

Zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges

Von Sieghard MORAWETZ

Eingelangt am 3. Feber 1970.

Das Steirische Randgebirge, das sich vom Wechsel bis zum Bachern über 220 km lang um die Grazer Bucht spannt, ist mit seinem vielfach gegliederten Ostabfall und den zwei großen Durchbruchstätern der Mur und Drau nicht nur ein landschaftlich sehr schönes und abwechslungsreiches hohes Mittelgebirge mit Ansätzen zur Hochgebirgsformung, sondern stellt auch für den Geomorphologen ein interessantes Forschungsgebiet dar.

Seit den Ausführungen von J. SÖLCH, Fr. HERITSCH, A. AIGNER, machten die Geomorphologie im allgemeinen und die Methoden der Untersuchungen im einzelnen beachtliche Schritte nach vorwärts; trotzdem blieben Fragen und Probleme, die die Autoren damals stellten, bis heute aktuell und das Verlangen nach genaueren und besseren Deutungen ist noch nicht hinreichend gestillt. Damals interessierten SÖLCH besonders die Niveaus, Leisten, Ecke und ihre Zusammenordnung zu Stockwerken. Die Niveaugliederung und die Niveauezählung spielte eine ganz große Rolle, ebenso die Frage nach dem Umriß des früheren Gebirges. SÖLCH schrieb 1921, der Abfall des Grundgebirges wurde im Umriß und Aufriß vor dem Untermiozän festgelegt, eine Ansicht, der heute wohl kaum jemand beipflichtet. Gerade hinsichtlich des Gebirgsrandes vertritt man jetzt viel flexiblere Ansichten, da ja nicht nur Hebung und Senkung im Verein mit den außenbürtigen Kräften das Relief bestimmen, sondern oft sehr maßgeblich die horizontale Ausweitung der Bewegungsvorgänge das Werden der Formen beeinflußt. An Stelle von zu starren Lagen der Scharniere, jener Stellen, wo Bewegungen längs einer Linie nach der einen Seite aufwärts, nach der anderen abwärts gehen, treten die Meinungen von einer auch horizontal wachsenden Phase der Bewegung, wie sie vor allem SPREITZER und auch der Autor vertritt. SPREITZER 1932 und 1951 gelang es am Beispiel der Gurktaler Alpen, seine Auffassung recht überzeugend zu beweisen.

Stockwerkbau und Altersbestimmung

Von geologischer Seite, nochmals sei auf HERITSCH 1923 und die zahlreichen Arbeiten von WINKLER-HERMADEN verwiesen, wurde immer wieder der Versuch unternommen, den Stockwerkbau, die Treppung des Gebirges, mit den Sedimentationsserien im Vorland in Beziehung zu bringen. Man ging davon aus, die Sedimentationsserien haben ihr Korrelat in Abtragungsserien. In Zeiten geringer Flußarbeit wird von den Flüssen meist Feinmaterial angeliefert, in Zeiten starker Arbeit grobes Material. Die Zeiten der Feinmateriallieferung korrelierte man meist mit Phasen fehlender oder geringer Hebung, die Grobmateriallieferung mit solchen kräftiger Hebung. Da aber mit dem Abstand vom Gebirge der Transportweg sich verlängert und damit sich zwangsläufig die Korngrößen

verkleinern, die Flußläufe ihre Bettlagen verändern, ergeben sich schon bei wenigen Grundfaktoren eine große Anzahl von Korrelationen. Läßt sich die Frage nach den korrelaten Ablagerungen da und dort qualitativ noch einigermaßen beantworten, bereitet jedoch die quantitative Fragestellung noch sehr große Schwierigkeiten, da das feine und feinste Material ganz weit weggeführt wird und sich der Erfassung oft überhaupt entzieht. Mit der Verfeinerung der Untersuchungen und ihrer Verdichtung lassen sich aber, wie dies die zahlreichen Arbeiten von HANSELMAYER zeigen, über die Verbreitung der Schotterzüge der Flüsse und auch ihre Einzugsgebiete, sind dort Leitgesteine vorhanden, wichtige Aussagen machen. Andererseits ist es aber unmöglich, bei einer großen Anzahl von Stockwerken, SÖLCH schied 1928 über 16 aus, jedem Niveau eine Sedimentserie zuzuweisen, da zwischen den höheren Niveaus und den Sedimenten Abstände von Kilometern bis einigen Zehnerkilometern liegen. So bleiben die Zuordnungen oft hypothetisch. Man bedenke, eine Gefällsdifferenz von nur einem Grad im Bereich der Zuordnung ergibt bei zehn Kilometer Abstand bereits einen Höhenunterschied von über 170 Meter. Selbst bei einem Großstockwerkbau gelangt man bei solchen Höhendifferenzen in verschieden hohe Niveaulagen und bei niedrigen Niveaubständen ließen sich sogar mehrere überspringen. Eine wirklich genaue Altersbestimmung der Niveauflächen mit Hilfe von geologischen Methoden wäre dann möglich, wenn auf jeder Niveaufläche datierbare Sedimente lagern. Diese fehlen aber auf allen höheren Flächen, und auf den niedrigeren bestehen diese Sedimente meist nur aus Quarzschottern, deren genaue Alterszuordnung — sie werden in der älteren Literatur durchwegs als Belvedere-schotter bezeichnet — ebenfalls schwierig ist. Die Auffassung, all die Quarzschotter seien gleich alt, gleichgültig ob man sie um 1000 m Höhe oder zwischen 400—500 m antrifft, läßt sich nicht halten. Man ist bei der Altersbestimmung auf relative Methoden mit Hilfe von Vergleichen angewiesen.

Dort aber, wo man mit Korrelationen zwischen Abtragungs- und Sedimentationsserien arbeiten kann, dies gilt vor allem für die tiefsten Lagen und die Terrassenstockwerke, sei bemerkt, daß Erosions- und Akkumulationsphasen nichts mit Hebung oder Ruhe zu tun haben müssen. Das Klima spielt dort für die Belebung und Abschwächung der Erosion und Akkumulation oft eine entscheidende Rolle, wie dies im Pleistozän längs der großen Flüsse der Fall war. Aber auch diese Phasen der Erosion und Ablagerung, Kaltzeit Akkumulation, Warmzeit Erosion, oder auch umgekehrt, wie dies WINKLER-HERMADEN für die etwas älteren Zeiten des Pleistozäns am Ostalpenrand vertritt, hat auch nur bis zu einem bestimmten Grad Geltung, da bei Erreichung einer gewissen Größenordnung der Akkumulation eine Umschaltung zur Erosion erfolgen muß. Man sieht daraus, zu einfache Schemata befriedigen nicht mehr. Die Lehren der Klimamorphologie weisen da neue, bessere Wege.

Was die Altersbestimmungen der Stockwerke anbetrifft, so sind die Erkenntnisse in ihrer Art zwar gut begründet, aber die Auffassungen gehen doch noch weit auseinander. Auf Grund der Arbeiten AMPFERERS, BRÜCKNERS, CORNELIUS, CREUTZBURGS, GÖTZINGERS, HERITSCH, KLEBELSBERGS, LEYDENS, MACHATSCHEKS, SCHMIDTS, SCHWINNERS, SPENGLERS und anderer vertrat man um das Ende des zweiten Jahrzehntes unseres Jahrhunderts etwa folgenden Standpunkt: Die Verebnung der Gipfelflur geht in den östlichen Zentralalpen noch in das Oligozän zurück, die Verebnungen im Randgebirge zwischen 1500—2100 m Höhe stellt man in das Untermiozän, die inneralpinen Einbrüche verlegt man zwischen das Unter- und Mittelmiozän. Unter der alten Landoberfläche folgen dann die tieferen Stockwerke, die man in das Obermiozän, Unter-, Mittel- und

Oberpliozän einordnet. Es wechselten damals Phasen der Muldenbildung, Aufschotterung und Einsedimentierung mehrmals ab. Seit dem Mittelpliozän entwickelte sich der Jungzyklus SCHMIDTS, die starke Herausarbeitung der Talstufe setzt ein.

Dann, in den späteren Jahrzehnten, vor allem wenn man den Auffassungen WINKLER-HERMADENS folgt, reicht das höchste Korniveau (Koralpenniveau) nur bis in das oberste Miozän zurück, das tiefere Wolscheneck-Niveau bis in das untere Pannon, das Glashüttener Niveau bis in das Mittel- und basale Oberpannon, das Trahüttener Niveau bis in das oberste Pannon bis untere Daz.

Vergleicht man diese Angaben, so ergibt sich zwischen der Auffassung der Zwanziger- und der Sechzigerjahre für die alte Landoberfläche eine Verschiebung vom Untermiozän bis zum Sarmat. In Jahren ausgedrückt, handelt es sich da um einen Unterschied von rund 12 Millionen Jahren. Begnügt man sich mit Einheiten, so liegt ein Verhältnis von 2 : 1 vor. Seit dem Sarmat bis heute sind eben rund 12 Millionen Jahre verflossen. Man sieht, die Differenz ist beachtlich. In jüngster Zeit scheint das Pendel, was die Altersbestimmung anbelangt, wieder zurückzuschwingen. Man neigt dazu, der alten Landoberfläche wieder ein höheres Alter zuzubilligen. Der Anstoß kam von der Bodenkunde und den Untersuchungen der eigenartig gefärbten Lösungs- und Verwitterungsrückständen auf den Kalkplateaus, wo Rotlehme, wie die Arbeiten von SOLAR 1964 und RIEDL 1966 ergaben, recht alt sein müssen. Aber schon KIESLINGER 1927 wies auf alte Verwitterungsböden auf den Altflächen hin und beschreibt lateritische Roterden, deren Entstehung ein wesentlich wärmeres Klima verlangt. Auch LOUIS schnitt in jüngster Zeit (1968) das Alter der Altreiefeste und Augensteinvorkommen im Dachsteingebirge an und glaubt mächtige Verschüttungen beachtlicher Plateauteile durch die Augensteinserie, die altmiozän ist und womit die verschüttete Oberfläche mindestens altmiozän sein muß, annehmen zu müssen.

Alt-Ausgangs-Vorformen

Der Geomorphologe bemüht sich aber nicht nur um die Altersbestimmung der Formen — er muß sich da oft mit einem Rahmen in Zeit und Raum begnügen — sondern um ihr Werden in einem zeitlich-genetischen Ablauf. Die Frage nach den Ausgangsformen ist hier wichtig. Es wurde bereits von der alten Landoberfläche gesprochen. Was versteht man unter ihr? Für das Steirische Randgebirge sind es die breiten Rücken und Kuppen der Höhen, wie sie einem im Wechsel und im Bachern entgegen treten. Alle Geomorphologen heben die Gegensätze zwischen den engen Tälern in der Tiefe und den freien Rücken oben hervor. HERITSCH bezeichnet 1923 im Sinne der Nomenklatur von PASSARGE das Gebirge als disharmonisch und meint damit den Gegensatz zwischen den engen Tälern und den weiten Verebnungen darüber. Noch krasser ist der Gegensatz in den Nördlichen Kalkalpen, wenn man an die großen Plateaus und die engen Täler denkt. In den benachbarten Kalkalpen liegen auf den Plateaus die Augensteine, meist Quarzgerölle, die aus einer S—N-Entwässerung stammen. Diese Augensteinfelder haben dort Höhen von 1500—2000 m. Man bemühte sich in dem zweiten und dritten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts, ein Äquivalent zu diesen Flächen in den Zentralalpen zu finden und glaubt die hohen Niveaus der Gurktaler Alpen, des oberen Murgebietes und das, was CREUTZBURG in der Ankogelgruppe Firnfeldniveau nennt, mindestens teilweise mit den niedrigeren Teilen der Augensteinauflage parallelisieren zu dürfen. Zwingende Beweise, von welcher Vorform die Augensteine herkamen, gibt es nicht. Es handelt sich da um Arbeitshypothesen und die Augensteinlandschaft, was immer man sich unter ihr vorstellen mag, bleibt eine konstruierte hypothetische Landschaft.

Hier soll eine Auffassung, die wegen ihrer Einfachheit dazu verlockt, als Ausgang für die Formenwerdung zu dienen, herangezogen werden. LICHTENECKER 1936 und 1938 vertritt die Meinung, die verschiedenen hohen Plateaus der Nördlichen Kalkalpen seien durch Zerbrechung und Verbiegung aus einer einheitlichen alten Landoberfläche hervor gegangen; man hat es mit Lichtenecker also mit keiner komplizierten Entwicklung, mit keiner ausgreifenden Hebungsphase auf ehemaliges Vorland zu tun. Bei den Kalkplateaus, wo die lineare Flußarbeit sich bald ausschaltete, ist so eine Meinung immerhin bis zu einem gewissen Grad vertretbar. Bei einem gut entwickelten Flußnetz ergeben sich jedoch bald unüberwindliche Schwierigkeiten. Postuliert man für einen Teil des Randgebirges, z. B. für die Koralpe, sie sei ein gewaltiges Pult mit einem steilen Abfall zum Lavanttal und sanfteren nach Osten, so ragen die östlichen Teile kaum, die des Hauptkammes dagegen 1500—1700 m über die Erosionsbasis auf. Bei so einer Annahme und Anlage kann vor allem die Form der Täler nicht so sein wie sie ist. Gerade die Täler knapp vor dem Austritt aus dem Gebirge in das Vorland haben den Charakter enger Kerben, ja von Schluchten mit einem noch beachtlichen Gefälle. Bei einem geringen Hebungswert im Osten und einem verhältnismäßig schon großen Einzugsgebiet und dem hohen Alter der Flüsse mußte nach dem Gesetz der rückschreitenden Erosion die Talform dort breit und flach sein und der Gebirgsrand könnte nicht so glatt sein, wie er oft ist.

Nun drängt sich noch eine andere Vorstellung auf. Vor dem Ostrand der Koralpe liegt die kleine Gebirgsscholle des Sausals mit 300—350 m relativen Höhen. Da die Geologen der Ansicht sind, die Hebungstendenz nimmt von Osten nach Westen zu, so könnte man meinen, die kleine Sausalscholle zeigt das, was im Randgebirge großräumiger und mit bedeutend höheren Hebungsausmaßen sich abspielte, in Miniatur, denn der Sausal hat auch einen Stockwerkbau. Um den Demmerkogel, der höchsten Erhebung, legen sich wie ein Kranz Ecke und Sekundärrücken, die hier die Niveaus vertreten. Berücksichtigt man jedoch das Raum-Zeitproblem und vergegenwärtigt sich, daß manche Täler im Sausal recht eng sind, so läßt sich ein hohes Alter dieser Täler und der Ecke und Niveaus nicht mehr halten. So zeigt sich, daß selbst engbenachbarte Schollen einen unterschiedlichen Bewegungsstil aufweisen und man bei der Übertragung von Schemata von einem Gebiet in ein anderes sehr vorsichtig sein muß.

Die Formung

Geht man von einer Formung der Höhen aus, so handelt es sich im Wasserscheidengebiet des Randgebirges über lange Abschnitte um Rücken und Kuppen, die nur auf kurzen Strecken eine Zuschärfung zu Kämmen erlitten. Im Pretul-Wechselgebiet, in den Fischbachern und im Bachern haben die Rücken eine dominierende Stellung. Eine Gliederung erfolgt durch Sättel, die in Höhen um 1000—1300 m und um 1500—1600 m weit verbreitet sind. Von den bedeutenden Sätteln bis zu den höchsten Rücken ergeben sich bei Konstruktion eines vereinfachten Hüllreliefs nur Neigungen von 3—5 Graden, so von der Pack zur Koralpe (3 Grad), vom Alpsteig zur Pretul (3 Grad) und vom Gaberl zum Rappolt (5 Grad). Diese Neigungen im Kammlängsprofil sind von den Durchschnittsneigungen bis zum Ostrand, Kleinalpe-Eibiswald (4 Grad), Deutschlandsberg-Weineben (4,5 Grad) nur wenig verschieden. Nur dort, wo schärfere Sättel zur Ausbildung kamen (Gleinalmsattel, Salzstiegel), gibt es zu den nächsten höchsten Gipfeln Neigungen von 13—18 Grad. Man hat es, denkt man sich die kleinen Unebenheiten und die Durchbruchstäler weg, mit langhingestreckten asymmetrischen Gewölben zu tun, deren Abfälle zum Lavanttal und zur Mürz-Mur-

furche steiler sind als zur Grazer Bucht. Die Längsachsen verhalten sich zu den Querachsen wie 3—2 : 1. Den weiteren Stil des Gebirges bestimmen die Talanlagen, die Zerschneidung und die dadurch herausgearbeiteten Seitenrücken. Die große Taldichte, sie liegt um eins, steigert sich am Gebirgsrand, in den Quelltrichtergebieten und in den Buchten, die die Täler sammeln, bis auf 1,5.

Die starke Zerschneidung arbeitet eine große Zahl von Sekundärrücken heraus. Je enger die Täler aneinander rücken, desto stärker wandelten sich die Breitrücken in Kämme. Da man es mit Gewölben von wachsender horizontaler Phase zu tun hat und die Wassermengen der Flüsse nach dem Gebirgsrand zunehmen, erhöht sich dort die Arbeitskraft der Gewässer und eine rasche Eintiefung in engen Kerben ist die Folge. Bei der engständigen Anordnung der Flüsse bleibt wenig Zwischenareal. Es gibt nur kleine Einzugsgebiete zwischen den Hauptflüssen, die von der Hauptwasserscheide herabkommen. Die Räume zwischen den Flüssen formten sich hier zu fast schwebenden oder nur sanft ansteigenden Rücken aus. Bei Prallhängen und an Flußknicken, wo sich zwei Flüsse besonders nähern, entstanden Sättel. Diese Sattelbildungen sind es, die den sanft ansteigenden Rücken zu einer fast schwebenden Linienführung und zur Ausformung von Rückfallskuppen verhelfen. Wo mehrere solcher Rücken in ähnlicher Höhenlage nebeneinander liegen, besonders zwischen Deutschlandsberg-Schwanberg-Eibiswald, und die engen Kerbtäler bei horizontalem Blick kaum auffallen, hat man den Eindruck eines Niveaus oder einer einstigen Vorzone, beziehungsweise Fußfläche. Hier entwickelte sich am Gebirgsrand ein Leitniveau, die Gebirgsrandflur, die in Höhen zwischen 600—800 m auftritt.

Zum Unterschied der gebirgseinwärts ziehenden Rücken verläuft die Gebirgsrandflur parallel zum Gebirgsrand. Diese Niveaubildung hat zwei Ursachen; einmal lag die Flur in der Höhe des Vorlandes, ja sie war der gebirgsnächste Teil des Vorlandes und rückte durch die letzte Hebungsphase in ihre heutige Position. Durch randliche Unterschneidung verteilte sich der Abfall an zahlreichen Stellen. Zu den randlichen Unterschneidungen konnte es überall dort kommen, wo die Flüsse nicht gleich vom Gebirge weg strebten, sondern von ihren Aufschüttungen parallel zum Gebirgsrand abglitten und in dieser Richtung eine Strecke weiter flossen. Wo kleine Schollen oder stärkere Schotter- oder auch andere Sedimentverbauungen, wie in der Weststeiermark, wo die dem Gebirgsrand vorgelagerte Sausalscholle, die Laßnitz von dem geraden Weg nach Osten abdrängte, stellten sich Fließrichtungen entlang des Gebirgsrandes ein. Auch im Bereich der Teigitsch-Gößnitz-Kainach, in der Köflacher Bucht, im Wartenstein-Wöllmiß-Edelschrottgebiet, folgten die Flüsse, als die Köflacher-Voitsberger Bucht noch viel breiter war und das heute 750—800 m Niveau zur Buchtbasis gehörte, einem alten Buchtrand. Bei dieser Vorstellung ergibt sich für die eigenartige Abwinkelung der Teigitsch aus der NW—SO-Richtung in die NO-Richtung bei der Stampf und bei der Langmannsperre eine einigermaßen befriedigende Erklärung. Der alte Buchtrandfluß strebte von dort dann weiter nach der Buchttiefe. Westlich Edelschrott kann eine Anzapfung durch ein ganz kleines Seitengewässer der Freigößnitz, den noch nicht erreichten direkten Eintritt in die Buchttiefe vollziehen.

Schreitet man in dem Koralpengebiet von der Gebirgsrandflur und den niederen Rückenfluren westwärts nach dem Hauptkamm zu, wird der Seitenkammverlauf unruhiger und es stellen sich Aufschwünge und versetzte Sättel ein. Die Ursache für diesen Wandel im Formenschatz liegt in dem Herankommen an die Quellmulden. Hier stößt man zwischen Laßnitz und Weißer Sulm und zwischen Weißer und Schwarzer Sulm auf Großquellmulden von 7—8 km Breite. Diese

Quellmulden gliedern sich aber in 5—7 Kleinquellenmulden von 1—1,5 km Durchmesser. Die Quellknoten zu diesen Mulden liegen etwa 4—7 km vom Hauptkamm ab. Die Kleinmulden, aus denen die Großquelltrichter bestehen, erhöhen sich da auf 8—9. Im Vergleich zu der Großquellmuldenbreite ist der Flußabstand, dort, wo die Flüsse aus dem Gebirge austreten, meist geringer. Er macht zwischen Laßnitz und Schwarzer Sulm 6,5 km, zwischen Schwarzer und Weißer Sulm nur 4,5 km aus.

Aber noch etwas läßt sich da feststellen: Nach dem Gebirgsrand hin ziehen sich trotz des verminderten Abstandes zwischen den Hauptflüssen weitere Täler ein, so zwischen Schwarzer Sulm und Laßnitz der Stullnegg Bach. Daß sein Talgebiet schmal sein muß (2,5—3 km) versteht sich. Solche erst spät eingezogene Bäche gibt es aber zahlreiche am Gebirgsrand und sie reichen auch nicht mehr bis an den Hauptkamm heran. Im Bereich der Ostabdachung der Koralpe lassen sich drei Talsysteme im Sinne von Talgenerationen, die von Westen nach Osten aufeinander folgen, ausscheiden. Zählt man die Kleinstälchen, die den Abfall von der Gebirgsrandflur nach dem Vorland kerben dazu, sind es sogar vier. Die nach Osten folgenden Talsysteme sind im ganzen schmaler und arealmäßig kleiner. Diese Wasserläufe arbeiteten die langen Seitenkämme heraus. Bei dem Kampf um die sekundären Wasserscheiden gliedern die kleinsten seitlichen Mitarbeiter den Sekundärrücken in Kuppen und Sättel. Wo es die späteren Talgenerationen noch zu einem, wenn auch schmalen, aber etwas gegliederten Quelltrichtergebiet brachten, ist die Taldichte besonders hoch. In all diesen Quellmulden und Quelltrichtergebieten bestimmen die schmalen und steilen Trennrippen zwischen den einzelnen Mulden beachtlich das Landschaftsbild. Seitliche Unterschneidung der Rippen und Abstutzung vorne, bei Vereinigung zweier Wasseradern, erzeugen Ecke. Es sind Ecke, die stark hängen und sich deutlich von jenen, die aus ebenen Leistenfluren herausgearbeitet wurden, unterscheiden. Diese Ecke eignen sich nicht für eine Niveaueinordnung. Sie steigen von Rippe zu Rippe oft stark an, wie eben die Wasserstränge in den Quelltrichtern mit dem Herankommen an den Hauptkamm schnell an Höhe gewinnen. Zahlreiche dieser Ecke sind recht jung. Sie beginnen sich erst zu bilden. Ursache für die junge Bildung ist meist die Vereinigung kleinster Quellstränge zu einer leistungsfähigen Wasserader, die dann zur Tiefenerosion übergehen kann. Kleinst-Prallhangsituationen spielen auch eine Rolle.

Außer diesen Hangecken, Hangrippen, Kleinstmulden ist das Gebiet der Quellknäufe, wo sich die einzelnen Wasserstränge bei gleichzeitigem Auftreten eines Gefällsknickes vereinen, wichtig. Nun ist es meist so, daß sich die Quelläste nicht in einem Punkt treffen, wohl aber in kurzen Abständen die Hauptwasserader erreichen. Im Knaufgebiet erfolgt oft eine maßgebliche Formung, beziehungsweise ein Formenwandel; einmal, wenn es dort durch zu starke Materialanlieferung zur Aufschotterung kommt, kann das zu einer seitlichen Unterschneidung und Rückschneidung tiefer Rippen und Ecke führen; oder eine andere Phase, ein schon vorhandener Boden wird nun von mehreren Wasseradern zerlegt, was zu neuer Leisten- und Eckbildung führt. Im oberen Stainzerbachtal, auf der Ostabdachung des Reinischkogels, lassen sich im Quellknauf bei Sauerbrunn zwischen 420—600 m Höhe über ein halbes Dutzend Leisten und Ecke aussondern, die keine Beziehungen zu einem Hauptstockwerkbau haben. Sie entstanden durch Zerschneidung eines einst höheren Talbodens durch vier Wasserläufe. Außer Leisten und Ecke treten an solchen Stellen auch Mitterlinge, sehr ebene schmale Fluren, die mit dem Rückhang in keiner direkten Verbindung stehen, auf. Es sind isolierte alte Talbodenreste. Durch asymmetrisches

Unterschneiden, beziehungsweise Abdrängen der Wasserader nach einer Seite entwickeln sich auffällige Steilhänge an den Leisten- und Eckabfällen.

AIGNER 1926 und MAULL 1933 versuchten bei ihrer Deutung der Gebirgsformen zu einer Formengruppenausscheidung zu gelangen, nachdem diesen Begriff PHILIPPSON bereits zur Kennzeichnung von Sammelformen, aber ohne genauere Definition, gebrauchte. AIGNER und MAULL beziehen die Formengruppen auf Formen, die ober einer Erosionsbasis aufragen und zu dieser in genetischer Beziehung stehen. Bei den Formengruppen gibt es jedoch auch solche, die aus der Zerstörung alter Formen hervor gingen. Bei jedem komplizierten Relief hat man es ja mit mehreren Erosionsbasen und ihren gegenseitigen Beeinflussungen und auch mit verschiedenen Kräftegruppen zu tun. Hier treten einem drei hintereinandergeschaltete Talanlagen entgegen, die drei Hauptstockwerke ausbildeten. Weiters trifft man auf den Typus der Quelltrichterzerschneidung mit steilen Kleinrücken, Kleinkämmen, Kleinrippen, auf denen sich zahlreiche hängende Ecke ausbilden. Dann gibt es die langhinziehenden, wenig geneigten Flachrücken, die nur eine mäßige Gliederung durch Sättel und Kuppen erfahren, aber steile Flanken nach den Talkerben hin aufweisen; schließlich die Leisten, die parallel zu dem Gebirgsrand verlaufen und eine kleinsträumige Randzerschneidung, die von dem Vorland nur bis zu der Gebirgsrandflur hinauf reicht. Wo die einzelnen Talsysteme beginnen ineinanderzugreifen, die Quellmulden sich verschneiden, ist die Taldichte besonders groß und auch die Zahl der Leisten, Ecke, Sättel und Kuppen nimmt dort zu.

Die Talanordnungen

Wurde bis jetzt auf die Hintereinanderschaltung von Tälern und die Verschneidungsformen Wert gelegt, so hat aber die Entwicklung der Talanordnungen, wie sie der Bogen des Randgebirges und die Erosionsbasis der Grazer Bucht bedingt, ebenfalls große Bedeutung. Die Bogenform des Gebirges führt zu verschiedenen Talrichtungen. Im Pretul-Wechselgebiet überwiegt die Süd- und Südostrichtung der Flüsse, im Gleinalmbereich hat man zum Murchbruch ostgerichtete Täler, dann südostwärts verlaufende. In der Koralpe herrscht Ost- bis Südostrichtung vor, im Bachern zur Drau der Nordverlauf, im Radel-Remsnigg-Posruck Nordfließen zur Saggau, Südfließen zur Drau. Diese Anordnungen führen im Gebirgsvorland der Grazer Bucht zur Bildung von Flußknoten, einmal im Raum von Wildon-Leibnitz, wo die westmurischen Flüsse zur Mur stoßen und für das ostmurische Areal, wo bei Fürstenfeld die Flüsse zusammenlaufen. Diese Großanordnung unterliegt zahlreichen Abweichungen, die teils auf generellen, teils auf lokalen Einflüssen beruhen. Zu den generellen gehören in Ostmurien, im Bereich des Rennfeldes, der Fischbacheralpen und des Pretulzuges, die auf der Südostseite vorhandenen NO—SW-Talrichtungen der oberen Feistritz, die erst nach Ratten nach Süden umbiegt und das Breitenautal. Diese NO—SW-Richtung schlägt im Grazer Bergland auch der Dürnauer- und der Rötschgraben ein. Da die orographische Zugrichtung der Gleinalm und der Fischeralpen SW—NO ist, die Mur-Mürzfurche SW—NO zieht, ist die Richtung der genannten Täler im Süden der Fischbacheralpen nichts anderes als eine Art Parallelfurche zur Mürzlinie. Solche Paralleltäler sind im Norden der Mur-Mürzlinie, im sogenannten Murparalleltal und den Becken Seckau-Trofaia-Aflenz weithin zu verfolgen. Das Murtal zwischen Röthelstein und Rothleiten hat ebenfalls die NO—SW-Richtung. Diese NO—SW- und SW—NO-Verläufe weichen erheblich von dem direkten Weg zu den tiefsten Teilen der Grazer Bucht ab. Eine SW—NO-Richtung zeigen auch Störungslinien, Sattelanordnungen, wie

man sie vom Trasattel (1314 m), Eisenpaß (1195 m) zum Eiwegsattel (1004 m) zwischen Mugele und Hochalm bis in die Stanz verfolgen kann.

Diese Anordnung von Tälern und Talabschnitten in NO—SW-Richtung und umgekehrt ergibt mit der vorherrschenden SO-Richtung ein Talgitter. Welche Talrichtung im einzelnen die ältere war, läßt sich nur schwer entscheiden. Auch brauchen die einzelnen Talabschnitte nicht gleich alt zu sein. Für die Nordoststeiermark, schließt man sich den Ausführungen SCHWINNERS 1935 an, mag es einst eine alte NW—SO-Entwässerung gegeben haben. Schwinner spricht von „Urstromtälern“ die über Krieglach und Voralpe und von der Stanz nach Pöllau ihren Weg nahmen und die erst durch die NO—SW-Furchen zerstückelt wurden. Im Bereich des Alpsteiges ging sicher einmal eine Entwässerung nach SO, die von nördlich der Mürz aus den Kalkalpen kam. Diese schrägen Durchgänge liegen heute in Depressionen und auch in verhältnismäßig leicht zerstörbaren Schichten. Die Alpsteigzone und das Gschaidt sind im Sinne SÖLCHS Strunkpässe. Durch die Feistritzeintiefung rückte das Gebiet von Voralpe-Waldbach-Wienitzell zu selbständigen Quellgebieten auf, als die Wasserscheide zwischen der Lafnitz und Feistritz in 900—1100 m Höhe sich herauschälte. In 800 m Höhe findet man Schotter, die stark angewittert sind und vielfach umgelagert wurden, kein einheitliches Alter haben und durch Hinabspülung in immer tiefere Lagen kommen. Zwischen dem Mittel- und Oberpannon und im Oberpannon ereigneten sich die so wichtigen Umschaltungen im Talnetz. Übrigens haben auch diese Buchten und Quellmulden ähnliche Größenordnung wie im Koralpen- und Gleinalmgebiet. Die Durchmesser bewegen sich zwischen 8—12 km und die Großmulden gliedern sich bis in ein Dutzend Quellstränge auf. Im Grazer Bergland setzen sich die Quellmuldengebiete im Passailer und Semriacher Becken bis zur Mur hin fort.

Daß in einem frühen Relief die wenig prägnanten Wasserscheiden die Talniveaus nur wenig überragten, belegt heute noch das Hochtal der Teichalm, das in 1200 m Höhe Ost-West zieht, während weiter im Norden in diesem Niveau die Talrichtung ostwärts verlief. Das Relief bestand damals aus wenigen mäßig hohen Rücken, zwischen denen es breite Durchlässe gab. Da das Teichalmtal zur Mur orientiert ist, muß es damals doch schon einen Murchdurchbruch, allerdings nur durch das Randgebirge und nicht durch das Grazer Bergland, das damals noch nicht durchbruchsfähig war, gegeben haben. Die Länge beschränkte sich auf die Kristallinzone und betrug rund 10 km gegen 40 km heute. Im Grazer Paläozoikum ragten damals nur isolierte Rücken und Kuppen auf.

Im Bereich der Talanlagen gibt es neben dem im Gesamtgebirgsbau bedingten Wechsel der Talrichtungen, der das abwechslungsreiche Talgitter erzeugt, auffällige Änderungen durch die rückschreitende Erosion, die zu Anzapfungen führt. Solche Stellen trifft man im Randgebirge mehrere. Vom Draudurchbruch arbeitet die Feistritz zurück und köpfte den Oberlauf der Saggau und Weißen Sulm. Die Sulmanzapfung erfolgte westlich vom Waldpeter in einem 1250 bis 1300 m Niveau durch die Krumbach-Feistritz. Das Umbiegungsknie nach Süden liegt heute in etwas über 1000 m Höhe. Die Sulm verlor rund 8 km ihres obersten Laufes und rund 25 km² Einzugsgebiet. Die Saggau büßte zwischen 900 bis 1000 m Höhe westlich von St. Lorenzen bei Eibiswald und im Radelpaßgebiet zwischen 750—900 m einige Quadratkilometer durch den Wild- und Radlbach ein. Diese Stellen sind reich an Ecken und Leisten. Anzapfungen erfuhr die Gebirgsrandflur zwischen St. Stefan und Ligist im 600 m Niveau bei Hochstraßen, wo der Zachgraben von SO her den direkten Abfluß aus dem Schwarzsachsen Hahnkogelgebiet zur Kainach an sich brachte. Im Bereich des Alpsteig-

strunkpasses eroberte der Freßnitzbach von Westen, vom Mürztal her, die Nordabflüsse des Teufelsteins, die einst über den Alpsteig zur Feistritz entwässerten. Der Einschnitt in das alte Niveau beträgt bei dem Alpsteig (1078 m) um hundert Meter. Hier, wie im Radelgebiet, liegen zwei Anzapfungsknie in Abständen von 1—1,5 km hintereinander. Im Trasattel-Eisenpaßabschnitt, nördlich der Hochalpe, zerlegte der Einschnitt des Utschgrabens von Norden aus eine W—O-Furche. Hier vollzog sich bereits das, was im Teichalmthal durch die Raab bei dem Schwabbauereck und dem Tobergraben bei dem Angerwirt unmittelbar bevorsteht, nämlich die Zerlegung eines alten Hochtales, in diesem Fall aber durch Anzapfung von Süden aus dem Passailer Becken.

Die Talanordnung ist im Bereich der Quelltrichter (Sulm, Laßnitz, Köflacher-, Pöllauerbucht, Vorauer-Waldbachmulde) meist recht symmetrisch, erst auf dem Weg in das Vorland stellen sich Asymmetrien ein, die dort, wo die Flüsse aus der S—SO-Richtung in die reine Ostrichtung umbiegen, ihre höchsten Werte erreichen, wo bei Köppling im Kainachgebiet Werte von 9 : 1 (N : S) zu messen sind. Zwischen Schwarzer Sulm — Stullneggerbach — Laßnitz und Wildbach bestehen zwischen S und N bis SW und NO Asymmetrien von 1 : 2 bis 1 : 3. An der Feistritz ist im Abschnitt Birkfeld-Unterdisau das westliche Einzugsgebiet bis dreimal so groß als das östliche. Die Asymmetrien bleiben im Gebirge aber viel unregelmäßiger als im Hügel- und Riedelland, wo im Grabenland sowohl die N : S- als auch die W : O-Asymmetrie sich besonders gut entwickelten. Im Gebiet von Hietzendorf erreicht die N : S-Asymmetrie Werte von 4 : 1, im Abschnitt Frauental-Großflorian die W : O um 2 : 1. Im Saggautal östlich von Eibiswald wechseln die S : N-Werte stark, bei Pitschgau lautet das Verhältnis S : N = 5 : 1, einige Kilometer weiter östlich bei Oberhaag aber schon 1 : 1. Heterogen sind die Ursachen der Asymmetrien, auch sind die Asymmetrien im Gebirge vielfach keine primären, sondern gewordene. Hat man im Riedelland die HILBERSche Regel (1886), den Zug flußabwärts nach der tieferen Erosionsbasis der nächsten Flußeinmündung zu beachten, legt man heute mehr Gewicht auf die Expositionsunterschiede im Sinne POSERS & MÜLLERS 1950, wo eine einseitige Flußarbeit gegen die aufgetauten sonnseitigen Hänge zur Unterschneidung führt. Auch der Stoß kleinster Seitengewässer, die viel Material mitbringen, wie es bei den Tobeln der Fall ist und den Bach einseitig abdrängen, können Anlaß zu einer Asymmetrie sein. Aber man steht da, was die Quantität der Einflüsse anbetrifft, erst am Anfang einer Klärung. Die ganz großen Unterschiede im Einzugsbereich entstanden durch die Umlegung einer NW—SO-, beziehungsweise N—S-Entwässerung, in eine W—O-Entwässerung. Für kleinere Asymmetrien mag das Einlenken der Wasserläufe in das Gesteinsstreichen und das Abgleiten des Wassers auf den Schichtflächen eine Rolle spielen. Unterschneidung der Schichtköpfe, starke Zerklüftung dieser Partien mit nachfolgender Rinnenbildung, kräftigste Verwitterung in Süd- und Südwestexposition hat weiter mitgeholfen, die kleinen Asymmetrien zu schaffen. Geographen und Geologen, so z. B. KREBS 1913 und 1928, SÖLCH 1928 und WINKLER-HERMADEN nehmen zur Erklärung der großen Asymmetrien Schrägstellung, also die Tektonik, in Anspruch. Von einer Bestimmung des quantitativen Anteils, der auf die einzelnen Faktoren entfällt, ist man jedoch noch weit entfernt.

Die Durchbruchstäler und die Terrassenfrage

Bei den Durchbruchstälern unterscheidet man zweckmäßig zwei Arten, einmal die großen Durchbrüche der Mur und Drau und dann die Randdurchbrüche, wie sie vor allem die Feistritz und Kainach-Teigitsch auszeichnen. Die Durch-

brüche der großen Flüsse durch das eigentliche Randgebirge sind kurz (8—10 km) und relativ einförmig. Bei dem Draudurchbruch wächst erst bei Hinzunahme des Doppelbeckens von Hohenmauthen-Mahrenberg und dem Durchbruch durch die Bachern-Vorzone im Norden und dem Radel-Remsnigg-Pösruck die Engstrecke auf 40 km an.

Bei der Kainach handelt es sich um die Engstrecken zwischen den einzelnen Becken, dem von Voitsberg und Krottendorf mit den Engstrecken bei Arnstein und St. Johann. An der Feistritz kann man die Strecke Birkfeld—Anger als Durchbruchstrecke zählen, dann die Enge zwischen dem Rabenwald und dem Kūlmel und die zwischen dem Rabenwald und dem Kulm und die Enge bei dem Schloß Herberstein. Hier handelt es sich nicht um antezedente sondern um epigenetisch-antezedente Durchbrüche.

Das Charakteristische des Draudurchbruches zwischen Unterdrauburg und Trofin, bis zu dem Beginn des Beckens von Hohenmauthen sind auf der Nordseite der Drau die zahlreichen Kleinecke. Alles Zerschneidungsformen, die vier kleine Gräbchen von 3—6 km Länge und einem durchschnittlichen Gefälle von 150—200 ‰ herauschnitten. Ein Leitniveau fehlt. Südlich der Drau begleitet ein Seitenrücken des Bachern in 750—850 m Höhe den Fluß. Diese Höhe haben auch weiter im Osten Kammstücke und Kuppen, die in den Radel-Remsnigg-Pösruck-Parallelzug südlich der Drau überleiten, der sich in Höhen von 850—940 m hält, aber von vier Bächen, die vom Bachern kommen, zerlegt wird. Diese Höhen entsprechen weitgehend den Radel-Remsnigg-Pösruckwerten. Das 900-bis 700 m-Niveau ist hier ein Hauptniveau. Vor dem Einschneiden in dieses Niveau gab es keinen langen Draudurchbruch. Der Abstieg von diesen Höhen in die Taltiefe erfolgt nur über kleine Ecke, kaum wo gibt es Leisten, die parallel zur Drau verlaufen. In der Höhe um 700 m liegen im Remsnigg-Pösruck östlich Kapla und im Bereich der Schmirnberger Teiche alte Talniveaus, die W—O ziehen. Südlich des Drauparallelrückens erinnert der Pfarrersattel in 715 m und der W—O-fließende Slepnicabach an eine alte W—O-Talung. Die hohen Talreste im Remsnigg-Pösruck zeigen deutlich, daß damals noch kein enges Drautal bestanden haben kann, sondern es mehrere W—O-gerichtete kleinere Täler gab, die dann von der Drau angezapft wurden. In diesem 700 bis 900 m-Niveau floß wahrscheinlich die Drau in der Gegend von St. Lorenzen ob Eibiswald in nordöstlicher Richtung; es war der karinthische Fluß WINKLER-HERMADENS.

Der Murdurchbruch zwischen Bruck und Pernegg weist auch kein durchziehendes Leitniveau auf. Es gibt kleine Ecke und Leisten hauptsächlich auf der Nordflanke des Remmfeldes und Seitenkämme, die vom Hochanger herabziehen und zwischen 1200 und 800 m als Kammstutzen enden. Von dort geht es, wie von der Schweizeben (1023 m) und dem Übelstein (1008 m) über ungegliederte Hänge mit Neigungen bis über 30 Grad zur Mur herab. Der wesentliche Unterschied zum Draudurchbruch besteht aber darin, daß die Mur in der Engstrecke sofort markante Prall- und Gleithänge ausbildet, während die Drau nach Umbiegung bei Unterdrauburg, die noch im Bereich des Talbodens, der dort einen Kilometer Breite hat, erfolgt, recht gestreckt ohne auffallende Krümmungen bis in das Becken von Hohenmauthen fließt. Die Prallhänge sind im Murtal unter der Schweizeben und dem Übelstein gut entwickelt. Heute ist der Prallhang unter der Schweizeben nicht mehr aktiv. Eine 100—150 m breite Schottertalsohle legt sich zwischen den Murlauf und den Prallhang. Diesen kerben auf 700 m Länge sieben Rinnen, die nach unten zu etwas zusammenlaufen. Der Prallhang unter dem Übelstein wird dagegen heute noch von der Mur unterschritten und auch von Rinnen, die jedoch bedeutend tiefer sind, zerlegt

Diese Rinnen nähern sich aber nach der Mur hin nicht und so bildeten sich steile Dreieckshänge aus.

Im Draudurchbruch sieht man unter Schloß Buchenstein und westlich von Trofin rechts der Drau schmale jungpleistozäne Schotterterrassen, links treten solche bei St. Sebastian und westlich vom Tulc auf. Die Drau selbst floß bei Trofin, vor Errichtung der Saldenhofener Wehranlage, in einem Felsbett. Im Becken von Hohenmauthen und Mahrenberg nimmt die Terrassenbreite auf 1,8 km zu und die Terrassenfluren haben zwischen Gegental (Kortin) und Hohenmauthen eine Höhe von 370—385 m und der Terrassenabfall beträgt 60—70 m. Die von Norden kommende Feistritz vermag den Terrassenkörper auf direktem Weg nicht zu durchbrechen und wird zwei Kilometer nach Osten verschleppt, bis die Drau an einer Nordbiegung ihr entgegen kommt, aber schon vorher, bei Trofin (Trbonje), erlitt der Rekabach auf der rechten Drauseite das gleiche Schicksal und zwängte sich zwischen dem Terrassenkörper und dem Berghang 1,8 km nach Osten, bis er die Drau erreicht. Im Becken von Mahrenberg hat die Terrassenflur nur mehr eine Höhe von 350—360 m und der Abfall zur Drau erniedrigt sich auf 40—30 m. Bei Maria Stein und westlich Oberfreising (Grn. Vizinga) strömte die Drau vor der Aufstauung in einem Felsbett.

Das Murtal kennt bei Übelstein Schotterterrassen, die jedoch bei dem Prallhang aufhören. Der gegenüberliegende Gleithang ist bis in 10—15 m Höhe mit Schotter überbaut. Weitere Terrassen stellen sich erst südwestlich der Wehranlage bei Zlatten ein, die aber durch den Zlattenbach und einem kleinen Gewässer, das von dem Kirchkogel herab zieht, eine Überschotterung erfuhren. Bei Traföß, zwei Kilometer südlich von Kirchdorf, überdeckt der Schwemmkegel, der von dem nur vier Kilometer langen Trafößbach stammt, in über 1 km Breite die Murschotter. Erst bei Röthelstein entwickelte sich eine bis 500 m breite Gleithangterrasse. Durchziehende Schotterterrassen fehlen, aber auch in den Engstellen besitzt die Mur nirgends ein Felsbett. Die nächsten gut ausgebildeten Murterrassen liegen bei Frohnleiten, im Lee eines Felsspornes unter Kote 532 m. Nach WINKLER-HERMADENS Nomenklatur sind hier Terrassen, die seiner oberen lehmbedeckten, altquartären Terrassengruppe, dann der mittleren Terrassenfolge, nach WINKLERS Nummerung die Terrassen VIII und IX, die der Rißzeit, beziehungsweise dem Riß-Würminterglazial angehören und die Würmterrasse (XI) vertreten. Zwischen Deutsch-Feistritz und Stübing erfährt die niedere Murterrasse durch Sedimente, die aus dem Königsgraben und anderen Gräben stammen, eine Überbauung. Ähnliches ist links der Mur bei Wörth-Friesach zu beobachten. Auch die bis einen Kilometer breite Terrasse des Gratwein-Straßengrler Feldes erhält durch die Gewässer, die vom Jäger- und Kugelberg herab-eilen, einen Überbau, der aber im Vergleich zu dem nördlich von Stübing nicht weit auf die Terrassenflur reicht. In der Enge zwischen Straßengel-Weinzödl, mit zwei ausgeprägten Prallstellen, eine an der Kanzel, die andere am Jungfernsprung, hören die Terrassen wieder auf. Die Raachleiten ist ein alter Prallhang, der heute bereits von mehreren Rinnen, aus denen kleine Schwemmkegel sich vorbauen, genarbt wird. Bei Eichberg und bei der ehem. Haltestelle Gösting beginnt die Terrassenentwicklung des Grazer Feldes. Bei Eichberg ist die Terrasse gestuft und wird dort, wo die Rinne zwischen Kanzel und Admonterkogel austritt, von einem Schutt-Schwemmkegel überbaut. Der Einfluß des Bergrahmens rechts der Mur ist geringer. Der Göstingerbach schneidet sich gleich in den Terrassenschotter der Hauptterrasse ein und seine Einmündung in die Mur wurde nur wenig verschleppt. Die Talsohlenbreite, die zwischen dem Plabutsch und dem Reinerkogel zwei Kilometer beträgt, schwillt bis zu der Linie Bründl-

St. Peter auf sieben Kilometer an. Im Westen versiegen die kleinen Rinnale auf der Schotterplatte, im Osten stellt sich Flußverschleppung ein. Die Verschleppungstendenz nimmt murabwärts zu und erfaßt im Leibnitzer Feld auch die Flüsse der Westseite.

Im Drautal gibt es in der 22 km langen Engstrecke zwischen Unterfeising und Faal keine schönen Schotterterrassen, sondern nur an die Hänge gepreßte Drauschotter bis 40 m über den Fluß, der sich in erosionsstoten Stellen erhalten konnte. Es fehlen auch Schwemmkegel, obwohl von der Nordseite zehn Gräben herab ziehen und von Süden zwei Täler und vier Gräben einmünden. Die Erosionskraft der Drau beseitigte alles. Zwei nordwärts gerichtete Drauschleifen, eine bei Fresen (Brezno) und eine vor Faal, mit einem und zwei Kilometer Ausschlag, liegen in dieser Engstrecke. Bei Faal stellt sich ein fast zwei Kilometer breiter Terrassenkörper ein, der bis Marburg auf fünf Kilometer anschwillt. Der kleine Recnikobach, Einzugsgebiet vier Quadratkilometer, erleidet eine Verschleppung, die nächsten Bäche aber nicht mehr. Im Marburg-Pettauer Feld tritt eine Verschmierung der Drauschotter durch die kleinen Gewässer der Bachernostseite ein. Auf kleine Schwemmkegel, Dammflüsse, feuchte, verlehnte Streifen längs des Bachernfußes stößt man.

Bei den kleinen epigenetisch-antecedenten Randdurchbrüchen handelt es sich um Engstrecken von einigen hundert Metern bis 3,5 km Länge. Zählt man die Kerbtäler, die in das 800—1000 m-Niveau eingeschnitten sind dazu, erhöhen sich die Längen um 10—15 km. In den Kerbtälern legten die Flüsse Biegung neben Biegung an. Die Ausschläge halten sich meist zwischen 100—300 m, solche von 500 m nach Länge und Breite gehören bereits zu den recht großen. Auf einem werdenden Umlaufberg von 500 : 500 m liegt z. B. Schloß Frondsberg rund 100 m über der Feistritz. Der Feistritzdurchbruch von St. Ulrich (566 m) hat eine Länge von 500 m und erreicht knapp 120 m Tiefe, hat also nur die Ausmaße einer Flußschleife. Der Freienberger Durchbruch mit 3,5 km Länge zwischen Rabenwald und Kulm und unmittelbar rahmenden Höhen von 800 bis 875 m und einer relativen Einschnittstiefe von 400—550 m ist ein enges Kerbtal ohne Leitniveau. Die Feistritz hätte bei Lebing nur etwas westlicher über das 500 m-Niveau zu fließen brauchen, um uneingeengt das Vorland zu erreichen. Noch auffallender ist die drei Kilometer lange „Herbersteinklamm“, die den Buchberg von dem Kulm abtrennt und wo auf einem Prallhangsporn das Schloß Herberstein steht. Bei einem Weiterfließen der Feistritz von der Hofmühle nach Osten über das Gebiet von Schielleiten wäre ein freier Weg in das Vorland gefunden worden. Die Fessel des Buchberges mißt kaum einen Kilometer in der Breite. Die kleinen Gewässer des Rabenwaldausläufers (Buchkogel), überlastet mit Verwitterungsmaterial und bedrängt von Hangrutschungen, dürften die Feistritz nach Süden gestoßen haben, so daß sie sich nochmals im anstehenden Kristallin verding.

Die Verengungen bei Voitsberg und Hl. Blut an der Kainach haben Längen von 300—400 m, die Durchbruchsstrecke bei Arnstein von 1600 m und die letzte Enge unter dem Ditterberg eine solche von 300—400 m. Die unmittelbaren Überhöhungen übersteigen nirgends 250 Meter. Bei Söding erreicht dann der Kainachtalboden eine Breite von 2700 m und übertrifft damit die Beckenbreite von Gaisfeld (1400 m) und Voitsberg (1200 m) bedeutend. Hier gibt es für den Fluß auf dem Weg in das Vorland keinen bequemen. Die Aneinanderreihung von Kleinbecken nach dem Gebirgsrand hin hängt mit der Differenzierung der Landschaft im jüngsten Tertiär zusammen, als die einst einheitlichen Buchten Untergliederungen erlitten.

Zwischen den großen Durchbruchstätern der Mur, Drau und den kleineren Tälern, die nur aus dem Randgebirge in das Vorland führen, gibt es einen ganz wesentlichen Unterschied. Die großen Flüsse haben überall dort, wo es Talweitungen und geschützte Leelagen gibt, beachtliche pleistozäne Schotterablagerungen hinterlassen und schütteten in das Grazer-, Leibnitzer- und Marburg-Pettauer Feld ihre Schotter hinein. Im Klagenfurter Becken besitzen diese Ablagerungen Mächtigkeiten von 100—115 m, im Becken von Hohenmauthen von 60 bis 70 m und bei dem Austritt in das Vorland bei Faal sind es bis zum Draubett, das dort kein Felsbett mehr ist, noch 40—45 m. Im Murtal zwischen Bruck und dem Süden des Grazer Feldes bewegen sich die Mächtigkeiten zwischen 20—50 Metern. Bei den kleineren Flüssen, die nur im Randgebirge wurzeln, haben die pleistozänen Schotterablagerungen nicht nur viel geringere Mächtigkeiten, sondern sie sind auch in ihrer horizontalen Ausdehnung viel bescheidener, treten oftmals ganz zurück und werden von den rezenten Ablagerungen verhüllt. Stammen die Drau- und Murschotter aus einem kaltzeitlich noch stark vergletscherten Talgebiet, in dem die sommerlichen Schmelzhochwässer Transportleistungen vollbringen konnten, die die der heutigen säkularen Hochwässer überstiegen und die während der sommerlichen Schönwetterperioden auch viel länger andauerten als die Hochwässer rezenter Schlechtwetterperioden, so fehlt bei der geringen Vergletscherung des Randgebirges diese Wirkung den reinen Randgebirgsflüssen. Auch die Frühjahrsschneeschnelzen konnten, trotz einer Schneeeakkumulation von Oktober bis April während der Kaltzeiten, bei den eher geringeren als höheren Niederschlägen, wo die Akkumulationen je nach Höhenlage um 350—600 mm Wasserwert ausgemacht haben dürften, keine größeren Hochwässer nach sich ziehen, als es die heutigen bei VB-Lagen oder nach heftigen Gewittergüssen sind, da ja die Schneeschmelzen sich über viele Tage, mit beachtlichen Abschwächungen nachts, erstreckten.

An Feistritz, Kainach, Laßnitz, Lafnitz, Sulm und Saggau fehlen die großen, gut sichtbaren Schotterterrassen. In den engen Kerbtalabschnitten ist das verständlich, aber auch dort, wo die Flüsse aus dem Gebirge in das Vorland treten, ist die Situation eine andere als im Grazer- oder Marburger Feld. Man sieht bei den kleinen Flüssen wenig von den Schotterterrassen, und wenn sie vorhanden sind, liegen sie heute verhältnismäßig weit von dem Fluß ab. Am Beispiel der Laßnitz, die bei Deutschlandsberg das Gebirge verläßt und wo EISENHUT 1965 die Sedimentationsverhältnisse genau untersuchte, sei dies aufgezeigt. Während WINKLER-HERMADEN eine Phase kräftiger Erosion im ausklingenden Pleistozän und ältesten Holozän nachzuweisen glaubte, der dann wieder Akkumulation, zuerst Grobschotter, dann immer feineres Material und Lateralerosion folgte, die den breiten Talboden schuf, meint EISENHUT, und das wohl mit Recht, differenzierter vorgehen zu müssen. Zwischen Deutschlandsberg und Großflorian baute die Laßnitz einen 7 km langen, 7—8 ‰ geneigten Schwemmkegel vor, der zum größten Teil aus Schottern besteht, die jedoch von einer Feinmaterialauflage bis zu einem Meter Mächtigkeit verdeckt werden. In diesen Schwemmkegel tiefte die Laßnitz dann eine 100—200 m breite Talaue etwa 1—1,5 m ein. In der rezenten Talaue kam es zur Ausbildung von zwei Böden, eines tiefgründigen, unreifen braunen Aubodens und eines seichtgründigen, grauen Aubodens auf Sandlinsen. Dann schließt sich weiter flußabwärts ein Übergangsabschnitt mittleren Gefälles an, der im Sinne der Nomenklatur WINKLER-HERMADENS von der riß-würmzeitlichen (interglazial) Helfbrunner Terrasse begleitet wird. Diese Helfbrunner Terrasse zerschneiden kleine Seitengewässer. Die Laßnitz selbst wird ab Großflorian zum Dammfluß und das Gefälle

sinkt auf 2 ‰ und weniger. Den Schotter überdecken auch dort Feinsedimente, die schon bis 2,5 m mächtig sein können. Der gefällsärmste Abschnitt (Gefälle 0,5 ‰) reicht von der Pölmühle bis zum Leibnitzter Feld. Die rezente Talaua ist dort aber kein Damm mehr und nimmt $\frac{1}{4}$ des gesamten Talbodens ein, während auf die flachen Schleppen von der Seite her etwa $\frac{1}{3}$ des Talbodens entfallen. Für das geringe Gefälle macht EISENHUT den Stau der Laßnitz durch die Murschotter verantwortlich. Als im Murtal die Schotterzufuhr noch gewaltig war und sich dort auf die Schotter kaum wo Feinmaterial legte und keine verschiedenen Böden sich einstellten, verlief hier die Entwicklung viel unterschiedlicher. Das bindige Substrat der Randzone gehört im Laßnitztal nach EISENHUT ins Pleistozän und wurde unmittelbar nach den Schottern und Sanden abgelagert. Die Verbauung des Laßnitztales durch die Murschotter förderte die Feinmaterialablagerung im untersten Abschnitt, es kam auch zur Bildung eines Aumoorhorizontes. Mit dem Ausklang der Kaltzeit ließ der kräftige Murschotternachschub nach. Im Spätglazial führte eine letzte Belebung der Solifluktionsvorgänge zu einer Belebung der Akkumulation, aber dabei spielten die Feinsedimente, die die Schotterfächer bedeckten, eine wichtige Rolle. Die subrezente breite Talaua wurde für viele Täler bestimmend, seitlich kamen die Einflüsse der Schleppen und das Material aus den Tobeln dazu. SOLAR und RIEDL berichteten aus dem Raabgebiet ebenfalls über verschiedene Sedimentationsphasen über würmkaltzeitlichen Einschotterungen. Ablagerungsarme Abschnitte, schmale oder breitere holozäne Austreifen, junge Dämme seitlicher Zubringer, schluffig-tonige Fazien über Schottern und sandig-lehmige Schleppen am Rand werden erwähnt. Überall aber tritt der freiliegende Schotter zurück. Der starke Einfluß von dem Rand her, die große Bedeutung der Schleppenhänge, die oft breite Entwicklung der frührezenten bis rezenten Talauen steht in diesen Tälern im Vordergrund. Das Übereinander der Sedimente überwiegt am Austritt der kleinen Täler das Schachtelrelief im Drau- und Murtal.

Die Untersuchungen der Talformen, Talauen und Flußsedimente vom Gebirgsaustritt nach dem Vorland hin erbrachte eine reiche Differenzierung, die in diesem Ausmaß in den Durchbruchstrecken, aber auch im inneralpinen Raum fehlt, trotzdem ist es notwendig, die zu einfachen Vorstellungen, wie sie das so großartige, klassische Eiszeitschema von A. PENCK und Ed. BRÜCKNER und ihren Zeitgenossen enthält, zu revidieren. PENCK betont im Grazer Feld die Größe der Niederterrassen (S. 1130/31), weist darauf hin, ihre Schottermasse sei nicht einheitlich und meint schließlich, es ließen sich vier verschiedenaltige Schotter als Repräsentanten von vier Eiszeiten feststellen. HILBER 1912 schied fünf Terrassen im Grazer Feld aus, nimmt aber eine einzige Zuschüttung an, die dann in fünf verschiedenen Zeiten ausgeräumt wurde. Jahrzehnte später scheidet WINKLER-HERMADEN (1943—55) die unteren und oberen Teilfluren (Spätwürm) des Grazer Feldes, darüber die Hauptterrasse XI (Hauptwürm), dann die zwei Premstättner-Kaiserwaldterrassen (Premstättner-Schweinsbachwald Terrasse IX, Kaiserwaldterrasse-Rosenbergterrasse VIII, Mindel-Riß Interglazial) aus. Letztere weisen mächtige Lehmhauben auf. Die beträchtlichen Auffassungsunterschiede zwischen der klassischen Schule und WINKLER-HERMADEN bestehen darin, daß die Materialanlieferungszeiten für die Vorwürmschotter von WINKLER-HERMADEN in die Interglazialzeiten, statt in die Glazialzeiten verlegt werden.

Das Marburg-Pettauer Feld hält PENCK (S. 1086) für einen flachen Schuttkegel, der ein großes Niederterrassenfeld darstellt und wo es nirgends eine Hochterrasse oder noch ältere Schotter gibt. Im Vergleich zu PENCK führt TROLL 1926 weitere Differenzierungen auf den jungglazialen Schotterfluren durch. TROLL

weist einen dreimaligen Wechsel von Wasser- und Schuttfuhr nach und im Rhythmus von Erosion und Aufschüttung entstanden Erosionstrichter und Aufschüttungskegel. Ein Rückzug des Eisrandes führt zur Erosion, ein Eisstillstand zur Aufschotterung des Talbodens (S. 24). Das Schotterfeld der Drau zwischen Marburg-Pettau ordnet TROLL der Niederterrasse zu (S. 54/55) und meint, die größeren Flüsse haben auch noch in einer Zeit Terrassen zu bilden vermocht, als bei den kleineren die Tiefenerosion schon nahezu eingestellt war. Am längsten haben Rhein, Inn und auch die Drau ihre Erosionskraft bewahrt, die infolgedessen auch eine vollständige Übereinstimmung in der Terrassengliederung erkennen lassen (S. 88). Leider sind diese Übereinstimmungen aber gar nicht so stark. TROLL ist aber gleich wieder sehr kritisch, so spricht er von der sogenannten „interglazialen“ Talbildung (S. 90) und verlegt den Vorgang der Zertalung für die Niederterrassen nicht in die Interglazial-, sondern in die Spätglazialzeit.

Geht man aus dem Marburg-Pettauer Feld drauaufwärts in das Klagenfurter Becken bis zu den Moränenablagerungen, so stößt man auf diese im Gebiet Völkermarkt-Bleiburg. Es zeigt sich dort, alle Autoren, PENCK, HERITSCH und alle späteren, so sehr sich ihre Auffassungen im einzelnen unterscheiden mögen, sind sich darin einig, die Moränen, seien es die der Würm- oder Rißvergletscherung, liegen im Bereich des Libitschberges (Lettenstätten, Moos) auf der gewaltigen Schotterfläche des Jauntales, in die die Drau einen 80—100 m tiefen Cañon eingrub. Eine Differenzierung in Terrassenstockwerke und Terrassensporne, sieht man von den spätglazialen Erscheinungen im Zungenbecken ab, beginnt erst östlich von Bleiburg. Der Schotterkörper wird im Jauntal durch die kleinen Gewässer aus den Karawanken, die heute zum Teil auf den Schottern versiegen, in S—N-Richtung und durch Quellaustritte im Verein mit der rückschreitenden Erosion vom Draueinschnitt in N—S-Richtung angegriffen. Im Sinne der strengen, klassischen Eiszeitlehre handelt es sich hier um eine Niederterrasse, also eine recht junge Form. Wie können aber auf so einer Terrasse die Würm- oder gar Rißmoränen lagern! Selbst wenn man zu beachtlichen Aufschüttungen und Ausräumungen im Jungpleistozän seine Zuflucht nimmt, bleibt viel Ungeklärtes zurück. Man erinnere sich, daß PENCK (S. 1131) für die Niederterrasse des Grazer Feldes äußerte, in ihr stecke wohl auch älteres Material. Das dürfte in noch höherem Maße für das Drauschotterfeld im Jauntal gelten. Ein gewaltiger Schotterkörper in vielen Lagen und in mehreren Phasen aufgebaut, vom Rand her überbaut, wurde erst in einem verhältnismäßig späten Stadium, und da nur wenig, zerlegt.

Im Sinne der Auffassung von TROLL vom Wesen der spätglazialen Erosions- und Aufschüttungsvorgänge (S. 24—26) bauen sich von den jeweiligen Endmoränenständen Trompetentäler in das Vorland vor, von denen die älteren breit ausfächern und die nachfolgenden immer schmaler werden und sich in die älteren einlagern. Die jüngeren Formen greifen einerseits immer weiter noch dem Vorland aus, andererseits rücken sie auch immer wieder an den rückweichenden Gletscher heran. So eine Entwicklung benötigt aber einigen Platz, der in einem Vorland vorhanden ist, aber nicht in engen Tälern. Trompetentalbildung ist eine harmonische Entfaltung, indem durch die Eintiefung in die Vorgängerform Material weggenommen wird, das aber nach nicht zu weitem Transport wieder zur Ablagerung kommt. Zuerst Ablagerung, dann Einschnitt und wieder Ablagerung, wie es eben die Regel bei einer Schwemmkegelzerlegung ist, wiederholt sich mehrfach. Das Gefälle mindert sich dabei von den älteren zu den jüngeren Formen, aber es gibt keine beachtlichen Neigungssprünge, sondern kontinuierliche Verläufe herrschen vor. SPREITZER 1953 ging dieser Frage am eiszeitlichen

Murgletscher nach. Ähnliches zeigen die Schwemmkegelanlagen am Gebirgsaustritt fern jeder Moränenentwicklung. Schwemmkegelaufschüttung bei Austritt des Flusses aus dem Gebirge, bedingt durch die Gefällsminderung im Vorland, führt zu einem Rückstau in das Kerbtal hinein, das wieder veranlaßt eine Transportminderung unmittelbar vor der Kegelspitze, nun erfolgt Einschneiden an der Kegelspitze automatisch mit Materialwegnahme dort, das mit Vorbau eines neuen Kegels mit geringerem Gefälle verbunden ist. Ein solcher schmaler Kegel bietet sich meist in Form einer jungen Talaue, die in einen Dammfluß übergeht, dar. Veränderungen der Wassermengen und des Transportangebotes schaffen weitere Varianten. All diesen Vorgängen haftet was Rhythmisches an und es gibt ein An- und Abklingen. Das gilt nicht nur für das Längsprofil, sondern auch für die seitlichen Ausscherungen, wie sie gerade in Gebirgstälern bei Biegungen auftreten müssen.

Bei den pleistozänen Terrassen im Drau-, etwas weniger im Murtal gibt es oftmals ziemliche Höhengsprünge. So sinkt die Terrassenhöhe von Bleiburg von 480—470 m bis Lavamünd auf 430—420 m (Gefälle der Drau um 1,1 ‰, der Terrasse 6—8 ‰) ab, um dann auf längere Strecken viel weniger an Höhe zu verlieren; etwa zwischen Unterdrauburg und Hohenmauthen, wo das Terrassengefälle 3—4 ‰ ausmacht. Zwischen Hohenmauthen und Mahrenberg erfolgt wieder ein Sprung von 20—30 m auf 2—3 km Horizontalstrecke. Dieses Abwechseln von steileren und flacheren Terrassengefällen läßt sich verhältnismäßig zwanglos erklären, nimmt man östlich von Bleiburg einen stark geneigten Sander an, dem flußabwärts jüngere und flachere Schüttungen folgten. Nach Engen bauten sich ebenfalls neue Schwemmkegel vor, an die sich Einschnitte mit wieder flacheren Kegeln anschließen. Dazu gesellt sich der Einfluß von der Seite, wo bei Einmündungen der Seitentäler, deren Schwemmfächer eine stauende und damit das Gefälle vermindernde Wirkung ausüben. Im Gailtal z. B. ist der Einfluß von der Seite her so stark, daß von ihm allein die Aufschüttung ausgeht und die Gail nur als Materialverteiler fungiert. An der Drau kommt den Seitengewässern auch Bedeutung zu, z. B. zwischen Schwabegg und Lavamünd, dann bei Trofin und östlich von Saldenhofen, wo die kleinen Seitenbäche an der Ausarbeitung von mehrfach gestuften Terrassenspornen maßgeblich mitwirkten. Das Material stammt vom Hauptfluß, die Treppung ist ein Werk der seitlichen Zubringer. Diese Terrassentreppen stimmen mit denen parallel zur Drau nicht oder nur schlecht überein. Im Becken von Hohenmauthen und Mahrenberg fällt weiters auf, daß die größten Terrassenhöhen isoliert flußabwärts, und nicht an der Terrassenwurzel liegen. Diese Erscheinung ist vielfach eine Wirkung der Seitengewässer in Kombination mit dem Hauptfluß. Im Doppelbecken zog die Drauschleife östlich von Saldenhofen und Hohenmauthen die Feistritz und den Radelbach an sich. Dort wurden die Terrassen erniedrigt oder gar beseitigt, aber im Erosionslee erhalten. In Kombination von Schwemmkegelaufschüttungen des Hauptflusses, Einschneiden des Hauptflusses und weiterem Vorschub von Material flußabwärts plus der Einwirkung von den Seiten, einmal im Sinne von eigener Materialanlieferung der Seitengewässer und dann durch Zerschneidung des eigenen und des Fernmaterial entstanden die Terrassenstockwerke. Dazu treten all die zwangsläufigen Veränderungen, die durch die Verlagerungen der Flußschleifen des Hauptstromes sich ausbilden müssen. Die Ergebnisse sind von Flußabschnitt zu Flußabschnitt sich ändernde Terrassensysteme, die jedoch aus keiner langhin einheitlichen Aufschüttung und nur von der vom Hauptfluß herührenden Arbeit stammen.

KLEINFORMUNG

Die Höhen erfuhren in den pleistozänen Kaltzeiten durch Schnee und Firn — die Vereisung erreichte allerdings nur wenige Quadratkilometer und machte kaum ein halbes Prozent aus — und die periglazialen Vorgänge darunter an vielen Stellen ganz einprägsame Gestaltungen. Schöne Kare gibt es allein in der Koralpe, drei, alle in N—NO-Exposition mit Böden in 1900 m, 1820 m und 1700 m Höhe. Aus den verschiedenen hohen Karbodenlagen bei geringsten Abständen auf zu unterschiedliche Lagen der Schneegrenze schließen zu wollen, wäre jedoch irrig. Die Schneegrenze, die richtigsten Werte gaben schon Ed. RICHTER und A. v. BÖHM an, senkte sich von der Koralpe in 1750—1700 m bis zum Stuhleck (Nordseite) auf 1350 m. Auf dem Stuhleck gibt es ein Kar in Südexposition mit einem Boden in 1500 m Höhe. Auf dem Größenberg-Ameringzug liegen in NO-Exposition drei mäßig schöne Kare. Der flachste Boden stellt sich in 1700—1800 m ober den Karhütten ein. Auf der Nordseite des Gleinalmspeiks treten nur Karoide auf. Trotz reiner Nordexposition und Rahmungshöhen von 1890—1990 m fehlt ein Karboden. Der Quelltrichterkauf erreicht hier nur Höhen von 1300—1400 m und lag damit schon unter der kaltzeitlichen Schneegrenze. Zahlreiche Hänge von über 1700 m zeigen Ansätze zu flächenhaften Schneeeindellungen und ein Zurücktreten der linearen Erosionsarbeit. Karoide und Karoidspuren weist auf der Nordseite sogar der Wechsel auf. Die Form östlich des Umschubriegls bezeichnet A. v. BÖHM sogar als Kar. Es ist das östlichste der Alpen.

Außer den Karen und Karoiden findet man auf den Rücken Ansätze zu Kammerwächtenstufen und Hangeindellungen, etwas unter den Kämmen, die durch langandauernde Schneelagen hervorgerufen werden. Über der Roßbachalm sind die Schneeflecke und Schneestreifen von Graz aus bis in den Frühsommer hinein zu sehen. Die Ost- und Südostseite ist da hinsichtlich der Schneeanhäufung begünstigt, weil Stauniederschläge von Süden und leeseitige Schneeanwehungen bei West- und Nordwestwetterlagen die Ansammlungen fördern.

Dagegen gibt es nur sehr bescheidene Ansätze zu Doppelkämmen. Außer in den höchsten Teilen der Koralpe erfolgte kaum wo eine Verteilung der Rücken zu schmalen Kämmen. Auch der nackte Schutt nimmt über der Waldgrenze kaum wo eine dominierende Stellung ein; geschlossene Schuttpartien sind selten. In der Koralpe ist die Karumrahmung felsdurchsetzt. Zwischen den Schrofenhängen und Wändchen ziehen Kleinstrinnen herab, unter denen sich kleine Schuttkegel einstellen. Man sieht Schuttflecke und Schuttstreifen, die aus dem Hang heraus kommen, meist in der Fallinie, selten in der Isohypse verlaufen. In den obersten Rinnen der Quellmulden lagert auch öfters nackter Schutt. Die Hänge sind meist recht glatt, besonders auffallend ist die Glätte auf den Südhängen zwischen Hoch- und Niederwechsel und auf der Südseite des Koralms-Ochsensteinrückens (1987 m). Ursache dafür sind die schnell verwitternden Gneise. Zahlreiche Rücken, Kuppen und Hänge überziehen die Viehgangeln (Ochsenklavier). Es handelt sich da um Kleinsttreppungen von wenigen Dezimeter Breite und 1—2 Dezimeter Höhe. Rasenpolster verkleiden oft den Treppenabfall. Die Treppfluren sind teils vegetationslos, besonders dort, wo der Wind angreift. Das Schneegebläse setzt der Vegetation stark zu. Rasenkupsten, wie von Seggenpolster überzogene Steine sieht man immer wieder. Auf den vom Wind vegetationslos gehaltenen Stellen und bei Feinmaterialansammlungen kommt es zu Sortierungen und Ansätzen zu Frostmusterböden. Diese Formen gehen kaum über Dezimetergrößen hinaus. Die tageszeitliche Solifluktion im Frühjahr und Herbst vor und nach einer geschlossenen Schneedecke ist der wichtigste Faktor

für die Gestaltung. Eine Solifluktion auf Permafrost gab es in den Kaltzeiten nicht, da die langdauernden und zu hohen winterlichen Schneelagen bei Temperaturwerten im Jänner von -14° bis -18° für die Bildung einer Gefromnis nicht ausreichten. Auch fehlte es auf zahlreichen Hängen an einem genügend tiefen Boden, der für einen Permafrost unerlässlich ist. Das Fehlen einer mächtigen Bodenschicht hat seine Ursache weniger in einer zu langsamen Verwitterung — die ist und war sogar sehr kräftig — als in der zu schnellen Abtragung des Erdreiches. In den tiefen Lagen und dort, wo sich das Feinmaterial anhäufte, wirkte wieder die lange und hohe winterliche Schneelage und die Vegetation einer geschlossenen Permafrostbildung entgegen. Eine solche gab es höchstens fleckenweise. Trotzdem war die Solifluktion auch auf nicht dauernd gefrorenem Untergrund sicher kräftig entwickelt, buckelte und streifte die Hänge. Die heute dichte Waldbedeckung entzieht auf den Hängen diese Kleinformen den Blicken. Im Bereich des Kulturlandes verfielen die bescheidenen Buckeln und Kleinstterrassierungen der Einebnung. Auf Wiesen, Weiden und im Almgelände deutet sich die Solifluktion, von den schon erwähnten Viehgangeln, Kupsten und Stein- und Erdterrassen abgesehen, durch unregelmäßige Buckelungen an, ohne daß diese irgendwo das Ausmaß der Buckelwiesen der Nördlichen Kalkalpen erreichen.

Eine so weitverbreitete Asymmetrie der Bergrücken, wie sie SCHWINNER 1924 und 1933 und SPREITZER 1960 in den Niederen Tauern nachwiesen, gibt es im Randgebirge nicht. Das Herabsteigen der Schuttregion in den Kaltzeiten erschwerte damals die lineare Erosion und damit die Rinnenbildung. Eine prägnante winterliche Schneeanhäufung auf den westexponierten Hängen unterblieb, da hier die VB-Wetterlagen mit Aufschub der Wolken von Südosten her die meisten Schneefälle bringen. Ob all die felsigen Aufragungen, die aus den Hängen hervorspießen, auf der West- oder Ostseite schneller der Verwitterung anheimfallen, bleibt eine offene Frage.

Auffällige Formen auf den Rücken und glatten Hängen stellen die Felsöfen, auch Teufel-, Hexensteine und Blitzanzieher, Steinmandl, Kind-, Everlfelsen, Gais-, Sau- und Rabenöfen genannt, dar. Es handelt sich um Felspartien von einigen Metern Höhe und von wenigen bis einigen Zehnmetern Länge und Breite, die bizarre Gestalt annehmen. Das Interessante an manchen Öfen ist ihr unvermitteltes Aufragen und das Fehlen einer sichtbaren Schuttlage zu ihren Füßen. Ein Teil der Öfen sind sicher Härtlinge, wie dies die Untersuchungen von KIESLINGER 1927 in der Koralpe ergaben. Quarzite, Pegmatite, Eklogite, Plattengneise wurden in langsamer Verwitterung vielfach aus Mauerzügen heraus präpariert. Verquarzte widerstandsfähige Bänke, die ein widersinniges Gefälle zum Hang haben und wo Klüfte erst in großen Abständen auftreten, sind für die Ausbildung der Öfen besonders günstig. Über der Waldgrenze, auf den freien Rücken sind die Öfen weithin sichtbar. Sie kommen jedoch im Wald ebenfalls häufig vor. Wachsen Bäume auf den Öfen, so heben sich dort die Baumkronen über das geschlossene Niveau der Baumwipfel heraus und ziehen die Blicke auf sich. Die Felspartien verlaufen manchmal in der Streichrichtung der Schichten über die Hänge. Streifenweise lassen sie sich über die Hänge und Täler verfolgen. In der Tiefe der Kerbtäler bilden die besonders widerständigen Partien Schrofenhänge; kleine Wändchen, Felskanzeln und Türme schälen sich heraus, wo die Bäche im Gesteinsstreichen unterschneiden. Treten die Kanzeln zu beiden Seiten der Bäche auf, spricht der Volksmund von Kluppen.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Steirische Randgebirge entstand durch ausgreifende Hebungen, die die Grundlage für einen 3- bis 5stöckigen Bau legten. Die Höhe der einzelnen Stockwerke läßt sich nur annähernd schätzen. Die des tiefsten Stockwerkes, also die letzte Hebungsphase im Jungpliozän, dürfte 300—400 m betragen haben. Durch rückschreitende Erosion und Quelltrichterverschneidungen kam es zur Herausarbeitung zahlreicher Ecken und Leisten, die zu der Annahme eines recht vieli-gliedrigen Baues verführten, eine Ansicht, die aber nicht mehr aufrecht zu erhalten ist. Durch die letzte Hebung und horizontale Ausweitung des Gebirges nach Osten entstanden die engen randlichen Kerbtäler und Durchbrüche. Der starke Gegensatz zwischen diesen Engtälern und den Rücken, freien Leisten und Niveaus darüber ist jung. An der Vertiefung und Ausweitung der Täler wird überall kräftig gearbeitet. Unterschneidung, Prallhangbildung, Prallhangverlegungen sind an der Tagesordnung, werdende Umlaufberge deuten sich an. Die Romantik und Vielgestaltigkeit des Gebirges beruht zum größten Teil auf dieser jüngsten Entwicklung. Aber auch in der Hochzone gehen noch zahlreiche gestaltende Vorgänge weiter. Es kommt im Bereich der höchsten Quelltrichter zur Herausarbeitung von Quellrippen, jüngster Kleinecke, dort, wo die Wasseradern sich sammeln und zur Eintiefung übergehen können. In den Quellknäufen wechseln manchmal von Tal zu Tal Eintiefung oder Akkumulation, indem einmal in ältere Böden eingeschnitten wird, woanders es zu Weitungen und zu Akkumulationen kommt. Die älteren Flußsysteme wurzeln am Hauptkamm, die jüngeren beginnen weiter ab und sind schmaler. Eine Hintereinanderschaltung von drei Flußgenerationen auf dem Weg von Westen nach Osten läßt sich auf der Koralpe und teilweise im Nordostflügel des Randgebirges feststellen. An- und Abzapfungen in verschiedenen Höhenlagen komplizierten die Flußsysteme. Die langen Durchbruchstäler der Drau und Mur entstanden erst allmählich und sind ein Ergebnis der letzten Hebungsphase. In den großen Durchbruchstälern entwickelte sich eine pleistozäne Akkumulationsterrassenlandschaft, die jedoch nirgends durchgehend ist. Die Akkumulationen erfolgten auch nicht einheitlich durch die Durchbruchstrecken hindurch, sondern abschnittsweise in Form von Schwemmkegeln, die wieder zerlegt wurden und aus denen sich flachere vorschoben. Die seitliche Beeinflussung dieser Ablagerungen war und ist groß. Noch heute gibt es Abschnitte mit neuen Überbauungen. Auch zeitlich läßt sich die klassische Meinung, in den Kaltzeiten gab es ausschließlich Materialanlieferungen, in den Interglazialen Zerschneidungen, nur beschränkt vertreten. Vielmehr waren es die End-, teils auch die Anfangszeiten der glazialen Phase, in denen sowohl Transport als auch bald Erosion eine Rolle spielten und die Akkumulationen verlagerten sich abschnittsweise talaus. Im Drautal hat der Fluß die pleistozänen Ablagerungen bereits durchteuft, im Murtal zwischen Bruck und Graz ist dies noch nicht der Fall. In den kleineren Tälern fehlen diese so imposanten Zeugen des Wechsels von Akkumulation und Erosion im Pleistozän. In den Engen wurde immer erodiert, im Vorland viel akkumuliert und das Schachtelrelief tritt zurück. Gering ist der Anteil der Eisarbeit in der Hochzone. Einige Kare und Karoide gehören noch zu den kräftigsten Belegen. Erst wenige Rücken erfuhren eine Zuschärfung zu Kämmen. Felsformen trifft man in der Tiefe der Kerbtäler häufiger als auf den Höhen. Das Randgebirge ist alles eher als eine Gebirgsruine, sondern erhielt zu seinen einst einförmigen Rückenformen neue abwechslungsreichere Formen dazu.

Literatur

- AIGNER A. 1926. Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Alpen. *Geomorphologie*, 1:29-44, 105-153, 187-253.
- CREUTZBURG N. 1921. Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. *Ostalpine Formenstudien*. Berlin, 1-102.
- BÖHM A. v. 1900. Die alten Gletscher der Mur und Mürz. *Abh. geogr. Ges. Wien*, 2:94-119.
- EISENHUT M. 1965. Sedimentationsverhältnisse und Talentwicklung an der mittleren Laßnitz. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 95:5-15.
- HANSELMAYER J. 1960, 1961, 1962. Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XIV, XV, XVIII, S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, 169:319-340, 170:179-202, 171:41-78.
- 1963, 1966, 1967, 1968. Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XIX, XXIV, XXVII, XXVIII. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 93: 137-158, 96:33-42, 97:17-24, 89:27-46.
- HERITSCH Fr. 1923. Morphologie des Alpen-Ostrandes in der Grazer Bucht. *PETERMANNS geogr. Mitt.*, 69:113-115.
- 1926. Die jugendliche Hebung der östlichen Zentralalpen. *Geomorphologie*, 1:45-48.
- KIESLINGER A. 1927. Geologie und Petrographie der Koralpe III. Die „Steinöfen“ des Koralpengebietes. S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, 136-79-94.
- LICHTENECKER N. 1936. Die Rax. *Geogr. J. Ber. Österreich*, 13.
- 1938. Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. *Geogr. Jber. Österreich*, 19:1-82.
- LOUIS H. 1968. Über Atrieliefreste und Augensteinvorkommen im Dachsteingebirge. *Mitt. geogr. Ges. München*, 53:27-61.
- MAULL O. 1933. Grundsätzliche Fragen der Alpenmorphologie. *Geogr. Jber. Österreich*, 16:1-14.
- MORAWETZ S. 1952. Der Gebirgsrand zwischen Ligist und Stainz. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 81:67-107.
- 1953. Zur Frage des ostalpinen Stockwerkbaues. *PETERMANNS geogr. Mitt.*, 97:20-24.
- 1954. Geomorphologische Homo- und Analogien in den östlichen Ostalpen. *PETERMANNS geogr. Mitt.*, 98:113-118.
- 1959. Anzapfungsknie im Steirischen Randgebirge und Grazer Bergland. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 89:104-110.
- 1964. Zur Frage der Talentwicklung auf der Ostabdachung der Koralpe im Steirischen Randgebirge. *Mitt. Österr. geogr. Ges.*, 106:104-108.
- 1965. Die Umgebung von Eibiswald. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 95:152-177.
- 1967. Zur Frage der asymmetrischen Täler im Grabenland zwischen Raab und Mur. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 97:32-38.
- 1968. Zur Frage der periglazialen Erscheinungen im Gebiet zwischen Graz und Hartberg. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 98:61-68.
- PENCK A. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3.
- POSER H. u. MÜLLER Th. 1951. Studien an asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Klasse, Abt. 1*:1-31.

- RIEDL H. 1966. Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft-Augensteinlandschaft, Mitt. Österr. geogr. Ges., 108:98-109.
- 1961. Ergebnisse einer Taluntersuchung in der Oststeiermark. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 91:97-104.
- SOLAR F. 1964. Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. Mitt. Österr. bodenkundlichen Ges. Wien, H. 8:1-72.
- SÖLCH J. 1928. Die Landformung der Steiermark, Graz, 1-221.
- 1917. Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges. Forsch. Deutsch. Landes- und Volkskunde, 21:305-484.
- 1921. Das Grazer Hügelland. S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Abt. 1, 130:268 ff.
- SPREITZER H. 1932. Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. geogr. Ges. Wien, 75:327-364.
- 1951. Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. Erdkunde, 5:294-305.
- 1951. Über die Entstehung der Großformen in den hohen Gurktaleralpen. Carinthia II.
- 1951. Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. Geogr. Studien, Festschrift Johann Sölch. Wien, 132-144.
- 1960. Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. Geomorphologie, Suppl. Bd. 1:211-236.
- 1953. Eiszeitstände und glaziale Ablagerungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. Eberl-Festschrift, Geologica Bavarica, 19:65-73.
- SCHWINNER R. 1932. Ungleichseitigkeiten der Gebirgskämme in den Ostalpen. Geomorphologie, 7:285-290.
- 1924. Geologisches über die Niederen Tauern. D. u. ÖAV, 55:24-53.
- TROLL K. 1926. Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. deutsch. Landeskunde, 24:161-251.
- WINKLER-HERMADEN A. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1-822.
- 1955. Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Klasse. Denkschriften, 110:1-180.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Sieghard MORAWETZ, Universität Graz,
Geograph. Institut, A-8010 G r a z.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: [100](#)

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

Artikel/Article: [Zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges. 84-104](#)