Gebiete besonders starken Formenwandels in den Ostalpen

Mit 6 Abbildungen im Text und 2 Bildern auf Tafel VII

SIEGHARD MORAWETZ, Graz

Bei einer großen Anzahl von Landschaften hat man es mit sehr komplexen Formen zu tun, die aber alle aus der Kombination der drei Grundelemente gerade, konkav und konvex hervorgingen und noch hervorgehen. Während die analysierende Geomorphologie mit ihren Fragen nach den gestaltenden Kräften und den dazu gehörenden Leitformen schon recht befriedigende Ergebnisse bucht, steht man bei der Erklärung abwechslungsreicher Landschaften noch inmitten eines Wustes von Problemen, deren richtige Deutung besonders dadurch so erschwert wird, daß eine Anzahl ähnlicher, ja fast gleicher Formen dem Wirken verschiedener Kräfte ihr Entstehen verdankt.

Zu den allerwichtigsten Versuchen einer generellen Formendeutung gehören nach früheren Wegen O. PESCHELS (1870), F. v. RICHTHOFENS (1886), A. PENCKS (1894) und Ed. RICHTERS (1900) sicher W. PENCKS Morphologische Analyse (1924), H. MORTENSENS Ausführungen zur Theorie der Flußerosion (1927, 1943) und zu der Formenentwicklung freier Felswände (1927, 1943 1962) und H. v. WISSMANNS Beitrag über die seitliche Erosion (1951). Versucht W. PENCK in seiner Analyse vor allem die Vielfalt der Hangneigungen und Hangknicke und ihre Änderungen und Verrückungen, die ja so oft maßgeblich das geomorphologische Landschaftsbild bestimmen, zu erfassen und zu erklären, zeigt H. v. WISSMANN in breiter Schau, was für eine Bedeutung das Unterschneiden als solches und dann weiter in Verbindung mit Tieferschalten und Tieferlegen einerseits und Aufschüttung anderseits für die Landschaft hat. Wenn sich Hangneigungen verändern oder Systemkanten verrücken, wenn sich spitz- oder stumpfwinkelige Aus- oder Eingangstaltrichter einstellen und die Fußpunkte der Tiefenerosion sich verlegen, so geht damit immer ein Formenwandel parallel, der bei seitlicher Unterschneidung mit den damit verbundenen Talauen- und Fußflächenbildungen besonders ins Auge fallende Landschaftselemente herausarbeitet, vergrößert oder verschiebt. Immer wieder spielen in der Geomorphologie die Fragen eine Rolle: an welchen Stellen und wann ändern sich die Formen? Und aus dem Wo und Wann ergibt sich dann auch nicht selten das Warum. Die nächste, bereits viel schwierigere Frage wäre dann die nach der quantitativen Änderung der Formen. In den folgenden Zeilen soll aber allein auf einige charakteristische Stellen sich abändernder Entwicklung hingewiesen werden.

Jeder Hangknick, gleichgültig ob er nun lokaler, gesteinsbedingter Entstehung ist oder aber auf eine alte Tal-Systemkante im Stockwerkbau zurückgeht, ist eine Stelle, die meist viel auffälliger als die Hänge selbst Änderungen unterliegt. Jedes Sandkorn, jedes Gesteinsstück, das sich dort ablagert, verhüllt und verändert den Knick; diese Änderung kann sowohl den aufsteigenden wie

den abfallenden Hang treffen. Jeder Innenkante, sei es nun eine Denudationsfläche oder eine breite Talterrassenflur, steht eine Außenkante gegenüber. Während nun auf die Innenkante meist vom Berghang her stärker eingewirkt wird, geschieht dies bei der Außenkante vom Talhang aus (Abbildung 1). Abgesehen von den unmittelbar lokalen Einwirkungen, die durch Quellaustritte, Absackungen, Rutschungen, Ausbrüche usw. an der Außenkante sich ereignen, stehen beide, Außen- wie Innenkante, unter dem Einfluß von Fernwirkungen. Man denke z. B. an Hochwässer, die von weither kommen und an Prallhängen die Terrassen unterspülen, oder an Gletscherabflüsse und Gletscherausbrüche hoch darüber, die Außen- und Innenkanten anzugreifen vermögen. Jeder Hangknick verursacht nicht nur bei fließendem Wasser, sondern auch bei dem allein infolge der Schwerkraft sich bewegenden Schutt eine Änderung der Reibung und Geschwindigkeit und somit der Transportverhältnisse. Jedes Zusammenstoßen zweier unterschiedlicher Hangneigungen, das einen konkaven Verlauf ergibt, schafft Stellen, an denen gerne abgelagert wird, mit all den

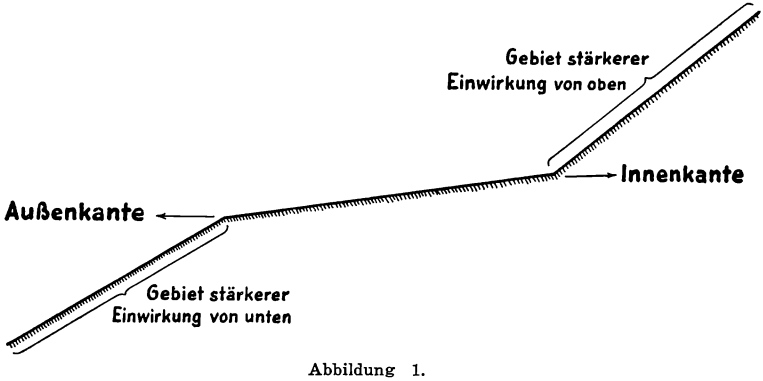

Abbildung 1.

charakteristischen Erscheinungen von Halden und Schwemmkegeln, deren obere Ränder und Spitzen einmal wachsen, ein andermal wieder zurückgehen und deren untere Säume ebenfalls zwischen Vorschiebung und Verkürzung hin und her pendeln. Ständig verschiebt sich da in kleinem oder größerem Ausmaß, oft schon durch einen Wolkenbruch, der Fußpunkt der lokalen Tiefenerosion. Diese Erscheinungen kehren im Grundprinzip in vielfältigst abgestuften Größenmaßstäben immer wieder, sei es nun auf kleinen Denudationsterrassen von wenigen Dezimetern Breite und Höhe, die sich zu vielen hunderten auf einem Gebirgshang übereinander einstellen, oder auf einer mehrere hundert Meter breiten Talterrasse in einem nur weniggeschossigen Stockwerkbau, oder auf einer viele Kilometer breiten Terrassenflur, die bloß bescheiden überhöht wird und auch erst wenig über eine Ausgangsbasis aufragt.

Die Größenordnungen bestimmen weitgehend die späteren Entwicklungen. Bei den kleinräumigen Denudationsterrassen genügen wenige Kubikmeter Schuttmaterial, um eine Stufe zu verhüllen, anderseits bringt schon ein stärkerer Eingriff von der Außenkante her Stufen zum Schwinden. Entsteht dadurch aus dem kleingestuften Hang ein glatter, ändert sich das Landschaftsbild im allgemeinen noch gar nicht. Anders liegen die Verhältnisse, wenn ein Talgeschoß ausfällt, während die Wegnahme einer geringen Überhöhung über einer sehr breiten Flur oder die randliche Zerschlitzung eines breiten niedrigen

Stockwerkes den Gesamtcharakter wieder nur wenig abändert. Hier fragt man sich: sind Änderungen an Außen- oder Innenkanten mehr ins Gewicht fallend?

Auf gleich hohen Niveaus sind es auch meist die gleichen Kräfte, die angreifen, während auf den höheren und tieferen unterschiedliche klimatische Verhältnisse herrschen, und in vielen Gebirgen gelangt man schon bei kleinen Vertikalentfernungen von der rein fluviatilen in die periglaziale und nivale Region. So treten im Oststeirischen Hügelland bei 900 mm Niederschlag 30—40 m unter den Riedeln und 200—300 m von der Rückenmitte entfernt bei einem Einzugsgebiet von 50.000 m² schon Wasseradern auf, die kräftige Tobel erzeugen, deren Areale 3—4% der Hangflächen ausmachen. Die Wasserstränge sind zwar klein (um 0,5 lit/sec), können aber in der Zeit stürmischer Schneeschmelze und bei Gewittergüssen auf über 40 lit/sec anschwellen. Steigt man dagegen in die Karregion der Niederen Tauern hinauf, trifft man in Karen von rund einem halben Quadratkilometer Einzugsgebiet Wasseradern, die bei 1500 mm abfließenden Niederschlags um 25 lit/sec, also die fünffache Menge führen, ja im Sommer fließen sogar 100—150 lit/sec ab. Dennoch stellen sich die Wasserstränge erst bedeutend tiefer unter den Kämmen ein, auch ihr Horizontalabstand von den Firsten ist größer als im Hügelland. Das zahlreiche grobe Verwitterungsmaterial, die lange Schneebedeckung und der kräftige Frostschub verwehren in der periglazialen Region den kleinsten Rinnen eben einen frühen Erfolg.

Ändern sich mit den Höhen die Kräfte und damit auch die Formen, so spielt auf den wenig geneigten Talauen der großen Täler und Becken und ferner im unmittelbaren Gebirgsvorland der Andrang von Schottermaterial und Schutt, der einmal von den Hängen selbst, dann aus den Nebentälern und schließlich aus den Talschlüssen stammen kann, eine für die weitere Entwicklung sehr maßgebliche Rolle. Bewältigen die Wassermassen nicht mehr den Transport des Lockermaterials, so tritt das ein, was H. v. WISSMANN als „terrestrische Transgression" bezeichnet, ein sehr wesentlicher Vorgang für die Gestaltung tiefer Tal- und Beckensohlen innerhalb vieler Gebirge und ihrer Vorländer.

Hat man, um aus dem Bereich der im wesentlichen von glazialen und nivalen Vorgängen beeinflußten „Polarzone" weg in die vollhumide und von dort in die stärkst denudativ gestaltete Trockenzone zu gelangen, recht große Strecken zu bewältigen, drängt sich im Gebirge diese Spanne auf wenige Kilometer zusammen. Wo sonst die verdeckende Schicht des Meerwassers trotz seiner beachtlichen eustatischen und isostatischen Änderungen für viele Vorgänge eine wesentliche Basis bildet, übernimmt in der Tiefe der Täler und Becken das bald stärker andrängende und dann wieder kräftiger weggeführte Lockermaterial diese Rolle. So gibt es einmal im Bereich der großen Talsohlen mit den sich verändernden, hintereinander liegenden, flachen Schwemmkegeln, die durch den Hauptfluß im Wechsel von Verwilderung mit Aufschüttung, von Verwilderung mit Abtragung, Mäandrierung und Einschneidung im Längsprofil gestaltet werden und zu denen die zahlreichen, recht unterschiedlich steilen, seitlichen Schwemmkegel der Seitenflüsse treten, eine erste Zone mit starken Veränderungen. Eine zweite sieht man dort, wo hohe Talterrassen und Talbodenleisten noch von den Prallhängen des Hauptflusses benagt werden und dazu die Wasserläufe der Seitentäler über die Fluren ihren Weg nehmen, dort Verbauungen und Verlegungen erfahren, oder durch Einschneiden angreifen. Eine dritte Zone stellt sich dort ein, wo die fluviatilen Kräfte schon nachlassen, sich in viele Quelläste aufspalten und den flächenhaften Schuttbewegungen erliegen. Je nach

der Mächtigkeit des Schuttmantels, der Höhenlage der Schneegrenze und der Größe des Einzugsgebietes — lang gestreckte Gebiete mit besseren Sammelmöglichkeiten für Wasseradern verhalten sich da anders als solche, wo nur mehr ganz kurze Zubringer vorherrschen — erreicht man einmal in bescheidener ein andermal in größerer Höhe, aber meist noch in der Region der periglazialen Vorgänge und vor der Schneegrenze den Bereich der überwiegend flächenhaften Gestaltung. Mit ihnen sei begonnen.

In der Hochzone der Trogschultern, auf den Karterrassen und im Gebiet des nicht mehr vergletscherten Firnfeldniveaus sieht man zahlreiche Wasseradern, die oft überhaupt nicht eingetieft sind oder so wenig, daß sie bei leichtesten Schuttverbauungen wieder aus den Kerben ausbrechen. Diese Wasserläufe führen einen schweren Kampf gegen den andrängenden Schutt und gegen die flächenhafte Wirkung der in diesen Höhen recht langen Schneebedeckung (siehe die beiden Bilder auf Tafel VII). Es handelt sich da um den Anfang der Gerinnebildung, um den Übergang von stärkst flächenhafter zu mehr linearer Hanggestaltung. Aber erst mit einem gewissen Abstand vom Kamm — es muß ja zunächst ein Areal vorhanden sein, auf dem sich Wasser sammelt — können stärkere Wasserstränge auftreten. So genügen im Gebiet der bis 2141 m hohen Koralpe des Steirischen Randgebirges und bei der im Plattengneis und Glimmerschiefer geringen Grobschuttbildung Abstände von wenigen hundert Metern vom Kamm, daß sich Wasseradern sammeln und einschneiden. Allein im großen Kar, einer Form von 2 km Länge und 1,5 km maximaler Breite in Nordexposition und flachsten Bodenteilen zwischen 1700—1800 m Höhe, lassen eiszeitlicher Moränenschutt und jüngere grobblockige Abbrüche aus den steilsten Teilen der Umrahmung erst nach 1200 m eine Kerbung des Karbodens zu. Zwischen dem Schutt oder auf den moorigen Stellen eilen die kleinsten Wasserfäden zunächst ohne eintiefenden Erfolg dahin. Die Ursache ist aber nicht etwa ein zu ebener Wannenboden, sondern das Lockermaterial, das die Sammlung der Wasserfäden erschwert. Das Wasser tritt hier zwar an vielen Stellen unter der 100—200 m hohen Umrahmung aus, sammelt sich dann aber nicht so schnell wie auf den glatten in die Tiefe ziehenden Hängen von Siebenbrunn zu einem Strang (Abbildung 2). In Südexposition im Gebiet des Krennbaches, wo Karformen schon ganz fehlen, reichen die Einrisse dagegen besonders nahe an den Kamm des Kleinen Speikkogels (2107 m) und die Alte Weinstraße heran; aber man sieht da überall, wie flächenhaft die Hänge durch periglaziale Vorgänge gestaltet werden und wie mühsam sich die Wasserrisse durchsetzen.

Steigt man vom Ennstal nach den Niederen Tauern auf, wo die Ausläufer der Seitenkämme mit Gipfeln in 1800—2100 m enden, so reicht dort, trotz einer gegen 500 mm höheren Niederschlagsmenge als auf der Koralpe, die Zerschneidung eher weniger weit an die Kämme heran. Von der Hochwurzen (1852 m) über die Planei (1904 m), den Hauser Kaibling (2015 m), den Pleschnitzzinken (2111 m) bis zum Kochofen (1917 m) läßt sich diese erst relativ tief unter den Gipfeln einsetzende Zerschneidung südlich der Enns verfolgen. Sicher neigen letzte Erhebungen auf fiederförmig angeordneten Seitenkämmen, die somit von drei Seiten Unterschneidung erfahren und wo fast allseitig recht ungehindert das Wasser abströmt, nicht zu einer starken Zerlegung. Hier interessiert aber nur die Hochzone und in der besteht nahe dem Kamm, was die Bedingungen für die erste Rinnsalentwicklung anbelangt, zwischen Rand- und Zentrallage kein wesentlicher Unterschied. Die lokalen Bodenverhältnisse erlangen dagegen größte Bedeutung. Es handelt sich bei diesen ersten Bergen über dem

Ennstal um ein Gebiet, das in der letzten Eiszeit vom Eis des Ennstalgletschers nicht mehr überflossen wurde. Wohl gab es auf den genannten Höhen überall eine Eigenvergletscherung, die aber bald nach Beginn des Eisrückganges zu Nunatakern aufrückten. Seitenmoränenmaterial des Ennsgletschers, Lokalmoränen der Tauerntäler und Moränen des Hangeises trafen sich tiefer unten. Auf den später nicht mehr vergletscherten Höhen wirkte die Frostsprengung besonders kräftig. Zu einer starken Schutt- und Grobbodenbildung mußte es kommen, die viel Wasser aufnehmen kann und im Sinne eines Pseudogrundwasserstromes abführt — Pseudogrundwasserstrom deshalb — weil das Hohlraumvolumen

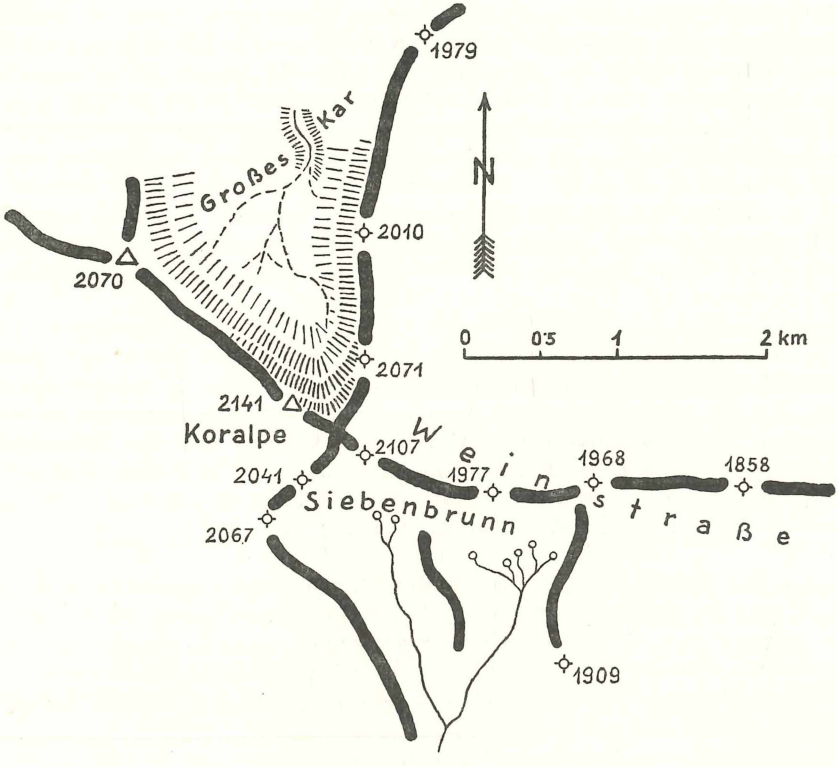

Abbildung 2.

noch viel zu groß ist, um eine gleichmäßige Wasserverteilung im Boden zu bewirken, aber andererseits auch keine echte Gerinnebildung zuläßt. Freilich übt da auch der lokale Kammverlauf einen beachtlichen Einfluß aus. Leichte Kammbögen fördern ein Sammeln des Wassers auf der konkaven Seite und wie im Knauf eines Fächers treffen sich dann die einzelnen Adern. Ein konvexer Schwung bewirkt dagegen eher ein Auseinanderstreben der Wasserfäden. In diesen Biegungen liegt vielfach eine wichtige Mitursache für Kammasymmetrie. Eine Wanderung über die Seitenkämme zeigt solche Asymmetrie mit steileren West- und sanfteren Ostseiten, auf die R. SCHWINNER (1924) hinwies, der allerdings der Wind- und Westseite für die Glätte der Hänge eine bedeutende Rolle zuwies. Alle die Tauernkare sind recht stark schuttbedeckt. Namen mit Stein-,

Öd-, und Wild- weisen schon auf die wenig angenehme Beschaffenheit des Karbodens und der Hänge, mindestens was eine bequeme Begehung anbelangt, hin. Auch Bezeichnungen mit Block-, Loch- und Kessel- deuten darauf, daß man in eine beachtliche Schuttwildnis gelangt.

H. SPREITZER (1960) betont für die Alpen und den Taurus „daß die in schattseitigen wie auch leeseitigen Lagen langdauernden Schneeflecken oder kleine Gletscher die Felsberge steil erhalten, wogegen auf Hängen ohne solche Steilhaltung Glättung" eintritt. Aber da wie dort ist die lineare Erosion sehr erschwert und man hat den Eindruck, auf den Glatthängen fast noch mehr als auf den steil gehaltenen, wo unter den steilsten Partien das sich sammelnde Wasser öfters früher zu leistungsfähigen Adern anschwillt.

Im Kamm, der vom Steinkarzinken (2278 m) über den Elendberg (2673 m) zum Hochgolling (2863 m) führt, stößt man auf solche schutterfüllte, aber auch noch Seen bergende Kare. Da, wie an vielen anderen Stellen der Schladminger Tauern, so östlich der Hohen Wildstelle (2747 m) bis zum Schöneck (2542 m) im Giglachseegebiet und um den Preber, fällt auf, wie erst tief unten in den Karen die ständigen Wasserläufe beginnen. Hier sind Abstände von einem Kilometer und mehr vom Kamm zum nächsten Wassereinriß auf dem Karboden keine Seltenheit. Zwischen Karböden mit hoher und niedriger Umrahmung scheint, was das Auftreten der Wasserläufe anbelangt, kein wesentlicher Unterschied zu bestehen. Eine steile und hohe Umrahmung liefert sicher leichter mehr Schutt als eine niedrige und flachere, aber dieser geringeren Schuttmenge steht auch ein kleineres Wassersammelgebiet gegenüber. Außer dem Schutt spielt die Schneedeckendauer mit ihrer planierenden Wirkung eine Rolle. Die Schneedeckendauer hängt wieder ab von der Menge der festen Niederschläge, der Höhe und Exposition des Geländes. Auf Karböden von 1900—2200 m fällt nach V. CONRAD und M. WINKLER (1921, 1937) bereits 45—60% der Niederschläge als Schnee und die Schneedecke hält sich in geschützten, nordexponierten Karwinkeln bis weit in den Juli hinein, so daß nur wenige Monate für die volle Entfaltung der fluviatilen Kräfte zur Verfügung stehen. Erst ab 1900 m Höhe sieht man zahlreichere und kräftigere Wassereinrisse. Und hier sind wieder ausgezeichnete Stellen die Karschwellen und andere Stufenränder, wo die Wasserabfuhr durch Überfließen erfolgt, was dann Einkerbung nach sich zieht.

In den unteren Teilen der Rinnen, die die Karumrahmung durchfurchen, sammelt sich das Wasser bald zu Fäden, stürzt dann oft über die steilsten Partien der Karwandstufen herab, um in den Schutthalden darunter zu versiegen; es tritt dann auf den ersten Böden an mehreren Stellen aus dem Schutt hervor, sammelt sich in Läufen, die auf flachen Strecken stark verwildern und auch mäandrieren, aber dort, wo der Boden sich verengt und von beiden Seiten sich heranschiebender Haldenschutt, oft noch unterstützt von Kegeln aktiver Lawinen- und Steinschlagzüge, sich vereint, verschwindet es nochmals. Im Gollingwinkel in den Niederen Tauern bei der Steinwender Alm (1707 m) hat man einen solchen Fall vor sich, und erst in der Nähe der Gollinghütte in 1600 m Höhe beginnt der nicht mehr unterbrochene Wasserlauf. Hier, wie an vielen anderen Stellen, gewinnt man den Eindruck: der Schutt und das Andrängen der Halden und Kegel überwältigt die vom Wasser geschaffenen Kerben. Bei 600—1100 m hohen Schrofenhängen, Wänden und Schartenhalden kommt hier sehr viel Schutt zusammen. Daß die Schuttbildung aber auch bei niedriger Umrahmung noch beachtlich ist, lehrt das Gebiet des Klafferkessels,

wo mehrere Kare mit Böden von 2100—2300 m Höhe zusammenwuchsen und die Umrahmung zwischen wenigen Dekametern und 300 Metern schwankt. Trotz der geringen Überhöhung der Bodenpartien haben die Schutthalden eine beachtliche Ausdehnung; aber auch dort, wohin der Schutt von der Umrahmung nicht mehr gelangt, auf den zahlreichen Rundhöckern und Buckeln entsteht Schutt unmittelbar durch mechanische Verwitterung und bedeckt weithin die Oberfläche, und überall kämpfen die Wasseradern, die die einzelnen seichten Seen verbinden, gegen den in situ entstehenden Schutt einen harten, oft erfolglosen Kampf. Das ist eine Situation, wie man sie weiters auf vielen Trogschultern und Karterrassen wiederfindet, auch auf solchen, wo durch die ungehinderte Kar- und Hangeisbewegung Moränenmaterial aus der Zeit der Hochvereisung kaum liegen blieb und es selbst in den Rückzugsphasen nur zu bescheidenen Moränenbildungen kam. Aus den Karhintergründen und von den überhöhenden Kämmen und Seitenkammstutzen schiebt sich jetzt vielfach Schuttmaterial heraus und vereinigt sich mit den an Ort und Stelle entstehenden Schuttflecken und Schuttflächen.

Oft findet man längs der Kämme folgende Anordnung: bandförmige Firnfelder und kleine Gletscher mit keiner oder nur sehr geringer Zungenbildung, dann eine Schuttzone und schließlich weniger oder kaum schuttbedeckte Hänge. Auf letzterem Streifen setzt dann die Einkerbung der Wasseradern kräftig ein. In kleinen Abständen eilen von den Firnen gespeiste oder aus dem Schutt austretende Wasseradern in parallelen Bahnen herab. Stellt sich dann eine Niveau- oder gar scharfe Trogkante ein, so wird sie von den Wasserläufen durchsägt, ja oft in regelmäßigen Abständen immer wieder zerschlitzt. Es sind das Streifen auffälliger Veränderungen. Je tiefer die ersten Kanten und Ränder liegen und je stärker sie einem Schuttzuschub von oben durch das Vorhandensein einer Niveaufläche oder flachen Schulter entrückt sind, desto markanter entwickeln sich in kurzer Zeit die Einschnitte, während sie dagegen hohen Schultern mit an sie heranreichenden mächtigen Schutthalden oder Firnen weitgehend fehlen. Man sieht, ja hört dort, wie der Schutt über die Talkanten oder Trogränder herab geschoben wird und immer wieder kleine, eben geschaffene Einschnitte verlegt, wodurch die so wichtige kontinuierliche Speisung der Gerinne unterbleibt. Im Ankogelgebiet, im Dösnertal ob dem Dösner See (2269 m) auf der Seealm (2400—2600 m) schiebt sich z. B. der Blockschutt vom Säuleck bis zu den Seewänden heran und unterbindet eine Zerlegung von oben her. Die Schultern des klassischen Seebachtroges, der gegen die Hochalmspitze heranführt, ist weitgehend mit Schutt überdeckt und auf der linken Talseite erlangen die Wasseradern erst unter 2000 m Höhe Gewalt. Im Talhintergrund, im Lassacher Winkel, verdeckt der Schutt den Tal- und Trogschluß und verhindert eine Ziselierung. N. CREUTZBURG (1921) wies darauf hin. Im Bereich des Kleinelendtales kommen vom Steinkar und Kleinelendkar erst auf dem Trograng die Wasserstränge hervor. Auf der breiteren und weniger vom Schutt bedeckten Brunnkarterrasse im Großelendtal ist die Zerlegung durch Rinnen und Wasseradern schon kräftiger, aber die lange Schneebedeckung auf Flächen von 2400—2700 m schränkt die Zeit der starken Wasserwirkung doch wieder sehr ein. Längs des Göttingerweges vom Hannoverhaus (2722 m) zur Hagenerhütte (2446 m), dann weiter auf dem Hagenerweg zur Duisburgerhütte (2572 m) bietet sich überall das Bild einer Grobblockverhüllung und Zurückdrängung der Wasserläufe, die erst tiefer, unter der Grobblockzone, in zahlreichen Einrissen die Hänge furchen (Laschgboden, Wasserfallalm, Torleiten). Viele Dutzende

weitere Stellen lassen sich angeben. H. BOBEK (1934) brachte über die Anfänge der Kerbenbildung in der Hochzone schöne Beispiele und J. SÖLCH (1935) lenkte das Augenmerk auf die vielfachen Behinderungen der Erosion durch den Schutt der Höhen.

In den Zillertaler Alpen sind die hohen Kare über den Trogrändern, so vor allem im Zillergrund das Aukar, oberes Bärenbachkar, Hohenaukar und Keeskar, im Hundskehlgrund Roß- und Schafkar, im Sundergrund Rach- und

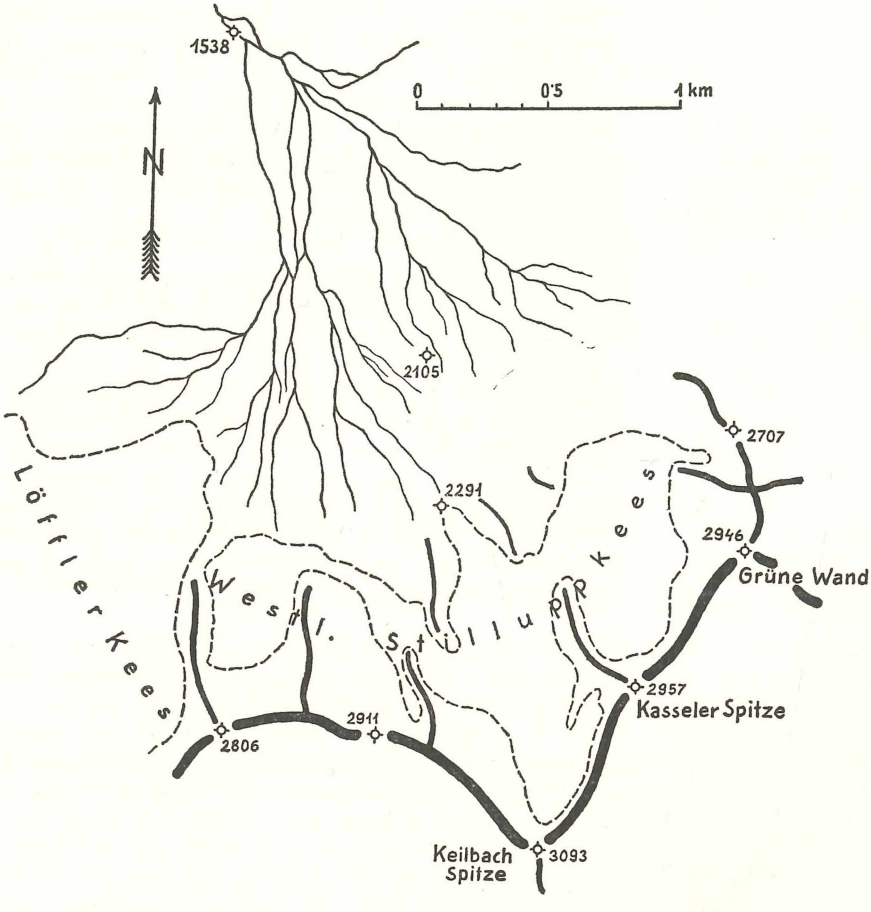

Abbildung 3.

Roß-, Macheregg- und Sonntagskar, im Floitengrund das Grießfeldkar, arm an Wasseradern. Erst weit unten treten die Wässer aus dem Karschutt aus und je tiefer die Trogränder oder nächsten Systemkanten liegen, desto stärker werden sie von den bis dorthin kräftiger gewordenen Wassersträngen zerlegt. Auf der Südflanke der Zillertaler Alpen, nach dem Ahrntal hin, verstärkt sich die Schuttfüllung der Hochzone und geht die Zahl und Kraft der hohen Wasseradern zurück. Erst um 2000 m Höhe spielen sie eine Rolle. Es fehlen da die im Sommer reichliches Naß spendenden Firne ganz, wie sie auch auf den West-

und Südwestflanken der nordseitigen Kämme kleiner sind als in Ostexposition; und schon mindert sich die Zahl der Wasseradern. Als Beispiel eines durch zahlreiche Wasseradern stark zerschlitzten Trogschlusses diene das Eiskar im Stillupgrund unter dem Stillupkees in den Zillertaler Alpen in ausgesprochener Nordexposition, als Zeuge einer mehrmals durch Schutt unterbrochenen Wasserader das Hollenzkar und Hochtal, das südöstlich vom Stillupkees in Südexposition in das Ahrntal führt (Abbildung 3 und 4).

Wenn man im Hochgebirge von einer Schwarz-Weißgrenze und einer Schliffgrenze spricht, Grenzen, die zwar von Tal zu Tal und Gebirgsgruppe zu Gebirgsgruppe in unterschiedlichen Höhen auftreten, aber Grenzen sind, an denen sich die einwirkenden Kräfte ändern, so sollte man vor allem auch die Grobschuttgrenze, oder noch besser die unbewachsene Grobschuttgrenze, besonders beachten, weil von dieser Grenze sogar noch häufiger als von den anderen ein bedeutender Formenwandel ausgeht. Denn hier handelt es sich meist um die so wichtige Grenze zwischen flächenhaft denudativer und linear fluviatiler Arbeit und Formung.

Eine tiefer gelegene Zone vielfältigster Angriffe und beachtlichen Wandels der Vorgänge stellen breite Talterrassen dar. In den Ostalpen heißen solche Gebiete auch „Mittelgebirge“ (Inntal) und „Hochterrassen“ oder führen das Wörtchen „über“ im Wort. Ein Teil der „Mitterberge“, die die großen Längstalfurchen begleiten, gehören ebenfalls hierher und zwar die, die aus den alten Talböden und Hochterrassen herausgearbeitet wurden. Zwei Hauptangriffen sind diese Talleisten ausgesetzt: erstens den Angriffen des Hauptflusses in der Längsrichtung der Haupttäler, der aber meist nicht mehr durchwegs unterschneidet, sondern nur mehr an einzelnen Prallstellen; zweitens den der großen Seitengewässer, die meist noch nachdrücklichst die Terrassen zerlegen. Letzteres geht entweder in engen Kerben oder sich verbreiternden Trichtern, aber auch noch in weiten Breschen vor sich, in denen allerdings nur mehr an bestimmten Punkten aktive Untergrabung erfolgt. Oft zeigen die Einschnitte einen Drall im Sinne der Hauptflußrichtung. Besonders schön sieht man dies an den Flüssen Schön, Leitner, Raab, Luggauer und Obergail der Karnischen Alpen, die zur Gail eilen, den alten Lesachtalboden zerlegen und im letzten Laufstück mehr oder weniger stark nach Osten umbiegen. Ein solches Umbiegen ist ja auf breiten Talauen und noch breiteren Talebenen als Flußverschleppung in vielen Varianten weitest verbreitet, aber diese kommt auch im Gebirge vor und vererbt sich von hohen, alten, einst breiteren Talböden ausgehend, in die jüngeren Kerben. Während aber auf den breiten Talebenen die Verschleppung der Seitenflüsse entweder in einer gewissen Stautendenz durch Aufschütten des Hauptflusses zu suchen ist, waren und sind im Gebirge die Ursachen der Flußumbiegungen und Abwinkelungen anderer Art. An kleinen Wasseradern, die auf Gebirgstalböden herabeilen, gleichgültig ob es sich dabei nur mehr um Reste oder noch voll intakte Talauen handelt, läßt sich die gegenwärtige Entwicklung gut verfolgen. Aus kleinen Einrissen bauen sich oft recht beachtliche Schwemmkegel in die größeren Talböden hinaus. In fast jedem Alpental, ganz besonders schön aber im Wallis, Etsch- und Gailtal sieht man diese Erscheinungen in zahlreichen Größenordnungen. Von einer gewissen Größe und Höhe der Schwemmkegel an, übt der Hauptfluß auf die seitliche Wasserader in den oberen Schwemmkegelpartien keinen Einfluß mehr aus. Nun hängt es von den lokalen Bedingungen auf der Kegelspitze ab, wohin der Wasserlauf dort ausbricht. Bei hohen Kegeln sind sowohl die Richtungen hauptflußabwärts wie

-aufwärts möglich. Da die größeren Wasserläufe meist flache Kegel ablagern, wird es dort dem Hauptfluß leichter, länger auf die Richtung des Nebenflusses einzuwirken. Gleitet nun so eine Seitenwasserader von der Kegelspitze stark in Richtung des Haupttalgefälles ab, wobei Abwinkelungen von über 90° auftreten, so gelangt sie in den Winkel zwischen Talhang und Schwemmkegelachse. Tieft sie sich dort ein und behält sie diese Richtung auch über das Ende des Schwemmkegels bei, so ist eine schräge, ja sogar eine zum Talhang ziemlich parallele Zerschneidung der Leiste die Folge. Solche Schräg- und Parallelzerlegungen trifft man z. B. im Innsbrucker Mittelgebirge (Herzbach-, Zimmer-, Pöltental),

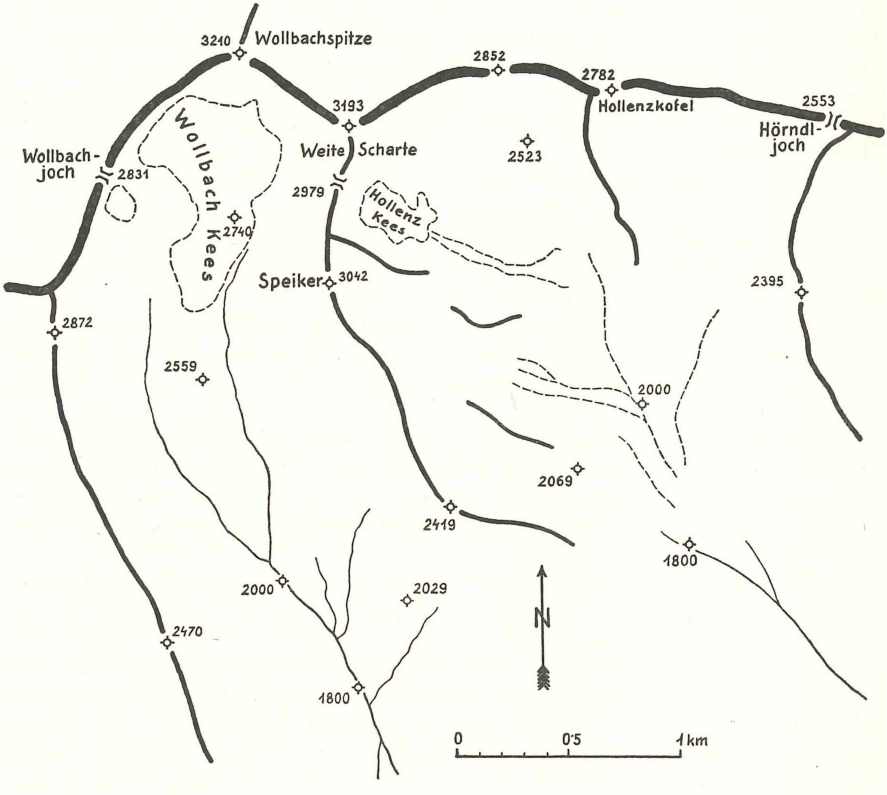

Abbildung 4.

im Lesachtal und im Ennstal auf der Ramsau ob Schladming an. Sehr bald setzen diese Entwicklungen ein, da bereits kleine Wasserläufe mit sehr bescheidenem Einzugsgebiet und mäßigen Überhöhungen genügend Material für eine Schwemmkegelbildung liefern, von der Abwinkelungen ausgehen. Die Länge des Schräg- oder Parallellaufes hängt von dem Grad der Ablenkung und der Breite der Flur ab: je breiter diese und je paralleler der Lauf, desto länger muß die Schräg- oder Parallelstrecke ausfallen. In jüngster geologischer Vergangenheit riefen die Seitenmoränen der einsinkenden eiszeitlichen Taleisströme Verbauungen hervor, die vor allem die kleinen Gewässer von der direkten Richtung nach dem Haupttal hin abdrängten und zum Parallellaufen veranlaßten. H. Bobek

berichtet über solche Erscheinungen aus der Umgebung von Innsbruck. Bei kilometerbreiten Talböden lassen es die Raumbedingungen zu, daß sog. Mitterberge, die parallel zu den Haupttälern ziehen, zur Herausarbeitung kommen konnten. So trennen Gröbming und Salza im Ennstal den Gröbminger Mitterberg ab, und die Ramsau bei Schladming wird durch zwei kleine Seitenflüsse, den Rössingbach im Osten, den Schildlehnbach im Westen, die sich entgegen arbeiten, immer mehr ein Mitterberg. Heute quert nur mehr die Wasserader östlich vom Brandriedel, der Griesbach, in gerader Linie die „Hochterrasse". Die etwas niedrigere Terrasse des Gnadenwaldes im Inntal, zwischen Hall- und Vompertal, wird im Westen vom Bärenbach zerlegt, während im Osten die Wasserader, die bei Terfens mündet, den Teil von Vollandsegg und Eggen weitgehend vom Hintergehänge Walderjoch-Waldkamm abtrennt. Südlich von Liezen im Ennstal steht recht isoliert der Sonnberg Mitterberg (952—1047 m), der nach Zerschneidung eines 1000—1100 m hohen Niveaus durch Palten und Strechen zum Mitterberg aufrückte. S. MORAWETZ (1957) wies auf die Entstehung solcher Mitterberge hin.

Stärkste Änderungen treten auf all den großen Beckenböden und Talsohlen noch auf, wo an zahlreichen Prallhängen sowohl der Hauptfluß als auch die Nebenflüsse im Sinne einer seitlichen Erosion in radikalster Weise angreifen. Hier entstehen entweder durch seitliche Wegnahme oder durch Aufschüttung, über Hart und Weich hinweg, wie H. v. WISSMANN (1951) ausführte, Ebenen, die sich noch in Nebentäler fortzusetzen vermögen. Vom Belastungsverhältnis im jeweiligen Fußpunkt hängt es ab, ob in der Ebene oder auf der Talsohle Mäandrierung oder Flußverwilderung, verbunden mit mehr oder weniger flächenhafter Aufschüttung, oder flächenhafte Abtragung herrscht, oder ob es zu Terrassierung und Kerbung kommt. Durcheilen ein Becken oder einen breiten Talboden mehrere Wasserläufe, so wiederholt sich für jedes dieser Gewässer diese Frage. Dem Unterschneiden, also dem Zurückdrängen des Bergfußes, kann aber terrestrische Transgression, also Aufschotterung, bald folgen. Entblößung und Verhüllung wechseln oft schnell auf kurze Entfernungen. Ein Nebenfluß greift z. B. an, der nächste dagegen vermag schon beachtlich aufzuschütten. Stauung und erzwungene Akkumulation vor Sperren, bestehen sie nun aus Schutt oder Felsschwellen, und neue Angriffskraft nach solchen Abschnitten der Überlastung können hintereinander liegen. Eine mehrmalige Folge ähnlicher Formen, wie ein oftmaliges seitliches Nebeneinander, bestimmt das Bild vieler Talböden, Talaustritte und Vorländer. Besonders eigenartig mutet es an, wenn dabei Akkumulations- und Erosionsgebiete so wechseln, daß auf Teilen eines Bodens aufgeschüttet wird, etwa im Bereich der seitlichen Schwemm- und Schuttkegel und an den größeren Wasseradern, in der Talmitte aber die Erosion den Sieg davon trägt. Die Aufeinanderfolge solch verschiedener Erscheinungen soll auf dem Weg von der Adria über das Alpenvorland der Venezianischen Ebene bis in die Gebirgsgruppen der Julischen und Karnischen Alpen gezeigt werden.

Das Gebiet zerfällt in das Vorland und den Gebirgsraum bis zur Tiefenlinie Pontafel-Tarvis, von denen ersteres von dem Gebirgsaustritt des Tagliamento bei Gemona bis zur Einmündung in die Adria sich über 75 km erstreckt, während die Breite der Julischen Alpen 40—50 km ausmacht und die Berge Höhen von 2500—2800 m besitzen. Das Vorland gliedert sich wieder in das 12 km lange Schotterfeld des Zungenbeckens vom Campo di Osoppo, den 8—11 km breiten Moränenhügelgürtel des Tagliamentogletschers bis 10 km vor

Udine, das stärker geneigte Schotterfeld von 18—25 km Breite bis zur Fontanellenlinie Codroipo—Palmanova in 20—30 m Höhe und den Feuchtgürtel von 15—25 km Ausdehnung, den Stella, Torsa, Taglio, Zellina und Corno durchfließen und schließlich das Lagunengebiet von 10—20 km Tiefe, das die Flüsse Piave, Livenza, Tagliamento und Isonzo mit ihren Deltabauten durchqueren. A. COMEL (1950, 1959) bringt zahlreiche Angaben darüber. Auf dieser ganzen Strecke zeigen die Flüsse nur in Teilen des Feuchtstreifens südlich der Quellenlinie Mäander, so der Piave von Noventa, der Tagliamento von Fraforeano, die Stella von Flambruzzo, der Corno von Chiarisacco, der Isonzo überhaupt nicht und die Livenza dagegen schon von Sacile, 50 km vor dem Meere. Allerdings befindet man sich dort erst knapp über 20 m hoch, während nördlich der Lagune von Marano, westlich von Grado, schon nach 20 km Abstand die Zwanzigmeterisohypse erreicht wird. Bei einem Gefälle um 1‰ und weniger treten da Mäanderbildungen auf. Landein nimmt nun das Gefälle beachtlich zu und man sieht das Ansteigen fast. Die sich kräftig aus dem Lagunen- und Feuchtniveau heraus bauenden Schotterkörper — die Grenze ist die Fontanellenlinie — weist nun ein ganz anderes Flußverhalten auf. Statt Mäandrierung oder deutlich gewundenen Flußläufen sieht man überall nur Flußverwilderungen und breite Torrentenbetten, die streckenweise fast ohne Wasser sein können, obwohl in den trockensten Monaten das Vorland noch 40—50 mm Niederschlag erhält und im gebirgigen Teil des Tagliamentogebietes, das 1900 km² ausmacht, noch bedeutend mehr fällt. Das Gefälle des Tagliamento beträgt zwischen 30—90 m Höhe 3—3,5‰, dann zwischen 90-130 m Höhe 4‰, sinkt nördlich von Pinzano - St. Petro im Zungenbecken von Osoppo etwas ab, erreicht aber bis zum Gebirgseintritt um 5‰, steigt dann im verschütteten Delta- und Seengebiet von Statione delle Carnia bis Tolmezzo und im Abschnitt Fellamündung—Chiusaforte auf 6—9‰ an. Der dem Tagliamento links benachbarte nächste große Torrentenzug, dessen Quellstränge ebenfalls im Gebirge liegen, zieht 24—31 km weiter östlich in NNW—SSO Richtung nach dem Isonzo. Es ist der Torrente mit den Zubringern Cornappo, Malina, Natisone und Judrio mit rund 650 km² gebirgigem Einzugsgebiet. Die Gefällsverhältnisse betragen von Tapogliona, 4 km vor dem Isonzo und 16 km vor der Adria, auf 20 km 2—3‰, dann von 65 m Höhe bis 101 m Höhe 5‰ und weiters bis nahe dem Gebirgsfuß bei der Vereinigung von Torre und Cornappo (179 m) 6‰. Im Vergleich mit dem Tagliamento hat man es mit sehr ähnlichen Gefällsverhältnissen zu tun, doch führt der Torre nur zeitweise einen geschlossenen oberirdischen Wasserlauf. Östlich Udine liegt sein Bett auf mehrere Kilometer oft trocken, vor der Natisonemündung stellt sich wieder Wasser ein, das sich aber nach der Natisoneeinmündung bei Viscone und Nogaredo neuerlich verliert.

Zehn Kilometer westlich vom Tagliamento zieht mit ihm parallel das Medunabett, auf das die Cellina zukommt. Beide wurzeln ebenfalls im Gebirge und ihre Betten führen nur für kurze Zeit und auf kurze Strecken etwas Wasser. Wasserbezug für Bewässerungszwecke stört allerdings die ursprünglichen Verhältnisse. Die Neigungen der riesigen Schwemmkegel sind jedoch größer als bei den vorhin genannten Torrenten. Bei der Cellina betragen sie zwischen 60—155 m Höhe über 7 km 12‰, von dort bis 262 m Höhe (10 km) 11‰, bei der Meduna belaufen sich die Werte auf 9—14‰, zwischen 80—300 m Höhe und 19 km Lauflänge. Hier sieht man auf den 1—1,5 km breiten Schottergriesen das Ansteigen deutlich mit freiem Auge. Eine schmälere, dafür noch etwas steilere Schotterfläche als die der Schwemmkegel von Meduna und Cellina hat

man östlich vom Tagliamento vor dem Würmendmoränenwall vor sich; er zieht von Ragagna über Daniele, Pagagna, Pontanabona, Tricesimo und Senagnacco nach Tarcento.* Von dieser Sonderzone sagt Ed. BRÜCKNER (1909): „Mir ist kein Moränengebiet bekannt, wo in so großartigem Maße mit freiem Auge das Abfließen des Schotters von den Endmoränen zu beobachten wäre". Hier mißt man auf einem 2—3 km breiten Streifen schwemmkegelhafte Neigungen von 15—20‰.

Ein noch bedeutend größeres Gefälle besitzen die Schwemmkegel, die von Wasseradern mit nur wenigen Quadratkilometern Einzugsgebiet gespeist werden und sich bei Gemona und südlich Venzone nach dem Tagliamento hin vorbauen. Der Kegel von Gemona überwindet auf 2400 m 330 Höhenmeter (rund 140‰), der des Rugio Bianco bei Venzone hat eine Neigung von knapp 90‰, ist aber an seiner Spitze (325—275 m) mit 62‰ bedeutend flacher als weiter unten, wo die Neigung (200—225 m) auf 107‰ ansteigt. Diese Schwemmkegel sind recht jung, sie gehören der terrassenlosen Zone des Südalpenrandes, wo Aufschüttung herrscht, an. Trotzdem tut man gut, auch bei diesen sich so einheitlich darbietenden Formen Altersunterschiede zu machen. So dürfte es in den großen Schwemmkegeln ältere Kerne geben. Einmal sind die Kegelspitzen älter und bereits etwas zerschnitten, aber die unteren Ränder werden noch überschüttet, wo anders erhöhen sich die Kegelspitzen und tieft sich die Wasserader in den unteren Teilen ein. Eine Verteilung des Wassers über die sich nach unten ausweitende Kegelfläche und das Einsickern in die Schotter ließ die Transportkraft erlahmen, das mitgeschleppte Material liegen und einen steilen Böschungswinkel aufkommen. Alle scharfen Einrisse fehlen auf diesen Schwemmkegeln, aber auch auf den flacheren der Torrenten, und vor allem fehlt eine gleichmäßig talauf sich verstärkende Eintiefungstendenz. Bei den wenig bewachsenen Kegeln des Gebirgsrandes hat man deutlich den Eindruck, sie erhöhen sich und nehmen an Ausdehnung zu. Selbst die großen, flachen Torrentenkegel befinden sich eher in einem Stadium des Wachsens als dem der Zerlegung. Hat man es doch, von den unregelmäßigen Mäandern in der Lagunen- und Feuchtzone abgesehen, meist mit überstreuenden Flußverwilderungen zu tun, nahe dem Gebirge sogar mit fächerförmiger Anordnung, und da bedeutet die Verwilderung nicht etwa flächenhafte Abtragung, sondern Aufschüttung in breiter Front. Gleichgültig ob man sich in der weiteren Sandervorzone, in der engsten Sanderregion, in dem Zungenbecken oder dem Seen- und Deltagebiet befindet, fast überall herrscht jetzt Akkumulation, ohne daß der Fluß bis jetzt ein ganz gleichmäßiges Profil herzustellen vermochte. Die Ansicht von A. GRUND (1907), die er schon 1907 äußerte, man habe es in dem venezianischen Vorland mit einer besonders starken Verschüttung zu tun, besteht sicher zu recht, wenn auch nicht alles Material, das im Bohrprofil von Grado, 211 m tief, erschlossen wurde, als postglazial anzusprechen ist, da Senkung im Vorland und Hebung im Gebirge eine komplizierte In- und Aneinanderlagerung der Akkumulationen bedingen.

Schreitet man im Fellatal höher, schwindet bei Chiusaforte der Talboden und der Schottergries und es folgt ein recht enges Kerbtal; das Gleiche gilt für die Seitentäler Resia, Racolana und Dogna. Erreicht man jedoch die Furche Pontafel—Tarvis, bildet sich vornehmlich aus dem Zusammenwachsen der seitlichen Schwemmkegel wieder ein Talboden, und dieser Talboden setzt sich in den seitlichen Sacktälern bis in das Herz der Wischberggruppe zu den hohen Wänden

* Nach Abschluß des Manuskriptes führte Kl. HORMANN an den Torrenten in Friaul (Münchner Geogr. H. 26, 1964) ganz genaue Längsprofiluntersuchungen durch.

hin fort. Aber nicht nur dort, sondern auch östlich der Talwasserscheide von Saifnitz, wo zur Gail und Drau entwässert wird, trifft man die gleichen Erscheinungen, und noch weiter im Osten, jenseits der Talwasserscheide von Weißenfels—Ratschach, wo man das Savegebiet erreicht hat, ebenfalls. Überall führen da breite, mit Schottergriesen bedeckte Talsohlen bis an die Wände und Steilhänge der Talschlüsse heran. Im Bereich der Talwasserscheiden steht man in Höhen von 750—850 m, auf den Anfängen der Griese unter den Wänden ist man meist 1000—1100 m hoch. Zu den größten Sacktälern mit mächtigem Talbodengries gehört die Seisera, umgeben von Mittagskofel (2089 m), Montasch (2752 m), Wischberg (2666 m), Nabios (2307 m) und Steinernem Jäger (2071 m) mit Höhenunterschieden von 1300—1900 m und durchschnittlichen Neigungen von 30—45°. Aber auch im Weißenfelser Seebachtal (Umrahmung Mittagskogel 2062 m, Mangart 2678 m, Ponca 2272 m) und im Planicatal (Umrahmung Ponca, Jalovec 2643 m, Mojstroka 2332 m) hat man im Vergleich zur Seisera recht analoge Verhältnisse vor sich. Der Seiseragries (Breite 700—900 m) gehört zu jener Art von Talschutt, deren Ansteigen man mit freiem Auge sieht. Im ersten Stück nach Wolfsbach (1,6 km) geht es mit 20—22‰ von 830 bis 868 m hinan, dann über 2,3 km mit 50‰ (bis 979 m), später nimmt die Neigung wieder etwas ab (40‰). Es handelt sich um einen Gries mit ungleich großem Material, mit seitlichen und zentralen Wassereinrissen, von denen die letzteren aber nicht durchlaufen. Der Hauptgries wird von steileren Seitenschwemm- und Schuttkegeln gespeist, die sowohl nach oben wachsen, wie sie sich nach unten vorschieben. Die Merkmale der Schuttvermehrung überwiegen die des Abtransportes an den kräftiger entwickelten Einrissen. An den Baum- und Waldpartien, die den Seiseraboden überziehen, sieht man an vielen Stellen das Heranführen frischen Schuttes und Schotters und die damit verbundenen Stammum- und -einbettungen.

Auf dem Gries des Kaltwassertales östlich vom Steinernen Jäger beträgt die Neigung von 941—1016 m Höhe 30—40‰. Im Raibler Seebachtal sinkt sie vor dem Raiblersee (960 m) für 3 km auf 6—7‰; im Weißenfelsertal beträgt sie zwischen dem Oberen See (936 m) und der Seealpe (999 m), wo besonders von der Lahnscharte (2072 m) gewaltige Schutthalden herabziehen, 30—35‰, im Planicatal haben die flachsten Talbodenabschnitte um 1050 m Höhe 15—20‰ Gefälle, während darunter und darüber Neigungen von einigen Grad folgen. Charakteristisch für alle diese Talböden bleibt der große Schuttandrang von der Seite und aus dem Talhintergrund, die im Schutt sich verlierenden seitlichen Wasserfäden und die erst spät auftretenden und auch dann noch Unterbrechungen zeigenden Hauptwasseradern. Abtragung auf der steilen Umrahmung, Schuttsammlung und Ablagerung auf den verhältnismäßig flachsohligen Sacktalböden kennzeichnet das gegenwärtige Bild.

Aber nicht alle Täler der Julischen Alpen, sondern nur die, die nach Norden führen, zeigen dieses Verhalten. Aus dem Rahmen der Griese fallen die O—W Täler, das Resia-, Racolana- und Dognatal, die in die Fella einmünden. Das Dognatal ist ein besonders enges Kerbtal, das sich streckenweise zur Schlucht verengt. Fragt man nach dem Baumaterial im Bereich der engeren Talfurche, so stößt man da auf die wenig widerstandsfähigen Raiblerschichten der karnischen Stufe der Trias, die W—O ziehen, sich über den Sattel zwischen Mittagskofel und Montasch in der Seisera und von dort über den Prasniksattel (1486 m) und Raiblerscharte (1333 m) nach Raibel fortsetzen. Darüber lagern ziemlich flach die gut gebankten Dachsteinkalke. Käme es nur auf das Baumaterial an,

müßte man im Dognatal eher einen breiten als schmalen Talboden erwarten. Daß das Gestein hier für die Grundformung des Tales nur eine sekundäre Rolle spielt, beweist das südlich folgende Racolanatal, das ganz im Dachsteinkalk ausgearbeitet wurde und im Prinzip die gleiche, aber eher etwas mildere Formung als das Dognatal aufweist.

Hier erlangen die relativen Höhenunterschiede für die Talformung ausschlaggebende Bedeutung. Sie bewirken, daß eine um 300—400 m größere Reliefenergie in den nach Westen gehenden Tälern, zusammen mit dem kurzen Abstand nach dem Tor des Tagliamentoaustrittes das Abkommen der Griestalböden einleitete. Steigt man nämlich auf den Montasch hinauf und blickt in die Runde, so erreicht man mit 5 km Radius in der Seisera 900 m Höhe, im Dogna- und Racolanatal aber schon 600 m. Die Seitenkämme, die das Dognatal flankieren, halten 5,5—6 km Abstand und überragen die Talkerbe um 1500—2000 m. Es handelt sich dort in der Tiefe um eine außerordentliche Zerschluchtung der Flanken, die wesentlich stärker ist als in den Griessacktälern. So kommen von Norden die Mas-, Bieliga-Rubadi-, Rianco- und Canalettoeinrisse und Rinnensysteme mit 32 km Lauflänge, von Süden die von Sfonarai, Rondolon, Salin, Montasio und weitere sieben Einschnitte mit zusammen 35 km Länge herab. Es gibt zahlreiche Verzweigungen, so hat das Maßsystem elf, das Bieliga-Rubadi acht Seitengräben und das Montasiosystem sieben Quellstränge. All diese Einrisse verteilen sich auf nur 41 km². Das Landschaftsbild gliche sich aber weitgehendst dem Seisera Sacktalgries an, wenn man z. B. die Dognatalkerbe etwa 300 m hoch mit Schutt- und Schottermaterial ausfüllen würde (Abbildung 5). Ein Querprofil 300 m über dem heutigen Flußlauf hätte rund 1000 m Breite und die Hangneigungen liegen bei 30°. In der Höhe von 1000 m schließen sich im Talschluß heute noch die Schutthalden zusammen, in gleicher Höhe und bis 800 m herabgehend beginnen die Verzweigungen der Seitengräben und Rinnensysteme und über dem jüngsten Einschnitt lagern Ecke, Leisten und schmalste Terrassen. Würde man vom Talhintergrund bis zum Meridian von Chiout (8 km) 1,2 Milliarden Kubikmeter Schutt in die Talkerbe entsprechend einlagern, hätte man eine einen Kilometer breite Griestalsohle vor sich. Um die genannte Schuttmenge zu erhalten, genügten bei 40 km² Hangareal eine Abtragung von 30 m im Durchschnitt, ein Betrag, der das Hangbild kaum verändert; bei Ablagerung in der Taltiefe jedoch einen beachtlichen Boden schafft. Um eine solche Materialmenge zu liefern, sind bei schneller Verwitterung und Abtragung keine langen Zeiträume (bei 1 mm Abtragung im Jahr 30.000 Jahre) nötig. Die Nähe der tiefen Erosionsbasis des Fellatales (300—460 m) gegenüber der höheren von 750—850 m, in der Furche Pontafel—Tarvis—Weissenfels—Savetal führte in den ersteren, nach Westen orientierten Tälern der Julischen Alpen zu intensiven Ausräumungen und Einschneidungen, somit zur Umschaltung von der Talbodenbildung mit Aufschotterung zur Kerbtalentwicklung und intensivster Hangzerfurchung bis weit gegen die Kämme hinauf.

In der Karnischen Gruppe, die nördlich vom Kanaltal und westlich vom Fellatal beginnt und deren Hauptkamm fast ohne Vorberge über dem Gailtal aufragt, während nach Süden zu eine rostförmige Gliederung mit teils dem Hauptkamm parallelen W—O und teils N—S gerichteten Bergzügen liegt, ist die fast gleiche Höhe der Talsohlen nördlich und südlich vom Hauptkamm bemerkenswert. Trägt man den Abstand von 5—7 km, der vom Gailtalboden zum Hauptkamm vorherrscht, nach Süden auf, so befindet man sich in den Tagliamentotälern in fast gleicher Höhe: bei Watschig im Gailtal steht man

in 590 m Höhe, südlich vom Naßfeld bei Pontafel in 560 m, vor Mauthen in 660 m, vor Paluzza im Süden in 640 m; bei Liesing schäumt die Gail in 950 m und in gleicher Höhe fließt der Rio Fleons nördlich Forni (Öfen); vor Obertilliach bewegt man sich zwischen 1200—1300 m und bei Malga Pramarino im Val Visdende um 1275 m. Schreitet man jedoch weiter nach Süden, gelangt man im Vergleich zum Gailtal schnell in tiefere Regionen. Von Paluzza in das venezianische Vorland bis unter die 200 m Isohypse sind es nicht einmal 40 km und die Talsohle sinkt von 700 m bis unter 200 m, also um 500 m ab, während im Gailtal über eine Strecke von 40 km (Mauthen bis östl. Hermagor) der

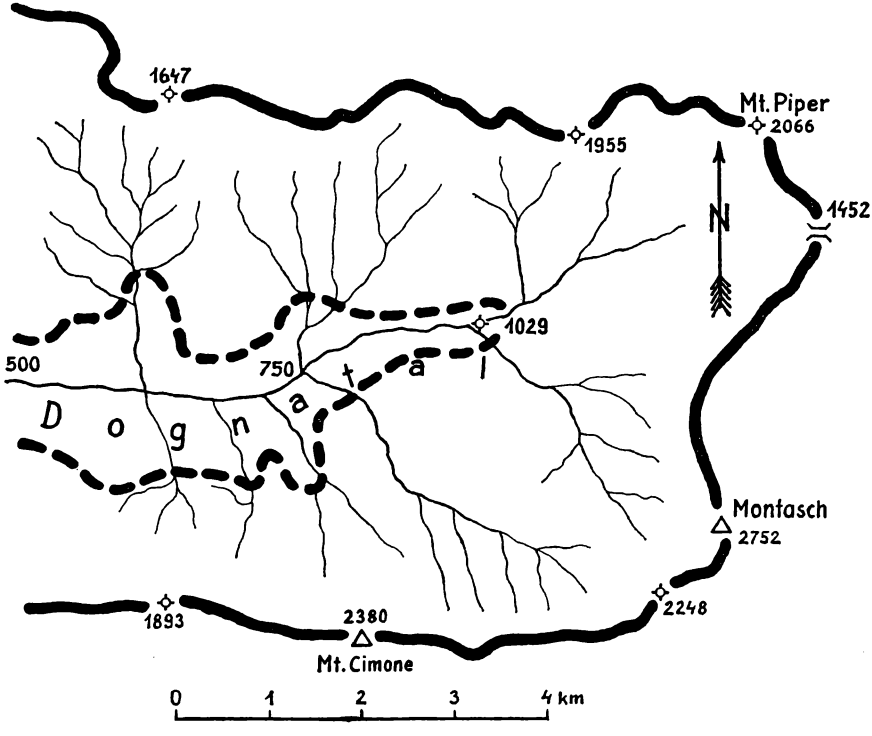

Abbildung 5.

Höhenverlust nur 140 m ausmacht. Erreicht man vom Südfuß der Karnischen Hauptkette nach 100 km bei 700—800 m Höhenunterschied das Meer, verliert man längs der Gail—Draulinie von Mauthen bis zum Gebirgsaustritt bei Faal (200 km) nur 400 m. Nun kämpft die Gail sich mühsam zwischen den von beiden Seiten andrängenden Schwemm- und Schuttkegeln hindurch. Sie wird streckenweise gestaut, schottert auf und Bagger müssen eingreifen, um die Vermurungen und Versumpfungen zu beheben. In den Tagliamentonebentälern, so im Canal Gorto und Canal S. Pietro, steht sowohl für die Ausräumung als den Andrang des Schuttes in den N—S Strecken das beachtliche Gefälle von rund 300 m auf 10 km Tallänge zur Verfügung. Kein Wunder, wenn dann im W—O Tal die von Norden kommenden Gewässer Degano und But den Taglia-

mento nach Süden drängen und gleichsam die W—O Achse mit ihren Schwemmkegeln verbauen.

Diese Verbauung von den Seitentälern her spielt überhaupt eine beachtliche Rolle und erreichte im Eiszeitalter ganz große Ausmaße, weil sich damals bei dem Kommen der Vereisung die Gletscher aus den N—S gerichteten Tälern so lange über die W—O Furche legten, bis es zur Bildung eines einheitlichen, geschlossenen Eisstromnetzes kam. Die Schwemmkegelbauten und die Eisloben veranlaßten die Gewässer davor zum Absatz ihrer Schottermassen und Sinkstoffe. Da der Eisstrom aus dem Fellatal wegen des günstigen Einzugsgebietes in der Montaschgruppe früher als die Gletscher aus den Tälern der Karnischen Alpen im Raum der Fella—Tagliamentomündung nördlich von Venzone eingetroffen sein wird, wurde die Absperrung für die N—S Täler besonders wirksam. Es entstand ein See- und Deltagebiet. Die Zeit des Kommens der Gletscher war für sein Zustandekommen recht geeignet. Währten die Zeitspannen der Abdämmung auch nicht zu lange — sobald ein einheitliches Eisstromnetz gebildet war, schwanden die Voraussetzungen — so konnten doch die verhältnismäßig sehr beachtlichen, mit Schweb- und Grobmaterial überlasteten Wassermassen, vor allem in den Sommermonaten, beträchtliche Akkumulation hervorrufen. Stellt man sich eine schon so weit fortgeschrittene Phase des Gletscherkommens vor, daß von den knapp 2000 km² des Tagliamentoeinzugsgebietes rund 1000 km² vergletschert waren und die Talgletscher knapp vor dem W—O Tal hielten, so ergossen sich in das See- und Deltagebiet die damals sehr beachtlichen Schmelzwasserabflüsse mit ihren Sinkstoffen und Schottermassen. Aus den Untersuchungen V. PASCHINGERS (1948) weiß man, daß auf der Pasterze während eines Sommertages um 5 cm Eis abschmelzen. Für 1000 km² ergibt eine Ablation von 5 cm Eis rund 50 Mill. m³ Wasser oder 580 m³/sec. Als Vergleich dazu diene die heutige Wassermenge der Drau bei Villach, die bei einem rund fünfmal so großen Einzugsgebiet (5271 km²) um 200 m³/sec im Jahresdurchschnitt beträgt und dabei Schwebstoffe in der Menge von 230—260 g/m³ transportiert, was um 1,5 Mill. t im Jahr ausmacht. In Zeiten maximaler Schwebstofführung mißt man aber in Villach 3000—4000 g/m³, was ungefähr 1—2‰ der Wassermenge entspricht. Bei der Annahme, daß Schweb und Schotter zusammen 1‰ der Wassermenge erreichen, würden im Tag im Tagliamentotal bei Statione Carnia um 50.000 m³ Material zur Ablagerung beigesteuert. Die eiszeitlichen Schmelzwasser vermochten im Sommer wohl ohne weiteres 2—3 Mill. m³ Material zu liefern. Wird so eine Menge in einem Stausee von 50 km² (Talbodengebiet Statione Carnia-Villa Santina) durch nur 200 Jahre akkumuliert, erhöht sich die Sohle bereits um 10 m. Bei dem Rückgang der Gletscher dürfte sowohl die Wassermenge als auch der Schotter- und Schwebeanteil eher noch zugenommen haben. Selbst recht kurze Zeiten der Vor- und Nachflut vermögen da viel zu leisten, Fragen mit denen sich I. SCHAEFER (1950) im nördlichen Alpenvorland auseinandersetzte.

Wie schnell das Eis kam oder ging, läßt sich für dieses Gebiet nicht angeben. Aber selbst dann, wenn gleichsam über Nacht sich eine Temperaturerniedrigung um 10° eingestellt hätte, die ein Herabgehen der Schneegrenze auf 1300—1400 m Höhe nach sich ziehen muß, hätte es noch mehrere tausend Jahre gedauert, bis die Firnfelder in dem kaum 500 km² großen Gebiet über 1400 m Höhe die Firn- und Eismenge für einen 2000 km² großen und mehrere hundert Meter mächtigen eiszeitlichen Tagliamentogletscher beizusteuern in der Lage gewesen wären. (Ein 500 km² großes Einzugsgebiet bei 1m Eisüberschuß im Jahr ergibt in

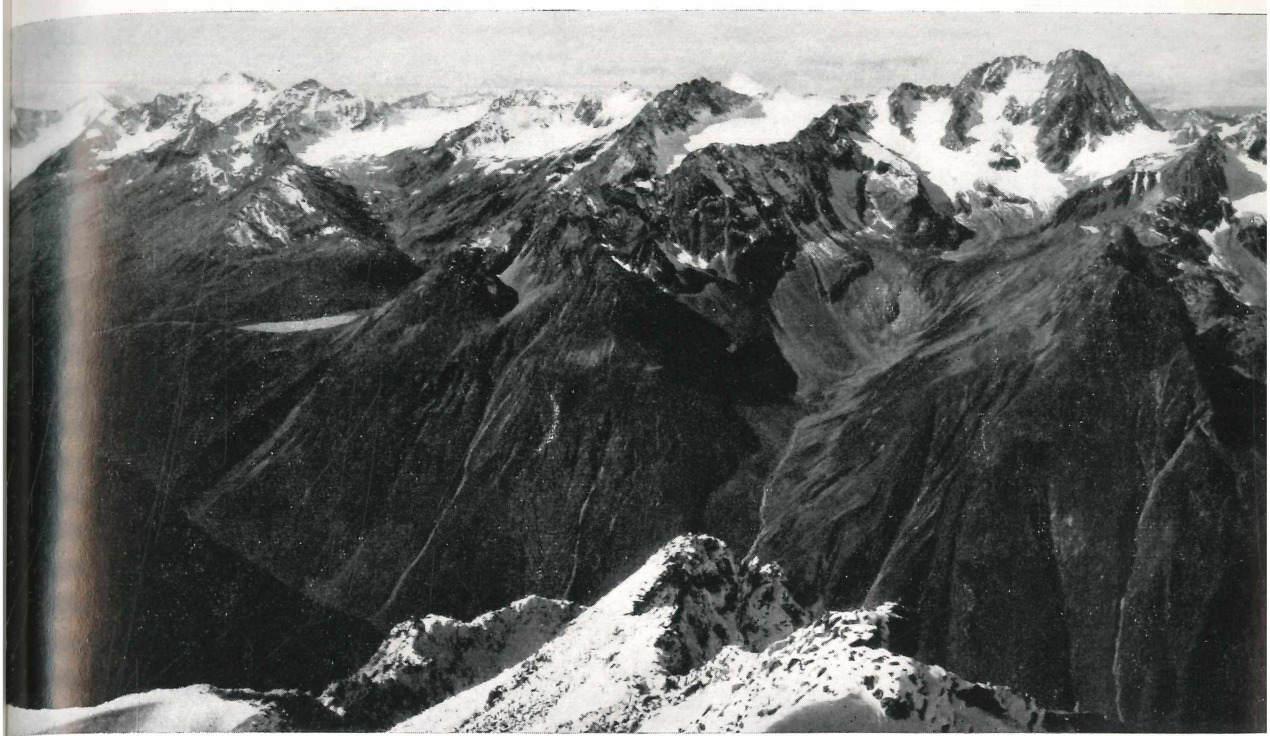

Bild 1: Südlicher Teil des Kaunergrates vom Geigenkamm aus aufgenommen (Oetztaler Alpen).

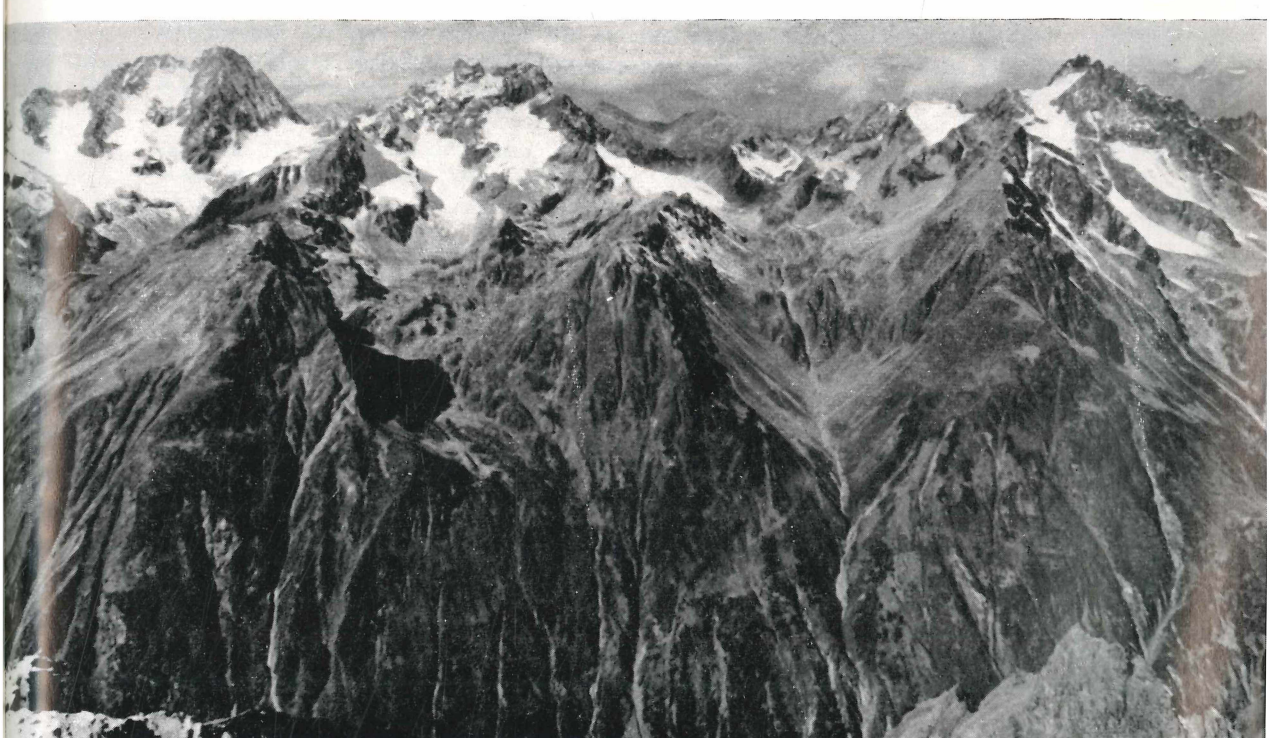

Bild 2: Nördlicher Teil des Kaunergrates vom Geigenkamm aus aufgenommen (Oetztaler Alpen).

2000 Jahren eine Menge von 1000 Milliarden m^3. Damit läßt sich ein Gletscher von 3000 km^2 und 330 m Dicke bilden.) Erst zur Hocheiszeit waren die Täler so stark mit Eis angefüllt, daß ihr ursprüngliches Einzugsgebiet, von dem aus die Vereisung begann, als Nährraum weit überboten wurde.

Die so wichtige Frage: wann kam es zur Aufschotterung, wann zur Ausräumung oder Einkerbung, ist deshalb so schwer zu beantworten, da örtlich selbst in einem Tal die Bedingungen stark wechseln. Recht große Wassermengen standen beim Kommen der Vereisung wenigstens in den Sommermonaten zur Verfügung, sicher noch größere beim Zurückgehen. Verteilen sich diese Wassermengen auf den Talsohlen auf mehrere Gerinne, darf man eine ziemlich flächenhafte Aufschüttung erwarten. Bei Zusammenhalt in einer Furche kann es dagegen schon zum Einschneiden kommen. Unter den rezenten Verhältnissen lassen im Tagliamentogebiet zwischen Villa Santina und Statione Carnia große Hochwässer meist beachtliche Schotter- und Sandbänke zurück. Im Torrentenbett angesiedelte Vegetation wird vom Schotter zugedeckt; aber hinter großen Steinen und Felsblöcken kommt es dagegen zu Ausstrudelungen und Furchungen im Schotter, die jedoch im Laufe der Jahre wieder schwinden. Von einer gewissen Höhe der Aufschüttungen an, vor allem, wenn sie aus Aufstauungen hervorgingen, tritt dann wieder Einschneiden ein. Man sieht, daß dort, wo die Wassermassen in einer Ader zusammengefaßt sind, sich Gleitmäander ausbilden, die sich schnell talab verlegen, wie dies C. Troll (1954) betonte, während dort, wo die Wasser sich in mehrere Arme gabeln, die Aufschüttung weiter vor sich geht. Abtragung oder Aufschüttung ist hier eine Funktion der Wasserführung und damit fast mehr des Wetters als des Klimas. Gleitmäander, von mehreren Wassersträngen überronnene Schwemmkegel und flache Talbodenstrecken bilden meist ein zusammengehöriges System von Flußabschnitten, deren Grenzen wohl nach bestimmten aber noch kaum bekannten Regeln talabwärts wandern. Erscheinungen, die man im Kleinsten auf Straßen nach Wolkenbrüchen beobachtet, wo kleine Muren Bodenerhöhungen verursachen, zwischen denen sich dann kleine Schluchten einfressen, um ein Ausgleichsprofil zu schaffen. Aufschüttung und Einschneidung dürften wahrscheinlich in den aktiven Zeiten der großen Wasserführung vor sich gegangen sein. Starke Verbauungen förderten im höchsten Maße die Akkumulationen und je höher diese anwuchsen, desto eher mußte wieder Erosion und Ausräumung zum Zuge kommen.

Drei Stadien trifft man heute in den Tälern der Julischen und Karnischen Alpen an: 1. In Sacktälern Aufschotterung, 2. Kerbtalstrecken in einem mittleren Abschnitt und 3. Aufschotterung in den breiten tieferen Talteilen, besonders dort, wo statt der N—S Richtung W—O oder O—W Richtung auftritt. Im Murdurchbruchstal zwischen Bruck und Graz, schon 65—110 km entfernt von dem eizeitlichen Gletscherende bei Judenburg, verhält sich der Fluß, was Aufschüttung und Erosion anbetrifft, absolut nicht einheitlich, dazu kommen seitliche Schwemmkegel von denen einige Erosion und andere Akkumulation längs ihrer Wasseradern zeigen.

Schließlich sei noch auf jene aus Fels gebauten, leicht konvex gekrümmten Sockelpartien unter den Kämmen und Wänden aufmerksam gemacht, denen oft eine ähnliche Stellung, wie den dem Gebirgsrand vorgelagerten Schwemmkegellandschaften zukommt und die beide sowas wie Vorlandfunktion haben. Einmal sind diese Sockelpartien recht glatt, dann wieder ist Zerschneidung, Zerschluchtung, ja Zerschlitzung ein Charakteristikum für sie.

Auf die konvex gekrümmte Vorzone vor Wänden und Steilhängen wies O. LEHMANN (1933) hin, er läßt sie aus der Wandrückverlegung entstehen. Die Wand wird dadurch immer niedriger und das Sockelgelände nimmt dafür an Areal und Höhe zu, endlich stehen bloß wenige Restformen. Gut stimmt damit überein, daß bei den Sandkastenversuchen von A. WURM (1935) bei längerer Berieselung auch nur steile Restformen übrig bleiben. Warum ist der Sockel einmal fast nicht, an anderen Stellen wieder sehr stark zerschnitten? Mit der Frage nach dem Gestein und dem Klima findet man nicht immer das Auslangen, auch die Längen- und Breitenausdehnung und die Höhe, also die Raumverhältnisse, besitzen Bedeutung. Dort, wo die Sockel- und Kammpartien aus verschiedenem Material bestehen, etwa Dolomit oder Schiefergestein unten und darüber horizontal gelagerte Kalke, entwickelte sich meist eine recht scharfe Formengrenze; aber mit den Begriffen Denudationsrand und Gesteinsgrenze wird man der Formenerklärung doch nur teilweise gerecht. Die Frage der Sockelerhaltung oder Zerlegung spitzt sich dahin zu, was für Angriffskräfte zur Verfügung stehen. Mit der Höhe rückt der Sockel immer mehr in den Bereich der Frostverwitterung, der langdauernden Schneebedeckung und zeitweisen Ausschaltung des fluviatilen Elementes. Aber auch der Schutt und das feinere Material nimmt da zu. Ein beweglicher Schuttmantel von nur mäßiger Mächtigkeit macht die linear fluviatile Arbeit schwacher Wasserstränge, die ja bei kleinem Einzugsgebiet die Regel ist, fast unmöglich. Der Schutt schützt vor den Angriffen. Nun sammelt sich zwar Wasser auf Steilhängen und in den Wandrinnen und kommt dort daher in bereits leistungsfähiger Menge herab, aber man darf nicht vergessen, daß diese Rinnen auch viel abstürzendes Steinschlagmaterial auffangen, und deshalb aus diesen Einrissen recht viel Schutt hervordrängt, der der Wasserwirkung den Rang streitig macht. Gibt es viel Schutt auch längs des Sockelfußes, so wird bei Vorhandensein von kleinen Seitenwasseradern ihr regelmäßiges lineares Zurückschneiden sehr erschwert, da im Schutt immer wieder Verlagerungen der Wassereinrisse vor sich gehen. Es gibt da also Schutz von unten und oben, und eine Anzahl von wenig gegliederten Sockeln verdanken wohl diesen Umständen ihre Unversehrtheit.

Ein anderes, auf den ersten Blick das gerade Gegenteil bietende Bild, nämlich ein Höchstmaß an Zerschneidung, trifft man auch recht häufig an. Der Dolomitsockel des Gesäuses in der Obersteiermark, zu beiden Seiten der Enns und besonders östlich und westlich des Johnsbachtaldurchbruches, ist dafür ein gutes Beispiel. In kleinerem Ausmaß sieht man solche Erscheinungen an zahlreichen Bergen. Der dolomitische Unterbau des Gesäuses erfuhr eine ganz dichte Zerschneidung, so daß die leicht konvexe Form dieses Sockels sich erst aus dem allmählichen Zurückbiegen der dort herausgearbeiteten Kleinschneiden und Rippen gegen die Wandpartien und Hauptkämme ergibt. Viele Dutzende, ja hunderte von Rinnen, Rissen und schluchtartigen Einkerbungen narben den Sockel. Zwischen den Einschnitten ziehen steile Rippen, Klein- und Kleinstgrate hinan, die weit stärker auffallen als die tiefsten engen Kerben. Zu den allerunwegsamsten Gebirgsteilen gehören diese Sockelpartien. Sicherlich neigt der Dachsteindolomit zur Runsen- und Rinnenbildung und ein hochgelegenes Band von undurchlässigen Raiblerschichten, das als lokaler Quellhorizont dient, stellt auch bescheidene Wassermengen zur Rinnenspeisung und Spülung bei; trotzdem rief aber dieses Höchstmaß an Zerschneidung doch nur eine auffällige sekundäre Kerbung der Sockelzone hervor. Beseitigt man im Gedanken die

Kleingrate und füllt mit diesem Material die Rinnen und Schluchten, so erhält man sehr bald wieder die Gestalt eines einförmigen Unterbaues. Ferner gewinnt man den Eindruck — zahlreiche Rinnen und Rippen folgen in Abständen von wenigen Zehnmeter aufeinander — die Zerschneidung könne gar kein größeres Ausmaß mehr erreichen. Ein Kerben- und Schneidenstadium höchster Dichte liegt hier vor. Doch überall dort, wo große Schuttgriese von sekundären Scharten und Sätteln herab ziehen, geht der Blick sogleich über ein einförmigeres Gelände hin. Fehlende Schuttanreicherung oben oder frühe Beseitigung des Schuttes oben, wie Wegnahme des Schuttes unten durch die begrenzenden Wasserläufe, waren und sind der Zerlegung sicher förderlich. Aber auch sie ging nicht einheitlich und nicht in einer Phase vor sich, was die verschiedenen Rinnensysteme belegen. Einmal verzweigen sich viele Rinnensysteme in unterschiedlicher Höhe und ihre halbkreisförmige Verästelung von einem Knoten aus, müssen wohl als Äquivalente zu den Quelltälchenausstrahlungen in Talschlüssen gewertet werden. Andere Einrisse wieder, und zwar die hoch oben im Sockel, entwickelten sich von den Kammscharten, Wandrinnen und Turmverschneidungen nach der Sockeltiefe hin. Nicht vom Sockel zu den Scharten, sondern umgekehrt, von oben nach unten ging hier der Einfluß und endet im Sockel ohne konsequente Fortsetzung nach der Taltiefe. Mit dem Breiterwerden des Sockels mußten — dem zunehmenden Areal entsprechend — neue Rinnen sich von unten her einziehen, die aber auch die längeren und meist auch etwas älteren durch Anzapfung bedrohen. Die älteren Rinnen brechen oft nach den neuen Einrissen hin durch, so daß einem heute eine Verzahnung verschieden langer und verschieden hoch reichender Rinnensysteme entgegentritt. Es liegen hier, was die Dichte der Zerlegung anbelangt, Verhältnisse vor, wie man sie im Rachel-, Badlands-, engständigen Owragi- oder Tobelgelände sieht; nur die Neigungen sind bedeutend größere. Statt der wenigen Grad, wie sie z. B. die Tobel im Oststeirischen Hügelland bei Graz zeigen, weisen die Hauptschluchten solche von 10—20 Grad und die Nebenrinnen solche von 30 und mehr Grad auf. Östlich vom Johnsbachtal, zwischen Silbereitmauer und dem Schafhalterboden (708 m), eine Strecke von 1850 m, und von dort bis hinauf zum Kamm des Kl. Ödsteins (2081 m), ein Gebiet von 2.25 km², zählt man 4500 m Hauptrinnen (Dichte 2) und über 30 km Seitenrinnen, was eine Rinnendichte von 13 ergibt, oder alle 70 m eine Rinne von über 1000 m Länge, oder alle 35 m einer solchen von 500 m Länge entspricht. Daß die Erosion im einzelnen den lokalen Schwächelinien, wie Kluftgassen, Schichtfugen, zerrütteten Gesteinspartien nachtastet, ist ja selbstverständlich, aber trotzdem kam im ganzen ein recht regelmäßiges, sehr einheitlich wirkendes Zerschneidungsbild zustande, so daß der Schluß, daß eine symmetrische Uranlage das Wichtigste war, nahe liegt. Bei Teilen dieser Anlage handelt es sich um rhythmische Phänomene, wie sie H. KAUFMANN (1929) nannte, die vergehen und wiederkehren. Dazu gehören vor allem die kleinsten Einschnitte und Rinnen einerseits und die dazwischen aufragenden Rippen und Grate andererseits. Werden nämlich die Rippen und Kleinstgrate recht schmal, führt eine Schartung bald zur völligen Gratunterbrechung. Der nächste Schritt sind isolierte Schneiden, und endlich zeugen nur mehr vereinzelte Pfeiler und Säulen von den einstigen Graten. Häufen sich solche Erscheinungen, spricht man von Felsengärten. Es zeigt sich aber, daß die Pfeiler, Säulen, Türme und isolierten Kurzschneiden nicht wahllos im Gelände stehen, sondern sich an einzelnen Stellen drängen, und diese sind entweder die alten Rinnenknäufe,

wo die Rinnen und damit zwangsläufig auch die Felsrippen dazwischen zusammen laufen, oder höher oben eine Zone, wo die Rippen beginnen aus dem Hang heraus zu wachsen und die ersten plumpen Formen die eigentliche Gratentwicklung einleiten. Bei dem Wechsel von einem Rinnensystem in das andere gewahrt man bei größter Ähnlichkeit der Gesamtform doch wieder Unterschiede. So sieht man zwei Typen, die wichtige Zeugen für den Gang der Entwicklung zu sein scheinen: einmal die sehr engen, steilen, tief eingeschnittenen Schluchtschläuche und dann die breiteren Grieszüge. Im Schulmeister-, Straußalpen-, Petergstamm- und Mitterriegelgraben hat man im Johnsbachdurchbruch solch enge Schluchten und gleich daneben im Langgries-, Kaderalpschütt- und Gsenggraben die breiten Griesbette vor sich. In den Schluchtstrecken erfolgt intensive Sockelzerschneidung, Griesbette schützen dagegen vor dem Einschneiden, ja verhüllen den Fels. Somit erfolgt hier auf kurze Distanz ein Wechsel von Erosion zur Akkumulation. Im Hintergrund der Kleinstgräben schaut man einmal zu verhältnismäßig einförmigen glatten Hängen regelmäßiger Zirken empor, dann wieder blickt man auf ein Gewirr von Rippen und Schneidchen. Dabei haben die Umrisse dieser Grabenschlüsse fast die ganz gleichen Ausmaße. Wieder liegen hier knapp nebeneinander Gebiete mit noch starker Erosion und schon beginnender Akkumulation. Nähern sich etwas umgreifend diese Schlüsse und werden an den Schartungen die rahmenden Schneiden niedriger, erfährt der Schneidenanstieg nach dem Hauptkamm eine Unterbrechung und es stellen sich schwebende Linien ein. Sinkt die Schneide nach dem Hauptkamm zu sogar ab, beginnt sich aus dem einstigen Sockel ein Vorberg zu entwickeln (Abbildung 6). Gesellen sich hier leichter ausräumbare Gesteinspartien, Zerrüttungsstreifen oder andere Schwächelinien dazu, kommt es zur Ausbildung einer Scharten- und Sattelzone. Je flacher die Schlauchgrabenstücke sind, je ebener es an die Wände und steilen Grabenschlüsse heran geht und je kräftiger sich die fiederständigen seitlichen Einschnitte entwickeln, desto leichter treten erniedrigende Seitenschartungen ein. Es gibt da meist auch fächerförmig angeordnete Talschlußrinnen mit unterschiedlich mächtigen Fächerknaufgriesen. Stehen dagegen die Seitenrinnen, bergwärts gesehen, zur Hauptschlucht in fischgrätenförmiger Anordnung, und zwar in einem spitzen Winkel zur Hauptrinne, und steigt die Schlucht stark an, so gewahrt man auf den Schneiden zwischen längeren Schluchten vielfach eine besonders kräftige Seitenrippung im Bereich des Schluchtenendes, beziehungsweise des Beginnes der Hauptschneide. Hier treten nämlich schon im Zentralkamm wurzelnde Rinnen auf, die, wenn sie direkt auf die Seitenschneide zulaufen, dann von kleinen Seitenrippen angezapft und in eine der seitlichen Steilgräben abgelenkt werden. Dadurch erhalten manche der steilen Schlucht- oder Grabenenden eine sternförmige Ausweitung. Diesen inneren Schluchtendsternen stehen zwischen den äußeren Schluchtenden strahlenförmig angeordnete Steilrippen, jäh niederziehende Schneiden und Pfeiler als Seitenkammendsternung gegenüber. Da gibt es ein Höchstmaß an Zerschlitzung, denn außer den Schluchten und ihren ersten Seitenrinnen ziehen noch von vorne an der Stirnfront zwei bis drei Rinnen herab. Führen die Schluchten recht steil hinauf und sind deshalb die Trennschneiden an den inneren Schluchtenden nicht sehr hoch, bleiben dort größere Seitenrinnen aus, während bei den nach außen zu endenden Seitenschneiden und Graten ihr steileres oder flacheres Ansteigen auf die Einziehung von neuen Rinnen von vorne her kaum von Bedeutung ist. Je steiler und einförmiger die Rinnen verlaufen, desto jünger sind sie, und erst mit dem weiteren Einnagen

tritt Auslöschen einzelner Seitenrinnen durch Rippenschwund ein und man sieht da und dort ein Zusammenfließen von Rinnen und Ablenkungen durch Anzapfungen. Häufen sich solche Erscheinungen, hat man es bereits mit einem fortgeschrittenen Grad der Zerschluchtung und Zerrunsung zu tun, vor allem dann, wenn die Firstlinien schon beachtliche Unterbrechungen zeigen und durch die Scharten Drehungen und starke Abwinkelungen der lokalen Rinnenwasserschneiden zustande kommen. Heben sich die dem Hauptkamm näheren Schneiden stärker heraus, läuft der Zerlegungsprozeß schon länger als wenn die Schneidenden die größere Reliefenergie besitzen. Dort treten ja meist die kräftigsten Reliefunterschiede auf, die sich dann von dort nach dem zentralen Gebirgs-

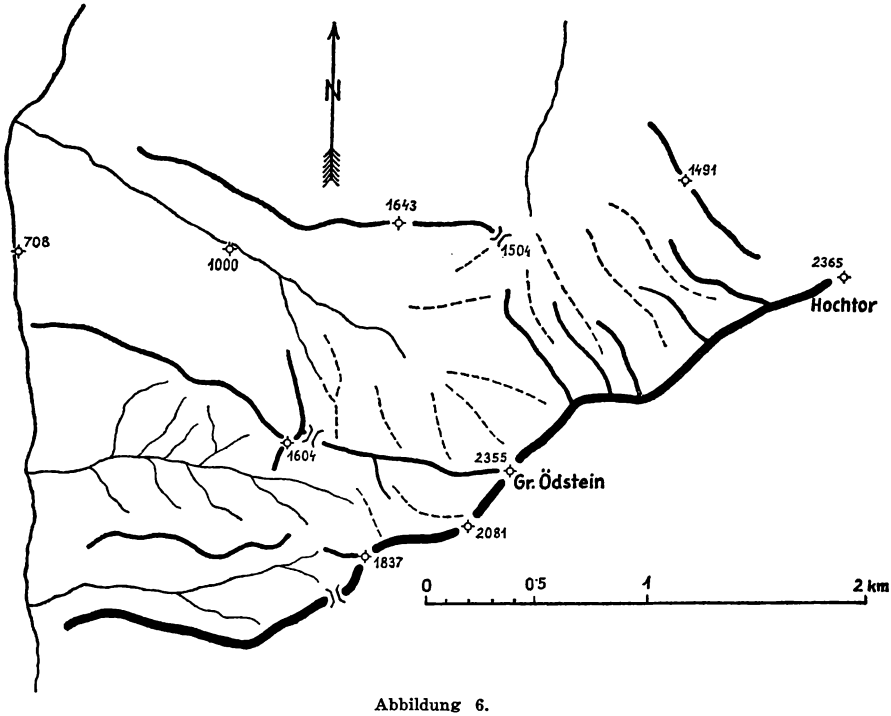

Abbildung 6.

körper hin verlagern. Eine Hauptkraft, die an der Sockelzerlegung arbeitet, ist die Wassermenge der Schneeschmelze, die der Gewittergüsse und anderer Starkregen. In den steilen Nebenrinnen mit sehr kleinem Einzugsgebiet, wo die Wasser auch recht schnell herab stürzen, treten die eintiefenden Vorgänge gegenüber der flächenhaften Abspülung auf den Rippenhängen und dem Abtransport in den Rinnen zurück. Da aber meist ein Gefällsknick zwischen der Seitenrinnenneigung und den Hauptschluchten besteht, lagert sich in dem Knick oft Material ab. Es kommt da, von oben gesehen, zum erstenmal zur Umschaltung von der Erosion zur Akkumulation, und solche Stellen liegen in den einzelnen Gräben und Schluchten meist in ähnlicher Höhe und ähnlichen Kammabständen. Es sind die Geburtsgebiete mancher Grabengriese und der Beginn eines Formenwandels, der von dort nach aufwärts wie auch talaus sich

fortsetzen kann. Es beginnen die Vorgänge des Formenwandels dann, wenn die Gesteinsaufbereitung auf den rahmenden Rinnenhängen und der Gesteinstransport in den Seitenrinnen die Schleppkraft in der Grabentiefe übersteigt. Bildet sich durch Akkumulation auch nur ein kleiner Boden, so wird das Wasser im Schuttmantel verteilt, und das zieht schnell eine weitere Schwächung der Transportleistung nach sich. Je höher die Umrahmung, desto mehr Verwitterungsmaterial fällt an, das dann selbst eine zunehmende Wassermenge nicht mehr bewältigt; und hier kommt dem Grobmaterial, das im flacheren Schlauchstück immer schwerer Bewegung erlangt, aber das Wasser verteilt und zur Verankerung des feineren Materials beiträgt, eine die Schuttaufstauung fördernde Rolle zu.

Vier Gebiete mit deutlichen Veränderungen der geomorphologischen Formen und Vorgänge ließen sich aufzeigen: da ist einmal ein hochgelegenes unter der Schneegrenze, wo die physikalische Verwitterung, besonders die Frostsprengung, vorherrscht, viel Grobschutt erzeugt wird und die linearen fluviatilen Einrisse sich gegenüber den flächenhaften Bewegungen noch nicht durchsetzten; ein zweites dort, wo alte Talböden von oben und unten angegriffen werden und durch den Überbau von Schwemmkegeln kleinste Flüsse durch Abgleitungen der Wasseradern nicht nur queren, sondern auch schräge bis parallele Einschneidungen schaffen. Ein drittes, recht vielgestaltiges und verschieden hoch gelagertes Gebiet, sind die Tal- und Beckenböden, auf denen Akkumulation und Erosion abwechseln, und sich diese Abschnitte dauernd verlagern. Die Böden erhöhen sich dort einmal, dann rinnen sie wieder aus; dieser Wandel hängt weitgehend von den Veränderungen der lokalen Erosionsbasen durch die Schuttführung der zubringenden Gewässer ab und diese wieder von den Wechselfällen, die zwischen den Niederschlagsmengen und den Schuttbeistellungen herrschen. Ein viertes Gebiet starker Veränderungen ist der Sockelbereich vor Wänden und Kämmen, wo die Zerschneidung von oben durch Wand- und Kammrinnen nach unten erfolgt, aber durch den Schutt wieder abgebremst wird, und auch von unten nach oben heraufwächst. Dazu kommt die Rolle, die die von den unten begrenzenden Tiefenlinien geschaffene Form für die gesamte Sockelgestaltung spielt. Kleinzerschnittene und stärkstzerschlitzte Gelände liegen da oft noch unmittelbar neben kaum versehrten Sockelpartien.

Literatur

BOBEK, H. 1934. Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde, 30. Bd., Stuttgart, 5—172.

— 1935. Die jüngere Geschichte der Inntalerterrassen und der Rückgang der letzten Vergletscherung im Inntal. Jb. d. geolog. B. A. Wien, Bd. 85, 135—223.

BRÜCKNER, ED. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter, 3. Bd., S. 1010.

COMEL, A. 1950. La Bassa pianura del Friuli occidentale fra Tagliamento e Livenza e zone contermini. Annali della stazione chimico-agraria sperimentale. Udine 7.

— 1954. Monografia sui terreni della pianura friulana. Gorizia. 5—8.

— 1955—59. Carta geologica delle Tre Venezie, Blatt 39 (Pordenone) 40 (Palmanova) 52 u. 53 (S. Dona di Piave e Foce del Tagliamento).

CONRAD, V. und KUBITSCHEK, O. 1937. Die Veränderlichkeit und Mächtigkeit der Schneedecke in verschiedenen Seehöhen. Gerlands Beitrag z. Geophysik, Bd. 51, 100—128.

CONRAD, V. und WINKLER, M. 1931. Beitrag zur Kenntnis der Schneedeckenverhältnisse in den österreichischen Alpenländern. Gerlands Beitr. z. Geophysik, 34. Bd., 473—511.

CREUTZBURG, N. 1921. Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien, Berlin, 1—102.

GRUND, A. 1907. Die Entstehung der Geschichte des Adriatischen Meeres. Jahresber. aus Österreich. Wien, 1—14.

KAUFMANN, H. 1929. Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig, 346 S.

LEHMANN, O. 1933. Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 78. Bd., 83—126.

MORAWETZ, S. 1957. Zerschneidungstypen und die Frage der Mitterberge. Festschrift zur Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. in Wien 1856—1956, 114—129.

— 1957. Junge Erosion und Akkumulation in den Ostalpen. Abh. Geogr. Inst. d. Freien Univ. Berlin, Bd. 5, 29—36.

MORTENSEN, H. 1927. Die Oberflächenformen der Winterregengebiete. Düsseldorfer Geogr. Vortr. 3. Abt. Morphologie d. Klimazonen, Breslau, 37—53.
— 1943. Zur Theorie der Flußerosion. Göttinger Geogr. Einzeluntersuchungen 2, Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Kl. 1942.
— 1962. Zur Theorie der Formenentwicklung freier Felswände. Zeitschr. f. Geomorphologie 1962, 103—111.
PASCHINGER, V. 1948. Pasterzenstudien. Festschr. z. 100-jährigen Bestand d. Naturwissenschaftlichen Vereins f. Kärnten, 5—119.
PENCK, A. 1894. Morphologie der Erdoberfläche. Berlin, Bd. 1, 471 S. Bd. 2, 696 S.
PENCK, W. 1924. Die morphologische Analyse. Pencks Geogr. Abh. 2. R. H. 2, 1—283.
PESCHEL, O. 1870. Probleme der vergleichenden Erdkunde als Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche. Leipzig, 171 S.
RICHTER, ED. 1900. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Geogr. Mittl. Ergh. 132, Gotha, 1—103.
RICHTHOFEN, F. v. 1886. Führer für Forschungsreisende. Hannover, 734 S.
SCHAEFER, I. 1950. Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forschungen zur deutschen Landeskunde. 49. Bd., 1—154.
SCHWINNER, R. 1924. Geologisches über die Niederen Tauern. Zeitschr. d. D. u. ö. A. V., 24—53.
SÖLCH, J. 1935. Fluß- und Eiswerk in den Alpen. Petermanns Geogr. Mittl. Ergh. 220, Gotha, 1—184.
SPREITZER, H. 1960. Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken. Zeitschr. f. Geomorphologie, Supplementband 1, 1960, 211—236.
TROLL, C. 1954. Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde. Bonn, 286—302.
WISSMANN, H. v. 1951. Überseitliche Erosion. Colloquium Geographicum. Bd. 1, Bonn, 1—71.
WURM, A. 1935. Morphologische Analyse und Experiment. Zeitschr. f. Geomorphologie, 9. Bd. Berlin, 1—24, 57—87.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1966

Band/Volume: 108

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

Artikel/Article: Gebiete besonders starken Formenwandels in den Ostalpen 48-71