasonal snow cover. *Techn. Pap. in Hydrol.*, No. 2, Paris.

Manuskript eingelangt am 2. Oktober 1992, revidiert am 10. Februar 1993

---

Anschrift der Autoren: Dr. Michael Becht  
 Institut für Geographie der Universität München  
 Luisenstraße 37/II  
 D-80333 München 2

Dipl.-Phys. Peter Trimborn  
 Institut für Hydrologie der GSF  
 Ingolstädter Landstraße 1  
 D-91465 Ergersheim