

Morphologische Untersuchungen in den nördlichen Tauerntälern^{*)}

Von Therese P i p p a n

Einleitung.

In der Arbeit wurde der Formenschatz im Gebiete der nördlichen Tauerntäler, die Mündungsgebiete derselben vom Krimmler bis zum Großarlal, das ganze Kapruner Tal und das Salzachtal von Krimml bis St. Johann i. Pg. beschrieben und die jeweils sehr verschiedene Gestaltung der Talausgänge, die Stufen und Becken des Kapruner Tales und der morphologisch verschiedene Charakter der einzelnen Abschnitte des Salzachtales erklärt. Das Krimmler Tal hat nahe vor seinem Austritt ins Haupttal eine 400 m hohe Stufe, im Obersulzbachtal ist kurz vor der Mündung ein nur 25 m hoher Riegel, kaum 1 km davon entfernt mündet das Untersulzbachtal mit 100 m hoher Stufe, das Habachtal kommt ohne Stufe, aber mit großem Gefälle zur Salzach, Hollersbach- und Felbertal haben an ihrem Ausgang Schluchtcharakter, Stubach-, Kapruner und Fuscher Tal münden breit und gleichsohlig, Rauris-, Gasteiner und Großarlal bilden an ihrer Mündung hohe Stufen und extreme Klammen.

Ähnlich wechselvoll ist der Charakter des Haupttales: Bis zur Mündung der Sulzbachtäler ist es ziemlich eng und hat nicht geringes Gefälle, dann folgt sehr plötzlich das breite Becken von Rosental, von wo an sich der Gefällswert des Talbodens bis zur Zeller Furche hin immer mehr ermäßigt und der Talboden allmählich breiter wird, bis er bei der Mündung des Kapruner Tales 2 km erreicht. Östlich des Fuscher Tales aber verengt sich das Salzachtal auf 1 km, das Gefälle nimmt zu, zwischen Taxenbach und Schwarzach durchmißt der Fluß eine ausgesprochene Engtalstrecke, bis dann wieder sehr plötzlich die Weitung des Pongaus mit viel geringerem Gefälle einsetzt.

Schon aus der bloßen Beschreibung dieser Verhältnisse läßt sich die nahe Beziehung vermuten, die zwischen der Formenwelt der Mündungsgebiete und der des Haupttales besteht und dieser Zusammenhang wurde auch in der Untersuchung besonders berücksichtigt. Geht man den Ursachen der geradezu unerhörten Mannigfaltigkeit dieser Formengestaltung nach, so stößt man in erster Linie auf das Problem: Weshalb hat das eine Tal eine Stufenmündung und das andere keine? Wie können zwei benachbarte Täler eine so verschieden ausgestaltete Mündung besitzen? Warum sind im Kapruner Tal drei ausgeprägte Stufen vorhanden? Es handelt sich also vor allem um die Frage der Stufenbildung.

^{*)} Auszug aus der an der Münchner Universität im Jahre 1942 eingereichten Dissertation.

Ganz allgemein lassen sich große Gefällsbrüche innerhalb eines Tales, soweit sie im Anstehenden liegen, entweder aus der Gesteinsbeschaffenheit, aus glazialer Konfluenz oder Diffluenzwirkung und schließlich durch tektonische Vorgänge erklären. Auf die erstgenannte Möglichkeit hat schon Löwl (32) hingewiesen, der daneben allerdings auch die Wirkung der eiszeitlichen Vergletscherung berücksichtigt. Penck (37) führt in geradezu erstaunlich schematischer Weise die Stufen ganz allgemein auf glaziale Konfluenz oder Diffluenz zurück. Für ihn sind sie weitgehend unabhängig vom geologischen Bau des Landes. Das Gestein spielt höchstens insofern eine Rolle, als die Stufen sich in dem einen Material deutlicher ausprägen als in dem anderen. Auch Lautensach (30) spricht der Gletscherwirkung den Hauptanteil an der Stufenbildung zu. In neuerer Zeit werden die Talstufen, vielleicht auch wieder in sehr einseitiger Weise, vor allem auf Hebungsvorgänge, also auf tektonische Ursachen zurückgeführt. Nach Burchard (5) erfordert der Vorgang der Stufenbildung, soweit er fluviatil bedingt ist, eine Reihe von Hebungen des Gebietes. Das Wandern der Gefällsteilen brachte dann jene vielseitige Differenzierung in das Tal, die sich nach der Vergletscherung als der eigenartige Stufenbau kennzeichnet. Auch v. Klebelsberg (22) führt die Entstehung der Talstufen in erster Linie auf phasenhaftes Einschneiden zurück; sie sind die Marken, bis wohin die Tieferlegung jeweils vorgedrungen ist. In ganz extremer Weise haben Kren (29) und Schmuck (39) alle Stufen des Venediger- und Sonnblickgebietes nur durch Hebung erklärt und jede andere Deutungsmöglichkeit direkt abgelehnt.

Die vorliegenden Untersuchungen waren nun vor allem darauf eingestellt, zu zeigen, daß sich das bereits angedeutete, überaus komplizierte Formenbild in den Tauerntälern und im Salzachtal nicht einfach durch irgend ein Schema erklären läßt, sondern daß in jedem Falle eine genaue Untersuchung und Überlegung notwendig ist, um zu ermitteln, welcher der genannten Faktoren und in welchem Ausmaß dieselben für das Vorhandensein oder Fehlen von Stufen, für das Auftreten von Talweiten und Talengen verantwortlich zu machen sind. Das jeweilige Maß der Gletscherwirkung ist von der Mächtigkeit und den Gefällsverhältnissen des Haupt- und Nebengletschers abhängig, vom Winkel, unter dem das Nebental ins Haupttal mündet, von den besonderen Reliefverhältnissen eines Gebietes, die letzten Endes wieder auf tektonische und petrographische Ursachen zurückgehen, und schließlich auch in hohem Grad von der Gesteinsbeschaffenheit, der überhaupt größte Beachtung zu schenken ist. Von grundlegender Bedeutung sind immer wieder die geologischen Verhältnisse eines Gebietes. Das wurde von den extremen Glazialmorphologen viel zu wenig beachtet. Junge Bewegungen, auch ältere tektonische Vorgänge und Dispositionen können vielfach das heutige Formenbild ganz entscheidend beeinflussen. Sie prägen vor allem die großen Züge des Reliefs, von denen die Wirkungsweise der glazialen und fluviatilen Erosion in hohem Maße abhängig ist.

Krimmler Tal.

Der Ursprung des Krimmler Tales liegt im reich vergletscherten Venedigergebiet. Die obere Talstrecke endet an der über 400 m hohen Wasserfallstufe, die zum Krimmler Becken hinabführt. Dieses ist zwischen dem Zentralgneis des Venedigermassivs und den Triaskalken und Dolomiten der Neßlingerwand eingesenkt. Die Mündung der Ache ins Salzachtal selbst erfolgt ohne Stufe. — Die wichtigsten morphologischen Probleme, die das untere Krimmler Tal bietet, sind die Entstehung der großen Stufe und des Beckens. Für die Klärung dieser Fragen sind besonders die geologischen Verhältnisse des Gebietes wichtig. Die Wasserfallstufe liegt kaum 1 km südlich der Nordgrenze des Zentralgneises der nördlichen Venedigerzunge. Die Abgrenzung desselben gegenüber der nach Norden folgenden Schieferhülle ist eine Störungszone. (Hammer 15.) An den Zentralgneis schließt ein schmales Marmorband als Fortsetzung des Hochstegenkalkzuges, dann, eng aneinandergedrängt, die bunte Zone der Schiefer des Plattenkogels und Farmbichls. (Kölbl 28.) Weiter nördlich folgt ein schmaler Streifen verschiedener mesozoischer Schiefer als unmittelbar Hangendes der sogen. Krimmler Schichten. Diese bestehen aus Triaskalk und Dolomit und bilden die treppenförmig nach Osten abfallende Neßlingerwand und den Falkenstein. Die steil gestellten Schichten verlaufen, im Streichen nach Osten rasch absinkend, über den Ausgang des Obersulzbachtales bis zur Mündung des Untersulzbachtales, wo sie auskeilen. Die Krimmler Schichten sollen in einer von Brüchen begrenzten Grabenversenkung liegen, deren Fortsetzung nach Osten der Oberpinzgau ist. Nach neuerer Ansicht handelt es sich aber lediglich um eine lokale Störung, eine junge Geosynklinale. (Termier 45.) Auch Machatschek nimmt eine Einwalmungszone an, die im Zug jungtertiärer Großfaltung bei Bildung der ostalpinen Längstalfuchten entstand.

Nun zur Frage der Entstehung der Wasserfallstufe: Sie ist in zwei Absätze gegliedert, und zwar besonders deutlich in 1280 m durch die Fläche von Schönangerl. Eine Erklärung der Stufe durch glaziale Konfluenz ist kaum anzuwenden, denn der Übertiefungsbetrag, der dem Gletscher zugemutet werden müßte, ist mit 400 m unwahrscheinlich groß. Der Krimmler Gletscher könnte höchstens einen kleinen Zufluß vom Gerlospaß her bekommen haben, aber so gewaltig wäre dessen Wirkung nie gewesen. Außerdem ist es unsicher, ob nicht überhaupt das Eis über den Gerlospaß nach Westen statt nach Osten floß. Auch aus dem Wildgerlostal her über die Breite Scharte und die flachen Höhen von Plattenkogel und Farmbichl ist ein größerer Eiszustrom nicht wahrscheinlich. Jedenfalls waren die typischen Bedingungen für die Entstehung einer Konfluenzstufe nicht gegeben, denn der Salzachgletscher bestand in diesem Ursprungsgebiet des Salzachtales der Hauptsache nach überhaupt nur aus Eis des Krimmler Gletschers. Dazu bedingte der Kalkriegel am Nordrand des Beckens eine stauende Wirkung auf die Eismassen, was ihre Erosion behinderte.

Eine Betrachtung der geologischen und tektonischen Verhält-

nisse führt eher zur Lösung der morphologischen Probleme. Besonders die lithologischen Gegebenheiten begünstigten das Entstehen einer Stufe. Diese liegt nämlich ziemlich nahe der Grenze zwischen dem sehr widerständigen Zentralgneis und den vielfach wenig widerständigen Gesteinen der Schieferhülle, deren bunte Zusammensetzung die Erosion förderte. Jedenfalls wirkte der Gesteinsunterschied verschärfend auf die Bildung der Stufe. Für ihre Terrassierung durch die Fläche des Schönangerls ist das mehrfache Auftreten von Verschieferungszonen maßgebend, die sich durch stärkere Verwitterung der Felshänge äußern. Die Schiefereinschaltungen im Zentralgneis bewirken eine gewisse Auflockerung des ganzen Gesteinskomplexes und damit stärkere glaziale und fluviatile Erosion. Ferner könnte die Terrassierung der Stufe auch mit phasenhafter Hebung zusammenhängen, doch das läßt sich nicht beweisen.

Auch die Wasserfallstufe als Ganzes könnte auf junge Hebung zurückgeführt werden. Nach Distel (12) spielten bei ihrer Entstehung tektonische Vorgänge eine große Rolle. Dafür würde das Formenbild des Oberpinzgaus sprechen, der von den Sulzbachtälern nach W hin den Charakter einer Senkungszone verliert. Von Vorderkrimml bis Gerlos ist er geradezu schluchtartig und reich terrassiert. Vielleicht hängt dieser morphologische Charakter des westlichsten Oberpinzgaus mit der bereits erwähnten Kulmination der tektonischen Achsen im Venediger-Gebiet zusammen, die im Sinne einer Tendenz zu stärkerer Hebung nachwirkte und sich auch noch in geologisch junger Zeit äußerte. Es ist eine gewisse Wahrscheinlichkeit gegeben, daß bei der Ausbildung der Krimmler Stufe besonders intensive Hebung mitwirkte.

Das Alter der Wasserfallstufe erschloß Distel (12) aus der Verfolgung des Gefälles alter Talbodenreste als präglazial. Jedenfalls muß sie mindestens schon vor dem Daunstadium bestanden haben, da unterhalb des Schönangerls die Felsen deutlich vom Gletscher geschliffen sind. Moränenschutt auf der Sohle des Krimmler Beckens (Kinzl 21) und von Eis bearbeitete Rundhöcker, die aus dem Becken grund aufragen, zeigen, daß das Krimmler Becken schon mindestens während der letzten Eiszeit in seiner heutigen Tiefe bestand und damit auch die hohe Stufe. Es ist jedoch wenig wahrscheinlich, daß die Stufe überhaupt erst durch die eiszeitlichen Gletscher geschaffen wurde, denn der Gesteinsunterschied Gneis—Schiefer war bereits präglazial gegeben und konnte sich schon in der Zeit fluviatiler Erosion als Gefällsbruch äußern. Das Eis mochte dann die Stufe weiter verschärft haben.

Die Entstehung des Krimmler Beckens ist das zweite Problem. Es hängt jedenfalls eng mit der Frage der Stufenbildung zusammen. Die Südostumrahmung des Beckens liegt dort, wo der Zentralgneis auf der rechten Talseite vorrückt und die Zone der Schieferhülle schräg abschneidet. Die Nordbegrenzung ist durch den Kalkzug der Krimmler Trias gegeben. Zwischen diesen Zonen widerständiger Gesteine liegt nun das Becken im Bereich der Schieferhülle. Die verschiedene morphologische Wertigkeit der Gesteinszonen, die hier auf engem Raum einander ablösen, kommt durch einen scharfen

Formen- und Höhengegensatz im Landschaftsbilde deutlich zur Geltung. D. h. im Bereiche der Schieferhülle haben wir sanftere Formen und geringere Höhen. Das Krimmler Becken wird nun wohl nicht zufällig in der Schieferzone liegen, sondern ist, wie auch Löwl annimmt (33), eine Ausräumungszone in der Schieferhülle. Dazu hat die starke tektonisch bedingte Kataklase und das Auftreten von Verschieferungszonen am Nordrand des Zentralgneises die Ausräumung gefördert.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die morphologischen Verhältnisse des unteren Krimmler Tales mit größerer Wahrscheinlichkeit durch die Gesteinsverhältnisse als durch die Hebung oder glaziale Konfluenz erklärt werden können. Doch ist eine Mitwirkung der beiden letztgenannten Faktoren, besonders der Hebung, nicht völlig auszuschließen. Daß die Stufe trotz glazialer Wirkung in ihrer Schärfe erhalten blieb, ist durch die Härte des Zentralgneises und durch die infolge Stauung im Krimmler Becken verminderte glaziale Erosionstätigkeit des Krimmler Gletschers bedingt.

Ober- und Untersulzbachtal.

Die beiden Täler münden, nur durch eine schmale Zwischentalscheide voneinander getrennt, in unmittelbarer Nachbarschaft ins Haupttal, das sich hier zum Becken von Rosental erweitert. Alle zwei kommen aus der reich vergletscherten Venedigergruppe. Das Obersulzbachtal mündet ohne Stufe. Nur ein etwa 25 m hoher und etwa 80 m breiter Felsriegel quert es unmittelbar vor seiner trichterförmigen Ausmündung. Darin bildet die Ache kleine, steilwandige Schluchten. Die geologischen Verhältnisse des Obersulzbachtales ähneln sehr jenen des Krimmler Tales, dessen einzelne Zonen sich in ihm fortsetzen. Das unterste Talstück liegt fast ganz im Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge. Dessen Nordgrenze verläuft, meist scharf ausgeprägt, etwas oberhalb des Riegels und wird von jüngeren Störungen begleitet. (Kölbl 27.) Nördlich des Zentralgneises folgen auf einige 100 m stark verfaltete Phyllite, in denen auch der Riegel liegt. Über den Talausgang, durch diesen unterbrochen, streicht das schmale Band der Krimmler Trias, in die Phyllite eingeschuppt, nach O. Im einheitlichen Zentralgneis hat das Tal sehr ausgeprägte Trogform. In der Phyllitzone aber senken sich ausge dehnte Schutthalden von den Trogwänden herab und engen das Profil ein. Der Südteil des Riegels besteht aus meist sehr hartem, oft quarzreichen Porphyrmaterialschiefer, der nördliche aus zusammengebackenem Blockmaterial. In seinem felsigen Abschnitt hat die Ache eine kleine Durchbruchsstrecke.

Das Untersulzbachtal besitzt am Talausgang eine 100 m hohe Wasserfallstufe. Die geologischen Verhältnisse des Mündungsgebietes entsprechen so ziemlich jenen des Obersulzbachtales. Nördliche und südliche Sulzbachzunge, durch einen schmalen Schieferzwickel voneinander getrennt, queren das untere Tal. Die Nord-

grenze des Zentralgneises reicht nach Hammer (15, 16) ungefähr bis zum oberen Rand der Wasserfallstufe und hat wahrscheinlich tektonischen Charakter. Diese nördliche Gneiszunge steht mit saigeren Schichten in ebenso gelagerten Phylliten. Nach Norden folgen widerständige, am oberen Stufenrand besonders quarzreiche Porphyrmaterialschiefer. Daran schließen bis zum Salzachtalboden aufgeblätterte, mürbe Gesteine. In der Nähe des Zentralgneises sind die Schiefer durch Injektionskontakt gehärtet. (Kölbl 28.) Unmittelbar an der Talmündung bildet stark gestörte Krimmler Trias etwa 10 m hohe Felsen, die auf die Ostseite des Tales hinüberziehen und dort auskeilen. — Das untere Untersulzbachtal ist nicht typisch trogförmig, seine Talhänge sind auffällig konvex, die Westseite flacher als die Ostseite. Die Oberkante der Wasserfallstufe ragt 140 m über das Salzachtal und 40 m über das innere Untersulzbachtal auf. So tief hat sich die Ache quer zu den West—Ost streichenden Schichten eingeschnitten. Unterhalb des Wasserfalles folgt eine kurze, klammartige Strecke und dann eine etwas breitere Schlucht bis zur Mündung ins Haupttal. Das Gesteinsmaterial des Wasserfallriegels ist besonders am Oberrand sehr hart, gneisähnlich. Erweiterungen des Querprofils sind an Einschaltungen mürber Schiefer geknüpft. Die Krimmler Trias bedingt wieder steile Wandabfälle.

Die morphologischen Probleme der beiden Sulzbachtäler sind folgende: Weshalb mündet das eine Tal gleichsohlig und das andere mit hoher Stufe? Weshalb beobachten wir im Obersulzbachtal nur einen niedrigen Riegel, im Untersulzbachtal aber bei gleichen Gesteinsbedingungen eine so ansehnliche Talsperre? Wie entstand das Becken von Rosental? — Der Riegel des Obersulzbachtales liegt in unmittelbarer Fortsetzung der Wasserfallstufe des Nachbartales. Die verlockende Annahme, daß etwa das Obersulzbachtal ein Senkungsgebiet, das Untersulzbachtal aber ein Hebungsgebiet darstellt, läßt sich kaum beweisen; eine Verbiegung auf so engem Raume ist auch wenig wahrscheinlich. Die auffällig geringen Gipfelhöhen im Bereiche der Zwischentalscheide könnten höchstens auf eine Senkungszone zwischen den beiden Tälern hinweisen. Die vorliegenden Verhältnisse lassen sich am ehesten aus der Wirkung der eiszeitlichen Vergletscherung erklären. Der Obersulzbachgletscher konnte erfolgreicher erodieren als sein Nachbar. Dafür sprechen folgende Tatsachen: Der Talhintergrund des Obersulzbachtales ist noch heute stärker verfirnt als der des Nachbartales. In der Eiszeit war es wohl ähnlich. Der Obersulzbachgletscher war mächtiger und seine größere Erosionswirkung zeigte sich darin, daß auch heute die Talsohle hier durchschnittlich um 100 Meter tiefer liegt als im östlichen Nachbaratal. Ferner wurde der Kalkzug der Krimmler Trias am Talausgang ganz beseitigt, obwohl er hier noch höher und mächtiger war als im Nachbaratal. Daher ist die Mündung des Obersulzbachtales frei und offen, im Untersulzbachtal aber bedingt die Krimmler Trias eine letzte Enge an der Seitentalmündung. Wahrscheinlich hat der mächtige Sulzbachgletscher, besonders dann, als er den Riegel mesozoischer Gesteine beseitigt hatte und er frei fließen konnte, die an der Zentralgneisgrenze wohl auch vorhanden gewesene Stufe fast

völlig beseitigt, so daß nur der unbedeutende Felsrücken erhalten blieb.

Das Rosentaler Becken entstand wohl durch Konfluenzwirkung des Salzach- und Obersulzbachgletschers. Die Eiserosion wurde durch das meist weiche Schiefermaterial sowie durch Störungen an der Zentralgneisgrenze und beim Auskeilen der Krimmler Trias sehr begünstigt. Wahrscheinlich förderte diese Konfluenzwirkung auch die Ausräumung der Krimmler Trias am Ausgang des Obersulzbachtales. Dazu konnte die stauende Wirkung des Salzachgletschers noch nicht sehr groß sein, da der Obersulzbachgletscher mächtiger war als er. Diese vereinigten Gletscher hatten im Vergleich zum Untersulzbachgletscher, der aus einem schwächer verfirnten Gebiet kam, eine viel stärkere übertiefende Wirkung im Haupttal. Die hohe Stufenmündung des Untersulzbachtales ist daher nicht nur durch das harte Gestein, sondern auch durch die größere Übertiefung des Haupttales gegenüber dem Seitental entstanden. Der Obersulzbachgletscher strömte in NNO-Richtung ins Haupttal hinaus, er vereinigte sich also unter spitzem Winkel mit dem Hauptgletscher, so daß seine Fließgeschwindigkeit und damit die erodierende Wirkung nur wenig behindert wurde. Der Untersulzbachgletscher aber mußte in der Richtung seines Tales nach Nordwesten fließen und unter stumpfem Winkel einmünden, wodurch er an seiner Einmündung in den Hauptgletscher sehr stark gestaut wurde, was seine Erosionskraft wesentlich reduzierte. Diese Stauung wirkte verschärfend auf die Stufenbildung im Untersulzbachtal. Das Ergebnis aller Faktoren: Gesteinsunterschiede zwischen Injektionsgneis und Schiefer, Übertiefung des Haupttales und Stauung des Seitengletschers durch den Hauptgletscher — ist die hohe Stufenmündung des Untersulzbachtales. Die durch Gesteinsunterschiede ursprünglich angelegte Stufe blieb nicht nur erhalten, sondern wurde noch verschärft. Das ungewöhnlich harte Material am oberen Stufenrand verhinderte ein Zurückwandern der Stufe. Sie hat sich daher im Gegensatz zur Krimmler Stufe an der Zentralgneisgrenze erhalten. Eine Folge der Gletscherstauung dürfte auch das enge Profil des äußeren Untersulzbachtales und das Fehlen von Trogschultern sein. Das Rosentaler Becken muß in seiner heutigen Gestalt schon während der letzten großen Vergletscherung bestanden haben. Es bildete in der Gschnitzepoche das Zungenbecken des vereinigten Ober- und Untersulzbachgletschers. Aber die Erosion des Hauptgletschers war in dieser Zeit nur mehr unbedeutend, so daß die Ausräumung des Beckens wohl auf die Wirkung einer oder mehrerer Hocheiszeiten zurückgeht.

Habachtal.

Das Habachtal kommt aus einem reich verfirnten Talhintergrund, dessen Höhen aber schon geringer sind als im Venedigergebiet. Der mittlere Teil ist durch geringes Gefälle gekennzeichnet. Das Tal mündet mit recht deutlichem Mündungstrichter. Die geo-

logischen Verhältnisse sind anders als in den Sulzbachtälern. Wir sind bereits an der Ostgrenze des Venediger-Zentralgneises, der hier innerhalb der Schieferhülle in mehreren Zungen endigt. Die beiden nördlichen keilen schon westlich des Habachtales aus, nur die dritte, die sogenannte Habachzunge, legt sich einige Kilometer breit über den mittleren Abschnitt und keilt dann zwischen Habach- und Hölzlersbachtal aus. So liegt das untere Habachtal völlig in der unteren Schieferhülle der Tauern. (Hammer 15.) Mit Annäherung an den Zentralgneis verstärkt sich die Umwandlung dieser Schieferhüllengesteine. An der Grenze hat sich eine breite Zone von Mischgneisen entwickelt. (Kölbl 26.) Das untere Habachtal zeigt serizitische Quarzphyllite und tonschieferähnliche Phyllite. Das schieferig blättrige Material ist wenig widerständig, weshalb die Talhänge von mächtigen Schuttmassen verhüllt sind. Gegen Süden zu treten Muskovit-Quarzite und Grünschiefer auf und bei der Krameralm erfolgt dann der Übergang über stark quarzitische Schiefer zum Zentralgneis. (Hammer 15.) Oberes und mittleres Habachtal zeigen gute Trogtalform, besonders die Ostseite. Der untere Teil aber ist durchaus kerbtal- oder fast schluchtartig. Ein Talboden fehlt hier, ebenso eine Stufenmündung. Auch im Talinneren haben wir keine Stufe, obwohl an der Zentralgneisgrenze Gelegenheit zur Stufenbildung gegeben gewesen wäre, da die Gesteine der Schieferhülle wesentlich weniger widerständig sind als der Zentralgneis. Der Gesteinsunterschied drückt sich lediglich in der bereits erwähnten Veränderung des Talquerschnittes aus. Daß sich an der Nordgrenze der Habachzunge keine Stufe entwickelte, hängt vielleicht damit zusammen, daß hier eine breite Zone durch nachtektonische Kristallisation einheitlich ergriffen und metamorphisiert wurde und daher ein „allmählicher“ Übergang vom widerständigen zum weicheren Gestein gegeben ist. Es fehlt eine scharfe Gesteinsgrenze, die einer Stufenbildung günstig gewesen wäre. Auch tektonische Störungen, die den Angriff der Erosion begünstigt hätten, sind an dieser Grenze nicht vorhanden. Von Bedeutung ist ferner, daß der Habachgletscher recht mächtig war und mit großem Gefälle, ungehindert durch harte Gesteinsriegel am Talausgang, ins Haupttal fließen konnte. Vielleicht hat seine große Erosionskraft einen etwa vorher vorhanden gewesenen Gefällsbruch oder gar eine Stufe in der Nähe der Gesteinsgrenze beseitigt, so daß nur eine Strecke größeren Gefalles in der Schieferhülle zurückblieb. Da der Habachgletscher rechtwinkelig in den Salzachgletscher mündete, wurde er im unteren Teil des Tales gestaut, so daß er hier trotz des weichen Gesteins der Schieferhülle kein breites Trogtal zu schaffen vermochte. Die starke Schuttverkleidung hat das Talprofil noch nachträglich weiter eingeengt. So dann war die verstärkte Abtragung in den wenig widerständigen Schiefen der Erhaltung der Trogtalform nicht günstig. Daß die Ache immer wieder so stark ins anstehende Gestein einschneidet, mag durch die tiefe Erosionsbasis des hier schon beträchtlich übertieften Salzachtales bedingt sein, dem die Ache mit großem Gefälle zustrebt. Das Habachtal leitet die Reihe jener Täler ein, die im Gegensatz zum Krimmler und Untersulzbachtal in der Nähe der Mün-

ung keine deutlich ausgeprägte Stufe besitzen. Das gilt für die ganze Strecke des Salzachtals bis einschließlich der Fuschertalmündung. Möglicherweise hängt dies mit dem Absinken der tektonischen Achsen von der Venediger-Kulmination gegen die Glockner-Depression hin zusammen und in denselben Rahmen der Tauern-tektonik fällt es, daß das Salzachtal gegen Osten immer mehr als typische Senkungszone entgegentritt.

Hollersbachtal

Es kommt aus einem heute kaum vergletscherten Ursprungsgebiet, da der Tauernhauptkamm schon wesentlich erniedrigt ist. Das Gefälle des Tales ist ungleichmäßig, im ganzen aber wesentlich geringer als das des Habachtals. Mit Ausnahme des obersten Quellgebietes liegt das ganze Hollersbachtal in der Schieferhülle. Der untere und mittlere Abschnitt wird von basischen, metamorphen Erzeugnissen eingenommen, von Grünschiefern. Nirgends mehr am Nordabfall der Hohen Tauern tritt dieses Gestein in so großer, geschlossener Masse auf. Nur durch schmale Phyllitzüge gegliedert, erfüllt es den ganzen Raum zwischen Hollersbach und Felbertal. Von der Salzach bis zur Pihapperspitze treten Chloritschiefer, Prasinite und Gabbroamphibolite auf. (Hammer 15.) Südlich davon bis über die Gehralm hinaus folgen Phyllite und Tonschiefer, die das Westgehänge des Hollersbachtals auf ein Kilometer Erstreckung zusammensetzen. Weiter nördlich treten wieder Chloritschieferzüge auf. Der Ausgang des Hollersbachtals liegt ganz in dichten, meist sehr harten Chloritschiefern, die massig, dickbankig oder plattig ausgebildet sind und an der linken Talseite häufig in Wänden zur Ache abfallen. Auf der rechten Talseite ist hier aber kaum festes Gestein anzutreffen, sondern ein Grünschiefer-Amphibolit-Blockwerk, vielfach von Moränen oder Gehängeschutt bedeckt, stellenweise aber bis zum Talboden hinabreichend. Der Bürgerbach hat sich darin eine 50 m tiefe Schlucht gegraben. Oberhalb der Roßgrubenalm, 1314 m, hat das Hollersbachtal ausgesprochenen Trogcharakter, der unterhalb der Leitneralm 1078 m verschwindet. Die untere Strecke ist typisch schluchtartig und hat verstärktes Gefälle. Ein Talboden ist kaum vorhanden, doch mäandriert die Ache in einem breiten, verschotterten Bett. Der Chloritschiefer bildet steil abfallende, dicht bewaldete Hänge; mit den Phylliteinschaltungen sind flachere Böschungen verbunden. Eine ausgesprochene Stufenmündung oder ein Mündungstrichter ist am Talausgang nicht vorhanden, sondern nur eine Schluchtstrecke mit gesteigertem Gefälle. Ein flacher Schwemmkegel senkt sich ins Salzachtal. Charakteristisch für den Talausgang sind deutlich ausgeprägte, terrassenartig übereinanderliegende Gehängeverflachungen auf der rechten Seite zwischen 1030 m und 1200 m, in drei Stockwerke gegliedert. Einige davon sind eindeutige Felsterrassen, andere durch Gehängeschutt oder Moräne verhüllt. Ihre Verbindung mit den Terrassen am Paß Thurn (Distel 12) muß trotz erscheinungsmäßig großer Ähnlichkeit als sehr hypo-

thetisch bezeichnet werden, da Kriterien für eine eindeutige Altersbestimmung fehlen. Die Höhe der Terrassenlandschaft ist glazial geformt.

Für das Erscheinungsbild der Hollersbachtalmündung mit gesteigertem Gefälle und Schluchtcharakter waren folgende Umstände maßgebend: der Chloritschiefer ist ein im Verhältnis zum Quarzphyllit am Nordgehänge des Salzachtals widerständiges Gestein. Deshalb wurde auch der Talausgang im Gegensatz zum Habachtal, das in diesem Quarzphyllit gelegen ist, nicht trichterförmig erweitert, sondern es legt sich von der Westseite her ein langer, nach Nordosten verlaufender Felssporn quer über die Talmündung. Auch daß die Terrassen am Ostgehänge trotz glazialer Bearbeitung so gut erhalten blieben, spricht für hartes Material. Die Mündung des Felbertales, die im selben Gestein liegt, ist ganz ähnlich gestaltet. Stubach-, Kapruner und Fuscher Tal hingegen haben in den viel weicheren Fuscher Phylliten sehr weit geöffnete Talmündungen. Der Charakter des Haupttales ist aber auf der ganzen Strecke derselbe. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die eigenartig verengte Mündung des Hollersbachtals mit der Widerständigkeit des Chloritschiefers zu erklären ist. Dann liegt das Ursprungsgebiet des Tales in einem heute nur wenig vergletscherten Gebiet. Der Hollersbachgletscher wird daher im Vergleich zum Salzachgletscher, der schon aus mehreren Tälern bedeutende Zuflüsse bekommen hatte, eine wesentlich geringere Erosionskraft besessen haben, so daß er, vor allem durch die Härte des Chloritschiefers behindert, nicht in der Lage war, eine breite, offene Talmündung zu schaffen. Daß bei dem hier schon deutlich hervortretenden Senkungscharakter des Haupttales, bei dem vorhandenen Gesteinsgegensatz zwischen Chloritschiefer und Quarzphyllit und der infolge der Mächtigkeit des Hauptgletschers zu erwartenden großen Übertiefung des Haupttales nicht eine ausgesprochene Stufenmündung entstand, mag vielleicht mit einer gewissen Transfluenz von Eismassen über den Paß Thurn zusammenhängen. Vielleicht war es auch dieser Umstand, der den Gletscher hinderte, das Grünschiefer-Blockmaterial, das der glazialen Erosion nur wenig Widerstand entgegensetzen konnte, völlig zu beseitigen. Allerdings ist unbekannt, wieviel von diesem Material ursprünglich vorhanden war. Die Moränenbedeckung spricht nur dafür, daß es jedenfalls schon vor der letzten Vergletscherung dagewesen sein muß. Infolge der rechtwinkeligen Einmündung des Hollersbachgletschers wurden die Eismassen hier gestaut, ebenso durch den Felssporn an der westlichen Talseite und durch das plötzliche Umbiegen des Tales von der Süd-Nord- in die Südwest-Nordostrichtung. Diese Umbiegung tritt bezeichnenderweise gerade dort auf, wo auf der linken Talseite der Phyllit durch Grünschiefer ersetzt wird.

Salzachtal von Hollersbach bis Mittersill.

Unterhalb der Hollersbachmündung wird das Salzachtal um etwa 100 m enger. Das erklärt sich vielleicht daraus, daß der Quarzphyllit an seinem Nordgehänge schon etwas oberhalb Hollersbach in Südostrichtung, also schräg zum Längstal, streicht und diese Richtung fast bis Mittersill beibehält. Infolge seines Quarzreichtums ist das Gestein wohl widerständiger als der nach Osten folgende Grauwackenschiefer und kann durch sein Schrägstreichen das Querprofil des Salzachtals beeinflußt haben. Der Quarzphyllit keilt bei Mittersill völlig aus. Hier weicht das nördliche Salzachtalgehänge unter scharf einspringendem Winkel nach Norden zurück, der Talboden verbreitert sich sprunghaft um 250 m. Das war wohl durch den Gesteinswechsel: Quarzphyllit—Grauwackenschiefer und durch die Verstärkung des diluvialen Salzachgletschers durch den Felbergletscher bedingt. — Für die Einengung des Haupttales zwischen Hollersbach—Mittersill dürfte außer den geologischen Verhältnissen auch die Transfluenz von Eismassen über den Paß Thurn mit verantwortlich gewesen sein. Daß eine solche erfolgte, zeigen die glazial bearbeiteten, gerundeten Kuppen des Rangen (1499 m) im Osten und der Resterhöhe (1896 m) im Westen der Paßfurche. Das Paßprofil macht ganz den Eindruck eines breiten Troges. Beiderseits desselben ist eine deutliche Einsenkung der Gipfflur zu beobachten. Die Transfluenz über den Paß wurde dadurch begünstigt, daß er der Torso eines ehemaligen Quertales ist, welches nach Norden und Süden in die Luft ausmündet. (Ampferer 14.) Vielleicht handelt es sich um den Rest eines alten, von den Tauern nach Norden gerichteten, konsequenten Tales. Es wäre wohl sehr naheliegend, diesen Talrest mit der Terrassenlandschaft am Ausgang des Hollersbachtals zu verbinden, aber die Sohle des Passes liegt viel höher. Ampferer (14) nahm an, daß die Kitzbühler Alpen eine verstärkte Hebung erfuhren und dadurch das Gefälle dieses konsequenten Tales gestört wurde; aber es fehlt jeder absolute Maßstab für den Betrag der Verbiegung, so daß eine eindeutige Zuordnung der Talbodenreste des Hollersbachtals zu denen am Paß Thurn nicht möglich ist.

Felbertal.

Sein Ursprungsgebiet ist kaum vergletschert, da alle Gipfel unter 3000 m liegen. Nach der geologischen Spezialkarte (Blatt Kitzbühel—Zell a. See) besteht das Westgehänge des Felbertales hauptsächlich aus vom Hollersbachtal herüberziehenden Grünschiefern mit schmalen Phyllitzügen. Die östliche Talseite aber bauen fast durchweg paläozoische Phyllite und Tonschiefer. Nur nahe dem Talausgang wechseln Phyllit- und Grünschieferzonen ziemlich gleichmäßig ab, wobei die ersteren breiter sind und den Grauwackenschiefern nördlich der Salzach sehr ähneln. Am Talausgang ist das Streichen der saigeren Schichten beiderseits der Ache West—Ost.

1 km südlich tritt Chloritschiefer mit eingelagerten Gabbroamphibolitzügen auf und südlich des Haibaches bis über die Guggenalm hin beiderseits der Ache Serpentin. Die Pihapperspitze und der Stumkogel bestehen aus mächtigem Amphibolit und Grünschiefer. — Die Mündungsschlucht des Felbertales liegt fast auf $\frac{1}{2}$ km Erstreckung völlig in einem Riegel von Chloritschiefer. Es ist ein feinkörniges, sehr hartes Material, das Felsabfälle bildet. Im Innern der Schlucht, wo das Gestein viel weniger dicht und stärker geschiefert ist, erweitert sich das Profil. Südlich des Riegels ist das Ostgehänge im paläozoischen Phyllit mäßig steil, die westliche Talseite im Chloritschiefer und Amphibolit aber weist häufig Felsabfälle auf. Eine ausgeprägte Trogform fehlt, da die petrographische Differenzierung des Gebietes ihrer Erhaltung nicht günstig war. Nur beim Hintersee haben wir einen prächtigen Trogschluß mit zwei ineinander geschachtelten Trögen. Von Kleinbruck talauswärts wechseln mehrfach enge und weitere Talstrecken. Es ist möglich, daß der Riegel am Ausgange des Felbertales im Talinnern postglazial einen See aufstaute, der dann durch Schotterablagerungen aufgefüllt wurde, deren Reste sich im Haibachgebiet erhalten haben. Der Felssporn, in dem die Mündungsschlucht liegt, springt vom Schattberg auf der linken Talseite in ONO-Richtung gegen den Talausgang vor. Trotz dieses Riegels kann man aber nicht von einer Stufenmündung der Ache sprechen, da sich ihr Gefälle innerhalb desselben nicht wesentlich steigert. Über der Mündungsschlucht ist das Talprofil breit und offen. Der Riegel muß spätestens am Ende der Würmvergletscherung bestanden haben, da oberhalb desselben Moränen bis zur heutigen Talsohle hinabreichen.

Eigentlich wäre an der Felbertalmündung eine große Über tiefungsstufe zu erwarten, da der diluviale Felbergletscher viel schwächer war als der Salzachgletscher und auch ein wesentlich geringeres Gefälle besaß als etwa der Hollersbachgletscher. Daß tatsächlich keine richtige Stufe entstand, ist wohl auf die Diffluenz des Eises über den Paß Thurn und auf das im Verhältnis zum Felbergletscher noch viel geringere Sohlengefälle des Salzachgletschers zurückzuführen. Das heutige Sohlengefälle des Salzachtales zwischen Hollersbach—Mittersill beträgt nur $3^0/00$. Für die Erosionskraft des Gletschers ist nun das Sohlengefälle von größter Bedeutung. Der Salzachgletscher konnte daher trotz größerer Mächtigkeit infolge des geringeren Sohlengefalles nur wenig erodieren, da seine Fließgeschwindigkeit unbedeutend war. Der an sich viel schwächere Felbergletscher aber hatte ein wesentlich größeres Sohlengefälle, daher höhere Fließgeschwindigkeit und konnte viel stärker erodieren. Nur an der Talmündung, wo er unter rechtem Winkel zum Salzachgletscher stieß, erfolgte eine Stauung, die ihn daran hinderte, den dortigen widerständigen Chloritschiefersporn zu beseitigen. Oberhalb des Riegels aber war der Felbergletscher durch höhere Fließgeschwindigkeit, petrographische Mannigfaltigkeit besonders an der östlichen Talseite und durch Auftreten der breiten, wenig widerständigen Phyllitzone in seiner Erosion begünstigt, weshalb diese Talstrecke wesentlich breiter ist. Sie wurde nur nachträglich durch

Schutt- oder Blockwerk teilweise verbaut und eingengt. Die relativ viel größere Widerständigkeit des Chloritschiefers gegenüber den paläozoischen Phylliten war maßgebend für die Wirksamkeit der selektiven Glazialerosion, weshalb der Gletscher den harten Riegel an der Mündung nicht beseitigte. Die ziemlich wasser- und gefällsreiche Felberache hat wohl postglazial den Riegel durchschnitten und die rezente kleine Schlucht geschaffen. Der lange, spitz auslaufende Felsporn ist eine auffallend analoge Bildung zum Felsporn auf der linken Seite des Hollersbachtals. In beiden Fällen liegt er in recht widerständigem Gestein.

Das Salzachtal von Mittersill bis Bruck.

Für die Tauerntäler östlich des Felbertales bis zum Fuscher Tal herrschen in bezug auf die geologische Beschaffenheit ihrer Mündungsgebiete und des nördlichen Salzachtalgehänges, sowie auch auf die Gefällsverhältnisse zwischen Haupt- und Nebental und mithin die Wirkungen der Glazialerosion weitgehend ähnliche Bedingungen. Diesem Befund entspricht die recht übereinstimmende, morphologische Gestaltung der Talausgänge. Östlich des Felbertales ändert sich die geologische Zusammensetzung beider Salzachtalgehänge. (Geol. Spez.-Karte Kitzbühel—Zell a. See.) Nach dem Auskeilen der Quarzphyllite herrschen nördlich der Salzach Kitzbühler Grauwackenschiefer, südlich die ihnen recht ähnlichen, nur etwas stärker metamorphen Fuscher Phyllite, die zusammen mit altkristallinen Gesteinen über der oberen Schieferhülle der Tauern liegen und mit einer etwa 1 km breiten Verschuppungszone an sie grenzen. Die Fuscher Phyllite bilden in den Mündungsgebieten von Stubach-, Kapruner und Fuscher Tal das weitaus vorherrschende Gestein. Es ist wasserundurchlässig und neigt zu Rutschungen und sanften Böschungen. Gegen Süden wird das Material stärker metamorph und bildet gelegentlich Felsabfälle. Auf Grund der Übereinstimmung mit den Grauwackengesteinen nördlich der Salzach bezeichnet Cornelius die Fuscher Phyllite als paläozoisch. Morphologisch wichtig sind Einschaltungen von Grünschiefern und Kalken. Letztere sind nach der Art ihres Auftretens und ihrer petrographischen Beschaffenheit den Klammkalken des Unterpinzgaues ähnlich. Ihr Alter ist nach Cornelius (10) mesozoisch.

Da nördlich und südlich der Salzach ähnliches Gesteinsmaterial vorliegt, konnten die zerstörenden Kräfte ziemlich gleichartig wirken. Dies ist ein wesentlicher Unterschied gegenüber den meisten Tälern des westlichen Oberpinzgaues und besonders gegenüber dem Unterpinzgau, der auch morphologisch zum Ausdruck kommt, indem aus petrographischen Gründen kein Anlaß zu Stufenbildung gegeben war. Für die eiszeitlichen Verhältnisse wäre allerdings zu erwarten, daß die Seitentäler eine um so höhere Mündungsstufe besitzen, je weiter talabwärts wir kommen, da mit wachsender Mächtigkeit des Hauptgletschers der Unterschied zwischen der Tiefenerosion von Haupt- und Nebengletscher immer größer werden

mußte. Die tatsächlichen Verhältnisse aber zeigen das Umgekehrte. Vom Felber bis zum Fuscher Tal sind am Talausgang keine ausgesprochenen Riegel oder Strecken besonders großen Gefälles, geschweige denn Stufen vorhanden, sondern wir haben stets eine breite, offene und gleichsohlige Mündung ins Haupttal. Diese Tatsache erklärt sich zunächst aus der petrographischen Ähnlichkeit beider Salzachtalgehänge, die der Stufenbildung nicht günstig war. Dann sind die Gefällsverhältnisse von Haupt- und Nebengletscher maßgebend. Der Hauptgletscher nahm zwar gegen Osten an Mächtigkeit zu, dafür aber verminderte sich sein Sohlengefälle, dessen Durchschnittswert zwischen Habach und Bruck etwa $3,5\text{‰}$ betrug. So konnte die Erosionskraft des Hauptgletschers nicht im selben Verhältnis mit der Zunahme der Gletschermächtigkeit wachsen, da mit abnehmendem Gefälle auch seine Fließgeschwindigkeit reduziert wurde, während die Seitengletscher infolge ihres viel größeren Gefälles ($25\text{--}33\text{‰}$) und der größeren Fließgeschwindigkeit in ihren Tälern stärker erodieren konnten. Für diese geschwächte Erosionskraft des Hauptgletschers sprechen glazial überformte, in der Eisrichtung gestreckte Hügel aus Grauwackenschiefer, die zwischen Uttendorf—Fürth immer wieder am Fuß des nördlichen Salzachtalgehanges auftreten. Hätte der Gletscher wirklich so kräftig in die Tiefe erodiert, wären diese aus wenig widerständigem Material bestehenden Hügel sicher beseitigt worden. Die durch die Massenvermehrung des Gletschers zu erwartende gesteigerte Erosion wurde also durch sein abnehmendes Sohlengefälle kompensiert, so daß die Bedingungen für die Entstehung immer höherer Stufenmündungen talabwärts kaum gegeben waren und die gegen Osten zunehmende Verschüttung (eine Folge des Senkungscharakters des Oberpinzgaues) völlig genügte, um etwa vorhandene Stufenmündungen zu verdecken.

Stubachtal.

Es gehört zu den langen, mehrfach verzweigten Tauerntälern und führt in das reich vergletscherte Gebiet des Granatspitzkerns und Großglockners, wo die Gipfelflur weit über 3000 m ansteigt. Die zahlreichen Firnmulden boten genügend Raum für die Nährgebiete des diluvialen Stubachgletschers. Charakteristisch für dieses Tal ist der Stufenbau im Innern, das Auftreten von Felsabfällen beiderseits des Talausganges und die breite, gleichsohlige Mündung ins Haupttal. — Das unterste Stück des Tales liegt auf 750 m Erstreckung fast ganz im Fuscher Phyllit. (Geol. Spez. K. Kitzbühel—Zell a. See.) Weiter taleinwärts folgen bedeutendere, mesozoische Einschaltungen. Auf der westlichen Talseite erhebt sich eine lange Wand im Enzingerwald. Durch tektonische Komplikationen haben wir hier einen vielfachen Wechsel von mesozoischen Kalken, Quarziten, Phylliten und Grünschiefern, also von harten, massigen und weichen, aufgeblättern Zonen. Plötzlich einsetzende sanfte Böschungen unter der Wand und Einfaltungen von Phyllit in die meso-

zoische Serie sprechen dafür, daß der Fuscher Phyllit im Liegenden vorhanden ist und die kalkigen Gesteine nicht bis zum Talboden herabreichen. Keinesfalls aber streichen sie geschlossen über das Tal hinweg auf die Ostseite hinüber, denn hier haben wir an den korrespondierenden Stellen nur ein schmales Dolomitband im Phyllit. Erst 300 m weiter südlich tritt Mesozoikum auf, nämlich kristalline, dickbankige, mit Phyllit verfaltete Dolomite und darin eingeschaltet Kalkglimmerschiefer. Auch diese mesozoischen Einschaltungen bilden eine hohe, getreppte Wand. Weiter taleinwärts folgt das zusammenhängende Phyllitgebiet des Seetalkogels und vom Gassnerbach an die obere Schieferhülle der Tauern. (Cornelius 8, 9, 10.) Die Grenze ist durch eine etwa $\frac{1}{2}$ km breite Zone altkristalliner Schiefer gekennzeichnet, die gegen Norden von den paläozoischen Schiefen überdeckt wird. Beim Guggernbach liegt der durch spärliche Kalkglimmerschiefer vertretene Westrand der oberen Schieferhülle. Auf der Westseite folgt gegen Norden eine den paläozoischen Schiefen eingeschaltete, stellenweise durch Phyllite unterbrochene, mächtige Zone altkristalliner Gesteine vom Birkkogel bis zum Sturmmanseck. Es handelt sich um Amphibolite, Muskovitgneise und -schiefer. Im Quelltrichter des Sturmbaches treten Aufrisse mächtiger Staumoränen entgegen.

Oberhalb der Sturmbachmündung ist das Stubachtal breit und eben mit mäßig geböschten Gehängen. Während wir im Phyllitgebiet der rechten Talseite nur spärliche Wandbildungen haben, treten in den Grünschiefern links zwischen 2000 m bis 2400 m bedeutende Felsabfälle auf. Von der Sturmbachmündung bis Scheilern wird der Talboden durch Schwemmkegel und Schutthalden eingeengt. Felswände zwischen 1200 m bis 1300 m am Westabfall des Seetalkogels bieten ein Beispiel dafür, daß die Phyllite bei starker Metamorphose wandbildend auftreten können. Am Talausgang fällt das ausgeprägte Trogprofil auf, während weiter taleinwärts Trogschultern nur in Resten auftreten. — Für die morphologische Gestaltung der Stubachtalmündung sind folgende Tatsachen wichtig: Der Talausgang liegt auf 750 m Breite im Fuscher Phyllit. Daher konnte sich die Stauung des rechtwinkelig einmündenden Stubachgletschers nicht im Sinne einer Riegelbildung auswirken, da das harte Gesteinsmaterial fehlte. Die weiter südlich auftretenden mesozoischen Kalke und Dolomite beeinträchtigten die Gestaltung dieses Formenbildes wenig, denn hier hatte der Nebengletscher noch kaum die stauende Wirkung des Hauptgletschers zu spüren. Sodann streicht das widerständige Mesozoikum nicht geschlossen von der Westseite auf die Ostseite des Tales hinüber und es treten ferner innerhalb der Serie mehrfach weniger widerständige Gesteinszonen auf, die dem Gletscher die Ausräumung erleichterten. Die morphologische Wirkung der mesozoischen Einschaltungen äußert sich daher nur im Auftreten von steilen Felswänden in ihrem Bereich, die das schöne Trogprofil dieser Talstrecke bedingen. Das große Sohlengefälle des Stubachgletschers (vom Sturmbach bis zum Salzachtal 23‰) hat seine ausräumende Wirkung begünstigt. Die Einengung des Talprofiles südlich Scheilern kann petrographisch nicht erklärt

werden, da im Bereiche des Seetalkogels der Fuscher Phyllit herrscht, es sei denn, daß die stärkere Metamorphose des Gesteins außer der Wandbildung auch die Talenge bewirkte. Auch auf der Westseite, im Verwaltersgrund und Sturmbachgebiet fehlt eine durchgehende Zone widerständigen Gesteinsmaterials mit Ausnahme der Gabbroamphibolite des Sturmmansecks. Es wäre aber möglich, daß die mesozoischen Gesteinsbänder nördlich Scheilern, wenn sie schon nicht in ihrem unmittelbaren Bereich die Entstehung eines Riegels bewirken konnten, doch wenigstens eine gewisse Aufstauung der Eismassen im oberhalb gelegenen Talabschnitt verursachten, so daß der Gletscher, vielleicht auch noch beeinträchtigt durch die stärkere Metamorphose der Phyllite nicht so erfolgreich erodieren konnte. Für diese Vermutung spräche auch die sehr auffällige Verbreiterung des Talbodens weiter oberhalb bei Wiesen, die sonst unverständlich wäre, da die Gesteinsverhältnisse noch ungefähr dieselben sind wie zwischen Sturmbach—Scheilern.

Zeller Furche.

Von Uttendorf bis zur Zeller Furche verläuft das Tal fast geradlinig nach Osten und verbreitert sich dabei von 1,2 km auf 2 km. Der stark versumpfte, hoch aufgeschüttete Talboden hat hier ein kaum merkliches Gefälle. Die Talerweiterung wurde wohl durch den mächtigen Kapruner Gletscher veranlaßt, der den Hauptgletscher zum Teil durch die Zeller Furche abdrängte. Es dürfte ja die Hälfte seiner Eismassen nach Norden geflossen sein, da das Zeller-See-Tal ebenso breit ist wie das Haupttal. Die Zeller Furche setzt quer durch die West—Ost streichenden Schiefer der Grauwackenzone. Ihre Anlage geht auf eine durch Querstau geschaffene Mulde zurück. (Rinaldini 38.) Die den Phylliten eingeschalteten Diabase sinken von Osten und Westen her gegen den See ab, was ebenfalls auf die Senkung hinweist. (Ohnesorge.) Nach Schwinner (41) entstand die Querfaltung dadurch, daß das ganze Gebiet nördlich der Salzach westwärts, südlich davon aber ostwärts geschoben wurde, wobei der Klammkalkzug das Widerlager abgab. Dieser Querszusammenschub ist nach Kober (24) jünger als der Deckenbau. Die Zeller-See-Depression liegt in der Fortsetzung der Glocknermulde der Hohen Tauern. Der Zeller See ist nach Ampferer (14) ein noch nicht ganz verschüttetes Talstück, der sich deshalb erhalten konnte, weil kein größeres Gewässer in ihm mündet. Nach Cornelius (14) kommen glaziale Ausräumung und junge Senkung als Entstehungsursache dazu.

Kapruner Tal.

Für das Kapruner Tal, dessen Ursprung in der reich vergletscherten Glocknergruppe liegt, ist der klassische Stufenbau charakteristisch, wie auch die Eigenart, daß hier Gipfel von über 3000 m Höhe sehr nahe an das Salzachtal herangerückt sind. (Kitzsteinhorn.)

[Für die Behandlung der geologischen Verhältnisse des Gebietes waren die geologische Spezialkarte des Glocknergebietes von Cornelius-Clar und die von Kitzbühel—Zell a. See maßgebend.] Der geologische Bau ist nach Cornelius (7) durch ein Schieferhüllengewölbe gekennzeichnet, das sich über den Tauernhauptkamm hinwegspannt und im Norden von den Fuscher Phylliten des Nordrahmens überlagert wird. Diese ganze Schieferhülle ruht in einer zentralen Depression zwischen dem Zentralgneiskern der Granatspitzgruppe im Westen und jenem des Sonnblick im Osten. Wir haben hier nach Kölbl (25) eine Deckensynklinale großen Stiles, in der sich die höheren und höchsten Einheiten der Schieferhülle erhalten konnten, während sie gegen Osten und Westen zu abgetragen wurden. In diese Mulde, die im Wiesbachhorngebiet am tiefsten ist, wurden die Decken von Süden her hineingeschoben. (Hottinger 19.) In der Südhälfte des Kapruner Tales ist vor allem die obere Schieferhülle vertreten, darunter kommen auch noch die Brennkogel- und Riffeldecke zutage. Ein Grundzug der Schieferhüllentektonik ist nach Cornelius (7) das Stauen der strömenden Massen im Norden, wo die Decken nördlich des Tauernhauptkammes am mächtigsten entwickelt sind. Die Gesteine zeigen unter der Last von mehrere km mächtigen, aufeinandergetürmten Decken und bei hoher Temperatur, vielleicht auch unter magmatischer Einwirkung sehr starke Metamorphose. Die Nordgrenze der oberen Schieferhülle verläuft am Nordabfall des Bauernbrachkopfes über den Krapfgraben und die Salzburger Hütte zum Bombachkopf. Die Riffeldecke mit ihrem stark aufgelösten Stirnrand baut den West- und Südteil des Mooserbodens und die Westseite des Wasserfallbodens vom Hocheiser bis zum Geralkopf auf. Die Hauptmasse des Gesteins bilden meist phyllitische, oft ausgesprochen schuppig-blätterige, glimmerreiche und quarzarme Biotit- und Zweiglimmerschiefer. In ihrem Bereich sind pyramidenförmige Gipfel mit gestuften Graten und Wänden typisch. Daneben haben noch die grünen Gesteine einige Bedeutung, welche infolge ihrer größeren Härte die mächtigen Felsabfälle im Trogschluß von Ebmatten bilden. Die Brennkogeldecke tritt fensterartig an der Ostseite des Wasserfallbodens zutage. Sie besteht meist aus Glimmerschiefer und Phyllit, einem überwiegend mäßig widerständigen Gesteinskomplex. In der oberen Schieferhülle beherrschen hauptsächlich Kalkglimmerschiefer, z. T. auch Prasinite das Landschaftsbild. Aus ersterem Gestein besteht die Südost- und Ostseite des Mooserbodens, die Ostseite des Wasserfallbodens und dessen Westseite nördlich des Geralkopfes. Es baut gerade die höchsten Gipfel auf. Die Nordgrenze seiner geschlossenen Massen verläuft wenig südlich von jener der oberen Schieferhülle. Bei Vorherrschen von Glimmer ist das Gestein stark geschiefert, leicht verwitterbar und bildet typische Bratschenhänge. Bei widerständigeren Varietäten kann der Quarzgehalt gegenüber Kalkspat das Verhältnis 1 : 1 erreichen oder ihn sogar an Menge übertreffen. In den Kalkglimmerschiefermarmoren sind häufig Quarzbänder eingeschaltet. Die grünen Gesteine, besonders Prasinite, treten in einigen Zügen auf, so in einem komplizierten System von Bändern an der Süd-

und Westseite der Höhenburg und als breite Zone weiter nördlich vom Bombachkopf über die Breitriesenalm zum Krapfbrachkopf verlaufend. Das Material ist meist feinkörnig und widerständig, sein Auftreten innerhalb der Kalkglimmerschiefer tektonisch bedingt und diesem wahrscheinlich als eine höhere Decke aufgelagert. Die Serie der grünen Gesteine kennzeichnet das Gebiet des intensivsten Süd-Nordschubes in den Tauern, die Glocknerdepression. (Hottinger 18.) Die Formenwelt bietet scharfgezackte Grate mit meist schroffen Felsabfällen.

Nördlich des Stirnrandes der oberen Schieferhülle folgt bis zur Talmündung der Nordrahmen, in dem Fuscher Phyllite überwiegen. (Cornelius 10.) Inzwischen kommen Einschaltungen von altkristallinen Schiefen, Kalkglimmerschiefern und Triasdolomiten vor. Auf der Westseite treten mehrere Quarz-Muskovitschiefer-Züge auf. Von morphologischer Bedeutung ist ein Kalkglimmerschieferzug, der von der Falkenbachwand zum Maiskogel verläuft und in dem die Sigmund-Thun-Klamm liegt. Das Material ist petrographisch dem der oberen Schieferhülle recht ähnlich. Weiter nördlich verläuft ein Triasdolomitzug gegen Schloß Kaprun und auf der linken Talseite bildet eine Kieselkalkzone den Sporn des Schaufelberges. Die altkristallinen Schiefer streichen vom Roßkopf gegen das Hohe Kamp eck und weiter nördlich haben wir einen Zug am Westgehänge des Wildecks. (Cornelius 10.) Das Gesteinsmaterial ist phyllitischer Glimmerschiefer, Chloritfleckenschiefer und Grünschiefer.

Infolge des klassischen Stufenbaues läßt sich das Kapruner Tal gut in vier Abschnitte gliedern: Mooserboden, Wasserfallboden, die Talstrecke vom Kesselfall bis zur Sigmund-Thun-Klamm und das äußere Kapruner Tal. — Das flache, stark versumpfte Becken des Mooserbodens liegt über 1900 m hoch und wird vom glazial bearbeiteten Riegel der Höhenburg abgeschlossen. Es entstand durch Konfluenzwirkung einer Anzahl von Gletscherzungen, die von den Höhen ringsum herabströmten. (Brückner 4.) An der Westseite und in der Südhälfte der Ostseite begünstigten die überwiegend stark geschieferten brüchigen Gesteine der Riffdecke die erodierende Tätigkeit des Gletschers, die Nordhälfte des rechten Talgehänges bilden die Kalkglimmerschiefermassen des Wiesbachhorngebietes, die auch vielfach wenig widerständig sind. Die Höhenburg blieb als Härteriegel bestehen, da an ihrer Südseite, in der Stoßrichtung des diluvialen Kapruner Gletschers eine Schuppenzone widerständiger Gesteine ansteht, nämlich Marmor, Quarzit und Prasinit. So war das Eis nicht imstande, den Riegelberg erosiv zu beseitigen, zumal es stark gestaut wurde.

360 m unter dem Mooserboden liegt der Wasserfallboden. Die Inselberge Wielinger und Angerkogel erheben sich als Härtlinge über die flache Beckensole. Sie bestehen aus einer massigen, widerständigen Varietät des Kalkglimmerschiefers. Auch der Wasserfallboden entstand hauptsächlich durch glaziale Übertiefung und Konfluenzwirkung mehrerer zusammenströmender Seitengletscher. (Cornelius 6.) Mit abnehmendem Gefälle des Eisstromes gegen Norden reduzierte sich dessen Erosionskraft und damit auch die Breite des

Talbodens. Die geologischen und petrographischen Verhältnisse begünstigten die glaziale Erosion, da drei verschiedene Decken aneinandergrenzen, wo an den ausgefranzten Deckenstirnen die Verschuppung und Gesteinszerrüttung besonders groß ist. Infolge glazialer Übertiefung und begünstigt durch harten Kalkglimmerschiefer entstand auch die hohe Stufe zwischen Mooser- und Wasserfallboden.

Unterhalb der Limbergalm folgt die 570 m hohe Wasserfall-Kesselfall-Stufe. Rund gebuckelte, geschliffene Felspartien sprechen von der glazialen Wirkung in widerständigen Zonen des Kalkglimmerschiefers. Unterhalb der Stegenfeldbank folgt eine Strecke verminderten Gefälles und darauf die Kesselfallstufe mit der Klamm. Talauwärts erweitert sich das Talprofil ganz bedeutend. — Die Entstehung der Wasserfall-Kesselfall-Stufe kann nicht, wie Penck glaubte, durch glaziale Konfluenzwirkung allein erklärt werden, da vom Schmiedinger Kees herab kein besonders mächtiger Gletscherarm zum Kapruner Gletscher stieß. Vielmehr dürfte der Gefällsbruch auf petrographische Gründe zurückgehen. Vielleicht wurde er ursprünglich an der Deckengrenze von oberer Schieferhülle und Nordrahmen angelegt, da die Gesteine der südlichen Deckeneinheit relativ widerständiger sind, und wanderte dann an seine heutige Stelle zurück. Wahrscheinlich aber ist die Stufe an das Auftreten einer hochmetamorphen Varietät des Kalkglimmerschiefers in ihrem Bereiche gebunden. Das Gestein ist hier nämlich besonders massig, ausgesprochen kristallin und reich an Quarz- und Kalzitadern, also stärker metamorph. Diese intensive Metamorphose steht vielleicht mit der Anstauung der Gesteinsmassen im Nordteil der Schieferhülle und mit dem Auftreten mächtiger Züge grüner Gesteine in genetischem Zusammenhang. Der allmähliche Übergang des Kalkglimmerschiefers von der stark schieferigen, glimmerreichen Varietät in die massige, widerständige und die große Mächtigkeit des Kapruner Gletschers verhinderten die Bildung eines Riegels am Nordende des Wasserfallbodens; es entstand lediglich eine Stufe. Ferner ist auffällig, daß der Gefällsbruch gerade dort liegt, wo die so nahe an das Salzachtal herangerückten großen Gipfelhöhen sprunghaft abnehmen, so daß der Stufenbau des Tales die Schwankungen der Gipfelalur abbildet. Es wäre daher möglich, daß bei der Entstehung der Stufe auch intensive Hebung mitwirkte, wofür die konvexen Hangformen im Bereich der Stufe sprechen. Andererseits widerspricht die tektonische Tendenz dieses typischen Synklinalgebietes der Annahme eines solchen Vorganges. Auch läßt sich die Hebung nicht durch fortlaufende alte Talbodenreste nachweisen. Die extrem großen Gipfelhöhen dürften vielmehr durch Reliefumkehr bedingt sein, d. h. die Decken der oberen Schieferhülle blieben trotz relativ geringerer Widerständigkeit des Gesteins in der Synklinale erhalten, so daß sich die besonders hohen Gipfel auf den Bereich der oberen Schieferhülle beschränken. Dazu begünstigte die hohe Lage der lokalen Erosionsbasis des Mooser- und Wasserfallbodens ihre Erhaltung.

Die Talstrecke zwischen Kesselfall und Sigmund-Thun-Klamm

ist durch die bunte Gesteinszone des Nordrahmens und dementsprechend lebhaften Formenwechsel gekennzeichnet. Wir haben sanfte Formen im Phyllit, gestaffelte Felsabfälle im Grünschiefer oder Kalkglimmerschiefer. Im Norden wird das Tal plötzlich durch den Riegel des Birkkogels abgeschlossen, der aus massigem Kalkglimmerschiefer besteht. Oberhalb dieser Talsperre war wahrscheinlich einmal ein See abgedämmt. Östlich des Birkkogels befindet sich eine kleine, breite, offene Talfurche, die von der Ache benutzt wurde, bis sie, wohl durch Moränen, in ihren heutigen Lauf abgedrängt wurde. Der Kalkglimmerschiefer bildet eine breite Zone zwischen der Falkenbachwand und dem Maiskogel und ist östlich des Birkkogels durch Phylliteinschaltungen in einzelne Bänder aufgelöst. (Geol. Spez. K. Kitzbühel—Zell a. See.) An der linken Talseite, wo der Gesteinszug einheitlich und geschlossen ist, liegt die Klamm in kristallinem, massigem Material mit vielen Quarz- und Kalzitadern. Das Auftreten dieser Engtalstrecke ist petrographisch bedingt, denn sie ist ganz auf den Bereich des widerständigen Kalkglimmerschiefers beschränkt. — Mithin liegen alle drei Stufen des Kapruner Tales in einem besonders stark metamorphen, harten Kalkglimmerschiefer und es wird sich daher in erster Linie wohl um Härtestufen handeln; bei den zwei oberen Stufen kommt noch die Wirkung glazialer Konfluenz und vielleicht auch eine gewisse Hebungswirkung dazu.

Gleich unterhalb der Klamm weitet sich das Kapruner Tal zum Mündungstrichter, der in den wenig widerständigen Fuscher Phylliten ausgeräumt ist. Dementsprechend herrschen durchweg sanfte Formen. Nur im Bereich des Schaufelbergspornes und bei Schloß Kaprun treten breitere Kalkzüge zutage, die aber nicht über das Tal hinweg streichen (Geol. Spez. Karte), so daß keine Mündungsstufe entstehen konnte. Es entwickelte sich lediglich der Sporn des Schaufelberges im Winkel zwischen Kapruner und Salzachgletscher, der von beiden Eisströmen bearbeitet wurde.

Fuscher Tal.

Zwischen der Mündung des Kapruner und Fuscher Tales, etwa 1 km westlich Bruck verengt sich das Salzachtal auf 1 km. Dies ergibt sich aus der Diffluenz des Salzachgletschers durch die Zeller Furche, wodurch dessen Erosionskraft wesentlich reduziert wurde. Das Fuscher Tal kommt aus dem Glocknergebiet in weiterem Sinne, also einem reich vergletscherten Areal, das während der Eiszeit mächtige Eismassen lieferte.

Das ganze untere Fuscher Tal von der Weichselbalmündung bis zum Salzachtal liegt im Nordrahmen des Tauernfensters. (Cornelius 14.) Es herrschen ähnliche Verhältnisse wie im Kapruner Tal. Dunkle Fuscher Phyllite als Hauptgestein, serizitische Phyllite und grüne Gesteine sind mit Kalkglimmerschiefer verschuppt; dazu kommen spärliche Einschaltungen von Dolomiten und Kalkphylliten. Infolge des bunten Gesteinswechsels und der Vorherrschaft wenig wider-

ständiger Phyllite haben sich kaum Reste von Trogformen erhalten und die Böschungen der Talgehänge sind mäßig bis sanft. Felsbildungen treten nur in Einschaltungen widerständiger Gesteine auf. Von der Weichselbachmündung bis Judendorf ist das Tal breit und eben, dann folgt bis gegen Walcher, wo der Mündungstrichter einsetzt, eine auffällige Verengung. Von links her mündet das Hirzbachtal mit 190 m hoher Stufe, von rechts das Sulzbachtal 100 m über dem Talboden. Der Mündungstrichter des Fuscher Tales geht ohne Stufe ins Salzachtal hinaus.

Das wechselnde Querprofil des Fuscher Tales erklärt sich aus der Zusammenwirkung glazialer und petrographischer Faktoren. Die Bärenschlucht oberhalb des Weichselbachtals knüpft an das Auftreten marmorisierter Kalkglimmerschiefer, denen im oberen Teil Quarzzüge eingeschaltet sind. Wir haben hier ein Äquivalent zu den Verhältnissen bei der Wasserfallstufe. Die Talweitung unterhalb der Schlucht hängt mit dem Einsetzen der weichen Fuscher Phyllite zusammen. Dann hatte der Gletscher von der Stufe herab große Fließgeschwindigkeit und konnte gut erodieren. Weiter talauswärts ermäßigte sich sein Gefälle. Dazu queren zwischen Langweidkogel und Schreckberg stark kristallinische Kalkglimmerschiefer das Tal (in der Fortsetzung der Falkenbachwand), wodurch sich die Verengung des Talprofils unterhalb Dorf Fusch erklärt.

Die weiter talauswärts auftretenden Einschaltungen widerständiger Gesteine im Nordrahmen sind schmal und kurz, nirgends queren sie geschlossen das Tal, weshalb hier aus petrographischen Gründen kein Anlaß zu Stufenbildung gegeben war. Daß der Mündungstrichter des Fuscher Tales wesentlich schmaler ist als der des Kapruner Tales, wird sich aus der großen stauenden Wirkung des Hauptgletschers erklären, dem gegen Norden keine Ausweichmöglichkeit gegeben war. Vielmehr wurde er durch die Bergzüge beiderseits des Haupttales hoch aufgestaut. Ferner mündete der Fuscher Gletscher nahezu unter rechtem Winkel. Da ein langgestrecktes, hartes Gesteinsband am Talausgang fehlte, ist im Gegensatz zum Kapruner Tal die Spornbildung an der Westseite und eine schärfere Knickung des Tales nach Nordosten unterblieben. Nur eine kaum merkliche Abweichung in dieser Richtung läßt sich beobachten. Sie wurde dadurch bewirkt, daß der Seitengletscher nahe seiner Mündung durch die östliche Bewegungsrichtung des Hauptgletschers an die rechte Talseite gedrängt wurde und diese stärker angreifen mußte. Für das Fehlen der Mündungsstufe läßt sich noch ein weiterer Grund anführen: Der Salzachgletscher hatte durch Diffluenz bei Zell am See so viel von seiner Mächtigkeit eingebüßt, daß seine übertiefende Wirkung gegenüber der des Nebengletschers nicht mehr um so viel größer sein konnte, zumal sein Sohlgefälle bis gegen Hasenbach hin sogar rückläufig war. Somit sind sowohl die durch das Mächtigkeitsverhältnis bedingte Wirkungsweise des Fuscher und Salzachgletschers, als auch petrographische Gründe für die stufenlose Mündung des Fuscher Tales verantwortlich.

Salzachtal von Bruck bis St. Johann i. Pongau.

Östlich des Fuscher Tales bis zum Wolfbachtal herrschen am Tauernnordrand noch dieselben geologischen Verhältnisse wie zwischen Felber- und Fuscher Tal. Nach Braumüller (2) stößt der Nordrahmen hier an die Pinzgauer Phyllite und weiter östlich an die Radstädter Serie mit den Klammkalken. Gegen Süden folgt eine Trümmerzone aus kristallinem Schiefer, Quarzit, Amphibolit und Phyllit. Östlich Bruck bis Taxenbach tritt an den tieferen Südgehängen des Salzachtals eine Schiefer- und Phyllitserie auf, deren Kalk- und Dolomiteinschaltungen Stufen in den kurzen Seitentälern bedingen und sich gegen die Kitzlochklamm zur Klammkalkzone zusammenschließen.

Die Radstädter Decke ist nach Braumüller (2) in vier Züge gegliedert. Der Lerch- und Höllwandzug, durch einen eingeschuppten Streifen von Fuscher Phyllit voneinander getrennt, bilden die nach den Klammern benannte Klammkalkzone. Südlich eines breiten Streifens neuerlich eingeschuppter Fuscher Phyllite verläuft der innerste Klammkalkzug vom Schuhflicker zum Rauchkögerl. Eine nördlichste schmale Zone bilden die Dolomitklippen von Lend—Loifarn. Die Klammkalkzüge sind z. T. senkrecht stehende, eng zusammengepreßte Falten, z. T. kleine Schuppen. Dazwischen treten kristalline Schiefer und Phyllite als Einfaltungen zutage. Über den Fuscher Phylliten liegen zwischen den vier Klammkalkzügen auch grüne Quarz-Serizit-Phyllite. Die Klammserie stößt hauptsächlich östlich der Hochalmkulmination vor, auf die Kober (23) ihr Auftauchen zurückführt.

Das Baumaterial der Radstädter Serie ist sehr bunt. Es sind Gneise, Quarzite, Sandsteine, Konglomerate, grüne Gesteine, Marmor und Dolomite, die in verschiedenen mächtigen Linsen auftreten und als Hauptgestein der dunkelgraue, meist feinkörnige Klammkalk, der je nach Druck- und Bewegungsverhältnissen massig, geschichtet oder geschiefert auftritt. Die Altersbestimmung ist infolge der starken tektonischen Beanspruchung schwierig. Er wird meist für Jura gehalten. Die intensive Kleinfältelung verzahnt tiefgreifend die Schichten und erhöht ihre Widerständigkeit. (Ohnesorge.) Morphologisch wichtig sind die Einschaltungen von Kalkphylliten. Die Metamorphose und Schieferung ist in der Radstädter Einheit geringer als in der Schieferhülle, aber die Zertrümmerung sehr groß, da wir uns in der Stirnregion befinden. (Kober 23.) Daher sind vertikale Verstellungen und Blattverschiebungen sehr häufig. An der Nordgrenze der Radstädter Einheit gegen die Pinzgauer Phyllite liegt die Klammüberschiebung (Trauth 47), im Bereich des Rauristales durch eine Lettenzone gekennzeichnet. (Ohnesorge.) Im Westen endet der Klammkalkzug ein gutes Stück östlich des Fuscher Tales an einer kleinen Störung. Hier schließen sich die Serizitphyllite, welche die einzelnen Klammkalkschuppen trennen, zu einer Einheit zusammen.

Die Pinzgauer Phyllitzone erstreckt sich nördlich der Salzach und greift nur in einem schmalen Streifen zwischen Bruck und der

Liechtensteinklamm auf die Südseite des Tales über. (Trauth 47.) Das Gesteinsmaterial ist halb metamorph, intensiv gefältelt, sehr einförmig und meist wenig widerständig. Besonders im Kontakt mit der Klammserie ist die tektonische Beanspruchung groß. Dem Pinzgauer Phyllit sind mehrfach obersilurische Kalkphyllite und Kalke im Streichen eingeschaltet, die in der Landschaft durch Felsbildungen auffallen. Das Material ist dem Klammkalk sehr ähnlich.

Die Längstalstrecke der Salzach zwischen Bruck—Schwarzach liegt in der Fortsetzung des Oberpinzgaues und ist eine tektonisch angelegte Zone (Cornelius 14), deren Untergrund schon für die nordwärts gleitenden Schiefermassen der Tauern eine Vortiefe bildete. Dann fällt das Längstal hier mit einer durch einen Gleithorizont markierten Zerrüttungszone zusammen, die durch die Klammüberschiebung gekennzeichnet ist. Der große Gesteinsgegensatz: Klammkalke im Süden, Phyllite im Norden der Salzach, hat die Erosion an der Gesteinsgrenze begünstigt. Die Quertalstrecke unterhalb St. Johann ist nach Cornelius (14) ein reines Erosionstal. Doch dürfte auch eine gewisse jüngere Einwalmung vorliegen (Machatschek 34) und der Übergang von der Längs- in die Quertalstrecke ist an Störungen gebunden. (Ohnesorge.) Es wurde beobachtet, daß sich die Schichten des Hochkling-Kalkzuges beiderseits der Salzach im Streichen gegen dasselbe hin absenken.

Sehr eindrucksvoll ist der Formengegensatz zwischen den schroffen Kalkfelsen und scharfen Gipfeln der Klammkalkzone im Süden und den sanften Hängen und Kuppen der Schieferalpen im Norden der Salzach. Diese waren fast durchweg von Eis überflossen und dementsprechend bearbeitet. Hier haben sich noch Reste des alten Mittelgebirgsreliefs der Raxlandschaft erhalten. (Lichtenecker 31.) Sehr auffällig ist auch der Gegensatz in der West-Ost-Richtung zwischen Oberpinzgau—Pongau einerseits und dem Unterpinzgau andererseits. In der breiten, zugeschütteten, flachen Senkenzone des Oberpinzgaues, die sich mit 1,30/00 Gefälle bis Bruck erstreckt, fehlen Schotterterrassen völlig, auch die Schwemmkegel sind unterrassiert, die Seitentäler münden ohne Stufe. Zwischen Bruck und Schwarzach ist der Talcharakter wesentlich anders. Der Talboden hat nur mehr 1 km Breite, die Versumpfung hört auf, es treten Schotterterrassen entgegen und bei Hasenbach schneidet die Salzach erstmalig in anstehenden Phyllit. Das Talbodengefälle steigert sich auf 5,5 bis 12/00. In den breiten, höheren Talboden von Taxenbach (730 m) ist die rezente Salzachtalschlucht eingesenkt, wo der Fluß Schnellen bildet. Hier liegen mehrere Schotter- und Felsterrassen übereinander. Von Süden her kommen Gasteiner und Rauristal mit hohen Stufen und wilden Klammern zur Salzach. Am Nordabfall der Embacher Plaie treten ungewöhnlich hoch gelegene Schotter auf, die im ganzen Oberpinzgau fehlen. Auf der Talstrecke zwischen Eschenau—Schwarzach wechseln enge, steilwandige Talstrecken in Kalkphyllit und Kalkeinschaltungen der Grauwackenzone mit weiteren und sanft geböschten Abschnitten im Pinzgauer Phyllit. Sehr auffällig sind die zwei alten Hochtäler im Unterpinzgau. Im Süden verläuft in etwa 1000 m Höhe die breite Talfurche von Embach und nördlich des

Buchberges jene zwischen Eschenau—Goldegg—Weng in 850 m. Die Embacher Furche wurde nach Ohnesorge (36) und Seefeldner (42) präglazial von der Salzach benützt. Sie folgt unmittelbar der lettenreichen Zone der Klammüberschiebung. (Ohnesorge 35.) Jedenfalls konnte die breite Furche nicht vom heutigen kleinen Embach geschaffen werden. Als Äquivalent dieser Hochfläche findet sich am südlichen Salzachtalgehänge westlich der Rauristalmündung, die ausgedehnte Fläche von March in ähnlicher Höhe, die offenbar dem Haupttal angehört. Daher ist die Furche von Embach wohl ein altes Salzachtal und nicht eine ehemalige Laufstrecke der Raurisache. Hingegen kann die Furche nördlich des Buchberges kein altes Salzachtal gewesen sein, da ihr Querschnitt viel zu schmal ist und sie, wie Seefeldner (42) zuerst bemerkte, östlich des Scheiblingsees blind endet.

Schon etwas oberhalb Schwarzach beginnt die Pongauer Weitung, in ihrer Breite und Zuschüttung dem Oberpinzgau ähnlich, doch sind ihre Aufschüttungen im Gegensatz zu denen des Oberpinzgaues terrassiert. Auch mündet das Großarlal mit hoher Stufe und Klamm. Das Talsohlengefälle ermäßigt sich auf 2,4^{0/00}. Neben den Schotterterrassen treten bei St. Veit und am Nordabfall des Heukarecks Felsterrassen auf. (750 m bis 780 m.)

Das Problem der Talenge des Unterpinzgaues.

Der Engtalcharakter des Unterpinzgaues zwischen Bruck—Schwarzach, besonders aber zwischen Taxenbach—Schwarzach wurde im Laufe der Zeit recht verschieden erklärt. Besonders eingehend hat sich Seefeldner (42) mit dieser Frage befaßt. — Aus petrographischen Gründen ist die Enge nicht zu erklären, da sie im einheitlichen Pinzgauer Phyllit liegt. Es ergäben sich noch die Möglichkeiten einer Deutung durch die Annahme einer alten Wasserscheide, die zerschnitten wurde, eines Diffluenzriegels oder einer Hebung. An die erste Möglichkeit dachten Wagner und Wähler (48). Dem gegenüber aber haben Penck (37) und Seefeldner (42) betont, daß sich Reste älterer Talböden durch die Enge hinweg in den Oberpinzgau verfolgen lassen, womit dieser Erklärung Schwierigkeiten erwachsen. Es ist aber vor allem darauf hinzuweisen, daß die Schlucht einen derart jungen Eindruck macht, daß sie 30 m und höher über dem Fluß keinerlei Spuren glazialer Bearbeitung sowie kein Moränenmaterial aufweist, so daß diese Wasserscheide nicht alt gewesen sein könnte, sondern bis in die letzte Eiszeit bestanden haben müßte, um dann postglazial zerschnitten zu werden. Wäre die Wasserscheide schon früher zerschnitten worden, hätte ja der Salzachgletscher das Talprofil im weichen Phyllit erweitern müssen. Andererseits kann schon während der Riß—Würm—Interglazialzeit überhaupt keine Wasserscheide mehr bestanden haben, da interglaziale Schotter sich von Wolfbach westlich Taxenbach über die Enge hinweg nach Embachrain und zur Hochfläche von Embach fortsetzen. Da Wehrli (49) südlich Taxenbach solches Konglomerat in nur 30 m Höhe über dem heutigen Flußspiegel feststellte, muß hier schon in

der letzten Interglazialzeit ein Tal mit einer Sohlenhöhe von nur 730 m bestanden haben, also keine Wasserscheide. Aus allen angeführten Gründen ergeben sich für die Annahme einer alten Wasserscheide Schwierigkeiten.

Die zweite Erklärung durch glaziale Diffluenz vertrat Penck (37). Demnach wäre die Taxenbacher Enge durch glaziale Diffluenz beim Zeller See entstanden und postglazial von der Salzach zerschnitten worden. Da sich der präglaziale Talboden ohne Dislokation vom Oberpinzgau in den Unterpinzgau und Pongau verfolgen läßt, lehnt er die Theorie der Wasserscheide und Dislokation ab. Doch kann dieser Riegel nicht mehr mit der Diffluenz zusammenhängen, da er 12 km von der Zeller Furche entfernt ist (Krebs). Das Abströmen der Eismassen äußerte sich lediglich in der Verengung des Salzachtalprofils von 2 km auf 1 km und im Auftreten glazial überformter Hügel am Talboden.

Die dritte Erklärung durch Dislokation wurde von mehreren Autoren vertreten, wie Ampferer, Seefeldner, Wehrli, Schwinner und anderen. Schon Brückner (4) nahm an, daß sich die Salzach bei Taxenbach in eine Queraufwölbung einschneiden mußte, wodurch die enge Strecke entstand. Das Hebungsmaximum lag bei Embach, da hier das Gefälle des Flusses am größten und die Lage der Schotter und der unteren Moränengrenze am höchsten über dem Fluß ist. Nach Ampferer (1) lassen sich Aufbiegungstrecken im Flußtal ganz allgemein als Engen, die Einbiegungen als Aufschüttungsgebiete erkennen. Seefeldner (42) sucht aus der Verbiegung durchlaufender Talböden den Zeitpunkt der Hebung zu ermitteln. Er gliedert die Schotter im Unterpinzgau und Pongau in zwei altersverschiedene Ablagerungen: die westlich der Kitzlochklamm und im Pongau sind Riß-Würm, die dazwischen Mindel-Riß-Interglazial. Die Verschüttung im Mindel-Riß war Folge einer gleichzeitigen Senkung im Bereich der Enge, deren Maximum bei Embach lag, während Oberpinzgau und Pongau sich hoben. Für das Riß-Würm-Interglazial nimmt er eine die Senkung an Intensität weit übertreffende Hebung im selben Gebiet an mit dem Maximum abermals bei Embach, wodurch die Schotter in ihre heutige Höhenlage gerieten. Gleichzeitig herrschte im Oberpinzgau und Pongau Senkung bei Aufschüttung der Riß-Würm-Schotter. Dieser komplizierte Vorgang dürfte aber doch an die Elastizität eines eng begrenzten Gebietes zu große Anforderungen stellen und physikalisch schwer möglich sein.

Tatsächlich aber ist es gar nicht nötig, ein verschiedenes Alter der Schotter anzunehmen. Zunächst sind ihre Lagerungsverhältnisse im Unterpinzgau und Pongau völlig gleich, nämlich sie befinden sich unter Würm-Moräne und über einer älteren Moräne, woraus also lediglich hervorgeht, daß sie älter als Würm sind. Als weiteren Beweis für die Altersverschiedenheit führt Seefeldner an, daß diese älteren Schotter nicht unter das Niveau seines zwischen 680 m bis 730 m gelegenen jüngeren interglazialen Talbodens hinabreichen, was nicht zutrifft, da Wehrli (49) bei Goldegg, also im Bereich der älteren Schotter, solche Ablagerungen in 620 m feststellte. Ferner verwies Seefeldner auf den stärkeren Verfestigungs- und Verwitterungs-

rungsgrad seiner älteren Schotter. In Wirklichkeit wechseln Verfestigungs- und Verwitterungsgrad auf engem Raum sehr rasch. Je nach Mitwirkung kalkhaltiger Quell- und Bodenwässer ist die Verkittung verschieden. Keinesfalls hält der Verfestigungsgrad der älteren Ablagerungen einen Vergleich mit dem Mindel-Riß-Mönchsberg-Konglomerat aus, denn die Verkittung ist meist nur äußerlich. Auch Brückner (4) verwies auf das besonders lockere und frische Aussehen der Embacher Schotter, ähnlich Wehrli (50). Andererseits können wieder „jüngere“ Schotter sehr stark verfestigt sein. Eine Gliederung in zwei verschieden alte Ablagerungen ist mithin nicht ausreichend begründet.

Bei der Annahme der Gleichalterigkeit der Schotter ergibt sich ein wesentlich einfacheres Bild über den Hebungsvorgang bei Taxenbach. Nach der großen Riß-Vergletscherung wurde von den Bächen sehr viel Material aus den Tälern herausbefördert und an der Mündung ins Haupttal plötzlich aufgeschüttet. Vielleicht war die Aufschüttung noch durch eine relative Senkung im Bereiche des ganzen Salzachtales vom Oberpinzgau bis zum Pongau unterstützt, die mit der Vorstellung einer labilen Zone im Störungsbereich des Tauernnordrandes im Einklang stünde. Auch die glaziale Übertiefung des Haupttales förderte die Aufschüttungsmächtigkeit. Noch im Interglazial wurden die Schotter intensiv erodiert und dann in der Würm-Eiszeit diskordant von Moränen abgeschnitten. In diese Zeit fällt auch die Hebung bei Taxenbach (Cornelius 14). Jedenfalls konnte sie erst nach der Zuschüttung erfolgen, da sonst so große Sedimentmächtigkeiten unmöglich wären. Auf einen gewissen Rhythmus der Hebung kann aus der Korngröße der Schotter entgegen der Meinung Seefeldners nicht geschlossen werden, da diese in benachbarten Aufschlüssen in der Horizontalen und Vertikalen sehr rasch wechselt.

An Beobachtungstatsachen, die für eine Hebung sprechen, ist das morphologische Erscheinungsbild zu nennen, der ausgesprochene Engencharakter des Tales und die konvexe Hangbildung; ferner ein deutliches Ansteigen der Schotteroberkante, der unteren Moränengrenze und der durchlaufenden Talböden vom Pongau und Oberpinzgau gegen die Taxenbacher Enge (Seefeldner 41). Die Verfolgung der Schotteroberkante ist allerdings etwas fragwürdig, da die Ablagerungen sehr verschieden stark erodiert wurden. Ähnlich ist es mit der Schotterunterkante bestellt, da sie im Pongau in unbekannter Tiefe unter dem Salzachspiegel liegt und die Ablagerung der Schotter ganz allgemein in ein Erosionsrelief hinein erfolgte. Für das Ansteigen der Moränengrenze fehlen auf manchen Strecken die Beobachtungsgrundlagen. Ähnlich schwierig ist der Beweis aus der Verfolgung der alten Talböden, deren Altersbestimmung große Unsicherheit anhaftet. Die Verbindung der oft nur spärlich erhaltenen Formenreste ist fragwürdig, Verwechslung mit Marginalterrassen möglich und nicht einmal der präglaziale Talboden wegen der weiten Entfernung vom Alpenrand einwandfrei festzulegen, wie Seefeldner anführt. Immerhin kann die Analogie im Ansteigen der Schotteroberkante und der unteren Moränengrenze

als gewisser Hinweis auf eine wellenförmige Verbiegung des Salzachtales mit dem Maximum bei Embach und dem Minimum in der Pongauer Weitung und bei Zell am See angesehen werden. Diesem Befund fügt sich das morphologische Erscheinungsbild der Talstrecke sehr gut ein, was als weitere Stütze für die Annahme einer Hebung gelten kann.

Einige Beobachtungstatsachen lassen vermuten, daß die Dislokation über das Postglazial hinweg bis heute andauert (Seefeldner 42, Wehrli 50, Cornelius 14). Dies ist das rezente Einschneiden der Salzach in alluviale Aufschüttungen westlich von Taxenbach und das Fehlen solcher Ablagerungen in der Taxenbacher Enge trotz reichlicher Schuttfuhr nach der Würm-Eiszeit. Die postglaziale Zerschneidung der interglazialen Schotter im Pongau spricht ebenfalls für junge Heraushebung. Im Rahmen der Großtektonik gesehen fällt auf, daß die Taxenbacher Hebung sich im Bereich der Ankogel-Hochalm-Kulmination befindet, was eine Wiederbelebung altangelegter tektonischer Dispositionen erkennen läßt. Nach Schwinner (40) zeigen auch Schweremessungen im Gasteiner Tal für die Tauernnordseite deutliche Heraushebung. Das Zeller-See-Gebiet als Maximum der jungen Senkung fällt in den Bereich der Glocknerdepression. Eine Erklärung dieser Verbiegungen des Salzachtales durch Glazialisostasie ist angesichts des Wechsels von Hebungs- und Senkungszonen schwer möglich (Wehrli 50). Dagegen spricht auch die Tatsache, daß sich die Zentralalpen trotz großer Eisbedeckung nicht senkten, sowie die Gleichartigkeit des Verlaufes der jungen Bewegungen mit alten Tendenzen.

Für die Entstehung der Stufen und Klammen an der Mündung der Tauerntäler im Unterpinzgau und Pongau waren folgende Tatsachen maßgebend: der große Gesteinsgegensatz zwischen Klammkalk und Pinzgauer Phyllit (Hottinger 19, Seefeldner 42, Cornelius 14); dann war die wasserreichere Salzach leichter imstande, mit der Hebung Schritt zu halten, als die schwächeren Nebenflüsse. Den großen Anteil der Hebung an der Bildung der Stufenmündungen lassen die nördlichen Seitentäler erkennen, die, obwohl im weichen Gestein angelegt, mit hohen Stufen und Schluchten münden. Verschärfend auf die Stufenbildung der südlichen Seitentäler wirkte auch die glaziale Übertiefung des Haupttales.

Rauristal

Es ist das erste Tal des Unterpinzgaues, das mit einer Stufe mündet. Der breite, glazial übertiefte und aufgeschüttete Talboden von Rauris liegt in der Nordrahmenzone. Südlich Hundsdorf sind an einer 20 m hohen Terrasse an der linken Talseite junge, horizontal geschichtete Kiesablagerungen, die mit dunklen, lehmigen Zonen wechsellagern, erschlossen. Wo die Kalkglimmerschieferzone des Baukogels das Tal quert, verengt sich das Profil. Bei Landsteg bedingt ein Gabbroamphibolitzug, den die Ache quert, eine weitere Verengung. Die ausgeprägte Asymmetrie des Tales mit den steilen

West- und flachen Osthängen ist nach Hottinger (19) durch das Westfallen der tektonischen Achsen gegen die Glocknermulde bedingt. Das Querprofil ist im Bereich der Nordrahmenzone nicht trogförmig. Etwas oberhalb des südlichen Klammkalkzuges ist über dem rechten Achenufer in 840 m bis 880 m gut verkittetes, horizontal geschichtetes Konglomerat erschlossen, dessen Überlagerung durch Moräne fraglich ist. Es läßt sich in Resten bis zur Agersäge verfolgen. Vielleicht hängt es mit den Ablagerungen um Hundsdorf zusammen.

Etwas südlich Hinterwinkel quert der südliche Klammkalkzug mit steiler bis saigerer Schichtstellung und West-Ost-Streichen vom Rauchkögerl her kommend das Tal. Er ist hier nur mehr 300 m breit (Braumüller 2) und durch eine wohl 400 m breite Zone von Phylliten vom viel mächtigeren, geschlossenen nördlichen Klammkalkzug getrennt. Schon etwas oberhalb des südlichen Zuges hat das Querprofil Kerbtal- bis Schluchtcharakter mit auffällig konvexen unteren Hangpartien. In der Kalkzone hat die Ache eine Klammstrecke, dann erfolgt in der Phyllitzone eine Erweiterung zu einem Kerbtal. Im geschlossenen nördlichen Klammkalkzug, der nun folgt, liegt die Kitzlochklamm. Hier ist eine deutliche Gliederung in einzelne Klammkalkzüge nicht mehr möglich, da an Stelle eingefalteter, kristalliner Schiefer Bewegungsflächen auftreten, an denen ein buntes, zerriebener Gesteinskomplex mit geschuppter Trias zutage kommt. Im Bereiche solcher Störungslinien setzen auf kurze Strecke die schroffen Wände aus und mit Bäumen bestandene Schuttrinnen senken sich von hoch oben her gegen die Ache. Durch solche Zonen wird die Felswand in Kulissen aufgelöst, z. B. zwischen der unteren und oberen Klamm. Hier wurde ein Felsturm, die Ederspitze, völlig isoliert. Das Gestein ist reich verfaultet, hat viele Kalzitadern und ist sehr hart. Wo es stellenweise schieferig wird, erweitert sich das Klammprofil wie beim obersten Wasserfall. Ähnliches können wir beobachten, wo der Klammkalk stärker zerrüttet ist (Marienrast). Da das Gestein in der oberen Klamm besonders kompakt und widerständig ist, finden wir das Klammphänomen höchst extrem ausgebildet. Der Lauf der Ache in der Klamm wurde nach Hottinger durch einen Querbruch vorgezeichnet. Die Durchbruchsstrecke liegt in einem deutlichen Riegel, der sich im Süden um etwa 80 m, im Norden um fast 200 m über die Talsohle erhebt. Der Klammeschnitt selbst weist keinerlei Spuren glazialer Bearbeitung auf und ist wohl postglazial. Die auftretenden Konglomerate im Innern machen es wahrscheinlich, daß nach der letzten Vergletscherung durch den Riegel vorübergehend ein See aufgestaut war.

Die Bildung der Stufe an der Mündung des Rauristales erklärt sich aus dem großen Gesteinsgegensatz zwischen Klammkalk und Pinzgauer Phyllit, aus der Hebung bei Taxenbach, der gegenüber die wasserreichere Salzach, durch weiche Gesteine begünstigt, leichter Schritt halten konnte, sowie durch glaziale Übertiefung des Haupttales (Seefeldner 43). Infolge der stauenden Wirkung des Hauptgletschers und durch den harten Kalk wurde der Raurisgletscher trotz großer Mächtigkeit in der Erosion behindert, so daß er den Gefälls-

bruch an der Talmündung nicht beseitigen konnte. In größerer Entfernung vom Staubereich und durch den Fuscher Phyllit des Nordrahmens begünstigt, räumte er stärker aus, was verschärfend auf die Riegelbildung wirkte. Infolge der extremen Klammstrecke wurde die Raurisache in ihrer Erosion weiter oberhalb behindert, so daß der Rauristalboden im Vergleich zum Gasteiner Talboden um etwa 70 m höher liegt. Daran hat allerdings auch die Verschüttung einen Anteil, über deren Größe sich aber nichts aussagen läßt.

Gasteiner Tal.

7 km östlich des Rauristales mündet das Gasteiner Tal als längstes und im Innern am reichsten verzweigtes Tauerntal. Der breite Talboden zwischen Dorfgastein—Mayerhofen liegt in Phylliten der Schieferhülle. Gegenüber Unterberg quert der südlichste Klammkalkzug vom Schuhflicker her das Gasteiner Tal und setzt sich zum Rauchkögerl fort. Diese Zone wird durch eine Gesteinsserie von Kalkphylliten, grauen Schiefen (Till 46) und serizitischen Phylliten (Hottinger 19), die sanfte Geländeformen kennzeichnen, in zwei Züge gegliedert. Der südliche streicht gegen den Hochwald, der nördliche bildet die Brandstattwand. Diese sinkt von 1600 m Höhe in mehreren Stufen gegen das Gasteiner Tal hinab. Nördlich der Wand folgt bis gegen den oberen Klammeingang beiderseits eine nischenförmige Talerweiterung, die sich durch das Auftreten von Phylliteinschaltungen erklärt. Die Gasteiner Klamm ist in den Hauptklammkalkzug eingeschnitten, der vom Hasseck—Seekopf zum Wallner verläuft. Dem Anschein nach liegt hier ein einheitlicher Gesteinszug bis zum Wegmachergraben nördlich der Klamm vor. Auf den Höhen aber läßt sich beobachten, daß diese an der Basis geschlossene Klammkalkzone von mehreren Serizitschieferzonen mit West—Ost—Streichen in verschiedene Züge aufgeteilt wird (Fisch 13, Hottinger 18). Auf der Westseite ist diese Einschaltung durch die Almgebiete zwischen Kerschbaumer- und Straubingeralm gekennzeichnet. Auf der Ostseite stehen bei der Ahornach und Niederalm ebenfalls Phyllite an. Nach Fisch (13) sind die Klammkalkzüge durch horizontale und vertikale Brüche gegeneinander verschoben, so daß z. B. der Zug in Fortsetzung der Brandstattwand auf der Westseite der Klamm bei der Kerschbaumalm plötzlich an einem Bruch aussetzt und erst auf der Höhe des Rauchkögerls wieder aufscheint, während dazwischen Serizitschiefer anstehen. Schwinner (41) glaubt, daß es nur Blattverschiebungen sind, an denen der Nordflügel des Komplexes gegen Westen vorgeschoben wurde. Kieslinger (20) dagegen nimmt wieder junge Bruchtektonik an und spricht von Erscheinungen regionaler Größenordnung, die auf eine bedeutende Zerrung in West—Ost—Richtung zurückgehen. Nach Fisch liegt im Wallner—Rauchkögerl-Gebiet eine Kalkmulde vor, die in Serizitschiefer hineintaucht und von diesem unterlagert wird. Ein ähnlich muldenförmiger Bau ist im Hasseckgebiet gegeben. Diese Mulden sind Teile eines zusammengesetzten Faltenbündels. Es

greift in sie auch von oben her Serizitschiefer ein, der mit ihnen verfaltet ist und nach unten zu auskeilt. Durch die genannten Phyllit-einschaltungen reduziert sich die Breite des geschlossenen Klammkalkzuges auf 700 m bis 1000 m. Es gehören ihm nur die Nordflanke von Hasseck und Wallner an. Aber auch in diese Zone greift noch eine stärker geschieferte Zwischenpartie ein. Nördlich des Wallner—Hasseck-Zuges, außerhalb des unteren Klammendes, folgen auf etwa 400 m Kalk- und Serizitschiefer (Fisch 13) und schließlich der 200 m breite nördlichste Klammkalkzug, den die Ache in kurzer Klamm überwindet. Sie bildet hier den Lender Fall.

Die Gasteiner Klamm ist im Gegensatz zur Kitzloch- und Liechtensteinklamm weniger extrem, Auskolkungserscheinungen treten stark zurück. So war es möglich, die Straße neben der Ache anzulegen. Petrographisch kann der Unterschied gegenüber der Kitzlochklamm nicht bedingt sein, da das Gestein dasselbe ist. Wohl aber konnte die wasserreichere Gasteiner Ache stärker erodieren als die Raurisache. Dazu kommt, daß der Hauptklammkalkzug durch Phyllit-einschaltungen mehrfach gegliedert ist. Dann haben die Querstörungen durch Ausbildung von Zerrüttungszonen die Erosion gefördert. Ferner folgt die Ache im nördlichen Teil der Klamm dem Schichtstreichen, wodurch sich das Profil erweitert. Die eigentliche Klammstrecke liegt dort, wo die Ache quer zum Schichtstreichen verläuft. Im obersten Drittel des Querprofils lassen sich Spuren glazialer Formenbildung an schulterähnlichen Leisten in 900 m bis 1000 m feststellen. Der Durchbruch muß also schon zur Zeit des wohl präglazialen Talbodens bestanden haben, während die Schlucht und Klammformen darunter jünger sind. Mithin ist die Gasteiner Klamm nicht durch einen einheitlichen, postglazialen Erosionsprozeß entstanden. Die Bildung der Mündungsstufe zum Salzachtal hängt mit dem Gesteinsgegensatz Klammkalk—Phyllit, mit glazialer Überbetiefung des Haupttales und der Auswirkung der Taxenbacher Hebung zusammen. Eine Besonderheit des Gasteiner Tales ist das Auftreten von Höhlen am Südrande der Klamm. Ferner fällt auf, daß die Höhen beiderseits der Klamm treppenförmig gegen diese absinken.

Großarlal.

Es ist das östlichste der besprochenen Tauerntäler. Die Vergleis-scherung des Talhintergrundes ist nicht nennenswert. Etwa 2 km unterhalb Großarl verschmälert sich der breite in den Fuscher Phylliten gelegene Talboden, wo der südliche Klammkalkzug vom Schuhflicker her über die Lerchwand zum Saukarkogel zieht (Stark 44). In diesem Gesteinszug steigert sich das Gefälle der Ache von 5 auf 14 Promille. Nach Norden folgt wieder eine Talerweiterung in den Fuscher Phylliten, die nach Braumüller (3) von Mayerhofen im Gasteiner Tal kommend ins Großarlal herüberstreichen. In dem stark brüchigen Material treten sanfte Böschungen und Rücken auf. Über den Fuscher Phylliten folgen nach Norden Quarz-Serizit-Phyllite,

Quarzite und mächtige Grünschiefer und schließlich, wieder darüber, der südliche Klammkalkzug, der am Stegbach mit einer mächtigen Wand die Talweitung des Phyllitgebietes plötzlich absperert und im Westen Höllwand, Heukareck und Thennkogel, im Osten Kitzstein und Sonntagkogel aufbaut (Stark 44). In dieser Kalkzone liegt die Klammstrecke des Tales. Stellenweise sind dem Klammkalk Kalkpyllite eingeschaltet. Bei Erlkent ist eine solche Zone wohl 500 m breit und teilt den Klammkalkzug in zwei Teile. Hier treten an Stelle der gegen die Straße vorspringenden Felzkanzeln sanft geböschte Gehänge an der östlichen Talseite auf. Analog zu diesen Verhältnissen läßt sich in der Tiefe unten der Wechsel von Klamm- und Schluchtstrecken der Ache erkennen. Auf diesen Gegensatz hat schon Seefeldner (43) hingewiesen. In der 650 m breiten nördlichen Klammkalkzone des Glösenberges ist der Klammcharakter in der Liechtensteinklamm besonders extrem, was sich wohl hauptsächlich durch die unmittelbare große Nähe der tiefen Erosionsbasis des Salzachtales erklärt. Das Gesteinsmaterial ist hier dicht, hart, stellenweise marmorisiert, reich an Kalzitadern, entweder massig oder in scharfkantige, dünne Lagen gegliedert.

Südlich des Kalkphyllituzuges von Erlkent liegt die erste Klammstrecke der Ache, wo wiederholten Kalkphylliteinschaltungen mehrfach schluchtartige Talabschnitte entsprechen. Unterhalb der warmen Quellen hat Seefeldner (43) Bruchspalten beobachtet. In der Zone von Erlkent ist das Bett der Ache 10 m bis 30 m breit und hat geringes Gefälle. Innerhalb der eigentlichen Liechtensteinklamm sind die Wände bis in 25 m Höhe über der Ache konvex vorgewölbt, durch Erosion geglättet und in mehreren Stockwerken übereinander ausgekolkt. (Besonders an der Hohen Brücke.) Dichtem, kompakt ausgebildetem Gestein entsprechen die extremsten Klammstrecken. Vielfach zeigt sich wirr verfaltetes und tektonisch zertrümmertes Material, in dem die Wände etwas auseinandertreten. In geringeren Höhen über dem Flußspiegel konnte die Seitenerosion nicht mit der Tiefenerosion Schritt halten, höher oben aber erfolgte eine gewisse Abschrägung der Gehänge. Im Gegensatz zum Gaistener Tal verläuft die Ache fast überall quer zum Schichtstreichen. Diese Tatsache hat eine gewisse Bedeutung für die Entstehung des besonders extremen Klammphänomens. Ferner sind im Glösenbergzug phyllitische Einschaltungen kaum vorhanden. Für die Anlage und den Verlauf der Durchbruchstrecke mögen wohl tektonische Störungen leitend gewesen sein.

Die Liechtensteinklamm endet dort, wo nahe der Salzach Pinzgauer Phyllite einsetzen. Hier treten interglaziale Deltakonglomerate auf. Die 225 m hohe Stufe, die innerhalb der Klamm überwunden wird, erklärt sich besonders aus dem Gesteinsgegensatz zwischen Klammkalk und Phyllit. Dann ist der Pongau gegenüber dem Großarlal glazial stark übertieft, da der Großarlglatscher infolge seines relativ weniger bedeutenden Nährgebietes gegenüber dem Salzachglatscher viel weniger mächtig war und nicht wie dieser in weichem Gestein erodieren konnte. Aus der besonderen Übertiefung des Haupttales erklärt sich die große Höhe der Mündungsstufe. Die

wahrscheinlich gemachten jüngsten Hebungserscheinungen im Pongau, denen gegenüber die Salzach sich leichter behaupten konnte, geben neben der tiefen Lage der Erosionsbasis einen gewissen Antrieb für die Tiefenerosion in der Klamm, wodurch sich das Klammphänomen verschärft. Die ganze Durchbruchsstrecke ist in einen glazial bearbeiteten Talboden von 800 m Höhe eingeschnitten, der flach trogförmigen Querschnitt hat. Wir haben hier wohl die jüngste, noch glazial gestaltete Talgeneration vor uns. Das mutmaßliche präglaziale Niveau liegt am Glösenberg in 920 m.

Ergebnisse.

Als Resultat der vorliegenden Untersuchungen über die Mündungsgebiete der nördlichen Tauerntäler und über das Salzachtal hat sich ergeben: Die Anlage der Krimmler Stufe geht vor allem auf den Gesteinsgegensatz Zentralgneis—Schieferhülle zurück, ihre Erhaltung auf die Wirkung des das Krimmler Becken absperrenden Triaszuges, der den Gletscher aufstaute und seine Erosionskraft verminderte. An der Mündung des Obersulzbachtales besteht an derselben Gesteinsgrenze keine Stufe, sondern nur ein schmaler, niedriger Riegel, da der Obersulzbachgletscher besonders mächtig war und infolge des Absinkens der Krimmler Trias durch keine Stauwirkung in seiner Erosionskraft gehemmt wurde. Im Untersulzbachtal aber findet sich bei gleichen Gesteinsverhältnissen wieder eine hohe Mündungsstufe, weil hier die zunächst durch lithologische Gründe bedingte Stufe infolge der stauenden Wirkung des Hauptgletschers auf den unter stumpfem Winkel einmündenden Untersulzbachgletscher sowie wegen der bereits beträchtlichen, glazialen Übertiefung des Haupttales nicht nur nicht beseitigt, sondern sogar weitgehend verschärft wurde. Das Habachtal mündet zwar mit ziemlich großem Gefälle, aber ohne eine deutlich abgesetzte Stufe in das übertiefte Salzachtal, weil das untere Drittel des Tales in der Schieferhülle gelegen ist und das Haupttal hier schon recht deutlich den Charakter einer Senkungszone besitzt. Die nach Osten zunehmende Senkung und Verschüttung trägt neben anderen noch zu erwähnenden Ursachen dazu bei, daß die Seitentäler bis nach Bruck ohne Stufe münden. Die Schluchten am Ausgange von Hollersbach und Felbertal gehen auf die durch selektive Glazialerosion bedingte Riegelbildung im harten Chloritschiefer zurück, der den Talausgang quert.

Daß Stubach, Kapruner und Fuscher Tal gleichsohlig und mit breitem, offenem Mündungstrichter ins Haupttal hinaustreten, ist neben den bereits erwähnten Gründen auf das Vorherrschen der Fuscher Phyllite innerhalb dieser Strecke des Tauernnordrandes zurückzuführen, sowie auf die Tatsache, daß die Übertiefung des Haupttales infolge des abnehmenden Sohlengefälles des Hauptgletschers bei verhältnismäßig großem Gefälle der Seitengletscher nicht in dem Maße zunehmen konnte, um gegen Osten immer höhere Mündungsstufen zu bewirken. Für die Morphologie der Fuscher Tal-Mündung ist noch von Bedeutung, daß der Salzachgletscher nach

der Diffluenz durch die Zeller Furche östlich Bruck sehr an Mächtigkeit eingebüßt hatte und außerdem bis Hasenbach ein rückläufiges Sohlengefälle besaß, so daß seine übertiefende Wirkung gegenüber dem Fuschergletscher nicht so groß sein konnte.

Die hohen Stufenmündungen von Rauris, Gasteiner und Großarlal sind in erster Linie an den Gesteinsgegensatz Klammkalk—Phyllit gebunden. Dazu kommt für das Rauris und Gasteiner Tal die Wirkung der Hebung in der Taxenbacher Enge, der gegenüber die wasserreichere, im weichen Gestein arbeitende Salzach sich viel leichter behaupten konnte als die durch Klammkalkzug in der Tiefenerosion behinderten wasserärmeren Seitenbäche. Als dritter Faktor wirkte noch die glaziale Übertiefung des Haupttales, die vor allem im Pongau ein bedeutendes Ausmaß erreichte und daher für die Bildung der besonders hohen Mündungsstufe des Großarltales von großer Bedeutung war. Die Stufen des Kapruner Tales erklären sich in erster Linie aus dem Auftreten einer sehr widerständigen Varietät des Kalkglimmerschiefers; für die Bildung der beiden oberen Stufen war auch die glaziale Konfluenz und eine gewisse Hebung von Bedeutung.

Für das Salzachtal waren besonders die tektonischen Verhältnisse des Gebietes maßgebend: Das Längstal fällt seiner ganzen Erstreckung nach mit Störungslinien zusammen und auch die Querschnitte des Zeller-See- und Pongauer Gebietes liegen in tektonisch vorgezeichneten Zonen. Der jeweilige Charakter des Haupttales steht im Einklang mit den großen tektonischen Linien der Hohen Tauern: im Bereiche der Venediger-Kulmination hat es engen Querschnitt und großes Gefälle, in der Region der Glocknermulde zeigt es typische Senkungserscheinungen, im Gebiete der Ankogel-Hochalm-Kulmination wieder das Bild einer Engtalstrecke. Die plötzliche Verengung des Talbodens östlich Bruck erklärt sich aus der Wirkung der Diffluenz durch die Zeller Furche, die ausgesprochene Schluchtstrecke der Taxenbacher Enge hängt mit junger Hebung zusammen, die als ziemlich gesichert gelten kann.

Literaturverzeichnis

1. Ampferer O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jb. geol. St. A. 71, Wien 1921.
2. Braumüller E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuschler und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien, 30, 1937.
3. Braumüller E.: Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann i. P. (5050) Kristallin- und Grauwackenzone. Verhdlg. Geol. B. A., 1938.
4. Brückner E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhdlg. 1, 1886.
5. Burchard A.: Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler, besonders im Ötztal gewonnen. Pet. Mitt. 69, 1923.
6. Cornelius H. P.: Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. Verhdlg. Geol. B. A., 1931.
7. Cornelius H. P. u. Clar E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. Geol. B. A. Wien 1935.

8. Cornelius H. P.: Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Großglockner. Verhdlg. Geol. B. A. 1935.
9. Cornelius H. P.: Zur Geologie von Lützelstubach, Hohe Tauern. (Vorläufige Mitteilung.) Verhdlg. Geol. B. A., 1936.
10. Cornelius H. P. u. Clar E.: Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil. Wien 1939.
11. Diener C.: Über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten. Verhdlg. Geol. B. A., 1900.
12. Distel L.: Die Formen alpiner Hochtäler insbesondere im Gebiete der Hohen Tauern und ihre Beziehungen zur Eiszeit. Mitt. Geogr. Ges. München, 7, 1912.
13. Fisch W.: Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend. Eclogae Geol. Helvet., Basel 1932.
14. Götzinger G.: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich. Geol. B. A., Wien 1936.
15. Hammer W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach und Hollersbachtal. Jb. Geol. B. A., 1935.
16. Hammer W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereiche des Gerlostales (Tirol). Jb. Geol. B. A. 1936.
17. Heritsch F.: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpidinarischen Grenze (Ostalpen). Heidelberg 1915.
18. Hottinger A.: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Eclog. Geol. Helv., Basel 1934.
19. Hottinger A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclog. Geol. Helv., Basel 1935.
20. Kieslinger A.: Aufnahmebericht über Blatt Hofgastein. Verhdlg. Geol. B. A., 1938.
21. Kinzl H.: Alte Gletscherstände im Oberpinzgau und im Gerlostal. Zeitschr. f. Gletscherkde. XVIII., 1930.
22. v. Klebelsberg R.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.
23. Kober L.: Das östliche Tauernfenster. Anz. Ak. Wiss. 57. Wien 1920.
24. Kober L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
25. Kölbl L.: Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min., Geol., Pal., Stuttgart 1924.
26. Kölbl L.: Geologische Skizze des Habachtals. D. u. Ö. Alpenver., Sekt. Jena, 1932. (Festschrift)
27. Kölbl L.: Aufnahmebericht über d. Kartenblatt Hippach und Wildgerlosspitze. Verhdlg. Geol. B. A., 1932.
28. Kölbl L.: Das Nordostende des Großvenediger-Massivs. (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters.)
29. Kren R.: Beiträge zur Geomorphologie der Venedigergruppe. Mitt d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 69, Graz 1932.
30. Lautensach H.: Über den heutigen Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen. Ztschr. Ges. Erdk., Berlin 1913.
31. Lichtenecker N.: Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften, 13. Jg., Heft 35, 1925.
32. Löwl F.: Über den Terrassenbau der Alpentäler. Pet. Mitt., 28, 1882.
33. Löwl F.: Der Großvenediger. Jb. Geol. R. A. 1894.
34. Machatschek F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Form-Stud. 1, 4, 1922, Berlin.
35. Ohnesorge Th.: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel-Zell am See. Verhdlg. Geol. B. A., 1925.
36. Ohnesorge Th.: Aufnahmebericht über Blatt St. Johann i. P. (5050). Verhdlg. Geol. B. A., 1926.

37. Penck A. u. Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
38. Rinaldini B.: Die Kitzbühler Alpen. Ostalpine Form.-Stud. 2, 3, 1923, Berlin.
39. Schmuck A.: Beiträge zur Geomorphologie der Sonnblickgruppe. Mitt. d. Natw. Ver. f. Steiermark, 69, Graz, 1932.
40. Schwinner R.: Das Schwereprofil der Tauernbahn. Gerlands Beitr. z. Geophys. 29, 1931.
41. Schwinner R.: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges. (Eine tektonische Verknüpfung zwischen Nord- und Zentralalpen.) Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1933.
42. Seefeldner E.: Die Taxenbacher Enge. Eine morphologische Studie. Mitt. der Ges. f. Salzbg. Landeskunde, 68, 1928.
43. Seefeldner E.: Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. Sammlung geogr. Führer, III. Berlin 1929.
44. Stark M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzber. Ak. Wiss. 121, Abt. 1, Wien 1912.
45. Termier P.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geolog. Vereinigung. Geol. Rdschau 4, 1913.
46. Till A.: Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. Geol. B. A., 1906.
47. Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 101, 1928.
48. Wagner C. J.: Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein mit Einbeziehung des Terrains zwischen Lend und Taxenbach. Jb. Geol. R. A., 1879.
49. Wehrli H.: Glazialgeologische Beobachtungen im Salzachtal zwischen Bruck Fusch und Paß Lueg. Die Eiszeit 4, 1927.
50. Wehrli H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördl. Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. Geol. B. A., 1928.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitt\(h\)eilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde](#)

Jahr/Year: 1949

Band/Volume: [88_89](#)

Autor(en)/Author(s): Pippan Therese

Artikel/Article: [Morphologische Untersuchungen in den nördlichen Tauerntälern. 112-146](#)