

Mitteilungen
der
**Naturwissenschaftlichen
Arbeitsgemeinschaft**
am Haus der Natur in Salzburg

Geologisch-mineralogische Arbeitsgruppe

13. Jahrgang, 1962

redigiert von Prof. Dr. Walter Del-Negro

Herausgegeben von Prof. Dr. Eduard Paul Tratz · Salzburg · Haus der Natur

M I T T E I L U N G E N

der

NATURWISSENSCHAFTLICHEN ARBEITSGEMEINSCHAFT

AM HAUS DER NATUR IN SALZBURG

17. Jahrgang 1962

Geologisch - Mineralogische Arbeitsgruppe

Redigiert von O.St.R. Dr. Walter Del-Negro

Herausgegeben

von

Prof. Dr. Eduard Paul Tratz - Haus der Natur

Die Naturwissenschaftliche Arbeitsgemeinschaft ist ein Glied der "Gesellschaft für darstellende und angewandte Naturkunde" - Haus der Natur - Salzburg .

Inhaltsverzeichnis

Erich Seefeldner

Neuere Ergebnisse zur Morphologie der
Salzburger Alpen

Seite 1

Walter Del-Negro

Die Tauerntagung der österreichischen
Geologen in Bruck an der Glockner-
strasse (4.- 10. September 1961)

Seite 14

Erich Seefeldner

Neuere Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen.

Ehe auf die hier behandelten Einzelfragen - die morphogenetische Entwicklung des Lungaues einerseits, die Morphologie der mittleren Tauerntäler andererseits - eingegangen wird, empfiehlt es sich, einen kurzen Überblick über die jüngere Entwicklungsgeschichte der Salzburger Alpen als Ganzes zu geben. Diese verdanken ihren heutigen Charakter als Hochgebirge in ihren Großformen, also abgesehen von der eiszeitlichen Ornamentik, im wesentlichen einem Aufwölbungsvorgang, der sich im Jungtertiär abspielt hat und wiederholt von Ruheperioden oder zum mindesten Zeiten stark verminderter Hebung unterbrochen war.

Innerhalb der Salzburger Alpen lassen sich zwei Haupthebungswellen unterscheiden: Eine im wesentlichen symmetrische im Bereich des Hauptkammes, und eine etwas weniger hoch gehobene, asymmetrische, mit sanftem N- und steilem S-Flügel in den Kalkhochalpen. Beide sind voneinander durch ein in der Schieferzone liegendes Wellental, bzw. ein Gebiet verminderter Hebung getrennt. Zu diesen Längswellen kommen noch Querwellungen; sie treten in dem Auf- und Abschwinden der Gipfelflur der H. Tauern deutlich in Erscheinung mit den Kulminationen in der Venediger-, Glockner-, Sonnblick-, Ankogelgruppe und um den Hochgolling und den Depressionen im Bereich der "Tauern" und den n. an sie anschließenden Quersenkungen: Paß Thurn-Kitzbühler Ache, Zeller Furche, Lammer-Senke.

Der Großwellenschlag", der sich so ergibt, äußert sich aber nicht nur in der Gipfelflur - deren Höhenlage zudem auch von anderen Umständen abhängig ist - sondern auch in der Höhenlage der Altformenreste. Als ältestes derartiges Formenelement kommt jene "Kuppenlandschaft" in Betracht, die in besonders großer Ausdehnung auf dem Hochkönig erhalten ist, und daher geradezu als "Hochkönigsniveau" bezeichnet wurde. Sie findet sich auch im Steinernen Meer (um den Hundstod, am Funtenseetauern und anderwärts), im Hagengebirge (am W-, S- und O-Rand), im Tennengebirge (vor allem am W- und S-Rand) und auf dem Dachstein (Gjaidstein, Ochsenkogel usw.). Ihre Höhenlage läßt deutliche Wellen um Hundstod, Funtenseetauern, im zentralen Teil des Hochkönigs und des Dachsteins sowie am Göll erkennen; Hebungswellen waren auch im Bereich von Watzmann-Hochkalter und in den Steinbergen vorhanden; doch wurden dort fast sämtliche Reste infolge der Nähe der Täler durch Wand- und Karverwitterung aufgezehrt. Deutliche Wellentäler sind an der Höhenlage der "Kuppenlandschaft" s. vom Funtensee, im Inneren des Hagengebirges und am O-Ende des Tennengebirges zu erkennen.

Eine Antwort auf die Frage nach dem Alter aller dieser Formenelemente erhält man auf Grund folgender Erwägungen: Die im bayrisch-österreichischen Alpenvorland abgelagerten miozänen Sedimente sind durchwegs Tonmergel und Feinsande. Das zeigt, daß die Alpen damals noch kein höheres Gebirge gewesen sein können. Die erste Ablagerung, die auf gefällsreiche Flüsse und damit auf ein Gebirge im Hinterland hinweist, sind die Hausruckschotter. Verfolgt man ferner die Reste des Niveaus I über die Flyschzone hinweg an den Alpenrand, so münden dieselben in die Uroberfläche des Hausruck ein, aus deren Zerschneidung dessen Rücken hervorgegangen sind. Aus dem Zusammenhalt dieser beiden Tatsachen ergeben sich folgende Schlüsse: 1. Dem Hebungs- und Erosionsstillstand, der im Gebirge zur Entstehung des Niveaus I geführt hat, entspricht im Vorland die Beendigung der Schotterablagerung, was sich in der Bildung der Uroberfläche des Schotterkörpers äußert. 2. Die Ablagerung des Schotterkörpers selbst ist das stratigraphische Korrelat jenes Hebungs- und Erosionsvorganges, der der Bildung des Niveaus I vorangegangen ist und in dem Höhengsprung sichtbar zum Ausdruck kommt, der zwischen der "Verebnungsfläche" und Niveau I besteht. 3. Ausgehend von dem sich so ergebenden unterpliozänen Alter des Niveaus I, gelangt man rückschreitend zu einer Parallelisierung der "Verebnungsfläche" mit der altpannonen Hausruck-Kohlentonserie. Damit rückt die "Kuppenlandschaft" mindestens ins Sarmat.

Da nun A. Winkler-Hermaden, ausgehend vom Ostrand der Alpen, zu einer analogen Einstufung der Altformen gelangt, ergibt sich auf zwei voneinander unabhängigen Wegen folgende Altersdatierung:

Bezeichnung der
Formenelemente nach

Seefeldner	Winkler	Korrelate Ablagerg	Stufe	Alter
Kuppenlandsch.	Korniv.	Kohlentone Radegund-Munderfing	Sarmat	Ob. Mioz.
Verebnungsfl.	Wolschen. N.	Hausruck Kohlentonserie	Altpann.	Mioz./Plioz.
Höhensprung Verebnng./N I		Hausruckschotter	Mittl. Pann.	
Niveau I	Glashütten niv.	Uroberfläche des Hausruck		Unt. Plioz.
Niveau II	Trahütten-niv.	Hochfläche d. Kobernauserwaldes	Ober. Pann.	
Niveau III	Hochstraden niv.	Geiersbergschotter	Daz	
Niveau IVI	Stadelberg niv.	Federnbergschotter		Ob. Plioz.
Niveau V	Zahrerberg-niv.	Aichberg-Geinberg schotter	Levant.	
Niveau VI				Altpleistoz.

Die Hochfluren der Gurktaler Alpen finden aber auch eine Fortsetzung in den H. Tauern: An der Grenze der beiden Gebirgsgruppen tritt die 1800-1900 m hohe Landoberfläche in Beziehung zu Eckfluren, Trogschultern und Karböden entsprechender Höhe, die im obersten Liesertal und im Murwinkel der Formengruppe "Hochtalboden-Hochtalkare" angehören. Die 2200 m-Fläche findet in ähnlicher Weise Anschluß an Gipfelplateaus und Karterrassen, die dort das "Flachkarniveau" repräsentieren. Die auf den höchsten Gipfeln des Nockgebietes erhaltenen Altformenreste wird man infolgedessen folgerichtig als Korrelat der Kuppenlandschaft im Venediger- und Pasterzengebiet ansehen dürfen. Während es also im Gebiet der Gurktaler Alpen zu einer weitgehenden Einebnung kam, befanden sich die H. Tauern in aufsteigender Bewegung, sodaß die in sie zurückgreifenden Flüsse lediglich breite Täler schaffen konnten. Aber auch nach deren Ausbildung wurden die Tauern gegenüber den Gurktaler Alpen herausgehoben. Das zeigt die starke Höhenzunahme von Hochtalboden und Flachkarniveau gegen das obere Ende der genannten Täler. Aber daß die Nockfläche an der Grenze gegen die H. Tauern so hoch emporgewölbt worden wäre, daß sie mehrere Kilometer über den Tauerngipfeln zu denken wäre (Exner), ist unrichtig.

Zu einer ähnlichen Flächengliederung, wie sie hier für den salzburgischen Anteil an den Gurktaler Alpen gewonnen wurde, gelangte am W-Rand der Gruppe, in Innerkrems, auch A. Thurner und im östlichen Nockgebiet H. Spreitzer. Die sich hieraus ergebenden Parallelisierungen und das Verhältnis der Hochfluren der Gurktaler Alpen zu den Landoberflächen der H. Tauern zeigt die folgende Tabelle. Wenn hiebei im steirisch-kärntnerischen Nockgebiet eine weitergehende Differenzierung vorgenommen werden kann, so soll diese Möglichkeit für den salzburgischen Anteil nicht völlig ausgeschlossen werden.

Die Rumpftreppe¹⁾ der Gurktaler Alpen nach

Thurner	Seefeldner	Spreitzer
----	± 2400 m=Kuppenlandsch.	2400m = A-System
2100-2200m= Firnfeldniveau	2050-2200m Flachkar- niveau	2200m = B-System
1900-2050m= Karverebnung,	1800-1900m=Hochtal- boden("Nockfläche")	2000m = C-System 1800-1900m=D-Syst.
1600m-Niv.	1500-1600m=Niv. I	E-System F- G-System, 1600, 1500m
1350m-Niv.	± 1350m=Niv. II	1400m=H-System 1300m=I-System
1250m=Niv.	± 1250m=Niv. III	1200m=K-System
1170m-Niv.	± 1150m=Niv. IV	L-System

Zusammenfassend ergibt sich für das Lungauer Nockgebiet im Prinzip die gleiche Vorstellung wie die, zu der Spreitzer weiter im O gelangt ist: Eine Piedmonttreppe, die ihre Entstehung einer ganz flachen Aufwölbung mit schrittweise sich vergrößernder Phase verdankt. Die Folge der Verbreiterung der Wölbungszone ist die mehrfach wiederholte Einbeziehung einer neuen Randzone, die sich um ein zentrales Bergland gruppiert und in der nachfolgenden Ruheperiode zu einer Fußfläche ausgestaltet wird, die mit breiten Tälern in das höhere Hinterland zurückgreift.

Völlig anders hat sich die Entwicklung in den Schladminger Tauern abgespielt (Fig.1). Auch sie verdanken ihre Entstehung einer in Etappen sich vollziehenden Aufwölbung. Aber diese hat sich zunächst mit gleichbleibender Phase aber schrittweise wachsender Amplitude abgespielt. Die größere Hebungsintensität bedingt eine um 400-500m größere Gipfelhöhe und -- zusammen mit der geringeren Breite des Gebirges -- eine weitaus stärkere Zertalung. Daher entstand hier ein Hochgebirge mit scharfen Kämmen von fiederförmiger Anordnung. Außerdem hat die Aufwölbung hier einen steilen kurzen S-Flügel und einen langen, sanfteren N-Flügel; daher liegen die höchsten Gipfel -- abgesehen von dem Hebungsgebiet rings um den Hochgolling -- in den südlichen Seitenkämmen nahe dem Lungauer Becken und sind die Täler der S-Seite kürzer, schmaler und siedlungsfeindlicher als die der N-Abdachung.

Die für die Salzburger Alpen charakteristischen Formenelemente sind auch in den Nied.Tauern vorhanden. Reste der Kuppenlandschaft haben sich in größerer Zahl nur im Triasgebiet der Radstädter Tauern erhalten (Weißeck, Weißeneck, Hochfeind, Mosermandlgebiet, Kalkspitzen), sind im Kristallin der Schladminger Tauern hingegen als Folge der bei der geringen Taldistanz starken Zerschneidung nur selten. (Preber). Das "Flachkarniveau" tritt uns im Inneren in Karterassen und in den oberen Absätzen zahlreicher Treppenkare; in größerer Ausdehnung im Gasthofkar und im Klafferkessel entgegen, am S-Rand in breiten Eckfluren von 2200- 2400m Höhe. Der "Hochtalboden" ist in den Talwurzeln als Vollform (Znachwinkel, rings um den Liegnitz- und den Landawiersee, im Lungauer Klaffer usw.), weiter draußen gelegentlich als Trogschulter in 1800-2000m erhalten; auch die tieferen Absätze der Treppenkare gehören dieser Formgemeinschaft an.

Eine Besonderheit liegt nun darin, daß das Flachkarniveau am S-Rand der Schladminger Tauern eine flexurartige Abbiegung erfahren hat, die besonders deutlich in den abgewölbten Facetten von Granitzl, Gensgitsch, Gummaberg und etwas weniger klar am Lachriegel und bei der Preberalm in Erscheinung treten. Auf diese einem älteren Störungstreifen folgende Flexur wurde bereits von mehreren Autoren (Aigner, Schwinner, Sölch, Froß-Büssing) hingewiesen. Doch ist zu ergänzen, daß in die

abgewölbten Flächen Kare eingesenkt sind, die der Formgemeinschaft "Hochtalboden-Hochtalkare" angehören. (Granitzlkar, Schönecklkar, Preberkessel, Roßboden). Daraus ergibt sich, daß ein wesentlicher Teil der Aufwölbung der Schladminger Tauern in die Zeit zwischen Flachkarniveau und Hochtalboden fällt. Erst zur Zeit des Niveaus I kam es -- wohl auch als Folge eines Ausgreifens der Aufwölbung -- auch hier zur Ausbildung einer Fußfläche; deren Reste treten uns inden etwa 1600m hohen Riedelflächen entgegen, die zwischen den Unterläufen der Tauerntäler gegen das Becken vorspringen. Diese Fußfläche überspannte den ganzen Lungau (Reste am Mitterberg) und fand ihre Fortsetzung in der Fußfläche gleicher Höhe am N-Rand der Gurktaler Alpen. Erst in der Folge setzte eine das ganze Becken und seine Umräumung in gleicher Weise erfassende Hebung ein, die zur Eintiefung der Täler auch im Beckeninneren und infolge mehrfacher Unterbrechung derselben zur Ausbildung der Talniveaus II-IV geführt hat.

Aus den vorangehenden Ausführungen ergibt sich unter Berücksichtigung der oben gegebenen Alterseinstufung der Formenelemente, daß der Lungau mindestens seit dem mittleren Miozän bis ins Unterpliozän gegenüber seiner Umgebung in der Hebung zurückgeblieben, also relativ gesenkt aber nicht das Ergebnis eines Einbruches in des Wortes strenger Bedeutung ist.

Das Zurückbleiben in der Hebung gegenüber seiner Umgebung ist auch die Ursache der zentripetalen Anordnung des Gewässernetzes. Sie bestand nachweislich bereits zur Zeit des Flachkarniveaus und war in früheren Zeiten noch stärker ausgeprägt als heute. Noch zur Zeit des Hochtalbodens nahm die Lieser ihren Lauf über die Lausnitzhöhe und vereinigte sich im Raum von Moosham mit der Mur, und noch zur Zeit des Niveaus IV nahm die Mur dort auch den über den Sattel von Pichlern kommenden Bundschuhbach und die ihr über den Taltorso von Neuseß zuströmende Taurach auf.

Die Ablenkung der Lieser ist eine Folge der niedrigeren Lage der Erosionsbasis im Draugebiet, die auch in wesentlich jüngerer Zeit noch zur Anzapfung des obersten Bundschuhales im Schönfeld durch den Kremsbach geführt hat. Die Ablenkung der Taurach bei Mauternsdorf in das n. des Mitterberges liegende Längstal ist eine Folge der leichten Zerstörbarkeit der in ihm auftretenden Süßwasserschichten. Daß der Bundschuhbach seinen Lauf durch das Thomatal nimmt, geht auf eine Anzapfung zurück, die vom Murknie bei Madling aus erfolgt ist. (Diese Entwicklung erscheint wahrscheinlicher als die von Aigner und Sölch vertretene Ansicht, nach der das Thomatal ein altes Murtal sein soll).

Bemerkungen zur Morphologie der mittleren Tauerntäler.

Eine Formenanalyse der Tauerntäler ergibt eine einheitliche, gleichsam nach einem großen Konzept vor sich gegangene Entwicklung derselben. Besonders klar liegen die Verhältnisse bei den mittleren Tauerntälern. Über zwei derselben, Stubach- und Kaprunertal, liegen neuere Untersuchungen von Th. Pippan vor, in denen zwar eine Reihe von Detailbeobachtungen mitgeteilt, eine Einordnung in größere morphologische Zusammenhänge aber nicht versucht wird. Darum sind Ergänzungen und Richtigstellungen am Platz.

Allen Tauerntälern gemeinsam ist die Erscheinung der ineinander und hintereinander geschalteten Talgenerationen, wobei diese den im ganzen Land festgestellten Formenelementen entsprechen. Die Ineinanderschachtelung ist die Folge einer Aufwölbung, die mehrmals von Stillstandsperioden, bzw. Zeiten verminderter Hebung unterbrochen war. Jedem Hebungsimpuls entspricht eine Gefällssteile, die flußaufwärts wandert und dadurch von unten her die Zerschneidung des in der vorangegangenen Ruheperiode verbreiterten Talbodens bewirkt. Daher finden die in den inneren Talgebieten etwa noch unzerschnitten erhaltenen Talböden jeweils talauswärts eine Fortsetzung in Gehängeleisten entsprechender Höhe, die häufig die Funktion von Trogschultern übernehmen. Da die durch die einzelnen Hebungsimpulse ausgelöste Zerschneidung umso weiter zurückgegriffen hat, je älter sie ist, ordnen sich die als Vollformen erhaltenen Reste der einzelnen Talgenerationen derart, daß ihr Alter gegen die Talschlüsse zu größer wird. Die mehrfache Unterbrechung der Aufwölbung erzeugt also eine Stufung der Täler im Längs- und im Querprofil und im Talinneren oft die Hintereinanderschaltung mehrerer gebirgseinwärts an Höhe und Alter zunehmender sackartiger Talabschnitte. Die Ineinanderschaltung geht nicht auf den Wechsel von Eiszeiten und Zwischeneiszeiten zurück, sondern ist längst vor der Eiszeit erfolgt. Durch die Gletscher wurden lediglich die Gefällssteilen zu Stufen, die unterhalb derselben folgenden Flachstrecken zu Gletscherkolken umgestaltet. Die sie talauswärts abschließenden Riegel geben bei Berücksichtigung ihrer glazialen Erniedrigung ein annäherndes Maß für die voreiszeitliche Höhe des oberhalb folgenden Talabschnittes. Die einzelnen Talabschnitte werden in der Eiszeit zu Trögen, die sie begleitenden Gehängeleisten zu Trogschultern.

Der Hintergrund des Stubachtales (Fig.2) wird von den überfirnten Resten der Kuppenlandschaft umschlossen (Sönnblick, Eiskögele, Johannisberg, H.Riffel). Darunter folgt das den Talhintergrund nach Art einer riesigen Troglplatte umgebende Flachkarniveau (Sönnblickkees, Oberes Ödwinkelkees, Unter. Riffelkees, Wurfkar, die sanft geneigte Fläche unterm Kalsertauern und an der W-Seite des Weißenbachtals). Der Hochtalboden tritt als Vollform unter der Zunge des Ödwinkelkeeses und am Kühtauern auf und begleitet als Schulter den Hochtrogl des Grünsees. Dieser See ist glazial eingesenkt in die Vollform des Niveaus I, das auch in der breiten Terrasse der Wiegenköpfe vorliegt. An der vom Grünsee zum Enzingerboden hinunterführenden Stufe liegt der glazial umgeformte Kerbenseitel des Niveaus II. An der zwischen dem tief eingesenkten Gletscherkolk des Enzingerbodens und der Hopfbachalm folgenden, an den Peridotit geknüpften Stufe liegen die vereinigten Talköpfe von Niveau III und IV vor, bei der Hopfbachalm selbst die Vollform des Niveaus IV. Alle diese Erosionsstadien sind in Resten bis zum Talausgang zu verfolgen, wo sie mit größer werdendem Gefälle Anschluß an die entsprechenden Formenelemente des Salzachtales finden.

Talgeschichtlich ergibt sich an Hand der Verfolgung der Altformen mit großer Wahrscheinlichkeit folgende Entwicklung: Zur Zeit des Flachkarniveaus nahmen nur die Gewässer des Ödbaches ihren Weg durch das untere Stubachtal. Der Weißenbach floß unter Beibehaltung der Richtung seines Oberlaufes über das Breiteck und durch das Rattensbachtal. In der Folge hat der Wurfbach, der in den den Granatspitzkern im N begleitenden Schieferen ein leichtes Spiel hatte, den Weißenbach **angezapft**. **Jüngerer Entstehung** ist die Verlegung des ursprünglich über den Kühtauern herüberkommenden Tauernmoosbaches von der O- und N-Seite des Rottenkogels an dessen S-Seite; sie erfolgte erst in der Zeit nach Niveau I im Zuge einer Anzapfung, die vom Enzingerboden aus entlang der tektonisch stark beanspruchten Grenze des Zentralgneises vor sich ging.

Auch der Hintergrund des Kaprunertales (Fig.3) wird von ausgedehnten Resten der Kuppenlandschaft umrahmt (geschlossen zwischen Hoher Riffel und den Bärenköpfen, in kleineren Resten am Hocheiser und am Schmiedinger, zwischen Klockerin und Wiesbachhorn und um den Hochtenn). Das Flachkarniveau umschließt als ein größenteils gletscherbedecktes echtes "Firnfeldniveau" den Talabschluß (Grieskogelkees, Eiserkees, Unterer Karlingerboden, Schwarzkopfkees, Bärenkopfkees, Klockerinkees) und erlangt am Schmiedingerkees und bei der Krefelderhütte besonders große Ausdehnung. Der "Hochtalboden" ist in der Wintergasse als Vollform erhalten, begleitet als Troglschulter den in ihm eingesenkten Gletscherkolk des Mooserbodens und findet sich, glazial erniedrigt, auf dem Riegel der Heidnischen Kirche und

dem Riegelberg der Höhenburg; an der W-Seite des Wasserfallbodens findet er seine Fortsetzung in der Karterrasse "Die Tröge", weiter n. ist er rings um die Salzburgerhütte erhalten. Niveau I umschließt den Wasserfallboden im S (Ebmaten, Wielingerkogel) und setzt sich in der diese glaziale Wanne beiderseits begleitenden Trogschulter fort. Die Mooserbodenstufe ist also an den dem Niveau I zugehörigen Endpunkt rückschreitender Erosion geknüpft, während an der Wasserfallstufe die Talköpfe der Stadien II-IV, die einander an der Grenze der Kalkglimmerschiefer-Prasinitserie eingeholt haben, knapp hintereinander folgen und die besonders große Höhe der Stufe bedingen. Der Talabschnitt der Wüstelau ist breit und flach in das Niveau IV eingesenkt, das oberhalb des Kesselfalls voll erhalten ist, erniedrigt aber auch auf der Höhe des Birkkogelriegels vorliegt und beim Talausgang mit dem Schaufelberg Anschluß an die entsprechenden Formenreste des Salzachtals findet. Auch die anderen Erosionsstadien lassen sich als Eckfluren, Trogränder, Gehängeleisten und Stufenmündungen bis ins Salzachtal verfolgen, wobei ihr Gefälle gegen den Talausgang zu größer wird.

Detailbetrachtung der Formenelemente bietet auch hier die Möglichkeit zur Klärung talgeschichtlicher Einzelheiten. So zeigt die Zugehörigkeit der Quellmulde des Zeferettales zur Formgruppe der Hochtalkare, daß die bereits von E. Richter festgestellte Anzapfung des zur Zeit des Flachkarniveaus noch bestehenden einheitlichen Talzuges Schmiedingerkees-Krefelderhütte-Grubbachtal durch den Zeferetbach der der Ausbildung des Flachkarniveaus folgenden Erosionsperiode angehört.

Wenn die Verhältnisse im Fuschertal (Fig.4) weniger klar liegen, so ist das darin begründet, daß Altformenreste zwar nicht fehlen, aber infolge des starken Anteiles phyllitischer Gesteine am Aufbau nur in weniger ausgedehnten Resten erhalten sind. Bemerkenswert ist der zwischen den beiden Seiten des Ferleintales bestehende Unterschied in der Höhenlage der "Kuppenlandschaft" (W-Seite: Breitkopf, Eiswandbühel, Bärenköpfe, Klockerin, durchwegs über 3000m; O-Seite Kendlkopf, 2587m). Es ist dies eine Folge der starken Herauswölbung, die die Glocknergruppe in dieser ältesten Zeit gegenüber der Quereinmuldung Hochtal-Zellerfurche erfahren hat. Eine Besonderheit des Fuschertales ist der selten imposante Talschluß. Er verdankt seine Eigenart dem Umstand, daß die als Folge der etappenweisen Aufwölbung des Gebirges hintereinander herwandernden Gefällsteilen infolge des Vorherrschens wenig widerständiger Gesteine weit taleinwärts wandern konnten und einander erst an der im Talabschluß liegenden Grenze des den Hauptkamm aufbauenden Kalkglimmerschiefers eingeholt haben, sodaß dort die Talköpfe der Niveaus I-III und des Hochtalbodens ganz nahe aneinander gerückt sind.

In großartiger Weise ist die Ineinanderschichtung der verschiedenen Talgenerationen im Seidelwinkelthal (Fig.5) zu beobachten. Sein Hintergrund wird vom Flachkarniveau in Gestalt einer riesigen Karterrasse umspannt, die von der O-Seite der Edelweisspitze über das Mittertörl an die N-Seite des Hochtors zieht und zwischen diesem und dem Wustkogel in der der Erhaltung von Altformen besonders günstigen Seidelwinkeltrias im Hochkar besonders große Ausdehnung erlangt. Diese Karterrasse umschließt nun eine Trogplatte (Labboden), auf die einige Hochtalkare ausmünden; sie ist aus dem Hochtalboden hervorgegangen, und zwar dadurch, daß das Niveau I als Vollform in ihn eingeschnitten wurde; dieser in der Eiszeit zu einem Hochtrog umgestaltete Talabschnitt beherbergt die Seppenbaueralm. Auch die talabwärts folgenden, durch Schluchtstrecken mit großem Gefälle voneinander getrennten Talabschnitte stellen glazial überformte Vollformen der einzelnen weiter draußen nur als Gehängeleisten oder Eckfluren erhaltenen Talniveaus dar: So liegt oberhalb des Tauernhauses der Talkopf von Niveau II, oberhalb der Gruberalm der von Niveau III, das bis zur Gollehenalm als Vollform erhalten ist und in der Klausen der von Niveau IV, das in der Seidlau noch unzerschnitten vorliegt. Als weitere Reste der hochgelegenen Flachformen verdienen noch das Diesbachkar und die das obere Seidelwinkelthal bis hinaus zur Klausen fast ohne Unterbrechung begleitenden Karterrassen als Repräsentanten des Flachkarniveaus, sowie mehrere Kare und Eckfluren, vorwiegend an der O-Seite, als Reste des Hochtalbodens ausdrückliche Erwähnung. Alle hier festgestellten Formenelemente sind, wie Fig.5 zeigt, bis zum Talausgang zu verfolgen und schließen dort an ihre Korrelate im Salzachtal an, wodurch ihre Einordnung möglich wird.

Literatur

- A. Aigner, Geomorph. Beobacht. i. d. Gurktaler A. Sitz.ber. usw;
131. Bd. (1923)
" " Über Talbildung a. S-Rand d. N. Tauern; ebda. 134 Bd (1925)
Ch. Exner, Beitrag z. Kenntn. d. Jung. Hebg. d. ö. H. Tauern; Mitt.
Geogr. Ges. 1949
H. Froß-Büssing; Morph. d. n. Lungaus; Geogr. Iber. a. Österr. XVIII (1935)
Th. Pippan, Das Kaprunertal; Mitt. d. Ges. f. Salz. Landesk. 1952
" " Geomorph. Untersuch. i. Stubachtal; Mitt. d. Geogr. Ges. 1957
R. Schwinner, Über d. Tertiär i. Lungau; Verh. d. Geol. B. A. 1925
J. Sölch, Die Landformung der Steiermark; 1928
H. Spreitzer, Die Großformung i. ob. steir. Murgebiet; Sölch-Festschr. 1951
" " Ü. d. Entstehung d. Großformen d. hohen Gurktaler A.;
Carinthia II 1951
" " D. Piedmonttreppe i. d. regionalen Geomorph.; Erdk. 1951
A. Thurner, Morphol. d. Berge um Innerkrams; Mitt. d. Geogr. Ges. 1930

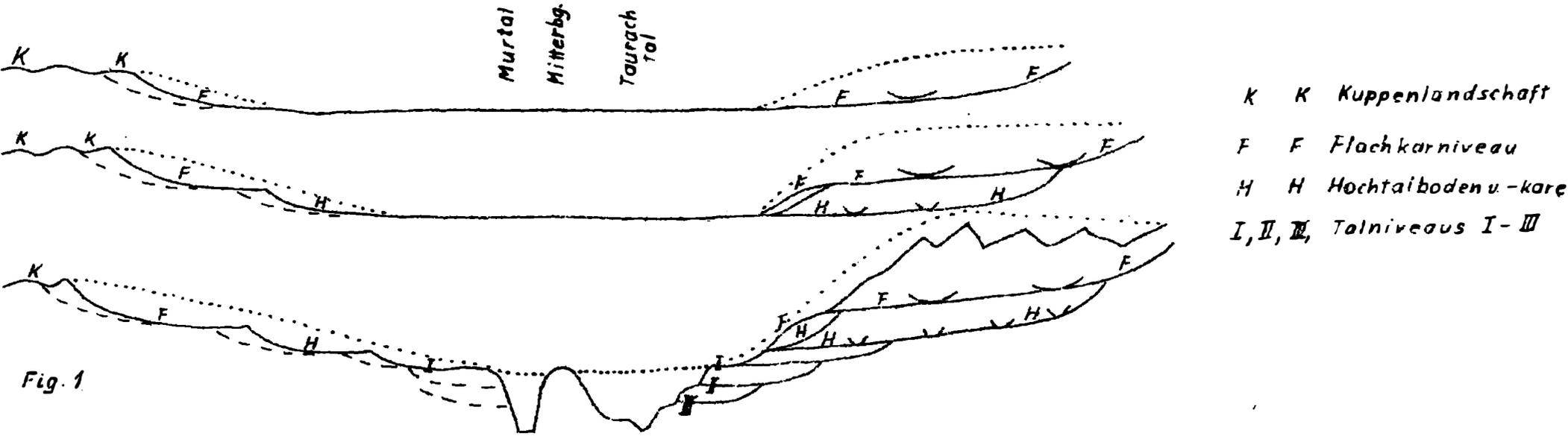
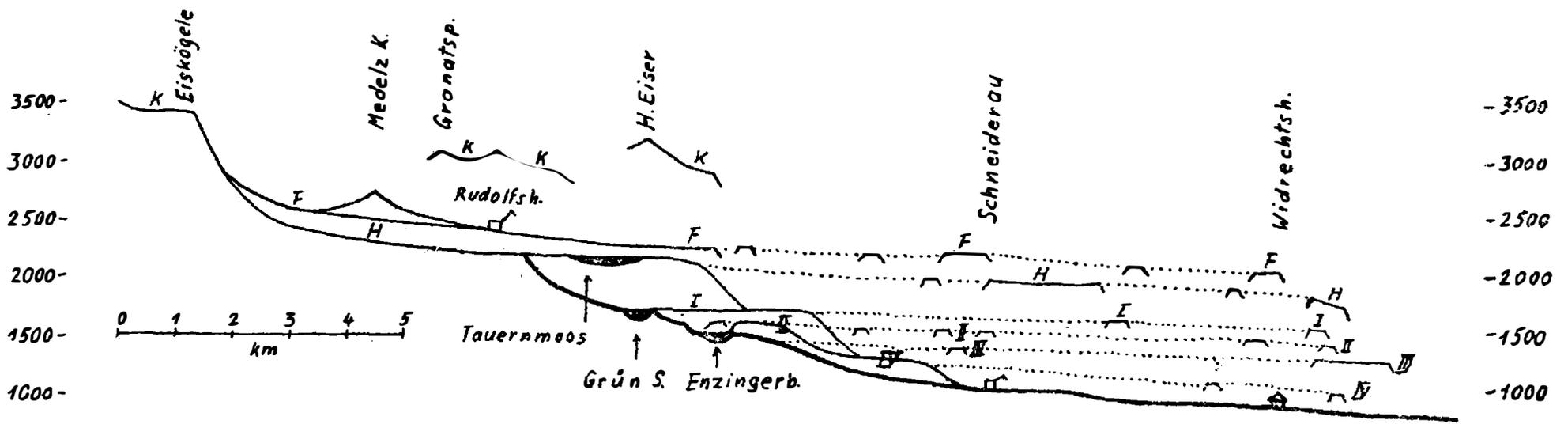


Fig. 1

Entwicklung d. Piedmonttreppe d. Nockgebietes u. d. gleichzeitige Aufsteigen d. Nied. Tauern



k = kuppenlandschaft F = Flachkarniveau H = Hochtalboden I, II, III, IV = Talniveaus I-IV

Längsprofil durch die Erosionsstockwerke d. Stubachtales

Fig. 2

Walter Del-Negro

Die Tauerntagung der österreichischen Geologen in
Bruck an der Glocknerstrasse (4.-10. September 1961)

Die Hauptthemen der von der Geologischen Bundesanstalt organisierten Arbeitstagung, an der auch eine Anzahl ausländischer Geologen teilnahmen, waren die Probleme der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern und die Frage des Altersunterschiedes verschiedener Zentralgneise im Venedigergebiet.

Für Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern war lange Zeit das Bild massgebend gewesen, das Cornelius und Clar in ihrer hervorragenden Glocknerkarte bzw. den Erläuterungen dazu (1935) vorgelegt hatten. Sie unterschieden westlich der Glocknergruppe eine eigene Schieferhülle des Granatspitzzentralgneises (mit eingelagertem Peridotit und Pyroxenit) und die darüber geschobenen Riffeldecken, die neben Altkristallin in der Hauptsache paläozoische dunkle Glimmerschiefer und Phyllite enthalten; im Osten der Glocknergruppe die Seidlwinkeldecke mit Trias, darüber die Brennkogeldecke, deren Hauptmasse wieder als paläozoisch angesehene dunkle Glimmerschiefer und Phyllite bilden. Über diesen Decken der "unteren Schieferhülle" liegt die hauptsächlich aus nachtriasischen Kalkglimmerschiefern und aus Prasiniten (deren Alter offengelassen wurde) aufgebaute "obere Schieferhülle", die im Bereiche der Nord-süd-streichenden Glocknerdepression tief hinabreicht und den Glockner- und Fuscherkamm zusammensetzt; sie wurde als eigene Decke aufgefasst. Sie selbst wieder wird im Süden überlagert von der unterostalpinen Matreier Zone, im Norden von einem breiten "Nordrahmen", der wegen der gleichartigen tektonischen Position und wegen Gesteinsanalogien ebenfalls als unterostalpin angesprochen wurde; seine Südgrenze wurde zwischen Fusch und Ferleiten angenommen, an seinem Aufbau nehmen vorzugsweise dunkle Phyllite teil, die wegen Ähnlichkeit mit gewissen Gesteinstypen der Grauwackenzone für paläozoisch gehalten wurden. Im Verband des Nordrahmens steckt die westliche Fortsetzung der Radstädter Decken (mit mesozoischen Gesteinen).

Der erste Einbruch in diese Vorstellungswelt ergab sich durch den Nachweis Braumüllers (in Braumüller-Prey 1943), dass die dunklen Phyllite des für unterostalpin gehaltenen Nordrahmens bei Wörth im Rauriser Tal ohne Unterbrechung in die Gesteine der unteren Schieferhülle übergehen. Damit schrumpfte das Unterostalpin im Norden der Tauern auf die Fortsetzung der Radstädter Tauern zusammen, als die Braumüller die Klammkalkzone und die südlich davon durchziehende Sandstein-Breccienzone deutete. Die dunklen "Fuscher Phyllite", die nun zum Pennin gestellt wurden, hielt er aber noch für paläozoisch und stellte sich vor, dass sowohl die beiden Radstädter Decken als auch die obere Schieferhülle mit digitierenden Stirnen von oben her in die Phyllite eintauchen.

Ein ähnlicher Zusammenhang zwischen "Nordrahmen" und unterer Schieferhülle ergab sich im Bereich des Felbertales, wo die angeblichen Nordrahmengesteine bogenförmig in die Riffldecken hineinstreichen.

War somit die tektonische Zuweisung des Nordrahmens zum Unterostalpin hinfällig geworden, so mehrten sich auch die Anzeichen für ein mesozoisches Alter der Fuscher Phyllite; auch Braumüller schloss sich (1958) dieser Umdeutung an.

Die eingehenden und räumlich ausgreifenden Untersuchungen Frasl's über die Seriengliederung der Schieferhülle (1958) führten aber in Bezug auf die "Fuscher Phyllite" auf Grund der serienmässigen Zusammenhänge zu einer Aufspaltung in die paläozoischen "Habachphyllite" im Westen und die mesozoischen "Rauriser Phyllite" im Osten. Im ganzen unterschied Frasl:

- 1) eine Altkristallinserie
- 2) die paläozoische Habachserie mit dunklen Phylliten, die mit Lyditen und magmatogenen Gesteinen (Amphiboliten, Grünschiefern, Serpentin- und Peridotitstücken usw) verbunden sind; die Habachserie lässt sich mit dem Schieferanteil der nördlichen Grauwackenzone vergleichen
- 3) die permoskytische Wustkogelserie mit grünlichweissen Quarzitschiefern, Arkoseschiefern und -gneisen, Quarziten
- 4) die Triasserie mit Kalkmarmoren, Dolomiten, Rauhwacken, Gips
- 5) die Bündnerschieferserie (Keuper bis unterste Kreide) mit dunklen Rauriser Phylliten und Kalkphylliten bzw. Kalkglimmerschiefer als Hauptgesteinen, zu denen quarzitisches Gesteine, Dolomitbreccien, helle Chlortoidschiefer (Keuper), Spuren von Radiolarit und Aptychenkalk, Frasinite und Grünschiefer treten.

Diese neue Seriengliederung hatte vor allem für das Gebiet östlich des Fuscher und Glocknerkamms einschneidende Folgen tektonischer Art: es ergab sich nämlich, dass die Unterscheidung einer Seidlwinkel- und einer Brennkogeldecke überflüssig wurde, da diese letztere nicht mehr aus überwiegend paläozoischen Gesteinen, sondern aus Gesteinen der Bündnerschieferserie aufgebaut ist, also das normale Hangende der Seidlwinkeltrias bildet. Diese zeigt sich in eine 5 Kilometer weit reichende Liegendfalte mit Wustkogelserie im Kern gelegt; sie wird von Bündnerschiefergesteinen ummantelt (im Liegenden im Bereich des Seidlwinkeltales, im Hangenden von der ehemaligen Brennkogeldecke). Auch die obere Schieferhülle möchte Frasl nicht als durchgehend von ihrer Unterlage tektonisch abgehobene selbständige Decke ansehen, da sie für ihn nur den Hangenteil der Bündnerschieferserie darstellt; höchstens lokale Bewegungen an ihrer Basis wollte er zulassen.

Den einstigen Nordrahmen engte Frasl noch weiter ein, da er die Sandstein-Breccienzone mit ihren Arkosesandsteinen, Dolomitbreccien und Crinoidenkalken in die Bündnerschieferserie des Pennins stellte und unmittelbar mit den penninischen Phylliten verband (Wechsel sandiger und toniger Fazies).

Das schon von Cornelius beobachtete Eintauchen der oberen Schieferhülle westlich des unteren Stubachtales deutete Frasl als Ergebnis einer West-Ost gerichteten Überschiebung der Habachserie über jene.

Die Tauerntagung zeigte nun, dass diese neuen Vorstellungen Frasls wenigstens grossenteils positive Aufnahme fanden. Auch Braumüller gab seinen früheren Standpunkt auf, dass die Sandstein-Breccienzone zu den Radstädter Decken gehöre, und stellte sie zum Pennin. Hier blieben allerdings noch insofern Meinungsverschiedenheiten bestehen, als er sie nicht wie Frasl im wesentlichen zum Lias der Bündnisschieferserie rechnen wollte, sondern in ihr ein Äquivalent des Arblatsch bzw. Niesenflyschs vermutete und sie auch tektonisch als "hochpenninisch" vom übrigen Pennin trennte; er unterschied nämlich innerhalb des Pennins drei tektonische Grosseinheiten, die tiefere Schieferhülle mit den Habach- und Rauriser Phylliten, im ganzen vom Vorpaläozoikum bis zum Jura reichend, die höhere Schieferhülle mit den Kalkglimmerschiefern und Prasiniten, ebenfalls mit Gesteinen vom Vorpaläozoikum bis zum Jura, und die hochpenninische Hülle mit permischen, triassischen, jurassischen und kretazischen Gesteinen. Nach wie vor hielt er an der Vorstellung des Eintauchens von Stirnen (der höheren Schieferhülle, des Hochpennins und der Radstädter Decke) in die dunklen Phyllite der tieferen Schieferhülle fest, während Frasl an den von Braumüller angenommenen tektonischen Grenzen Übergänge sah, weitgehend stratigraphische Zusammenhänge annahm und höchstens lokale Verschuppung zulassen wollte.

Eine interessante Ergänzung zur Deutung der Randzone bildete die von Clar - im vollsten Gegensatz zur einstigen Hypothese des Nordrahmens - geäußerte Ansicht, dass nicht nur die Sandstein-Breccienzone, sondern auch die Klammkalkzone eher zum Pennin als zur Radstädter Serie zu stellen sei, da sie ihrem Schichtbestand nach der Schieferhülle näher stehe als den Radstädter Decken. Auch die Matreier Zone, die dieselben Elemente wie der "Nordrahmen" mitenthält, ist nach Clar nicht ausschliesslich unterostalpin, sondern eine Mischung aus hochpenninischen und unterostalpinen Bestandteilen.

Über die Deutung der Sandstein-Breccienzone ist wohl das letzte Wort noch nicht gesprochen; mögen Flyschvergleiche verlockend sein, so sprechen doch die Arkosesandsteine, Dolomitbreccien und Crinoidenkalksandsteine eher für Lias, besonders auch im Vergleich mit der Serie am Hoctor, wo im Bereich höherer Metamorphose - karbonatreiche Quarzite und Dolomitbreccien im Verband mit dunklen Schiefen jetzt allgemein dem Lias zugesprochen werden (s.u.).

Die Exkursion im Gebiet Rauriser Tal-- Wolfbachtal führte nach Durchschreiten der Wildschönauer Schiefer zunächst durch eine 100 m breite Mylonitzone zwischen diesen und der Klammkalkzone, die beim Stollenbau angefahren wurde. Sie ist nicht die Überschiebungsfläche des Oberostalpins, liegt aber in ihrem Bereich; sie wurde erst bei der Aufwölbung der Tauernkuppel an deren Nordrandstörung gebildet. Südlich davon folgt eine Verschuppungszone mit verschiedenen Elementen des Unterostalpins (hier auch nach Clar), erst dann die eigentliche Klammkalkzone. Die (jurassischen?) Klammkalke passen nicht gut in das Bild der Radstädter Serie, eher die mit ihnen verbundenen Dolomite, Quarzite und Serizitphyllite. Wegen der häufigen Folge Quarzit und Serizitphyllit - Dolomit - Serizitphyllit - Klammkalk neigt Braumüller zur Annahme, dass die Serizitphyllite nur z.T. zur permotriadischen Basis gehören, z.T. aber (soweit zwischen dem Triasdolomit und dem Klammkalk) zum Keuper. In der Kitzlochklamm und im Stollenprofil lässt sich zeigen, dass die Klammkalke nach unten auskeilen; dasselbe gilt weiter südlich für die Sandstein-Breccienzone und für die Kalkglimmerschiefer, was Braumüller als Bestätigung seiner Annahme von tauchenden Stirnen anführt. In der Klamm wurden die beiden Klammkalkzüge mit zwischengeschalteten Serizitphylliten und dunklen Phylliten gequert; weiter südlich folgen Rauriser Phyllite mit zwei schmalen Zügen der Sandstein-Breccienzone, weiter in die Rauriser Phyllite eingeschaltet Gabbroamphibolit und (bei Untersteinbach) Kalkglimmerschiefer bzw. Kalk des Baukogel-

Bernkogelzuges (höhere Schieferhülle). Am Rückweg wurde an der Strasse Dolomitreccie der Sandstein-Breccienzone gezeigt. Genaueren Einblick in diese bot die Wanderung ins Wolfsbachtal, wo die Arkosesandsteine, Dolomitreccien und crinoidenführenden Kalksandsteine besichtigt werden konnten.

Der zweite Exkursionstag führte auf der Glocknerstrasse bis zum Hoctor und damit in den Raum der Umdeutung von Brennkogel- und Seidlwinkeldecke im Sinne einer normalen stratigraphischen Folge durch Frasl. Diese Umdeutung hat Clar im wesentlichen akzeptiert. Auch er nimmt nun an, dass die Gesteine der "Brennkogeldecke" nachtriasisch seien; dafür spricht die Verbindung der dunklen Phyllite mit Dolomitenbreccien, ferner das Auftreten von Karbonatquarziten mit Knoten (feinklastische Begleiter der Breccien); auch die karbonatfreien Quarzite haben Dolomitgerölle. Dieser Teil der Bündnerschiefer mit den Breccien ist wohl in den Lias zu stellen. Der ganze Brennkogelkomplex ummantelt die Seidlwinkeltrias, die ebensowenig eine eigene Decke ist, diese wieder die Wustkogelserie. Die Seidlwinkeltrias ist im Bereich der Strasse in wilde Nord-Süd-streichende Falten gelegt; die Marmore sind im allgemeinen tiefer, darüber folgen Dolomite und Rauhwacken mit Gips (karnisch?), hangend Quarzite und Chloritoidschiefer, die früher zur Brennkogeldecke gestellt und als paläozoisch gedeutet wurden, nun aber als Quartenschiefer des Keuper angesehen werden und damit den natürlichen Übergang zu den darüber folgenden liasischen Bündnerschiefern bilden. Im Seidlwinkeltal ist die Trias auf die dunklen Phyllite der Bündnerschieferserie in Form einer grossen Liegendfalte aufgeschoben. Nur in einem Punkte weicht die Auffassung Clars noch von der Frasls ab: die Kalkglimmerschieferserie (frühere "obere Schieferhülle"), die auch er stratigraphisch als Teil der Bündnerschiefer ansieht, ist vom Komplex mit den dunklen Phylliten durch einen tiefgreifenden Bewegungshorizont getrennt; dieser wird durch eklogitischen Prasinit am Margrötzenkopf im Verband mit Granatglimmerschiefern, durch den Serpentin von Heiligenblut und am Brennkogel sowie durch die mehrfachen Einschaltungen von Kalkmarmor (südlich des Margrötzenkopfes, am Brennkogel, nahe der Trauner Alpe und nördlich der Pfandlscharte) und Dolomit (an den Osthängen des Wiesbachhorns und Hochtens) markiert - das weite Durchziehen verlangt eine erhebliche Überschiebung an der Basis der Kalkglimmerschiefer, weshalb es auch nicht sichergestellt ist, ob diese oder die dunklen Phyllite innerhalb der Bündnerschieferserie das ursprünglich Hangende darstellen.

Die Exkursion führte zunächst durch das Gebiet der Rauriser Phyllite (ein Unterostalpin fehlt hier wie überhaupt zwischen Krimmler Trias bzw. Kalk von Wenns und Radstädter Decken, was Clar als Folge der Bogenform der Tauern ansieht: dieser Bogen wurde durch die grosse Nordrandstörung, an der die im Norden sehr steilgestellte Tauernkuppel herausstieg, abgeschnitten, weshalb das Unterostalpin nur weiter im Westen und Osten herauskommen kann), Südlich Fusch wurde die Grenze gegen die Kalkglimmerschieferserie gequert, die hier ebenfalls sehr steil, z.T. sogar überkippt lagert, worauf plötzlich der Übergang in die horizontale Scheitelregion der Tauernkuppel erfolgt. Noch nördlich Ferleiten tritt die Strasse in die Brennkogelserie ein, in der sie sich allmählich emporwindet. Unterhalb des Parkplatzes Hochmais ist in diese Serie als Nord-Süd-streichende Liegendfalte Kalkglimmerschiefer der "oberen Schieferhülle" eingeschaltet. Während der Auffahrt zum Fuschertörl konnten die ebenfalls Nord-Südstreichenden Liegendfalten der Seidlwinkeltrias, ummantelt von Quartenschiefern und den Brennkogelschiefern, gezeigt werden. Ohne Aufenthalt wurde bis zum Südportal des Hochtortunnels durchgefahren und dann das Profil Tauernkopf - Hochtortpass - Margrötzenkopf begangen. Der Tauernkopf besteht aus einer westfallenden Triasserie (Marmor, Dolomit, Rauhwaacke), die mit gleichem Fallen von Quartenschiefern und wahrscheinlich liasischen Gesteinen überlagert wird. Man sieht hier Dolomitbreccien, Quarzite mit Schnüren von Karbonatquarzit und dunkle Phyllite. Diese bauen besonders die Passregion auf. Dieselbe Schichtfolge wiederholt sich am Aufstieg zum Margrötzenkopf und wird dort von Granatglimmerschiefern und eklogitischem Prasinit am Bewegungshorizont unter den Kalkglimmerschiefern des Margrötzenkopfgipfels überlagert.

Auf der Rückfahrt ergab sich Gelegenheit, den Aufbau des Brennkogelosthanges zu studieren: unter den mächtigen Serpentinmassen, deren Absturztrümmer bis zur Strasse reichen, jurassische Phyllite und Quarzite, die schöne Faltenwalzen mit Nord-Süd-Achse aufweisen; nahe der Strasse eine ähnliche Liegendfalte der Seidlwinkeltrias; im Blick nach Osten die von der grossen Liegendfalte der Seidlwinkeldecke ummantelte Wustkogelserie, die - entgegen Frasls Karte von 1958 auf Grund seiner neuesten Kartierungsarbeit - im Bogen bis nördöstlich unter die Fuschers Wegscheide hereinreicht; an der West- und Nordseite dieses Bogens mächtige Trias des Liegendschenkels, darunter die von der Liegendfalte überschobenen Bündnerschiefer; im Hangenden der Wustkogelserie wieder Seidlwinkeltrias.

Am Fuschertörl wurden die Dolomite, Rauhacken mit Gips und Quartenschiefer der Seidlwinkltrias sowie ihre Verfaltung gezeigt.

Der dritte Exkursionstag führte ins Stubachtal. An seinem Ausgang steht stark verfalteter Rauriser Phyllit an: weiter südlich folgt Trias (Glimmermarmor und Dolomit) und in ihrem Liegenden grüner Quarzit der Wustkogelserie, beide steil nordfallend. Daran schliesst sich die Habachserie an, deren Gesteinstypen im Bach nahe Wiedrechtshausen gezeigt wurden; schwarzer Phyllit mit weissen Flecken (von Frasl als pyroklastische Gerölleinstreuerung gedeutet, ähnlich wie bei der Wildalm westlich des unteren Habachtals), ferner Graphitquarzite, die aus Lyditen hervorgingen, und wandbildende Ophiolite, von Frasl als Vulkanit der Habachserie betrachtet. Die Schwarzphyllite mit der pyroklastischen Einstreuung verglich Karl mit basalen Lagen des Gainfeldkonglomerates und des Nösslacher Karbons, was für Paläozoikum spricht, ebenso wie nach Frasl die Eruptivgesteinsgesellschaft und das Vorkommen von Lyditen bei gleichzeitigem Fehlen von Kalkphylliten und Dolomitbreccien.

Südlich Wiedrechtshausen wird das Tal vom Altkristallinzug des Scheibelberges gequert, dessen Gesteine schon weiter nördlich im Geröll des Sturmbaches besichtigt worden waren (Granatamphibolit, Oligoklasgneis, diaphthoritische Glimmerschiefer).

Nach einem weiteren Streifen der Habachserie folgt die im Westen untertauchende "obere Schieferhülle" des mittleren Stubachtals: Kalkglimmerschiefer, Granatmuskowitschiefer, Prasinit, Serpentin, Epidotamphibolit, Gabbroamphibolit, Chloritschiefer, ein Gestein mit Hornblendegarben und Magnetit. Im Bereich des Untertauchens (Lützelstubach) liegt inverse Lagerung vor: ganz innen die Grüngesteine, ummantelt von Kalkglimmerschiefern, dann Schwarzphyllit, Trias in Linsen, ganz aussen Wustkogelserie und darumgelegt als äussere Schale des Tunnels Habachserie. Diese inverse Lagerung kann nach Clar nicht durch Einwicklung und Tauchfaltentektonik mit Nordvergenz erklärt werden, da der nördlich folgende Streifen der Habachserie, der bis östlich des Kaprunertales reicht, dort kein Ausheben, sondern selbst tunnelartiges Untertauchen zeigt. Auch im Stubachtal wird die jüngere Schieferserie im Süden von den älteren Gesteinen normal unterlagert. Offenbar handelt es sich nur um eine örtliche Überlappung der jüngeren Serie durch die Habachserie von Westen her; dann erst entstanden die Falten mit west-östlichen Achsen.

Südlich des Keils der jüngeren Schieferserie folgt wieder Habachserie mit eingelagerten Zentralgneisen. Gesteine der Habachserie finden sich sowohl in der Riffeldecke als auch in der Granatspitzhülle; in der Riffeldecke sind sie stark metamorph und magmatisch infiltriert, darin steckt weiter westlich der Venedigerkern. In der Granatspitzhülle ist die mächtige Peridotit - Pyroxenitmasse eingelagert; sie weist im Gegensatz zur jüngeren Schieferhülle mit ihren häufigen Serpentin geringe Serpentinisierung auf.

Der Zentralgneis des Granatspitzkernes, dessen Randzone beim Enzingerboden gezeigt wurde, ist dort kein eigentlicher Augengneis, hat aber z.T. Fläsern und wird von Karl und Schmidegg mit dem Augen-Fläsergneis der nördlichen Venedigergruppe verglichen; er gilt als alt (variszisch?), obwohl ein direkter Beweis infolge fehlender mesozoischer Transgression nicht geführt werden kann.

Am Rückweg wurde ein von Fuchs in der Dorfer Oed, u.zw. im Basisamphibolit der Granatspitzhülle gefundener Block mit zahlreichen hellen Einschlüssen in der amphibolitischen Grundmasse besichtigt; Frasl rechnet ihn zu den Pyroklastika wie bei der Wildalm und bei Wiedrechtshausen. Fuchs selbst deutet die hellen Komponenten als sedimentäre Einstreuung in den Tuffit.

Zuletzt wurde noch der Steinbruch von Uttendorf (nördlich der Salzach) aufgesucht. Dort steht kein Quarzit an, wie früher gelegentlich angenommen wurde, sondern nur Kalk und Dolomit (der allerdings verkiegelt ist). Das Vorkommen gehört in die Reihe der paläozoischen Karbonatlinsen der Grauwackenzone.

Die beiden letzten Exkursionstage (Habachtal) waren den Zentralgneisproblemen gewidmet. F.Karl kam im Venedigergebiet zur Überzeugung, dass dort ein älterer (variszischer) Augen- und Fläsergranitgneis im Gebiet der beiden Sulzbachzungen und der Habachzunge sowie ihres westlichen Anschlussraumes von einem synorogen alpidisch intrudierten "Tonalitgranit" des eigentlichen Venedigerkernes zu unterscheiden sei, den er mit den Tonaliten und Graniten der periadriatischen Intrusiva (Adamellotonalit, Brixener Granit, Rieserferner-tonalit) parallelisierte. Ausser dieser petrographischen Übereinstimmung mit sicher alpidischen Intrusivmassen führte Karl als Beleg für das junge Alter des Venedigertonalitgranites dessen ausgeprägte Primärkontakte mit den Hüllgesteinen an (aplische Durchäderungen, Parallel- und Querkontakte in ursprünglicher Position zum Tonalitgranit).

Im Grenzbereich zwischen dem Augengranit und dessen Hüllgesteinen sind derartige Primärkontakte nirgends mehr zu sehen, vielmehr stärkste tektonische Verschleifung. In der Nähe der Zillerplattenscharte ist ein diskordantes Eindringen von tonalitgranitischem Neosom in den Augengranit festzustellen, womit ein direkter Beweis für den Altersunterschied erbracht ist (allerdings brachten die letzten Aufnahmen hier - nach mündlicher Angabe Karls - insoferne eine Komplikation, als in diesem Gebiet an der Grenze zwischen Venedigergranit und Augengranit noch der Reichenspitzgranit auszuscheiden ist, der vielleicht jünger als der Venedigergranit ist und von dem aus das Eindringen in den Augengranit erfolgt sein dürfte.

Dass es sich bei der Bildung des Tonalitgranites nicht um Stoffaustausch "auf trockenem Wege" oder um ichoretischen Lösungsumsatz, sondern um echte Intrusion (immigrative Einströmung tonalitischen Magmas in die Hüllgesteine) handelt, wird durch die prachtvollen Schollenmigmatite bewiesen, die aus Paragneisen oder Amphibolit durch Metatexis am Granitkontakt entstanden; die scharfe Schollenbegrenzung bei manchen der Migmatite schliesst eine andere Entstehungsursache aus.

Den Ansichten Karls schloss sich Schmidegg völlig an.

Die Exkursion führte zunächst in das Gebiet der Habachserie im unteren Habachtal (helle Glimmerschiefer, in die ein mächtiges Paket dunkler Phyllite und Glimmerschiefer eingeschaltet ist, und Ophiolite). In der westlichen streichenden Fortsetzung liegt die Wildalm, in deren Bereich einst Kölbl Intrusionskontakt mit Gesteinen, die er für Innsbrucker Quarzphyllit hielt, beschrieb. Aber weder liegt hier der Innsbrucker Quarzphyllit vor, noch kann von Injektionen aus dem Augengranit gesprochen werden, der von der Zone der Wildalm durch das Marmorband des Hachelkopfes getrennt wird.

Der Weg im Habachtal quert die Habachzunge (Augen- und Flasergranit), weiter nach einer schmalen Lage von Biotitplagioklasgneisen eine Amphibolitzone sowie altkristalline Paragneise der älteren Schieferhülle, bis er im oberen Habachtal in den Tonalitgranit des Venedigerkernes eintritt. Dieser steht westlich des Tales schon mit der erwähnten Amphibolitzone in Berührung; die Grenze gegen die Paragneise ist unregelmässig. Diese tauchen unter den Tonalitgranit ein und sind stark verfaltet mit Ausspitzungen gegen den Tonalitgranit.

An der Grenze gegen den Tonalitgranit zeigen sich schon in der Amphibolitzone diskordante aplitische Injektionen; ebenso sind die Paragneise aplitisch injiziert. Ausserdem sind sie in der Nähe des Granitgneises deutlich migmatisiert.

Für die Frage der Altersverschiedenheit der beiden Zentralgneistypen war allerdings die Exkursion nicht beweisend, da sie sich im Habachtal nicht berühren und gerade hier auch die als alt angesehenen Granite der Habachzunge wenig durchbewegt sind (brieflicher Hinweis Prof. Clars, für den auch hier herzlich gedankt sei). Auch der Primärkontakt des Tonalitgranites zu den Hüllgesteinen ist kein zwingender Nachweis des alpidischen Alters, da die Hüllgesteine zum alten Dach gehören. Es muss auch angemerkt werden, dass Exner sogar im Obersulzbachtal, wo der Kontakt zwischen den "alten" und "jungen" Graniten gut zu sehen ist, von der Altersverschiedenheit nicht überzeugt wurde, da der dort gezeigte Kontakt ein Parallelkontakt an stark verschieferten Gesteinen sei. Die endgültige Klärung des Problems bleibt also wohl abzuwarten.

Von den während der Tagung gehaltenen Vorträgen dienten die meisten der Einführung in die Exkursionen. Dazu kam ein Lichtbildervortrag über petrologische Spezialfragen von Frasl, der auch eine grosse Sammlung von Gesteinsproben vorlegte und herrliche Farbdias von der Landschaft an der Glocknerstrasse zeigte; ferner ein ausgezeichnete Bericht Horningers über die Kraftwerkbauten der Tauern und ihre geologischen Bedingungen, der durch zahlreiche gute Bilder und instruktive Planskizzen belebt wurde. Horninger gab auch während der Exkursionen die jeweils nötigen praktisch-geologischen Erläuterungen.

Aus der Literatur

- K. Bistritschan u. E. Braumüller. Die Geologie des Stollens Rauris-Kitzloch im Bereich des Tauernnordrandes (Salzburg). Mitt. Geol. Ges. Wien 49 Wien 1958
- E. Braumüller u. S. Prey. Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. d. Reichsanst. f. Bodenf. Wien 1943
- E. Clar. Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Grossglockner-Hochalpenstrasse. Carinthia II 143 Klagenfurt 1953
- H. P. Cornelius u. E. Clar. Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossglocknergebietes 1 : 25000, herausg. v. d. Geol. B. A. Wien 1935

- H.P.Cornelius u.E.Clar.Geologie des Grossglocknergebietes I.Abh.d.Zweigst.Wien d.Reichsst.f.Bodenf. 25,Wien 1939
- W.Del-Negro.Geologie von Salzburg.Innsbruck 1950
- " " " .Geol.d.österr.Bundesländer in kurzgef. Einzeldarst.Salzburg,herausg.v.d.Geol.B.A. Wien 1960
- Ch.Exner.Bericht über eine Vergleichsexkursion im Venedigerkern.Verh.Geol.B.A.Wien 1961
- G.Frasl.Die beiden Sulzbachzungen.Jahrb.Geol.B.A.96 Wien 1953
- " " Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.Jahrb.Geol.B.A.101, Wien 1958
- G.Horninger,Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten.Verh.Geol.B.A.Wien 1956
- F.Karl.Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmasive.Jahrb.Geol.B.A.102.Wien 1959
- O.Schmidegg.Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe.Verh.Geol.B.A.Wien 1961

