©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Ein Beitrag zur Morphologie des Zederhaustales

Von Heinz R. Neffe

Vorwort

Die vorliegende Arbeit gibt weitgehend Ergebnisse der Dissertation „Morphologische Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern", die am Geographischen Institut in Wien 1966 abgeschlossen werden konnte, wieder. Das Untersuchungsgebiet wurde in den Jahren 1963—65 kartiert und umfaßt die Talbereiche der hintersten Mur, des Zederhausbaches sowie die drei Quelläste der Enns (Flachau). In diesem Beitrag soll das Zederhaustal in morphologischer Hinsicht behandelt werden.

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Hans SPREITZER, für die Zuteilung des Dissertationsthemas und das stete Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, danken.

Desgleichen bin ich auch Herrn Prof. Dr. Egon LENDL für sein Interesse, das er an meiner Arbeit zeigte, sowie der Salzburger Landesregierung, die mir 1968 für meine Dissertation einen Förderungspreis zuerkannte, zu Dank verpflichtet.

I. Überblick des inneren Baues als Grundlage des morphologischen Formenschatzes

Seit den Untersuchungen von V. UHLIG (1908) gelten die *Radstädter Tauern* als Schlüsselgebiet des alpinen Deckenbaues, das nicht nur zur speziellen Tektonik desselben, sondern darüber hinaus zur Bewegungsform alpiner Decken überhaupt grundsätzliche Beiträge zu liefern vermag (E. CLAR 1939, p. 125).

In breiter Front streichen die Gesteine der Hochalmschieferhülle vom *Großarltal* über das *Murtörl* in das Einzugsgebiet der Mur. Diese, meist phyllitischen Gesteine bauen den *Mur-Zederhaus-Kamm* auf und bilden den Sockel des mesozoischen *Hochfeind-Weißeneck-Zuges*. Im Bereich des *Zederhaustales* treten hauptsächlich Kalkphyllite und Grünschiefer auf, wobei ein andauernder vertikaler Schichtwechsel zu beobachten ist. CH. EXNER (1940, p. 61) konnte am *Speiereck* eine bis zu achtfache Schichtwiederholung feststellen. Die Gesteine der penninischen Schieferhülle lagern der Zentralgneiszone *(Hafner-Gruppe)* konkordant auf (CH. EXNER, 1940, p. 94).

Auf der penninischen Schieferhülle liegen jene Serien, die in der Geologie als „Unterostalpin" bezeichnet werden, wobei die *Radstädter Tauern* wohl die besten Repräsentanten dieser unterostalpinen Deckengruppe sind. Sie zeigen einen Baustil, der sich von dem des Oberostalpins der *nördlichen Kalkalpen* deutlich unterscheidet (A. TOLLMANN, 1964). A. TOLLMANN gliedert das Unterostalpin der *Radstädter Tauern* in zwei Faciesräume und zwar in die Pleißlingfacies, die eine Schichtabfolge vom skytischen Lantschfeldquarzit bis zu den Liaskalken erkennen läßt, wobei der Wettersteindolomit

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

in besonderer Mächtigkeit ausgebildet ist, und in die Hochfeindfacies, die eine schichtärmere Trias aufweist, für die jedoch der Breccienreichtum (Schwarzeckbreccie) typisch ist. In tektonischer Hinsicht besteht das Radstädter Mesozoikum aus einer Folge aufrechter Dekken, wobei der innere Bau der Schichtglieder durch weitgespannte Überschiebungen gekennzeichnet ist.

Es kann eine untere Deckengruppe, im Bereich der Hochfeindfacies und eine obere im Bereich der Pleißlingfacies unterschieden werden. Die untere Deckengruppe hat ihr Hauptelement in der *Hochfeinddecke.* Ihr gehört vor allem der *Hochfeind-Weißeneck-Zug* an (A. TOLLMANN, 1964, p. 52). Das *Zederhauser Weißeck* (2711 m) und die *Riedingspitze* (2266 m), zwei in der penninischen Schieferhülle steckende Dolomitklötze, bilden einen abgerissenen und verschuppten Teil der Hochfeinddecke (E. CLAR, 1937), die in einer nahezu rechtwinkeligen Diskordanz auf den Gesteinen der penninischen Schieferhülle liegt.

Die obere Deckengruppe wird vor allem durch die Pleißlingdecke charakterisiert. Sie ist sehr mächtig ausgebildet und weist eine starke innere Verfaltung auf. Diesem Deckenkomplex gehören von Westen nach Osten der *Draugstein-Zug,* die *Mosermannl-, Faulkogel-, Pleißlingkeil-* und die *Zehnerkarspitz-Gruppe* an. Der im Süden, also in der Hochfeinddecke, mächtig ausgebildete Hauptdolomit wird in der Pleißlingdecke vom Wettersteindolomit abgelöst. Der Wettersteindolomit baut auch das weite Karstplateau des *Gasthofkares (Mosermannl-Gruppe)* auf. Zwei Bruchsysteme, die morphologisch deutlich zutage treten, lassen sich auf diesem Plateau erkennen. Eines verläuft in West—Ost-Richtung (Bruch beim *Abendweidesteig),* das andere zeigt einen Nord—Süd-Verlauf *(Schlierer Kar).* Auffallend ist, daß in der *Mosermannl-Gruppe,* gegenüber der im Osten anschließenden *Pleißlingkeil-Gruppe,* eine kräftige, junge Bruchtektonik bei der Formung des Gebirgskörpers mitgewirkt hat (A. TOLLMANN, 1958, p. 101 f.).

Neben der Pleißlingdecke bauen noch andere kleinere Deckeneinheiten und Schuppen die obere Deckengruppe auf. Sie seien hier namentlich erwähnt: Lantschfelddecke (im Bereich des Twenger Kristallins), Quarzphyllitdecke *(Spazeck, Windschaufel),* Kesselspitzdecke *(Gamsleitenspitze)* und Wildkarschuppe *(Wildkar-Gruppe).*

In tektonischer Hinsicht liegt im „Unterostalpin der Radstädter Tauern eine primär nordvergent transportierte, vom Kristallinsockel weitgehend abgescherte Sedimentplatte vor, die während des Transportes in weitere Teildecken zerschnitten wurde" (A. TOLLMANN, 1964, p. 54). Bei der alpidischen Deckenüberschiebung wurde diese relativ gering mächtige Einheit unter den überfahrenden höheren ostalpinen Massen (mittelostalpine und oberostalpine Decken) passiv nach Norden verfrachtet und in einzelne Deckengruppen zerlegt (A. TOLLMANN, 1964, p. 99). Wie A. TOLLMANN (1964, p. 51) weiter ausführt, wurden die einzelnen Decken am Nordrand des Tauernfensters zusammengestaut und dadurch in liegende Falten gepreßt. Neben der Nordvergenz ist auch eine quer dazu verlaufende Faltung zu erkennen, die nach A. TOLLMANN (1963, p. 101) als

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

eine Spätphase der Längsfaltung anzusehen ist. Bedingt durch den Deckenvorschub wichen die stark gequetschten und ausgedünnten Serien nach der Seite aus.

Diese interessanten geologischen und tektonischen Verhältnisse üben auf die morphologische Formengebung einen nicht unbedeutenden Einfluß aus und lassen im Untersuchungsgebiet die verschiedensten Formen oft in nächster Nachbarschaft erkennen.

II. Das Zederhaustal in übersichtlicher Betrachtung

Dieses Tal ist mit seinen 28 km das längste Nebental des *Lungauer Beckens*. Der Talboden ist in der Hauptsache in den Gesteinen der penninischen Schieferhülle eingesenkt, nur unterhalb der *Riedingspitze* und des *Zederhauser Weißeck* liegt das Tal im Bereich des Radstädter Mesozoikums.

Der *Zederhausbach* entspringt auf einer weiten Verebnungsfläche, die sich knapp unterhalb der *Wasserfallscharte* (2187 m) ausbreitet. Diese Ebenheit läßt sich talaus in einer Höhenlage um 2100 m verfolgen und stellt hier im hintersten *Zederhaustal (Hinterrieding)* die Trogschulter dar. Unterhalb der *Glingspitze* (2433 m) konnten in 2120 m Höhe gut ausgeprägte Moränenwälle erkannt werden, die einem späten Rückzugsstadium der letzten Eiszeit zuzuzählen sind.

Weiter talaus schließt an das *Haselloch* (2135 m), einen Übergang vom *Zederhaustal* ins *Tappenkar*, eine Hochfläche an, die durch eine Schuttlandschaft charakterisiert wird. Es dürfte sich hier um Ablagerungen eines gewaltigen Hangrutsches handeln, der sich in poststadialer Zeit ereignet haben muß. Das vorherrschende Gestein in diesem Raum ist der Schwarzphyllit, der durch eine besonders leichte Verwitterbarkeit gekennzeichnet ist. Nach starken Regenfällen bzw. während der Schneeschmelze wird der Schuttmantel, der das Anstehende bedeckt, durchfeuchtet und wenn der Feuchtigkeitsgrad des Schuttes einen bestimmten Wert erreicht hat, rutschen weite Teile der Hänge ab. Der abgelagerte Schutt wird von zahlreichen Wasseradern und Gerinnen gegliedert, die oft bis zu 12 m eingetieft sind. Die Gräben zeigen zum Teil eine ausgeprägte Querschnittsasymmetrie, die auf die unterschiedlich lange Schneedeckendauer auf den Grabenhängen zurückzuführen ist. Auch die weite Ebenheit auf der rechten Talseite unterhalb des Kammes *Sommerleitenkopf* (2456 m) und *G.-Reichesch-Kogel* (2413 m) ist von einem mächtigen Schuttmantel bedeckt, der durch zahlreiche Gerinne gegliedert ist.

Unterhalb dieser Flächen setzen die Trogwände der *Hinterrieding* an *(Bild 1)*. Die Trogwände sind jedoch bedeutend flacher geböscht als etwa in der *Schmalzgrube (hinterstes Murtal)*. Die Ursache der flacheren Böschung ist in den leicht verwitternden und weichen Phylliten zu suchen, da diese Gesteine die Formen weniger gut erhalten als etwa die Gesteine der Zentralgneiszone, in denen die *Schmalzgrube* eingesenkt ist.

Im Bereich der *Zauner Alm* (1733 m) wird das *Zederhaustal* durch die Ablagerungen eines Bergschlipfes abgeschlossen. Davor mäandriert der Bach auf einer fast ebenen Aufschüttungsfläche. Diese wird im

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

wesentlichen aus feinkörnigem, sandigem Material aufgebaut, wie es für Seeablagerungen typisch ist.

Unterhalb der *König-Alm* (1666 m) setzt eine Gefällssteile ein, die vom *Zederhausbach* in einer engen postglazial geschaffenen Schlucht bewältigt wird. Zum Teil ist diese Talstufe von Bergsturzmaterial bedeckt. Die Abrißnische ist im *Weinkartig* (2013 m) zu suchen und liegt an der Grenze zwischen dunklen und weichen Phylliten und den härteren Quarzphylliten.

Die SSW—NNE verlaufende *Hinterrieding* dürfte ebenso wie die *Schmalzgrube (hinterstes Murtal)* mit dem SSW—NNE streichenden Bruch- und Kluftsystem in den *östlichen Hohen Tauern* in Beziehung stehen. Bei der *Moosbauer Alm* (1641 m) biegt das *Zederhaustal* allmählich in eine W—E-Richtung.

Nahe der *Unteren Eßl-Alm* mündet der Abfluß des *Zauner Sees* in den *Zederhausbach*. Der *Zauner See* (1996 m) liegt in dem talartig ausgestalteten *Zauner Kar*, das in den Gesteinen der Rauhwacke und Quarzite eingesenkt ist und von den mauerartigen Dolomitwänden der *Rothorn-* und *Mosermannl-Gruppe* umrahmt wird. Das Kar wird im Osten von einer Verebnungsfläche, dem *Heinzel*, in rund 2260 m Höhe abgeschlossen. Unterhalb des *Heinzel* erstreckt sich eine stark glazial überformte Fläche in ca. 2090 m Höhe, auf der in einer glazial ausgeschürften Wanne der *Esser See* (2088 m) liegt. Diese Ebenheit bildet in diesem Abschnitt des Zederhaustales die Trogschulter.

Unterhalb des *Zauner Sees* breitet sich in einer Höhe von rund 1920 m ein Flächenrest aus, der durch eine gut ausgeprägte Moränenlandschaft gekennzeichnet ist *(Bild 2)*. Zahlreiche eng hintereinander gestaffelte Moränenbögen lassen ein Oszillieren des stadialen *Zauner-Kar-Gletschers* vermuten.

Vor der *Schlierer Alm* (1495 m) schüttet der *Vorderriedingbach*, der auf der *Riedingscharte* (2275 m) zwischen *Weißeck* und *G.-Reichisch-Kogel* entspringt, einen mächtigen Schotterkegel in das *Zederhaustal*. Die Aufschüttung, zum Teil mit Fichtenwald bestanden, drängt den Hauptbach an das linke Talgehänge. Der Schwemmkegel wird in der Hauptsache aus groben Wettersteindolomitschottern aufgebaut. Im Tal der *Vorderrieding* läßt sich auf der linken Talseite unterhalb der *Riedingspitze* eine Verebnung in ca. 2000 m erkennen, die talein bis auf 2160 m Höhe ansteigt. Es dürfte sich bei diesem Flächenrest um die Trogschulter der *Vorderrieding* handeln. Die mächtigen Abstürze des Weißeck geben sowohl der *Vorderrieding*, als auch dem *Zederhaustal* im Bereich der *Schlierer Alm* das Gepräge. Das *Weißeck* wird durch ein Gipfelplateau, das einen Altflächenrest darstellt, charakterisiert *(Bild 3)*. Das Plateau fällt leicht gegen NW ab und weist nur geringe Reliefunterschiede auf. Tief eingefressen in die Nordabstürze des *Weißeck* sind talartige Kare, und zwar das *Ödenkar* und das Kar *„In der Hölle"*. Der Verlauf dieser Kare zeigt die SSW—NNE-Richtung, wie die *Hinterrieding*. Das *Ödenkar*, das an eine Schlucht erinnert, ist durch steile Schutthalden stark verschüttet. Im Kar *„In der Hölle"* konnten in 1900 m und 2000 m Höhe Moränen festgestellt werden. Nach

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

F. THALMANN (1962) läßt sich im Kar *„In der Hölle"* die Grenze zwischen Radstädter Mesozoikum und der penninischen Schieferhülle in einer Höhe von ca. 2300 m erkennen.

Teilweise sind die Gehänge des *Zederhaustales* durch Bergsturzschutt verdeckt, wie z. B. das rechte Talgehänge im Raum *Schlierer Alm.* Der Bergsturz, der poststadiales Alter aufweist, ist bereits stark von Fichtenwald überwuchert. Das auslösende Moment für die Bergstürze ist im Zurückweichen der Gletscher zu suchen. Da die Gehänge stellenweise durch die glaziale Erosion stark unterschnitten wurden, kam es beim Nachlassen bzw. endgültigen Aufhören des seitlichen Druckes der Gletscher zum Absacken der unterschnittenen Gehängepartien.

Kurz hinter der *Schlierer Alm* bricht das Tal in einer 160 m hohen Gefällssteile zur Ortschaft Wald (1328 m) ab *(Bild 4).* Der *Zederhausbach* hat sich hier eine tiefe Schlucht geschaffen. In der *Brünnwand,* dem rechten Talgehänge, entspringen in einer Höhe von ca. 1550 m zwei Karstquellen entlang einer deutlich sichtbaren tektonischen Störungslinie.

Unterhalb der *Mosermannl-Gruppe* läßt sich die Trogschulter in einer Höhenlage um 1950 m erkennen. Die Kare, die die *Mosermannl-Gruppe* gliedern, laufen auf diese Fläche aus. Die einzelnen Kare werden durch *Karriedel,* die häufig von Ebenheiten gekrönt werden, getrennt. Zahlreiche Moränen in den Karräumen, die in Höhenlagen zwischen 1850 m und 2100 m liegen, sind Zeugen einer starken stadialen Vergletscherung.

Die Ortschaft Wald liegt in einem kleinräumigen Talkessel, der durch eine starke Talverschüttung geprägt ist. In diese Talweitung mündet von der linken Talseite der *Kesselbach,* dessen Ursprungsgebiet sich in dem karartig ausgestalteten *„Großen Kessel"* befindet. Dieser ist noch in den Gesteinen der penninischen Schieferhülle eingesenkt, wird aber von den Dolomitwänden der *Permuthwand* (2479 m) überragt. Zahlreiche Verebnungen im *„Großen Kessel"* lassen vermuten, daß dieser bereits in präglazialer Zeit angelegt war. Sehr weitläufig ist die Ebenheit bei der *Urba Alm* (1920 m) erhalten. Drei hintereinander gestaffelte Moränenbögen krönen diese Fläche.

Im Westen wird der *„Große Kessel"* vom *Wurmfeld,* einem Auslaufrücken des *Kl. Mosermannls* (2538 m), abgeschlossen. Im Osten breitet sich unterhalb des *Taferlnock* (2374 m) zwischen dem *Karkopf* (2107 m) und der *Aignerhöhe* (2105 m) eine Ebenheit um 2000 m Höhe aus. Der *Karkopf* und die *Aignerhöhe* werden von einer leicht welligen Fläche gekrönt. Zwischen der *Stampferwand* (2342 m) und der *Zwillingwand* (2516 m) liegt die weite, sanft hügelige *Treminger Alm.* Sie stellt den Typ eines Transfluenzpasses dar, hing doch hier der Zederhaustal-Gletscher mit dem Gletscher des *Lantschfeldtales* zusammen.

Da der *„Große Kessel"* in den Gesteinen der penninischen Schieferhülle eingesenkt ist, wird das Anstehende von einem mächtigen Schuttmantel verhüllt. Der *Kesselbach* hat sich an manchen Stellen bis zu 20 m tief in den Phyllitschutt eingegraben. Im Bereich der Mündung des *Kesselbaches* in das Haupttal sind Reste eines alten,

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

heute bereits zerschnitten Talbodens in 1335 m bis 1340 m zu erkennen. Auf diesem Talbodenrest, der bruchstückhaft durch das gesamte *Zederhaustal* zu verfolgen ist, liegt hier im Bereich des *Kesselbaches* das Gehöft *Keßler*. Wie die Rekonstruktion zeigt, wies der alte Talboden ein bedeutend geringeres Gefälle auf, als der heutige.

Weiter talaus beim Gehöft *Rothenwänder* mündet von rechts der *Nahendfeldbach*, der das karähnliche *Nahendfeld* entwässert, in das *Zederhaustal*. Das *Nahendfeld* liegt vollständig im Bereich der penninischen Schieferhülle und wird von der *Plankovits-Spitze* (2412 m) überragt. Die Hänge sind von einem mächtigen Schuttmantel bedeckt, der meist Almvegetation trägt und ständig einen hohen Feuchtigkeitsgrad aufweist; wird nun während der Schneeschmelze, oder bei Regengüssen der Wasserhaushalt der Schuttmassen gestört, kommt es zu Rutschungen und Muren, wie dies der Verfasser im Sommer 1965 selbst beobachten konnte.

In den Kessel des *Nahendfeldes* münden über eine Geländestufe, die an ein Grünschieferband geknüpft ist, zwei Kare und zwar das *Küh-* und *Pleißnitzkar*. Der Seitengrat, der beide Kare trennt, wird von einer ausgeprägten Gratverflachung zwischen 2330 m und 2340 m gekrönt. Die Verflachung tritt uns als typischer Rest einer alten Abtragungsfläche entgegen, da verschiedene Gesteinsarten gekappt werden. Im *Pleißnitzkar* konnte eine Hangleiste in 2000 bis 2060 m Höhe festgestellt werden, die im Karhintergrund in den Karboden übergeht. So wird deutlich, daß der Karboden einen unzerschnittenen Rest eines alten Talgeschlechts darstellt. Im *Nahendfeld* selbst sind die Hinweise auf alte Talgenerationen nur recht spärlich erhalten, am deutlichsten noch in 1680 m Höhe im Bereich der *Maurer Alm*. Im Mündungsgebiet des *Nahendfeldbaches* lassen sich in 1310 m bis 1320 m Talbodenreste erkennen, die mit jenen beim *Kesselbach* gleichzusetzen sind.

Beim *Weiler Hub* im *Zederhaustal* beginnt die Talweitung von *Bruckdorf* (1220 m), die durch mächtige Schwemmkegel und zahlreiche Terrassen geprägt ist. Am Beginn der Talweitung beim Gehöft *Gries* erkennen wir einen Riegelberg *(Bild 5)*, der aus Quarzphyllit besteht und Spuren glazialer Bearbeitung zeigt.

Der *Zmölingbach*, der unterhalb der *Zwillingwand* entspringt, schüttet einen Schwemmkegel auf, der den *Zederhausbach* merklich nach Süden, an das rechte Talgehänge drängt. Die Neigung dieses Kegels ist mit 10° im Vergleich zu den anderen Schwemmkegeln dieses Tales relativ groß, und dürfte weitgehend auf den hohen Prozentsatz von dolomitischen Geröllen zurückzuführen sein, die diesen Schwemmkegel aufbauen.

Der *Rosadier-Bach* und der *Marisl-Bach*, die zwei Kare des *Mur-Zederhaus-Kammes* entwässern, bauen zwei mächtige Schwemmkegel in das *Zederhaustal* mit einem Neigungswinkel von 6 bis 7° auf. Diese beiden Schwemmkegel bestehen aus phyllitischem Material, wobei die einzelnen Schuttkomponenten unbeständige Korngröße aufweisen. Die Aufschüttungen bedeckt ein 20 bis 25 cm mächtiger Bodenhorizont, dessen obere 15 cm von einem dunkelbraunen,

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

schwach lehmigen A-Horizont gebildet werden, der stark mit Wurzeln durchsetzt ist. Darunter befindet sich eine 5 bis 10 cm mächtige Schicht eines grauen, stark sandigen Substrates.

Beide Bäche sind in ihre Aufschüttungen eingeschnitten und der *Zederhausbach* hat die Kegel, die bereits außer Aktion sind, zerschnitten, so daß die Schwemmkegel mit einer 10 m hohen Steilstufe zum Hauptbach abbrechen. Die Erscheinung, daß die Seitenbäche des *Zederhausbaches* auf ihren Schwemmkegeln am rechten Rand fließen, kann als eine Art Verschleppung bezeichnet werden, da der *Zederhausbach* die stärkere Erosionsleistung aufweist.

Neben den Schwemmkegeln finden wir in diesem Talabschnitt zahlreiche Schotterterrassen, die oft bis zu 40 m über der heutigen Talsohle liegen *(Bild 6)*. Ihre Entstehung konnte nicht immer geklärt werden, da Aufschlüsse fehlen; doch kann angenommen werden, daß es sich bei den höchstgelegenen Terrassen um Eisrandaufschüttungen handelt, während die tiefergelegenen fluviatiler Entstehung sein dürften. Ob es sich zum Teil etwa um zerschnittene Seeablagerungen handelt, konnte nicht festgestellt werden.

Bei der Ortschaft *Dorf* schließt ein Riegelberg die Talweite von *Bruckdorf* ab. Daran setzt eine Enge an, die durch einen breiteren Talabschnitt, in dem der Hauptort *Zederhaus* (1205 m) liegt, abgelöst wird.

In den Höhenlagen zwischen 1700 m und 1750 m treten uns deutlich zahlreiche Hangverflachungen entgegen, auf denen sich meist Almen befinden. Wie die tiefer gelegenen Eckfluren und Hangleisten können sie als Reste alter Talgeschlechter gedeutet werden.

Auf den Seitengraten, die von der *Hochfeind-Gruppe* gegen das *Zederhaustal* ziehen, sind zum Teil Reste von Abtragungsflächen erhalten. Besonders gut ist die Abfolge verschieden alter Systeme auf dem Rücken zu erkennen, der von der *Zeppspitze* (2507 m) herabzieht. Eine oberste Gratverflachung mit leicht welligem Charakter breitet sich zwischen 2460 und 2507 m aus, eine weitere Verebnung findet sich in einer Höhenlage um 2200 m. Die Ebenheit im Bereich der *Hagleitenspitze* zwischen 1940 und 1980 m ist besonders breit entwickelt.

Die zahlreichen Kare, die die *Hochfeind-Gruppe* gliedern, werden durch eine deutlich erkennbare Stufe in rund 2100 m Höhe gegliedert. Die Stufen sind zwischen 80 und 100 m mächtig und meist an ein Grünschieferband gebunden. Der Grenzverlauf zwischen penninischer Schieferhülle und Radstädter Mesozoikum ist auf weiten Strecken durch Schutthalden verdeckt.

Der beherrschende Berg der östlichen *Hochfeind-Gruppe* ist das Weißeneck (2563 m). Es wird ebenso wie das *Zederhauser Weißeck* von einem leicht welligen Gipfelplateau gekrönt. In den Südabstürzen des *Weißeneck* ist der Kurztrog *„In der Weiß"* eingesenkt und eine markante Geländestufe kann auch hier in 2100 m deutlich erkannt werden. In großer Zahl sind in *„In der Weiß"* die Spuren einer stadialen Vergletscherung erhalten. Der *Feller Bach*, der den Kurztrog entwässert, schüttet einen mächtigen Schwemmkegel nahe der Ortschaft *Fell* (1107 m) auf. Dieser Kegel ist wohl der mäch-

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

tigste im *Zederhaustal*. Sein Neigungswinkel beträgt kaum 5° und mit einem ca. 20 m hohen Steilabfall bricht der Kegel zum *Zederhausbach* ab. Der *Feller Bach* selbst ist tief in seine Aufschüttung eingeschnitten. Er fließt, wie dies bei allen Seitenbächen beobachtet werden konnte, am äußersten Rand des Kegels zum Hauptbach.

Die Kare, die im *Mur-Zederhaus-Kamm* eingesenkt sind, weisen kaum einen Karboden auf, auch finden sich keine Moränenablagerungen; nur Aufschüttungen von Hangrutschungen und Muren liegen in den Karräumen. Der *Mur-Zederhaus-Kamm* läuft im *Zikkenberg* aus, der als ein Auslaufrücken bezeichnet werden kann. Eine weite Ebenheit zwischen 1980 m und 2020 m charakterisiert ihn. Weiters läßt sich die für eine Bergzerreißung typische Formengebung am *Zickenberg* erkennen.

Im *Zederhaustal* engt nahe des Weilers *Krottendorf* ein Riegelberg das Tal nicht unwesentlich ein. Östlich des *Feller Kegels* baut der *Lanschützbach* einen ebenfalls mächtigen Schwemmkegel auf, der wie alle anderen im *Zederhaustal* bedeutend unterschnitten ist und mit einer 15 m hohen Steilstufe zum *Zederhausbach* abbricht. Das Einzugsgebiet des *Lanschützbaches* liegt in den beiden, eher an Quelltrichter als an Kare erinnernde Vertiefungen im Kamm *Kämpenköpfln* (2366 m) und *Speiereck* (2411 m).

Ähnlich wie am *Zickenberg* wurde auch der Kamm bis zum *Speiereck* durch Bergzerreißungen nicht unwesentlich verändert. A. TOLLMANN (1961, p. 83) hat sie näher beschrieben und meint, daß diese morphologische Erscheinungsform in den *Radstädter Tauern* weitgehend an den Grenzbereich Unterostalpin — penninische Schieferhülle gebunden sei.

Knapp vor *Oberweißburg* ist der *Zederhausbach* tief in seine Aufschüttungen eingeschnitten. Nach überblicksmäßiger Untersuchung konnte festgestellt werden, daß die dolomitischen und kalkigen Gerölle gegenüber dem phyllitischen Material bei weitem überwiegen. Wie die deutliche horizontale Schichtung zeigt, handelt es sich hier um rein fluviatile Aufschüttungen.

Im untersten Abschnitt des *Zederhausbaches* kann kaum ein Mäandrieren des Baches erkannt werden, wie es für die Mur zwischen *Schellgaden* und *Lattendorf* so charakteristisch ist. Beim Vergleich dieser beiden Flüßchen kann die enge Beziehung zwischen Mäandrieren und Flußgefälle beobachtet werden. Weist die Mur mit ihren vielen Flußschlingen zwischen *Schellgaden* und *Lattendorf* ein Gefälle von kaum 2,5 Promille auf, so beträgt das Gefälle des *Zederhausbaches* von *Oberweißburg* bis zur Mündung in die *Mur* mehr als 10 Promille.

III. Bemerkungen zu den Flächensystemen im Untersuchungsgebiet

Seit mehr als einem halben Jahrhundert ist durch eine große Zahl von morphologischen Arbeiten klar geworden, daß die Alpen nach Abschluß der Orogenese durch Hebungs- und Wölbungsprozesse in die heutige Höhenlage gebracht wurden.

In den *Radstädter Tauern* hat als erster W. SCHMIDT (1924) die

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Existenz von Altflächen im Bereich der *Mosermannl-Gruppe* erkannt. In diesem Teil der *Radstädter Tauern* scheint der Formenschatz der Berge weitaus mehr von der voreiszeitlichen Geschichte abhängig zu sein, als im Gebiet der penninischen Schieferhülle *(Mur-Zederhaus-Kamm).* Diese Abhängigkeit findet in dem Auftreten von Kalk- und Dolomitplateaus, die durch ihre Verkarstung einen späteren Zertalungsprozeß verzögerten bzw. verhinderten ihre Erklärung. W. SCHMIDT schied in Anlehnung an N. CREUTZBURG (1921) zwei Flächensysteme aus: eine älteste, sehr kuppige Landoberfläche und ein vorgelagertes jüngeres System, das vor allem auf den Karriedeln, die vom *Mosermannl* ins *Zederhaustal* ziehen, erhalten ist. N. CREUTZBURG (1921) arbeitete in der *Ankogel-Gruppe* und faßte die verschieden hohen Systemreste großzügig in zwei Hauptniveaus zusammen, in ein Firnfeldniveau und einen tiefer gelegenen Hochtalboden.

H. P. CORNELIUS (1932) und A. WINKLER-HERMADEN (1929, 1957) haben die Bedeutung des Gipfelplateaus am *Weißeck* erkannt und es als Rest einer ältesten Landoberfläche gedeutet, ohne aber näher auf die tiefer gelegenen Niveaureste einzugehen.

E. SEEFELDNER (1961) versuchte eine genauere Flächengliederung vorzunehmen, wobei er seine Arbeiten in den Salzburger Kalkhochalpen als Grundlage nahm, und seine bereits 1934 vertretene Auffassung, daß es sowohl in den *Salzburger Kalkhochalpen,* als auch in den *Radstädter Tauern* drei Oberflächensysteme und eine Anzahl von talgebundenen Niveaus gibt, bestätigte. Er setzte die Gipfelplateaus des *Weißeck* (2711 m), des *Gugl* (2570 m) und des Weißeneck (2563 m) seinem Hochkönigniveau in den *Salzburger Kalkhochalpen* gleich und meinte die Flächenreste, die unter dieser ältesten Landoberfläche liegen und vor allem im *Gasthofplateau* erhalten sind, entsprächen seinem Tennenniveau. Eng verzahnt mit dieser Fläche ist eine weitere Abtragungsfläche, die E. SEEFELDNER seinem Gotzenniveau gleichsetzte.

In letzter Zeit hat H. NAGL (1967) in seiner Dissertation über die Katschbergzone die Gipfelfläche des *Weißeck* als älteste noch in Resten erhaltene Abtragungsfläche gedeutet und sie mit den höchstgelegenen Systemresten in den *Hohen Tauern (Hafner-Gruppe)* parallelisiert, ähnlich wie K. HAWRANEK (1948).

Im Bereich des *Zederhaustales* läßt sich eine Systemtreppe feststellen, die mit mehr oder weniger großer Vollständigkeit erhalten ist. Mehrmals zeigte sich eine starke Verzahnung der einzelnen Niveaureste, so daß eine genaue Zuordnung oft nur schwer möglich war. Die Verschachtelung einzelner Systemreste tritt besonders im Gebiet der penninischen Schieferhülle zutage.

Reste zweier verschieden alter Landoberflächen, die keinen Zusammenhang mit dem heutigen Talverlauf aufweisen, konnten im Arbeitsgebiet ausgeschieden werden. Die Ebenheiten in einer Höhenlage zwischen 2700 und 2550 m wurden als Reste einer ältesten Landoberfläche in einem SYSTEM-A zusammengefaßt. Diese Restflächen sind auf den Triasbergen, wie dem *Zederhauser Weißeck* (2711 m), dem *Windischkopf* (2609 m), dem *Gugl* (2570 m) und dem

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Weißeneck (2563 m) erhalten und liegen abseits der großen Erosionszonen des *Enns-* und *Salzachtales,* gewissermaßen in einem toten Winkel. Über den Verlauf dieses Systems läßt sich nicht viel aussagen, da charakteristischerweise die Kämme der *Radstädter Tauern* meist unterhalb dieser höchsten Ebenheiten liegen. Wir können jedoch annehmen, daß das Relief dieser ältesten noch in Resten erhaltenen Landschaft leicht kuppig gewesen sein dürfte. Wie weiters bei höhenmäßigem Vergleich zu erkennen ist, steigen die Flächenreste gegen die *Hohen Tauern* zu an, was auf die jugendliche Heraushebung der Tauernkuppel zurückzuführen sein dürfte.

Diesen höchstgelegenen Altflächenresten sind vereinzelt Niveaureste in einer Höhenlage zwischen 2500 m im Bereich der *Hinterrieding* und in 2300 m nahe dem *Lungauer Becken* vorgelagert, und wurden in einem SYSTEM-B zusammengefaßt. Vor allem die Gratverflachungen im *Mur-Zederhaus-Kamm* zwischen *Felskarspitze* (2507 m) und *Großeck* (2427 m) können diesem System zugeschrieben werden. Desgleichen sind im Gebiet des Radstädter Mesozoikums auch Systemreste von „B" erhalten, so im *Gasthofplateau* zwischen 2450 m und 2400 m, im Gipfelplateau der *Permuthwand* (2460 m) und in der kleinflächigen Ebenheit, die die *Malutzspitze* (2465 m) krönt.

In der *Wildkar-Gruppe,* westlich der *Mosermannl-Gruppe,* treten Ebenheiten nur sehr sporadisch und kleinflächig auf. Dies ist auf den Mangel an ausgedehnten, verhältnismäßig flach gelagerten Dolomiten und in der oftmaligen Zwischenschaltung von Raibler Schichten zurückzuführen (W. REIHSNER, 1950). Beide Erscheinungen sind Ausdruck starker Tektonik, die so die Formenausbildung beeinflußte.

Über den Verlauf des SYSTEM-B läßt sich wenig aussagen, doch kann vermutet werden, daß zum Zeitpunkt, als dieses System die Erosionsbasis darstellte, die *Radstädter Tauern* ein noch wenig zerschnittenes Hügelland mit geringer Reliefenergie waren.

Die Gipfelflur der *Radstädter Tauern* liegt größtenteils im oder knapp oberhalb des Höhenbereichs des SYSTEM-B, das von einem jüngeren, dem SYSTEM-C, zerschnitten wurde. Zum Teil liegen die Ebenheiten, die diesem System zugeordnet werden können, auf den Seitengraten, bilden aber auch die oberen Verflachungen in den Karräumen. Im *hintersten Zederhaustal* finden sich die Flächenreste von „C" in einer Höhenlage von 2280 m *(Hintere Riedingalm).* Weiter talaus können die Verebnungen der *Boarn Alm* in ca. 2220 m, die Fläche des *Heinzel* im *Zaunerkar* in 2200 m und die oberen Karböden in der *Hochfeind-Gruppe,* die in rund 2100 m Höhe liegen, dem SYSTEM-C zugerechnet werden.

Es fällt auf, daß zwischen den Systemresten von „B" und „C" eine Anzahl von Ebenheiten liegen, die nur einem Zwischensystem zugeordnet werden können. Die Ausbildung eines Zwischenniveaus muß auf eine langsame Hebung des Gebietes zurückgeführt werden. Allmählich verstärkte sich jedoch die Hebungsintensität und erst später, in einer langen Ruheperiode, wurde das SYSTEM-C voll ausgebildet. Auch K. HAWRANEK (1948) hat eine Zweigliederung

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

von „C" in der *Hafner-Gruppe* vorgenommen. In den *Zillertaler Alpen* konnte H. BOBEK (1933) und in den *Stubaier Alpen* H. HEUBERGER (1952) ebenfalls eine Doppelphasigkeit von „C" feststellen.

Die Reste des SYSTEM-C lassen ein Gefälle vom Bereich der *Hohen Tauern* zum *Lungauer Becken* hin erkennen. Die erste Anlage des heutigen Talverlaufes ist in die Zeit der Entstehung des SYSTEM-C zu stellen. In dieser Periode dürfte das Untersuchungsgebiet einer Mittelgebirgslandschaft mit Höhenunterschieden bis 600 m geähnelt haben.

Das SYSTEM-C wird von einem weiteren Glied der Taltreppe, dem SYSTEM-D, abgelöst. Es stellt in den *Radstädter Tauern* das Hauptsystem dar und läßt den heutigen Talverlauf bereits deutlich erkennen. Da dieses System bis in die hintersten Talwinkel zurückgreifen und sich besonders breit entwickeln konnte, muß während seiner Entstehung eine lange tektonische Ruheperiode angenommen werden. Seine Reste bilden in den Talhintergründen die Trogschulter und in den Karen die unteren Karböden.

In der *Hinterrieding* gehören die weiten Ebenheiten zwischen 2150 und 2100 m dem SYSTEM-D an. Weiter talaus sind das Gebiet des *Esser Sees* (2088 m), das *Wurmfeld* (2088 m), die *Aigner Höhe* (2100 m) und der *Karkopf* im *„Großen Kessel"* sowie die Karböden des *Dorfer Kares* (2020 m) und die *Ochsen-Alm* (2020 m) im Kar *„In der Weiß"* diesem System zuzurechnen.

Gegen das *Lungauer Becken* hin weist „D" ein deutliches Gefälle auf, doch streicht es ohne Bruch oder Flexur aus.

Das als eine Art Hauptsystem bezeichnete SYSTEM-D wurde von weiteren Talgenerationen zerschnitten. So konnte ein SYSTEM-E im Höhenbereich zwischen 1750 und 1700 m erkannt werden, dem die Ebenheiten der *Schiefer-Alm* (1720 m), der *Veit-Alm* (1740 m), der *Müllner Alm* (1700 m), des *Mehrlberges* (1710 m) und die *Lanschützebene* (1715 m) zuzuordnen sind. Auch dieses System zeigt ein Gefälle nach Osten in das *Lungauer Becken.* Diesem Talsystem folgen die Systeme (SYSTEM-F bis SYSTEM-I), die sich z. T. noch als Vollformen in den hinteren Talabschnitten erhalten haben und deren Erosionsendpunkte teilweise als markant auftretende, glazial umgestaltete Stufen in Erscheinung treten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im *Zederhaustal* und somit im gesamten Bereich der *Radstädter Tauern* vier Oberflächensysteme und fünf rein talgebundene Systeme unterschieden werden konnten. Die Systeme „A" und „B" zeigen keine Beziehung zum heutigen Talverlauf. Die Flächenstücke, die diesen ältesten Niveaus zuzuschreiben sind, treten meist als gipfelkrönende Ebenheiten auf. In oder knapp oberhalb der Höhenlage von „B" liegt die Gipfelflur der *Radstädter Tauern.* Die Systeme „C" und „D" lassen bereits deutlich erkennen, daß sie talartig in die beiden oberen Systeme greifen.

Die vier Oberflächensysteme zeigen ein deutliches Gefälle nach Osten, dem *Lungauer Becken,* und ebenso nach Norden, dem *Radstädter Becken* zu. Es ist dies auf die jugendliche Heraushebung der

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Hohen Tauern zurückzuführen. Was die talgebundenen Systeme betrifft, war festzustellen, daß sie immer weniger weit in die Täler zurückgriffen und in den Talhintergründen als Vollformen zum Teil noch erhalten sind.

IV. Glazialer Formenschatz

Alle Kämme, aber auch die Tallandschaften des Untersuchungsgebietes zeigen die Gestalt, die für ein jetzt eisfreies, aber im Pleistozän stark vergletschertes Gebiet nicht bezeichnender gefunden werden kann.

Die Anhaltspunkte für eine genaue Bestimmung der Eisstromhöhe sind im *Zederhaustal* äußerst spärlich. Im Gebiet der penninischen Schieferhülle kann der Verlauf der Schliffgrenze nur vermutet werden, in den Triasgebieten ist sie meist von mächtigen Schutthalden verdeckt. Wir können jedoch annehmen, daß die Schliffgrenze in der *Hinterrieding* in ca. 2300 m gelegen sein muß. Wie die Gletscherschliffe auf der *Riedingspitze* zeigen, war diese mit ihren 2266 m während der Hocheiszeit vom Eis völlig bedeckt. Talaus, z. B. unterhalb des *Hochfeindkammes,* ist die Schliffgrenze im Höhenbereich um 2200 m zu suchen, da die *Treminger Alm,* die ein typischer Transfluenzpaß (2160 m = Scheitelhöhe) zum *Lantschfeldtal* ist, vom Eis überflossen war.

Im Ursprungsgebiet des *Zederhaustal-Gletschers* hatte sich während der Hocheiszeit ein Eisstromnetz ausgebildet. So stand der *Zederhaustal-Gletscher* über zahlreiche Paßregionen mit dem *Murtal-,* dem *Salzachgletscher* und über den *Lantschfeld-Gletscher* mit dem *Ennsgletscher* in Verbindung. Der *Zederhaustal-Gletscher* besaß zum *Großarltal-Gletscher* über die *Wasserfallscharte* (2187 m) und über das *Haselloch* zum *Kleinarltal-Gletscher* eine Verbindung. Beide waren Seitenarme des *Salzachgletschers.* Die *Reinkarböden* stellen einen typischen Transfluenzpaß dar, über den der *hintere Murtal-Gletscher* mit dem *Zederhaustal-Gletscher* zusammenhing, der weiter talaus über die *Treminger Alm* (2160 m) mit dem *Lantschfeld-Gletscher,* der über das *Windsfeld* (2117 m) dem *hinteren Ennstal-Gletscher* zufloß, verbunden war.

In den *Radstädter Tauern* reiht sich K A R an Kar, Bergkämme und Grate gliedernd. Da die Kare meist auf Flächenreste des System-D auslaufen, konnte eine Beziehung der Kare zu den alten Talsystemen erkannt werden. Die oberen Karböden hingegen sind weitgehend als Reste des System-C zu deuten. In den *Radstädter Tauern* sind die Kare glazial ausgestaltete, präglaziale Talschlüsse, wie dies bereits 1900 E. RICHTER feststellte.

Es wurde versucht, die einzelnen Kare im Untersuchungsgebiet nach der Terminologie von O. MAULL (1958) einzuordnen. Neben der fluviatilen Vorform konnte erkannt werden, daß die Art und Ausgestaltung der Kare auch weitgehend von der Gesteinsart abhängig sind.

Das Kar im klassischen Sinn, das WANNENKAR nach O. MAULL, kommt im Bereich des Zederhaustales nicht vor. Die Form

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Abb. 1 Hinterrieding, ein typisches Trogtal

Abb. 2 Moränen des GSCHNITZ I unterhalb der Franz-Fischer-Hütte

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

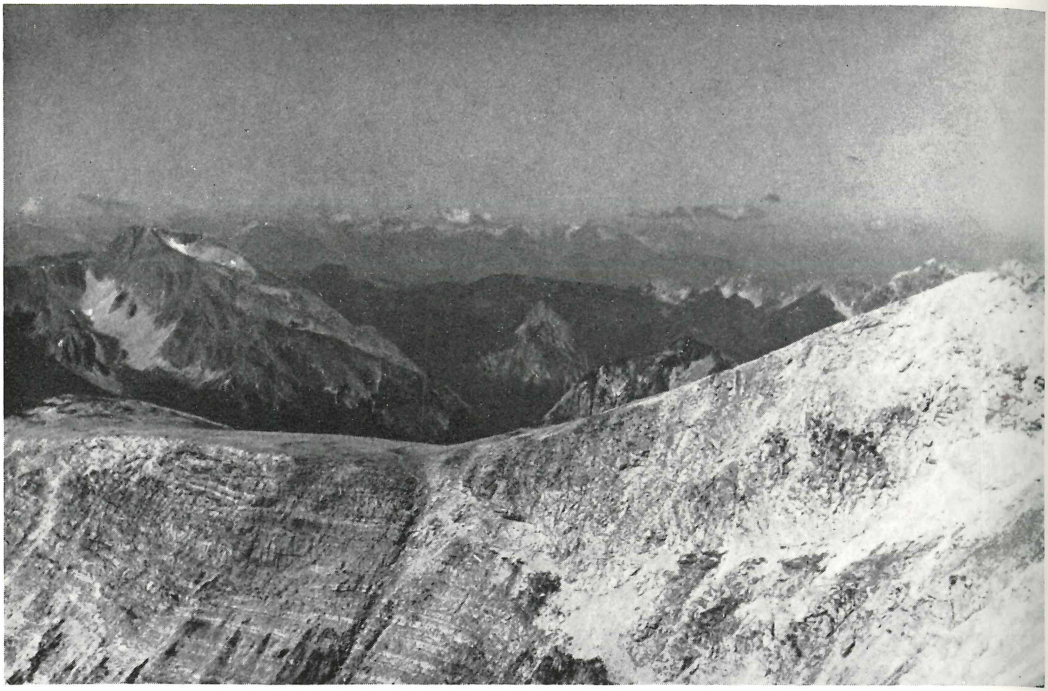


Abb. 3 Blick vom Gugl (2570 m) zum Weißeck (2711 m)
(Flächenreste des SYSTEM-A)

Abb. 4 Talwegstufe bei Wald (1328 m)

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Abb. 5 Riegelberg beim Gehöft Gries

Abb. 6 Die Talweite von Bruckdorf (1230 m)

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

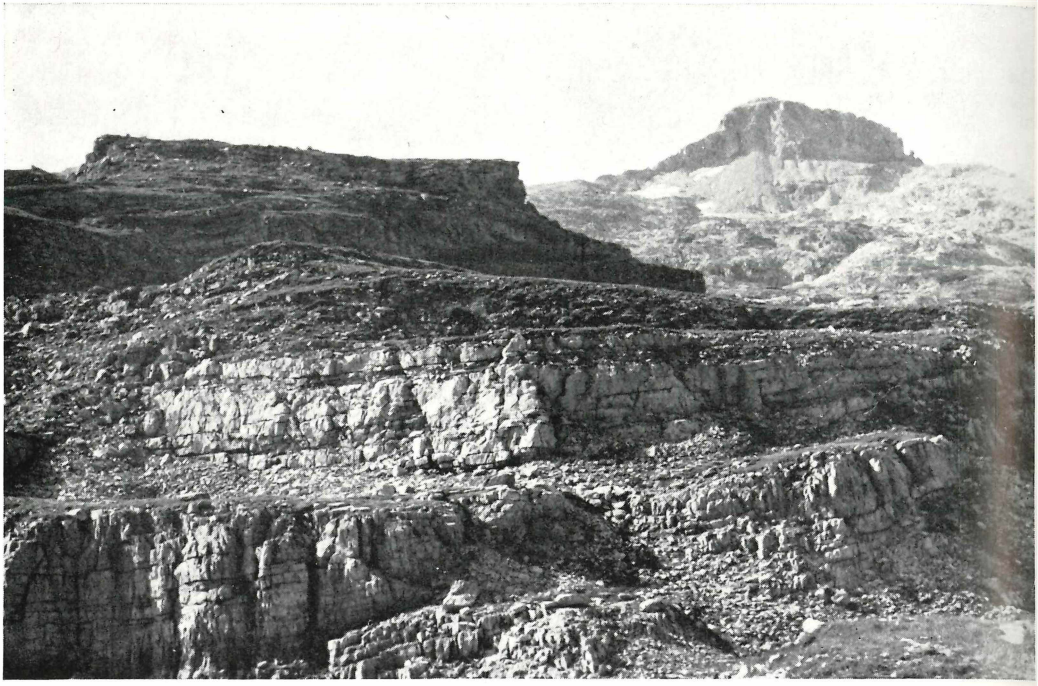


Abb. 7 Schichttreppenkarst am Gasthofplateau. Im Hintergrund das Mosermannl (2680 m)

Abb. 8 Steinstreifboden am Weißeck (2711 m)

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

dieses Kartyps ist am besten in grobklüftigen Gesteinen, besonders im Granitgneis erhalten.

Eine andere Karform, die des HOCHTALKARES, ist an kalkalpine Gebirgsgruppen gebunden. Tatsächlich finden wir Hochtalkare im Bereich des Radstädter Mesozoikums; so gehören das *Zaunerkar* und das Kar *„In der Hölle"* diesem Typus an. Der oft talartig gewundene Verlauf des Karbodens ist für diese Kare charakteristisch. Sie können ohne Bedenken als heute außer Aktion gesetzte Talanfänge gedeutet werden. Dem Typus Hochtalkar ähnlich sind die HOCHSCHLUCHTKARE. Das *Ödenkar* in den Nordabstürzen des *Weißeck* ist dieser Karform zuzurechnen. Der Unterschied zum Hochtalkar liegt in der geringeren Ausdehnung des Karquerschnittes und dem fast senkrechten Aufsteigen der Karwände. Kartypen, die vor allem im Bereich der penninischen Schieferhülle vorkommen, sind das TALSCHLUSSKAR und das QUELLTRICHTERKAR. Das Talschlußkar weist meist noch einen verhältnismäßig ebenen Karboden auf, die glaziale Formgebung läßt sich aber an diesem Kar nur undeutlich erkennen, wie z. B. im *Küh-, Pleißnitz-* und *Falltorkar*. Die Quelltrichterkare zeigen die wohl geringste glaziale Überarbeitung, die eher vermutet, als tatsächlich erkannt werden kann. Es fehlt ihnen ein Karboden und die Karbäche sind meist fächerförmig angeordnet. Die *„Große Lanschütz"* unterhalb des Kammes *Scharreck—Speiereck* und das *Nahendfeld* können dieser Gruppe von Karen zugerechnet werden.

Ein anderes Formelement, das einen Hinweis auf die glaziale Erosion gibt, sind die TROGTÄLER. Die *Hinterrieding* stellt sich im Untersuchungsgebiet als typisches Trogtal dar. Eine Frage, die sich bei Betrachtung des gesamten Verlaufes des Zederhaustales aufdrängt, ist die, wieso nicht alle Talabschnitte bei weitgehend homogenen petrographischen Verhältnissen die charakteristische U-Form aufweisen. O. AMPFERER (1915) und später E. W. BURGER (1933) haben die Entstehung des Trogprofils auf die Wirkung des Gewölbedruckes des Gletschers zurückgeführt. Der U-Talquerschnitt ist dort am deutlichsten ausgeprägt, wo die präglaziale Kerbtalstrecke eine eher geringe Breite besaß und der Gewölbedruck voll einsetzen konnte. Engtalstrecken, aber auch breitere Talabschnitte besitzen meist ein nur wenig deutliches Trogprofil, was sich auch im *Zederhaustal* zeigt. Die *Hinterrieding* weist ein Trogprofil auf, während die Schluchtstrecke zwischen *Schlierer Alm* und der Ortschaft *Wald* keines erkennen läßt. In den breiteren Talabschnitten des *Zederhaustales* verschwimmt die Trogform immer mehr, um im Bereich von *St. Michael im Lungau* völlig zu verschwinden.

Bei Begehung der *Radstädter Tauern* zeigte es sich, daß die typischen Trogtäler der gleichen Größenordnung zugehören. So weisen die *Schmalzgrube (hinterstes Murtal)* und die Ursprungtäler der *Enns* sowie die *Hinterrieding* weitgehend gleiche Querschnittsgrößen auf.

Einige Bemerkungen zum Tallängsprofil seien hier angefügt. Das *Zederhaustal* wird durch zwei markant auftretende Gefällssteilen gekennzeichnet, die im Zusammenhang mit alten Talsystemen stehen

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

(System-G und System-H) und Endpunkte der präglazialen fluviatilen Erosion darstellen, die während der Eiszeit versteilt wurden.

Eine andere glaziale Erosionsform im *Zederhaustal* sind die RIEGELBERGE, die im Abschnitt *Gries—Fell* deutlich in Erscheinung treten. Ihre Entstehung ist zwar noch nicht ganz geklärt, dürfte ihre Ursache jedoch im unregelmäßigen Tiefenschurf sowie in der selektiven Erosionswirkung des Talgletschers haben. Eine Loslösung des Riegelberges vom Talgehänge (Riegelberg bei *Gries)* dürfte auf epigenetische Durchbrüche zurückzuführen sein, wobei auch den subglazialen Gewässern eine nicht unbedeutende Erosionswirkung zugeschrieben werden kann. A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909) meinten, daß die Riegelberge oft Stellen eines alten Gletscherstandes markieren. Dieser Ansicht ist auch H. SPREITZER (1963, p. 118), der diese Erscheinung bei rezenten Gletschern, z. B. beim *Obersulzbach-Kees* und der *Pasterze* beobachtet hat. H. SPREITZER (1963) deutet hingegen die Riegelberge, die an der *oberen steirischen Mur* liegen, als Zeugen der durch Eisstau verminderten Eiserosion. Diese Möglichkeit der Entstehung wäre für den Riegelberg bei *Fell* anzunehmen, da der verhältnismäßig mächtige Gletscher des *Feller Tales* sicher eine gewisse Stauwirkung zur Folge gehabt haben dürfte. Es zeigt sich, daß zumindest im *Zederhaustal* keine Beziehung zwischen dem Auftreten der Riegelberge und der präglazialen Bodengestaltung vorhanden ist und es sich daher um eine rein glazial geschaffene Form handelt.

Abschließend sei festgestellt, daß die durch glaziale Überarbeitung entstandenen Formen weitgehend von der morphologischen Wertigkeit der Gesteine abhängig ist, und daß die Gletschererosion einen örtlich oft stark wechselnden Wert besitzt. Die Glazialerosion hat keine neuen Großformen geschaffen, wohl aber die bereits vorhandenen Formen wesentlich aus- und umgestaltet. Wir können daher von einer Ornamentik sprechen, welche durch die Erosion der pleistozänen Gletscher gestaltet wurde.

V. Moränen

Interessant erscheint, daß im *Zederhaustal* an sich keine Moränenreste erhalten sind. Nur in der Umgebung der *Prodinger Alm* (1660 m) konnte Grundmoränenmaterial gefunden werden. In den Karräumen hingegen wurde eine große Zahl von Moränenablagerungen festgestellt.

Die zahlreichen Moränenwälle der Lokalgletscher, die in den Karen und im Talhintergrund zur Ablagerung kamen, lassen sich in zwei Gruppen zusammenfassen. Der ersten und jüngeren Gruppe gehören z. B. die Moränenbögen unterhalb der *Glingspitze* in 2120 m und die wenig ausgeprägten Wälle im Kar *„In der Hölle"* ebenfalls in ca. 2120 m Höhe gelegen, an. Die Moränen im *Gruberkar* unterhalb des *Mosermannls* in 2150 m sind gleichfalls dieser Gruppe zuzuordnen. Diese Moränenablagerungen setzen eine Schneegrenzdepression von 500 bis 550 m unter der heutigen, die im Untersuchungsbereich bei 2750 m liegen dürfte, voraus. Von E. LICH-

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

TENBERGER (1956) wurde in den *Schladminger Tauern* ein ähnlicher Stand festgestellt, der eine Schneegrenzlage von rund 2200 m voraussetzen würde. Allgemein kann gesagt werden, daß dieses Stadium im Bereich des *Zederhaustales* eine nur kleinflächige Karvergletscherung aufwies, die auf die obersten Karverzweigungen beschränkt blieb. Die Moränenbögen, die dieser Gruppe zugeschrieben werden können, wurden als GSCHNITZ II gedeutet.

Der zweiten Gruppe wurden Moränen zugerechnet, die durch eine Schneegrenzabsenkung von 650 bis 700 m erklärt werden können. Sie bestehen in der Hauptsache aus meist gut aufbereitetem Material, weisen eine starke Bedeckung mit Vegetation auf und besitzen bereits ein gut ausgeprägtes Bodenprofil. Die Wälle, die diesem postwürmen Vorstoßstadium angehören, treten im Arbeitsgebiet in großer Zahl auf und zeigen, daß während dieses Stadiums die Kare stark vergletschert waren. Besonders gut erhalten sind die Moränenwälle im *Zaunerkar* unterhalb der *Franz-Fischer-Hütte* in rund 1900 m, im *Moserkar* nahe der *Jakober Alm,* ebenfalls in ca. 1900 m, weiters im *Urbakar* in 1920 m und im Kar *„In der Hölle"* zwischen 1960 und 1890 m. Diese Moränenbögen sind dem GSCHNITZ I zuzuschreiben. Die Gletscher dieses Stadiums endeten in einer Höhenlage zwischen 1950 und 1850 m, je nach Exposition und Gestaltung des Karbodens. Das bei der *Prodinger Alm* in 1660 m aufgeschlossene Grundmoränenmaterial ist möglicherweise schlernzeitlich.

In den südexponierten Karen, vor allem im Bereich der *Mosermannl-Gruppe,* tritt eine deutliche Staffelung der Moränenbögen auf, was ein Oszillieren dieser Gletscher andeutet. Diese Erscheinung fehlt meist in den nordschauenden Karen.

Bei Bestimmung und Einordnung der einzelnen Moränen in den Karräumen wurde zur Ermittlung der Schneegrenzhöhe die Methode nach HÖFER in Anwendung gebracht, wobei die Exposition und die Steilheit des Karbodens Berücksichtigung fand. Daneben wurde versucht, auf andere Weise eine Gliederung der Moränen vorzunehmen. Von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. H. SPREITZER, wurde ich angeregt, von der Bödenhöhe und dem Bodenprofil aus zu einer Gliederung zu kommen. Die Moränen, die dem GSCHNITZ I angehören, lassen bereits eine Bodenmächtigkeit von durchschnittlich 20 cm erkennen. Als A_0-Horizont zeigt sich eine ca. 3 cm mächtige Streuschicht, darunter befindet sich ein 12 bis 15 cm starker A-Horizont von brauner Färbung, der teilweise stark von Wurzeln durchsetzt ist. Im obersten Teil dieses Horizontes lassen sich nur kleine und kleinste Geröllkomponenten feststellen, gegen unten hin werden die Gerölle größer. Der A-Horizont geht abrupt in ein gelblich gefärbtes, sandiges Material über. In diesem sind bereits Geröllkomponenten von über 10 cm Durchmesser eingepackt. Bei dieser Bodenart dürfte es sich um Alpenhumusboden nach H. FRIEDEL (1934, p. 34) handeln. Teilweise sind die Moränen noch mit Wetterfichten und verkrüppelten Lärchen bestanden, doch wurde hier im Almbereich die ursprüngliche Waldbedeckung weitgehend gerodet. Alpenrosen und Heidelbeergestrüpp bilden nun die charakteristische Vegetation dieser Moränenablagerungen. Auf den Moränen, die dem GSCHNITZ

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

II zugeordnet wurden, findet sich bloß ein Rohboden, ohne wirklich ausgeprägtes Bodenprofil. Die Vegetation ist recht bescheiden, meist ist es nur „Gamsheide" und Krummsegge. So ließ sich auch nach dieser Methode eine typische Zweigliederung der Moränenablagerungen im Bereich der Kare vornehmen.

VI. Talverschüttung

Das Zederhaustal wird durch Terrassen und zahlreiche Schwemmkegel, die heute bereits außer Aktion sind, gekennzeichnet.

Die Schwemmkegel wurden hauptsächlich zu einer Zeit aufgeschüttet, als in den Nebentälern noch Massen von Grundmoränenmaterial abgelagert waren. Nach Rückzug der Seitentalgletscher wurden die lockeren Grundmoränenmassen in verhältnismäßig kurzer Zeit in das übergeordnete Tal abtransportiert. Dadurch entstanden die für ihr Einzugsgebiet übertrieben großen Schwemmkegel, die als „hypertrophe" Schwemmkegel nach O. AMPFERER (1927, p. 145) bezeichnet werden können. Den Abtransport des Grundmoränenmaterials müssen wir im Bereich der *Radstädter Tauern* ins Postgschnitz stellen. Dieser Aufschüttungsperiode folgte eine, in der die Schuttlieferung beträchtlich abnahm. War die Hauptmasse des Grundmoränenschuttes beseitigt, bearbeiteten die Bäche das Anstehende, was ein Absinken der Schuttförderung zur Folge hatte. Auch das Sichausbreiten der Vegetation hatte hiebei eine nicht zu unterschätzende Bedeutung. Im *Zederhaustal* selbst wurden die riesigen Schwemmkegel zerschnitten, die Ränder der Kegel vom Hauptbach zurückgedrängt und unterschnitten, so daß heute steile, oft bis zu 20 m hohe Stirnränder die Schwemmkegel begrenzen.

Neben den Schwemmkegeln befinden sich im *Zederhaustal* Terrassen, die höhenmäßig jedoch kaum miteinander in Beziehung zu setzen sind. Die höchstgelegenen, oft bis 40 m über der heutigen Talsohle, sind als Eisrandbildungen zu deuten, die tiefer gelegenen zeigen ihrem Aufbau nach rein fluviatile Entstehung. Die Gerölle sind deutlich geschichtet, wenn ihre Größe auch sehr unterschiedlich ist. Phyllite und Dolomitschutt sind am Aufbau der Terrassen beteiligt. Das Auftreten von Schotterterrassen nahe der Schwemmkegel weist darauf hin, daß die Kraft des Flusses *(Zederhausbach)* nicht ausreichte, das von allen Seiten in das Tal transportierte Schottermaterial weiter zu befördern. Erst allmählich gelang es dem Fluß, sich in die Aufschüttungen einzugraben. Auffallend ist, daß im *Zederhaustal* die Terrassenlandschaft am Ausgang der Talweitungen besonders gut ausgeprägt ist. J. SÖLCH (1949, p. 375) hat ähnliche Erscheinungsformen beobachtet und den Ausgang von Talweitungen als typische Schuttspeicher bezeichnet.

Warum sich im *Zederhaustal* eine solche Schuttlandschaft überhaupt ausbilden konnte, ist auf zwei Faktoren zurückzuführen: Erstens auf die petrographischen Gegebenheiten; das *Zederhaustal* ist im großen und ganzen in den Gesteinen der penninischen Schieferhülle eingesenkt, die, bedingt durch ihre leichte Verwitterbarkeit, große Schuttmassen zu liefern vermögen. Zweitens darauf, daß dieses Tal

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

eine Art Nebental des *hintersten Murtales* darstellt. Der *Zederhaustal-Gletscher* dürfte im Altstadial (Präschlern — Schlern) durch den mächtigeren *Murtal-Gletscher* abgeriegelt worden sein. Typisch für Gebiete, deren Gletscher in der Bewegung gehemmt wurden, ist die Entstehung einer gut ausgebildeten Grundmoränenlandschaft. Auch dürfte der raschere Zerfall des schwächeren Gletscherarmes im Gegensatz zum Hauptgletscher, der das Nebental weiterhin versperrte, von gewisser Bedeutung bei der Ausbildung einer Schuttlandschaft sein. E. NEEF (1933, p. 109) weist darauf hin, daß „die Belagerung des Talausganges durch größere Gletscher notwendig zur Erklärung der Talverbauung erscheint". Daß der Gletscherarm des *Zederhaustales,* vergleichsweise mit dem *Murtal-Gletscher,* etwa zu einer Zeit, als dieser bis *Pischelsdorf-Unterndorf* reichte, schwächer war, ist aus der niedrigeren Kammumrahmung und dem kleineren Einzugsbereich zu erklären.

Die Talverschüttung, die uns heute noch im *Zederhaustal* entgegentritt, kann im wesentlichen als eine Umformung der Moränenlandschaft, vor allem der Grundmoränenlandschaft, bezeichnet werden. Neben den petrographischen Voraussetzungen spielt bei der Entstehung der Schuttlandschaft im *Zederhaustal* auch die Schwäche des *Zederhaustal-Gletschers* gegenüber dem stärkeren *Murtal-Gletscher* in der Zeit des Altstadials eine nicht unwesentliche Rolle.

VII. Schutthalden

Die Schutthalden bilden in den Triasgebieten der *Radstädter Tauern* ein besonderes Formenelement. Es konnte festgestellt werden, daß für die Schuttbildung und vor allem für die Schuttlieferung die 2300 m Isohypse von großer Bedeutung ist. Schutthalden, deren Ansatzpunkte in oder oberhalb dieser Höhenlinie liegen, sind heute noch aktiv. Für diese aktiven Halden ist das flächenhafte Wachstum charakteristisch, während Schutthalden, die ihre Wurzeln unterhalb der 2300 m Isohypse haben, „absterbende Halden" nach A. LEIDLMAIR (1952, p. 23), nur ein linienhaftes Wachstum aufweisen. Die Wände, aus denen die „absterbenden Halden" herauswachsen, müssen die 2300 m Grenzlinie überragen. Liegen die Wände bereits unter dieser markanten Linie, so finden sich am Wandfuß vollständig inaktive Schutthalden, meist von dichtem Pflanzenkleid bedeckt und zum Teil bereits der Zerstörung anheimgefallen.

Wie A. LEIDLMAIR (1952) ausführte, ist für das Wachstum einer Schutthalde das Maximum der Frostwechseltage während der schneefreien Jahreszeit entscheidend. In den *Radstädter Tauern* zeigt die 2300 m Isohypse die Untergrenze dieser Zone an. Es ist klar, daß diese Grenzlinie ein Durchschnittswert ist, da sie von der Exposition und der Klüftigkeit der Wand abhängig ist.

Die Schutthalden im Untersuchungsgebiet werden von einer oberen, meist sehr trockenen Rutschschicht charakterisiert, die bis ca. 15 cm mächtig sein kann. Darunter findet sich der sogenannte Haldenkörper, für den ein verhältnismäßig hoher Feuchtigkeitsgrad typisch ist. Das Schuttmaterial, das diesen Haldenkörper aufbaut, ist völlig

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

durcheinandergemischt. Trotz des Vorherrschens von feinen und feinsten Komponenten sind in diesem Substrat Grobblöcke, die meist einen hohen Verwitterungsgrad aufweisen, eingepackt. Wie an einem Feilenanriß auf eine Schutthalde unterhalb der *Rieselwand (Pleißlingtal)* beobachtet werden konnte, zieht ein alter Bodenhorizont ca. 35 cm unter der heutigen Haldenoberfläche dahin. Möglicherweise wurde dieser Boden während der postglazialen Wärmezeit gebildet. Auch G. FROMME (1955) hat im *Karwendel* in den Schutthalden, etwa 25 bis 30 cm unterhalb der Haldenoberfläche, alte Bodenhorizonte festgestellt und sie der postglazialen Wärmezeit zugeordnet.

VIII. Anhang
Karstformenschatz

Auf dem *Gasthofplateau,* nördlich des *Mosermannls* gelegen, ist der Formenschatz des Karstes, wie er für kalkalpine Hochgebirge typisch ist, gut ausgebildet.

Als eine der interessantesten Formen am *Gasthofplateau* möchte ich den Schichttreppenkarst *(Bild 7)* bezeichnen (A. BÖGLI 1960/61). Er tritt in der Hauptsache dort auf, wo die Schichtflächen nahezu horizontal verlaufen. Wie A. BÖGLI meint, handelt es sich dabei um eine karstglaziale Erscheinung, der eine korrosive Auflockerung der Dolomite entlang der Schichtflächen vorausgegangen sein muß. Auch die Kluftrichtungen, welche die Oberfläche zerlegen, spielen eine gewisse Rolle. Der vorrückende Gletscher hobelte zum Teil die so zerlegten Schichtflächen ab und legte neue frei. Da die Zerlegung nicht gleichmäßig vor sich ging, entstand diese eigenartige Treppung eines Teiles des Plateaus.

Eine andere Großform, die das *Gasthofplateau* prägt, sind die Karstgruben, die in einem Höhenbereich zwischen 2100 m und 2350 m zu finden sind. C. RATHJENS (1951, p. 314) glaubt, daß diese weiträumigen, dolinenartigen Gruben bereits im Präglazial angelegt wurden und daher Zeugen eines bedeutend wärmeren Klimas seien. In der verhältnismäßig kurzen Zeit nach dem Rückzug der stadialen Vergletscherung ist es vom Klimatischen her gesehen unmöglich, daß solche großen Formen in diesen Höhenlagen entstanden sein könnten.

Typische postglaziale Karstformen sind die Karren. In einer Höhenlage bis 2000 m finden sich die durch den Einfluß der Humussäure stark gerundeten, meist von Almrasen bedeckten Karren. Zwischen 2000 m und 2250 m liegen die scharffirstigen Karren, die je nach ihren Entstehungsbedingungen als Kluft- oder Rillenkarren bezeichnet werden können. Über der 2250 m Höhenlinie setzt die Region des Scherbenkarstes ein, der auf eine intensive Frostsprengung hinweist. In dieser Zone finden sich keine Karstkleinformen (Karren, Dolinen), nur Karstgruben und der Schichttreppenkarst sind hier anzutreffen, da diese Formen zu groß sind, als daß sie durch die Wirkung der Frostsprengung vernichtet werden könnten. Die Untergrenze des Scherbenkarstes fällt typischerweise mit der an den

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Schutthalden erkannten Grenze des maximalen Frostwechsels während der schneefreien Jahreszeit zusammen.

Periglazialer Formenschatz

Hier möchte ich mich bloß auf die Beschreibung des Streifenbodens am Gipfelplateau des *Weißeck* in rund 2700 m Höhe beschränken *(Bild 8)*. Dieser Frostmusterboden wurde in den Jahren 1963 und 1964 beobachtet. Der Streifenboden lag auf einem kleinen nordschauenden Hang, der ein Gefälle von durchschnittlich 4° aufweist. Die einzelnen Steinstreifen besaßen eine Breite von 13 bis 15 cm, während die sie trennenden „Feinerdebeete" ca. 30 cm breit waren. Bei Aufgraben des Bodens konnte erkannt werden, daß die einzelnen Komponenten in den Steinstreifen typisch hochkant gestellt waren. Die Materialsortierung zwischen feinem und grobem Schutt reichte bis in eine Tiefe von 12 cm, darunter fand sich ein Substrat ohne jedwede Sortierung. Auffällig war der hohe Feuchtigkeitsgrad des amorphen Materials. Der aussortierte Schutt lag in kerb-, manchmal auch kastenförmigen Einschnitten. Gegen unten hin war eine Abnahme der Größenordnung der Schuttkomponenten zu erkennen. Die Streifen liefen im wesentlichen parallel zum Gefälle, wobei durch große Blöcke, deren Durchmesser 15 bis 20 cm betrug, der Verlauf der Streifen gestört wurde. Dieser Streifenboden kann als durchaus rezent angesehen werden, denn wie C. TROLL (1944, p. 652) festgestellt hat, können auch abseits von Gletschervorfeldern Strukturböden (Streifenböden) auftreten, aber dann nur in größeren Höhen, ab etwa 2700 m.

Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet konnte eine große Zahl von Verebnungen und Hangleisten festgestellt werden, die in vier eigentliche Oberflächensysteme (System A, B, C, D) und fünf talgebundene Systeme (System E, F, G, H, I) zusammengefaßt wurden. Bei höhenmäßiger Betrachtung des Verlaufes der einzelnen Flächenreste ließ sich ein deutliches Ansteigen zu den Hohen Tauern hin erkennen. Es ist dies auf die jugendliche Heraushebung der Tauernkuppel (CH. EXNER) zurückzuführen. Charakteristischerweise sind die Reste der ältesten Landoberflächen weitgehend auf den Bereich des Radstädter Mesozoikums beschränkt.

Bei Behandlung des glazialen Formenschatzes im Einzugsgebiet des *Zederhaustales* wurde versucht, die Kare der Form nach in die Kartypologie O. MAULL's einzuordnen. Dabei zeigte sich, daß die glaziale Überformung in der Hauptsache von der morphologischen Wertigkeit der Gesteine abhängig ist. Bei Betrachtung der Trogtäler im Untersuchungsgebiet konnte erkannt werden, daß die gut ausgeprägten Trogtäler etwa gleicher Größenordnung angehören. Was die Böschung der Trogwände betrifft, tritt auch hier die Abhängigkeit vom Gestein deutlich zutage.

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

Die zahlreichen Moränen, die in den Karräumen erhalten sind, konnten unschwer in zwei Gruppen zusammengefaßt werden. Eine obere Gruppe von Moränenwällen, die eine Schneegrenzdepression von rund 500 m voraussetzt, wurde als GSCHNITZ II, die tiefer gelegenen Moränenbögen als GSCHNITZ I (Schneegrenzdepression bis 750 m) gedeutet.

Das Zederhaustal, das weitgehend im Bereich der leicht verwitterten Phyllite liegt, wird durch eine großartige Schuttlandschaft, die mehrfach in sich terrassiert ist, charakterisiert. Daneben finden sich sogenannte „hypertrophe" Schwemmkegel, die mit hohen und steilen Stirnrändern zum *Zederhausbach* abstürzen. Die Talverschüttung kann im allgemeinen als eine Umformung der Grundmoränenlandschaft bezeichnet werden.

Bei Untersuchung der Schutthalden war eine wichtige Grenzlinie in ca. 2300 m Höhe festzustellen. Halden, die ihren Ansatzpunkt oberhalb dieser Höhenlinie haben, sind noch aktiv, für sie ist das flächenhafte Wachstum typisch, während die, deren Ansatzpunkte unter 2300 m liegen, nur noch linienhaftes Wachstum aufweisen und nach A. LEIDLMAIR als „absterbende" Halden bezeichnet wurden. In diesem Zusammenhang erscheint es wichtig, darauf hinzuweisen, daß die Untergrenze des Scherbenkarstes am Gasthofplateau ebenfalls in den Höhenbereich um 2300 m fällt. Daraus kann geschlossen werden, daß in den *Radstädter Tauern* die Untergrenze des maximalen Frostwechsels während der schneefreien Jahreszeit bei etwa 2300 m liegt.

Literaturverzeichnis

AMPFERER, O., 1915. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen. Ztschr. d. D. u. Ö. A. V., Bd. 40, p. 72—96. 1927. Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. Jb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 77, p. 123—148.

BOBEK, H., 1933. Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. Forsch. z. dt. L. u. V. Kde., Bd. 30, Heft 1.

BÖGLI, A., 1961. Karrentische ein Beitrag zur Karstmorphologie. Ztschr. f. Geomorphologie N. F., Bd. 5, p. 185—193.

BURGER, E. W., 1933. Strittige Fragen der Glazialmorphologie. Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. 16, p. 14—41.

CLAR, E., 1937. Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Sitzber. d. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. 1, Bd. 149, p. 249—316.

CREUTZBURG, N., 1921. Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien II/1.

EXNER, CHR., 1949. Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Tauern. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 91, p. 186—195.

FROMME, G., 1955. Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung. Veröff. Museum Ferdinandeum, Bd. 35, p. 5—130.

HAWRANEK, K., 1950. Morphologische Untersuchungen in der Hafnergruppe. Dissertation, Wien.

HEUBERGER, H., 1952. Morphologische Untersuchungen in den nördlichen Stubaier Alpen. Dissertation, Innsbruck.

LEIDLMAIR, A., 1953. Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). Veröff. Museum Ferdinandeum, Bd. 32/33, p. 14—33.

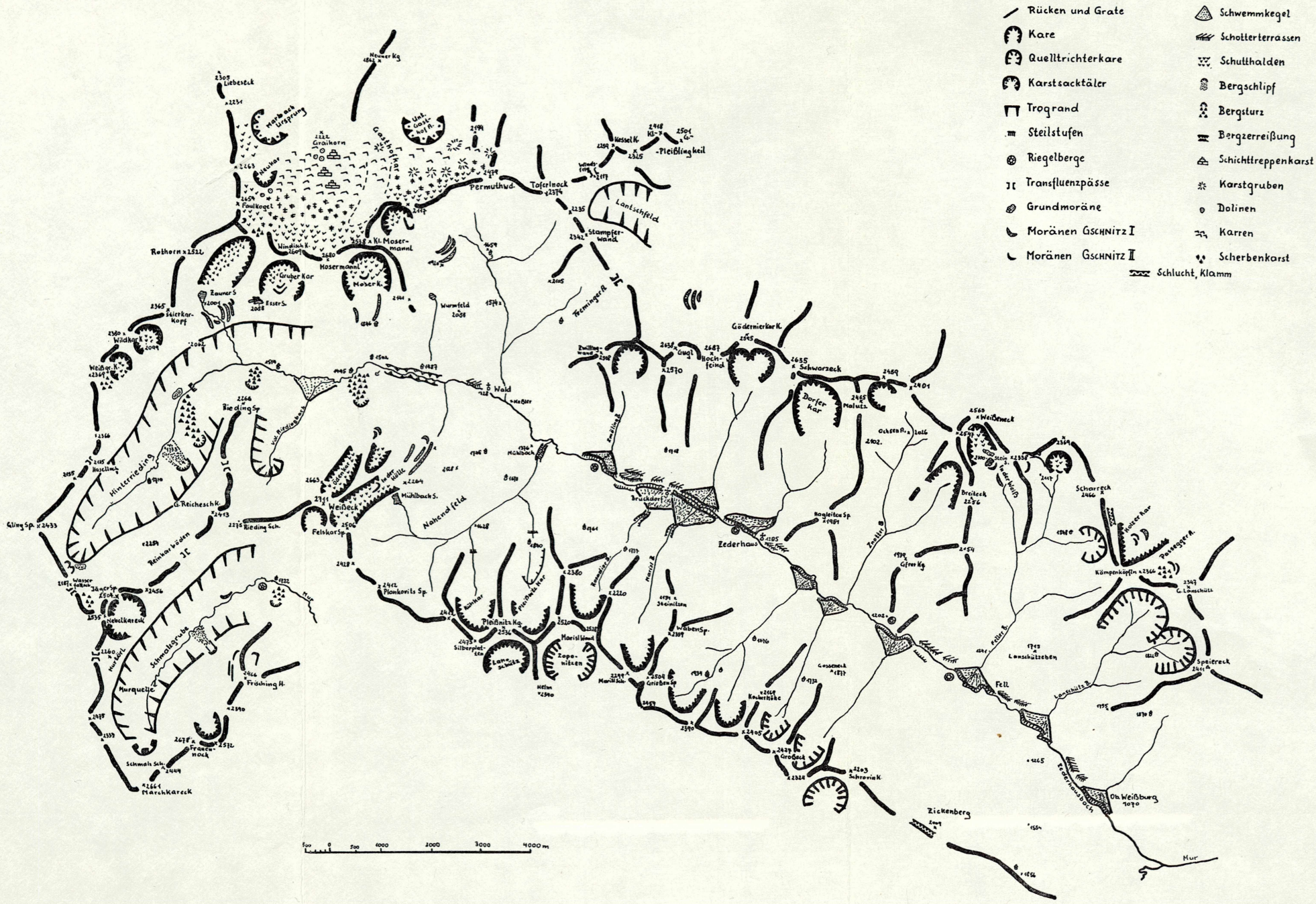
LICHTENBERGER, E., 1956. Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern. Ztschr. f. Gleschterkunde, N. F., Bd. 2, p. 235—244.

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

MAULL, O., 1958. Allgemeine Geomorphologie. Wien.
NAGL, H., 1967. Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. Geogr. Jahresber. aus Österr., Bd. 31, p. 133—168.
NEEF, E., 1933. Die Landformung des Bregenzer Waldes. Bad. Geogr. Abh., Heft 9.
NEFFE, H. R., 1966. Morphologische Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern. Dissertation, Wien.
PENCK, A. und BRÜCKNER, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I—III, Leipzig 1901—1909.
RATHJENS, C. jun., 1951. Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie. Erdkde., Bd. 5.
REIHSNER, W., 1950. Strategraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern. Dissertation, Wien.
RICHTER, E., 1900. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitt. Erg. H. 132.
SCHMIDT, W., 1924. Der Bau der Radstädter Tauern. Denschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Bd. 99.
SEEFELDNER, E., 1934. Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Ztschr. f. Geomorph., Bd. 8. 1960. Die Entwicklung des Salzburger Landschaftsbildes. Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, Bd. 100, p. 655—671. 1961. Salzburg und seine Landschaften. Salzburg.
SPREITZER, H., 1963. Größenwerte des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion. Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 93, p. 112—119.
THALMANN, F., 1962. Geologie der Weißeck-Gruppe (Mur-Zederhaus-Kamm). Dissertation, Wien.
TOLLMANN, A., 1958. Geologie der Mosermannl-Gruppe. Jb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 101, p. 79—115. 1963. Ostalpensynthese, Wien. 1964. Radstädter Tauern (Exkursion I/4). Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 57, Heft 1, p. 49—56.
TROLL, C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geolog. Rundschau, Bd. 34, p. 546—694.
UHLIG, V., 1908. Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzber. d. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. 1, Bd. 117, p. 1379—1422.
WINKLER-HERMADEN, A., 1929. Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 72. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.

©Gesellschaft fUr Salzburger Landeskunde; www.zobodat.at

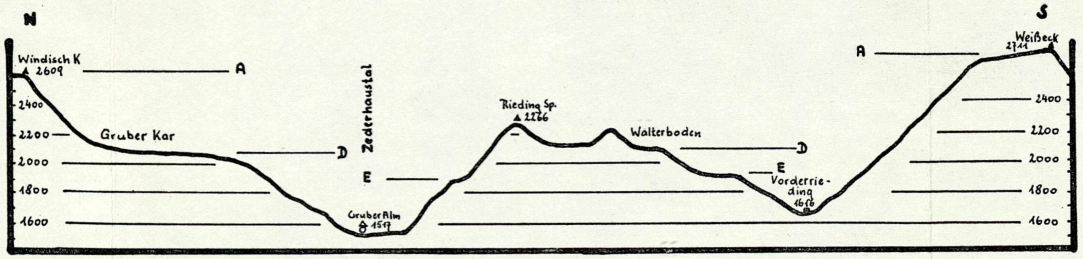
MORPHOGRAPHISCHE KARTE DES ZEDERHAUSTALES



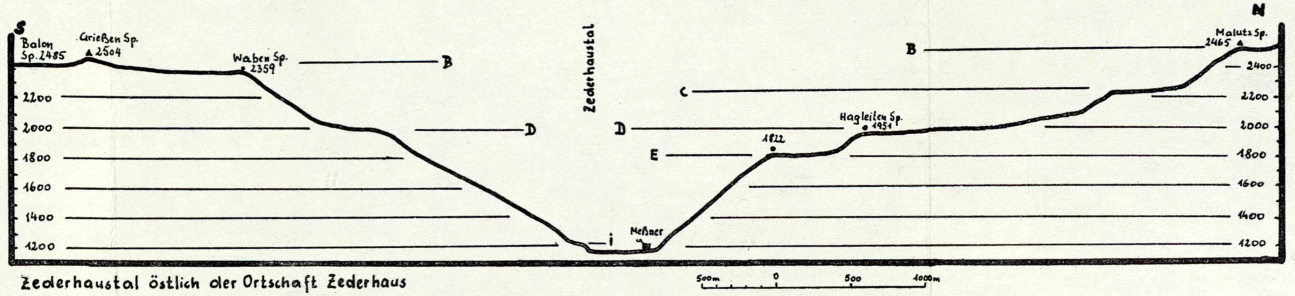
Karte 1 zu H. R. Neffe, Ein Beitrag zur Morphologie des Zederhaustales (S. 397 ff.).

©Gesellschaft fÜr Salzburger Landeskunde, www.zobodat.at

TALQUERPROFILE (1:25.000)

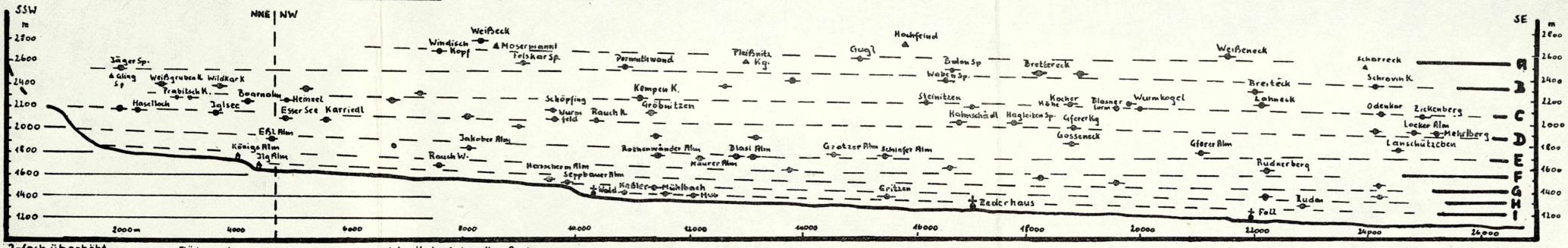


Zederhaustal bei der Gruber Alm



Zederhaustal östlich der Ortschaft Zederhaus

TALLÄNGSPROFIL DURCH DAS ZEDERHAUSTAL (1:25.000)



2-fach überhöht — Flächenreste — — — vermuteter Verlauf der alten Systeme

Karte 2 zu H. R. Neffe, Ein Beitrag zur Morphologie des Zederhaustales (S. 397 ff.).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitt(h)eilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: 110_111_1

Autor(en)/Author(s): Neffe Heinz R.

Artikel/Article: Ein Beitrag zur Morphologie des Zederhaustales. 397-417