© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

# Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai)

(Mit 4 Skizzen)

Von Adolf Leidlmair

Zu den beliebtesten und bekanntesten Bergfahrten um Innsbruck gehört sicher jene in das Schlickertal, das die Kalkkögel im Süden einrahmt und über Telfes in das vordere Stubai mündet. Um so erstaunlicher ist es, daß eine morphologische Untersuchung dieses Tales und der gesamten Kalkkögel immer noch aussteht, wie auch eine moderne, zusammenfassende geologische Darstellung fehlt. Außer der weitgehend überholten Arbeit von Frech aus dem Jahre 1905 hat lediglich Sander einige weitere Details geliefert (vgl. 4 und 17). Die quartärgeologischen Forschungen von Heißel und Ladurner (5 und 11) berühren das Gebiet nur randlich, und auch Ampferers Studie über die Schlußvereisung der Kalkkögel (1) konzentriert sich bei strenger Beschränkung auf diese Fragestellung mehr auf deren Nordteil.

Das dankbarste unter allen morphologischen Problemen der Schlick ist das der eiszeitlichen bzw. spätglazialen Vergletscherung. Dafür bieten sich hier ideale Voraussetzungen, ändern sich doch auf engem Raum grundlegend die stratigraphischen Verhältnisse von Kristallin zu Kalkalpin, so daß es wie selten im Herzen der Zentralalpen möglich wird, die einzelnen Eisströme zu lokalisieren.

## I. Die hocheiszeitliche Vergletscherung

Wie das benachbarte Stubaital nahm auch jenes der Schlick zur Hocheiszeit einen großen Eisstrom auf, der in den inneren Teilen des Tales eine Mächtigkeit von über 700 Meter erreichte. Die Rekonstruktion der Eisoberfläche ist nur mit Hilfe von Schlifformen möglich, da bei der Steilheit des Gehänges in den fraglichen Höhenlagen ortsfremde Geschiebe nicht zu erwarten sind. Ferner genügte die starke Eigenvergletscherung von sich aus, um einen großen Eisstrom zu speisen,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



um so mehr, als der mächtige Stubaier Gletscher die lokalen Eismassen kräftig aufstaute. Nach dem Auftreten von Rundformen in der Gegend der Alpenklubscharte (etwa 2350 m) ist die alte Gletscheroberfläche im mittleren Teil des Tales in gut 2350 Meter Höhe anzunehmen, während sie im Talschluß auf über 2550 Meter anstieg (Schliffbord am Abfall der Schlicker Seespitze [2808 m] in dieser Höhe und Rundformen auf der Strecke Großer Burgstall [2613 m] — Schlicker Scharte). Ein Überfließen von Eismassen aus dem Obernbergtal über die Schlicker Scharte gegen den Schlicker Almboden ist nicht wahrscheinlich, obwohl im Hintergrund dieses Tales große und hohe Firnfelder zur Verfügung standen, die beim Anwachsen der Vergletscherung den Eisfluß im Obernbergtal kräftig und rasch nähren konnten. Es fehlen jedoch jegliche Spuren von kristallinem Material am Ostabfall der Scharte, obwohl dies gerade hier, in unmittelbarer Nähe der Gesteinsgrenze, zu erwarten wäre, wenn auch nur ein geringes Überfließen stattgefunden hätte.

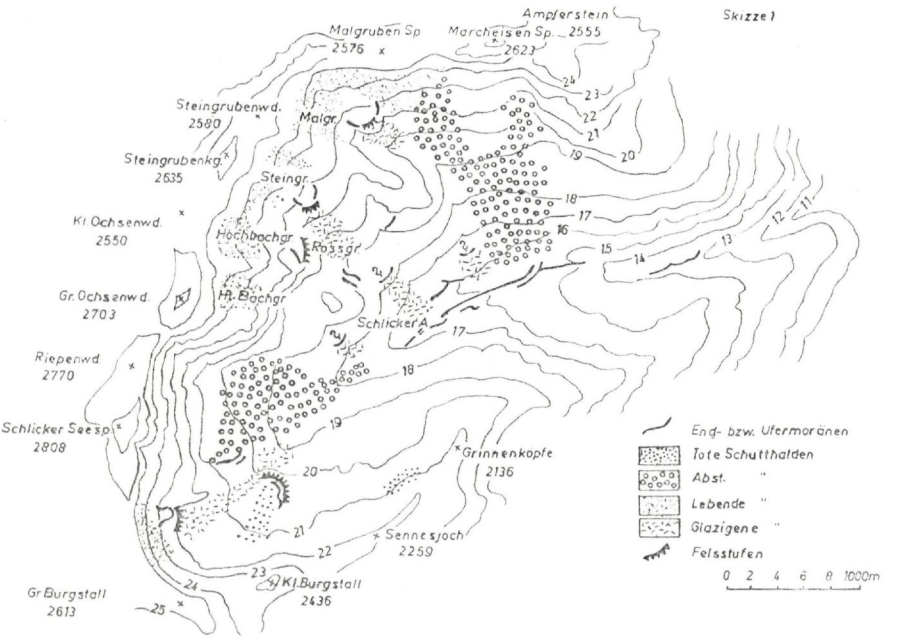
Von Osten her haben die ortsfremden Eismassen des Stubaier Gletschers sicher den ebenen Talboden der Schlicker Alm bei Punkt 1582 erreicht, denn bis über 1500 Meter Höhe treten am Wege immer wieder erratische Geschiebe auf. Selbst im Bett des Schlicker Baches gelang noch bei 1420 Meter Höhe ein derartiger Fund. Diese Zahlen stellen bestimmt nur Minimalwerte dar, handelt es sich doch um sekundäre Lagerstätten, da die kräftige Ausräumung der stadialen, späteren Lokalvergletscherung und im zweiten Falle fluviatile Weiterverfrachtung berücksichtigt werden müssen. Wenn auch das Ferneis in den Almboden der Schlick eingedrungen ist, dann sicher nur in einem sehr flachen Lappen, der zumindest hier von den lokalen Eismassen überschichtet wurde. In den 2000 bis 2100 Meter hohen Verflachungen in den Karen der Kalkkögel (Malgrube, Steingrube, Hochbachgrube) und unter der Schlicker Scharte, deren präglaziale Anlage (alte Talböden) Leutelt im ganzen Stubai nachweisen konnte (14, S. 39ff.), fand die Eigenvergletscherung gute Nährflächen, um beim Sinken der Schneegrenze kräftige Gletscherzungen gegen das Tal schicken zu können.

## II. Die spätglaziale Vergletscherung
(Gschnitz- und Daunstadium-Skizze 1 und 2)

Selbständigen Charakter gewann die Lokalvergletscherung erst im Gschnitzstadium, das vier isolierte Gletscher entwickelte. Der größte unter ihnen wurzelte im Talschluß unter der Schlicker Scharte — wir nennen ihn „Schlicker Gletscher" — und erreichte talaus fast den

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at





© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



Raum von Froneben (1306 m). Seine Ufermoränen sind an der rechten und linken Talseite keineswegs in gleicher Weise erhalten. Der nördliche Uferwall — beginnend 250 Meter östlich der Schlicker Alm in 1630 Meter Höhe — läßt sich etwa 300 Meter weit gegen Osten verfolgen und vereinigt sich an seinem östlichen Ende, knapp unter der Einmündung der Malgrubentalung mit einem zweiten äußeren Ast. Weitere Spuren der Moräne sind unter einer gut bewachsenen Schutthalde unter den Wänden der Marchreisenspitze (2623 m) verschüttet. Leutelt (13, S. 162) spricht zwar von einer Stirnmoräne, die sich aus diesem nördlichen Uferwall entwickeln soll, eine Feststellung, der ich nicht folgen kann. An der angegebenen Stelle quert außer einem moränenumkleideten Rundbuckel nur eine vegetationsbedeckte und bewaldete Schuttstufe den Almboden. Da eine analoge Form auf der anderen Talseite fehlt, ist darin kaum eine verwischte Endmoräne, sondern nur die Begrenzungslinie eines Schuttstromes zu sehen, der aus dem erwähnten Tal von der Malgrube gekommen ist. Dafür spricht auch die starke Überschüttung der Stufe an der Einmündung dieses Tales in den Schlicker Almboden, wo noch heute zwischen den Bäumen frische Schuttgerinne vordringen.

Wesentlich klarer ist die Umrahmung des rechten, südlichen Gletscherrandes. Die Ufermoräne liegt hier auf einer fast 25 Meter hohen Terrasse und beginnt bei 1690 Meter Höhe, 500 Meter südwestlich der Schlicker Alm. Sie ist durchlaufend bis zu Punkt 1582 zu verfolgen und biegt hier zur Endmoräne ein. Auf der Höhe der Schlicker Alm schaltet sich an ihrer Außenseite ein zweiter Uferwall ein, der in der Nähe von Punkt 1582 ebenfalls einen Ast zur Talbodenmitte sendet und dadurch eine zweite Stirnmoräne andeutet. Der Hauptwall der Ufermoräne überschreitet jedoch bei 1550 Meter den Weg Frohneben—Schlick und läßt sich bis 1480 Meter und dann wieder ab 1380 Meter, zum Teil mit einer Höhe von über zehn Meter, verfolgen. Bei 1310 Meter setzt schließlich eine deutliche Biegung gegen das Bachbett ein, die die äußerste Stirn des Gletschers markiert. Wenn auf der gegenüberliegenden Talseite keine Anzeichen einer Ufermoräne sichtbar werden, so überrascht dies nicht. Zu steil fallen hier die Wände zum Bachbett ab, so daß Zuschüttung und Zerstörung besonders leicht möglich waren.

Die Gletscherzunge des Schlicker Gletschers bildet sich auch in kräftigen Umfließungsrinnen ab, die besonders schön am Rande der inneren, rechtsseitigen Ufermoräne entwickelt sind, vor allem dort, wo diese zur Stirnmoräne ansetzt. Hier liegen auch einige Dolinen, ein Zeichen, wie das Wasser des seitlichen Hanges durch die Gletscherzunge

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



gestaut wurde und dabei richtige Karsterscheinungen entwickelt hat. Auch der Weg Froneben—Schlick führt durch eine solche Umfließungsrinne, die in Form eines seichten Felstälchens erhalten ist (knapp vor Punkt 1582).

Die bisherigen Beobachtungen haben deutlich ein zweifaches Moränensystem ergeben, das zwei Gletscherenden bezeichnet, die sich in ihrer Breitenausdehnung kaum, in der Länge jedoch beträchtlich (1000 Meter) unterscheiden. Offen bleibt die Frage nach der Begrenzungslinie dieser Gletscherstände oberhalb des ersten Auftretens einer Ufermoräne. Wie weit im Norden die Eismassen an den Abfällen der Schlicker Seespitze, der Riepen- und Ochsenwand emporreichten, läßt sich im reinen Fels nicht sagen, sondern ergibt sich erst aus der Rekonstruktion des rechten, ostseitigen Eisrandes (vgl. Skizze 2). Diesen vermute ich in der gegen Osten etwas ausgebuchteten Linie Sennenjoch—Schlicker Alm. Dafür spricht vor allem das Aussetzen der rechten Ufermoräne bei 1690 Meter. Zerstörung durch seitliche Zuschüttung oder Angriffe der Erosion ist hier um so weniger zu erwarten, da diese weiter talaus unter wesentlich günstigeren Verhältnissen (steileres Hintergehänge) die Moräne nicht vernichtet hat. Das heißt, die Ufermoräne zog hier nie weiter gegen den Talursprung, sondern bog gegen Süden in Richtung Sennenjoch ein. Sichere Spuren, die den Eisrand markieren würden, lassen sich freilich nicht finden. Der fragliche Raum östlich der Linie Sennenjoch—Hochleger der Schlicker Alm trägt eine intensive Kleingliederung mit zahlreichen gegen den Talboden weisenden Wällen, meist Drumlinsformen, deren Richtung nur das Werk eines stadialen Gletschers sein kann (des im Talgrund verfolgten Schlicker Gletschers), denn die hocheiszeitlichen Eismassen strömten entsprechend ihrer Mächtigkeit und starken Ernährung im Talursprung und in den Karen der Kalkkögel eher von Westen nach Osten. Sicher ist auch ein Teil dieser Formen durch Erosionsrinnen herausgearbeitet. Auf alle Fälle ist es unmöglich, einen dieser Wälle als endgültige Ufermoräne anzusprechen. Weiters wird die Gliederung des Reliefs am Anstieg zum Sennenjoch durch eine Reihe von Staffeln belebt, eine Folge von Bergzerreißungen, die hier bei zwölfgradigem Schichtfallen gegen Norden besonders begünstigt wurden. Auch die prächtige Doppelgratbildung in unmittelbarer Kammhöhe ist darauf zurückzuführen. Auf der ersten der so bedingten Staffeln unter dem Gipfel des Sennenjoches tiefen sich schöne Dolinen ein, was wiederum in der durch Bergzerreißungen verstärkten Klüftigkeit des Gesteins seine Ursache haben dürfte. Diese Abweichung von der engeren Fragestellung möge genügen, um zu zeigen, wie sehr gerade hier im Aufsuchen von alten Gletscherständen Vorsicht geboten ist.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



Bei der Datierung des „Schlicker Gletschers" muß zugegeben werden, daß zumindest für die tiefere Gletscherzunge bei 1310 Meter die Entscheidung zwischen Gschnitz- oder Schlernstadium schwer fällt. Für ein gschnitzzeitliches Alter sprechen mehrere, entscheidende Gründe: 1. sind Anzeichen eines noch tieferen stadialen Gletschers vorhanden, die eher für Schlern sprechen. 2. scheint auch der äußere Schlicker Gletscher keine Verbindung gehabt zu haben mit den Gletscherzungen aus den Karen der Kalkkögel (siehe unten). Bei der Tiefe des Schlernvorstoßes, dessen Endmoränen im Stubaital bei Mieders vermutet werden (vgl. Heißel 5, S. 442; Penck 16, S. 344), müßte dies jedoch zu erwarten sein. Beide Ufer- und Endmoränen bezeichnen demnach nur zwei Gschnitzoszillationen, entsprechend der vielfach beobachteten Mehrphasigkeit dieses Stadiums, wobei ihre tiefe Lage durch die lokalklimatischen Verhältnisse des Schlickertales ermöglicht wurde (heute noch besonders lange Dauer der Schneebedeckung im Frühjahr).

Die Endlagen der Gschnitzgletscher in den Karen der Kalkkögel, die, wie erwähnt, nicht in Verbindung standen mit dem Schlicker Gletscher, vermute ich am Ausgang der Bachgrube, der südlichen Roßgrube und in dem mehrfach genannten Tal unter der Malgrube. Dafür spricht vor allem das Fehlen von Moränenecken an der linken Ufermoräne unter dem Malgruben- und Roßgrubengletscher, die deren Vereinigung mit dem Schlicker Gletscher anzeigen würden. Unter der Roßgrube ist die linke Ufermoräne zum Teil sogar noch erhalten. Ferner münden gegen diese mehrere, bis drei Meter tiefe, bewachsene, schuttfreie Erosionsrinnen, die fossil sind, da hier keine Wasserlieferung aus der Roßgrube mehr erfolgt. Sie stammen demnach aus einer Zeit, in der diese noch infolge der Vergletscherung der Roßgrube stärker war. Befand sich in der Roßgrube ein Gletscher und im Schlicker Almboden keiner mehr, dann hätte das Schmelzwasser den Uferwall durchstoßen. Enden nun diese Erosionsrinnen an jenem blind, dann muß auch in der Schlick ein Gletscher gelegen sein, d. h. ein eisfreier Streifen zwischen beiden Gletscherzungen bestanden haben. Da auch die Annahme einer früheren Ausbildung dieser Erosionsrinnen und folglich eines höheren Alters des Roßgrubengletschers nicht haltbar ist, kann die Gleichalterigkeit der beiden Eiskörper schwerlich bezweifelt werden.

Am Ausgang der Bach-, Roß- und Malgrube setzen außerdem mächtige, feinkörnige, gut bewachsene und durch Feilenanrisse tief zerschnittene Schuttmassen ein. Auch sie markieren die gschnitzzeitlichen Gletscherenden. Weitab von schuttliefernden Wänden hätten sich anfallende Gerölle auch bei stärkster Förderung in den ebenen Böden,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



besonders der Bach- und Roßgrube, gesammelt und niemals erst an deren Rand gegen die Schlicker Alm steile Halden aufgeschüttet. Diese sind vielmehr Sander, angelegt an der Stirn tiefreichender Kargletscher, verstärkt durch das bei der Zerstörung der Endmoräne anfallende Material. Am Ausgang der Malgrube setzt die starke Haldenüberschüttung — ohne sichtbaren Grund — mit deutlicher Stufenbildung bei 1650 Meter ein, so daß sich hier das Gschnitzgletscherende angeben läßt, während es in der Bach- und Roßgrube bei 1880 bzw. 1850 Meter Höhe zu vermuten ist. Der Roßgrubengletscher läßt sich ferner durch zwei Moränenreste näher rekonstruieren. Der eine befindet sich in der nördlichen Roßgrube in 1930 Meter Höhe, während sich ein zweiter, 25 Meter breit und 20 Meter hoch, zwischen 1880 bis 1920 Meter Höhe in der südlichen Roßgrube an einen Felsbuckel anstützt. Er zeigt die Zerlappung des Gletscherendes, dadurch bedingt, daß sich hier eine Felsaufragung der Gletscherzunge entgegenstemmte.

Skizze 2 versucht die Ausmaße der Gschnitzvergletscherung anzudeuten. Sie bedeckte insgesamt eine Fläche von 843 Hektar zur Zeit ihrer größten, von 825 Hektar zu jener ihrer kleinsten Ausdehnung. Dieses Bild weicht wesentlich von jenem ab wie es Senarclens-Grancy entwirft (19, S. 22/23), der in den Wällen bei der Schlicker Alm nicht „Ufer- sondern Mittelmoränen" sieht.

Ein zweiter markanter Gletscherstand zeichnet sich in den hochgelegenen Karen der Kalkkögel sowie im Hintergrund des Schlickertales ab. Höhenmäßig zeigt er ein starkes Variieren, doch ist bei der Betrachtung der Reliefverhältnisse an seiner Einheit nicht zu zweifeln.

In der Malgrube liegt ein schwacher, eineinhalb Meter hoher Uferwall auf der Nord- und Südseite eines bastionsartigen Felssockels im Süden des inneren Karraumes. Der Kargletscher, dessen Spuren in einer Höhe von 2150 bis 2180 Meter liegen, war bei weitem nicht in der Lage, den ganzen Karraum auszufüllen. Eine Felsstufe, die Fortsetzung des erwähnten Sockels im nördlichen Karraum und von diesem getrennt durch eine Erosionsrinne, trägt keine Moränenreste, ein Zeichen, daß der nördliche Teil des Kares nicht mehr vereist war. Die Erosionsrinne muß also als Randgerinne gedeutet werden. Innerhalb des alten Gletscherbettes sammelt sich ein tief geackertes Dolinenfeld mit Hohlformen bis zwei Meter Tiefe. Infolge der für den Abfluß günstigen Lage ist gerade hier eine längere Wassereinwirkung auf den Untergrund nicht möglich, so daß nur durch die Nähe des alten Gletschers, der mit seinem Schmelzwasser Lösemittel zur Verfügung stellte, die Dolinenbildung erklärt werden kann.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



In der benachbarten Steingrube setzt an der Nordseite bei 2140 Meter ein 150 Meter langer Uferwall ein (Außenböschung gegen zwei Meter, Überhöhung des Karbodens bis 15 Meter), während auf der rechten Karseite die Ufermoräne bald in die Felseinrahmung ausläuft. Auch hier ist die Stirn zerstört, und wie in der Malgrube war der Gletscher so schwach, daß er den nordöstlichen Karboden weitgehend eisfrei ließ. Die Ursache liegt in der reichen Gliederung der rechten Kareinrahmung mit Stufen und Bändern am Abfall des Steingrubenkogels (2635 m) und dessen Ausläufers gegen Südosten, die immer wieder Nahrung für den Gletscher, Lawinen und Firn, geliefert haben, während auf der nordöstlichen Karseite nur ein schmaler Grat zur Verfügung steht. Auch die gute Auslage zur Nachmittagssonne an der Nordostseite wird hier wie in der benachbarten Malgrube die Karvergletscherung von vornherein einseitig gestaltet haben.

Auch in der Hochbachgrube beschränken sich die Spuren der ehemaligen Vereisung auf die rechte, südliche Karseite. Hier setzt ein bis 15 Meter hoher Wall bei 2160 Meter ein (unter Punkt 2277) und wendet sich nach 150 Meter geradlinigem Verlauf (bei 2100 m) gegen Süden dem Bachbett zu. Hier liegt eine Mittelmoräne vor, die sich zwischen die beiden Eiskörper des zweiteiligen Kares einschob, allerdings, wie die Krümmung zur Stirnmoräne zeigt, schon am Ende des Gletschers. Die entsprechende Ufermoräne im nördlichen Teil des Kares ist unter den Schuttströmen von den Wänden des Steingrubenkogels verschüttet. Auch hier treten innerhalb des Gletscherendes deutliche Spuren der Verkarstung auf (drei Dolinen).

Unter der Schlicker Scharte reichen die Anzeichen einer entsprechenden Vergletscherung bis in eine Höhe von 2240 bis 2280 Meter. Eine durchlaufend verfolgbare Ufermoräne markiert hier einen Gletscher, der bis an die Wände, die vom Großen Burgstall zur Scharte ziehen, reichte. Seine Zunge war 100 bis 150 Meter breit und zehn Meter mächtig. Nach einigen weiteren, allerdings sehr undeutlichen Moränenresten läßt sich ein zweiter Gletscher vermuten, der sich an den der Schlicker Scharte legte, so daß sich in diesem Stadium das Bild einer mehrfach zerlappten Hangvereisung im Hintergrund des Schlickertales ergibt. Wiederum überrascht vor dem Zungenende, das wie in allen bisher beschriebenen Fällen auf einer Felsstufe liegt, eine vier Meter breite und zwei Meter tiefe Doline, die nur mit der alten Vergletscherung zusammenhängen kann. Das heute allein in Frage kommende Lösungswasser der Schneeschmelze sammelt sich in dem alten Gletscherbett und kommt dem herausgehobenen Felsriegel, dort, wo die Doline liegt, nicht zugute.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



Nur das an dieser Stelle austretende Schmelzwasser des Gletschers kann die Dolinenbildung eingeleitet haben.

Alle diese jüngeren Gletscherstände sind dem Daunstadium zuzuweisen, wenn auch die Schneegrenzberechnung eine erheblich tiefere Senkung als die der üblichen 300 Meter ergibt. Jedoch fordert die räumliche Differenzierung vom Gschnitzstand auch eine zeitliche. Ferner beziehen sich alle Schneegrenzberechnungen unseres Gebietes auf die Angaben der rezenten Schneegrenze durch R. v. Klebelsberg (8), die auf einen größeren Raum eingestellt sind und rein zeichnerisch eine Höhe von 2850 Meter ergeben. Tatsächlich kann nach dem örtlichen Witterungsverlauf die Lage der Schneegrenze in der Schlick tiefer angesetzt werden (wenn auch exakte Werte mangels Beobachtungsmöglichkeiten nicht zu erwarten sind), so daß schon dadurch unsere Kargletscher dem typischen Daunstadium näher rücken.

Ebenfalls zu diesem sind zwei kleine Fußgletscher unter den Wänden der Schlicker Seespitze und des Kleinen Burgstalls zu rechnen. Der letztere ist durch einen kleinen Uferwall bei 2050 Meter angedeutet, der erstere durch eine Moräne unter dem Südostfuß der untersten Wände der Schlicker Seespitze in gleicher Höhe. Beide gehören zweifellos dem Daunstadium an, obwohl sie nach ihrer Höhenlage dem Gschnitz viel näher stehen. Sie sind auch nicht als Reste einer der vielen Zwischenstufen auf dem Wege von „Gschitz" zu „Daun" anzusehen, etwa im Sinne von Senarclens-Grancy als Teile einer „jungstadialen oder Daunwallgruppe" (9, S. 17ff.). Entscheidend dafür ist ihre Lage am Fuße hoher Wände, über die sich in beiden Fällen Verflachungen ausbreiten (die ebene Flur zwischen Großem und Kleinem Burgstall sowie eine Verflachung, die in Höhe der Schlicker Scharte gegen Nordosten zieht). Im Daunstadium mußten sich hier noch recht kräftige Schneefelder gehalten haben, die ständig Lawinen lieferten, so daß sich trotz tiefer Lage unter den diese Verflachungen abschneidenden Steilflächen Fußgletscher entwickeln konnten.

Nach der Feststellung eines Gschnitz- und Daunstadiums erhebt sich die Frage nach einem noch tieferen Gletscherstand, der dem Schlernstadium entsprechen würde. Dies um so mehr, als manche Anzeichen dafür sprechen, daß der Stubaier Gletscher in dieser Zeit zwischen Fulpmes und Mieders geendigt hat (vgl. Penck A. i. E. A., S. 344; Heißel 5, S. 442), In diesem Falle konnte die flache Gletscherzunge nicht mehr in das Schlicker Tal eindringen, d. h. die Endlagen der Schlernvergletscherung müssen wie jene der Gschnitzzeit durch einen lokalen Gletscher markiert sein. Obwohl sich keine morphologischen Spuren nachweisen lassen, möchte

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



ich das Schlernstadium oberhalb Plöven bei 1100 Meter annehmen. Hier vollzieht sich ein deutlicher Übergang in der Moränenauskleidung des Tales von Kristallin zu Kalkalpin. Dies kann nur im Vordringen eines stadialen Gletschers begründet sein, da kristalline Erratika als Leitgeschiebe der hochglazialen Vereisung noch weit in das Tal eindringen. Der Schlernvorstoß hat sich jedoch bis zum Ansatz des ebenen Almbodens bei Punkt 1582, ähnlich wie die Gschnitzgletscherzunge, nur auf den Talgrund beschränkt, denn nicht nur die Schulter von Frohneben ist reich bestreut mit Gneisen und Graniten (vgl. Ampferer 1, S. 270), sondern noch bis in eine Höhe von 1420 Meter findet man zwischen Weg und Bachschlucht ähnlich wie dort mächtige kristalline Blöcke (5 Meter lang und 2 Meter hoch). Auch die feuchte, lehmige Grundmoräne beweist, daß hier nie ein von den Kalkkögeln kommender Lokalgletscher darübergefahren ist. Die Annahme einer langen, aber schmalen Schlerngletscherzunge paßt gut zu dem Charakter dieses Vorstoßes, der als Folge einer kurzen, katastrophenartigen Klimaverschlechterung angesehen wird und daher nicht die Zeit aufbrachte, bis zu seiner Stirn einen Talraum auszufüllen.

Eine weitere mittelbare Folge des Spätglazials äußert sich in einer intensiveren Verkarstung. In den Kalkkögeln findet man kaum noch rezente Karsterscheinungen, z. B. Karren, wie sie in den Nordtiroler Kalkalpen häufig sind (vgl. dazu auch die Feststellung Leutelts 15, S. 96). Die kräftige Dolomitisierung des Kalkes wird man dafür verantwortlich machen müssen. Um so auffälliger ist das Auftreten einiger schöner Dolinen in Nähe der alten Gletscherstände (am Rande des „Schlicker Gletschers", vor der Zunge des Gletschers unter dem Schlicker Schartl, in den Karen der Kalkkögel). Der ursächliche Zusammenhang zwischen Vergletscherung und Verkarstung ist offensichtlich und ist so zu verstehen, daß die Vereisung genügend Wasser zur Verfügung stellte, um die Gesteinslösung einzuleiten, da die stärkere Dolomitisierung mehr Lösungswasser als der reine Kalk fordert. Dort mögen zur Verkarstung die normalen Niederschläge ausreichen, wie die Fortdauer dieses Prozesses in den benachbarten Kalkalpen zeigt. Eine Ausnahme machen hier nur die Dolinen beim Sennenjoch, deren Ausbildung durch Bergzerreißungen angeregt wurde (vgl. S. 18).

## III. Spätglaziale und rezente Schuttbildung

Ein besonderes Formenelement des Schlicker Tales bilden seine Schutthalden, besonders am Abfall der Kalkkögel zum inneren Talboden. Bei einer Gesamtbetrachtung sind deutlich zwei Arten zu unterscheiden:

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



1. Tote Schutthalden, deren Wachstum abgeschlossen ist.

2. Lebende Schutthalden, die noch weiter wachsen.

Der Unterschied zwischen beiden ergibt sich aus der beginnenden Zerstörung an den ersteren (z. T. in Form von Feilenanrissen) und einer verschieden starken Vegetationsbedeckung. Den lebenden Halden fehlt beides, ihre Farbe ist frisch weiß und außerdem ist die Korngröße ihrer Komponenten größer, wobei meist faustgroße, scharfkantige Gerölle überwiegen, während bei den Zerstörungsformen gelblicher, feiner Grus viel stärker hervortritt. Dieser Unterschied ist eine Folge der längeren und tieferen Verwitterungseinwirkung auf den toten Halden, die nicht gestört wird durch ständig neue Überschüttung. Zu diesen beiden Typen kann noch ein dritter hinzugefügt werden, der zwar im weiteren Sinn zu den toten Schutthalden rechnet, nämlich die absterbenden Halden, das heißt solche, deren Wachstum im ganzen abgeschlossen ist und sich nur mehr auf einen oder wenige Schuttstreifen beschränkt.

1. Tote Schutthalden sind im Beobachtungsgebiet fast nur im Anschluß an alte Gletscherenden vorhanden (vgl. dazu und zum folgenden Skizze 1, dort als glazigene Schutthalden bezeichnet), so vor den spätglazialen Gletscherenden unter der Schlicker Scharte und dem Kleinen Burgstall (Ansätze in 2200 bis 2140 Meter, talseitiges Ende bei 1900 Meter), am Ausgang der Bach- und Roßgrube sowie der Malgrubentalung (Ansätze bei 1650 bis 1850 Meter, talseitige Enden im Almboden der Schlick). Die Zerschneidung wird hier durch fast drei Meter tiefe Feilenanrisse deutlich. Dazu rechnen ferner die starken Schuttverkleidungen vor den daunzeitlichen Gletscherenden der Hochbach-, Stein- und Malgrube (vertikale Erstreckung von 1900 bis 2100 Meter Höhe). Ihre Ansätze liegen weitab von schuttliefernden Wänden, vor ebenen Karböden, so daß sie nur als Sander vor Gletscherenden verstanden werden können. Ihr Alter ergibt sich aus der Verknüpfung mit ihren Endmoränen als gschnitz- und daunzeitlich. Nur die kleinen toten Schuttflächen unter dem Kleinen Burgstall und dem dem Sennenjoch vorgelagerten Gipfel (2176 m), die bei 2100 Meter ansetzen (Neigung 20 Grad) sind echte Schutthalden, denn sie wachsen aus schuttliefernden Wänden heraus. Sie sind jünger als Daun, liegt doch der Schutt unter dem Kleinen Burgstall innerhalb der Moräne dieses Stadiums.

2. Die meisten Halden unseres Gebietes sind „absterbeden Schutthalden". Sehr deutlich ist der Wachstumsstillstand an der großen Halde unter der Marchreisenspitze. Ihre Ansatzlinie liegt zwischen 1850 bis 1900 Meter, von wo sie, überall stark mit Legföhren bewachsen,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



unter einem Gefälle von 20 bis 22 Grad talwärts zieht. Erst in Talbodennähe (etwa 1550 Meter) verringert sich die Haldenneigung auf 15 Grad. Nur unter der Marchreisenspitze und dem Kleinen Ampferstein sind über der alten Halde frische, kleine Schuttfächer ausgebreitet, die sich jedoch nur 200 Meter talwärts strecken. In ihrem Hintergrund greifen Felsrinnen bis in die höchsten Gipfelpartien zurück. Zum gleichen Typ rechnen die großen, in zwei Ströme gegliederten Halden unter den Wänden der Schlicker Seespitze, deren Ansätze bei 2000 bis 2200 Meter liegen (Neigung etwa 20 Grad). In ihren unteren Teilen ist die Vegetation recht kräftig und hat mit schwachen Vorposten auch schon die Wandansätze erreicht. Nur an vier Stellen ziehen frische Schuttströme in die Tiefe, z. T. bis zur Talsohle. Wieder setzen sie nur dort ein, wo markante, bis in die Gipfelregion greifende Felsfurchen die Wände gliedern. Daß die ganze Halde nicht diesen noch tätigen Schuttstreifen ihre Entstehung verdankt, also nicht aus dem Zusammenwachsen einzelner Schuttkegel entstanden ist, zeigt ihr überall gleichmäßiges Ansetzen am Fuß der Wände. Die Schuttlieferung muß also früher einmal in breiter Front vom ganzen Felshintergrund her erfolgt sein und nicht nur von einzelnen begünstigten Stellen wie heute (Felsrinnen). Man kann daher mit Recht von einer absterbenden Halde sprechen. Das Alter ergibt sich aus der Lage innerhalb der Daunmoräne am Fuße der Schlicker Seespitze. Ähnlich ist das Bild an den bei über 2200 Meter ansetzenden Halden unter der Malgrubenspitze gegen die Malgrubentalung, die jedoch eine stärkere Zerschneidung im unteren Teil zeigen.

3. Lebende Schutthalden beschränken sich in unserem Gebiet auf die höheren Karräume der Kalkkögel. Sie erreichen nirgends größere Ausdehnung. Ihre Hauptverbreitungsgebiete sind: die obersten Teile der Hochbachgrube (vor allem unter dem Steingrubenkogel) sowie die Einrahmung der Stein- und Malgrube. Durchwegs liegen sie über 2300 Meter hoch.

Bei dem geschilderten verschiedenen Formenschatz der Schutthalden erhebt sich die Frage nach den Ursachen ihrer Zerschneidung auf der einen und ihres Wachstums auf der anderen Seite. Diese Frage kann aus dem engen Beobachtungsgebiet der Schlick allein nicht zur Gänze gelöst werden. Der folgende Versuch stellt daher nur eine Arbeitshypothese dar, deren Gültigkeit auf einer weiteren Beobachtungsbasis zu prüfen ist. Dieser Versuch erscheint berechtigt, weil gerade die Schutthalden des Schlicker Tales, die meist am Südostabfall der Kalkkögel liegen, unter gleichen Bildungsbedingungen stehen. Unterschiede des Gesteins, der Exposition und der tektonischen Beanspruchung der

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



schuttliefernden Wände sind kaum vorhanden. Dadurch wird das Problem vereinfacht und ist eher auf einen Nenner zu bringen. Jede Differenzierung einzelner morphologisch wirksamer Faktoren verursacht ja Unterschiede in den von ihnen abhängigen Formen. Nur dann, wenn die Ausgangsbedingungen gleich sind, ist eine grundsätzliche Erklärung jeder Formentwicklung zu erwarten.

Bei der Frage nach dem heutigen Formenschatz der Schutthalden müssen von vornherein jene ausgeschaltet werden, die sich an alte Gletscherstirnen anlehnen. Sie bilden kein Problem. Ihre Bildungsgeschichte ist abgeschlossen. Ihr bewirkendes Agens, das Schmelzwasser des Gletschers, steht heute nicht mehr zur Verfügung; ihre Zerstörung ist daher notwendig. In allen anderen Fällen ist dieses noch vorhanden — in Form schuttliefernder Wände — und trotzdem herrscht bei den einen Halden an deren Fuß einmal Zerstörung, dann wieder Weiterbildung (die absterbenden Halden zählten wir ja im weiteren Sinne zu den toten). Eine Übersicht aller in diesem Zusammenhang interessierender Halden hinsichtlich der Höhe ihrer Ansatzlinien ergibt folgendes Bild:

| Schutthalde | Höhe in Meter | Formung |
|---|---|---|
| Marchreisenspitze | 1900 | Ta |
| Schlicker Seespitze | 2100 | Ta |
| Kleiner Burgstall | 2100 | T |
| Sennenjoch | 2100 | T |
| Malgrubenspitze | 2200 | Ta |
| Schutthalden in den Karen | 2300 | L |

(T = tote, Ta = absterbende, L = lebende Schutthalden.)

Tote Schutthalden herrschen also fast durchweg vor; nur bei den hochgelegenen Halden, deren Ansatzpunkte über 2300 Meter liegen, ist auch heute noch weitere Aufschüttung tätig. Die Zunahme der Höhe scheint also die Schuttlieferung zu steigern, wobei das sonst herrschende Bestreben der Zerstörung überwunden wird. Man wende nicht ein, daß in Höhen über 2300 Meter die allgemeinen klimatischen Verhältnisse die Ausbildung einer Vegetationsdecke über der Schutthalde verhindern würden und so ein Wachstum oder Nicht-Zerstört-Werden lediglich vorgetäuscht wird. An vielen Stellen ist in gleicher Höhe, abseits der frischen Schuttströme, der grüne Bewuchs noch recht kräftig entwickelt.

Die Schutthalden sind ein Ergebnis des Steinschlages und dieser ist eine Folge des Frostwechsels. Es ist demnach bei der Frage der Schutt-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

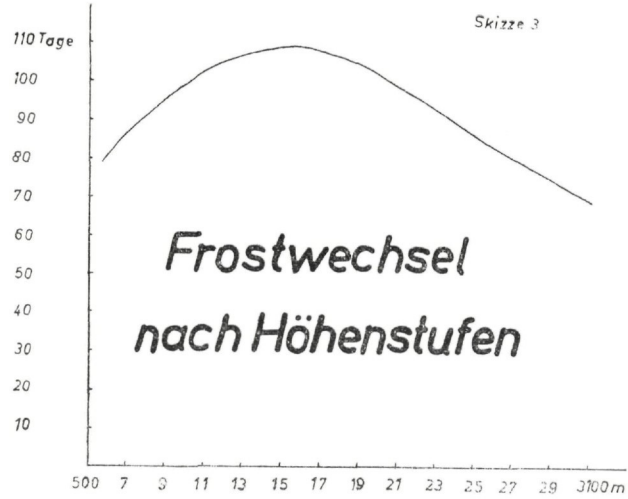


haldenbildung jene nach der Intensität des Frostwechsels in den verschiedenen Höhenstufen zu stellen.

Eine Untersuchung von Lauscher (12) befaßt sich näher mit diesem Problem. Ihre Ergebnisse fußen auf einem weiten, über die ganzen Ostalpen gespannten Beobachtungsnetz, wobei sich der Anteil der am Alpenostrand gelegenen Stationen stärker auswirkt. So wird auch die relativ niedrige Lage der Maximalzone des Frostwechsels bei 1400 Meter (12, D 20) verständlich, ein Wert, der im inneralpinen Bereich wesentlich überschritten werden dürfte. Die Angaben der Frostwechselhäufigkeit in den einzelnen Höhenstufen sind daher für unsere Frage nicht übertragbar (vgl. 12, D 29), so daß die Errechnung eigener Werte notwendig ist. Der Mangel an geeigneten Stationen in entsprechenden Höhenlagen zwingt zu einer graphischen Auswertung. Sie ist aufgebaut auf die Stationen Innsbruck (582 m), Steinach (1070 m), Galtür (1596 m), Hafelekar (2261 m) und Sonnblick (3106 m) im Mittel der Jahre 1932 bis 1936 und 1946 bis 1949. Ihre Auswahl ergab sich erstens aus der geringen Zahl von Orten mit durchlaufenden Beobachtungen über einen längeren Zeitabschnitt und zweitens aus der Überlegung, daß ein allzuweit ausgebreitetes Beobachtungnetz wegen seines Übergreifens in andere Klimaräume ein falsches Bild entwirft und drittens aus der Erkenntnis, daß Stationen in besonderer lokalklimatischer Lage ebenfalls aus dem Durchschnitt herausfallende Werte liefern (z. B. ausgesprochene Sonnenlagen wie in der Seegrube). Bei der Zeichnung der Diagramme nach den Werten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (6) wurden diese entsprechend dem Unterschied zwischen dem Frostwechsel nach Terminbeobachtung und dem tatsächlichen berichtigt (Berichtigungswerte bei Lauscher 12, D 21). Diese Berichtigung liefert besonders für die großen Höhenlagen (2000 bis 3000 Meter) eher einen Minimalwert, da Frost unmittelbar nach dem Sonnenaufgang in den Sommermonaten hier fast die Regel ist. Dieser Tatsache genau zu entsprechen, ist bei der geringen Zahl selbstregistrierender Stationen nicht möglich. Eine weitere Fehlerquelle, die allen Angaben über Frostwechsel anhaftet, ergibt sich aus den Unterschieden im Mikroklima, da sich die Zahl der Frostwechseltage in unmittelbarer Bodennähe gegenüber jener in zwei Meter Höhe (Instrumentenhöhe) nicht unwesentlich erhöht. Dieser Umstand ist gerade für die Frostverwitterung in ihrer Abhängigkeit von der Temperatur der bodennächsten Luftschichten wichtig (vgl. die Untersuchungen von Dimitz 2; 3). Trotzdem glaube ich ihre nicht zu vermeidende Vernachlässigung gut rechtfertigen zu können. Denn bei unserer Frage handelt es sich um den an steilen Wänden angreifenden Frost-

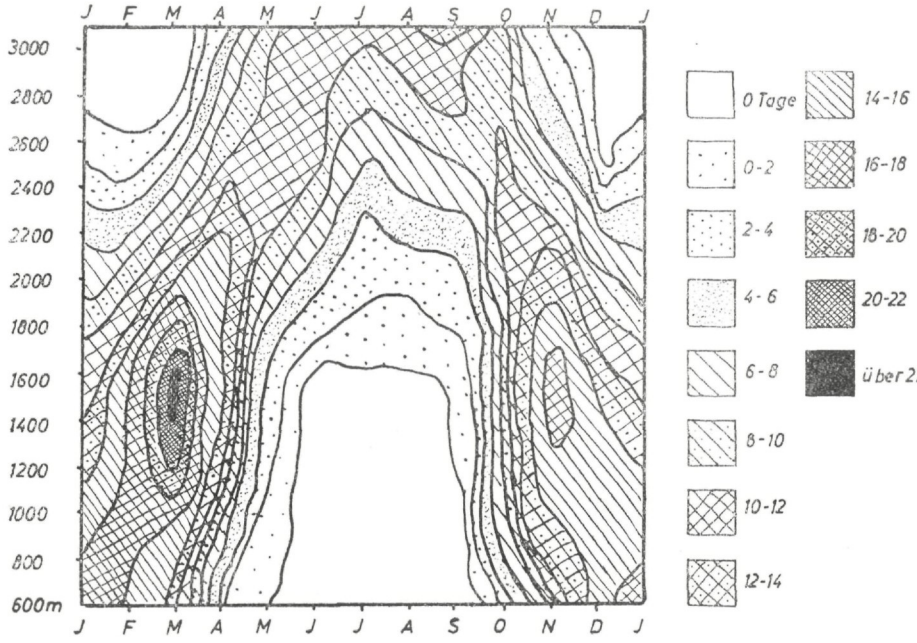
© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at






Skizze 4

## Jahreszeitliche Verteilung
### des Frostwechsels nach Höhenstufen



© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



wechsel (von wo die Schutthalden genährt werden). Hier jedoch gleichen die Temperaturverhältnisse der kritischen Zeit (vor allem nach dem Sonnenaufgang in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer) jenen der freien Atmosphäre. Eine stärkere Differenzierung stellt sich eher auf ebenen, bewachsenen Flächen ein, sonderlich in Hohlformen. Die Kurve der mittleren Zahl der Frostwechseltage nach Höhenstufen (Skizze 3) zeigt ihren Gipfel bei etwa 1600 Meter. Das ist in einer Höhe, in der nur tote Schutthalden auftreten. Der an sich verlockende Schluß, die Ursachen für die Weiterbildung einiger Schutthalden in deren Lage innerhalb des Frostwechselmaximums zu suchen, verliert dadurch völlig seine Berechtigung. Aus dieser Schwierigkeit bietet sich folgender Ausweg: innerhalb der Maximalzone des Frostwechsels liegt der jahreszeitliche Höhepunkt in den Frühjahrs- und Herbstmonaten, im März und November, besonders in ersterem, während die Sommermonate fast frostwechselfrei sind (vgl. Skizze 4). Dies ist in einer Zeit mit starker Schneebedeckung in dieser Höhenlage. Dazu kommt eine gerade auf den steilen Schuttfüßen unterhalb der Wände intensiv wirkende Lawinentätigkeit. Der lebhafte Frostwechsel wird also, sofern die Ansatzpunkte der Schutthalden, die schuttliefernden Wände, innerhalb der Maximalzone des Frostwechsels liegen, reichlich Schutt liefern, der jedoch auf die verschneite Halde fällt, hier leicht abrollt und ferner schubweise durch die Lawinen in die Tiefe befördert wird. Er kommt einem Wachstum der Halde nicht zugute. In der schneefreien Zeit, die wir in unserem Beobachtungsgebiet zwischen Mai bis einschließlich Oktober ansetzen können, herrscht entsprechend der geringen Frostverwitterung Ruhe in der Schuttlieferung. In der Hauptvegetationszeit kann nun der Bewuchs fortschreiten und die Zerstörung bei größeren Regenfällen beginnen.

Die lebenden Schutthalden setzen in über 2300 Meter an den Wänden an. Im Mittel liegen die schuttliefernden Wände bei 2400 Meter. Das jahreszeitliche Bild des Frostwechsels hat sich nun grundlegend verschoben (Skizze 4). Das März- und Novembermaximum ist einer gleichmäßigen Verteilung mit klarem Minimum im Winter gewichen. Fast die Hälfte der Frostwechseltage (46 Prozent gegen 10 Prozent in 1600 Meter) fällt auf die schneefreien Monate Juni, Juli, August, September und Oktober. Der jetzt geförderte Schutt fällt auf eine schneefreie Halde und fördert nun ihr Wachstum, da die Möglichkeit eines Abrollens oder Abtransportiertwerdens (Lawinen) fehlt. Es muß also fast die Hälfte des gesamten Frostwechsels in die schneefreie Zeit fallen, um heute noch wachsende Schutthalden auszubilden. Dies ist erst in

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



über 2300 Meter Höhe der Fall. Nur Schutthalden, die in dieser Mindesthöhe an den Wänden beginnen, haben auch heute noch die Aussicht auf ein Wachstum.

Sehr häufig setzen jedoch Schutthalden besonders tief an, während die Hinterwände weit in jene Höhen hinaufreichen (über 2300 Meter), in der die Hälfte und mehr des Frostwechsels in der schneefreien Zeit liegt. Die tiefliegende Halde müßte auch hier eine ständige Sommerüberstreuung erfahren und wachsen. Bei den Schuttmassen unter der Schlicker Seespitze und der Malgrubenspitze sind solche Voraussetzungen erfüllt. Hier ist jedoch zu bedenken, daß nur in den seltensten Fällen der in großer Höhe geförderte „Sommerschutt" in freiem Fall den Fuß der Wände erreicht. An Kanten und Vorsprüngen schlagen die abgesprengten Steine an, werden schließlich an Rissen und Rinnen in klar vorgezeichneten Bewegungslinien in die Tiefe geleitet und dort, wo diese den Wandfuß erreichen, ausgeschüttet: es entsteht der Typ der „absterbenden" Schutthalde. An anderer Stelle wurde gezeigt (Halden unter der Schlicker Seespitze), wie diese in ihrer Masse nicht aus dem Zusammenwachsen einzelner Schuttkegel an der Einmündung von Felsrinnen entstanden, sondern eine Folge der auf breiter Front angreifenden Frostverwitterung sind. Diese ist heute infolge der relativen Tiefe der Wandansätze nur mehr in der nicht schneefreien Zeit stärker tätig und kann darum zum Gesamtwachstum der Halde wenig beitragen. Dieses beschränkt sich auf einzelne Schuttkegel, deren Aktivität ihre Ursache im „Sommerfrostwechsel" höchster Wandteile hat. Dieser Entwicklungsgang berechtigt uns daher zur Definition „Absterbende Schutthalden". Nur dort, wo der Idealfall eintritt, d. h. ein senkrechter, völlig glatter Wandabsturz, ohne Felsrinnen, die als Schuttbewegungsbahnen fungieren könnten, von einer Höhe von über 2300 Meter bis zu einer Tiefe von z. B. 1500 Meter reicht, ist trotz der tiefen Lage des Wandansatzes die Möglichkeit zur Ausbildung einer wachsenden Schutthalde gegeben.

Die Erkenntnis, daß zur Ausbildung einer noch lebenden Schutthalde der Ansatzpunkt der schuttliefernden Wand mindest bei 2300 Meter Höhe liegen muß, ermöglicht es auch, den Zeitpunkt anzusetzen, von dem an bei den tieferen Halden der Wachstumsstillstand bzw. die Zerschneidung eingetreten ist. Die 2300-Meter-Höhenlinie, deren Bedeutung wir für die Schuttbildung nachzuweisen versuchten, hat mit allen klimatischen Höhenlinien im Laufe der nacheiszeitlichen Klimageschichte eine Verschiebung erfahren. Im Daunstadium lag sie bei 2000 Meter. Die Schutthalde unter der Marchreisen-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



spitze war gerade noch ihrer Wirksamkeit angesetzt, wuchs also noch (ihr Ansatz liegt bei 1900 Meter, also darunter, aber wir dürfen die untersten 100 Meter der schuttliefernden Wand noch einbeziehen, da bei einem Hineinreichen der tieferen Wandpartien in den sommerlichen Frostwechsel der geförderte Schutt noch der ganzen Halde zugute kommt; Felsrinnen wirken sich hier noch nicht so als Bewegungsbahnen aus, um schon zu einer „absterbenden" Schuttentwicklung zu führen). Unmittelbar nach dem Daunstadium wird jedoch der Wachstumsstillstand eingetreten sein (schon vor der postglazialen Wärmezeit). Für die Halden unter der Schlicker Seespitze mag dies erst nach dem Egessenstadium der Fall gewesen sein (vielleicht erst mit Beginn der postglazialen Wärmezeit). Die Halden unter der Malgrubenspitze dürften noch in der Zeit der frührezenten Moränen gewachsen sein.

Betrachtet man die großen absterbenden Halden, besonders unter der Schlicker Seespitze und der Marchreisenspitze, so tritt der Wachstumsstillstand wohl deutlich zutage, weniger jedoch die Spuren einer besonders intensiven Zerschneidung. Dies zeigt, daß die heutige Entwicklung wohl zu einem Wachstumsstillstand führt, nicht aber zu einer tiefgründigen Zerstörung. Auch in der postglazialen Wärmezeit mag dies so gewesen sein, da eine kräftige Zerstörung in dieser Zeit auch heute noch bemerkbar sein müßte, erreichte doch die Schuttlieferung des Postglazials nicht mehr die Kraft jener des Spätglazials. Es hätten daher im Falle einer starken Zerschneidung während des postglazialen Klimaoptimums diese Narben nicht mehr vollkommen zugeschüttet werden können. Die postglaziale Wärmezeit ist also für die Schutthaldenbildung eine Zeit der Konservierung und nicht der Zerstörung (anders bei den tiefgelegenen Schuttformen wie den Schwemmkegeln).

In der Frage der Schutthalden des Schlicker Tales kommen wir daher zu folgendem Ergebnis:

Die Schutthalden des Schlicker Tales sind in ihrer verschiedenen Erscheinungsform eine Funktion der Höhe. Die 2300-Meter-Isohypse bezeichnet ein für die Schuttbildung entscheidendes Niveau. Schutthalden, deren Ansatzpunkte in und über dieser Linie liegen, wachsen auch heute; jene, deren Ansatzpunkte darunter liegen, zeigen kein Wachstum mehr, sind tot. Der Grund für dieses verschiedene Verhalten liegt in der von der Höhe abhängigen unterschiedlichen j hreszeitlichen Verteilung des Frostwechsels. Nur die Frostverwitterung in der schneefreien Zeit ist für die Weiterbildung der Schutthalden entscheidend. Das 2300-Meter-Niveau ist ein Umkehrniveau. Unter ihm liegt mehr als die Hälfte des Frostwechsels in der Jahreszeit mit Schneebedeckung,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



über ihm in der schneefreien Periode. Schutthalden, deren Hinterwände noch in die Höhe von über 2300 Meter hinaufreichen, die aber selbst tiefer liegen, wachsen in der Regel nicht mehr flächen-, sondern linienhaft. Im ganzen ist ihr Wachstum abgestorben.

Die allgemeine Klimaverbesserung bewirkt natürlich nicht nur einen Wachstumsstillstand der meisten (tiefer liegenden) Schutthalden, sondern auch das Wachstum der hochgelegenen Schutthalden wird abgeschwächt (vgl. Skizze 4: höchste Lagen zeigen eine noch stärkere Zusammendrängung des Frostwechsels auf den Sommer; diese Konzentration, die zugleich auch eine Konzentration der so entscheidend durch die Frostverwitterung im Sommer geförderten Schutthaldenbildung ist, verschiebt sich ja bei jeder Klimaänderung ebenfalls vertikal). Es herrscht also heute keine absolute, sondern nur relative Schuttruhe. Diese Tatsache ist immer wieder zu betonen. So beweisen kleine Ansätze des Bewuchses am Fuße großer, sonst frischer Schutthalden, noch keinen absoluten Stillstand des Wachstums. Dieses ist nur in seiner Intensität zurückgegangen, abgesehen davon, daß auch bei noch tätiger, starker Schuttlieferung diese nie gleichzeitig die ganze Halde erfaßt. Ein Pendeln des anfallenden Materials ergibt sich schon durch die Konvexität der Form.

Die Schuttbildung ist lokal sehr verschieden. Zu ihrer Erklärung müssen alle Details des Reliefs berücksichtigt werden. Bloßes Kartenstudium oder die Auswertung fremder Beobachtungen kann zu keinem Ziel führen.

## Literatur:

1. Ampferer, O.: Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. Sbr. d. Ak.d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 1943, S. 255—274.
2. Dimitz, L.: Untersuchungen über die Frostdauer in zwei Meter und fünf Zentimeter über dem Erdboden. Wetter und Leben, 2. Jg., Heft 3/4, Juli 1949.
3. —: Hüttenminimum und Erdbodenminimum. Ebenda, 1. Jg., Heft 11, Februar 1949. S. 321—326.
4. Frech, Fr.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wiss. Erg.-Hefte zur Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V., 2. Bd., 1. Heft, Innsbruck 1905.
5. Heißel, W.: Quartärgeologie des Silltales. Jb. d. geol. Bundesanstalt, 1932, S. 429 bis 468.
6. Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.
7. Klebelsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948.
8. —: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Ber. d. naturw.-med. Vereins in Innsbruck, 47. Bd., 1939/46, S. 9—32.
9. —: Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1927, S. 209—218.
10. —: Alte Gletscherstände im Vorland der Stubaier Kalkkögel. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1929, S. 211.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at



11. Ladurner, J.: Die Quartärablagerungen des Sellrain. Jb. d. geol. Bundesanstalt, 1932, S. 397—427.
12. Lauscher, Fr.: Langjährige Durchschnittswerte für Frost und Frostwechsel in Österreich. Jb. d. Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Wien 1946, N. F., Bd. 83, Anhang D 18—30.
13. Leutelt, R.: Gschnitzmoräne im Schlicker Tal. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1931, S. 162.
14. —: Alte Landoberflächen in den östlichen Stubaier Alpen. Diss. Innsbruck 1930, Maschinschrift 107 S.
15. —: Ein Karrenvorkommen in den Stubaier Zentralalpen. Zeitschr. f. Geomorph., 1929, S. 95—96.
16. Penck-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 1. Bd., Leipzig 1909.
17. Sander, Br.: Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. Verh. d. geol. Reichsanst. 1915, S. 140—148.
18. —: Aufnahmsbericht Blatt Matrei—Ötztal. Ebenda 1921, S. 16—17.
19. Senarclens-Grancy, W. v.: Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. Jb. d. geol. Bundesanstalt, 1938, S. 12—24.

Karten:

Österreichische Originalaufnahme, 1:25.000, Blatt 5146/2 und 5147/1.
Karte des D. u. Ö. A.-V., „Das Brennergebiet", 1:50.000.
Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Ötztal.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Ass. Dr. Adolf Leidlmair, Tübingen, Geogr. Institut der Universität.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum

Jahr/Year: 1952/1953

Band/Volume: 032_033

Autor(en)/Author(s): Leidlmair Adolf

Artikel/Article: Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal/Stubai (mit 4 Skizzen). 14-33