

Talanordnung und Talformung ein rhythmisches Phänomen und der glaziale Einfluß am Beispiel der Niederen Tauern

Von Sieghard Otto MORAWETZ, Graz

Es gibt eine Anzahl rhythmischer Phänomene auf der Erdoberfläche. Man denke nur an die Rippelmarken, die Dünen, die Rinnen auf den Straßenböschungen, die viel größeren Rinnen, die zu vielen Dutzenden die Flanken in sehr ähnlichen Abständen und Tiefen im Hochgebirge durchfurchen, an die Tobeln im Hügelland, kleine Flußsysteme, an die Priele, wo sich bei Tidenhubhöhen von wenigen Metern verzweigte, sehr ähnliche Flußbäume bilden, deren Gefälle dem der Flüsse in der pannonischen Niederung ident sind. Aber auch zahlreiche Täler in Gebirgen mit Reliefenergien von 1000 bis 1500 m sind gekennzeichnet durch sehr ähnliche Talformen und Talanordnungen, so daß auch hier ein übergeordnetes, auf Rhythmus hinweisendes Prinzip zu walten scheint.

Die Täler der Niederen Tauern sind dafür ein gutes Beispiel. Trotz aller lokaler tektonischer Beeinflussung, der Petrovarianz, des Wechsels im Gesteinsstreichen, des Auftretens von Klüften, mit der damit verbundenen Tendenz der Wasserläufe, solchen Zonen zu folgen, überrascht die Systematik der Talanordnung und die Ähnlichkeit der Talformung bei Bewahrung der Talindividualität.

Die Niederen Tauern zwischen dem Radstädterpaß (1738 m) und dem Schobersattel (849 m) sind aus einem verhältnismäßig einförmigen Gewölbe von 91 km Luftlinie und 127,5 km Kammlänge, was eine Kammentwicklung von 1,4 ergibt, herausgearbeitet worden. Die mittlere Kammhöhe im höchsten Teil zwischen Sölkpaß (1788 m) und Gollingscharte (2326 m) beträgt 2410 m, sinkt dann bis zum Tauernpaß auf 2320 m ab und bleibt östlich vom Sölkpaß um 2200 m Höhe. Auf der Nordseite schnitten sich in das Gewölbe 17 Täler ein, 9 davon reichen nicht bis an den Hauptkamm heran, was für eine phasenhafte Aufwölbung spricht. Auf der Südseite entwickelten sich 16 Täler, die alle im Hauptkamm wurzeln. Vier Täler sind nach SO zum Pölstal gerichtet, was eine SO-Orientierung des Primärgewölbes im östlichen Teil anzeigt. Auf der Nordseite des Gewölbes herrscht im Westen zwischen Flachau und Schladming (21 km) eine streng fiederförmige Gliederung bei fünf Tälern, weiter im Osten wird diese Gliederung von Talknoten abgelöst, die wohl auf Urdellen im Gewölbe zurückgehen. Im Süden gibt es zwischen Mauterndorf und Oberwölz (47,5 km) 15 fiederförmige Talanordnungen, was mittlere Talabstände von 3,1 bis 4,1 km ergibt. Die Regelmäßigkeit der Abstände springt ins Auge.

Die Breite des Gewölbes beträgt zwischen Mauterndorf und Schladming knapp 30 km. Auf dieser Linie liegt der höchste Berg (Hochgolling 2863 m). Nach Osten zu nimmt die Gewölbebreite zwischen Oberwölz und Irnding auf 37 km zu, und denkt man sich das Doppeltal Mauterndorf–Oberwölz weg, erhöht sich die Gewölbeausdehnung bis ins Murtal um 7–8 Kilometer. Die Abstände vom Hauptkamm zur Ennsnshaupttalfurche differieren nur wenig und schwanken zwischen 15–19 Kilometern. Sie unterscheiden sich im Süden mit 9 bis 19 km stärker, was auf die Entwicklung des Doppeltales zurückgeht. Mißt man bis zum Murtal, bewegt sich die Differenz um zwischen 19 und 22 km. Man hat es somit mit einem recht symmetrischen Gewölbe zu tun.

Es erscheint genetisch zweckmäßig, das Gewölbe in eine Hochzone und eine Talregion zu gliedern. Die Hochzone beginnt im Längstal der Enns mit einer Bühelzone, 3–4 km vom Haupttal entfernt, die besonders gut zwischen Flachau und Haus im Lakenkogel, Labeneck, Fager, Gasselhöhe, Kaibling und Planai zwischen 1800–2050 m ausgebildet ist. Schon A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909, 270) wiesen darauf hin. Bis zum Wasserscheidenkamm ergeben sich je nachdem, ob man mittlere Kammhöhen oder Gipfel als Höhenmarken nimmt, Gewölbeneigungen von 2 bis 3 Graden bei 600–800 m Höhenunterschieden. Die

Formen, die heute einem entgegnetreten, verschärfen sich in Richtung Wasserscheide von Kuppen, Rücken, Kämmen zu Graten und Scharten. Die Hochzone ist heute eine ausgesprochene Karformengruppe mit vielseitigster Kardifferenzierung. Die Kare sind im Hauptkamm und auf den Seitenkämmen das bestimmende Formenelement. Es gibt im Hauptkamm auf der Nordseite 95, auf der Südseite 55, auf den Nebenkämmen der Nordseite 70, auf denen der Südseite 37 Kare, im ganzen 207. Die erhöhte Zahl der Nordseitenkammkare erklärt sich aus der größeren Länge dieser Kämmen (163: 133 km). Auf zwei Kammkilometer kommt rund ein Kar, davon entfällt aber mehr als ein Drittel auf die Karzwischenräume. Diese Zahlen belegen deutlich die Karbedeutung. Die Größe der Kare schwankt im allgemeinen zwischen 0,5 bis 2,0 Quadratkilometern bei Umräumungshöhen von 200 bis 600 Metern und Neigungen bis um 40 Grad. Die Karbodenhöhen schwanken zwischen 1500–2500 m Höhe. In den Karböden liegen 290 Seen. Heute sind alle Kare inaktiv, nur nach sehr schneereichen Wintern und kühlen Sommern überdauern kleine, von Lawinen gespeiste Schneeflecken ausnahmsweise einen Sommer.

Das Urgewölbe war eine Altlandschaft, und diese gliedern die Geomorphologen meist in eine ganz alte Augensteinlandschaft; von diesem Urgewölbe konnten Augensteine auf die Kalkplateau gelangen. Als eine etwas jüngere Landschaft wird die Raxlandschaft N. LICHTENECKERS (1926) aufgefaßt, die nach A. WINKLER-HERMADEN (1957) bereits einem neuen Erosionszyklus angehört und oft im Sinne N. Creutzburgs (1921) mit seinem Firnfeldniveau parallelisiert wird. Anfangs der Dreißigerjahre gibt es Versuche von A. PHILIPPSON (1931), W. BEHRMANN (1932) und O. MAULL (1933), alpine Formengruppen auszuscheiden. Es handelt sich um Sammelformen, die jedoch genetisch zusammengehören. Maull scheidet eine älteste Landoberfläche aus. Dazu gehören mildgeformte Kuppen, die sich mit breiten Flachtalungen und lokalen Ebenen vergesellschafteten. Nach dieser Auffassung ist die alte Landoberfläche schon eine recht komplexe Formenwelt, weshalb es nicht wundert, wenn von den Schülern Maulls Versuche unternommen wurden, verschiedene Firnfeldniveaus (M. DROFENIG 1934), (W. KLAKL 1935) auszuscheiden. H. SPÄTH (1969) bezeichnet die Altflächenreste auf den höchsten Kuppen der Glocknergruppe als die direkten morphologischen Erben der Augensteinfläche. Wirklich sehr ebene Firnfelder, wo man schwer sagen kann, wohin sie sich neigen, also keine Talorientierung aufweisen, sind sehr selten und kleinräumig.

Vielfach setzt man Flach- und Großkare in Gruppen, die keine Firnfelder mehr aufweisen, diesen gleich. Nach MAULL ist die Karformengruppe jünger als die Alte Landoberfläche. Es ist MAULLS dritte Formengruppe. In den Niederen Tauern sind alle Kare eindeutig talorientiert. Ihre Entstehung ist aber erst das späte Produkt der Eiszeit, und dort, wo Bühel und Breitkämme die Längstäler begleiten und erst nach dem Hauptkamm hin die Kare folgen, man diese unausgeräumt denkt, ergibt sich allerdings eine recht einheitliche Altform, die die einstigen Flachmulden als Vorgänger der Längstäler nur mäßig überragten. Die Forschungen befinden sich noch sehr im Fluß, und ganz klare Definitionen der Formengruppen fehlen. Man muß H. LEHMANN (1964) beipflichten, wenn er betont, wie verschieden die Begriffe gebraucht werden. Aber es ist Haupttatsache, die stehen gebliebenen Reste zwischen den Tälern sind das eigentliche Agens der Gebirgsbildung.

Von den 31 Tälern, die hier in Frage kommen, entfallen 17 auf die Nordabdachung, davon erreichen sechs nicht den Hauptkamm und enden nach 6–8 Kilometern. Nur die fünf westlichen Täler haben eine streng fiederförmige Anordnung. Östlich von Schladming weisen Ober- und Unter-, Sölk-, Donnersbach- und Gullingtal Talknoten auf. Die Täler, besonders die der fiederförmigen Gliederung, sind sehr einförmig. Enns-, Taurach-, Zauchen-, Forstau- und Preuneggatal gehören dem Schlauchaltypus an. Bei den Tälern mit Talknoten liegen die Talknoten (Ober-Untertal-, Groß-Kleinsölktaalvereinigung) 2,5–3,5 km vom Ennstal entfernt, ein zweiter Knoten hat 10–12 km Ennstalabstand. Man sieht, überall recht ähnliche Werte. Die Täler mit Talknoten nahe der Enns weisen

zerschnittene Stufenmündungen auf. Eine Ausnahme von der allgemeinen Talentwicklung macht der Gullingbach, der bei Oppenberg (1000 m) von der Nordrichtung in die Strechau und weiter in das Ennsgebiet neun Kilometer nach Westen umlenkt. Ursache dafür ist die Mitterbergbildung in der Längstalfurche, wo gleich zwei Mitterberge, der Blossen (1724 m) – Hohe Trett (1681 m) – Zug und vier Kilometer nördlich der um 1000 m hohe Lassingrücken, entstanden. Solche Mitterberge treten bereits zwischen Radstadt und Schladming nördlich der Enns im Roßberggrand (1770 m) und südlich der Enns im Eibenbergzug (1406 m) auf, wodurch der Forstaubach 3,1 km von der Nordrichtung nach Osten abgelenkt wird. Im Süden des Gewölbes gehört der 35 km lange und 7–8 km breite Lasaberg (1935 m) – Payerhöhe (1966 m) – Kramerkogel-Stolzalpenzug in die Mitterbergzone des Murdoppeltales.

Die Täler mit Längen von 10 bis 20 km zeigen geringe Asymmetrien. Der Durchschnittswert für 14 Täler macht 1,4 aus, die Extreme sind 1,1 und 2,3. Bedenkt man, daß bei 20 km langen Tälern eine Abweichung von der Ideallinie um nur wenige Grade eine Asymmetrie von 1:2 erzeugt, überraschen diese kleinen Beträge. Es sei hier vermerkt: Im pannonischen Vorland, einem Hügel- und Riedelgebiet mit 50–150 m Relieffenergie, treten Asymmetrien bis 1:5 auf. Bei den Asymmetrien sind die Ostumrahmungen die schmäleren. Die Hangneigungen schwanken zwischen 16–35 Grad. Bezeichnend ist für alle größeren Täler zwischen dem Talschluß und dem Austritt in die Längstäler die Stufenlosigkeit.

Das klassische Stufental der Gebirgsgruppe ist das sieben Kilometer lange Seewigtal, in dem das Durchschnittsgefälle zwischen 700–1900 m 170‰ beträgt. Es gliedert sich in drei Abschnitte des Boden-, Hütten- und Obersees. Die Stufenneigungen zwischen den Seen erreichen 290‰, 340‰ und 330‰. Vom Talschluß zur Wildstelle (2747 m) steigt die Neigung auf über 40 Grad an. Im Bereich der Talknoten gibt es nur bei der Einmündung des Riesachtales in das Obertal eine Stufe von 260 m Höhe und 240‰ Neigung, die weder durch Konfluenz noch durch einen Gesteinswechsel zu erklären ist. Trotz zahlreicher kleiner lokaler Gefälldifferenzierungen sind die Gefälle sehr ähnlich, was mit dem Zerschneidungstypus des Gesamtgewölbes und der großen Erosionskraft der Flüsse zusammenhängen dürfte. Bei 20 km langen Flüssen und rund 800 m Höhenunterschieden vom Ennstal zu den Talschlüssen um 1600 m Höhe ergeben sich 40‰, bei den kürzeren Tälern der Südflanke um 80‰. Das heißt, die Relieffenergie Längstal-Talschluß ist nicht wesentlich höher als die des Urgewölbes Bühelzone – Hauptkamm, die ja 600–800 Höhenmeter beträgt. Eine gleichmäßige Wölbung zieht eben eine ähnliche Zerschneidung mit ähnlichen Talgefällen seit dem Beginn der intensiven Zerschneidung nach sich.

Was das Talgefälle im einzelnen anbetrifft, gibt es bei den Schlauchtälern zur Ennsfurche zwei Typen; Enns- und Tauchental haben zwischen 850–1050 m ein Gefälle von 15 bis 20‰, die anderen (Forstau-, Preuneggatal) aber schon 40–60‰. Das hängt wohl damit zusammen, daß letztere die Rohrmoos-Terrasse durchschneiden mußten.

Die Täler mit Talknoten, so z. B. das Untertal bei Schladming, haben in der zerschnittenen Mündungsstufe ein Gefälle um 40‰, was zwar etwas höher ist als das oberhalb zwischen 900–1100 Metern mit 30–35‰, jedoch deutlich unter dem des Schwemmkegels von Schladming mit 56‰ bleibt. Im Sölkatal beträgt es im Mündungsbereich (3 km) 43‰, sinkt dann für 11,4 km zwischen 900–1120 Metern auf 28‰ ab. Ähnliches gilt für das Kleinsölkatal, wo man auf 7,7 km 26‰ erhält. Im Donnersbachtal, das keine Mündungsstufe aufweist, nimmt das Gefälle von 650 m bis 1350 m von 9‰ bis 68‰ zu. Das Nebental Litzelbach-Planneralm (6,0 km) hat dagegen zwischen 800–1170 Metern ein Gefälle von 116‰, sinkt dann auf 94‰ ab und erhöht sich von 1340 bis 1600 Metern auf 137‰. Die kleinen Seitentäler hängen über dem Hauptseitental. Besonders schön ausgebildet ist diese Tatsache in dem Schwarzenseetal, wo vier Kurztäler (2,5–3 km) 250–500 Meter höher liegen bei Stufenneigungen von 250 bis 500‰. Auch bei St. Nikolai im Sölkatal herrschen bei dem Riedl- und Hohenseebach ähnliche Bedingungen.

Weiter im Osten haben die Täler, die SO zum Pölstal (Pusterwald-, Brettsteingraben) ziehen, Neigungen von 13 bis 33%. Das sind Werte, die dem Gefälle des Pölstaales, das einer Hauptstörung folgt, zwischen Möderbrugg (915 m) und Draxler (1238 m) mit 15–36% entsprechen. Infolge Hangrutschungen, Schwemmkegeln, alles sehr junge Gebilde, ergeben sich durch Flußaufstauungen und Wiedereinschneiden Gefällsdifferenzierungen, die aber das Gesamtprofil wenig beeinflussen.

Auf der Südabdachung entspricht das Weißpriachtal mit nur 10% über zehn Kilometer dem Ennsquelltal im Norden. Die Täler weiter im Osten haben Neigungen von 30 bis 60%. Im Lesachtal fällt zwischen 1200–1250 Metern das geringe Gefälle von 8 bis 10% auf. Besitzt der Etrachgraben von der Ausmündung auf die Krakauenebene (um 1200 m) bis zum Etrachsee (1373 m) ein Gefälle von 46%, so steigt dieses im 5–6 km östlicher liegenden Schödergraben auf 120% und hängt somit über der Schöderberg-Baierndorrfurche (1059–870 m). Für das Feistritztal gilt das gleiche (120%). Weiter im Osten (Eselsberg-, Hinteregger-, Schöttelgraben) sinkt das Gefälle auf 50–60% ab. Über die Talgefälle läßt sich allgemein sagen: zwischen 1000–1300 m kommt es zu Versteilungen, die teils mit den Talknoten zusammenhängen, teils durch das Hängen der Kurzseitentäler erzeugt werden. Die Lage der Talabschlüsse ist gekennzeichnet durch die geringen Abstände (1,5–3 km) vom Hauptkamm bei Höhenlagen von 1400 bis 1700 Metern. Das weist auf frühe und stark eingetiefte Talungen hin. Auf den 1,5 bis 3 Kilometer langen Abschnitten zwischen dem Talschluß und dem Kamm stellt sich eine große Zahl von Stufen, Absätzen, kleinsten Böden in Form von Kar-Karseentreppe ein, die dort, wo Kammausbuchtungen vorhanden sind, ein Höchstmaß erreichen. Die Kartreppen Preintalerhütte-Sonntagskarseen, Preintalerhütte-Klafferkessel, die Duisitzseentreppe, die Landwierseentufen, die Lungauer Klafferseen, die Landschitzseentreppe sind besondere Schaustücke. Hier wird man dauernd mit einem glazialen Formenschatz von größter Abwechslung und Pracht konfrontiert, so daß die Frage nach dem Ausmaß der glazialen Leistung zwingend wird.

Der glaziale Einfluß

Es gab ein beachtliches Eisstromnetz, das sich aus Enns- und Murtallängstaleisströmen und den Zubringern aus den Nebentälern zusammensetzt. Im Ennstal spielt auch das Ferneis aus dem Salzachtal, das nach Osten drängte, eine Rolle. Die Längstalströme waren die Grenze des Eisstromnetzes. Entsprechend den Zubringern nach Norden ins Enns-, nach Süden zum Murtal war das Eisstromnetz verhältnismäßig einfach. Da Eisschurf einen wenig gestörten Eisabfluß voraussetzt, ist die Frage wichtig, wie stark das Ferneis der Längstäler, oder überhaupt die Eismassen der einzelnen Täler, sich behindern. Seit den Untersuchungen von P. VISSER (1935) im Karakorum weiß man, daß in einem Tal mehrere Gletscher nebeneinander liegen, ohne daß sich ihre Bewegungsbahnen vereinigen. In den westlichen Niederen Tauern handelt es sich in der Kaltzeit um ein vollvergletschertes Gebiet, d. h., in allen Tälern lag die Eisoberfläche über der damaligen Schneegrenze (1500–1700 m). Im Lungau betrug die Eisstromhöhe nach E. LICHTENBERGER (1956) und H. SPREITZER (1960) 2050 m, sank bis Murau auf 1700 m ab, was ein Eisgefälle um 15%, das Doppelte der heutigen Talneigung, ergibt. Von Murau bis in die Gegend von Teufentbach – H. PASCHINGER (1963) hat Moränen östlich von Neumarkt in über 1300 m festgestellt – erniedrigte sich die Eisoberfläche bis 1400 m bei einem Absinkwert um 20%, und das Absinken steigerte sich bis zum Gletscherende westlich Judenburg auf 27%. Die Eisfüllung dürfte so vor sich gegangen sein, daß östlich von Sauerfeld-Prebersee zuerst das Doppeltal und ab Predlitz etwas später das Murtal von den Eismassen erfüllt wurde. Die höchsten Teile des Lasa-Payerhöhe-Gstoder-Mitterbergzuges ragten nur minimal aus dem 15–18 km breiten Eisstrom heraus.

Etwas anders waren die Bedingungen im Ennstal. Die genaue Eisstromhöhe im Raum Altenmarkt-Radstadt läßt sich trotz der Untersuchungen von D. van HUSEN (1968) nicht festlegen. Der Roßbrand (1768 m) war jedoch eisüberflossen, während die Höhen über 2000 m, also die höhere Bühelzone, über der Eisstromhöhe lagen. Weiter nach Osten nahm die Eisstromhöhe nicht oder nur minimal (2–3‰) ab, da die Täler aus den Tauern bis zur Sölkeinmündung beachtliche Eismassen lieferten. Dann sank die Eisstromhöhe bis Liezen-Selztal, wo H. EICHER (1983) genaue Angaben erbringen konnte, mit 17‰ und weiters bis zum Gletscherende bei Hiefrau mit 35‰ ab. Im Vergleich zu dem fast 20 km breiten Eisstrom im Lungau erreichte das Ennstaleis bei Schladming knapp 10 Kilometer. Wichtig ist für die Eisbewegung, ob das Ferneis aus dem Westen oder das Eis aus den Tauerntälern zuerst eintraf. Bei einer Entfernung von 15 bis 18 km vom Hauptkamm, den günstigen Höhenverhältnissen für eine schnelle Eisfüllung der Täler bei einem Eisgefälle von 50 bis 60‰, wird das Lokaleis das Ennstal vor dem Ferneis erreicht haben. Wer an die verschlungenen Moränenbänder der Karakorum- und Alaskagletscher denkt, die nur durch ebenso komplizierte Strömungslinien entstanden sein konnten, darf auch für das kaltzeitliche Eisstromnetz hier keine einheitlichen Bewegungsabläufe annehmen. Diese stark wechselnden und sich behindernden Eisbewegungen sind wohl eine Hauptursache für die bis heute noch recht unterschiedlichen Auffassungen über das Ausmaß der Eiserosion. Dazu gesellt sich weiters der Umstand, daß Eisschurf auf das Anstehende erst dort erfolgen kann, wo alle Akkumulationen vorher beseitigt wurden. Man weiß, wie oft dieses Material liegen blieb.

Günstig für die Eisarbeit waren die Talschlüsse, wo sich die kleinen Zubringer noch zu einem einheitlichen Eisstrom vereinigten, das Gefälle ein Maximum aufwies und die Grundmoräne noch bescheiden blieb. Bereits wenige Kilometer talaus stellt sich die Frage, ob der Talgletscher von den seitlichen Kar- und Hanggletschern eine Behinderung erlitt oder seine Erosionskraft an Stärke zunahm. Behinderung dann, wenn die Seitengletscher die Hänge bereits bedeckten, bevor der Talgletscher eintraf und die Bewegungsbahnen sich nicht verstärkten. In den ennstalnahen Abschnitten behinderte in der Hocheiszeit das hochgespannte Längstaleis den Seitentaleisabfluß sicher beträchtlich. Schöne Trogtalformen gibt es dort nicht. Sie beschränken sich auf die hauptkammnahen Talstücke und die ganz kurzen Seitentälchen, z. B. Riesersee-, Steinriesen-, Sänsen-, Kaiser-, Pitzental. In letzteren sieht man auch eindrucksvolle Trogschlüsse.

Im Bereich des Pölstales erlischt die Großvergletscherung recht plötzlich. Das Nord-Süd-Tal hat keinen Talschluß (Strunkpaß). Die Talwasserscheide in 1240 m Höhe war eisfrei. Das Eis aus der Bösensteingruppe endete am Hang, wo Moränen kleine Seen aufstauten. Nur aus der Pölsen schob sich ein um 15 km² großer Gletscher, gespeist aus einem 5,5 km langen und 4,7 km breiten Talkessel, bis in die Pölstalfurche in 1220 m herab.

Das Nähr-Zehrgebietverhältnis sank bereits auf 1,5:1. Aus dem ostseitigen Bärenal (mittlere Kammhöhe 2160 m) drang eine kleine Eiszunge bis in das Pölstal vor. Das Brettstein- und Pusterwaldtal bargen kleine Talgletscher und der Bergzug dazwischen (Kammhöhe 1800 m) ist fast karlos. Diese recht schnelle Abnahme der Vereisung bewirkten drei Umstände: niedrigere Kammhöhen, tiefere Lage der Talschlüsse und Talsohlen und ein plötzliches Nachlassen der Eisanlieferung von den Seitenkämmen. In den westlichen Tälern war die Rückzugszeit, als das Längstaleis absank und der Abfluß aus den Seitentälern ungehinderter vor sich gehen konnte, eine Zeit aktiver glazialer Erosion, die allerdings nur kurz währte, da zur Schlernzeit nach E. LICHTENBERGER (1956) die Gletscher der Nordseite bald nach den Talschlüssen, die der Südseite mit dem Austritt in den Lungau, endeten. Im Daun waren nur die hochgelegenen Kare aktive Kare. G. LIEB (1983) weist ebenfalls eindringlich auf die Kleinheit der stadialen Gletscher hin.

Was die glaziale Eintiefung anbetrifft, erhält man an zahlreichen Einzelstellen, so im Säsengraben, Putzentäl, Stummerkessel, Lassachalm, Riesachtal, bei Annahme, der Trog-

rand markiere den präglazialen Talboden, Werte von 400 bis 500 Metern, in den Karräumen schwankt sie zwischen 200–500 Metern. Hier sei darauf hingewiesen, daß H. KÖRNER (1983) in seiner Theorie der plastisch rotierenden Kargletscherbewegungen bereits für kleine Kare zu reinen Karmuldenerosionsleistungen von mehreren Zehnmeter gelangt. Handelt es sich da um eisüberformtes Flußwerk, eine glaziale Ornamentik, oder um eine glaziale Architektur? Bezeichnungen, die J. SÖLCH (1921, 1935) oftmals gebrauchte. In der Hochzone ist der glaziale Einfluß Architektur. Die Eisarbeit bestimmte dort maßgeblich das Formenbild, in den tiefen Talregionen bewirkte der Gletscher bloß Ornamentik. Einfache Rechnungen ergeben, daß von der Umwandlung einer flachen ersten Quellmulde in einen steileren Quelltrichter und ein Kar Massenbewegungen, die pro Quadratkilometer je nach Tiefe der Kare 80–160 Millionen Kubikmeter ausmachen, zu bewältigen sind. Je flacher die Karböden, desto höher der Materialtransport. Bei der Umwandlung von V-Tälern in U-Täler handelt es sich um geringere Kubaturen, vor allem im Vergleich zu den Gesamtvolumina, die über den Taleinschnitten aufragen. Talstufen im Sinne der klassischen Konfluenzlehre fehlen. Die Überlegung, die Riesachstufe entstand, weil der Steinriesengletscher früher da war und den Riesachgletscher an der Erosion hinderte, verliert bei den gleich großen Einzugsgebieten jede Berechtigung. Vielleicht war eine leichte ursprüngliche Versteilung und subglaziale Auskolkung im Sinne H. LOUIS (1952) vereint mit dem Eisschurf ein Bildungsagens.

In der Hochzone fallen neben den Karen als beachtlicher Kontrast die Glatthänge auf. Sie haben oft SW-, S- und SO-Exposition, sind auf den Seitenkämmen der Südabdachung häufiger als im Norden; der Greimberg-Sandkogel, Trübeck-Krautgarten, Hochfeld-Dockeralm, Preber-SW-Flanke gehören hierher. H. SPREITZER (1960, 217) beschreibt Glatthänge am Bauleiteck und Goadeck. Die Glatthänge bevorzugen Höhen von 1900 bis 2300 Metern. Sie sind Gegenstücke zu den zerschrunden, rinnenddurchzogenen Karwänden, die viel Haldenschutt liefern und bewirken, daß auf den Karböden die Akkumulation überwiegt, besonders dort, wo in Nordexposition bis in den Sommer Schneefelder liegen, auf denen der Steinschlag- und Rinnenschutt schnell in die Tiefe abrutscht. Wie H. SPREITZER ausführte, sind die Glatthänge überwiegend periglaziale Schutthänge. Frostsprengung, Frostdruck erzeugen viel Schutt, der trotz Frostschub und Froststauchung durch Schneedruckglättung und dem Fehlen eines Permafrostbodens die Glättung überwiegen läßt. Im Daunstadium lag das Hauptareal der periglazialen Schuttregion in 1800–2300 m Höhe. Aber auch heute stellt sich in dieser Höhe noch eine intensive Schuttbildung ein. Der gegenwärtige periglaziale Schutt ergibt so etwas wie einen Schuttpanzer, der die Rinnenbildung, die meist den Anfang der Hangzerlegung einleitet, erschwert bis verhindert. Auch Blockmeere tragen zur Glättung der Hänge bei. Wo viel Feinschutt, hier meist an die metamorphen Schiefer gebunden, auftritt, setzt lineare Wassererosion ein und eine Zerfurchung beginnt.

Auf Karböden schließen sich Schuttkegeln nicht nur zu Schutthalden zusammen, sondern bedecken im Verein mit Moränen den Fels der Karböden. In den Talschlüssen gehen die Schuttkegel in Schwemmkegel über, und es stellen sich auf den schmalen Talsohlen Schotterfluren ein. Eine gemischte sehr junge Reliefbildung hat man da vor sich, wo sich glaziales, periglaziales und rezentfluviatiles Element eng verzahnt.

Ansätze zu Eisirändeneffekten im Sinne J. BÜDELS (1960) treten im Feinfrostschutt, in stadialen Moränendecken, in stark mit Wasser durchtränktem und oft durchfrorenem Material, das in den nord- und südseitigen Klafferkesseln angehäuft vorkommt, auf. Es ereignen sich da kurzzeitig beachtliche Veränderungen. Gelingt es den kleinen Wasseradern jedoch, in den Karen sich zu einem Strang zu vereinen, setzt recht plötzlich kräftige fluviative Erosion ein, die die Karschwellen zerlegt. Ein Gegenstück zu den zerschnittenen Karschwellen bilden die Dreieckshänge E. GERBERS (1944, 1969) talseitig aus den Kartrennlängen. Sie sind teils schuttgepanzerte Glatthänge, teils bereits von Rinnen zerfurcht. Diese

Dreieckshänge reichen zwischen den kleinen Seitentälchen bis auf die Haupttalsohlen hinab, werden jedoch bei großen Höhenunterschieden zwischen der Dreiecksbasis und der Dreieckspitze immer mehr zerfurcht. Es stellen sich Rinnenvereinigungen ein, die wieder gewisse Parallelen zu den Talsystemen im Hügelland aufweisen und in die Reihe der rhythmischen Phänomene gehören.

Zusammenfassung

Die Niederen Tauern werden als ein ziemlich symmetrisches Gewölbe, das überwiegend regelmäßig fiederförmig, reif zerschnitten wurde, aufgefaßt. Wo es in den Seitentälern Talknoten gibt, dürften diese durch Eindellungen im Urgewölbe bedingt sein. Die Hochzone des Gewölbes hat von den Längstälern bis zum Hauptkamm eine Reliefenergie von 600 bis 800 Metern, was dem Ansteigen der Täler bis zu den Talschlüssen, die meist zwischen 1500–1600 m liegen, entspricht. Die Talschlüsse haben durchwegs geringe Abstände zum Hauptkamm. Die Hochzone ist ein ausgesprochenes Karformengebiet mit Kartreppen. Die Kartrennlänge weisen oft Dreiecksform auf und sind auch Glatthänge, die vielfach dem periglazialen Schuttpanzer ihr Aussehen verdanken. Die glaziale Erosion ist in den Karen mit 200–300 Metern, in den Kurztrögen und den talschlußnahen Gebieten mit 300–500 Metern zu veranschlagen. Für die wenigen Stufen in den großen Seitentälern ist bis jetzt keine eindeutige Erklärung möglich.

Literatur

- AIGNER, A., 1905: Eiszeitstudien im Murgebiet. Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, S. 22, Graz.
- BEHRMANN, W., 1932: Morphologische Formengruppen der Erosion. Z. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 170–178.
- BÖHM, A. v., 1885: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jb. Geolog. Reichsanstalt. Bd. 33, 429–612. Wien.
- BÖHM, A. v., 1900: Die alten Gletscher von Mur und Mürz. Abh. Geogr. Ges. Wien. Bd. 3. S. 27. Wien.
- BROSCHKE, K., 1983: Glatthangrelief auf der Iberischen Halbinsel. Abh. d. Akad. d. Wissenschaften Göttingen. Nr. 35, 214–234.
- BÜDEL, J., 1960: Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. Coll. Geograph. Bd. 6. Bonn.
- BÜDEL, J., 1969: Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger geogr. Arbeiten. Bd. 25.
- CREUTZBURG, N., 1926: Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien Bd. 1. Berlin.
- DROFENIG, M., 1934: Geomorphologie der nördlichen Glocknergruppe. Diss. Graz.
- EICHER, H., 1983: Zur glazialmorphologischen Kartierung des Raumes Oppenberg–Hochgrößen–Mitteregg. Arb. Inst. f. Geogr. Univ. Graz. Bd. 25., 45–58.
- GERBER, Ed., 1944: Morphologische Untersuchungen im Rhôneal zwischen Oberwald und Martiny. Arb. Geogr. Inst. d. techn. Hochschule Zürich. Bd. 1, 5–16.
- GERBER, Ed. u. SCHEIDEGGER, A., 1977: Anordnungsmuster von alpinen Tälern und tektonischen Spannungen. Verhdl. Geolog. Bundesanstalt Wien. 165–188.
- HÖLLERMANN, P., 1983: Verbreitung und Typisierung von Glatthängen. Abh. d. Akad. d. Wissenschaften Göttingen. Nr. 35, 241–260.
- HUSEN, D. v., 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Bd. 18, Wien, 249–286.
- KÖRNER, H., 1983: Theorie der plastisch rotierenden Kar-Gletscherbewegung und ihre Anwendung. Z. f. Gletscherkunde Bd. 19, Innsbruck, 103–130.
- KLAKL, W., 1935: Beiträge zur Geomorphologie der südlichen Glocknergruppe. Diss. Graz.
- LICHTENBERGER, E., 1956: Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern. Z. f. Gletscherkunde Bd. 3, 235–244.
- LICHTENECKER, N., 1926: Die Rax. Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. 18, Wien, 150–170.
- LIEB, G., 1983: Beobachtungen zum Spätglazial im Weißpriachtal (Schladminger Tauern). Arb. Inst. f. Geogr. Univ. Graz. Bd. 25, 139–144.
- LOUIS, H., 1981: Allgemeine Geomorphologie. Berlin. 780 S.
- MAULL, O., 1933: Grundsätzliche Fragen der Alpengeomorphologie. Geogr. Jahresber. aus Österreich Bd. 16, Wien, 1–13.

- MORAWETZ, S., 1953: Zum Kommen und Gehen der Gletscher. Carinthia II, Bd. 142, Klagenfurt. 173–178.
- MORAWETZ, S., 1959: Talanfänge und Talentwicklungen. Z. f. Geomorphologie, Bd. 2, Berlin, 126–144.
- MORAWETZ, S., 1962: Beobachtungen an Rinnen, Racheln und Tobeln. Z. f. Geomorphologie Bd. 5, 260–278.
- MORAWETZ, S., 1981: Talanfänge im Oststeirischen Grabenland. Arb. Inst. f. Geogr. Univ. Graz, Bd. 24, 99–105.
- PASCHINGER, H., 1963: Glazialmorphologische Studien in der Neumarkter Paßlandschaft. Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 93, Graz, 63–72.
- PENCK, A. u. BRÜCKNER, Ed., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1 u. 3.
- SÖLCH, J., 1928: Die Landformung der Steiermark, Leipzig, Graz.
- SÖLCH, J., 1935: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Peterm. Mitt. Erg. H. 219 u. 220. Gotha.
- SPÄTH, H., 1969: Die Großformen im Glocknergebiet. Wissenschaftl. Alpenvereinsh. 21, München 117–141.
- SPREITZER, H., 1953: Eiszeitstände und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. Eberl-Festschrift. Geologica Bavarica 19, 65–73.
- SPREITZER, H., 1960: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. Geogr. Jahresb. aus Österreich. Bd. 28, 1–50.
- SPREITZER, H., 1960: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. Z. f. Geomorph. Suppl. Bd. 1, Berlin, 211–236.
- VISSER, Pl. Chr., 1935: Gletscherbeobachtungen im Karakorum. Z. f. Gletscherkunde. Bd. 26, Berlin.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien, 822 S.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Sieghard Otto MORAWETZ, Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz](#)

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: [27_1986](#)

Autor(en)/Author(s): Morawetz Sieghard Otto

Artikel/Article: [Talanordnung und Talformung ein rhythmisches Phänomen und der glaziale Einfluß am Beispiel der Niederen Tauern 133-140](#)