

Geologie der Gebirge zwischen der
Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal
in den östlichen Hohen Tauern.

Von der
Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich
zur Erlangung der
Würde eines Doktors der Naturwissenschaften
genehmigte
Promotionsarbeit
vorgelegt von
Artur Hottinger, dipl. Fachl.
aus Meilen am Zürichsee.

Referent: Herr Prof. Dr. R. Staub.
Korreferent: Herr Prof. Dr. P. Niggli.

Basel 1935
Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie.

Sonderabdruck aus *Eclogae geologicae Helvetiae*,
Vol. 28, N° 1, 1935.
Kommissionsverlag von E. Birkhäuser & Cie., Basel.

MEINEN LIEBEN ELTERN GEWIDMET

Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern.

VON ARTUR HOTTINGER, Uetikon am See.

Mit 3 Tafeln (XIV—XVI) und 9 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	250
I. Einleitung und Historisches	251
II. Das Baumaterial der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn- Gruppe und dem Salzachtal	263
1) Stratigraphie der Modereck-Decke	265
A. Die kristallinen Gesteine	265
B. Die Gesteine der Trias	269
C. Die nachtriadischen Gesteinstypen	273
D. Die ophiolithischen Gesteine	278
E. Die Kontaktbildungen an Ophiolithen	280
2) Stratigraphie des Schuppenkomplexes über der Modereck-Decke	286
A. Die Zone von Fusch	286
B. Die höhere Schieferzone	288
3) Die Gesteine der Radstätter Decken	292
III. Tektonik der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal	294
1) Die Glockner-Decke	295
A. Die Sonnblick-Decke	295
B. Die Modereck-Decke	296
a) Die südliche Modereck-Teildecke = Fleiss-Decke	296
b) Die nördliche Modereck-Teildecke = Seidtwinkl-Decke	300
C. Die Glockner-Schuppen	307
a) Die Brennkogl-Spielmann-Serie	307
b) Das Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikum	309
Das Längsprofil der Modereck-Decken und Glockner-Schuppen im Tauernhauptkamm	313
D. Die nördliche Schuppenregion	315
a) Grosszonen Fusch-Rauris	316
b) Die Plattenkogel-Anthaupten-Zone	320
c) Die höhere Schieferzone	321

2) Die Radstätter Decken	323
Allgemeine tektonische Gliederung	325
3) Allgemeine Bemerkungen zur Tektonik der zentralen Tauern	328
A. Querstrukturen	328
B. Die Verteilung der Ophiolithe	329
C. Bewegungsrichtungen	330
D. Bewegungsphasen	332
IV. Vergleich mit anderen Gebieten	333
1) Vergleich mit der Pinzgauer Phyllitzone und den Muralpen	334
2) Vergleich mit Bünden	339
a) Stratigraphisch	339
b) Tektonisch	345
V. Bemerkungen zur Morphologie des Gebietes	348
VI. Zusammenfassung der Resultate	361
Literaturverzeichnis	363

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung einer Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. STAUB; sie bildet eine natürliche Erweiterung des mir übertragenen Themas für meine Diplomarbeit: „Die penninische Trias der mittleren Hohen Tauern im Vergleich zur penninischen Trias der Schweiz und weiteren Gebieten“, mit welcher Arbeit eine erste Grundlage für die genaue Bearbeitung eines grösseren Gebietes geschaffen wurde. Die Feldaufnahmen erfolgten in den Sommern 1931 und 1932 und nahmen mich volle 6 Monate in Anspruch. Im Sommer 1933 erfolgten noch einige ergänzende Begehungen.

Das von mir bearbeitete Gebiet hat folgenden Umfang: Die Nordgrenze bildet das Salzachtal zwischen Bruck-Fusch und Taxenbach, die Westgrenze das Fusch-Ferleitnertal bis zur Höhe der Pfandscharte, die Ostgrenze das Rauris- und Seidlwinkltal bis auf die Ross- oder Weissenbachscharte, während die Südgrenze der Kammlinie von dort aus bis zur Pfandscharte folgt. Dieses Gebiet von ca. 230 km² enthält im südlichen Grenz-kamm Höhen von über 3000 m, während das Salzachtal bei Taxenbach nur 725 m hoch liegt.

Als kartographische Unterlage stand für das Gesamtgebiet nur die Touristen-Wanderkarte 1 : 100.000 des Verlages Freytag & Berndt oder die Generalstabkarte 1 : 75.000 zur Verfügung. Ich wählte die erstere, die vergrössert auf 1 : 50.000 eine ganz leidliche Grundlage zur geologischen Kartierung bildet. Im Gebiet des Ferleitnertales kartierte ich, soweit es ging, auf der neuen Glocknerkarte des D.u.Oe.A.V. im Masstab 1 : 25.000.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. STAUB, bin ich für seine vielseitigen Anregungen und Ratschläge, die er mir im Feld wie auch bei der Ausarbeitung lieh, zu grossem Dank verpflichtet. Ebenso schulde ich den Herren Prof. P. NIGGLI und C. BURRI, die

mich bei den Dünnschliffuntersuchungen in liebenswürdiger Weise unterstützten, vielen Dank. Meinen Studienkollegen vom oberen Pinzgau und vom Brenner verdanke ich manche anregende Diskussion. Endlich möchte ich auch noch der liebenswürdigen Aufnahme, die ich in den verschiedenen Standquartieren, sowie bei Sennen und Jägern meines Gebietes fand, dankend gedenken.

I. Einleitung und Historisches.

Beim Durchgehen der älteren alpinen Fachliteratur stossen wir öfter auch auf Notizen über die Hohen Tauern und seine Gesteinsserien. Es sind dies allerdings zum grossen Teil allgemeinere Bemerkungen. Die eigentlichen Spezialarbeiten über die Geologie der Tauern sind jüngeren Datums. Auch von ihnen berührt keine mein Arbeitsgebiet. Die offizielle Aufnahme des Blattes Grossglockner 1:75.000 von LIPOLD-PETERS (NE-Teil des Blattes, 1853) und von TELLER (SW-Teil des Blattes, 1883) ist bis heute die einzige Spezialaufnahme unseres Gebietes geblieben. Sie ist zudem nur als Manuskriptkarte erhältlich. Nur die Kartierungsarbeiten auf der neuen Grossglocknerkarte, von denen erst ganz kurze, vorläufige Mitteilungen vorliegen, befassen sich auch mit dem Fuschertal und dem oberen Mölltal. Diese kurzen Berichte geben meist eine gute Bestätigung der eigenen Forschungsergebnisse, soweit die Gebiete übereinander greifen.

Der Berner Geologe BERNHARD STUDER, der in der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts die Ostalpen bis nach Wien bereiste, betont als Erster die grosse Übereinstimmung im Gesteinshabitus der ganzen alpinen Mittelzone, vom Mittelmeer bis nach Kärnten hinein. Die grauen und grünen Schiefer der Hohen Tauern sind schon für ihn die frappanten Analoga der Walliser Schiefer.

In diesen Schiefen sind, im W wie im E, Serpentine, Marmore, Dolomite etc. eingelagert. Schon für STUDER ist diese Gesteinsserie mesozoisch und den schwarzen Schiefen, die mit quarzitischen Gesteinen verknüpft sind, gegenüber zu stellen. Gleichzeitig hat er schon Kenntnis von den Zentralgneismassen des Venedigers und des Hocharn-Ankogel-Gebietes. Der Grossglockner besteht ganz aus grauen und grünen Schiefen. Von Heiligenblut nach Rauris hinüber treffe man graue Schiefer, Serpentin, Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer und Dolomit an. In der näheren Umgebung der Gneiskuppen finde man mächtige Schieferfolgen von Chloritschiefen, mit denen weisse Marmore, Cipolline oder talkige Quarzschiefer wechseln: so auf den Heiligenbluter Tauern (Hochofer) und in der Gruppe des Grossglockners.

STUDERS österreichische Zeitgenossen, D. STUR, C. PETERS und M. LIPOLD, zeichnen die ersten Profile durch die zentralen Hohen Tauern, aus denen bereits die vielfache Wechsellagerung gleicher Schichtkomplexe hervorgeht.

Sie unterscheiden zwischen den Zentralgneismassen und deren Schieferhülle, die im N viel mächtiger als im S ist und bis zur Salzach reicht. Die Kalkglimmer-

schiefergruppe fassen sie als jüngeres Paläozoikum auf; Kalk, Dolomit und Rauhwaacke werden als Einlagerungen dieser Gruppe betrachtet. Die braunen Kalkphyllite werden auch da ins Mesozoikum gestellt.

So bringt schon eine erste Epoche der Tauernforschung eine Reihe von durchaus modern anmutenden Resultaten.

Aber in den folgenden Jahrzehnten wurde das Vorhandensein von mesozoischen Sedimenten in den Hohen Tauern wieder in Abrede gestellt.

STACHE z. B. beschreibt die Gesteine des Krimmler Zuges bei Mayrhofen als untrennbar von den pflanzenführenden Karbonschiefern des Steinacherjoches. Er ist mit TOULA und DIENER der Meinung, dass die Gesteine von den Zentralgneisen nach aussen immer jünger werden. DIENER und LÖWL anerkennen allerdings (infolge von Diploporenfundten in den Kalken bei Krimml: Nesslinger Wand) das Triasalter der Krimmlerkalke und -Dolomite. Zu gleicher Zeit beschreibt VACEK die triadischen Kalke und Schiefer der Radstätter Tauern, die aber nach W, längs des Pinzgaus, nicht weiter zu verfolgen seien. DIENER und UHLIG sprechen, im „Bau und Bild Österreichs 1903“, von der Schieferhülle der Zentralgneise als von einer paläozoischen Schichtserie. Sie gliedern dieselbe in eine untere silikatreiche und eine obere karbonatreiche Serie. Also auch hier eine Zweiteilung wie bei STUDER. Der Vergleich mit dem Murauer und Grazer Paläozoikum, wo in Kalkphylliten silurische Fossilien gefunden wurden, bestärkt diese Forscher in ihrer Auffassung vom paläozoischen Alter der Schieferhülle.

ED. SUSS erblickt in den Kalkphylliten dynamometamorph umgewandelte Triasgesteine. Mit LÖWL wird das Pinzgau als ein typisch tektonisches Tal, als Grabenbruch, angesehen. Die Sprunghöhe soll nach E derart zunehmen, dass die Krimmler Schichten unter die Sohle des Pinzgaus hinabtauchen.

Bis zu diesem Zeitpunkt ist die autochthone Stellung der Tauern über alle Zweifel erhaben. Die Zentralgneismassen gelten als autochthone Massive mit nördlicher und südlicher Sedimentbedeckung, wobei nur deren starke Metamorphose vielfach störend empfunden wurde. P. TERMIER brachte diese Meinung ins Wanken, als er im Jahre 1903 die These des Deckenbaues der Westalpen auch auf die Tauern übertrug.

Die Zentralgneiskerne und ihre unmittelbarste Schieferhülle sind nach ihm als eine tiefste tektonische Einheit aufzufassen. Derselben stehen die Schistes lustrés der oberen Schieferhülle als Elemente einer höheren Decke gegenüber (Decke 2). Über dieselbe legt sich nochmals eine höhere, oft unterbrochene Deckenlamelle, aus den Stubai Glimmerschiefern und hauptsächlich aus Trias bestehend (Tribulaun-Decke = Decke 3). TERMIER betont ihre grosse Faziesähnlichkeit mit der Trias im Liegenden der Schistes lustrés (der Hochstegen-Trias) und ebenso ihre Ortsfremdheit. Die Kalkklippen der Rettel- und Gschössswand, den Krimmler Kalk- und Dolomitzug und die Radstätter Trias fügt er zu dieser dritten, mächtig ausgebreiteten Deckeneinheit zusammen. Diese Tribulaun-Decke sinkt, ihrerseits der Schieferhülle konkordant aufliegend, unter die paläozoischen Pinzgauer Phyllite.

Zur Idee des Tauerngrabens (LÖWL, DIENER), der sich längs dem Nordrand der Tauern hinziehe und an der Längstalfurche zu erkennen sei, bemerkt TERMIER: „La longue dépression (Tauerngraben) qui sépare la région des phyllites du Pinzgau

et la région de la Schieferhülle n'est pas une faille, une Längsstörung, un Grabenbruch: c'est un synclinal récent, postérieur à la mise en place de la nappe 3, et par lequel quelques témoins de la nappe sont conservés."

Die Schistes lustrés sind nach TERMIER mesozoisch und jünger als Trias.

Die kühne These TERMIERS hat eine neue, intensive Durchforschung des gesamten Tauerngebietes zur Folge. Es bilden sich Freunde und Gegner der Deckenbau-Synthese der Ostalpen, beide tragen jedoch zur besseren Kenntnis des Tauerngebietes ihr Teil bei.

In seinem Monumentalwerk „Das Antlitz der Erde“ 1910, schreibt ED. SUËSS: „Die Tauern sind ein Körper, der mit lepontinischer Umrandung unter den Ostalpen hervortritt. Die Trias des Tauernrandes ist diejenige des Semmerings. Sie gehört der Lage nach zu den lepontinischen Decken, die über den helvetischen und unter den ostalpinen eine Gruppe bilden.“ Mit UHLIG fast SUËSS die Kalkglimmerschiefer, Marmore und Kalkphyllite der Hohen Tauern als Mesozoikum auf (Lit. 104).

Sehr eingehend befasst sich M. STARK mit dem Sonnblick-Hochalm-Gebiet der östlichen Tauern (1912, Lit. 86). Exakte Profilbeschreibungen und vorzügliche Beobachtung zeichnen seine Arbeiten aus. Seiner petrographischen Charakterisierung der Gesteinstypen ist häufig nicht mehr viel beizufügen. Doch vermeidet er jeden Hinweis auf das Alter der Gesteinsgruppen, ausser bei den nach seiner Ansicht zu den Radstätter Tauern gehörigen Serien.

Aus seinen Beschreibungen geht hervor, dass er über dem Zentralgneis folgende Serien annimmt (gegen aussen fortschreitend):

Lichte Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer
 Angertalmarmor und Dolomit (oft Linsen)
 Riffelschiefer (C-reich)
 Kalkglimmerschiefer mit Grüngesteinen
 Kalkphyllit

 Quarzit, Quarzitschiefer, Serizitschiefer
 Kalke und Dolomite (Breccien)
 Pyritschiefergruppe.

Die erste Abteilung entspricht gut unserem heutigen Penninikum, während die zweite die Radstätter Schichtserie umfasst. Durch die Beobachtung grosser liegender Falten (POSEPNY hat als Erster die Passivität der Überfaltung des Sonnblickgneises nach N klar erkannt) und durch die Erkenntnis komplizierter Verschuppungen kommt nun auch STARK dazu, grosse Deckenüberschiebungen in den Hohen Tauern anzunehmen. Er stellt sich im ganzen auf den Boden des grossen Ideenganges TERMIERS.

Die mächtige Gneismasse der Sonnblick- und der Hochalm-Gruppe ist für STARK autochthon (siehe Profile Lit. 86), sie ist aber in ihren höheren Partien stark verfaltet. Mulden von Schiefern dringen tief in den Zentralgneis ein. Doch ist nach STARK'S Profilen eine Trennung in einen tieferen Hochalm- und einen höheren Sonnblick-Deckengneiskern unmöglich. Der Gneis leistete naturgemäss

dem Schub einen viel grösseren Widerstand als die Schieferhülle. STARK kommt zur Ansicht, dass eine ziemlich allgemeine Hauptschubfläche, die sowohl Sonnblick- wie auch Hochalmkern berührt habe, zur Ausbildung gelangt sei. Auf dieser Fläche sei die Schieferhülle zur Hauptsache nach N und NE verfrachtet worden.

Durch die beobachtete Wiederholung analoger stratigraphischer Glieder gelangt STARK zur Erkenntnis verschiedener Decken: 1) einer Glimmerschiefer-Marmor-Decke, mit dem Zentralgneis als Basis und den Riffelschiefern als höchstem Glied; 2) der Decke der Kalkglimmerschieferserie, mit Quarziten, Serizitschiefern (selten Gneisen) an der Basis, mit Grünschiefern und Serpentin in den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten. Eine Parallelisierung dieser beiden als Decken angesprochenen Serien mit den lepontinischen Gebilden der Schweiz, wie sie nach TERMIER nun auch SUESS, UHLIG und STEINMANN vorgenommen hatten, scheint auch STARK am Platz zu sein. Als weitere, noch höhere tektonische Serien nennt er:

3) Quarzite, Serizitschiefer, Porphyroide, Grünschiefer, Klammkalke, Klamm-schiefer (teils mit Geröllen von Quarz, Granit, Porphyr, Schiefer);

4) Quarzite, Serizitschiefer, selten Grünschiefer, Kalke und Dolomite (oft verwalzte Breccien), Pyritschiefergruppe.

Gruppe 4 zeigt nur eine beschränkte, räumliche Ausdehnung und wird von STARK als Teildecke, zur Decke 2 (Kalkglimmerschieferdecke) gehörig betrachtet, eine Kombination, die den heutigen Kenntnissen nicht mehr standhält. Wichtig ist aber, dass STARK die Hauptmasse der Klammkalke und -schiefer, mit einer Serie von älteren Basisgesteinen, als tektonisch selbständig bezeichnet und sie von der eigentlichen Schieferhülle abtrennt; eine Erkenntnis, die heute noch gilt. KOBER hat denn auch für seine tektonische Analyse der östlichen Hohen Tauern, auf die wir nun kurz eintreten wollen, neben seinen eigenen Beobachtungen bei STARK die wichtigsten Grundlagen schöpfen können.

In einem grösseren Bericht fasst KOBER die Forschungsergebnisse der Geologischen Schule UHLIGS zusammen (1912). Auf Grund der Terrainarbeiten von UHLIG, BECKE, TRAUTH, SEEMANN, STARK und seiner eigenen kommt KOBER zu einer Gliederung der östlichen Hohen Tauern, die viel Analogie zu der schon besprochenen von STARK zeigt. Von oben nach unten unterscheidet er:

1. Eine zweigeteilte ostalpine Decke.
2. Die Radstätter oder Klamm-Decken.
3. Die Kalkphyllitdecken.
4. Die Zentralgneisdecken.

KOBER fasst also die verschiedenen Zentralgneiskerne als Kerne von übereinander liegenden Tauchdecken auf. Der Sonnblick wird als über dem Hochalm liegend erkannt. Die Schiefermulde von Kolm-Saigurn ist die Trennung. Zu den Zentralgneisdecken gehört auch eine spärliche Schieferhülle, und zwar nur die untere Abteilung derselben (n. BECKE). Es sind dies Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, kohlige Schiefer, Sandsteine und Quarzite, die KOBER als Karbon-Perm auffasst (Lit. 46). Zum Mesozoikum rechnet er Dolomite und Rauhwacken der Trias. Für die die Zentralgneise umsäumenden Kalk- und Marmor Massen (Angertalmarmor, Hochstegenkalk) befürwortet KOBER zunächst mit STEINMANN oberjurassisches Alter. Ferner treten öfter, z. B. am Hohtor und an der Stanziwurt, schwarze, wenig metamorphe Schiefer auf, die er zur Pyritschiefergruppe

zählt. Echte Breccien sind den Zentralgneisdecken unbekannt. KOBER sieht in allen diesen mesozoischen Gesteinen eine den Radstättergesteinen analoge Fazies, nur in höher metamorphem Zustande. Der Sonnblick als höhere Zentralgneis-Deckeneinheit zerfällt selbst wieder in verschiedene Teildecken, die durch eingefaltete Schieferbänder voneinander abgetrennt werden. Die höchste Gneiszunge an der Stanzwurten — von STARK die Rote Wand-Gneisdecke, von KOBER später die Modereck-Decke genannt — ist durch ein breites Schieferband, die Fleiss-Mulde, von den eigentlichen Sonnblick-Decken, die im Hocharn stürzen, getrennt.

Die Kalkphyllitmassen der Hohen Tauern bilden nach KOBER die mittlere Abteilung der Lepontinischen Decken der Ostalpen. Für eine Mehrheit von Decken werden aber keine Beweise erbracht. Als Basis dieser Kalkphyllitdecken nimmt er in unserem Gebiete die Basis der Serpentinmassen und Grüngesteine, die am Brennkogl, am Ritterkopf, an den Türchlwänden etc. auftreten. Kober möchte die Kalkphyllitdecken als grosse Synklinalregion jüngerer Sedimente zwischen der Antiklinalregion der Zentralgneise und derjenigen der Triasdolomitmassen der Radstätter Decken deuten. In den Kalkphylliten könnten nach KOBER die Stirnregionen vieler Decken liegen, deren Kernpartien fehlen. Die Kalkphyllitdecken sind nach ihm aufzufassen als ein aus vielen liegenden Falten bestehendes Deckensystem. Sie entsprechen der Kalkglimmerschieferdecke STARK's und der Schistes lustrés-Decke TERMIER's. STARK gibt aber als Basisgesteine Quarzite, Serizitschiefer, selten Gneise an, er legt also die Basis tiefer und erhält so einen kristallinen Deckenkern für die Schistes lustrés-Decke.

In weiteren Arbeiten (Lit. 47—49) vervollständigt KOBER sein Bild vom Bau der östlichen Hohen Tauern. Er unterscheidet unter den Radstätter Decken vier übereinander liegende Deckeneinheiten. Um den Zusammenhang mit den Westalpen zu betonen, übernimmt Kober auf den Vorschlag von R. STAUB die grosse Scheidung in Penninikum und Ostalpin auch für das Gebiet der Ostalpen. Im Tauernpenninikum liegen nunmehr übereinander: Die Ankogel-, Hochalm-, Sonnblick- und die Modereck-Decke. Über der Modereck-Decke lässt sich im Sonnblickgebiet weithin nach N eine Serpentin-Gneisschieferzone (Brennkogl-Türchlwand) verfolgen. Die Schieferhülle ist namentlich im Rauris und Gastein mächtig entwickelt; nach E nimmt ihre Mächtigkeit stark ab.

Zur Schichtserie der Tauern berichtet KOBER nicht viel Neues. Der Zentralgneis ist nach ihm eine intrakarbone Intrusion in ein variszisches Gebirgsstück. Dieses wurde bis an die Grenze des Mesozoikums stark abgetragen. Teile des alten Daches sind in den Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern etc. wahrscheinlich noch vorhanden. Karbon und Perm dürften durch Quarzite, kohlige Phyllite und dichte Sandsteine vertreten sein. Sicheres Mesozoikum stellen nach KOBER die Quarzite und Dolomite (Gips bei Döllach), ferner die Marmore und Kalkphyllite dar; zum Mesozoikum gehören wahrscheinlich auch die Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe. Diese ganze Serie möchte KOBER als Trias bis untere Kreide ansprechen, niemals aber tertiäre Ablagerungen anerkennen. Die Bildungsphase des Tauern-Deckensystems fällt nach KOBER in die Gosau.

Über den Zentralgneisen und über der mächtigen Schieferhülle scheidet KOBER gegen die Salzach hin noch folgende Zonen aus:

- 1) Die Bernkogel-Serie (Bernkogel ist östlich Rauris)
- 2) Die Anthaupten-Serie
- 3) Die Klammkalke
- 4) Die Arl-Zone.

Zwischen den penninischen und den ostalpinen Decken scheidet KOBER in den Tauern eine penninisch-ostalpine Mischungszone aus, zu der er im S in erster Linie die Matreier Zone rechnet. Die Bernkogel-Zone mit ihren Anreicherungen von Kalken und Marmoren zählt er ebenfalls zu dieser Mischungszone (vielleicht das Äquivalent der Marmorlager des Scharreck, Radstätter Tauern). Für die Anthaupten-Zone sind Quarzite und Grünschiefer besonders typisch, ferner treten Grauwacken, Breccien, Marmore und Porphyroide auf. Die Anthaupten-Zone ist zum Teil eine Trümmerzone, zum Teil aber schon basale untere Radstätter-Decke. Die Klammkalk-Zone, von UHLIG und STARK als lepontinisch-ostalpine Übergangszone angesprochen, nimmt KOBER zur unteren Radstätter-Decke. Die Arl-Zone endlich (Rauchkögerl-Schuhflicker) ist der westlichste Teil der oberen Radstätter Einheit.

In seinem Werk „Bau und Entstehung der Alpen“ (1923) parallelisiert KOBER die Einheiten der östlichen mit denen der westlichen Tauern:

Den vier Decken der östlichen Tauern, die zu zwei Deckenpaaren, Ankogel-Hochalm und Sonnblick-Modereck, getrennt durch die Mallnitzer Mulde, zusammengefasst werden, stehen in den westlichen Tauern gegenüber: als unterste die Ahorn-Decke (Zillertal), dann die Tuxer und die Zillertaler-Decken, getrennt durch die Greinerschiefer-Synklinale. Kleine Teildecken auf der Nordseite könnten als Äquivalente der Modereck-Decke in Frage kommen, sodass sich so ein weitgehend übereinstimmender Bau mit dem Osten ergibt. Der Granatspitzkern an der Basis des Grossglockners wird als Sonnblick-, ev. sogar als Modereck-Äquivalent aufgefasst.

Dieses Deckensystem der Hohen Tauern wird mit den penninischen Decken der Schweizeralpen verglichen. Dieselben werden von den Schweizer Geologen gegliedert in die Tessiner oder Monte Leone-Decken, in die Bernhard-Adula-, Monte Rosa-Tambo-Suretta- und die Dent Blanche-Margna-Decke. Schon ZYNDEL hat 1912 (Lit. 138) Vergleiche zwischen Bünden und den Tauern angestellt.

Die Zentralgneise mit dem Hochstegenkalk entsprechen nach ihm am ehesten der Surettagneis-Falte. Die verschiedenen Hochstegenkalk-Schuppen seien den Schamser Decken gleich zu setzen. Die Decke mit den Grünschiefern (Grossglockner) findet nach ZYNDEL ihr Analogon in der Rhätischen Decke (die heute zur Hauptsache zur Margna-Decke gehört). Die Radstätter Decken und das Tribulaungebirge verglich ZYNDEL mit den unteren ostalpinen Einheiten: mit dem Lischannagebirge, dem Ortler und der Bernina.

Nach R. STAUB dürfte die Rhätische Decke, die höchste penninische Einheit, in den Tauern zur Hauptsache verbreitet sein (1916, Lit. 134). KOBER vergleicht nun das Tauern-Deckensystem mit den

Tessiner Decken, der Bernhard- und der Monte Rosa-Decke. Im Ankogl-Hochalm sollen sich die Gneiskuppeln des Tessin widerspiegeln, der Sonnblick die westalpine Bernhard-Zone repräsentieren und die ophiolithreiche Modereck-Decke das Äquivalent der Monte Rosa darstellen. Eine penninische Dent Blanche-Margna-Decke anerkennt KOBER nicht.

Eine Reihe von österreichischer Geologen lehnen die Schlüsse KOBERS über den Bau der Tauern sowohl in stratigraphischer wie in tektonischer Hinsicht ab. So fasst HARTMANN (Lit. 127, 1913) die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite wieder als paläozoisch auf, weil er sie in den Tarntaler Bergen überall als Liegendes der Quarzphyllite findet. Ebenso leugnet W. SCHMIDT (Lit. 76) von neuem auf das Entschiedenste das Vorhandensein eines geschlossenen Tauernfensters. Es gibt nach ihm keinen Fenster-Nordrand.

Die Pinzgauer Quarzphyllite seien von den Tauernphylliten nicht zu trennen, oder höchstens als eine alpine Einheit mit einer gewissen tektonischen Selbständigkeit zu betrachten. Auf alle Fälle ist nach W. SCHMIDT der Schnitt zwischen der Quarzphyllit-Einheit und den Muralpen viel grösser und wichtiger als der zwischen den Tauern und den Quarzphylliten. So kommt er zur Ansicht, dass in der Region des sog. Tauernfensters das Gegenteil eines Fensters vorhanden sei, nämlich dass in den Tauern die höheren Teile der Muralpen tief versenkt im Untergrunde lägen. Anstatt eines Fensters konstruiert er ein Tauernsofa mit dreiseitiger Umrahmung, die durch Überfaltung der primär einst auf den Muralpen gelegenen höheren Einheiten zustande gekommen sein soll. Diese höheren Einheiten, die ins Hangende der Muralpen gehören sollen, sind die Semmering-Decken einerseits und die Radstätter-Decken andererseits.

Die Ansichten W. SCHMIDTS finden in der Arbeit von F. TRAUTH keine Stütze. Dieser Forscher anerkennt in seiner 1925 (Lit. 137) erschienenen Arbeit (die Aufnahmen stammen hauptsächlich aus den Jahren 1907—1912) durchaus die KOBER-STAUß'sche Deckeneinteilung als Grundlage und diskutiert namentlich die Stellung des Klammkalkzuges, der Pinzgauer Phyllitzone und der Schladminger Tauern in diesem Schema.

TRAUTH denkt an die Möglichkeit, dass die Klamm-Serie noch penninisch sein könnte. Andererseits liesse sie sich als altpaläozoischer Teil mit dem Stammteil der Radstätter Decke verbinden. Nach KOBER und STAUB ist die Klamm-Serie die westliche Fortsetzung der unteren Radstätter Decke. TRAUTH wagt hier nicht, sich für eine dieser drei Möglichkeiten endgültig zu entscheiden. Er unterscheidet scharf zwischen der Klamm-Serie plus Radstätter Decke (womit er die Schiefer und Dolomite im Hangenden der Klamm-Serie meint) und der Pinzgauer Phyllitzone und legt eine tektonische Hauptebene zwischen diese beiden Einheiten. Nach TRAUTH herrscht ein grosser Faziesunterschied zwischen den Gesteinsserien der Dientener Berge (Pinzgauer Phyllitzone) und den Tauern (Penninische Zone). Damit stellt er sich in scharfen Gegensatz zu W. SCHMIDT.

Die Idee einer Tauern-Nische (siehe oben: W. SCHMIDT) ist nicht neu. FR. KOSSMAT (Lit. 128) hat sie schon im Jahre 1913 aufgestellt,

und von B. SANDER ist ebenfalls eine ähnliche Erklärung versucht worden.

Für diese Forscher stand wie für SUESS der Zusammenhang der Radstätter-Gebilde mit den Tarntalern und mit dem Tribulaun fest, welche letztere Serie aber eindeutig auf dem Oetzkristallin thronet. Deshalb kam KOSSMAT zur Annahme, das Oetzkristallin müsse sich unter der Pinzgauer Phyllitzone durch mit den Muralpen verbinden. Die Radstätter Decken, die Pinzgauer Zone und die Tarntaler bildeten also nach KOSSMAT die höchsten tektonischen Einheiten. An Stelle einer axialen Tauernkulmination trat die nischenartige Versenkung (KOSSMAT, SCHMIDT) oder das Scherenfenster mit randlichen Deckengebilden (SANDER). R. STAUB konnte jedoch diese Auffassungen durch die Klärung der Zusammenhänge am Brenner widerlegen. Die Tarntaler Serien ziehen nämlich eindeutig unter das Oetzkristallin der Tribulaungruppe hinein (siehe Lit. 97, Prof. Fig. 46, Geierskragen und Telferweissen).

Im Übrigen denkt KOSSMAT in den Hohen Tauern an ein zeitliches Ineingreifen von magmatischer Intrusion und Gebirgsbildung, die beide an der Gestaltung des geologischen Gebirgsbildes aktiv mitgewirkt hätten, wobei dann allerdings die Gebirgsbildung die Intrusion zeitlich überdauert haben soll. Die Granitgneisstöcke der Tauern wären also nach KOSSMAT jugendlichen, kretazisch-tertiären Alters. Dieser neuen Auffassung wenden sich in der Folge auch ANGEL, HERITSCH (Lit. 5) und WINKLER (Lit. 121) zu.

In seiner Arbeit über die mediterranen Kettengebirge (Lit. 126) betont KOSSMAT besonders, dass zwar eine Schweremulde in der Zentralzone der Ostalpen (Hohen Tauern) vorhanden sei, dass dieselbe aber nach E rasch heraushebe und sich teile in einen nördlichen (Karpathen) und einen südlichen Ast (dinarische Ketten). Dort, wo das zentrale Alpengebiet unter die pannonische Senke verschwinde, sollte nach der Deckenlehre eigentlich das Defizit wachsen, da man sich dort den Deckenbau tief versenkt vorstellen müsse. Gerade da aber dringe von E her das Gebiet des Massenüberschusses gegen W hin vor. Kossmat kommt somit erneut zur Ansicht, dass die Zentralzone (Hohe Tauern etc.) nicht unter den Ostalpen liegen könne. Sie stelle die axiale Region dar; dieser axiale Tauernbogen unterfährt sein Vorland. Die Axe macht den Bogen vollständig mit, nicht so aber die nordalpine Sedimentzone. Diese befreit sich von der ihr aufgezwungenen Wendung und überdeckt schneenförmig den sie unterfahrenden Bogen der axialen Kernmassen. So wird also die Tauernzone als Kernmasse in das ostalpine Kristallin an der Basis der mächtigen nordalpinen Sedimentzone miteinbezogen.

R. STAUB führt, gestützt auf langjährige vergleichende Studien, in seinem „Bau der Alpen“ 1924 die Grossgliederung der Tauern wieder auf zwei Hauptelemente zurück. Die Ankogl-Decke, KOBER's tiefste Decke der östlichen Tauern, fasst er als untere Teildecke einer grossen Hochalm-Decke auf und verknüpft diese Einheit mit jener des Venedigermassivs zu einer Venediger-Hochalm-Decke. Diese ist nach R. STAUB in den Tauern zweigeteilt wie in Bünden die Tamboretta-Decke (Ankogel-Hochalm im E gleich Tuxer-Zillertaler-Kern im W). Sie stellt in den Tauern die tiefste tektonische Grosseinheit dar. Darüber liegt die mächtige Glockner-Decke, vergleichbar der hochpenninischen Dent Blanche-Margna-Decke in den Schweizeralpen. Sonnblick, Silberek, Granatspitz und

Greinerscholle werden als das Kernkristallin dieser mächtig ausgedehnten höheren Glockner-Decke angesprochen. Der Granatspitz kann nach R. STAUB durch einen Kalkglimmerschiefer-Grünschieferzug vom Venedigerkristallin eindeutig abgetrennt werden, was 1929 durch KÖLBL bestätigt wurde. Die Modereckeinheit ist für STAUB nur eine mächtige Rückenschuppe des Sonnblickkerns, eine Auffassung, die er zwar in seiner neuesten Arbeit über alpine Morphologie (Lit. 135) wieder verlässt, indem er dieser Einheit grössere Selbständigkeit zumisst. Die Mischungszone KOBERS, auch die Matreier Zone genannt, erscheint STAUB als hochpenninische Schuppenzone. Sie ist in dieser Form um die ganzen Tauern nachzuweisen. Als das höchste penninische Glied der Hohen Tauern verdankt sie ihre Schuppung dem traineau der darüber hinweggefahrenen ostalpinen Decken. In den Radstätter Decken endlich erblickt STAUB Äquivalente der unter- und mittelostalpinen Decken der Schweizeralpen; die Klammkalke sind bei ihm unterostalpine Jurakalke.

In der „Schieferhülle“ der Hohen Tauern unterscheidet STAUB paläozoische und mesozoische Schichtglieder.

Er unterscheidet

- I. eine tiefere, stark metamorphe Paraschieferserie, zerfallend
in Paraschiefer: Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritoidgesteine;
in die Goldberg-Serie mit Biotitschiefern, Gabbros, Marmoren, Kalksilikatfels, der Valpelline-Serie Bündens vergleichbar;
- II. eine Casannaschieferserie, mit quarzitischen Schiefnern und Glimmerschiefern;
- III. einen weniger metamorphen Karbonhorizont, vornehmlich Graphitquarzite und -schiefer, auch Sandsteine, Arkosen;
- IV. einen tafeligen Basisquarzit der Trias, an der Basis schiefrig;
- V. eine kalkig-dolomitische Trias;
- VI. eine Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie, jünger als Trias.

Im Profil der Modereck-Schuppen an der Stanziwurten versucht STAUB erstmals, die dort auftretende kalkig-dolomitische Trias noch weiter zu gliedern. Er unterscheidet

oben	helle, massige Dolomite	Norien
	gelbe Rauhwacke	Carnien
	glimmerige, graue plattige Dolomite . . .	Ladinien
	unterer Bündnerschieferhorizont	Anisien
unten	Basisquarzit.	

Diese Gliederung penninischer Trias nach dem ostalpinen Schema erinnert STAUB in jeder Beziehung an das bündnerische Hochpenninikum im Avers und Fex.

Über der mächtigen, tektonisch ruhigen Bündnerschiefer-Ophiolith-Zone des Grossglockners, der Türchlwand etc. folgt nach STAUB am Bernkogel die der südlichen Schuppenzone von Matrei entsprechende nördliche Schuppenzone. Bernkogel- und Anthaupten-Serie KOBERS entsprechen nach ihm als Ganzes der hochpenninischen Schuppenzone von Matrei, oder den Schamser und Platta-Decken Bündens.

☞ Neben Marmor und Dolomitlinsen fand STAUB hier typische Liasbreccien vom Typus der Dolinbreccien. Der Serpentin steigt bis in die Anthaupten-Serie empor. Darüber folgt, mit Porphyroiden, Verrucano und Trias an der Basis, die mächtige Klammkalk-Serie. In den Porphyroiden vermutet STAUB Mylonite von Quarzporphyren. Der Klammkalk ist mit der Trias, von der er gut zu unterscheiden ist, öfters verfaltet. Er ist hier das Gestein, das am ehesten als ein Äquivalent der Sulzfluhkalke (oberer Jura) gelten kann. Kalkig-mergeliger Schiefer könnte ev. als Neokom gedeutet werden? Diese Klammserie hält Staub für unterostalpin.

Über das Sonnblickgebiet ist nach R. STAUB's „Bau der Alpen“ noch eine eingehende Studie von A. WINKLER erschienen.

WINKLER betont vor allem die Unsicherheit des Alters der Schieferhülle; er lehnt die Zweiteilung KOBERS, die dieser mit der Verschiedenheit der Metamorphose begründet, ab und unterstreicht die Analogien mit dem Murauer Paläozoikum. Dort sind nach TRAUTH, WINKLER u. A. die Kalkphyllite sicher paläozoisch (silurisch), dort finden sich die analogen schwarzen Schiefer wie die Riffelschiefer STARK's, dort finden sich auch Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentine paläozoischen Alters. Anhand einer eingehenden Gesteinsbeschreibung stellt WINKLER eine Dreiteilung der Schieferhülle auf: eine Untere Schieferhülle enthaltend Paragneise, reine Quarzite, Granat-Chloritoidglanzschiefer und Amphibolite; eine Mittlere Schieferhülle mit Marmoren (Angertal), Quarziten und Riffelschiefern, eine Obere Schieferhülle, die Karbonatquarzite, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentine führt. Andererseits betont WINKLER die Möglichkeit, dass die Granitintrusion jünger sei als die gesamte Schieferhülle, dass sie ganz gut im Sinne KOSSMAT's früh-alpin, d. h. etwa zur Zeit der mittleren Kreide stattgefunden haben könne. Die Alpenfaltung hätte dann allerdings die Magmenbewegung überdauert. So könnte mit mässigem Aufwand der Eindruck gewaltiger Falten erzielt werden. An einen Deckenschub der gesamten Nordalpen über die Tauern hinweg ist nach WINKLER gar nicht zu denken.

R. SCHWINNER schliesst aus Schweremessungen längs der Tauernbahn (Lit. 85), dass die Granite des Sonnblick und Hochalm ihren Wurzelstiel im N haben müssten (?), weil das grösste Massendefizit auf der Nordseite liege (bei Böckstein und am Sonnblick).

In den allerletzten Jahren, z. Teil erst mit und nach dem Erscheinen von jungen Zürcher Geologen in den Tauern, haben sich eine Reihe österreichischer Forscher nunmehr einer eigentlichen Detailaufnahme im Glocknergebiete zugewandt. FR. ANGEL bearbeitet die Nordgrenze der Schobergruppe im Osttirol und in Kärnten, mit der Matreier Zone.

Seine neuen Profile der Matreier Zone aus dem Leiter- und Gössnitztal und vom Berger Törl lassen unschwer die starken Komplikationen dieser wilden Schuppenzone erkennen, auf die STAUB besonders hingewiesen hat. Die Fragen des Alters der Gesteinstypen und der tektonischen Zugehörigkeit werden allerdings von ANGEL nicht berührt, hingegen gibt er deren genaue petrographische Charakterisierung. Von Matrei nach E beobachtet er eine Steigerung der tektonischen Vielfältigkeit, ebenso eine Einschuppung von Schieferfetzen der Matreier Zone ins Altkristallin der Schobergruppe. Daraus möchte er ableiten, dass zwischen Kals im W und Döllach (im Mölltal) im E die Deckenvorstösse stürmischer und aufwühlender vor sich gegangen seien als ausserhalb dieses Gebietes.

L. KÖBL macht Studien im Granatspitzkern und in der Krimmler Zone.

Er beschreibt vom NE-Rand des Venedigermassivs diskordante Lagerung zwischen Orthogneis und Hüllgesteinen und zwar in der Art, dass die Gneise diskordant nach NE durch mehrere tektonische Glieder durchgreifen. Nicht nur die wenig mächtigen kristallinen Schiefer südlich der Krimmler Trias, die von STAUB zum Penninikum gerechnet werden, auch die Krimmler Trias und die hangenden Phyllite und Quarzphyllite stossen diskordant am Venedigergneis ab (Gegend des Habachtales). Eine deutliche Injektionszone begleitet den Orthogneis. Injektive Durchäderung, Aufblätterung, Biotitanreicherung, metasomatische Beeinflussung der Paraschiefer werden angeführt. Nach KÖBL ist es unmöglich, in der Region von Krimml eine penninisch-ostalpine Grenze festzulegen. Die Pinzgauer Quarzphyllite ziehen in mächtigem Zug in ost-südöstlicher Streichrichtung auf die Südseite der Salzach hinüber und verkeilen sich da mit penninischen Phylliten. Nach KÖBL existiert da in der Natur keine Trennung, wie dies auch SANDER und SCHMIDT betont haben. Er behauptet sogar, dass sich die Kalkphyllite im Gebiet des Granatspitzkerns im Hangenden der Grauwackengesteine befänden, die da ins „Tauernfenster“ hineinstreichen, was mit einem fensterartigen Auftauchen dieser „penninischen“ Gesteine unvereinbar sei. Nach seiner Ansicht existiert das Tauernfenster im Sinn der bisherigen theoretischen Anschauungen nicht.

Es ist hier kurz J. NEHER zu erwähnen, der zu gegenteiliger Ansicht kommt (Lit. 131).

Er unterscheidet über dem Venedigerkristallin den Hochstegenkalk; die Schuppenzone des Plattenkogls (die sich ev. in zwei relativ selbständige Zonen gliedern lässt); die Krimmler Trias und die Pinzgauer Quarzphyllite. NEHER verfolgte die nach STAUB penninische, mächtige Schuppenzone des Plattenkogls aus dem Gerlostal nach E bis zum Sulzbachtal. Östlich Krimml scheint diese Zone in der Tat schiefl zum Sulzbachgneis zu streichen; sie verliert aber nach NEHER stark an Mächtigkeit und schmiegt sich als schmale Zone konkordant dem Zentralgneis und dem ihn bedeckenden Hochstegenkalk an. Als äusserst schmale Zone trennt sie am Ausgang des oberen Sulzbachtales die Hochstegenlage von der Krimmler Trias. NEHER bezeichnet die Basis der Krimmler Triasserie als die penninisch-ostalpine Grenze.

H. P. CORNELIUS und E. CLAR haben die Kartierung der neuen Grossglocknerkarte im Auftrag des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins übernommen und in vorläufigen Mitteilungen über die bisherigen Aufnahmen berichtet.

Es gelingt CORNELIUS, über dem Granatspitz-Orthogneiskern und den jenen bedeckenden Glimmerschiefern, Amphiboliten und mächtigen Peridotitlinsen eine höhere, zweigeteilte Decke abzutrennen. Das ist eine Komplikation im Rücken des Granatspitzkerns, die schon STAUB erkannt hatte (s. Alpenkarte, Lit. 97). CORNELIUS nennt sie Riffeldecke; ihre mesozoische Trennung durch eine Kalkglimmerschiefer-Synklinalen ist bis auf die Südabdachung zurückzuverfolgen. Dadurch entstehen eine untere und eine obere Teildecke. Gegen N sind die Gneise und Glimmerschiefer dieser Decken intensiv verschuppt mit den Kalkglimmerschiefern des Hangendkomplexes. Das scharfe Zurückschwenken dieser Riffeldecken im hinteren Kaprunertal, bis zum N-S Streichen, ist wohl nicht nur allein auf das Konto des Axengefälles zu setzen. Ob da ein starkes primäres Zurückschwenken

oder eine spätere Knickung mitspielt, möchte CORNELIUS vorläufig noch nicht entscheiden. Ein Linsenzug von Glimmerschiefern, quarzitischen Schiefern, Rauhwacken und Dolomitbreccien scheint noch eine höhere Teildecke anzudeuten; dieser Zug zieht nach CORNELIUS vom Wasserfallboden gegen die Wielinger Scharte hinauf. Aus dem Fuschertal erwähnt er (1932) ebenfalls die enorme Wechselagerung von Kalkglimmerschiefern mit kalkfreien Schiefern und Phylliten, die er als vermutlich vortriadisch taxiert.

E. CLAR gliedert die Südabdachung des Granatspitzgebietes in einen Komplex der unteren Schieferhülle, in dem wahrscheinlich die Riffeldecke darin steckt; in einen Komplex der oberen Schieferhülle, darüber die Matreier Zone und das südliche Kristallin. Diese Zonen verfolgt er nach E, erwähnt die darin vorkommenden Gesteine, betont die Analogie der Matreier Zone mit der Spielmann-Brennkogel-Gruppe und hebt die N-S streichenden Verfaltungen im Sektor Guttal-Ferleintal hervor.

Auf zwei vorläufige Mitteilungen (1931 und 1934) von mir werde ich in den folgenden Kapiteln da und dort hinweisen, da sie ja mein eigentliches Arbeitsgebiet betreffen.

* * *

Wenn man die Gesamtheit der Tauernliteratur überblickt, so ergibt sich etwa folgendes Bild:

a) Eine erste Periode der Erforschung bis zur Zeit P. TERMIERS brachte viele Detailkenntnisse auf autochthoner Grundlage.

b) Auf Grund der bis zum Jahre 1903 vorhandenen Erkenntnisse schuf TERMIER das Bild vom Deckenbau der Ostalpen, indem er die in den Westalpen gewonnenen Baupläne auch auf die Ostalpen übertrug.

c) Auf diese Anregung folgt die Periode der Synthesen vom Bau der Ostalpen. Es stehen besonders diejenigen von KOSSMAT, KOBER und R. STAUB hervor.

d) Gleichzeitig beginnt auf Anregung von V. UHLIG in den östlichen Hohen Tauern und namentlich in den Radstätter Tauern eine neue Detailaufnahme. Heute stehen wir mitten in dieser Periode der neueren Spezialarbeiten drin, die nun auch in den zentralen Hohen Tauern in Angriff genommen worden sind.

Diese Übersicht zeigt, dass schon recht viel über die Tauern geschrieben worden ist. Was aber namentlich aus dem Gebiete der zentralen Hohen Tauern fehlt, das sind neuere Kartierungen grösseren Masstabes und Detailstudien von einzelnen Gebieten mit genaueren Profilen. Eine solche Arbeit hat A. WINKLER im Sonnblickgebiet begonnen. Eine Aufgabe dieser Art habe ich mir nun für mein Dissertationsgebiet gestellt und dieselbe im Jahre 1929 in Angriff genommen. Dabei fand ich folgende Grundlagen vor:

Recht gut bekannt sind durch die Arbeiten von BECKE, WEIN-SCHENK, STARK und KOBER, sowie durch die neuesten Arbeiten

(Lit. 3, 4, 11, 17, 48, 86, 97, 115, 121) die auftretenden Gesteinstypen. Wir kennen den petrographischen Charakter der Gneiskerne und der wichtigeren Glieder der Schieferhülle. Wir sind orientiert über die Ausdehnung der Gneismassen, über ihre Hangendserie, über den Verlauf und das Streichen der Zonen im Allgemeinen. Bekannt ist auch der Grad der Metamorphose, die Verschieferung. Die Existenz von Schuppungen und Überfaltungen in der Richtung von S nach N (SW nach NE) ist ebenfalls schon erwähnt.

Es fehlt aber die genaue Darstellung tektonischer Einzelheiten. Die Ansicht über das Alter der Gesteine ist nach wie vor strittig, ebenso diejenige über das Alter der Granitintrusion. Auch geht der Meinungsstreit für und wider die Autochthonie der Zentralgneismassen der Tauern heute noch weiter. Die Frage der Kontaktmetamorphose an den Ophiolithen wurde in jüngster Zeit von neuem aufgerollt.

So sind detaillierte Studien für den Fortgang der Erkenntnis heute mehr als je dringend wünschbar. In diesem Sinne will auch die vorliegende Arbeit verstanden werden, als ein kleiner Beitrag zur Förderung unseres Wissens um die Geologie der Hohen Tauern.

II. Das Baumaterial der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal.

Die ausführliche Behandlung der Literatur hat bereits gezeigt, dass die Schichtfolgen der Tauern schon recht viele Deutungen erfahren haben. Man kann sogar fast sagen, dass jeder Forscher sich seine eigene Stratigraphie gezimmert hat. Auch heute noch ist die Deutung der Schichtfolgen und die Altersfrage der einzelnen Glieder stark umstritten; ich möchte nur auf die Arbeit von A. WINKLER hinweisen, der, in vorsichtiger Form zwar, wieder das rein paläozoische Alter der gesamten Gesteinsfolge der Schieferhülle behauptet (Lit. 121). Es gibt aber eine ganze Reihe von Tatsachen, die gegen diese Ansicht WINKLERS sprechen.

In den Westalpen, dann namentlich in Bünden und im Unterengadin treten in der Zentralzone der Alpen diejenigen Schichtfolgen auf, die mit den Serien der Tauern die grösste Ähnlichkeit haben und von jeher mit ihnen in Parallele gesetzt worden sind (STUDER, TERMIER, SUESS, STEINMANN u. A.). Demgegenüber wird heute allgemein anerkannt, dass die Muralpen, deren Gesteine so oft zum Vergleich mit den Tauerngesteinen herhalten müssen, eine ganz andere tektonische Position haben als die Tauern. Das muss den Wert der stratigraphischen Vergleichsmöglichkeiten zwischen diesen beiden Gebieten stark beeinträchtigen.

In den höheren penninischen Decken der Westalpen wie auch Graubündens ist schon lange ein Horizont graphitischer Gesteine bekannt, Graphit-

quarzite und -schiefer, die in völliger Gleichartigkeit auch in den Tauern wieder auftreten. Dieser graphitführende Leithorizont wird in den Westalpen von den schweizerischen, französischen und italienischen Geologen ins Karbon gestellt. Ebenso treffen wir in den Tauern in genau gleicher Weise die verschiedenen Glimmerschiefer- und Quarzitschiefer-Typen der Westalpen, unter denen besonders die Blätterquarzite die höheren penninischen Einheiten beider Gebiete charakterisieren. Weiter sind besonders typisch in beiden Gebieten die Bildungen der Trias, so dass ihr Auffinden in den Tauern die sichere Festlegung eines bestimmten Niveau in der stratigraphischen Skala, wie sie in den Schweizeralpen aufgestellt wurde, bedeutet. Dieser eigentliche Leithorizont sowohl der Westalpen wie auch der Tauern setzt sich zusammen aus: tafeligen Quarziten und Quarzitschiefern; aus Dolomiten (dicht oder kristallin, weiss, gelb oder grau); aus Kalkmarmoren, Rauhwaacke und Gips. Obschon diese Gesteine absolut fossilleer sind, sind sie trotz einer oft recht starken Metamorphose den durch Fossilien belegten Triasgesteinen benachbarter Bildungsräume, z. B. des Unterostalpins und des Helvetikums, derart ähnlich, ja gleichartig, dass wir nicht zögern, sie ebenfalls zur Trias zu stellen. An vereinzelt Stellen wurden ja übrigens auch im penninischen Ablagerungsbereich der Westalpen und Bündens die für die Trias leitenden Gyroporellen gefunden, so in der wenig metamorphen Trias der „zone du Briançonnais“ und in den Schamser Decken. Auch durch mächtige Ausbildung von Diploporen- und Crinoidendolomiten nebst grauen Marmoren ist die Trias der Schamser-Decken ausgezeichnet. Daneben gelten die stratigraphischen Rauhwaacken, die Gipsstöcke, grossenteils auch die weissen, gelben und grauen Dolomite im Gebiet der gesamten Alpen, also im helvetischen, penninischen und im ostalpinen Faziesraum, als *leitend* für die Triasstufe. HERN (Lit. 34, Geologie d. Schweiz) betont dies besonders für die Rauhwaacke; sie kommt in keinem andern Schichtkomplex der Alpen vor als in der Trias. Auch die mächtigen Kalkglimmerschiefer- und Kalkphyllitserien mitsamt ihren ophiolithischen Einlagerungen sind für die ganze penninische Zentralzone, von den Westalpen bis zu den Tauern, typisch. Für diesen Schichtkomplex hat sich die Analogie durch das Auffinden der Liasbreccien und der Flyschgesteine in den Tauern (s. STAUB, Lit. 97) noch verstärkt.

In der folgenden Besprechung der stratigraphischen Gliederung meines Untersuchungsgebietes möchte ich die Schichtfolge der tektonisch selbständigen Gesteinskomplexe nacheinander gesondert beschreiben. Es wird deshalb gut sein, diese tektonischen Hauptelemente einleitend kurz zu nennen.

Die Masse des Sonnblick-Gneiskerns liegt völlig ausserhalb des kartierten Gebietes, dessen ganzer südlicher und mittlerer Teil anscheinend zur höheren Modereck-Decke gehört. Diese Haupteinheit wird im N von einem mächtigen Schieferkomplex, der aus vielen Schuppen besteht, überlagert. Im Salzachtal treffen wir schliesslich Vertreter der Radstätter Decken und dann den Pinzgauer Quarzphyllit. Die vorläufig in Betracht kommende Grossgliederung ist also von S nach N die folgende:

- 1) Die Modereck-Decke.
- 2) Der Schuppenkomplex über der Modereck-Decke.
- 3) Die Radstätter Gebilde und der Pinzgauer Quarzphyllit.

Die Modereck-Decke besteht aus einer kristallinen Serie vor-triadischer Gesteine, mit Gneisen an der Basis, einer recht gut gegliederten Triasfolge und aus jüngeren mesozoischen Gesteinen mit Ophiolithen. Die Beschreibung der parakristallinen Gesteinstypen dieser Einheit gilt auch für die gleichartigen Gesteine der höheren Schuppenpakete im N der Modereck-Decke. Auch die petrographische Charakterisierung der Kalkglimmerschiefer, die völlig den Bündnerschiefern der penninischen Schweizeralpen gleichen, sowie der Ophiolithe und ihrer Kontaktprodukte kann bei der Modereck-Decke einheitlich durchgeführt werden. Was die Trias anbetrifft, so spielt sie, ausser der anders ausgebildeten Trias der Radstätter Gebilde, nur in der Modereck-Decke eine wichtige Rolle, sodass wir sie im ersten Kapitel petrographisch untersuchen werden. Bei der Besprechung der hochpenninischen Schuppenzone haben wir dann nur noch eventuell neuauftretende Gesteinstypen eingehender zu besprechen. Neuartig erscheint dann schliesslich die Gesteinsserie der nördlichen Klammkalk-Zone.

Wir beginnen mit der Besprechung der Gesteine der tiefsten tektonischen Einheit, der Modereck-Decke.

1) Stratigraphie der Modereck-Decke.

A) Die kristallinen Gesteine.

Auf der Südabdachung führt diese Deckeneinheit, die in zwei Teildecken zerfällt (S. 296), wie wir im folgenden Kapitel sehen werden, Orthogneise. Dieser Orthogneiszug erreicht jedoch unser Gebiet nicht mehr, sondern keilt auf der Südseite der Weissenbachscharte aus. Im Grossfleisstal ist er schon 100 m mächtig; der helle Gneis ist im Innern recht massiv, während er sowohl an der Basis wie auch gegen das Hangende zu stark verschiefert erscheint. Die Hangendgrenze gegen die hellen quarzitären Glimmerschiefer lässt sich daher kaum genau festlegen. Sowohl der weisse, oft grünliche (Stanziwurten) Gneis (oder Gneisschiefer) wie der Glimmerschiefer im Hangenden sind reichlich mit Quarz injiziert. Quarzgänge, -adern und -äderchen durchsetzen die Schichten nach allen Richtungen. Es handelt sich hier um eine junge Quarzinjektion, die ein tektonisch stark gestörtes Gestein vorfand und die ev. mit der jungalpinen Goldquarzinjektion des Sonnblickgebietes in Zusammenhang steht (Lit. 130).

Auf der Nordabdachung der Tauern, d. h. in meinem Untersuchungsgebiet, finden sich nur noch Linsen dieser Gneise der Modereck-Decke, so auf der Baumgartl-Alm (mittleres Seidlwinkltal), ob der Hirzkaralm, im Höllkar (ob Ferleiten).

Dieser geschieferte Gneis unbestimmten Alters zeigt im Dünnschliffbild eine ausgezeichnete Siebstruktur. Die Porphyroblasten von Albit-Oligoklas und von Orthoklas sind durchsiebt von kleinen Albit- und Quarzkörnern. Der Quarz

tritt auch frei auf, aber nur in kleineren Körnern. Dazu finden wir einen farblosen bis schwach grünlichen Chlorit (Interferenzfarbe schmutzig grau), ferner als wichtigen Nebengemengteil Muskowit. Limonit, Apatit, und kleine Zirkone vervollständigen den Mineralbestand. Das Gefüge ist kristallisationsschiefrig, was besonders durch den Glimmer und den Chlorit, dann aber auch durch die Einschlüsse der Feldspatzenoblasten zum Ausdruck kommt.

Ein weiterer Schliff eines Gneises aus dem Höllbachgraben, der ebenfalls zur Modereck-Decke gehört und aus deren Stirnpartie stammt, führt als Hauptgemengteile Quarz, Orthoklas (Mikroklin), Muskowit (Serizit). Der Orthoklas (Mikroklin) ist meist erfüllt von Mikrolithen; er tritt auf als Porphyroblast. Als Nebengemengteile finden sich: Pyrit mit starkem Limonitrand, Magnetit, ferner Apatit und Zirkon. Die Struktur ist porphyroblastisch bis granoblastisch zu nennen. Beginnende Kataklyse ist nur an den Mikroklinen da und dort zu erkennen. Das Bild der Textur ist kristallisationsschiefrig bis flaserig. Die Feldspäte erscheinen als Relikte einer granitischen bis porphyrischen Struktur. Sie werden von den Glimmermineralien umflossen. Die Mikrokline wurden z. Teil gedreht.

Die besprochenen Schliffbilder des basalen Gneises der Modereck-Decke zeigen eine grosse Durchbewegung an; Kristallisationsschieferung und Flasertextur, verbunden mit Mineralneubildung (Quarz, Albit, Glimmermineralien). Das strukturelle und textuelle Bild entspricht dem im Feld zu beobachtenden tektonischen Stil weiter Überschiebungen.

Eines der wichtigsten Gesteine der parakristallinen Serie der Modereck-Decke ist der massige, meist graue, braun anwitternde graphitführende Quarzit. Er ist undeutlich gebankt, bald heller, bald dunkler, und tritt meist wandbildend auf. Stellenweise kann er zum schwarzen, stiebenden Graphitquarzit werden. Lokalnamen wie die „Gruben“ ob Ferleiten weisen auf Sondierungen hin, die diesem Quarzit wegen seines Eisenerz-Gehaltes, der örtlich zunehmen kann, gegolten haben. Meist ist derselbe gering. Dieser massige Quarzit ist ein konstantes Glied des Modereckkristallins, das vom Schareck und Rosschartenkopf bis in die Stirnregion der Modereck-Decke zu verfolgen ist, sowohl im Ferleiten- wie im hintern und mittleren Seidlwinkltal.

Im Dünnschliff zeigt dieses Gestein *Quarz* als einzigen Hauptgemengteil; seine Korngrösse ist ziemlich gleichmässig. Als Nebengemengteile treten auf: Serizit, Chlorit und Disthen, die oft durch Graphit dunkel gefärbt sind, ferner Limonit, Pyrit und hie und da kleine Zirkone. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur massig; sie zeigt kaum irgendwelche tektonische Einflüsse.

Mit diesen Graphitquarziten, sowohl in deren Hangendem wie in deren Liegendem, finden wir Graphitphyllite, z. B. am Fuschertörl, auf der Piffalm, im Höllbach. Diese sind meist völlig schwarz und kalkfrei, feinschiefrig bis phyllitisch.

Im Schliff ist dieser Phyllit sehr graphitreich und enthält fast nur Muskowit. Quarz tritt gänzlich zurück; er ist nur mehr akzessorisch vorhanden. Bei ausgezeichnet lepidoblastischer Struktur ist die Fältelungstextur das Normale bei diesem Gestein.

In Verbindung mit dem Graphitquarzit trifft man oft graphitreiche Disthenglimmerschiefer. Es sind dies schwarze Schiefer mit Disthennadeln von der Grösse einiger mm bis über 1 cm.

Im Dünnschliff bestimmen wir als Hauptgemengteile Quarz, Muskowitserizit, ferner Disthen als Porphyroblasten. Die Graphitverteilung vollzieht sich hauptsächlich zwischen den Glimmerschnüren; auch die Disthene sind von kohligter Substanz verunreinigt, weshalb sie makroskopisch schwarz erscheinen. Doch wechselt der Graphitgehalt in verschiedenen Schliffen recht stark. Als Übergemengteile fand ich: Zirkon, Magnetit, Turmalin. Die Struktur ist nematoblastisch bis porphyroblastisch. Die Disthenporphyroblasten werden von Glimmer umflossen. Texturell ist neben guter Kristallisationsschieferung häufig Fältelung zu beobachten. In den Faltenknien treten dann Quarzanhäufungen und Disthen auf. Die Disthenporphyroblasten sind öfter quergestellt; die Schieferung setzt nicht durch sie hindurch. Sie bilden auf den Schieferungsflächen schwarze Tüpfel und Nadeln, sodass wir hier teilweise sog. Tüpfelschiefer vor uns haben.

Im Hangenden des Graphithorizontes treffen wir weitere quarzische Glieder: weisse Glimmerquarzite und Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer etc.

Das Hauptgestein der parakristallinen Serie ausser den graphitischen Gliedern ist der Quarzitschiefer; er ist stark schiefrig ausgebildet infolge reicheren Glimmergehaltes und intensiver Durchbewegung. Das Gestein hat oft die Blättrigkeit der oberpaläozischen „Quartzites feuilletés“ der Westalpen, von denen sie nicht zu unterscheiden sind. Öfter bricht das Gestein stengelig.

Schliffe dieser Gesteine zeigen uns Quarz als weitaus vorherrschenden Hauptgemengteil; er löscht undulös aus und zeigt des öftern den Beginn von kataklastischem Zerfall. Serizit windet sich in Schnüren durch das granoblastische Quarzkorngewebe. Chlorit ist nie häufig vertreten, fehlt da und dort gänzlich. Übergemengteile sind ferner: Rutil, Zirkon, Pyrit, Magnetit, Turmalin. Die Struktur ist granoblastisch bis granoklastisch, die Textur schiefrig. Schliffe aus diesem Quarzitschieferhorizont lassen deutliche Fältelung erkennen, mit den gleichen Merkmalen, wie sie SANDER (Lit. 73) an Kalkglimmerschiefern und Quarzitschiefern aus dem Schmirntal bei St. Jodok am Brenner beschreibt. Die Fältelung ruft örtlich Kataklyse des Quarzes hervor; die Quarze sind teils unscharf, teils scharf verzahnt. Dazu ist die Faltung auch an Quarzreihen und am Muskowitgeflecht zu erkennen. — In einem Schliff eines Quarzitschiefers vom Fuschertörl z. B. sind die Quarz-Individuen meist oblong, leisten- bis phakoidförmig oder lappig ausgebildet, mit starker undulöser Auslöschung. Die Quarzkörner sind unrein, wie von feinstem mechanischem Staub erfüllt. Neben Quarz tritt einzig noch Muskowit als wichtigeres Mineral auf. Er zieht in faltigen Girlanden durch das pflasterige Quarzgefüge und ist teilweise durch Limonit verfarbt. Die faltige Anordnung des Glimmers, dann aber auch das Quarzgefüge, lassen die starken Differentialbewegungen, die das Gestein betroffen haben, erkennen. — Ein weiterer Schliff eines Quarzites vom „Gscheibligen Fleckl“ (ob Ferleiten) lässt in seinem Wechsel von gröberen Quarzkornreihen mit solchen von feinerem Korn, sowie durch das Fehlen von oblongen Körnern das kristalline Abbild der sedimentären Schichtung erkennen.

Dieser Quarzitschieferhorizont führt an gewissen Orten reichlichen Turmalin. Auf Mitterasten und im Angertal fand ich diese

Blätterquarzite oder „Quartzites feuilletés“ mit schönen, z. T. ansehnlich grossen Turmalinstengeln. Es scheint sich dieser Horizont speziell durch Turmalinreichtum auszuzeichnen; auch die Glimmerschiefer führen regelmässig etwas Turmalin.

Das schönste Gestein der vortriadischen Serie der Modereck-Decke ist ein weisser, glänzender Chloritoidschiefer, bald etwas kompakter, wenn quarzreicher; bald wieder blättriger; mit dunkelgrünen bis schwarzen Tuffen stellenweise wie übersät (Chloritoid).

Im Dünnschliff präsentiert sich das namengebende Mineral in schönster Ausbildung, mit seinem typischen Pleochroismus, der von gelb (c-Achse) über dunkelgrün-olivgrün (b-Achse) zu violett und blau (a-Achse) führt. Regelmässig enthält der Chloritoid Einschlüsse von kleinen Rutilnadeln, in einigen Schlifften auch von Quarz und Hämatit. Quarz und Muskowit sind die weiteren Hauptgemengteile. Die von NIGGLI in Lit. 60 beschriebenen Mineralassoziationen der Chloritoidschiefer wiederholen sich hier in gleicher Weise: Quarz, Chloritoid und Muskowit treten, in wechselnder Menge, als Hauptgemengteile auf. Chlorit fehlt den Typen des Finsterwaldergrabens und des Arschkogls gänzlich. Er tritt aber weiter im N, im Höllbach auf, wo wir die Mineralassoziation: Quarz, Muskowit, Chloritoid, Chlorit haben. Der Chlorit ist Pennin, mit gelbgrünem Pleochroismus und anomalen Interferenzfarben. Zu diesem Mineralbestand gesellen sich beim Höllbachtypus als Nebengemengteile Zirkon und Rutil. Die Gesteine sind ausgezeichnet kristallisationsschiefrig; der Quarz ist in Streifen und Leisten angeordnet, dazwischen verlaufen Muskowitbänder. Der Chloritoid tritt hier nicht als Porphyroblast auf, sondern hat die Grösse der Quarzkörner, oder denselben Durchmesser wie die Quarzleisten. Er ist teils in der Schieferungsrichtung orientiert, teils aber auch quer dazu. In einzelnen Schlifften zeigt er den Beginn der Umwandlung in Chlorit (Pennin). Die Struktur ist grob nematoblastisch.

Die Schriffe der Chloritoidschiefer aus dem Finsterwaldergraben oder vom Arschkogel führen als wichtigen Nebengemengteil Hämatit (basale Spaltbarkeit, weiss blitzendes Reflexionslicht). Auch hier sind Quarz und Muskowit streifig-lagig angeordnet. Im Druckschatten der Chloritoide wuchsen Quarz- und Glimmerneubildungen in die Zerrungshohlräume hinein. Der Rutil, in kleinen gelben Stengeln, ist recht häufig. Der rundliche, rechteckige oder kurzsäulige bis stengelige Chloritoid tritt meist als schöner Porphyroblast auf. Er enthält als Einschlüsse Rutil, Hämatit, Quarz, selten Glimmer. — Das Verhältnis Quarz zu Muskowit schwankt sehr in diesen Chloritoidschiefern; das eine Mal überwiegt der Glimmer, sodass wir einen blättrig-schiefrigen Gesteinstyp erhalten; der Quarz kann hier zum Nebengemengteil heruntersinken. Dann finden wir aber auch den kompakten, gneisigen Schiefer, in dem der Quarz den weitaus wichtigsten Gemengteil ausmacht. Die Struktur dieses Typs ist eher granoblastisch oder porphyroblastisch.

Als Begleiter dieser Chloritoidschiefer wäre noch ein reiner Glimmerschiefer zu erwähnen, der Muskowit als einzigen Hauptgemengteil führt; z. Teil trifft man auch feinschuppigen Serizit. Als Nebengemengteil treten auf: Ein Chlorit der Klinochlorgruppe, der unsern Schiefer grünlich färbt, ferner Pyrit und recht viel Hämatit, vereinzelt Zirkon. Turmalin in kleinen kurzen Säulchen ist recht häufig. Quarz tritt gänzlich zurück. Als Spezialität ist in diesem Schliff *Staurolith* zu erwähnen; die Struktur ist lepidoblastisch.

B) Die Gesteine der Trias.

Auf der kristallinen Gesteinsfolge der Modereck-Decke finden wir im Gebiet nördlich der Rosscharte und des Hochtors, am Wustkogel, im hinteren und mittleren Seidlwinkltal, am Fuschertörl, an den Hängen und Kämmen bis hinaus zum Schwarzkopf, die auffallende, weiss, gelb und rot leuchtende Serie triadischer Gesteine. Graue Marmorwände, weisse Dolomittfelsen, durchzogen von leuchtenden Runsen und Dolomitsandschutthalden, sanfte Terrassen von Glimmerschiefern und Dolomitschiefern, zackige wilde Gräte und Felsen von Rauhwacken bilden zusammen eine vielgestaltige, an Formen reiche Landschaft. Die Triasvorkommen auf der Südabdachung, die zur südlichen Modereck-Teildecke gehören, sind faziell von genau gleicher Ausbildung wie in der nördlichen Modereck-Teildecke, ob wir sie nun an der Roten Wand oder an der Stanziwurten studieren.

An wenigen Stellen, auf der Südabdachung regelmässiger zu beobachten, findet man an der Basis der Trias tafelige Quarzite und Glimmerquarzite. Solche sind z. B. anstehend ob der Hirzkar-Alm, etwas über 2000 m, ferner im Finsterwaldergraben (Ferleitental). An der Stanziwurten und südlich vom Matreier Törl sind diese Tafelquarzite schön entwickelt; sie sind an ersterer Lokalität schon R. Staub aufgefallen. Als unterer Haupthorizont, ziemlich regelmässig auftretend, trifft man aber meistens einen Dolomit- und Rauhwackehorizont: weisse und gelbe, oft schiefrige Dolomite (etwas Glimmer führend) und gelbe bis gelbrote, leuchtende Rauhwacke. Dieser Dolomit-Rauhwackehorizont bildet zum Beispiel am Arschkogel, im Höllkar etc. die Basis der Triasserie. Darüber folgt ein Marmor-komplex, dessen Mächtigkeit variabel ist. Im Hirzkar bildet er mächtige Wände von über 50 m; er geht aus einem hellen massigen, unteren Marmor in einen bläulichen, plattigen oberen Horizont über. Dieser weisse oder bläuliche, immer Muskowit (Serizit) führende Marmor findet sich in allen Triasprofilen, er ist ein konstantes Glied der Moderecktrias. Nach oben schliesst sich ihm ein dolomitisches Glied an; meist ist es ein weisser, ziemlich massiger Dolomit, der zu blendend weissem Dolomitsand verwittert. In andern Profilen wieder trifft man graue dichte, glimmerfreie Dolomite, die mit 10%-iger Salzsäure kein bischen brausen (der weisse Dolomit-Typ braust etwas), und die gebankt sind. Mancherorts folgen gleich über dem Marmor die stark verschieferten gelblichen Kalkdolomite, die immer Glimmer führen und für die höhere Abteilung typisch sind. Die Mächtigkeit dieser oberen Dolomitstufe ist bedeutend geringer als die des Marmors. Im Hirzkar, wo sie gut entwickelt ist, umfasst sie 15—20 m. Darüber folgt nun ein mächtiger, bunter Komplex von Dolomitschiefern, Marmorbändern und hauptsächlich Rauhwacken. Die gelben, glimmerreichen Kalkdolomite gehen über in gelbrote, oft auch braune, kavernöse Rauhwacke. Auch Glimmer-

schiefer mit Kalk und Dolomit treten auf. Im Rauhwankekomplex findet man auch Gesteine mit Breccienstruktur, wobei die gelben Einschlüsse in gelbrotem bis rotem, glimmerführendem Kalkdolomit eingebettet sind. Auflösung mit Salzsäure lässt ein ganz feines Dolomitgerüst erkennen. Diese Rauhwanke- und Dolomitserie ist aus der Ferne schon recht auffällig. Sie bildet infolge ihrer respektablen Mächtigkeit löcherige Wände und bizarre Felsgräte, auf welche Namen wie Fegfeuer, Lahner u. a. aufmerksam machen. Die Trockenheit der von dieser Schichtgruppe gebildeten Gebiete, die Ausbildung schöner Versickerungstrichter, geben mit den bizarren Felsverwitterungsformen dieser Landschaft ein typisches Gepräge.

Diese aus Rauhwanke, Marmorlagen, Breccien und Dolomitschiefern bestehende Gesteinsgruppe bildet in den Triasprofilen unseres Gebietes die höchste Abteilung der triadischen Bildungen. An einigen wenigen Stellen ausserhalb meines Kartierungsgebietes fand ich als höchstes Glied der Trias grünliche Quarzitschiefer, dolomitische Glimmerschiefer, Chlorit- und Glimmerschiefer, ein Gesteinsverband, der an das Quartenschieferniveau mancher penninischer Gebiete der Schweizer Alpen erinnert. Diese Gesteine treten aber nur in ganz geringen Mächtigkeiten von einigen dm bis etwa 1 m auf; sie finden sich z. B. auf dem Gipfel der Roten Wand, auf dem Schareck etc. Vereinzelte Gesteinstypen dieser Gruppe wie dolomitische Glimmerschiefer oder Chloritglimmerschiefer finden sich auch in der obern Trias unseres Gebietes.

Im folgenden seien der makroskopischen Charakterisierung der Triasgesteine noch einige Dünnschliffbeobachtungen beigefügt.

a) Untere Trias: Tafelquarzit, Quarzitschiefer (Modereck-Decke, Matreier Zone). Das Schliffbild zeigt granoblastische bis feingranoblastische Struktur. Die rundlichen oder gelappten Quarzkörner (Quarz ist weitaus überwiegender Hauptgemengteil) eines solchen sehr feingranoblastischen Gefüges schwanken von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{20}$ Millimeter Grösse. Der Serizit bildet parallel verlaufende Häutchen. Neben ziemlich viel Magnetit treten Zirkon, Apatit und Turmalin als Akzessorien auf.

In einem weitem Schliffbild eines Tafelquarzites ist Quarz ebenfalls einziger Hauptgemengteil. Die undulös auslöschenden Quarzkristalle sind von mittlerer Grösse (etliche Quadratmillimeter) und zeigen stets gestreckte oder Phakoid-Formen, deren Längsachsen mehrheitlich nach einer Richtung orientiert sind. Einzelne Serizitschüppchen, die hier und da zu längeren Häutchen zusammenwachsen, schlingen sich, einander mehr oder weniger parallel, um die Quarzkörner. Quarzlagen und Serizithäutchen sind leicht verfaltet. Limonit färbt die Ränder des Serizites braunrot. Ausgezeichnete Kristallisationsschieferung herrscht in beiden Schliffen.

b) Mittlere Trias: Dichter, grauer Dolomit, Trauneralm, Ferleiten. Ein erster Blick zeigt uns ein gleichmässiges, feinkörniges Gefüge. Feingranoblastische, ja hornfelsartige Struktur. Der Dolomit ist einziger Hauptgemengteil. Sein Korn schwankt nur wenig in der Grösse. Verzwilligung ist nicht häufig, fehlt aber durchaus nicht. Einzelne grössere Calcitkörner mit Zwillingslamellen und niedrigerer Doppelbrechung, ferner ganz kleine Quarzkörner und wenig Magne-

tit, auch einzelne Serizitschüppchen, sind in diesem Dolomit, der im Handstück völlig glimmerfrei erscheint, zu finden.

Weisser, feinkristalliner Dolomit, Baumgartalm, Seidlwinkltal. In feingranoblastischem Dolomitmörnergefüge finden wir, zahlreicher als im vorigen Schlift, Calcit und Quarz. Diese treten in Nestern zusammen auf oder bilden dolomitfreie Lagen von viel grösserem Korn und mit Serizitschuppen. Die Calcite sind meist länglich, streifig entwickelt, die Quarze sind lappig und undulös auslöschend. Die im feinen Dolomitgefüge eingeschlossenen Quarze und Calcitkristalle sind wenig zahlreich.

Ein weiterer Schlift eines weissen Dolomitmarmors stammt aus der Trias der Modereck-Decke vom Schwarzkopfweg. Der mit 10%-iger Salzsäure brausende Dolomitmarmor enthält Calcit und Dolomit in ungefähr gleichen Mengen, aber ziemlich reinlich geschieden. Stellenweise reiner Dolomit, feine, rundliche Körner, stellenweise Calcit, bedeutend grössere Körner, ein Pflastergefüge. Hie und da dringen die kleinen Dolomitmörner in das Pflastergefüge des Calcites ein. Eine Regelung ist nicht erkennbar. Quarz und wenig Erz finden sich regellos zerstreut.

Der Dolomitgehalt ist, wie weitere Schliffe zeigen, stark variabel, vom reinen Dolomitmörnergefüge bis zum starken Vorherrschen des stets in grösserem Korn auftretenden Calcites. Der Marmor, der keinen Dolomit mehr führt, bildet das entgegengesetzte Endglied dieser Mischungsreihe. Ein bedeutend grösserer Glimmergehalt (Serizit, teils Muskowit) zeichnet ihn stets vor dem Dolomit aus.

Wenn wir nun die Gliederung der Triasbildungen überblicken, so können wir ruhig zugeben, dass sich die Einteilung nach ostalpinem Schema auch in der Trias der Modereck-Decke schon mehr oder weniger deutlich abzeichnet, worauf ja schon R. STAUB von der Stanzwurten hinwies. In den tafeligen Quarziten und blättrigen Quarzitschiefern erkennen wir einen schwach entwickelten Buntsandstein-Horizont, der sich zwar nicht überall nachweisen lässt. Das darüber folgende Dolomit-Rauhwanke-Niveau vertritt wahrscheinlich die Basis der anisischen Stufe. Anisisch-ladinisch wird auch der mächtige Marmorhorizont sein, der zufolge seiner variablen Mächtigkeit im stratigraphischen Niveau bald weniger hoch, bald höher hinauf reichen dürfte. Die Dolomite über der Marmorstufe lassen sich mit den ladinischen bis unterkarnischen Dolomiten unterostalpinen Triasprofile vergleichen. Im bunten und mächtigen, obern Rauhwanke-Dolomit-Schieferniveau endlich tritt uns in erster Linie wohl die karnische Stufe entgegen, die auch im benachbarten unterostalpinen Sedimentationsgebiet der Radstätter Tauern Fleckendolomite und Rauhwancken führt (W. SCHMIDT). Die Mächtigkeit dieses Niveau, die bis 70—80 m geht, dann das Fehlen irgendwelcher Glieder, die dem ostalpinen Hauptdolomit zu vergleichen wären, macht es sehr wahrscheinlich, dass auch noch die norische Stufe, wenigstens zum Teil, an diesen Bildungen beteiligt ist.

Wir sehen, wie sich die Glieder der Moderecktrias zum Teil dem ostalpinen Gliederungsschema anpassen, wie aber infolge durchgehender Sedimentation gewisse Grenzen absolut verschwinden, sodass z. B. die Stufen Carnien-Norien zu einer Einheit verschmelzen.

Ähnliches ist nach R. STAUB und ARGAND vielfach aus den penninischen Schweizeralpen bekannt und zwar sowohl aus Bünden (Fex) wie aus dem Wallis.

Nach dieser Beschreibung der Moderecktrias sei eine kurze, vergleichende Schilderung der Triasfazies der Radstätter Tauern, die ja in fazieller und regionaler Hinsicht hier als nächstliegendes Vergleichsgebiet in Frage kommt, nicht versäumt. M. VACEK und namentlich F. FRECH haben in erster Linie eine Beschreibung und Gliederung der Radstätter Trias geliefert. Schon Frech scheidet über den Quarziten und Tonschiefern der Werfener Stufe einen Muschelkalk-Horizont aus, der neben Tonschiefern hauptsächlich die dunkeln, weiss geaderten Guttensteiner Kalke führt. Darüber folgen mächtige Diploporendolomite, die er dem Schlern-dolomit gleichsetzt. Über den Pyritschiefern der Raibler erkennt FRECH in den weissen, ungeschichteten Dolomiten der Glöcknerin, Zehnerkar Spitze, Teufels-hörner etc. die Stufe des Hauptdolomits. Auch R. STAUB weist auf die typisch ostalpine Gliederung der Radstätter Trias hin. W. SCHMIDT und F. TRAUTH haben in grösseren Arbeiten die Gliederung der Trias bereinigt (Lit. 78, 137). SCHMIDT unterscheidet in den westlichen Radstätter Tauern zwei Rauhwaacke-Horizonte. Der untere bildet das Zwischenglied zwischen dem Buntsandstein und dem Muschelkalk. Dieser beginnt mit kristallinem dunkelgrauem Marmor, ca. 30 m mächtig; darüber ein heller Dolomit. Im Gebiet der Ennskaare und Neukar treten bis 60 m mächtige dünngebankte Kalke auf. Die ladinische Stufe besteht aus massigem Gyroporellendolomit. Genau genommen verdient jedoch nur ein Teil des mächtigen Dolomites diesen Namen. Diese Gruppe beherrscht mit einer Mächtigkeit von 300 m die Gebirge. Nach oben folgt eine Wechsellagerung des vom Gyroporellendolomit abzuschheidenden Fleckendolomites (grauer Dolomit mit rostfarbenen Verwitterungsflecken, splittrigem Bruch) mit gelben Raibler Mergeln. Hier im karnischen Niveau herrscht wie anderswo bunte Wechsellagerung kalkig-mergelig-dolomitischer Gesteine. Schmutzdolomite, Bänderkalke, Breccien, dolomitische Mergelschiefer, bald schiefrig, bald dünnbankig, bilden diese Gruppe. Der folgende Hauptdolomit (hellgrau, massig) erreicht ebenfalls bis zu 300 m Mächtigkeit.

Wir erkennen somit deutlich, dass es sich in den Radstätter Tauern um eine andere Fazies als die unserer Modereck-Decke handelt. Wenn auch einzelne Glieder Verwandtschaften aufweisen können, wie z. B. der basale Quarzit, der hochkristalline anisische Marmor, die Rauhwaackebildung im Raiblerniveau, so ist doch die spezielle Ausbildung und vor allem die Mächtigkeit ganz anders. In der Modereck-Decke haben wir eine nur wenig mächtige Schichtfolge in lagunärer bis neritischer Fazies, entstanden in subtropischer Zone, ohne Einschwemmungen vom Lande her. In den Radstätter Decken finden wir wohl ähnliche Sedimentationsbedingungen von ebenfalls neritischen Sedimenten. Wir erkennen aber, abgebildet in den viel grösseren Mächtigkeiten, weit stärkere Oszillationsbewegungen des Sedimentationsraumes. In der mittleren Trias führte ein konstantes, langsames Einsinken des Meeresraumes zur Bildung von Dolomiten von einigen 100 m Dicke. Dann folgte eine Regression und die Ablagerung der karnischen Schichten in lagunärer Fazies mit terrigenem Einfluss. Der Hauptdolomit bildete sich wieder in einem langsam sinkenden Meeresbecken. So kam gegenüber der Trias unserer

Modereck-Decke eine Ablagerung von präziserer Gliederung und von bedeutend grösseren Schichtmächtigkeiten zustande.

Über dem Schichtkomplex der eigentlichen Trias folgt nun die mächtige Serie der Bündnerschiefer mit den Ophiolithgesteinen. Gewissermassen als Übergangsglied finden sich zwischen Trias und Bündnerschiefer vielerorts Breccien. So am Hochtor, gegen den Tauernkopf zu. Da ist eine grobe Dolomitbreccie von unterostalpinem Brecciencharakter anstehend. Das Bindemittel ist Calcit und wenig Glimmer. Die Dolomitkomponenten (grössere und kleinere) zeigen eine starke alte Zerklüftung; meist sind zwei sich schneidende Kluftsysteme erkennbar. Diese Dolomitbreccie gleicht ausserordentlich derjenigen von Taxenbach oder den Vorkommen im vordersten Wolfbachtal, wo wir es mit Radstätter Deckklippen-Gesteinen zu tun haben. Es kann sich da noch recht gut um eine Hauptdolomitbreccie handeln. Das Bindemittel tritt an Masse absolut zurück, es bildet den Kitt, der die Dolomitbrocken zusammenhält.

Ähnliche Dolomitbreccien finden sich auch am Spielmann-Westgrat, gegen die Pfandscharte hinunter. Nur sind diese Breccien stark ausgewalzt. Sie sind nicht grob-massig, sondern stengelig. Auch sie führen kein sandig-glimmeriges Bindemittel, sondern ein kalkig-dolomitisches.

C) Die nachtriadischen Gesteinstypen.

Im Hangenden der besprochenen Gesteine der Trias der Modereck-Decke finden wir nun in grosser Mächtigkeit die Kalkglimmerschiefer und -phyllite des Glockner-Mesozoikums, die denkbar besten Analoga der penninischen Bündnerschiefer der Schweizeralpen. Dort konnte an verschiedenen Orten das Liasalter dieser Bündnerschiefer durch Belemniten- und Crinoidenfunde festgelegt werden, sodass wir berechtigt sind, auch diese gleichartigen Serien der Hohen Tauern als nachtriadisch zu bezeichnen. Zu diesem Bündnerschiefer-Komplex gehören nun folgende Gesteine:

- 1) *Die Bündnerschiefer im Allgemeinen.*
 - a) Die phyllitischen Bündnerschiefer und schwarzen Phyllite, z. T. sog. Tüpfelschiefer.
 - b) Die dunkeln bis schwarzen, erzführenden Kalkglimmerschiefer bis Glimmermarmore.
 - c) Die Chloritoidphyllite (selten).
 - d) Die braunen Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite.
- 2) *Die Karbonatquarzite.*
- 3) *Die Liasbreccien.*

Der äusserlich monotone Charakter dieser Gesteinsgruppe lässt also bei näherem Studium, genau wie in den Schweizeralpen, eine Reihe

wohl unterscheidbarer, petrographischer Typen erkennen, die auch in morphologischer Hinsicht Unterschiede aufweisen. Die dunklen massigen und marmorisierten Kalkglimmerschiefer und die Karbonatquarzite bilden meist Wände und Felsabsätze, während die phyllitischen Bündnerschiefer sanfte Böschungen bedingen.

Wir besprechen nun in erster Linie die Gesteinstypen, die allgemein als Bündnerschiefer zusammengefasst werden.

1) Die Bündnerschiefer im Allgemeinen.

Dieser mächtige Komplex lässt sich petrographisch in mehrere Unterabteilungen gliedern.

a) Die phyllitischen Bündnerschiefer und schwarzen Phyllite, z. T. Tüpfelschiefer.

Ein dunkler phyllitischer Bündnerschiefer bildet das Hauptgestein des Brennkogl-Spielmann-Gebietes. Sein Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteile: Calcit, Quarz, Muskowit.

Nebengemengteile: Chlorit, Albit, Limonit, Zoisit, Epidot, organ. Substanz (Graphitoid).

Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefrig und hat eine nematoblastische Struktur.

Die sog. Tüpfelschiefer treten sowohl in den vortriadischen Casannaschiefern wie auch unter den Bündnerschiefern auf. Sie können also, wie CADISCH neuerdings betont (Lit. 139), stratigraphisch nicht ausgewertet werden. Bei den Karbonschiefern trafen wir Tüpfelschiefer unter den Disthenglimmerschiefern, bei denen die Disthenporphyroblasten als Tüpfel auftreten. Bei den Tüpfelschiefern unter den Bündnerschiefern handelt es sich hauptsächlich um durch Graphitoid verfärbte Albit- und auch um Calcit- und Quarzminerale. Daraus geht hervor, dass nicht nur bei der destruktiven Dislokationsmetamorphose die Tüpfelung auftritt, wie dies CADISCH schildert (Lit. 139, S. 62), sondern dass sie auch bei Kristallisationschieferung, wo die Kristallisationsphase die mechanische Beanspruchung überdauert, eintritt. Bestimmte porphyroblastisch auftretende Mineralien, die von einer feineren Grundmasse umflossen werden, sind dann befähigt, als Tüpfel hervorzutreten.

Von dem oben beschriebenen Bündnerschiefertyp gelangt man zum eigentlichen Phyllit, wenn der Calcitgehalt stärker zurücktritt.

Der Mineralbestand dieses Phyllits ist gewöhnlich einförmiger, indem auch Zoisit und Epidot meist fehlen.

Hauptgemengteile sind: Muskowit, Chlorit und Quarz,

Nebengemengteile: Calcit, Apatit, Turmalin, Pyrit,

Akzessorien: Albit, Zirkon, Epidot.

Die Struktur wird lepidoblastisch. Zur Schieferung tritt Fältelung hinzu. Spitzfalten mit Flexuren und Schleppungen sind zu erkennen, wobei der Quarz meist als Gewölbefüllung auftritt.

b) Dunkle bis schwarze, erzführende Kalkglimmerschiefer bis Glimmermarmore.

Der die Stufe des unteren Pfandschartenbaches bildende dunkle, massig-schiefrige Bündnerschiefer führt weitaus vorherrschend Calcit, dazu Muskowit und Quarz als weitere Hauptgemengteile. Chlorit und Pyrit bilden sog. Schnüre; Klinozoisit, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf. Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefrig und zeigt uns das kristalline Abbild der mechanischen Feinschieferung. Die Struktur ist grano- bis nematoblastisch.

c) Dunkle Chloritoidphyllite.

E. CLAR (Lit. 17) erwähnt aus der Brennkoggruppe, hauptsächlich aus dem Guttal, Chloritoidphyllite. Ich konnte in den Schliffproben von der Nordseite des Brennkogls und des Spielmanns keinen Chloritoid finden, auch die Untersuchung der Phyllite von der Weissenbachscharte verlief in dieser Hinsicht negativ. Diese Gesteine führen stets Calcit als wichtigen Gemengteil.

Die bis dahin erwähnten Gesteine führen alle organische Substanz (Graphitoid, in früheren Arbeiten als Graphit bezeichnet). Graphit-führende Bündnerschiefer sind schon oft beschrieben worden, sie sind schon seit THEOBALD und STUDER bekannt und wurden u. a. auch von W. HAMMER aufgeführt (Lit. 31).

d) Braune Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite.

Sie treten hauptsächlich in höheren Bündnerschieferkomplexen auf, am Hochtenn, an der Gamsburg, am Königstuhl etc.

Hauptgemengteile sind: Calcit, Muskowit, Quarz.

Akzessorien: Chlorit, Pyrit und Titanit.

Die Muskowitblätter und -häute sind streng in der Schieferungsebene ausgebildet und die Calcitkörner sind in der Schieferungsrichtung meist mehr oder weniger oblong. Der Quarz findet sich entweder als kleine rundliche Körner wahllos verteilt, oder dann in Quarznestern und Quarzlagen (öfter einzelne Kornreihen) beieinander. Die Struktur ist granoblastisch, bei gut ausgebildeter Kristallisations-schieferung.

Ein grauer, körniger Bündnerschiefer aus der nördlichen Schuppenzone, makroskopisch gneisähnlich aussehend, enthält Quarz, Serizit und Calcit als Hauptgemengteile. Der Quarz tritt sowohl in grossen Relikten wie auch ganz feinkörnig auf; er lösch teilweise undulös aus und bildet da und dort lappig-zackig begrenzte Einsprenglinge, die teils von Rissen durchsetzt, teils mit Mörtelkränzen umgeben sind. Der Calcit hat die typische Spaltbarkeit, der Serizit tritt in Nestern und Putzen, öfter auch in vereinzelt Nadelchen auf. Hie und da ist noch ein echtes Muskowitblatt vorhanden. Vereinzelt treten auf: Plagioklas, stark korrodierter Turmalin, Zirkon. Die Struktur ist kataklastisch mit grösseren Kornrelikten: Porphyroklasten.

Als selbständige und scharf abgegrenzte Komplexe können wir von den eigentlichen Bündnerschiefern die Karbonatquarzite und die Liasbreccien abtrennen, die jedoch mit zur Bündnerschiefer-sedimentation gehören.

2) Die Karbonatquarzite.

Sie sind sowohl im Seidlwinkltal wie im Ferleitenttal recht verbreitet. Wir finden den hellbräunlichen, meist massigen Karbonatquarzit in den Felsen ob der Litzlhofalm (Seidlwinkltal), wie in der Windl- und Durcheckwand ob Ferleiten; auch am Brennkogel-Nordgrat kommt er vor.

Calcit und *Quarz* bilden in ungefähr gleichen Mengen die Hauptgemengteile. Der *Quarz* tritt in rundlichen Körnern auf; er zeigt regelmässig undulöse Auslöschung und öfter die Böhm'sche Streifung. Der *Calcit* hat häufig schöne Zwillingstreifung. Untergeordnet finden wir *Serizit*, *Magnetit* und *Limonit*. Die Textur ist massig, die Struktur schön granoblastisch.

3) Die Liasbreccien.

Sie finden sich hauptsächlich in den beiden Schuppenzonen, sowohl der südlichen wie der nördlichen, über dem Glockner-Meso-ozoikum. Wir finden diese Gesteine im Profil der Leitenköpfe in der südlichen Matreier Schuppenzone, ebenso nördlich vom Matreier Törl. In unserm Gebiet treffen wir sie an der Basis der Bündnerschiefer der Tristwand, im Wolfbachtal, in der Zone der Brüder und nördlich davon in verschiedenen Schuppen. Es sind braune bis schwärzliche, öfter auf den Schichtflächen seidengänzende Karbonatschiefer mit schwarzen oder gelben Dolomitkomponenten. Diese sind in den verschiedenen Gesteinen ganz verschieden gross: von Bruchteilen von mm bis zu 1 cm und mehr im Durchmesser. Vorherrschend haben sie aber weniger als 1 cm Durchmesser. In einzelnen Gesteinen wurde die ursprüngliche Breccienstruktur dynamisch überarbeitet und die Dolomitbrocken zu Linsen ausgewalzt (Maschl, Rauris).

Im Schliffbild sehen wir die Dolomitkomponenten in einer ziemlich feinkörnigen Grundmasse eingebettet; jene besteht aus *Quarz*, *Albit* (wenig), *Karbonat* und *Serizit*. *Quarz* ist der überwiegende Hauptgemengteil; er ist ziemlich gleichkörnig-feinkörnig, grössere Körner zeigen oft deutliche Zerfallsrisse. *Calcit* tritt körnig-lappig auf, in kleinen und bedeutend grösseren Individuen; er zeigt fast überall Zwillingbildung. Der *Serizit* tritt in einzelnen verteilten Nadeln auf, oder dann in kompliziert verfalteten Bändern. Die Verteilung von *Quarz*, *Serizit* und *Calcit* ist sehr ungleich. *Albit* tritt an Menge zurück; er findet sich in grösseren Individuen. Die Dolomitkomponenten sind in dieser Grundmasse, die am ehesten der Mineralassoziatiön eines Karbonatquarzites entspricht, eingebettet. Sie sind eckig bis etwas gerundet, kryptokristallin und von zahlreichen Rissen durchsetzt. Öfter sind die Dolomitkomponenten ziemlich zerfetzt. In den Klüftchen wuchsen

senkrecht zum Dolomitrand Kluftquarz und Calcit; die Risse sind derart völlig verwachsen. Starke Kataklaste ist in einzelnen Schlifften am Quarz, Calcit und auch am Albit zu beobachten: Es herrscht kataklastische Mörtelstruktur. Quarz und Calcit tendieren auf eine bestimmte kleine Grösse hin, bei der dann die Gleichkörnigkeit verwirklicht wird. Andere Schliffe zeigen noch gute kristalloblastische Strukturen. Die Breccien weisen also grano- bis porphyroblastische oder -klastische Struktur des Bindemittels auf.

Die zuletzt besprochenen Gesteine, die Karbonatquarzite und die Breccien, die sich in den mächtigen phyllitisch-schiefrigen Komplexen der Bündnerschiefer eingestreut finden, weisen deutlich auf die orogene Fazies der gesamten Bündnerschiefersedimentation hin. Die Seltenheit insbesondere der Breccieneinstreuungen sowie der stark phyllitische Charakter der Hauptmasse weisen auf eine Ablagerung hin, die sich in einiger Entfernung vor einer geröllspendenden Erhebung (unterostalpine Geantiklinalstirn!) bildete. Der Bündnerschieferkomplex der Glockner-Decke entstammt also einer Sedimentationszone tieferen Meeres, wo sich noch die letzten auskeilenden Breccieneinstreuungen von einer weiter entfernt liegenden Bodenerhebung her bemerkbar machen.

In den höheren Schuppen der Glockner-Decke über der Modereck-Decke nehmen die schwarzen Phyllite einen weiten Raum ein, so im Weichselbach- und im Sulzbachtal, in der Zone von Wörth und Rauris und ebenso weiter im E. Diese schwarzen Phyllite und Schiefer, vom Aussehen der Riffelschiefer STARK's und WINKLER's, sind meist kalkfrei und graphithaltig. Zur Seltenheit finden sich echte Glimmerschiefer und Quarzitschiefer in ihnen, die mich dazu verführten, den ganzen Komplex der schwarzen Phyllite ebenfalls ins Jungpaläozoikum zu stellen (siehe Lit. 42, 43). Der gleichen Ansicht scheint CORNELIUS zu sein (Lit. 17, 21 a, 1934, S. 31). Sehr augenfällig sind in diesen eintönigen Schieferkomplexen besonders die Hornblendegesteine, die ich als alte Amphibolite auffasste.

Heute neige ich dazu, diese Phyllitserie als mesozoisch und zu den Bündnerschiefern gehörig zu erklären. Dies aus folgenden Gründen: Durch weiter nach E ausgreifende Begehungen erkannte ich, dass die „alten Amphibolite“, die in meinem enger begrenzten Gebiet kaum ihresgleichen fanden, zusammen mit echten Prasiniten in den Kalkglimmerschiefern (Bündnerschiefern) auftreten, z. B. an der Gamskarlspitze. Östlich der Kitzlochklamm fand ich ebenfalls geringmächtige Kalkglimmerschiefer im Kontakt mit dem Amphibolit. Am Gamskarkogl, auf der ganzen Nordseite des Angertales etc. liegen die schwarzen Phyllite im Hangenden des Jungpaläozoikums und der Trias. Sie sind in ihren unteren Partien völlig kalkfrei und nehmen nach oben etwas Karbonat auf.

D) Die ophiolithischen Gesteine.

Mit den Bündnerschiefern zusammen treten die Ophiolithe oder Grüngesteine auf. Diese Gesteine, Serpentine, Prasinite und Amphibolite, finden sich entweder in kleineren Linsen den Bündnerschiefern eingelagert, oder in grossen Zügen und Lagen schichtartig mit einer erstaunlichen Konstanz den Bündnerschiefern zwischengelagert.

Die Gesteinstypen der Ophiolithe sind kurz folgende: Der Serpentin. Aus der Ferne tritt er in dunkeln Felspartien hervor. Am Brennkogl bildet ein dunkel-grüner, massiger Serpentin an die 300 m mächtige Wände. Die Abwitterung zeigt oft hellgrüne, weisse oder rotbraune Farben. Er bricht stets scharfkantig-linsenförmig und verwittert auch so. Klüfte und Rutschflächen sind häufig und zeigen oft den hellgrünen, glänzenden „edlen Serpentin“. In Adern von Fingerdicke bis Handbreite findet man weissen Asbest; er ist namentlich an der Grenze gegen Nebengesteine reich entwickelt.

Die meisten übrigen Ophiolithgesteine sind *Prasinite*. Dieser Name wurde von den italienischen Geologen in den Westalpen aufgestellt. Nach NOVARESE sind Albit und Epidot die wesentlichen Gemengteile eines Prasinites, zu denen dann noch Chlorit oder Hornblende hinzutreten können. Bei vorherrschendem Chlorit spricht man von einem Chloritprasinit; ist die Hornblende weiterer Hauptgemengteil, so nennt sich das Gestein Hornblendeprasinit. Zwischen diesen beiden Typen gibt es natürlich Übergänge. Es sind diese Gesteinstypen, die unter den Ophiolithen unseres Gebietes vorherrschen: Prasinite, die bald vorwiegend Epidot oder, neben Epidot und Albit, Chlorit oder Hornblende führen. Fast durchwegs finden sich aber sowohl Chlorit wie auch Hornblende vor, sodass, streng genommen, die Typen Chloritprasinit und Hornblendeprasinit nur als Ausnahmen zu finden sind.

Die wichtigsten grösseren Prasinitzüge unseres Gebietes sind die des Weichselbachtals (Embach-Königstuhl) und des Sulzbachtals (Sulzbach-hinterer Wolfbach-Reissrach-Rauris = einer höheren Schuppe angehörig), dazu treten vielerorts zerstreut kleine Linsen auf. Auf der Südabdachung des Tauernhauptkammes, ausserhalb unseres Gebietes, finden sich dann die mächtigen, seit alter Zeit bekannten Prasinite des Freiwandspitz, des Glockners, der Glocknerwand.

Einige Schlibfbeschreibungen von Ophiolithgesteinen zeigen Folgendes: Der Typ vom Königstuhl ist ein Hornblendeprasinit. Er führt eine grüne Hornblende (Barroisit) $n\gamma/c$ 18—20°; Plagioklas, reich an Einschlüssen, als xenomorphe Individuen, Albit bis Oligoklas. Dazu erkennen wir Biotit und Chlorit, nebeneinander und ineinander verwoben, wobei der Chlorit wohl aus dem Biotit entstanden ist. Der Biotit ist hellgelb bis dunkel-olivgrün pleochroitisch. Epidot und Klinozoisit bilden vorwiegend grosse Nester; der Epidot ist vorherrschend. Selten tritt auch Muskowit auf. Calcit erfüllt Suturen (Druck- und Zug-), die quer und schief verlaufen. Die Struktur ist typisch poikiloblastisch.

Ein Prasinit links vom Pfandschartenweg, 2000 m hoch, ist ein ziemlich Albit-armes Gestein. Der Albit tritt überall nur als Füllmasse auf. Der überwiegende Hauptgemengteil ist der Klinozoisit, langstengelig; daneben tritt auch Epidot, meist kurzstengelig, auf. Ferner Biotit, grün-pleochroitisch, und Chlorit. Die Hornblende ist nur xenomorph ausgebildet und zeigt gelb-blaugrünen Pleochroismus. Dazu kommen als Nebengemengteile Magnetit und Calcit, der hauptsächlich in Klüftchen zur Ausscheidung kam. Wir haben hier einen Hornblende-prasinit mit überwiegendem Klinozoisitgehalt, der Biotit und Chlorit führt. Die Textur zeigt etwelche Regelung, das Gestein hat eine fibroblastische Durchspießungsstruktur. Hornblende und Albit wurden miteinander zuletzt gebildet und sind gegenüber den andern Mineralien absolut xenomorph.

Auf der Traunalpe findet sich ein Grüngestein, das schon von Auge Biotit erkennen lässt. Es ist ein biotitführender Hornblendeprasinit (immer nach der Definition von NOVARESE). Das Gestein enthält auffallend viel Biotit (gelb-olivgrün pleochroitisch) neben Hornblende, Albit und Epidot als weiteren Gemengteilen. Der Epidot tritt kugelig bis kurzstengelig auf. Klinozoisit ist selten. Das Schlibbild zeigt grano- bis poikiloblastische Struktur.

Ein weiterer Schlib eines Gesteins östlich der Pfandschartenroute, ca. 2000 m hoch, enthält die gleichen Mineralien, aber in einem anderen Mengenverhältnis. Epidot und Hornblende sind hier die wichtigsten Mineralien; der Epidot zeigt hier gelben Pleochroismus. Albit tritt rein xenoblastisch als Füllmaterial auf. Biotit und Chlorit sind wichtige Nebengemengteile; der Biotit ist frisch und schön idiomorph. Die Glimmermineralien treten absolut unregelmäßig auf. Calcit ist ebenfalls ein wichtiger Nebengemengteil. Magnetit ist ziemlich häufig und schön idiomorph. Das Strukturbild ist poikiloblastisch.

Von der Dittelalm ob Fusch ist mir ein dichtes massiges Grüngestein bekannt. Es führt Epidot (Klinozoisit), Albit und Chlorit als Hauptmineralien. Hornblende konnte nicht gefunden werden, hingegen feines Serizitgewebe. Etwas Quarz und Magnetit vervollständigen den Mineralbestand. Es ist dies ein sehr feiner Chloritprasinit mit mikrodiablastischer Struktur.

Ein Ophiolith vom Pfandschartenweg (Nordseite, 1900 m hoch), lässt sich im Dünnschliff als granatführender Hornblendeprasinit bestimmen. Der Epidot ist hier besonders schön zonar; der in der Kernpartie Fe-reiche Epidot tendiert randlich zum Klinozoisit hinüber. Die Hornblende schwimmt in kleinen Individuen im Chlorit, der sich aus jener gebildet hat. Die kleinen, stark zerrissenen Albitxenoblasten haben einst grosse Kristalle gebildet, wie noch andeutungsweise zu erkennen ist. Die Granaten sind stark zerrissen und meist von Albit umschlossen. Titanit, Apatit und ein wenig Pyrit treten als Übergemengteile auf. Die Struktur ist ziemlich grob-poikiloblastisch, auf alter ophitischer, noch gut erkennbarer Grundlage. Es ist dies (neben anderen) ein Gestein, wie es in gleicher Art von PREISWERK und WERENFELS aus dem Visper Tal (Wallis) beschrieben wird (siehe S. 283).

In den höheren Schuppen über der Modereck-Decke und über dem Glockner-Mesozoikum sind in den eintönigen Schiefer- und Phyllitserien die Linsen und Züge von Amphiboliten besonders auffällig. Aus den sanften weidebildenden Schieferhängen treten sie schon morphologisch als Felsköpfe und Felsbänder hervor. Diese Amphibolite sind häufig stark mylonitisiert; es gelingt nur bei den grösseren Linsenzügen, einigermaßen frisches Material zu schlagen. Das Gestein erweist sich als ein stark durchbewegter alpiner Ophiolith,

weil es weiter im E mit Prasiniten wechsellagert und mit echten Bündnerschiefern in Kontakt tritt.

Das Schlibbild eines filzig erscheinenden, grünen Amphibolites lässt uns noch die einstigen grossen HornblendeporphYROblasten erkennen, die aber stark zersetzt und zum grossen Teil in Chlorit übergegangen sind. Eine scharfe Umgrenzung ist nicht mehr sichtbar; die HornblendeporphYROblasten sind zerrissen und zerfetzt. Im übrigen herrscht ein Durcheinander von Plagioklasen, kleinen Hornblenden, wozu als Nebengemengteile noch Epidot und Titanerz kommen.

In einem weiteren Schlib sind noch grössere zerfetzte Überreste von Titanaugit zu erkennen. Plagioklas ist jedoch nicht mehr in grösseren Individuen erhalten. Die Augite, deren einstige idiomorphe Umgrenzung zum Teil noch erkennbar ist, sind von einem filzigen Gewirr von Chlorit, kleinen Plagioklaskörnern und Titanerzflecken umgeben. Dazu kommen noch eine grüne Hornblende, Epidot und Zoisit. — Zwei weitere Schlibe geben uns einen Hinweis, aus was die Amphibolite entstanden sind. Als Hauptgemengteil tritt in groben Platten Plagioklas auf, der randlich, z. Teil auch in seinem Innern, in voller Umwandlung begriffen ist. Er ist stellenweise ganz erfüllt von Nadelchen und Körnchen (Zoisit und namentlich Chlorit). Wir sehen ferner Augit und zwar Titanaugit, erkennbar an seinem braunen Pleochroismus, den starken Rissen, der Auslöschung ny/c um 40° . Er scheint sich direkt in Chlorit (Pennin) umzuwandeln, der in und um die Augite herum auftritt. Die idiomorphen Umgrenzungen des Augites sind noch gut erkennbar. Der Plagioklas ist ihm gegenüber xenoblastisch. Epidot und Zoisit sind Neubildungen aus dem Plagioklas. Hie und da beobachtet man Epidote mit Zoisitrand. In Klümpchen, mitten in den grossen Plagioklasen oder an dessen Rändern, tritt der Zoisit teils allein, teils mit Epidotkörnern zusammen auf. Das Erz ist Titanerz. Die alte, grobophitische Struktur ist noch gut erkennbar, trotz der zahlreichen neugebildeten Umwandlungsmineralien. Der Gabbro-Typus dieses sich zum Chlorit-Epidotschiefer umwandelnden Gesteins ist unverkennbar. Nach Prof. STAUB haben einige dieser Gesteine, besonders die Typen von der Hochbergalm (Wörth) und von Landsteg (nördlich Rauris) sowohl makroskopisch wie mikroskopisch eine grosse Ähnlichkeit mit solchen aus der Fedozserie.

In einem andern Schlib finden sich Augit und Hornblende nebeneinander, dazu auch schon Chlorit als Endglied dieser Umwandlungsreihe.

Als kristalloblastische Reihe ergibt sich aus diesen Schliben ungefähr die Folge: Albit, immer rein xenoblastisch, Hornblende teils xeno-, teils idiomorph, Epidot ebenso, Erze und Glimmer schön idiomorph. Danach würde die Reihe lauten: Magnetit (Pyrit)-Titanit, Biotit-Muskowit, Chlorit-Epidot-Hornblende, Albit-Quarz. Im Albit können alle anderen Mineralien als Einschlüsse enthalten sein.

E) Kontaktbildungen an den Ophiolithgesteinen.

Die Frage, ob die Ophiolithe ihre Nebengesteine kontaktlich verändert haben, ist heute noch nicht aus der Diskussion verschwunden. Während in Graubünden CORNELIUS und STAUB in klarer Weise die Kontaktwirkung der Ophiolithe an den Nebengesteinen demonstrieren konnten und ein reiches kontaktmetamorphes Material aus den Ophiolithgebieten gesammelt und beschrieben haben, wird neuerdings die eigentliche Kontaktmetamorphose an den Grüngesteinen der Tauern

abgelehnt. Die Grazer Schule kommt unter der Führung FRANZ ANGEL's zu einer anderen Erklärung der Gesteinsumwandlungen am Kontakt der Grüngesteine. Angel betrachtet die Ophiolithe als paläozoische, diaphthorisierte Amphibolite. Die Veränderungen an den Kontakten zwischen Ophiolith und Nebengestein (Kalkglimmerschiefer, Marmor, Dolomit etc.) sind nach ihm einer jungen intrusiven Phase mit pegmatitisch-hydrothermalen Stoffzufuhr zuzuschreiben. Die sog. Kontaktgesteine seien als Reaktionsprodukte unter dem Einfluss der Tauernkristallisation (SANDER) aufzufassen. Auch E. CLAR schreibt (Lit. 17, 1931): „Zwischen den Heiligenbluter Serpentin und den Kalkglimmerschiefern kommt es weitgehend zur Entwicklung der von GRANIGG beschriebenen „Kontaktzonen“, richtig Reaktionszonen mit dem Serpentin....“ ANGEL glaubt auch, die Kristallinität der Kalkglimmerschiefer und Marmore durch die Einwirkung dieser Tauernkristallisationsphase erklären zu können, wodurch die Auffassung von der dynamometamorphen Umwandlung dieser Gesteinskomplexe aufgehoben würde.

Es ist nun nach meiner Ansicht gar nicht sicher, dass B. GRANIGG (Lit. 28) und vor ihm E. WEINSCHENK (Lit. 116) die Entstehung der Kontaktprodukte an den Serpentin etc., womit sie für die Tauern das ausdrückten, was die schweizerischen und italienischen Fachgenossen in den Westalpen beobachteten, falsch gedeutet haben. Es scheint mir vielmehr, dass die Auffassung der Grazer Geologen und Petrographen zu korrigieren sei.

Das Gebiet der Tauernnordabdachung ist zwar für die Untersuchung der Kontaktbildungen nicht das günstigste, indem die Kontakte mit der Entfernung vom Wurzelgebiet als dem Herkunftsgebiet der Ophiolithe immer schwächer und weniger ausgeprägt werden. Die absolut konkordante, lagen- und linsenförmige Einlagerung zeigt auch, dass die Ophiolithe vielfach rein passiv nach N mitverfrachtet und ausgewalzt wurden, und dieser tektonische Transport war sicher eher dazu angetan, die Spuren vorhandener Kontaktmetamorphose zu verwischen. Je tiefer die Kontaktstelle gelegen und je mächtiger der Ophiolith war, umso schöner und mächtiger muss das Kontaktprodukt sich gebildet haben. So findet man bei genauem Absuchen an der Grenze der grösseren Ophiolithmassen und kleineren Linsen, z. B. des Brennkoglserpentins oder des Prasinitzuges Weichselbach-Königstuhl, Gesteine, die nach meiner Ansicht nur als Kontaktprodukte gedeutet werden können. Doch habe ich nirgends mächtigere Lagen von Diopsid-, Vesuvian- oder Epidotfels, wie sie aus den Ophiolithgebieten Graubündens beschrieben worden sind, finden können. Weit verbreitet hingegen ist eine Epidot-Albitführung der Bündnerschiefer am Kontakt, öfter ist auch eine Granatführung derselben typisch nur auf den Kontakt mit Ophiolithen beschränkt. Allgemein ist am Kontakt Kornver-

gröberung und Marmorisierung zu konstatieren. Die folgenden Schlißbeschreibungen sollen diese Ausführungen präzisieren.

An der Basis des Brennkoglserpentins, am Nordgrat dieses Berges in 2740 m Höhe, fand ich am Kontakt einer Triaslinse mit dem Serpentin ein grünlich-blaues, gelb anwitterndes dichtes Gestein, das makroskopisch Diopsidgehalt vermuten liess. Dies erwies sich im Dünnschliß als nicht richtig. In einem groben Pflaster von Calcit finden sich aber Nester, Bündel und Lagen von faserigem Serpentin, der nach allen Richtungen zwischen die Calcitkörner eindringt. Das Serpentinmineral hat eine niedrige Doppelbrechung und ist optisch negativ, es ist Antigorit. Von einem Muttermineral (wohl Olivin), aus dem der Blätterserpentin herzuleiten wäre, ist keine Spur vorhanden. Daneben ist noch sekundär gebildetes Erz (Magnetit) als Zwickelfüllung vorhanden. Das Gefüge ist richtungslos körnig. Es handelt sich hier um einen typischen Ophicalcit, wie solche namentlich aus den Ophiolithgebieten Graubündens beschrieben worden sind (CORNELIUS Lit. 18, R. STAUB Lit. 87). Die auffällige Umkristallisation des Triaskalkes wie auch die innige Durchdringung mit Serpentinmaterial spricht wohl am ehesten für Kontaktmetamorphose; vielleicht könnte man auch an einen Stoffaustausch während der Metamorphose denken, niemals aber an eine nachträgliche Stoffzufuhr pegmatitisch-hydrothormaler Art nach der Ansicht von ANGEL (Lit. 3).

Auf der Flachalm findet sich im Kontakt mit dem Sulzbach-Prasinitzug ein hell-grünes, ziemlich massiges Gestein. Im Dünnschliß erkennen wir feine lagenweise Anordnung. Calcit-Quarz-Feldspatlagen wechseln ab mit Epidot-Chloritlagen. Die Trennung ist aber nicht eine absolute, es kommen sowohl Quarz und Feldspat in den Epidot-Chloritlagen als auch umgekehrt Chlorit-Epidot in den Calcit-Quarz-Feldspatlagen vor. Ebenso können diese Lagen nach Art von Linsen aussetzen. Quarz ist unter den hellen Gemengteilen vorherrschend; Feldspat stark zurücktretend. Es handelt sich um Albit. Aus ihm kann nicht etwa der Epidot abgeleitet werden. Im Gegenteil deutet das lagenweise Auftreten von Epidot und Chlorit auf Zuführung von ophiolithischem Material in ein schön verschiefertes Gestein hin, das dann weiter unter einseitigem Druck stand. Deshalb diese Lagen- bis Schlierentextur. Die Struktur ist granoblastisch und ziemlich gleichkörnig; nur der Calcit ist in etwas grösserem Korn ausgebildet.

In einem weiteren Schliß aus dem Sulzbachtal sind Porphyroblasten von Oligoklas vorhanden mit bis 23° Auslöschung der Albitlamellen. Es herrscht ausgezeichnete Kristallisationsschieferung, was nicht zu verwundern ist, ist doch der benachbarte Prasinit ebenfalls ausgezeichnet schieferig. Man könnte bei diesen Schlißen eher von endogenem Kontakt reden als von exogenem, da das ophiolithische Material absolut überwiegt und das Gestein zur Hauptsache aus Plagioklas (Albit und Oligoklas), Epidot und Chlorit besteht, worin sich lagen- und schmitzenweise Calcit und Quarz finden. Eine benachbarte Schlißprobe zeigt den eigentlichen Chloritprasiniten, ohne Hornblende; ein weiterer Schliß, 10 cm vom Prasinittyp entfernt, lässt schon die reichliche Durchdringung eines Karbonatquarzites mit demselben ophiolithischen Material erkennen.

Östlich der Pfandlschartenroute, die von Ferleiten zum Glocknerhaus führt, steht am Kontakt mit dem Hornblendeprasinit ein grünes, muskowitzreiches Gestein an (2000 m hoch). Es enthält neben dem normalen Mineralbestand eines Glimmerschiefers — Quarz, Muskowit (Chlorit) als Hauptgemengteile — sehr schön idiomorphen Granat, nicht in grossen Porphyroblasten, sondern in gleich grossen oder noch kleinern Körnern wie der Quarz auftritt. Auch kommen kleine idiomorphe Körner von Epidot vor. Graublauer, stark pleochroitischer Turmalin

ist ziemlich häufig. Er weist meist eine dunklere Kernpartie auf. Dieses Gestein geht in einen normalen Bündnerschiefer über. Ein Kontaktschiefer vom Kloben-Nordhang (2400 m) zeigt noch den normalen Mineralbestand eines Bündnerschiefers, in den er auch übergeht; Calcit, Muskowit, Quarz. Quarz ist nur in geringerer Menge vorhanden. Daneben aber findet sich viel Chlorit, teilweise übergehend in Biotit und reichlich Granatprophyroblasten. Die Granaten enthalten so ziemlich sämtliche übrigen Mineralien als Einschlüsse — und nur am Kontakt mit den Ophiolithen habe ich in den Bündnerschiefern Granat führende Gesteine gefunden. So am Margrötzenkopf in der Brennkogelgruppe, auf der Traunalpe (Ferreitental), am Kloben etc. Albit findet sich in lappig-schlieriger Form als Füllmasse, dazu hie und da ein Epidotkorn. Erze, Magnetit und Limonit, vervollständigen den Mineralbestand. Das Gestein ist ziemlich massig und enthüllt im Schriff ein wirres Durcheinander von körnigen, lappigen und stengelig-strahligen Mineralien. Die Struktur wäre am besten porphyro- bis poikiloblastisch zu nennen.

Ein sehr schönes Kontaktgestein fand ich ferner im Boggeneikees, am Westhang des Ferreitentales. Es ist von Auge ein grobkristallinnadeliges, gelbes Gestein, ein richtiger Epidotfels. Epidot und Klinozoisit herrschen vor. Dazu erkennen wir Calcit, Quarz, eine schwach grüne Hornblende (14—18° Auslöschung $n\gamma/c$), Plagioklas, ferner Pyrit. Es herrscht im Schriffbild ein wirres Durcheinander, eine sog. Durchspießungsstruktur. Dieses Kontaktgestein ist von einem Kalkglimmerschiefer herzuleiten. Es entstanden in ihm die Mineralien, die sich bei Kontaktwirkung eines Ophioliths an einem Kalkglimmerschiefer bilden konnten: Epidot und Klinozoisit in reichlichem Masse, ferner Hornblende, welche Mineralien diesen Hornblende-Epidotfels charakterisieren. Turmalin ist in diesem schönen „Reaktionsgestein“, nach Angel, nicht zu finden.

Auf der Traunalpe im hintern Ferreitental finden wir im Kontakt mit einem biotitführenden Hornblende-Prasinit einen kontaktlich veränderten Triasdolomit. Er enthält Calcit in grossen und kleinen Individuen, meist verzwilligt, ferner Dolomit in kleinen rundlichen Körnern, mit etwas höherem Relief als der Calcit. Dazu findet man, wie sonst nirgends im Dolomit, ein farbloses, blättriges Mineral; es ist Grammatit. Kristallisationsschieferung ist schwach angedeutet.

Schon bei der Besprechung der Ophiolithe (S. 279) haben wir auf ähnliche Gesteinstypen hingewiesen, die PREISWERK und WERENFELS aus dem Vispertal (Wallis) beschrieben haben (Lit. 66, 117). Dasselbe ist nun auch von den Kontaktgesteinen zu sagen, die zwischen den Ophiolithlinsen und den Bündnerschiefern gefunden wurden. Wenn PREISWERK ein Kontaktgestein als eigentlichen Albitepidotfels beschreibt, so kann ich aus meinem Gebiet belegen, dass auch da die Kontaktgesteine diese beiden Mineralien weitaus am häufigsten führen. Auch in meinen Schriffen ist die xenomorphe Ausbildung dieser beiden Mineralien, die die Neubildung verrät, allgemain. Ein weiteres dichtes bis feinkristallines Gestein, das als Übergang vom normalen Grünschiefer zum Kalkschiefer auftritt, verweist PREISWERK ebenfalls zu den Kontaktprodukten. Es führt viel Quarz, etwas Albit, Muskowit, Hornblende, Epidot und Calcit als wichtigere Mineralien. Auch dieses dichte, quarz- und karbonatführende Kontaktgestein ist mir sehr wohl bekannt, sowohl vom Zargl (bei Bruck-Fusch) wie aus dem Sulzbachtal.

Wenn auch die Kontaktwirkungen der Ophiolithe unseres Gebietes auf ihre Nebengesteine sehr bescheiden sind, glaube ich doch, dass die beschriebenen Gesteine weitaus am ehesten Kontaktprodukte darstellen. Von den von CORNELIUS und STAUB (Lit. 18, 87) erwähnten Kontaktmineralien finden wir in unseren Kontaktgesteinen einige der wichtigsten ebenfalls vertreten: In grösster Menge und allgemeinsten Verbreitung tritt der Epidot auf. Er findet sich schon in den scheinbar noch unveränderten Bündnerschiefern in Form kleiner xenomorpher Körner als erstes Kontaktmineral. Er fehlt ausser dem Ophicalcit keinem der beschriebenen Kontaktgesteine. Die am Kontakt heller gefärbten und massigen Bündnerschiefer führen Epidot in wechselnden Mengen; manchmal wird er zum Hauptgemengteil (Zargl). Im Hornblende-Epidotfels vom Boggenkees kommt neben einem eisenreichen Epidot der Klinozoisit ebenso häufig vor. Ferner treten häufig auf: Albit, Chlorit und eine strahlsteinartige Hornblende. Seltener Granat, doch konnte ich ihn an ganz verschiedenen Stellen als Neubildung erkennen.

Die Zufuhr von ophiolithischem Material, wie sie durch das Auftreten der eben erwähnten Mineralien in Bündnerschiefern und Marmoren zum Ausdruck kommt, ist ferner am Kontaktgestein des Brennkoglserpentins, am Ophicalcit des Brennkogl-Nordgrates, schön ersichtlich. Einem grobkörnigen Marmor sind Serpentinester eingelagert; z. Teil umschliesst ein feinmaschiges Netzwerk von Serpentin (Antigorit) die Calcitaggregate.

Wenn auch verschiedene Erscheinungen (Ophicalcit!) sich sehr wohl als reine randliche Diffusionsvorgänge während der Metamorphose deuten liessen, so glaube ich doch, dass man der Gesamtheit der beobachteten Erscheinungen am ehesten durch Annahme einer Kontaktmetamorphose an den Ophiolithen gerecht wird. Es geht also meiner Ansicht nach nicht an, für diese Kontakterscheinungen eine im Alter von den Ophiolithgesteinen verschiedene jüngere Infiltrationsphase anzunehmen und diese mit der Tauernkristallisation (junge Granitgneisstöcke der Tauern nach ANGEL, HERITSCH, KOSSMAT, WINKLER) in Zusammenhang zu bringen.

Überblicken wir kurz die stratigraphische Schichtserie der Modereck-Decke (s. Fig. 1). Der Kern dieser Einheit besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern, die namentlich auf der Südseite der Sonnblick-Hochalm-Gruppe grössere Mächtigkeit erlangen. Auch im N finden wir an der Basis der Modereck-Decke stellenweise Gneislinsen und Glimmerschiefer, deren Alter ihrer Stellung nach als wahrscheinlich vorkarbonisch anzunehmen ist. Darüber folgt als nächster stratigraphischer Horizont das Karbon. Als solches fassen wir die graphitischen Quarzite, Glimmerschiefer und Phyllite auf, wie dies in den penninischen Alpen allgemein geschieht. Dieser Karbonhorizont ist sehr konstant und lässt sich von der Deckenstirn im N bis auf die Südabdachung der Sonnblickgruppe durchgehend ver-

folgen. In seinem Hangenden folgen weitere quarzitische Glieder. Es sind weisse, teils massige, teils schiefrige Quarzite (Quartzites feuilletés), ferner Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer etc. Diese Schichtfolge findet ihre stratigraphische Stellung zwischen dem Karbonhorizont und den triadischen Karbonatgesteinen; sie schliesst nach oben ab mit dem tafeligen Glimmerquarzit der basalen Trias. Die Schichtserie ist also wohl hauptsächlich als permisch anzusprechen und als Analogon zu den gleichfalls ins Perm gestellten Blätterquarziten des Schweizer Penninikums zu betrachten.

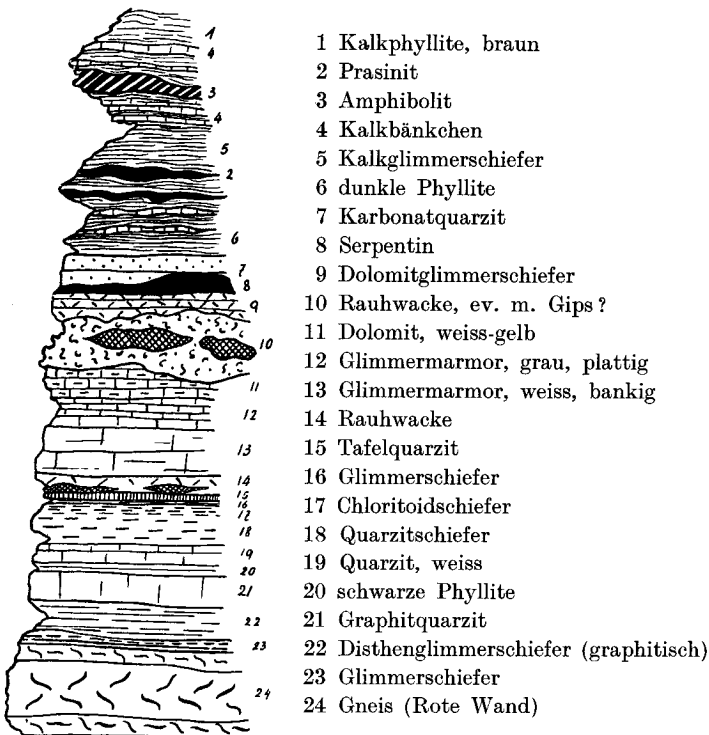


Fig. 1. Schichtserie der Modereck-Decke.

Die Sedimentation der Karbon- und der Permzeit ist also eine vorwiegend sandige, z. Teil auch tonige gewesen, wie die Quarzite und Phyllite zeigen. Diese sandig-tonige Ablagerung liegt nun völlig metamorph vor, sie wurde zu Quarziten, Quarzitschiefern, Glimmerschiefern und Phylliten umgeprägt. Die zu beobachtende Metamorphose gehört an die Grenze der Epi- zur Mesostufe, wie die gross ausgebildeten Glimmer- und Chloritmineralien und der häufige Disthen dartun.

Karbonat ist in diesen Schichten äusserst selten. Gelegentlich tritt bei phyllitischen Typen etwas Karbonat auf, so bei einigen Gesteinen im Diesbachkar und westlich vom Fuschertörl, die als Begleitgesteine von Graphitquarzit zum Karbon gerechnet werden müssen. Im Einzelfall ist freilich die Entscheidung, besonders bei der herrschenden Schuppentektonik, oft schwierig, ob man kalkarme Bündnerschiefer-Phyllite oder etwas karbonatführende vortriadische Phyllite vor sich hat. Der grössere Gesteinsverband kann da oft allein als Kriterium zugezogen werden.

Ein ganz anderes Regime kommt in den Triasablagerungen zur Geltung. Da handelt es sich vorwiegend um eine kalkig-dolomitische Sedimentation. Die mächtige Rauhwacke weist auf lagunäre Bildungsstadien hin. Einflüsse von einem Festland her scheinen völlig zu fehlen, während sie in der Karbon-Permserie die Hauptrolle spielen. Auf die Triaswahrscheinlichkeit dieser Schichtserie, bestehend aus Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, Marmor und Karbonatschiefern habe ich schon hingewiesen (S. 264). Obwohl keine Fossilien vorhanden sind, kann die Serie als Trias betrachtet werden, weil in ihr dieselbe Assoziation von Sedimenten vorkommt, die man anderswo (in den Radstätter Tauern etc.) in der fossilführenden Trias findet.

Nach der Ablagerung der Trias führt ein neuer grosser Sedimentationswechsel zur Bildung der Bündnerschieferserie. Diese Ablagerung steht wieder unter starkem terrigenem Einfluss, wie die Karbonatquarzite und die Bündnerschieferbreccien dartun. Nur ist hier im Vergleich zur Casannaserie der Karbonatanteil ausschlaggebend. Das Gebiet der Lagunen und Flachseen der Triaszeit sinkt andauernd zur Tiefe. Bei den Bündnerschiefern handelt es sich nach den allgemeinen Anschauungen um tiefermeerische Bildungen als bei der triadischen Serie. Das zugrunde liegende Sediment muss ein kalkiger Mergel mit wechselndem Tongehalt und mit kalkig-sandigen Einlagerungen gewesen sein.

Über das Alter der Bündnerschiefer herrschen heute eigentlich nur in den Tauern verschiedene Auffassungen. HAMMER z. B. (Lit. 31) betrachtet den Bündnerschiefer-Komplex des Oberinntals als Lias (ev. Trias) bis Kreide, mit welcher Auffassung die Schweizer Geologen durchaus einverstanden sind.

2) Stratigraphie des Schuppenkomplexes über der Modereck-Decke.

A) Die Zone von Fusch.

Im Weichselbach- (Bad Fusch) und im Sulzbachtal, bei Rauris, in den Höhen der Brüder und des Baukogls trifft man über der Modereck-Decke eine Reihe höherer Schuppen. Da diese einige uns bis jetzt unbekannt gebliebene Gesteine führen, wollen wir diese in erster Linie besprechen (s. Fig. 2).

Das Kristallin dieser Schuppen ist im Allgemeinen ein eintöniges Parakristallin. Nur an der Basis der gesamten Schuppenzone, im unmittelbaren Hangenden des Prasinitzuges Embachhorn-Königstuhl, finden sich Paragneise, die makroskopisch das Bild aplitischer Durchäderung bieten. Das an sich chloritgrüne Gestein wird von weissen Adern und Äderchen mit schönen Schlieren- und Auflösungs-zonen durchzogen.

Die untersuchten Dünnschliffe stammen von der Embachalm, 1600 m hoch, und von der Königstuhalm. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Plagioklas, in einem der Schliffe auch Chlorit. Nebeneinander treten optisch positiver Albit und Oligoklasalbit mit bis zu 12^o Auslöschung der albitischen Zwillinglamellen auf. Der Chlorit ist gelb bis olivgrün pleochroitisch und gehört zur Klinochlorfamilie. Auch der Pennin tritt in einem der Schliffe als Nebengemengteil auf; er ist an den anomalen Interferenzfarben kenntlich. Muskowit, Magnetit und Limonit sind normale Nebengemengteile. Des weitern führt der eine Schliff Granat und Zirkon, der andere ziemlich viel Epidot. Die grossen Plagioklas-Porphroblasten sind erfüllt von kleinen Quarz- und Albitkörnern. Das gibt dem Ganzen das Bild der Siebstruktur. Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefrig. Die Porphroblasten werden von Verschieferungsebenen durchsetzt, und die Einschüsse derselben sind parallel angeordnet und in der Verschieferungsrichtung gestreckt; sie stellen das Produkt einer Rekristallisationsphase dar, die die tektonisch-mechanische Verschieferung begleitete, und überdauerte.

Von den weiteren parakristallinen Gesteinen wären etwa zu nennen die Glimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer, ferner die schwarzen Schiefer. In den höheren kleinen Schuppen stehen besonders die massigen weissen Quarzite hervor. Die Muskowitschiefer, Chloritoidschiefer und die Graphitquarzite fehlen diesem nördlichen Schuppenkomplex.

Gesteine, die der Trias zuzuweisen sind, finden sich in dem mächtigen Schuppenkomplex einzig auf der Nordseite der Drei Brüder, auf der Erlhofalm und westlich davon. Im S—N verlaufenden Grat östlich der Erlhofalm und auf der Westseite des Zargl sind helle, gelbe, stark brecciöse Dolomite und eigentliche Dolomitreccien anstehend, verbunden mit Rauhwaacke. Der Dolomit ist äusserst stark tektonisiert und von Bruchflächensystemen derart durchsetzt, dass er beim Schlagen sofort in Grus zerfällt. Ich halte ihn am ehesten für Hauptdolomit. Der gelbbrot fleckige Dolomit mit den wulstigen, braunen Calcitausscheidungen auf den Klüften (östl. Erlhofalm) kann weitaus am besten mit dem Fleckendolomit (Unteres Carnien) von W. SCHMIDT verglichen werden, für welches Niveau auch die mitgehende Rauhwaacke spricht. An diese Dolomite schliessen nordwärts massige kristalline Kalke an, in denen ich undeutliche, vermutliche Korallenreste gefunden habe. Auch Dr. TH. OHNESORGE teilte mir freundlicherweise mit, dass er in diesem Kalk Korallenreste entdeckt habe. Doch lässt sich leider nichts irgendwie Bestimmbares auffinden. Es lässt sich also nicht erweisen, was für eine Stufe von

Jurakalk, ob Rhät (wie in den Schamser-Decken Bündens) oder ein jüngeres Glied in diesem Gestein vertreten ist.

In der nördlichen Schuppenzone finden wir nun mit den Bündnerschiefern, und zwar meist an deren Basis, gröbere und feinere Liasbreccien. Die Dolomitkomponenten dieser Breccien sind meist eckig und in kalkig-toniger oder sandig-toniger Grundmasse eingelagert. Gelbe und namentlich schwarze Dolomitgerölle herrschen weitaus vor, selten findet man auch etwa Glimmerschiefer und Quarzitschieferkomponenten. Das Aussehen dieser Breccien ist denen vom Mt Dolin im Wallis absolut gleich.

Die Liasbreccien sind zu finden an der Tristwand im hinteren Sulzbachtal, im Reissrachtobel (Rauris), auf der Nordseite des Baukogls und des Archenkogls (Drei Brüder) und a. a. O.

Ein weiteres neues Glied in den höheren Schuppen, das vor allem die Zone der Drei Brüder und des Bernkogls auszeichnet, sind die Bündnerschiefer-Kalke. Man findet alle Übergänge von den Kalkglimmerschiefern über glimmerführende Kalke bis zu den dunkeln Tafelkalken, die höchstens noch auf den Schichtflächen etwas Glimmer (Serizit) erkennen lassen. Es sind die echten „Calcaires tabulaires“ der Westalpen. Diese sind typisch für die hochpenninischen Schuppen des Tauern-Nordrandes. Die Breccien hingegen findet man auch in der südlichen Matreier Zone, z. B. in den Leitensköpfen (Berger Törl) und nördlich vom Kals-Matreier Törl. Die dunkeln, tafeligen Kalke der Drei Brüder-Bernkogel-Zone sind faziell das beste Zwischenglied zwischen den echten Kalkphylliten und den schwarzen Klammkalken der Radstätter Decken. Das tonige Element trat hier ganz zurück, und es kam zu einer reinen Kalksedimentation. Kalkphyllit-Tafelkalk-Klammkalk dürften ungefähr gleichen Alters sein.

An den Abdachungshängen gegen die Salzach hin treffen wir in den höchsten Schuppen mächtige Bänke und Lagen von Quarziten und Quarzitschiefern, z. T. echte Blätterquarzite: völlig weisse Gesteine. Wir haben deren Analoga in der Modereck-Decke dem Perm zugerechnet und wollen es auch hier tun. Über die Verbreitung s. S. 320.

B) Die höhere Schieferzone.

Eine ganz neue Schichtserie findet sich in den Gräben der Südhänge des Salzachtals, am Thannberg ob Gries, ob Brücken, am Pichl-Berg bei Bruck-Fusch (s. Fig. 8). Schwarze und dunkelgrüne glänzende, feinphyllitische Schiefer, fast kalkfrei; feine Kalktonschiefer mit Kalklagen von Millimeterdicke zwischen schwarzen Tonhäuten, Serpentin-schiefer und grüne, rostig anwitternde Schiefer, z. T. von dünnen Marmorbändchen durchsetzt; bunte Phyllite, Kalksandsteine, brecciöse Schiefer und echte Breccien bilden diesen

nördlichsten Komplex, den wir weiter im S bis jetzt nirgends angetroffen haben. Die Kalktonschiefer und schwarzen Phyllite erinnern wohl an ähnliche Gesteine im Bündnerschieferkomplex, dem aber namentlich die grünen Schiefer und bunten Phyllite völlig fehlen. Der ganze Phyllit-Schieferkomplex ist auch in weit geringerem Masse metamorphosiert worden.

Einige Typen dieser höheren Schieferzone wollen wir im Dünnschliff betrachten. Da fällt allgemein die einheitliche, in allen Schliffen dieser Zone zu beobachtende, stark kataklastische Struktur auf. Diese ist namentlich gegenüber den Schliffen aus der Bündnerschieferzone sehr auffällig.

Ein grünlicher Schiefer mit rostigen Verwitterungsflecken hat folgenden Mineralbestand: Quarz, Albit und Chlorit als Hauptgemengteile, Calcit zurücktretend, dazu viel Rutil. Auffällig ist der grosse Gehalt an Plagioklas (zur Hauptsache Albit). Es herrscht ein Gemenge von grösseren und kleineren Körnern. Die grösseren, hauptsächlich Feldspäte, sind buchtig-lappig umgrenzt, teils zerissen, von Splitterchen übersät oder umgeben. Das Gestein ist ein karbonatführender Chloritalbitschiefer mit blastopsammitischer Struktur.

Ein graubrauner sandiger Kalkschiefer dieser Zone ist sehr fein verschiefert. Er weist lagenweise stark vorwiegend entweder Quarz oder Calcit auf. Dazwischen gibt es Mischungszonen mit wechselndem Gehalt an Quarz und Calcit. Albit tritt stark zurück. Vereinzelt finden sich Zirkonkörner. Glimmer ist nur spurenweise vorhanden. Wir haben also einen feinschiefrigen Kalksandstein vor uns. Quarz, Calcit und Albit sind weitgehend zertrümmert und zerkleinert. Bei einer gewissen Korngrösse, um $\frac{1}{10}$ mm herum, bleibt die Zerkleinerung stehen, und die Körner werden homogenisiert. Es scheint die kataklastische Zertrümmerung bei dieser Grösse ihr Ziel zu erreichen. Die Calcitlagen sind hingegen weit gröber, auch kommen darin grössere Quarzkörner vor. — Ein makroskopisch gleich aussehender Schiefer zeigt bei sonst gleichem Aufbau, bei vorherrschendem Calcit und Quarz, etwas Albit- und Serizitgehalt, dazu ziemlich viel feinkörnigen Magnetit. Der Calcit, z. Teil in geschlossenen Lagen mit Quarzeinsprenglingen, bildet mit dem Quarz eine Mischungszone als Übergang zu einer ziemlich reinen Quarzitlage (mit Serizit und Magnetit). Das Gestein ist feinschiefrig.

Ein weiterer heller Phyllit besteht sozusagen nur aus Quarz und Serizit. Quarz tritt lagenweise sehr fein- und gleichkörnig auf, mit etwas gröber struierten Reihen und Lagen dazwischen. Der Serizit bildet in den Quarzlagen Fäden und Schnüre, dazu kommen noch dünne Serizitschichten. Akzessorisch tritt Magnetit auf und ziemlich häufig Turmalin, in kurzen und langen Prismen. Ferner gibt es eigentliche Erzschnüre von Titanerz und Magnetit, der teilweise limonitisiert ist. Die kataklastische Egalisierung ist in den feinen Kornlagen erreicht. Es herrscht feine Parallelschieferung. Es fehlen oblonge Körner, es fehlt jede Streckung. Wir haben hier das kristalline Abbild einer sedimentären Feinschichtung vor uns.

Ein grauer, sandig-kalkiger Schiefer hat folgendes Schliffbild: In einer feinen bis feinsten Grundmasse von Calcit, Serizit und Quarz finden sich grössere Quarz-, Feldspat- (Albit bis Oligoklasalbit) und Calcitkörner eingeschlossen. Auch vereinzelte Muskowitblätter sind sichtbar. Die grösseren Körner zeigen die typischen kataklastischen Einwirkungen, sie sind gelappt und unregelmässig, meist mit feinen Trümmern umgeben. Die Quarzkörner löschen undulös aus. Die Struktur ist typisch porphyroklastisch, eine feine Breccienstruktur.

Ein weisser, dunkel gefleckter Quarzitschiefer zeigt uns das kataklastisch egalisierte Bild einer fast gleichkörnig feinen Quarzgrundmasse. Die Körner sind meist unter $\frac{1}{10}$, selten $\frac{2-3}{10}$ mm gross. In diesem dichten Quarzgefüge sind Serizitnadeln teils richtungslos, teils in Schieferungsebenen liegend und Schnüre bildend, verteilt. Calcit tritt spärlich in Zwickeln und kleinen Nestern auf; auch etwas Magnetit ist vorhanden.

Wir erkennen also immer wieder die gleichen Hauptgemengteile: Quarz, Calcit, Serizit, Albit, dazu die Akzessorien Turmalin, Zirkon, Magnetit und Titanerz, die im Mengenverhältnis stark wechseln. Auch die Hauptgemengteile wechseln sehr stark. Der Hauptgemengteil des einen Gesteins wird im andern zum Neben- oder gar Übergemengteil, wodurch eine ganze Reihe von Gesteinstypen entstehen: Vom Marmorschiefer mit wenig Quarz überleitend zum Karbonatquarzitschiefer und fast reinen Quarzitschiefer, anderseits durch Zunahme des Serizits zum Phyllit, der das eine Mal mehr Calcit, das andere Mal mehr Quarz führt. Die Strukturen dieser Gesteine der höheren Schieferzone sind durchwegs kataklastisch, teils porphyroklastisch, teils blastopsammitisch bis blastopelitisch.

Zu dieser kontinuierlichen Reihe kommt nun noch eine Breccie. Es handelt sich um eine feine graue Breccie, in der schon von Auge Quarz- und Dolomitkörnchen zu erkennen sind (die einige mm Durchmesser haben). Ebenso ist ein Wechsel von brecciösen zu phyllitischen Lagen zu sehen.

Unter dem Mikroskop gewahrt man eine ausgezeichnete Flaserstruktur mit Quarz-, Dolomit- und vereinzelt Albitkörnern. Die Dolomiteinsprenglinge weisen regelmässig limonitreiche Randzonen auf. Hie und da sieht man zerlegte Dolomitkomponenten, zwischen deren einzelne Teile feine Quarztrümmernmassen eindringen. Der Quarz ist undulös auslöschend. Es sind alles Relikt Körner, umgeben von Trümmerzonen. Manchmal sind die grösseren Körner schon zu „Fazettenaugen“-artigen Häufchen aufgelöst. Die Katakklase über Quarz ist in diesen Schliffen in allen möglichen Stadien ideal sichtbar, bis zum Körnerhaufen, der noch die einstige Umgrenzung des Einzelkorns erkennen lässt. Vereinzelt Albitrelikte lassen sich auch noch feststellen. Auch grössere Muskowitblättchen sind eingebettet. Die feine Grundmasse wird von Serizit, Quarz in Form feinsten Körnchen, ferner Calcit und Limonit, die stark zurücktreten, gebildet. Ihre rein kataklastische Struktur ist blastopsammitisch und lässt den feinen Brecciencharakter des ursprünglichen Gesteins noch gut erkennen. Der Übergang von der Breccie zur feinen Tonablagerung bedingt den Übergang zur blastopelitischen Struktur. Die Tonschichten sind helizitisch verfäلتet und werden von einem jüngeren Clivage, das die lenticulare Textur der Breccie bestimmt, durchsetzt. Diese zwei absolut getrennten Bewegungsphasen, die ältere Fäلتelung im Ton und die quer durchsetzende Verschiebung, die sich in unserer Schliffebene mit ca. 40° kreuzen, sind schon im Handstück zu beobachten.

Der Unterschied gegenüber der Liasbreccie liegt also nicht nur im strukturellen und texturellen Bild, sondern wir finden in dieser jüngeren Breccie neben den Dolomitkomponenten vor allem auch Quarz- und vereinzelt Plagioklasen unter den Einschlüssen.

Quarz, Plagioklas und dazu die Muskowitblätter sind als Detritus von kristallinen Gesteinen zu betrachten; sie treten hier viel auffälliger auf als bei den Liasbreccien.

Diese höhere Schieferzone unseres Gebietes findet nun ihr weitaus bestes Analogon in der Curvèr-Nivaigl-Serie OTT's in der Tiefenkasteler Gegend oder in den Profilen vom P. Scalottas nach G. SCHUMACHER. Wenn wir die Detailprofile OTT's studieren oder die Beschreibungen von GLASER, CADISCH und SCHUMACHER (Lit. 125, 132, 133) zu Rate ziehen, so erkennen wir eine weitgehende Analogie der genannten Schichtkomplexe mit unseren oberen Schiefen aus dem Salzachtal. OTT betont, dass die Curvèr-Nivaigl-Serie hauptsächlich bestehe aus schwarzen Tonschiefen, feinen Kalkschiefern mit Tonbelägen, grünen quarzreichen Schiefen, Marmor- und Kalkbänken; dazu sei dieser Komplex reich an ophiolithischem Material (Serpentin, Gabbro, Variolit), das in grosser Mächtigkeit bis südlich Stürvis reiche. In unserem Tauerngebiet finden wir nun hauptsächlich an der Basis des Vergleichskomplexes ebenfalls eine Reihe von Serpentinlinsen. Vereinzelt stecken sie im tiefsten Teil des höheren Schieferkomplexes drin.

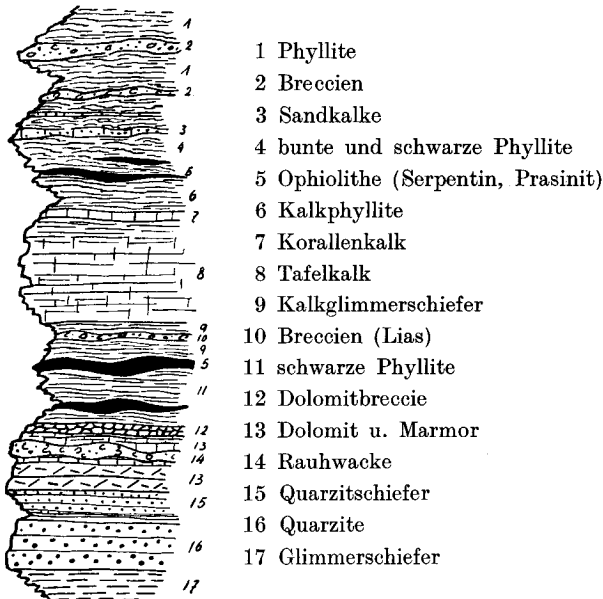


Fig. 2. Schichtserie der nördlichen Matreier Zone.

Die Curvèr-Nivaigl-Serie ist weiter nördlich nur noch in einem wenig mächtigen Grenzhorizont (SCHUMACHER) vertreten und bildet am P. Scalottas die normale Basis des unteren Flyschkomplexes.

Auch mit diesem Komplex besteht grosse Analogie. Er setzt sich nach SCHUMACHER zusammen aus Ton- und Mergelschiefern, Sandkalken, dichten schwarzen Kalken und Flyschbreccien. Die Kalke und Breccien sind hier in grösseren Mächtigkeiten zur Ausbildung gelangt als in meinem Gebiete.

Wir stellen fest: Der mächtige höhere Komplex südlich der Salzach, der das höchste Hangende des Penninikums unseres Gebietes darstellt und der aus schwarzen, bunten und glänzenden Schiefern, feinen Kalkschiefern, vereinzelt Marmorbändchen, sowie eingestreuten Sandstein- und Breccienbänken besteht, kann mit nichts besser verglichen werden als mit den basalen Serien des grossen Flyschgebietes in Nordbünden. Es handelt sich allerdings um eine etwas abweichende Flyschsedimentation. Auffällig ist in unserem Gebiete das starke Überwiegen der tonigen Sedimente, das Zurücktreten von sandigen und brecciösen Flyschtypen. Man denke nicht an eine tertiäre Ablagerung, sondern viel mehr an eine solche des Oberjura und der Kreide, nur noch viel tonreicher und eintöniger als die des Flysches der höchsten helvetischen Decken. Infolge der aufgeprägten Metamorphose (unvollständig epimetamorph) unterscheidet sich diese noch tonreichere Serie von der hochhelvetischen Fazies. Die in dieser Serie auftretenden bunten (vor allem violetten) Schiefer und Marmorlagen könnten vielleicht ein Analogon zum Radiolarithorizont der Margna-Decke Bündens darstellen (Untere Kreide?).

3) Die Gesteine der Radstätter Decken.

(Unterostalpin.)

Die Gesteinsserie der Radstätter Tauern tritt von E her auch noch in den Nordteil unseres Gebietes ein. Wir finden in der eben besprochenen vermutlichen Flyschserie klippenhaft Klötze und Linsenzüge von fremden Gesteinen. Dieselben Gesteine bilden dann von Taxenbach nach E eine mächtige geschlossene Zone, in der die Kitzloch-, Gasteiner- und die Lichtensteinklamm liegen. Im östlich angrenzenden Gebiet, am Rauchkögerl und Hasseck, kann diese Gesteinsserie, die sog. Klammserie, im Zusammenhang studiert werden. Insbesondere gilt dies für die Basis der Klammkalke, die in meinem Kartierungsgebiet kaum mehr sicher festgestellt werden kann (s. Fig. 8, Profile a, b).

Unter den kristallinen, vortriadischen Gesteinen, die die Basis der Klammserie bilden, finden wir graue und weisse Konglomeratquarzite und -quarzitschiefer, die im Querbruch körnig oder dicht mit einzelnen erkennbaren Körnern aussehen (Verrucano). Hie und da finden sich recht grosse Quarzaugen in ihnen. Mit ihnen treten grüne Schiefer auf, die kleine Quarzkörnchen auf den Schichtflächen zeigen, ferner bunte, gefrittete Schiefer, reine Glimmer-

schiefer und sandige Schiefer mit Muskowitblättchen auf den Schichtflächen. Unter den reinen Glimmerschiefern herrscht Faltungstextur vor. Schwarze, phyllitische Schiefer und dunkle, feinkonglomeratische Quarzite vervollständigen diese voranisische Schichtserie, soweit ich sie aus ihrem westlichsten Teil kenne. Von diesen Gesteinen treten sicher auch noch welche in mein Gebiet ein. So gibt es an der Strasse nach Rauris bei km 3,4 von Taxenbach grüne und schwarze kalkfreie Schiefer, ferner am Weg nach Maschl Verrucano-ähnliche körnige Quarzitschiefer, die nach ihrer Lagerung zur Basis des Klammkalkzuges gerechnet werden müssen. Es sind dies die Gesteine der Serizitschiefergruppe der ostalpinen Geologen (siehe Lit. 62).

In Vorfusch, beim Pichlhaus am Westhang, ist über den dort aufgeschlossenen „Flyschgesteinen“ ein dunkler, fast schwarzer Dolomit anstehend; derselbe, der sich als Komponente in der „Flyschbreccie“ findet, die als Vortiefensediment sich einstmals nördlich dieser Serie bildete. Darüber liegt ein hellerer, rötlicher Dolomit. Ich möchte diese Dolomite zum Unterostalpin zählen. Südlich des Rauchkögerl tritt mit dem Dolomit zusammen Rauhwacke und Marmor auf. Es gibt da Gesteine, die infolge Quetschung und Pressung wie Lochseitenkalk aussehen. Ferner findet man bunte, namentlich grüne Schiefer, die ebenfalls der Trias zuzurechnen sind. Dieselben finden sich mit der Rauhwacke auch in den Schubflächen, die die mächtige Klammkalkmasse der Kitzloch durchsetzen, in stark schmierigem Zustand.

Die unterostalpine Dolomitbreccie von Taxenbach tritt in feinerer und vorwiegend gröberer Fazies auf. Die Dolomitkomponenten wachsen bis zu mehreren cm Durchmesser. Sie zeigen durchwegs eine ältere, meist ausgeheilte Zerklüftung. Calcitadern durchsetzen die Breccie; das Bindemittel ist kalkig-dolomitisch. Die rauhe Oberfläche der Dolomitbreccie wird durch die starke Verwitterungsklüftung noch vergrößert. Die Breccie bildet in der weichen Schieferlandschaft zackig-felsige, riffähnlich hervortretende Rippen.

Das nächstjüngere Glied der Radstätter Decken ist der Klammkalk, der von der Kitzlochklamm nach E in grosser Mächtigkeit auftritt. Es gibt auch da verschieden aussehende Gesteinstypen, wenn schon die Klammkalkzüge als Ganzes sehr einheitlich aussehen. Auf der Klammpasshöhe (Rauris) findet man an der Strasse und im dortigen Schottersteinbruch einen schwarzen, massig-bankigen Kalk, der von zahlreichen, weissen Calcit- und, seltener, Kieseladern in allen Richtungen durchsetzt ist. Dieser schwarze Kalk ist absolut dicht. Weiter südlich steht an der Strasse nach Rauris ein weit hellerer, grauer plattiger Kalk an. Er ist leicht gefrittet und bricht entweder plattig oder scheitförmig. — In den schwarzen Kalken trifft man Schieferungszonen mit feinschiefrigen, braun gefleckten Kalkschiefern. Im Querbruch erkennt man in den feinen Lagen schwarzen,

oft verfalteten Kalk. Diese hellgrau und braun gefleckten Kalkschiefer scheinen sich besonders im Hangenden des schwarzen, mehr massigen Klammkalkes einzustellen, wie dies der Nordabfall des Hasseck und des Heukareck zeigt. Es ist aber wahrscheinlich zur Hauptsache die starke Verschieferung des Gesteins und die damit verbundene erhöhte Verwitterung, ferner ein geringer Serizitgehalt, die diese Schiefer von den schwarzen Kalken verschieden erscheinen lässt. Sie stellen also wohl den obern, stark verschieferten Teil des eigentlichen Klammkalkkomplexes dar. Sie sind manchmal den helvetischen Schiltkalken recht ähnlich und brechen holzscheitartig. Feinschichtige, teils schmierige dunkle bis schwarze Kalkton-schiefer gehören ebenfalls ins Hangende des Klammkalkes.

Am Nordufer der Salzach stehen im Bereich unseres Gebietes überall die Pinzgauer Phyllite an, die da und dort auch auf das Südufer der Salzach hinüberstreichen (bei Gries und Taxenbach). Die Taxenbacher Enge liegt ganz in den Pinzgauer Phylliten.

Dieselben sind selten wirkliche Quarzphyllite, sondern sie stellen in unserer Region bunte, bald helle, bald dunklere, oft violette und grüne, stark zerknitterte Phyllite bis Schiefer dar. F. TRAUTH hat eine eingehende petrographische und stratigraphische Charakterisierung dieses Komplexes gegeben (Lit. 137).

III. Tektonik der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und Salzachtal.

Die neuere Literatur, insbesondere das tektonische Bild der Hohen Tauern, das uns die zusammenfassenden Arbeiten von L. KOBER und R. STAUB geben, bilden die Grundlage für die tektonische Analyse unseres Aufnahmegebietes. In den Hohen Tauern treten auf einer mächtigen Axenkulmination die penninischen Bauelemente der Westalpen fensterartig unter den höheren ostalpinen Decken hervor. Innerhalb dieses grossen Tauernfensters unterscheidet STAUB zwei Spezialkulminationen, die des Venedigers und die des Hochalm, welche durch eine zentrale Depression voneinander getrennt erscheinen, von STAUB als Glocknersenke bezeichnet. Unser Untersuchungsgebiet liegt auf der Nordabdachung dieser grossen Axendepression der Glocknersenke und erstreckt sich in diesem Sektor vom Hauptkamm (Weissenbach-Pfandscharte) bis an die Salzach.

Die zentrale Depression und damit unser Gebiet wird nun in erster Linie aufgebaut von der Glockner-Decke STAUBS, der höchsten penninischen Einheit der Tauern, die STAUB mit der Margna- und Dent Blanche-Decke der Schweizer Alpen verglichen hat. In dieser Glockner-Decke fasst STAUB die Sonnblick- und Modereck-Decken KOBERS zu einer Einheit zusammen; die Modereck-Decke wird bei ihm zur mächtigen Rückenschuppe des Sonnblicks „degradiert“.

Über derselben scheiden die beiden erwähnten Forscher noch eine höhere Schuppenzone aus. KOBER nennt sie die penninisch-ostalpine Mischungszone, nach STAUB handelt es sich um eine rein penninische Schuppenzone, die Matreier Zone. Im nördlichsten Gebietsabschnitt streichen nach beiden Forschern die unterostalpinen Radstätter Decken noch in unser Gebiet hinein. Der oberostalpine Pinzgauer Quarzphyllit endlich bildet den Nordrand des ganzen Tauernfensters.

So erkennen wir nach STAUB folgende tektonische Gesamtgliederung, die wir als Grundlage für unsere tektonischen Ausführungen nehmen können, von unten nach oben:

1. Die Glockner-Decke (penninisch)
 - A. Die Sonnblick-Decke
 - B. Die Modereck-Decke
 - C. Die Glockner-Schuppen
 - D. Die Matreier-Schuppen
2. Die Radstätter Decken (Grisoniden)
3. Der Pinzgauer Quarzphyllit (oberostalpin).

1) Die Glockner-Decke.

Wir beginnen unsere Besprechung mit der tiefsten Untereinheit derselben.

A. Die Sonnblick-Decke.

Zur Sonnblick-Decke rechnen wir mit KOBER und STAUB den Gneiskern der Sonnblick-Hocharn-Gruppe (im SE ausserhalb unseres Aufnahmegebietes) mit der ihn bedeckenden Schichtfolge parakristalliner Gesteine und deren mesozoischer Umhüllung bis hinauf an die Basis der Modereck-Decke, der Rote-Wand-Gneise (Söbriach-Rote Wand-Stanziwurten). Die Schieferhülle dieses Sonnblickgneiskerns ist aber selber keine einfache, normale Schichtserie, was schon aus den Profilen STARKS hervorgeht; KOBER und STAUB haben ihren Schuppenbau betont. Südlich meines Kartierungsgebietes, im Grossfleisstal und noch schöner auf der Südabdachung der Sonnblickgruppe, etwa im Profil Sandkopf-Stanziwurten oder im Profil Sandfeldkopf-Rote Wand, lassen sich mehrfache Wechsellagerungen zwischen Kristallin, Triasgliedern und Kalkglimmerschiefern erkennen. Es ist möglich, zwischen dem Sonnblickgneiskern und dem Rote Wand-Gneis drei Sonderschuppen zu unterscheiden, die ich in Anlehnung an STAUB (p. 84) als Sonnblick-Schuppen bezeichnet habe, und die alle drei Kristallin und Mesozoikum enthalten (s. Lit. 42). In unser eigentliches Gebiet treten diese Elemente aber nicht ein.

B. Die Modereck-Decke (Rote Wand-Decke).

Genauere Terrainbegehungen haben immer mehr erkennen lassen, dass die von KOBER aufgestellte Modereck-Decke keine tektonische Einheit darstellt. Schon das Stanziwurtenprofil von R. STAUB deutet auf die komplexe Natur dieser Einheit hin. Die Modereck-Decke (oder Rote Wand-Gneisdecke nach STARK) zieht nun mit ihren Gneisen, kristallinen Schiefern, Dolomiten, Marmoren, Kalkglimmerschiefern etc. auch nicht als geschlossene Einheit über die Weissenbachscharte und das hintere Modereck auf die Tauernnordabdachung hinüber. Sie stirnt im Gegenteil unter dem Modereck und am Südhang der Weissenbachscharte. Auf der Nordabdachung der Tauern finden wir allerdings wieder eine kristalline Serie, aber ohne Gneise an der Basis, jedoch mit Trias und Kalkglimmerschiefern vom Aussehen derer der Modereck-Decke im Hangenden, die KOBER auch als im Zusammenhang mit der südlichen Einheit stehend betrachtet hatte, die aber eine recht selbständige höhere tektonische Einheit darstellt. Kalkglimmerschiefer in ihrem Liegenden trennen sie von der eigentlichen gneisführenden Modereck-Hauptdecke KOBERS.

Wir erkennen also auf der Südabdachung des Sonnblick-Hocharn-Gebietes eine tiefere tektonische Einheit, die wir die Südliche Modereck-Teildecke oder Fleiss-Decke nennen; eine höhere tektonische Einheit baut das hintere und mittlere Seidlwinkltal auf: wir nennen sie die Nördliche Modereck-Teildecke oder die Seidlwinkl-Decke. Beide gehören zur selben Grosseinheit, da sie aus demselben Material bestehen. Parakristallin, Trias und Kalkglimmerschiefer sind in beiden Schuppen dieselben, sodass die beiden tektonischen Schuppen eng zusammengehören müssen.

Wir beginnen mit der Besprechung der tieferen Einheit.

a. Die südliche Modereck-Teildecke = Fleiss-Decke.

Der Name Modereck-Decke wurde 1921 von L. KOBER eingeführt. KOBER verstand darunter den kristallinen Keil (Gneise und kristalline Schiefer), der von Obervellach herauf über die Rote Wand und die Stanziwurten nach Fleiss und Grossfleisstal zu verfolgen ist, und der nun über die Weissenbachscharte auch in die nördlichen Tauerntäler hinein verfolgbar sein sollte. In seinem „Östlichen Tauernfenster“ zeichnet KOBER im tektonischen Kärtchen diese Modereck-Decke bis ins Seidlwinkltal hinein und lässt auch den Gipfel des Hintern Modereck zu ihr gehören, obschon er auf der Südseite der Weissenbachscharte das Kristallin in der Schieferhülle, wie der Natur entsprechend, auch nach E auskeilen lässt. Dieses Auskeilen des Rote Wand-Gneises in den Schiefern am Südhang des Hintern Moderecks ist richtig; ihm entspricht aber auch ein Stirnen der nördlichen Fleiss-Teildecke unter der Weissenbachscharte. Steigt man

aus dem Grossfleisstal zur Weissenbachscharte empor, so quert man folgendes Profil:

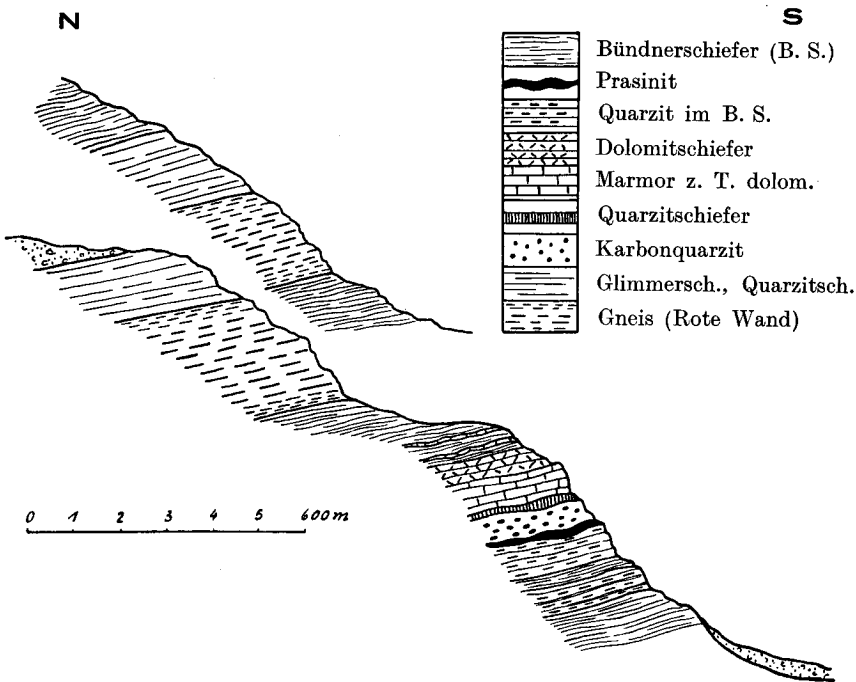


Fig. 3. *Basis der Modereck-Decke im Grossfleisstal.*

Die unterste Wand besteht aus Bündnerschiefern, und zwar aus einem untersten schiefrigen Komplex, hie und da mit Granat, dann eine Quarzitbank und wieder schiefrigen Kalkglimmerschiefern, während der höhere Komplex massig-kalkig ausgebildet ist. (s. Fig. 3.) Über dieser Bündnerschieferwand folgt eine Schuppe mit wenig mächtigem, etwas vererztem graubraunem Quarzit (Karbon) und weissen Quarzitschiefern, den permischen Quartzites feuilletés entsprechend. Die letzteren sind verzahnt mit grobkristallinen, gelben Kalkdolomitschiefern, über denen graue und gelbe Dolomite und Marmore eine helle Wand bilden (Mächtigkeit um 20 m). An der Basis dieser Schuppe trifft man östlich vom Weg noch eine Prasinit-schuppe als Hangendes des Bündnerschiefer-Komplexes. Schiefrige Bündnerschiefer bilden dann im Hangenden der erwähnten Trias das ganze untere Kar um 2300 m, während die darüber folgende Stufe vom Rote Wand-Gneis gebildet wird. Es lässt sich also hier unter der Rote Wand-Decke ebenfalls noch eine Schuppe erkennen, die in ihrer Stellung und Mächtigkeit den Zwischenschuppen zwischen

Sonnblick und Stanziwurten (Trogerack-Schuppen, Stanziwurten-Basisschuppe) gleichzustellen ist. Ja, man kann ruhig sagen, dass sie, infolge der ziemlich mächtig entwickelten Trias über Quarziten und Quarzitschiefern, der Stanziwurten-Basisschuppe R. STAUBS völlig entspricht, mit der sie eben nicht nur die tektonische Stellung, sondern auch die vermittelnde Fazies gemeinsam hat: Ihre Trias leitet von der nur in Spuren auftretenden Sonnblicktrias über zu der recht mächtigen und einigermaßen gliederbaren Trias unserer Fleiss-Decke. Die Bündnerschiefer im Hangenden dieser Basis-Schuppe sind hingegen im Grossfleisstal viel mächtiger als am Nordgrat der Stanziwurten, wo sie nur einige m ausmachen. Dieses Ausdünnen der jüngsten stratigraphischen Glieder ist ja eine allgemeine Erscheinung der trennenden Synklinalzüge eines Deckenkomplexes gegen die Wurzelzonen hin. Sie ist sowohl den Teilmulden als auch den deckentrennenden Mulden eigen.

In der gleichen tektonischen Position wie an der Roten Wand und an der Stanziwurten, über der Glimmerschieferhülle der Sonnblickgneise und über den Sonnblick-Schuppen, stellt sich auch im Grossfleisstal der Rote Wand-Gneis wieder ein, in der respektablen Mächtigkeit von ca. 100 m. Er tritt infolge starker mechanischer Beeinflussung meist stark verschiefert und laminiert in Erscheinung. Doch ist z. B. im Grossfleisstal die mittlere Partie des Gneisbandes recht massig-schichtig ausgebildet, als ein heller, z. T. porphyrischer Orthogneis. An der Stanziwurten ist er stark verschiefert und tritt nur als grünlicher Gneisschiefer auf. Darüber folgt auf der Südabdachung der Sonnblickgruppe regelmässig eine mächtige quarzitische Serie, graue und weisse massige Quarzite, nach oben übergehend in Quarzitschiefer, die hie und da Turmalin führen. An der Stanziwurten schliesst dieser Horizont nach oben mit typischem Tafelquarzit (3—4 Tafeln) ab. Darüber liegt die kalkig-dolomitische Trias, deren Gliederung im Detail wir R. STAUB (Lit. 97) verdanken. Im Grossfleisstal ist der Gneis, dessen oberste Partie wie auch die Basis stark verschiefert ist, von Glimmerschiefern und Quarzitschiefern überdeckt. Sowohl die Gneise wie auch die kristallinen Schiefer sind äusserst reich und in allen Richtungen von Quarzadern aller Grössenordnungen durchsetzt. Trias fehlt hier gänzlich. Wir finden über der parakristallinen Serie direkt die kalkig-schiefrigen Bündnerschiefer. Diese sind auf der Ostseite der Scharte am ganzen Hang entlang anstehend und finden sich auf der Westseite in den untersten Felsen am Tauernkopf, um dann nach S in den mächtigen Schutthalden rasch endgültig zu verschwinden. Diese Bündnerschiefer trennen nun eindeutig die Rote Wand-Serie von einer höheren parakristallinen Serie, die von hier ohne Unterbruch ins Seidlwinkltal hinein verfolgt werden kann. Von einer Fortsetzung der Rote Wand-Gneise über die Weissenbachscharte hinüber kann keine Rede sein. Dieser Gneis findet vielmehr an der Weissenbachscharte sein frontales

Ende, wie dies auch E. CLAR in einer kleinen Studie bereits dargetan hat. (Unabhängig von diesem Autor habe ich diese Deckentrennung bereits im Sommer 1932 kartiert.)

Die Rote Wand-Serie trägt im Profil der Roten Wand-Schober Törl das Glockner-Mesozoikum (s. HOTTINGER, Lit. 42), denn dort sind keine höheren kristallinen Keile mehr zu beobachten. Im Profil der Stanziwurten hingegen treffen wir im Hangenden der Trias eine höhere Glimmerschiefer-Serpentinschuppe (s. GRANIGG, Lit. 28 und STAUB, Lit. 97). Wir haben es hier also mit einer Gliederung der Modereck-Decke in Teildecken (Flaiss-, Seidlwinkl-Decken und höhere Glimmerschiefer-Serpentin-Schuppe) zu tun, die weiter im S fehlt, sodass wir annehmen müssen, an der Roten Wand seien diese Teildecken zu einer Stammdecke, eben der Modereck- oder Rote Wand-Decke, vereinigt. Die Abspaltung der Seidlwinkl-Decke dürfte in der Gegend des heutigen Möll- und Zirknitztales (Döllach) eingesetzt haben.

Das Profil der Weissenbachscharte (s. Längsprofil, Taf. XVI) lehrt uns nun Folgendes: Westlich der Scharte liegt am Tauernkopf eine Triasserie mit Rauhwacke an der Basis auf weissen und grünlichen Quarziten und Quarzitschiefern. Die kristalline Basis und die Triasgesteine zeigen im Axenstreichen ein flexurartiges Absinken nach W. Diese kristalline Serie setzt sich wie folgt zusammen:

oben weisse Quarzitschiefer (Quartzites feuilletés)
 weisse Quarzite
 grüne, phyllitische Schiefer, teils mit Limonitflecken
 schwarze Phyllite
 dunkle Quarzite, rostig anwitternd, mit schwarzen Schichtflächen
 schwarze Phyllite und Disthenphyllite

unten braune bis schwärzliche Kalkphyllite mit Karbonatquarzitbänken
 (z. T. Tüpfelschiefer)

Unter der kalkig-dolomitischen Trias liegt also eine Quarzit-Phyllitserie, die wir als Karbon bis unterste Trias (Werfénien) auffassen möchten, und die wieder unterlagert wird von Kalkphylliten und Karbonatquarziten. Dieselben treffen wir auch ostwärts beim Anstieg zum Hinteren Modereck; selten finden sich verschieferte Dolomithbreccien in dieser Karbonatquarzit-Phyllitserie. Ebenso liegen pegmatitische Quarzite umher, die teils schönen, grossblättrigen Biotit und oft gelben, langstengeligen Turmalin führen. Die den Modereckgipfel aufbauenden Gesteine würden also das unmittelbare Liegende der Seidlwinkl-Decke, die weiter westlich am Tauernkopf einsetzt, darstellen; sie würden dem verfalteten Liegendschenkel der höheren Modereck-Teildecke entsprechen. Der Gesteinsverband des hintern Modereck zeigt grosse Analogie zu demjenigen der Brennkogl-Spielmann-Gruppe und des Guttales, nur dass die mächtigen Serpentine fehlen. Die Serie der Brennkogl-Spielmann-Gruppe

befindet sich ja auch über der Seidlwinkl-Decke. Des weitern finden sich die nämlichen Gesteine, die Karbonatquarzite, Kalkphyllite, teils Granat und Chloritoid führend, aber auch in den Schuppen zwischen Sonnblick und Modereck, im Grossfleisstal, am Sandkopf etc. Im Profil des Sandkopfes liegen diese Gesteine auf Tafelquarziten, schiefrigen Marmoren und Dolomiten, sodass ihre Einreihung an der Basis des Lias als die natürlichste erscheint. Das Auftreten dieser gleichartigen Gesteinskomplexe in verschiedenen tektonischen Horizonten, allerdings in ganz verschiedenen Mächtigkeiten, spricht völlig gegen eine normale Schichtfolge der gesamten Schieferhülle, wie sie behauptet worden ist; es weist vielmehr klar auf einen ausgedehnten Schuppen- und Deckschuppenbau innerhalb einer grösseren Einheit hin.

b. Die nördliche Modereck-Teildecke = Seidlwinkl-Decke im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes.

Von der Weissenbach- oder Rosscharte nach N sinkt die nördliche höhere Teildecke ganz allmählich in die nördlichen Tauerntäler hinab, mit dem ganz allgemeinen Nordeinfallen der tektonischen Einheiten auf der orographischen Nordabdachung. Ihr Parakristallin wird auch hier, wie an der Weissenbachscharte, überall von Kalkglimmerschiefern unterlagert. In ca. 2000 m Höhe zieht der parakristalline Schichtkomplex um den Wustkogel herum ins hintere Seidlwinkltal hinein. Weiter östlich baut er das Vordere Modereck und den Hintergrund des Diesbachkares auf und zieht zur Wasserfallhöhe empor (s. Taf. XV). Im Diesbachkar sind im Liegenden des Modereck-Parakristallins aufgeschlossen: Kalkglimmerschiefer (typische Bündnerschiefer), quarzitischer Schiefer und Quarzite mit Dolomit- und Marmorlinsen an der Basis. Wir erkennen also hier eine tiefere Schuppe (s. unten); darunter liegt noch ein tieferer Bündnerschieferkomplex. Die kristallinen Schiefer erscheinen beim Abstieg vom Karboden zur Alm hinunter deutlich in die liegenden Bündnerschiefer eingefaltet. Es handelt sich hier um kleine Einwicklungserscheinungen, um Einrollungen an der Basis einer Zwischenschuppe zwischen den beiden Modereck-Teildecken.

Im hintern Seidlwinkltal zieht die parakristalline Kernserie der Seidlwinkl-Decke beiden Hängen entlang in ca. 2000 m Höhe vom Hochtorweg hinaus gegen das mittlere Seidlwinkl. Die an den untern Hängen in den basalen Bündnerschiefern in regelmässigen Bändern auftretenden Quarzite, Quarzitschiefer und Phyllite sind durchaus gleichartig denen der Modereck-Paraserie und können als basale Abspaltungen derselben betrachtet werden. Sie gehören also entweder als Hangendschuppen zur tieferen Fleiss-Decke oder als basale Abschuppungen zur höheren Seidlwinkl-Decke; auf alle Fälle zwischen diese zwei Einheiten hinein. Bei der weitern Verfolgung nach N erweist sich die Aufspaltung und Auflösung an der Basis

der Seidlwinkl-Decke als noch grösser. Neue Bündnerschiefer-Züge dringen von N her zwischen die kristallinen Schiefer ein, und auch die Trias beteiligt sich hier an der Verschuppung (südlich Baumgartl-alm). In mannigfacher Wechsellagerung (s. Fig. 4) erreichen diese Züge mit zunehmendem Nordfallen hinter dem Reiterhof den Talboden.

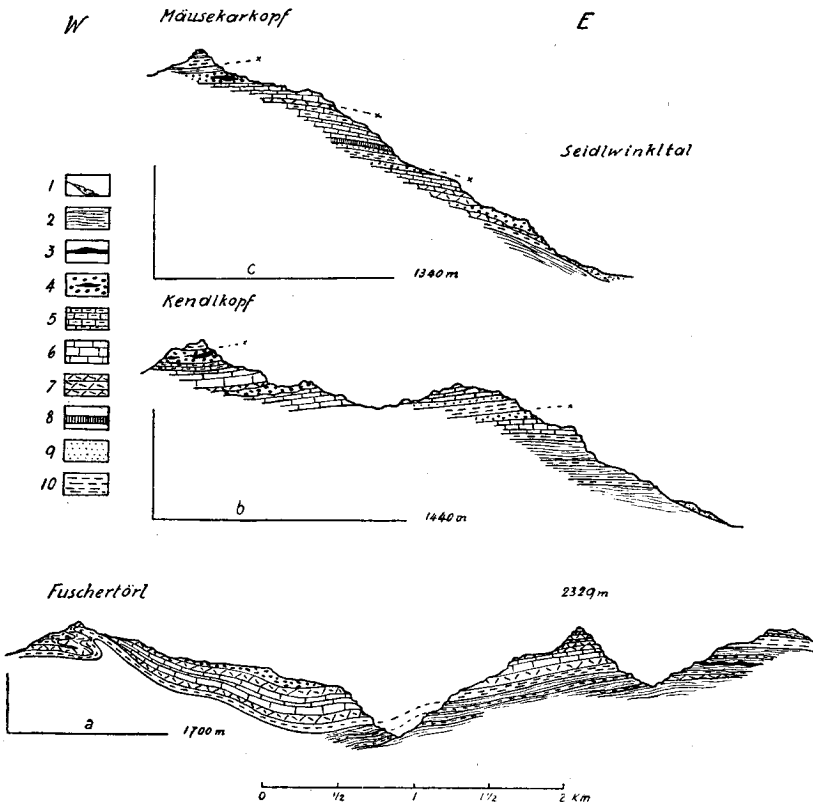


Fig. 4. Profile vom Seidlwinkl, Westseite.

1 : 50000.

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| 1 Gehängeschutt | 6 Marmor, weiss-grau |
| 2 Bündnerschiefer | 7 Dolomitschiefer, gelb |
| 3 Ophiolithlinsen | 8 Triasquarzit |
| 4 Rauhacke, mit ? Gips | 9 Quarzitschiefer (Perm) |
| 5 Dolomit, grau | 10 Parakristallin |

Die Trias liegt überall normal auf den kristallinen Kerngesteinen der Decke. Wie an der Stanzwurten, so beginnt sie auch am Schareck, auf der Tüchl- und Hirzkaralm mit spärlichen Quarzitschiefern. Die kalkig-dolomitische Trias mit ihren wandbildenden Mar-

moren, den leuchtend gelben, zackigen Dolomit- und Rauhwackefelsen, stellt die weitaus hervorstechendste Formation des ganzen Gebietes dar. Sie ist, verglichen mit der übrigen penninischen Trias der Tauern, auffallend stark; die wahre Mächtigkeit kann aber nur schätzungsweise angegeben werden, da die Serie in sich ziemlich verschuppt ist. Am Wustkogel, ebenso auf der Baumgartl- und Hirzkaralm, liegt ein Zug kristalliner Gesteine in der von weitem einheitlich scheinenden gelben Triasmasse (s. Fig. 4). Dieser Zug kristalliner Gesteine nähert sich nach S immer mehr der kristallinen Basis der Seidlwinkl-Trias, ohne sich aber direkt mit ihr zu vereinigen. Vielmehr keilt er zwischen den Triasgliedern aus. Es handelt sich jedenfalls um einen Schubsplinter des basalen Kristallins, der eine untere Triasserie nach N zu schief nach oben überfahren hat. Da dieser recht mächtige Schubsplinter von über 3 km Länge an der Basis (Baumgartl- und Hirzkaralm) Gneislinsen führt, so muss seine Abspaltungsebene wurzelwärts (also nach S) bis in die Rote Wand-Gneise schief durchgesetzt haben.

Die Triasvorkommen des Seidlwinkltals, der Stanziwurten und der Roten Wand gehören faziell zusammen, wenn sie auch nicht zusammenhängend ineinanderhinein verfolgt werden können. Wir haben ja gesehen, dass die Rote Wand-Decke als Stammdecke der beiden Teildecken zu betrachten ist. Es zeigt sich nun auch, dass die stratigraphische Zusammensetzung dieser beiden Einheiten, die tektonisch durchaus selbständig sind, in weitestgehendem Masse dieselbe ist. Der kristallinen Serie der nördlichen Modereck-Teildecke fehlt nur der Rote Wand-Gneis, und auch dieser ist in der höhern Schuppe (Baumgartl-Hirzkaralm) wenigstens in Fetzen vorhanden. Die graphitischen Phyllite und Disthenglimmerschiefer, die Quarzite, Quarzitschiefer, Glimmerschiefer etc. finden sich im S und im N in ganz gleicher Art. Die Triasserie ist in beiden Deckschuppen dieselbe, sowohl nach Habitus wie nach Gliederung. Von S nach N ist eine Mächtigkeitszunahme namentlich des Marmors und der Rauh- wacke festzustellen. Die Trias der Seidlwinkl-Decke erscheint also mit lagunärerem Typus als die der Fleiss-Decke.

Vom Reiterhof bis zu den Schockhütten im mittleren Seidlwinkl- tal, auf eine Strecke von gut 2 km, bildet die Seidlwinkltrias die beidseitigen Talhänge. Die beim Reiterhof mit etwa 40° nach N einfallende Schichtfolge wird rasch immer steiler und steht bei den Maschlhütten vollständig saiger. Eine gewaltige Mächtigkeit der Trias, wollte man darin nur eine einzige, normale Schichtfolge erblicken! Die genauere Begehung dieser mächtigen, hängeaufbauenden Trias- zone führte jedoch ebenfalls dazu, die einfache normale Schichtfolge als bedeutend weniger mächtig aufzustellen und diese Triasanhäufung als Ausdruck tektonischer Verschuppung zu erklären. Auf Hirzkar haben wir in einer Höhe von 2000 m Kristallin, das gut 100 m mächtig sein dürfte; die untere Grenze ist nicht genau festzustellen

(das Kristallin dürfte von 1900—2000 m reichen). Auf Unter Sauruck finden wir wieder kristalline Schiefer, die steil nach N einschneiden und die nach ihrer Stellung die Fortsetzung des Hirzkar-Kristallins darstellen. „Fensterartig“ tritt es da noch einmal unter der Trias hervor. Das Streichen der kristallinen Schiefer wie auch der Trias weist in südöstlicher Richtung nach der Mallnitzer Mulde hin.

In den 300 m hohen Wänden unterhalb der Hirzkaralphütten konnte ich nicht feststellen, ob sich die Triasglieder tektonisch wiederholen, ob also eine zweifache Triasserie oder eine einfache, normale Schichtfolge vorhanden sei. Diese steil NE einstechende unterste Triasserie setzt sich zur Hauptsache aus mächtigen gelbroten Rauhacken und weissen, etwas dolomitischen Marmoren zusammen (s. Fig. 4, Profile b, c).

Über dem Kristallin auf Hirzkar, das wie schon erwähnt, nach S weiterzieht und südlich der Baumgartlalm in den Triasgesteinen auskeilt, liegt die Trias einer höheren Schuppe. Die Triasglieder reichen bis unter die kristallinen Gipfelkappen des Hirzkar-, Baumgartl- und Mäusekarkopfes, eine scheinbar einheitliche Schichtserie von über 400 m Mächtigkeit. In dieser Serie können wir nun aber eine deutliche Repetition der Triasglieder Marmor, Dolomit und Rauhacke feststellen, die uns veranschaulicht, dass es sich auch hier um zwei übereinander liegende gleiche Triasfolgen handelt. In diesen höheren Schuppen würde also die normale Mächtigkeit der Trias maximal 200 m betragen. Diese 200 m wären aber nur für das Seidlwinkltal, etwa bis zum Hochtorn und bis zur Rosscharte, gültig. Auf der Südabdachung, an der Stanzwurten und an der Roten Wand, ist die Trias bedeutend weniger mächtig entwickelt (Rote Wand ca. 50 m). Auch nach E hin gegen das Krummlbachtal nimmt die Mächtigkeit der Trias stetig ab.

Die Profile (Fig. 4) des Seidlwinkltales lassen also deutlich erkennen, dass die mächtige Anhäufung der Trias hier auf Verschuppungen an der Stirn der Seidlwinkl-Decke zurückzuführen ist. Mindestens dreifach bis vierfach liegt die triadische Schichtfolge übereinander und taucht in steiler bis saigerer Stellung nach N ein. Über einer tiefsten Triasserie, die in den Wänden ob Maschl noch weiter verschuppt sein dürfte, folgt eine höhere Schuppe mit kristalliner Basis auf der Baumgartlalm, auf Hirzkar und auf Sauruck. In deren Hangenden ist noch eine weitere Triasserie abzuschneiden.

Das Streichen weist mit SE schon deutlich auf die Mallnitzer Mulde hin, deren Verlauf sich bis da hinaus bemerkbar macht. Auch das Verhalten der Längsaxen beweist dies deutlich. Wir beobachten ein axiales Ansteigen vom Edlenkopf über das Seidlwinkltal bis nach Ferleiten hinüber. Von dort sinken die Axen unter das Wiesbachhorn ein. Die Axe der Aufwölbung der Sonnblick-Decke macht sich also in nordwestlicher Richtung bis ins mittlere Seidlwinkl bemerkbar.

Nördlich vom Schwarzkopf geht dann das Streichen rasch in ein west-östliches über, wie es am Kaser-Köpfl und am Wetterkreuz zu beobachten ist.

Die Seidlwinkl-Decke im Ferleitentale.

Im Ferleitentale liegen die Verhältnisse anders als im Seidlwinkl. Da erreicht die Trias nirgends sichtbar den Talboden. Sie streicht am Fuschertörl, mit einer parakristallinen Serie an der Basis, ins hintere Ferleitentale hinein, bildet auf der Ostseite die höheren Gehänge und senkt sich allmählich nach N auf die Almen (Piff-Piffkühkar-Höllbachkar) hinunter. Die Trias scheint sich an der Piffkarschneid aus dem Hang in die Luft hinaus zu heben; oder sinkt sie hier am Ende als Liegendserie einer grossen Querfalte endgültig ostwärts in den Hang zurück? Sind die Glimmerschiefer und Graphitgesteine an ihrer Basis von oben her eingewickelt?

Es erscheinen hier zwei Möglichkeiten tektonischer Interpretation, welche beide die Querfaltung, wie sie für die Region Ferleiten-Guttal typisch ist (s. unten), in sich schliessen. Nur das Mass der queren Einfaltung ist verschieden.

Im ersten Fall würde sich die Seidlwinkl-Trias mit ihrer kristallinen Basis aus dem Hang herausheben. Die gesamte Seidlwinkl-Decke und die basalen Bündnerschiefer kämen wieder zum Vorschein, analog wie im hinteren Seidlwinkl. Die Seidlwinkl-Decke wäre dann an den tieferen Hängen wieder eingefaltet, wobei aber die Trias nur noch in schwachen Linsen aufträte (s. Fig. 5, a 1).

Im zweiten Fall müssten wir uns den Stirnteil der Querfalte wegerodiert denken; die Trias des Pfalzkogls und der Piffkarschneid entspräche der Liegendserie der queren Einfaltung. Die Gesteinsserien im Liegenden der Trias wären insgesamt eingefaltet und würden als Ganzes dem normalen Hangenden der Seidlwinkl-Trias entsprechen (s. Fig. 5, a 2).

Sehen wir näher zu! Die Gesteinskomplexe der Ferleitentale-Osthänge sinken mit kompliziertem Faltenwurf zu Tale. Es lassen sich sowohl in der höheren Triasserie Falten erkennen wie auch in den tieferen Quarzit-Glimmerschiefer- und Bündnerschieferkomplexen. Die Faltenintensität nimmt von unten nach oben ab; die tieferen Faltenelemente sind weit nach W überfaltet und überschoben, die höheren sind z. T. noch stehende Falten. Das Faltenstreichen beträgt N-S bis N 20° W, sodass die Faltenachsen eine nach der andern hangabwärts oder aus dem Hang in die Luft hinaus streichen.

Die tiefste Faltenstirn ist die ob der Trauneralm. Gleich hier zeigt sich die ganze mögliche Komplikation. Wir haben nicht einfach einen Kern mit Hülle, sondern zwei weitgehend miteinander verflösste

Faltenschenkel, mit kristallinen Schiefen, Bündnerschiefern und Ophiolithen in der Kernpartie, und mit Dolomit-, Marmor- und Bündnerschiefern als Hülle (Fig. 5, a). Über den leuchtenden, gelben Triasfelsen (Dolomit, Rauhwacke, Marmor) der Trauneralm folgt eine mächtige synklinale Zone, aus Bündnerschiefer bestehend. Diese Synklinalzone, die von der höhern Falte überschoben wird, entspricht der synklinalen Einfaltung der hellbraunen Glocknerbündnerschiefer auf der Schwarzen Leite (s. S. 309) und an der Pfandlscharte in die dunkeln Schiefer des Spielmanns. Sie senkt sich nordwärts und streicht auf Hochmaiss aus dem Hang heraus. Die Stirnfalten vom Trauner Futtererkar ziehen nordwärts zur Blaike und sind dann nicht mehr festzustellen. Schön zu verfolgen ist hingegen die tiefe Einfaltung der Seidlwinkltrias vom Fuschertörl über die Piffkar-schneid zur Zirmlite und Piffmitteralm hinab. Diese Triasmulde wird von einer senkrecht stehenden, leicht nach W auf die erwähnte Mulde überliegende Falte des kristallinen Untergrundes (plus Trias) begleitet. Am Fuschertörl und Leitenkopf treten die kristallinen Schiefer zutage, dann wieder auf der südlichen Piffhochalm in 2000 m Höhe. Dort treten sie „fensterartig“ aus der Trias hervor, unter die sie nordwärts einsinken; die Ummantelung ist sehr schön sichtbar. Es ist dies die schärfste Aufwölbung in den Profilen der hintern Ferleiten-Osthänge, und wir gehen nicht fehl, wenn wir sie mit der kleinen, scharfen Kulmination am Hochtör und Mitteltörl in Zusammenhang bringen. Bilden doch Hochtör-Mitteltörl-Piffalm zusammen eine Gerade, die genau dem allgemeinen, vorherrschenden Faltenstreichen N 20° W entspricht. Diese Aufwölbung klingt nach N, gegen den Finsterwaldergraben hin, aus.

Diese Beobachtungen scheinen mir stark für die erste tektonische Interpretation zu sprechen. Die Sattelzone ob der Piffalm mit der sie begleitenden tiefen, nur leicht nach W überkippten Einfaltung der Trias, die nach W überschobenen Falten und Fältelungen der tieferen Hänge — das Alles sind Hinweise auf eine recht intensive Verfaltung kleineren Masstabes, nicht aber auf eine grosszügige, einheitliche Querfalte, die die ganze Seidlwinkl-Decke zum Verschwinden bringen könnte. Dazu kommt, dass die Liegendserie der Trias das denkbar beste Analogon der Quarzit-Schieferserie im Seidlwinklthal darstellt.

Auch im Ferleiental wird, wie drüben im Seidlwinkl, das Parakristallin durch Zwischenlagen von Kalkglimmerschiefer nach N immer mehr aufgeteilt. Diese Bänderung ist besonders schön an der Durcheckwand entwickelt, die bei flüchtigem Betrachten gern als einheitliche Quarzitwand taxiert wird. Mehrfache Wechsellagerung von Graphitquarziten (Karbon), Karbonatquarziten und Kalkglimmerschiefern setzen diese Wand, die als morphologische Einheit erscheint, zusammen.

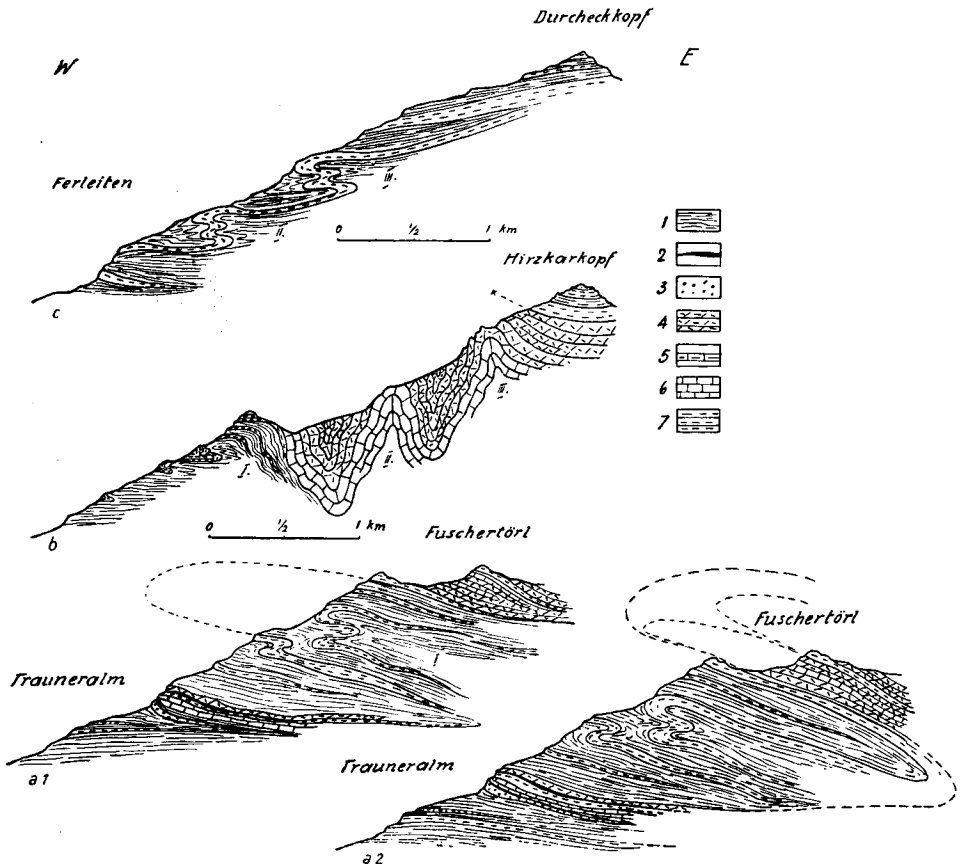


Fig. 5. Profile vom Ferleitentäl, Ostseite.

1 : 50000.

- | | |
|-------------------------|------------------|
| 1 Bündnerschiefer | 5 Dolomit, grau |
| 2 Ophiolithlinsen | 6 Glimmermarmor |
| 3 Rauhwaacke | 7 Parakristallin |
| 4 Dolomitschiefer, gelb | |

Die liegende Quarzitzerie der Seidlwinkltrias ist an der Piffkarschneid ob dem Petersbrünnl mit der Trias deutlich stratigraphisch verbunden. Es lässt sich da über den Graphitquarziten und weissen Quarziten ein allmählicher Übergang in die kalkig-dolomitische Trias, mit Wechsellagerung zwischen Quarzitschiefern und Dolomitschiefern, beobachten. Diese Beobachtung spricht ebenfalls für die erste Interpretation (Prof. a 1, Fig. 5).

Die Mächtigkeit der Seidlwinkltrias nimmt, wie wir gesehen haben, nach E stetig ab; sie wird nun auch im W durch die Quersaltenzone stark reduziert und tritt westlich derselben nur noch in Linsen auf.

Am Hirzkarkopf und Durcheckkopf (Fig. 5, b, c) gibt es noch höhere Falten von breiterem Bau, mit flachem Ostschenkel und steilem bis lotrechtem Westschenkel. Mit dem nach N rasch zunehmenden Einfallen (Durcheckwand-Höllbach) werden diese Falten ebenfalls zu Überfaltungen, indem die Falten infolge des verstärkten Gefälles nach NW über ihr Liegendes vorstossen (Fig. 5, c).

Die geologische Karte zeigt, dass die Trias nirgends im Ferleiten-tal bis zum Talboden hinunterzieht. Sie keilt in den Hängen zwischen kristallinen Schiefen aus. Gleich Fingern zieht sie in den verschiedenen Muldenzonen getrennt die Hänge hinunter, gegen die Piffgrundalm, gegen den Finsterwaldergraben, bis zur Windwand und gegen den Höllbachwald hinunter. Während im Finsterwaldgraben Bündnerschiefer auf der Trias liegen, wird in der Windwand und in den Gruben die auskeilende Trias von Kristallin umgeben. Man kann da dieselben kristallinen Schiefer sowohl unter, wie auch über der Trias finden. Es handelt sich um die genau gleichen Gesteinstypen, um Glimmer-, Disthen-, Chloritoidschiefer und um Quarzite. Ebenso finden wir auf dem Arschkogel und in den Gipfelkappen des Hirzkarkopfes etc. petrographisch genau die gleichen Gesteine. An der Windwand und in den Gruben ist eine randliche Umwallung der Trias zu beobachten. In den Gruben umschliessen hauptsächlich dunkle Graphitquarzite und Graphitglimmerschiefer, darunter Disthenglimmerschiefer, die Trias; sie sinken mit nach W vorgetriebener Faltenstirn nordwärts in den Hang hinein, ohne dass die Trias nochmals zum Vorschein kommt.

C. Die Glockner-Schuppen.

Als Glockner-Schuppen bezeichnen wir die über der Seidlwinkl-Decke liegenden Bündnerschiefer-Schuppen mit Linsen von Trias und Kristallin an der Basis.

a. Die Brennkogel-Spielmann-Serie.

In der Brennkogel-Spielmann-Gruppe liegt über der Seidlwinkltrias ein mächtiger Komplex von hauptsächlich dunkeln Bündnerschiefern und grossen Ophiolithmassen, dazu kommen aber auch noch Quarzitzüge und kristalline Schiefer, Linsen von Triasdolomit und -rauhwacke, Liabreccien u. a. Von den ophiolithischen Gesteinen stechen die Serpentine besonders hervor, die in grossen Linsen auftreten. Am Brennkogel ist der Serpentin 150 m mächtig, am grossen Margrötenkopf findet sich ein höheres Lager. Beide ziehen gegen

Heiligenblut hinunter. Im Guttal ist ein weiteres Serpentinlager, das bis zum Haritzersteig und zur Bricciuskapelle hinunter zieht. Ausser diesen Serpentinmassen finden sich noch kleine Linsen von Prasinit und Amphibolit in den dunklen, phyllitischen Bündnerschiefern dieser Gruppe.

Die Brennkogl-Spielmann-Serie hebt sich von den braunen kalkigen Schiefen und den Phylliten des eigentlichen Glockner-Mesozoikums (Sonnwelleck-Fuscherkarkopf-Wiesbachhorn) schon von weitem durch ihre dunkle Farbe ab. Düster, schwärzlich erscheinen ihre Hänge. Sie bestehen zur Hauptsache aus einer phyllitischen Serie kalkärmerer und -reicherer grauer, bräunlicher und schwärzlicher Gesteine. Kalkglimmerschiefer, kalkarme Tonschiefer, Disthen- und Granat-führende Schiefer, dunkle Chloritoidschiefer bilden die Hauptmasse. Darin treffen wir, in Linsen und Linsenzügen eingelagert, stark verfaltete die hellen Quarzite und Karbonatquarzite, Dolomite und -breccien, Marmorschiefer und Ophiolithlinsen. Wenn ich nun für die Hauptmasse dieser Gesteine, mit Ausnahme der massigen Quarzite und der sie begleitenden kristallinen Schiefer, ein mesozoisches Alter postuliere, so geschieht das aus folgenden Gründen. Die flaserigen Dolomitlinsen und Dolomitreccien finden sich auf der obern Schwarzen Leite 2100—2000 m hoch, an der Pfandscharte und am Spielmannsgipfel und -westgrat. Sie sind nach Aussehen und allen Analogien mesozoisch, Trias bis Lias. Ferner trifft man an der Basis des Margrötzenserpentins ebenfalls Triasglieder: über den mächtigen Quarzitwänden (100 m) folgen marmorisierte Bündnerschiefer, Linsen schieferigen Dolomits, mit Bündnerschiefern und verschiefertem Serpentin verschuppt. Deshalb möchte ich die mit und grossteils über diesen Trias-Liasgesteinen auftretenden Kalkglimmerschiefer und Phyllite mit ihren ophiolithischen Einlagerungen, die als Gesamtkomplex über der Seidlwinkltrias liegen, am ehesten als Lias ansprechen. Die für die penninische Zentralzone der Alpen charakteristischen Grüngesteine (Serpentine, Prasinite u. a.) werden ja nicht nur von den schweizerischen, sondern auch von den französischen und italienischen Alpengeologen als mesozoischen Alters, Jura bis Tertiär (Sacco) angesprochen. Das Zusammengehen von Ophiolithen mit metamorphen Kalkschiefern ist in den Tauern genau dasselbe, wie in den penninischen Decken Bündens oder der Westalpen.

In der Brennkogl-Spielmann-Serie haben wir einen tektonisch einheitlichen Komplex vor uns (Tafel XVI). Es herrscht der Baustil liegender Falten, doch sind es nicht schön geschlossene, gut verfolgbare Falten, sondern es handelt sich um grosse, kleine und kleinste Falten, meist zerrissen, deren Einzelteile wieder bewegt und verfaltete wurden. Der Brennkoglserpentin schliesst nach W mit einer grossen Stirnfalte ab. Um ihn herum aber finden wir nicht eine einheitliche Hülle, sondern stärksten Wechsel und Detailfältelung im Kleinen.

Ebenso erscheinen die massigen weissen Quarzite und die Karbonatquarzite in Linsenzüge zerrissen, die immer wieder mit nach W gerichteten Faltenscharnieren auffallen. Es ist aber kaum möglich, diese Züge zu einem einheitlichen Bild zusammen zu fassen. Wie Knöpfe und Wurmlinsen stecken die Quarzite in den dunkeln Schiefern, die ihrerseits eine intensive Fältelung aufweisen. Analog ist das Auftreten der Dolomite und Dolomitbreccien, ebenso der kleinen Prasinitlinsen. Diese in sich stark verfaltete und durchbewegte Serie wird an der Racherin und an der Pfandscharte von den braunen Glockner-Wiesbachhorn-Bündnerschiefern überdeckt. Der Guttalserpentin trennt die Spielmann-Serie und diese Glockner-Bündnerschiefer; er ist nach seiner Stellung auf der schon vorgezeichneten tektonischen Schubfläche eingedrungen. Diese Schubfläche zieht aus dem Guttal in die Scharte (2888 m) nördlich der Racherin hinauf, wo sie in die Luft hinaus streicht. Auf der Nordseite der Pfandscharte und des Spielmanns sind die Spielmann-Serie und die höheren Glockner-Bündnerschiefer tief miteinander verfaltete. Man sieht am Schartenkopf, gegen das Gamskarkees hinziehend, ein dunkles Band, das immer dünner wird, und im Gamskarkees ausspitzen muss. Das ist die Spielmann-Serie, die keilartig in die höhern braunen Bündnerschiefer eindringt; darüber und darunter sehen wir am Schartenkopf die braunen Glockner-Bündnerschiefer. Der untere Komplex derselben dringt vom Pfandschartenkees nach E unter P. 2710 gegen die obere Schwarze Leite vor und ist bis gegen Hochmaiss zu verfolgen (Tafel XV). Als Synklinalkeil dringt da das Glockner-Mesozoikum in die Brennkogl-Spielmann-Serie ein, die als Ganzes tiefer liegt. Aber auch hier handelt es sich nicht etwa um eine einfache Einwicklung mit regelmässigen Schenkeln. Die Grenze zwischen Glockner-Bündnerschiefer und Spielmann-Serie ist ein Bewegungshorizont, in dessen Nähe sich gerade die Linsen von flaserigem Triasdolomit und Breccien finden, ebenso Prasinitlinsen mit Granatglimmerschiefern.

Die Glimmerschiefer-Serpentin-Schuppe am Südabfall der Stanziwurtten entspricht ihrer Stellung nach völlig der Brennkogl-Spielmann-Serie.

b. *Das Schwarzkopfkristallin als Basis des Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikums.*

Wer die Südseite der Sonnlickgruppe begangen hat, der erwartet auch im N im Hangenden der Seidlwinkl-Trias einen Bündnerschieferkomplex. Im S liegt vom Schobertörl bis ins Mölltal hinüber eine mächtige Schichtfolge von Bündnerschiefern mit spärlichen Ophiolitheinlagerungen direkt auf der Trias der Roten Wand. Ebenso folgt am Ritterkopf (Krumlbachtal) über der Moderecktrias eine mächtige Bündnerschiefer-Ophiolithserie. Das mächtige Glockner-Mesozoikum

bildet also an den erwähnten Stellen, besonders im S, das direkte Hangende der Modereck-Decke.

Im N treffen wir nun andere Verhältnisse. Im Schwarzkopf und Durcheckkopf liegen über der obersten Seidlwinkl-Triasschuppe wieder kristalline Gesteine: Glimmerschiefer, graue und weisse Quarzite, Chloritoidschiefer, Disthenschiefer und sogar Aplit, also die alte Schieferserie von vermutlich karbonem bis permischem Alter, wie wir sie vom Modereckkristallin her kennen. Diese kristalline Serie sinkt vom Schwarzkopf nach N im Hangenden der Trias immer steiler und schliesslich senkrecht zutal. Zugleich löst sich dieses Schwarzkopfkristallin, das am genannten Gipfel eine respektable Mächtigkeit besitzt, in mehrere Züge auf, die durch Bündnerschieferkeile voneinander getrennt sind. An der Basis des Schwarzkopfkristallins finden sich Kalkglimmerschieferlinsen; es sind nach meiner Ansicht Bündnerschiefer. Auch an den Klemerbrettern ist die Schwarzkopfserie mit Bündnerschiefern verschuppt. Sie bildet in diesem Abschnitt die kristalline Basis des Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikums.

An der Basis des Schwarzkopfkristallins, das auch auf dem Durcheckkopf noch eine kleine Kappe bildet, kommt es nun noch zu weiteren Komplikationen. Im Sattel zwischen Durcheck- und Schwarzkopf finden wir unter dem erwähnten Kristallin noch eine kleine Schuppenzone: am Durcheckgrat eine Verschuppung von Trias mit Quarzit- und Chloritoidschiefern, am Schwarzkopfgrat ebenfalls eine Quarzitschieferschuppe über Trias plus Bündnerschiefer (Fig. 6). Am Durcheck-Nordgrat überschiebt das Parakristallin mit verkehrter Serie die Trias und ist zugleich mit ihr verkeilt (Fig. 6), sodass wir annehmen müssen, dieses tiefere kristalline Paket sei wirklich rückgefaltet und nach S geschoben worden. Dieses Kristallin ist nun dasselbe wie das des Arschkogls, und es bildet auch die Kappen der weiter südlich liegenden Gipfel (Mäusekar-, Baumgartl-, Hirzkarkopf). So steht also die Ummantelung der Trias in den Gruben und am Arschkogel einerseits in Zusammenhang mit dieser Rückfaltung einer tieferen kristallinen Serie, die zudem noch verschuppt ist (am Durcheck- und Mäusekarkopf), anderseits leitet sie nach S über in die grosse Quereinfaltung, die die Seidlwinkl-Decke im hinteren Ferleitental betrifft. Das höhere Schwarzkopfkristallin aber wurde von S her überschoben und taucht mit zerschlitzter Stirn nordwärts unter; es ist durch Bündnerschieferlinsen vom tieferen Kristallin getrennt.

Wir haben gesehen, dass die östlichen Talhänge des Ferleitentales durch starke Verfaltungen — aufrecht stehende Falten und nach W gerichtete Überfaltungen — deren Axen hauptsächlich N—S bis N 20° W streichen, gekennzeichnet sind. Dieselben Erscheinungen beherrschen die Brennkogl-Spielmann-Gruppe (siehe S. 308). Es handelt sich hier um eine Region mit Querfaltenercheinungen.

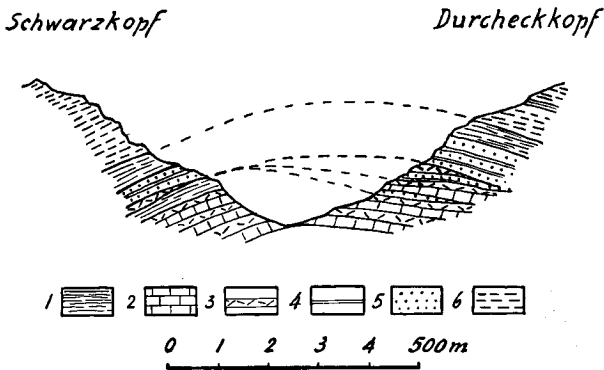


Fig. 6. Verschuppung an der Basis des Schwarzkopfkristallins.

- | | |
|-------------------|------------------------------|
| 1 Bündnerschiefer | 4 Chloritoidschiefer |
| 2 Marmor | 5 Quarzitschiefer |
| 3 Dolomitschiefer | 6 Graphitquarzite, -schiefer |

Nach der im Vorigen gegebenen Einzelcharakterisierung der Quersalten wollen wir noch der Verknüpfung der tektonischen Komplexe in dieser Region mit Quersaltenstruktur näher treten. Im Profil des Hochtors taucht die Moderecktrias axial unter die Brennkoglschicht ein; die letztere liegt eindeutig über der Seidlwinkl-Decke. Am Fuschertörl hingegen und weiter nördlich an der Piffkarschneid hebt dieselbe Moderecktrias nach W in die Luft hinaus, und es erscheint an ihrer Basis nach der Lösung, der wir hier den Vorzug geben, die Unterlage der Trias. Wir haben also am Pfalzkopf und Pfalzkogl im Ferleiental die Liegendserie der Seidlwinklserie vor uns, am Brennkogl-Spielmann dagegen deren Hangendserie. Die Liegendserie der Moderecktrias ist mit den Bündnerschiefern an ihrer Basis stark verfaultet und sinkt mit komplizierter Faltenstruktur ins Ferleiental hinunter. Die Moderecktrias ist auf der Trauneralm ebenfalls noch in Fetzen miteingefaltet. Eine weitere Komplikation kommt nun noch hinzu, indem die Hangendserie der Seidlwinkl-Decke, die Brennkogl-Spielmann-Serie, ebenfalls miteingefaltet wurde. Die Axe dieser Einfaltung folgt dem allgemeinen queren Streichen und beträgt N 20° W. Sie zieht vom Nassfeld (nördl. v. Brennkoglknees) nach Hochmaiss (östl. ob Trauneralm) hinein. In dieser Region, von der Hochmaiss nach S, haben wir es mit der grössten Einwicklung zu tun, zieht doch der eingewickelte Keil der höheren Glockner-Bündnerschiefer vom nördlichen Pfandlschartenkees her weit in die Schwarze Leite hinein. Hier umfasst also die Querverfaltung drei übereinander liegende Komplexe, die Seidlwinkl-Decke, die Brennkogl-Spielmann-Serie und auch noch die höhere Glockner-Wiesbachhorn-Serie. Die Quersaltenstruktur mit Einwicklungen bis auf viele

100 m ist das Hauptmerkmal der Region Guttal-Spielmann-Brennkogl-Ferleitenttal.

Nördlich von Ferleiten hingegen treffen wir nichts Derartiges mehr. Von der Durcheckwand und den Klemerbrettern fallen die Schichten steil und immer steiler werdend ins Fusch-Ferleitenttal hinab. Diese Region zeichnet sich durch weitere Verschuppung aus. Von den kristallinen vortriadischen Gesteinen — im Höllbachkarl treten nochmals Gneise auf — erreichen nur die massigen Quarzite das Tal. Die Trias zieht von der Durcheckscharte herab noch bis in den Höllbachgraben hinein. Dort keilt sie zwischen zwei kristallinen Komplexen aus. Das mächtige Schwarzkopfkristallin zieht durch die Klemerbretter. Dort sind an einer Stelle Serizitquarzite und Dolomitschiefer in der vorherrschend graphitischen Zone eingeschaltet (Synklinalzone!). Diese gesamte parakristalline Zone verkeilt sich in den untern Hängen mit Bündnerschiefern. Die steilen Hänge der Höllbachplatte lassen 4—5 Quarzitzüge, getrennt durch schwarze, kalkhaltige, ziemlich massige Bündnerschiefer und durch Karbonatquarzite erkennen. Es sind dieselben Glieder, welche die Durcheckwand zusammensetzen. Das faltige Element ist hier verschwunden, es herrscht Schuppenstruktur. Nördlich dieser wechselreichen Zone von Quarziten und Bündnerschiefern folgt eine einheitliche, mächtige Bündnerschieferzone. Es ist diejenige des Glockners und Wiesbachhorns; sie baut die grosse und kleine Gamsburg und das Embachhorn auf und zieht nach E zum Königstuhl hinüber (s. S. 315).

Einige Bemerkungen über die ausserhalb unseres Gebietes liegenden Westhänge des Fusch-Ferleitentales seien hier noch angebracht. Es fehlt hier die mächtig entwickelte Trias der Osthänge. Der Gesamteindruck ist der einer monotonen Schieferserie. Die Kalkglimmerschiefer, in den höheren Partien braune Kalkphyllite, spielen die weitaus überwiegende Rolle. In ihnen finden sich Quarzitzüge, die von Ferleiten gegen die Walcher Alm emporziehen und denen der Höllbachplatte entsprechen dürften. Nach S lassen sich Quarzitzüge und -Linsen mit kristallinen Schiefen an der Hörndlwand und bis zur Boggeneialm feststellen. Im Sandboden und Boggeneikes (2000 m hoch) lassen sich parakristalline Schiefer (Quarzitschiefer, graphitische Disthenglimmerschiefer) und Trias beobachten, die als in die Bündnerschiefer eingestossene Falten (Querfalten!) mit S 20° E aus den Hängen herausstreichen. Auch im Walcherkees steckt 2150 m hoch eine Triaslinse in den Bündnerschiefern. Die Wände über dem Käfertal und die mächtigen höheren Partien der Wiesbachhorn-Hochtengruppe werden von einer gewaltigen, stark verfalteten Bündnerschiefermasse, die viele Prasinitlinsen führt, aufgebaut. Namentlich am Hochteng zeichnen sich bei guter Beleuchtung grosse liegende Falten sehr schön ab. Dieses Wiesbachhorn-Mesozoikum sinkt vom Hochsedlkopf und der Heuwand senkrecht ins Fuschertal hinab und zieht, an Mächtigkeit stark abnehmend, zur Gamsburg

hinüber. CORNELIUS und CLAR vermuten eine Zweiteilung dieser Bündnerschiefermasse durch einen Linsenzug von Glimmerschiefern und Dolomitschiefern, von dem sie am Sandbodenkopf und am Hirzbachtörl Spuren fanden.

Die Verhältnisse der Ferleitental-Westhänge verraten uns eine starke Auflösung der Seidlwinkl (nördl. Modereck)-Decke in Linsen und Linsenzüge. (Nach der 2. Interpretation, siehe S. 304, würde die Decke tief versenkt nach W ziehen.) Die quere Verfaltung beherrscht auch die tieferen Westhänge südlich Ferleiten. Die Brennkogl-Spielmann-Serie, die von der unteren Schwarzen Leite nach W ins Käfertal hinein zieht, dürfte nördlich desselben bald auskeilen. Als weitaus mächtigster Komplex stellt das Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikum, das als tektonisch selbständiger Körper gewertet werden muss, die Verbindung mit dem Granatspitz im W her. Die Teildecken (Riffl-Decken und höhere Schuppen), die durch H. P. CORNELIUS über dem Granatspitz abgetrennt werden konnten, dürfen wohl als analoge Bildungen wie die Modereck-Decken etc. gewertet, können aber infolge der enormen Auflösung und Verschürfung derselben nicht einzeln mit ihnen parallelisiert werden.

Die vorläufigen Resultate über die Glockner-Schuppen lassen sich folgendermassen zusammenfassen:

1. Eine tiefere Schuppe erkennen wir in der Brennkogl-Spielmann-Serie; sie ist im hinteren Ferleitental in ihre Unterlage (in die Seidlwinkl-Decke) quer eingefaltet.

2. Die Glockner-Wiesbachhorn-Zone stellt eine mächtige höhere Schuppe dar, die ev. in deren zwei zu gliedern ist (s. CLAR & CORNELIUS, Lit. 17); das Schwarzkopfkristallin bildet deren Basis.

Betrachtungen zum Längsprofil der Modereck-Decken und Glockner-Schuppen im Tauernhauptkamm.

Die zentrale Depression der mittleren Hohen Tauern ist schon seit langer Zeit bekannt und findet ihren präzisen Ausdruck in der tektonischen Gliederung des Tauernfensters, die R. STAUB in seinem „Bau der Alpen“ gegeben hat. Von der östlichen Kulmination im Hochalmgebiet verschwindet nach W, gegen die Glocknerdepression hin, ein tektonisches Element um das andere, indem jedes unter die höheren Einheiten, die über der Hochalm-Kulmination wegerodiert sind, eintaucht. Es sind deshalb die höchsten Teile der höheren Glockner-Decke, die unsere zentrale Depressionszone aufbauen, und die im Gebiet der Hochalm- und der Venediger-Kulmination nur in den steil einsteichenden Randzonen noch zu finden sind.

Betrachten wir unseren kurzen Gebietsabschnitt in Bezug auf das Längsprofil etwas näher. Da erkennen wir in der Sonnblick-Hocharn-Gruppe sehr schön das axiale Einsinken der Sonnblick-

Gneismasse gegen NW unter die Modereck-Decke. Triaslinsen und Bündnerschiefer, ja eine eigentliche Kleinschuppenzone trennt die Sonnblickgneise (unten) im Fleiss- und Mölltal von den Rote Wand-Gneisen. Im hintersten Talgrund des Grossfleisstales verschwindet der Sonnblickgneis definitiv in axialem Sinne. Die über dem Sonnblickgneis folgende Schuppenzone (Sonnblick-Schuppen Lit. 42) sinkt gleichsinnig axial unter die nächsthöhere Einheit ein: sie verschwindet im Grossfleisstal unter der Modereck-Decke. Die südliche Modereck-Teildecke mit dem Rote Wand-Orthogneis taucht im Grossfleisstal (Westhang) unter die von ihr abgeschuppte nördliche Modereck-Teildecke. Die Serie derselben ist über dem Gipfel des hinteren Modereck bereits wegerodiert. Sie setzt an der Weissenbachscharte ein und bildet die Basis des Tauernkopfes westlich der Scharte. Auf der Ostseite derselben sind die basalen Bündnerschiefer abgeschlossen, die die nördliche und die südliche Teildecke voneinander trennen.

Das plötzliche Einsetzen der nördlichen Seidlwinkl-Decke an der Weissenbachscharte kann nur durch ein flexurartiges Abschwingen ihrer Gesteinsserie gegen W erklärt werden. Allerdings muss man in Betracht ziehen, dass die Kammlinie Modereck-Weissenbachscharte-Hochtor nicht der Streichrichtung der Schichten dieser Region entspricht, sondern dass dieselbe vorwiegend nach NW weist. An der Wasserfallhöhe finden wir die höhere Seidlwinkl-Decke wieder, mit Parakristallin und Trias, von wo sie sich ins Seidlwinkltal hinunter gegen den Reiterhof zu verfolgen lässt.

Von der Weissenbachscharte nach W bleibt für das Gebiet der Hauptkammregion das Modereckkristallin endgültig untergetaucht; erst am mittleren Burgstall und an der Romariswand sehen wir kristalline Gesteine in analoger Position wieder nach W emporsteigen zur Kulmination der Granatspitzgruppe. Die Moderecktrias bedeckt vom Roschartenkopf bis zum Hochtor hinüber das untergetauchte Parakristallin. Von der Weissenbachscharte nach W haben wir nur ein ganz flachwellig verlaufendes Axialgefälle. Gegen den Tauernkopf (am Hochtor) steigen die Schichten sogar ein wenig an (s. Längsprofil, Taf. XVI), um dann von neuem steil, flexurartig zum Hochtor abzuschwingen. Auch im Profil Brennkogl-Mitteltörl-hinteres Seidlwinkltal (Taf. XVI, hintere Kulisse) erkennen wir den analogen Verlauf der Schichten wie im Hochtor-Längsschnitt. Am Mitteltörl sitzt eine kleine Kappe kristalliner Gesteine in einer kleinen Depression triadischer Schichten, die westwärts emporsteigen und eine kleine, aber ausgeprägte Kulmination bilden. Auch hier lässt sich das flexurartige Abschwingen nach W schön beobachten. Die Achse dieser kleinen Kulmination verläuft also vom Tauernkopf zum Mitteltörl (etwas westlich davon), d. h. in der Richtung N 20° W. Über der Moderecktrias liegt längs der Linie Hochtor-Mitteltörl-Fuschertörl, zur Hauptsache westlich der erwähnten Aufbiegung, die Serie des Brennkogls:

stark metamorphe Bündnerschiefer mit Ophiolithen und Kontaktgesteinen, mit Quarzit- und Breccieneinlagerungen.

Von der Weissenbachscharte nach W liegen infolge des Axialgefälles folgende tektonisch selbständige Komplexe übereinander:

1. die *Seidlwinkl- oder Nördliche Modereck-Teildecke*, die im Längsprofil an der Weissenbachscharte steil abschwingend einsetzt, und deren Trias auf der Linie Hochtorn-Mitteltörl ebenso abschwingt;
 2. die *Brennkogl-Spielmann-Serie* mit den mächtigen Serpentinlagern (Brennkogl-Margrötzenkopf-Guttal) und ihrer ausgesprochenen Querfaltenstruktur;
 3. der monotone Komplex des *Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikums*, nördlich der Pfandlscharte deutlich in die Brennkogl-Serie eingefaltet und an der Racherin, am Sonnwelleck dieselbe überdeckend (ev. noch unterteilbar); mit der
- 3a. *Grünschieferzone vom Freiwandspitz* im Hangenden, die das Zentrum der Glocknerdepression einnimmt (Kellersberg-Franz Josephshaus-Freiwandspitz).

D. Die nördliche Schuppenregion.

Wie wir oben dargelegt haben, bildet das Glockner-Mesozoikum die oberste Füllmasse der Glocknerdepression und baut als solche die Grossglockner-, die Wiesbachhorn- und Hochtenn-Gruppe auf. Nördlich vom Hochtenn, am Bauernbrachkopf und an den beiden Spitzbrettern, ferner an der Mühlwand und Heuwand, fallen die Glockner-Wiesbachhorn-Bündnerschiefer dann rasch steil nach N zur Tiefe. Die Mächtigkeit nimmt in diesem steil einfallenden Schichtkomplex infolge nunmehrigen Fehlens von Verfaltungen (Hochtenn!) immer mehr ab. So zieht die Bündnerschiefer-Ophiolithmasse der Glockner-Wiesbachhorn-Zone immer schwächer werdend über das Ferleital in die Gamsburg-Embachhorn-Gruppe hinein und über die Rieger Hochalm zum Königstuhl und ins Seidlwinkltal hinüber. Auf der ganzen Länge bildet ein ansehnlich mächtiger Prasinitzug das Hangende der Bündnerschieferzone. Ich fand denselben südlich der Gleiwitzer Hütte, CORNELIUS erwähnt ihn in gleicher Position aus den Schmalzgruben (Lit. 17, 1932, S. 78); vom Ferleital streicht er in ununterbrochenem Zuge über das Embachhorn bis zum Königstuhl und ins Seidlwinkltal (hinter Seidau) hinunter (s. Karte). In seinem Hangenden findet man da und dort noch decimeterweise Bündnerschiefer.

Weiter im N liegt nun über dem Wiesbachhorn-Mesozoikum ein gewaltiger Schieferkomplex, mit Kristallin an der Basis. Es ist dies die nördliche Schuppenzone, die wir als **Schuppenzone von Fusch** bezeichnen und folgendermassen weiter gliedern:

- a) *Grosszonen zwischen Fusch und Rauris:*
 - 1. Die Weichselbachzone
 - 2. Die Imbachhorn-Tristwand-Zone
 - 3. Die Sulzbachzone
 - 4. Die Zone der Drei Brüder,
- b) *Die Plattenkogel-Anthaupten-Zone,*
- c) *Die höhere Schieferzone.*

Wir beginnen unsere Besprechung mit den

- a) *Grosszonen Fusch-Rauris.*

Die tiefste derselben ist

- 1. Die Weichselbachzone (in unserem Gebiet mit einer Basis-schuppe).

Unmittelbar über dem oben erwähnten Prasinitzug der Glocknerzone finden wir einen grünen, weiss geäderten Injektionsgneis (s. S. 287), sowohl auf der Embach- wie auf der Königstuhalm. Es folgen darüber mit konkordanter Lagerung und mit sehr steilem Nordfallen Glimmerschiefer und Quarzitschiefer sowie Linsen von Dolomitschiefern und Bündnerschiefern (Embachalm). Wir haben hier eventuell noch eine höhere Glockner-Schuppe vor uns. An den tieferen Hängen gegen Bad Fusch zu folgt über der kleinen Schuppe ein mächtigerer Bündnerschieferkomplex, dessen untere Grenze sich nicht genau feststellen lässt, da wir uns hier in einer stark bewachsenen Zone befinden. Auf alle Fälle grenzen diese echten Kalkglimmerschiefer an die mächtige Zone der kalkfreien, graphitischen Phyllite des Weichselbachtals. Dieser Phyllitzug ist schon auf der alten LIPOLD-PETERS'schen Karte ausgeschieden. CORNELIUS hat ihn neuerdings von der Salzburger Hütte bis Bad Fusch verfolgt, von wo er ins Seidlwinkltal weiterzieht. Nördlich der Salzburger Hütte befindet sich dieser Phyllitzug nach CORNELIUS im unmittelbaren Hangenden eines mächtigen Prasinitzuges. Das muss der oberste Prasinit der Glockner-Wiesbachhorn-Bündnerschiefer sein, die das Kitzsteinhorn aufbauen. Das Querprofil der Salzburger Hütte scheint also um eine Schuppe ärmer zu sein, indem dort der oben erwähnte Komplex kristalliner Schiefer mit den Bündnerschiefer einschaltungen im Hangenden des Glockner-Mesozoikums fehlt. Die Phyllite von Bad Fusch bilden im Kaprun das direkte Hangende des Glockner-Mesozoikums. Östlich des Fuschertales werden die untersten Südhänge, die Talfurche und die gesamten Nordhänge des Weichselbachtals von den Phylliten und Schiefen des erwähnten Zuges gebildet. Es ist eine monotone Serie, in der hie und da Glimmerschiefer, schwarze Schiefer und quarzreichere Schiefer, z. T. mit regelmässig angeordneten Quarzlinsen und -lagen, aber auch Ophiolithe, zur Hauptsache Amphibolite, vorkommen.

Dieselben bilden grosse Linsen, die sich zu Zügen vereinigen lassen. Infolge ihrer Zähigkeit und grösseren Beständigkeit treten sie überall als Felsköpfe und Felswände hervor und bringen derart einige Abwechslung und Gliederung in die gleichförmigen Schieferhänge. Im Weichselbachtal ordnen sich diese Amphibolite zu drei Linsenzügen, wobei der ehemalige Zusammenhang der Linsen noch erkenntlich ist. Zwei derselben finden sich an den Nordhängen des Tales, am Kreuzköpfl, Kühkarkopf und Freudenendkopf, während der tiefste Linsenzug von der Weichselbachhöhe herab ins Tal hineinstreicht. Einzelne Vorkommnisse von Amphibolit lassen sich aber nicht in diese Züge einreihen, sondern treten als verschleppte Ophiolithlinsen in den Phylliten auf. Von Fusch ziehen in den höheren Partien unseres mächtigen Phyllitzuges noch drei weitere Amphibolitzüge gegen Guneeben hinauf, die gegen E einer nach dem andern am Kreuzköpfl auskeilen (s. Karte). Die Amphibolite sind z. T. recht stark mylonitisiert.

Weiter im E, in der Gruppe des Kaserköpfl nördlich vom Königstuhl, beobachten wir im direkten Hangenden des Glockner-Mesozoikums wie auf der Embachalm ebenfalls eine wechsellagere Serie: Glimmerschiefer, Grünschiefer, Linsen von Dolomit und Rauhwacke, und Bündnerschiefer. Darüber folgen die das Kaserköpfl aufbauenden Bündnerschiefer; echte Kalkglimmerschiefer wechsellagern mehrfach mit schwarzen Phylliten und Schieferen. Wir finden also auch hier noch eine Schuppe zwischen dem Glockner-Mesozoikum und der eigentlichen Weichselbachzone, wie auf der Embachalm. Es dürfte sich wahrscheinlich um eine höhere Glockner-Schuppe handeln. An der Weichselbachhöhe zieht die mächtige Zone der schwarzen Phyllite, die von Bad Fusch über die Walchen-Alm hinaufziehen, durch, um dann mit rein östlichem Streichen zum Waldhof im Seidlwinkltal hinunterzusinken. Da ja die Schwarzkopfserie im Liegenden der Glockner-Bündnerschiefer vom Schwarzkopf (Streichen N 100° E) immer mehr nach SE streicht, ergibt sich aus dieser Differenz im Streichen eine ziemlich rasche Zunahme der Mächtigkeit für die zwischenliegende Glockner-Wiesbachhorn-Serie gegen E, die denn auch die ganze mächtige Berggruppe vom Platteck (südl. Wörth) bis und mit dem Ritterkopf aufbaut, eine allerdings durch Verfaltung vervielfältigte Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie wie drüben jenseits des Fuschertales in der Wiesbachhorn-Hochtenn-Gruppe.

2. Die Imbachhorn-Tristwand-Zone.

Über den schwarzen Phylliten der Zone von Bad Fusch liegt nun zunächst eine im W mächtige Folge kalkiger Bündnerschiefer. Diese bilden im W das Imbachhorn, ziehen bei Fusch über das Tal und bilden den Grat Guneeben-Kreuzköpfl zwischen Bad Fusch und Sulzbachtal. Weiter im E besteht die Tristwand aus den hellen

kalkigen Bündnerschiefern, an deren Basis die Grenze gegen die dunklen Phyllite sehr auffällig ist. Im Wolfbach nimmt die Mächtigkeit dieses kalkigen Bündnerschiefers ab, und er zieht als wenig mächtiges helleres Band zwischen den schwarzen Phylliten um die Schwarzwand herum und gegen Rauris hinunter. Im Wolfbachtal, an der Tristwand und am Kühkarkopf findet man in den unteren Partien dieses Bündnerschieferzuges feine Dolomitbreccien mit kalkig-glimmerigem Bindemittel: Breccien vom Typus der Dolinbreccien. Die petrographische Charakterisierung dieses Gesteinstypus ist auf S. 276 gegeben.

3. Die Sulzbachzone.

Nördlich der eben besprochenen folgt nun eine mächtige Zone mit wechselnden Bündnerschiefergesteinen, mit Ophiolithzügen und -linsen. Ein häufiger Wechsel zwischen kalkigen Bündnerschiefern und feinen Phylliten zeichnet diese Sulzbachzone aus. Oft kommt es zu feinen Wechsellagerungen zwischen den Kalkglimmerschiefern und den Phylliten. An der Basis dieses mächtigen Komplexes finden sich parakristalline Gesteine: südlich oberhalb der Flachalm (Sulzbachtal) weisse Quarzitschiefer; im hinteren Wolfbach und an der Schwarzwand weiter im E Quarzit- und Glimmerschiefer. Diese mächtige Zone bildet die Süd- und Nordhänge des Sulzbachtales und zieht über den Hirsch- und Reissrachkopf nach Rauris hinüber; sie zieht, immer phyllitischer werdend, nach E weiter ins Gastein hinüber. Ein konstantes Glied der Zone ist der Sulzbach-Prasinitzug, der von Sulzbach (nördlich Fusch) bis Rauris, ja bis Gastein ununterbrochen verfolgt werden kann.

Stellenweise ist dieser Ophiolithzug zweigeteilt. So erkennen wir beim Eintritt ins Sulzbachtal einen tieferen Amphibolithzug, der durch schwarze Phyllite von dem höher durchziehenden Prasinit getrennt wird (s. Fig. 7, a). An der Schwarzwand verschmelzen die beiden Ophiolithzüge, um sich gegen Rauris hinunter wieder zu trennen, wobei der liegende Amphibolit in einen Linsenzug aufgelöst erscheint. Der erwähnte Prasinit ist im Sulzbachtal durch Kontaktgesteine mit den Bündnerschiefern verbunden (s. S. 282). Die Kalkglimmerschiefer dominieren am Hirschkopf und im Rauristal, während sie gegen das Fuschertal hin und besonders nach E, gegen Gastein zu, an Mächtigkeit stark einbüßen und den schwarzen Phylliten Platz machen. An der Schreckalhöhe (zwischen Sulzbach und Wolfbach) finden sich mächtige bankige Bündnerschiefer-Kalke. Ein Komplex schwarzer Phyllite schliesst diese merkwürdige Mischungszone nach oben ab. Im Ganzen zeigen die einzelnen Glieder der Sulzbachzone, die Phyllite, Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe, Konstanz im Streichen kombiniert mit wechselnder Mächtigkeit.

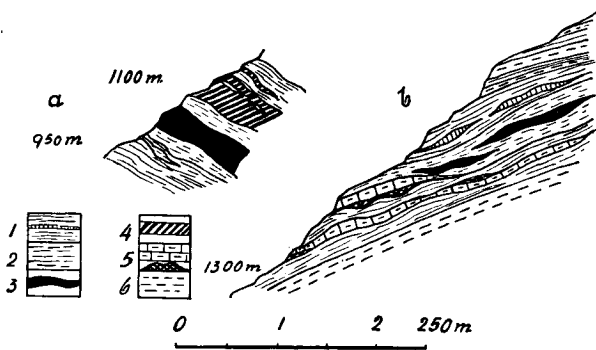


Fig. 7.

a. Nordhang Sulzbachtal.

b. Westhang vom Zargl, Detail der Kleinschuppenzone.

- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| 1 Bündnerschiefer m. Kalkbänkchen | 4 Prasinit |
| 2 dunkle Phyllite | 5 Dolomit und brecciöse Rauhwaacke |
| 3 Amphibolit | 6 Quarzite und Quarzitschiefer |

4. Die Zone der Drei Brüder.

Sie bildet die markante Gipfelreihe der Brüder, des Baukogls, weiter im E des Bernkogls (Fig. 8) und besteht aus sehr kalkigen Bündnerschiefern, z. T. aus echten Tafelkalken. An deren Basis finden sich braune schiefrige Bündnerschiefer mit schwarzen Phylliten, in denen die Kalke synklynal eingeschlossen zu sein scheinen. Am Breilkogel-Nordhang ist wenigstens eine von oben eingepresste stehende Falte zu sehen. Nach W nimmt die Mächtigkeit der kalkig-bankigen Bündnerschiefer stark ab. Doch lässt sich dieser auffällige Horizont auch auf der Westseite des Fuschertales in ca. 1100 m Höhe beim Aufstieg zur Gleiwitzer Hütte von Bruck aus sicher feststellen. Er bildet den Schreckberg und dürfte in die Sigmund Thun-Klamm weiterziehen. Nach E findet der Kalkzug der Brüder und des Baukogls seine Fortsetzung im Grubereck und Bernkogel. Auch hier herrscht steiles bis senkrecht einfallendes, das nach unten sogar in ein steiles Südfallen übergeht, sodass man den Eindruck eines mächtigen, nach N gerichteten Scharniers erhält.

Die bis jetzt besprochenen Grosszonen Fusch-Rauris werden also zur Hauptsache von mächtigen Phylliten und echten Kalkglimmerschiefern aufgebaut. Ob es sich bei diesem mächtigen Schiefer-Phyllit-Komplex ev. noch um höchste Glockner-Schuppen handle, oder ob diese Grosszone Fusch-Rauris wirklich schon mit der Südlichen Matreier Zone zusammen zu hängen ist und deren tiefere Schuppen repräsentiert, lässt sich nicht entscheiden. Sie findet

sich auf alle Fälle im direkten Hangenden des Wiesbachhorn-Mesozoikums (im Kaprun), in unserem Gebiet auf einer kleinen basalen Schuppe mit Kristallin und Triaslinsen (Embach- und Königstuhlmalm). Das Hauptgestein der besprochenen Zonen ist ein schwarzer, meist kalkfreier Phyllit (hie und da etwas kalkhaltig); er geht mit feiner Wechsellagerung in echten Bündnerschiefer über. Manchmal enthält der Phyllit unvermittelt Kalklinsen und -brocken. Dieses Gestein ist als ein graphitführender Bündnerschiefer-Phyllit aufzufassen. In ihm treten Züge und Linsen von Ophiolithgesteinen auf, die wir als Amphibolite und Prasinite beschrieben haben. Die wichtigsten sind die Amphibolite des Weichselbachtals und der Prasinitzug des Sulzbachtales. Als eine weitere spezielle Bündnerschieferfazies sind die Tafelkalke zu erwähnen. Diese Kalke sind bald bankiger, bald etwas schiefriger ausgebildet; sie treten in Zügen auf: Imbachhorn-Tristwand, Sulzbach-Rote Wand, und besonders mächtig: Schreckberg-Drei Brüder-Baukogel-Bernkogel. Geringmächtige Einschaltungen von Glimmer- und Quarzitschiefern zeigen den Schuppenbau dieser mächtigen Grosszone Fusch-Rauris an. Die zu beobachtenden Zonen zeichnen sich durch ein gewisses Ausharren im Streichen aus. Es herrscht somit Grossschuppenbau mit einheitlichem W—E-Streichen und monotoner Zusammensetzung, indem die Schieferkomponente stark überwiegt.

b) Die Plattenkogel-Anthaupten-Zone.

Die weiter nördlich anschliessende Plattenkogel-Anthaupten-Zone zeigt demgegenüber einen bunten Wechsel von Kleinschuppen. Die Mächtigkeit der auftretenden Gesteine ist meist bedeutend geringer als in der Grossschuppenzone, die Schichtserie jedoch ist mannigfaltiger. Dazu ist ein grosser Wechsel im Streichen zu konstatieren (s. Fig. 8). Es ist nicht immer leicht, die Glieder eines bestimmten Profils in die eines anderen überzuführen. Es treten wohl einige Gesteinszüge auf, die als Leitlinien dienen können, die dazwischen liegenden Glieder aber ersetzen sich vielfach gegenseitig. So gleicht kein einziges Profil genau dem andern. Wir finden hier neben den schwarzen Phylliten und Kalkglimmerschiefern, den Amphiboliten und Prasiniten, den Tafelkalcken und Liasbreccien, wieder Quarzite und Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, Dolomit und Rauhwacke der Trias, hochkristalline jurassische? Kalke und unter den Ophiolithgesteinen wieder Serpentine, die in den Grossschuppen gefehlt hatten. In erster Linie sind es die quarzitischen Gesteine, die in weiter verfolgbareren Zügen auftreten, und mit ihnen meist die kalkigen Bündnerschiefer. Andererseits treten die Triasglieder, die Liasbreccien und die Ophiolithe nur in Linsen auf und verschwinden jeweils im Streichen rasch wieder. Besonders hervorzuheben sind die mächtigen weissen Quarzite des Pichlbergs und Plattenkogels,

die sich vom Fuschertal bis ins Wolfbachtal verfolgen lassen, dort an Mächtigkeit abnehmen und teilweise von Amphiboliten abgelöst werden. Dieser Quarzitzug erscheint am Anthauptenkopf von neuem so mächtig wie am Plattenkogel. Die sich einschaltenden Amphibolite sind besonders mächtig von der Moosalm ins Rauristal hinunter, wo sie bei Landsteg an der Strasse anstehend gefunden werden. Der ehemals massige Amphibolit ist hier tektonisch stark zerrüttet und von mehreren Kluftsystemen zerlegt, sodass er grob eckig zerfällt. Im Wolfbachtal fand ich in einem Amphibolitzug oberhalb der Salwandhütten, gegen den Archenkogel-Nordgrat P. 1948m hinauf, noch echte Gabbros, und auch die Amphibolite lassen reliktsch oft noch die grobe, gabbroide Pflasterstruktur erkennen, zum Beweis dafür, dass diese Amphibolite von Gabbrolinsen stammen. Linsen von Triasgesteinen finden sich am Westhang des Langweidkogls (s. Fig. 7b) und besonders schön auf der Erlhofalm. Liasbreccien treffen wir am Nordgrat des Archenkogls und besonders in der Zone nördlich der Amphibolite, die von den Salwandhütten (Wolfbach) nach Landsteg (Rauris) hinüberziehen. Wie die Profile Fig. 8 zeigen, ist die Wechsellagerung eine enorme; sie kann tatsächlich am besten im Sinne R. STAUBS mit derjenigen der Matreier Zone verglichen werden (Lit. 48, 97).

c) Die höhere Schieferzone.

Aber diese nördliche Matreier Zone grenzt noch nicht an den innersten ostalpinen Rahmen, die Radstätter Decken. An den tieferen Hängen südlich der Salzach, bei Bruck, Gries und Taxenbach, steht vielmehr eine monotone Schieferserie an, die eigenartigen Habitus zeigt. Es ist die Schiefer- und Phyllitserie, die im stratigraphischen Kapitel mit Vorbehalt als „Flysch“ bezeichnet wurde. Ihre Abgrenzung von den echten Bündnerschiefern im Liegenden ist nicht genau festzulegen, doch stellen sich gerade in der Übergangszone die Ophiolithlinsen, und zwar speziell Serpentinlinsen, ein, die vom Pichlberg im W bis zum Thannberg und Wolfbachtal immer wieder im Hangenden von den Bündnerschiefern der Kleinschuppenzone zu finden sind. Diese Ophiolithe bilden einen Linsenzug, der ungefähr als Grenze gegen die „Flysch“region gelten kann. Die dunkeln, teils schwarzen, nicht serizitisierten Kalktonschiefer, die eine feinste Wechsellagerung kalkiger Bändchen und toniger Häute zeigen, möchte ich zum Flysch rechnen. Sie bilden den tiefsten Teil desselben. Es folgen dann bunte und hauptsächlich grüne Schiefer und Phyllite, hie und da mit Marmorlagen, dazwischen Breccien und sandigkalkige Typen, wie wir sie im stratigraphischen Teil beschrieben haben. Steiles Nordfallen, Saigerstellung, stellenweise sogar steiles Einfallen nach S beherrscht die ganze, W—E streichende Zone. Auf dieses W—E-Streichen macht auch CORNELIUS wieder aufmerksam (Lit. 17). Die Mächtigkeit unserer „Flysch“zone beträgt im

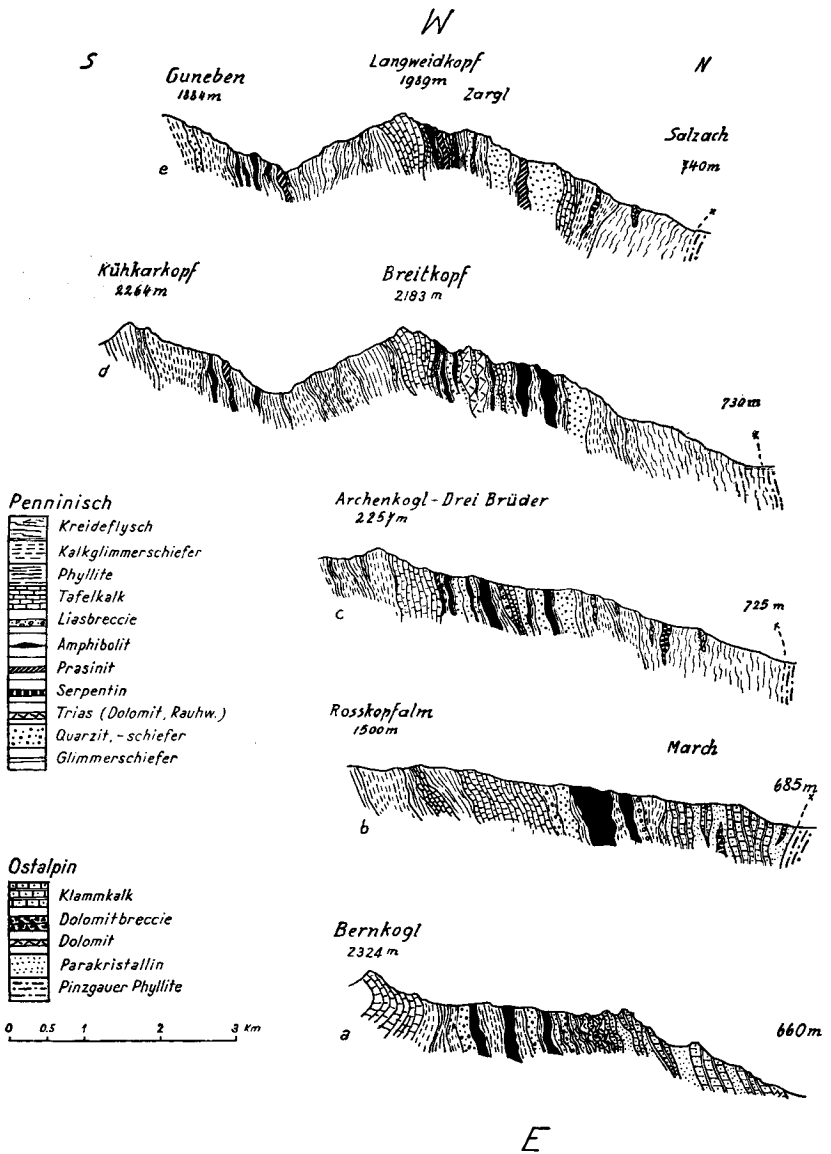


Fig. 8. Profile durch die nördliche Schuppenzone.

1 : 100000.

Schaidmoos- und Wolfbachtal über 1 km. Am Ausgang des Wolfbachtals fallen die Pinzgauer Phyllite, als dunkle, fettig glänzende reine Phyllite, steil S unter die „Flysch“ schiefer ein. Die Grenze ist eine Ruschelzone, die infolge der grossen Gleichartigkeit der beiderseitigen Gesteinsarten nicht sehr eminent hervortritt. Weiter im W ist die Nordgrenze der „Flyschzone“ nicht aufgeschlossen. Bei Taxenbach ist nach freundlicher Mitteilung von Dr. TH. OHNE-SORGE die Grenze durch eine nach Metern zählende lehmartige Zwischenschicht gekennzeichnet; er nennt die stellenweise gipsführende Störung eine steile, nach S gerichtete Überschiebung.

2) Die Radstätter Decken.

In der eben besprochenen Schieferzone oder „Flysch“ zone treffen wir nun auch Gesteine, die dieser Zone absolut fremd sind. Es sind dies grössere und kleinere Linsen von Kalk, Dolomit, Dolomitreccie, die auch immer tektonische Kontakte an den Schiefnern erkennen lassen. Ruschelzonen, Gleitungserscheinungen, hie und da diskordantes Abschneiden der Schiefer, zeigen die Bewegungskontakte an. Es sind die gleichen Erscheinungen, die ANGEL jüngst aus der südlichen Matreier Zone an Dolomit- und Serpentinlinsen beobachtet hat (Lit. 4). Diese Kalk- und Dolomitlinsen bedingen meist Talsperren und -stufen und sind fast in allen Gräben und Seitentälern zwischen Bruck und Taxenbach zu finden. Ihre Häufigkeit nimmt nach E zu. Gegen die Kitzlochklamm hin verschweissen sich die Kalk- und Dolomitlinsen zu mächtigen Klammzügen, in denen nun der sog. Klammkalk die weitaus überwiegende Rolle spielt. Es ist deshalb merkwürdig, dass bei den in Linsen zerrissenen Vorkommen im Wolfbachtal, am Thannberg, im Schaidmoostal, die Dolomitgesteine vorherrschen.

Dolomit und Dolomitreccie bilden auf jeden Fall die triadische Basis der wahrscheinlich jurassischen Klammkalkserie. Diese ist nicht etwa eine einheitliche, stratigraphische Folge, sondern besteht, wie verschiedene mächtige Ruschelzonen z. B. in der Kitzlochklamm anzeigen, aus mehreren Schuppen. In den Ruschelzonen finden sich gelbe Rauhwacke und grünliche Schiefer (Triasglieder?) in kolossal zertrümmertem und verschmiertem Zustand und illustrieren so eine erstklassige Gleitbahn. Auch Brüche beeinflussen das heutige Bild der Klammkalkzone. So ist der Lauf des Wassers in der Kitzloch durch einen Querbruch bestimmt worden, der sich durch das schlechte Zusammenstimmen der beidseitigen Kalkkomplexe kundgibt. — Aus der Begehung der Kitzlochklamm allein lassen sich aber nicht allzu viele Schlüsse über den Bau der Klammkalkzone ziehen. Hingegen ist die Begehung des Klammgebietes weiter östlich, ausserhalb meines Kartengebietes, am Rauchkögerl und Hasseck, sehr aufschlussreich.

Im Grat vom Bernkogel zum Rauchkögerl und Wallner (s. Prof. a, Fig. 8) haben wir zunächst einmal am Bernkogel-Nordgrat die steil bis saiger einfallenden plattigen Bernkogel-Kalke jurassischen Alters. Nach N anschliessend treffen wir hauptsächlich kalkfreie, phyllitische Gesteine, in denen schmälere Amphibolitzüge und Quarzite eingeschaltet sind. Phyllite und Quarzite sind gegen das Rauchkögerl hin vorherrschend, doch steckt da nochmals ein Amphibolitzug drin. Beim Anstieg zum Rauchkögerl-Gipfel treffen wir Gneise, Quarzite und Phyllite, die an gelbe Felsen stossen. Es handelt sich da um Dolomit, Rauhwacke und arg verquetschte Marmore, mit Schlieren- und Bänderstruktur, dazu grünliche Quarzitschiefer. Das Aussehen der Marmore und Dolomite ist recht Lochseitenkalk-ähnlich. Über diesen gelben Felsen, deren Mächtigkeit stark wechselt, setzt der im Gesamtaspekt massig-klotzige dunkle Klammkalk ein. Er ist grau bis schwarz, oft tektonisch stark verschiefert oder grifflig zerfallend (besonders im höheren Teil), oft von Tonhäuten durchsetzt. Am Rauchkögerl und Wallner, ebenso am Hasseck, durchquert man mehrere solcher Kalkzüge, zwischen denen da und dort kristalline Schiefer zu finden sind: Quarzitschiefer, bunte Glimmerschiefer, feine Konglomeratschiefer, schwarze, graphitführende Schiefer.

Am Schuhflicker nördlich vom Arltörl fallen die leuchtend gelben Felsen der wildzackigen Arlspitze schon von weitem auf. Dolomit, Rauhwacke und Marmor, das Äquivalent unserer Trias südlich des Rauchkögerl, ist da in kristallinen Schiefeln eingefaltet. KOBER und STAUB sehen in ihr die westlichsten Ausläufer der höheren (nach STAUB mittelostalpinen) Radstätter Decke.

Der Grat nördlich der Arlspitze, mit den mächtigen Felswänden, die zum Plahof und Heugat abfallen, besteht aus grauem, massig-plattigem Kalk (Kalkzone Schuhflicker-Rauchkögerl). Auf der Alm Heugat und am oberen Hassecksee finden wir jedoch über diesem Kalkzug wieder kristalline Schiefer, Phyllite und Karbonkonglomerate. Sie fallen steil Nord unter den nächsthöheren Kalkzug ein, der aus gleichartigen Kalken besteht. Am unteren Hassecksee, einem Felsbecken, ist dieser Kalkzug deutlich verfaltet. Die steil bis senkrecht einfallenden Kalkplatten steigen leicht überkippt nach N wieder empor. Mit steilem bis saigerm Einfallen erfolgt der Absturz der Kalkwände ins Salzachtal; ob hier Schuppenstruktur herrscht oder ob die Kalkzüge in enggepressten, fast saiger stehenden Kalkmulden einstecken, ist sehr schwierig zu entscheiden (s. Lit. 26 und 137). Die schematischen Handorgelfalten von F. TRAUTH dürften kaum der Natur entsprechen. Durch Querbrüche wurden die Kalkzüge öfter in vertikaler und horizontaler Richtung gegeneinander verschoben (z. B. östlich vom Rauchkögerl, am Wallnerkopf, s. Lit. 26).

Wie also weiter im E, wo die Klammzone weit mächtiger auftritt und sich deshalb besser gliedern lässt, zu erkennen ist, besteht dieselbe aus verschiedenen Kalkzügen, die z. T. wohl als senkrecht stehende,

eng zusammengepresste Kalkfalten, z. T. als Kalkschuppen zu deuten sind. Dazwischen treten da und dort, jedoch nicht überall, die älteren kristallinen Schiefer und Phyllite in antiklinaler Auffaltung zutage.

In der Kitzlochklamm ist nun die Bauanlage dieselbe. Es sind aber dort die antiklinalen Zonen nur mehr als Bewegungsflächen erhalten. Die Zonen der kristallinen Schiefer lassen sich in diese Bewegungsflächen hinein verfolgen. Die Kalkzüge sind hier Schuppenpakete. Es treten also die Bewegungshorizonte, teils mit triadischem Schmiermittel, an die Stelle der Antiklinalzonen der Profile weiter im E, die vermuteten Kalkmulden (Lit. 26, 137) werden zu einfachen Kalkzügen. Die Kitzlochklamm besteht aus mindestens drei Kalkzügen, was aus der Verfolgung der weiter im E voneinander getrennten Kalkzüge bis zur Kitzlochklamm hervorgeht. Zu diesen drei Klammkalkzügen kommt auf der March oberhalb dem Klammende noch ein weiterer hinzu, der durch eine breite Schiefer- und Phyllitzone vom geschlossenen Klammzug getrennt ist. Noch weiter südlich, bei Landsteg, treffen wir unzusammenhängende Klötze von Dolomit und Kalk, die linsenartig nach W fortsetzen. Es handelt sich da wohl um die westliche Fortsetzung der Kalke und Dolomite vom Rauchkögerl.

Tektonische Gliederung des Gebietes zwischen der Sonnblickgruppe und dem Salzachtal.

Wenn wir die Tektonik des besprochenen Gebietes überblicken, so schälen sich folgende grosse Züge heraus (s. Taf. XIV, XV, XVI):

In der Hauptkammregion der zentralen Hohen Tauern herrscht in Bezug auf das Querprofil schwebende Lagerung der Gesteinschichten. Das Axialgefälle, wie es im Längsprofil zum Ausdruck kommt (Taf. XVI), wechselt stark, ist aber allgemein nach W, gegen die Glocknerdepression hin, gerichtet. Mit flexurartigem Abschwingen nach W (in der wirklichen Axenrichtung nach NW stark abgeschwächt) tritt an der Weissenbachscharte das Parakristallin der nördlichen Modereck-Teildecke (Seidlwinkl-Decke) ins Gebiet ein, das die mächtige Hochtör-Seidlwinkl-Trias trägt. Flachwellig, im Ganzen nur wenig westwärts einsinkend, verläuft die Längsaxe bis zum Tauernkopf am Hochtör. Dort taucht die Trias plötzlich mit steilem Abschwingen der Schichten flexurartig nach W unter. Auch am Mitteltörl ist dasselbe zu beobachten: Die Schichten steigen von E her mässig an und zeigen ein plötzliches Abschwingen nach W. Deshalb stehen sich auch die dunkeln Phyllit-Serpentinwände des Bretterkopf-Brennkogls und die hellen weissgelben Dolomit-Marmorwände der Wustkogel-Rosskopf-Gruppe so fremdartig gegenüber. Die erwähnte kleine Kulmination hat die gleiche Streichrichtung, wie sie die Querfalten im Brennkogelgebiet aufweisen: N 20° W. Die Kulmination Hochtör-Mitteltörl trifft weiter im N am Fuschertörl und Leitenkopf die quere Verfallung

und Verschuppung von Parakristallin mit Trias und oberhalb der Piffalm die Queraufwölbung von Parakristallin, das da „fensterartig“ aus der Trias heraussticht. Diese quere Sattelzone wird westlich begleitet von einer Quermulde, in der die Moderecktrias tief eingefaltet ist und auf Piffalm weit nach NNW vordrängt, sodass sie infolge dieser Mulde bis tief ins Ferleiental hinunter gefunden wird.

In der Brennkogl-Spielmann-Gruppe haben wir eine Gesteinsserie mit einem düstern Gesamtaspekt vor uns, die bis jetzt allgemein zum Glockner-Mesozoikum gerechnet wurde. Der Gesteinskomplex der Brennkogl-Spielmann-Serie hat aber seine eigene Schichtfolge und Tektonik (s. S. 307 u. ff.), sodass wir diese Serie als eine relativ selbständige, in ihrer Ausdehnung allerdings beschränkte Untereinheit ausscheiden müssen. Im ganzen Gebiet des Guttales, der Brennkogl-Spielmann-Gruppe und des hintern Ferleientales treffen wir grössere und kleinere nach W vorgetriebene Falten, die meist zerrissen sind und alle ungefähr N—S streichen. Neben dieser Detailquerfaltung ist aber auch die gesamte Brennkogl-Spielmann-Serie unter die Seidlwinkl-Decke quer eingefaltet, ebenso die Glockner-Wiesbachhorn-Zone in die Brennkoglsrie (s. S. 309). Diese quere regionale Tektonik ist jedoch in ihrer Ausdehnung nach N beschränkt: N—S streichende Faltenachsen gibt es nördlich Ferleiten keine mehr. Die ganze nördliche, äussere Zone bis zur Salzach weist einheitlich W—E-Streichen auf, das hie und da ein wenig gegen SE schwanken kann. CORNELIUS bestätigt dies für die äussere Gesteinszone des Kaprunertales (Lit. 17). Ebenso herrscht nach LÖWL, STAUB, ANGEL (Lit. 4, 59, 97) wie nach eigenen Beobachtungen im Grossen reines W—E-Streichen in der südlichen Matreier Schuppenzone und in dem ihr aufgeschobenen Schoberkristallin.

Im Seidlwinkltal sinkt die Modereck-Einheit zuerst ganz allmählich, dann rasch nach N zur Tiefe; im mittleren Seidlwinkl (bei Maschl) steht die Trias fast saiger. Der ganze Komplex ist durch intensive Verschuppung gekennzeichnet (s. Profile, Fig. 4). Über der Trias folgt nicht direkt, oder nur in spärlichen Linsen, der Bündnerschiefer als jüngerer stratigraphischer Horizont, wie auf der Südabdachung an der Roten Wand, sondern wir finden eine nach unserer Ansicht rückgefaltete kristalline Serie am Arschkogel, Durcheck-, Mäusekar- und Hirzkarkopf, und über derselben das noch höhere Schwarzkopfkristallin, das durch Bündnerschiefer von der tieferen Serie getrennt ist und mit zerschlitzzter Stirn nach N eintaucht. Dieser Komplex bildet die kristalline Basis des Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikums.

Die graubraunen Bündnerschiefer des Glockners und des Wiesbachhorns finden sich u. a. beim Glocknerhaus, an der Racherin, auf der Westseite der Pfandlscharte, in der Gebirgsgruppe des Sonnwelleck-Füscherkarkopfes, etc. Auf dieser starken ophiolithlinsenföhrnden Bündnerschieferzone liegen mächtige Prasinite: so am

Kellersberg (östl. vom Glockner), beim Franz Josephshaus, am Freiwandspitz. An der Freiwandscharte streicht diese Prasinitlage, nach N ansteigend, in die Luft hinaus. Sie hat tektonisch genau die gleiche Position wie der Ophiolithzug Vorderes Spitzbrett–Embachhorn–Königstuhl auf der Nordabdachung, der ja auch das Hangende der Glockner-Bündnerschiefer bildet und sehr steil Nord einfällt. Es ist dies der in seiner Erstreckung nach N ausgedehnteste Ophiolithzug des Glocknergebietes; er ist als konkordanter Lagergang auf der Süd- wie auf der Nordabdachung weithin zu verfolgen. Dieser Prasinit findet sich im Zentrum der Glocknerdepression. Er liegt höher als die Grünschiefer des Grossglockners und der Glocknerwand, deren Schichten aus der Depression bereits wieder axial nach W aufsteigen.

Die nördliche Schuppenzone ist die Zone mit einheitlichem W—E-Streichen. Übereinander liegen da folgende Zonen:

- a) *Die Grosszonen Fusch–Rauris.*
Weichselbachzone–Imbachhornzone–Sulzbachzone —
Zone der Drei Brüder.
- b) *Die Plattenkogel–Anthaupten-Zone.*
- c) *Die höhere Schieferzone.*
- d) *Die Klammzone* (westlich Taxenbach in Linsenzüge aufgelöst).

Die tektonische Gliederung unseres Gebietes lässt sich demnach folgendermassen zusammenfassen:

I. Die Glockner-Decke.

- A. *Die Sonnblick-Decke.*
- B. *Die Modereck-Decke oder Rote Wand-Decke.*
 - a) Die südliche Modereck-Teildecke = Fleiss-Decke.
 - b) Die nördliche Modereck-Teildecke = Seidlwinkl-Decke.
- C. *Die Glockner-Schuppen.*
 - a) Die Brennkogel–Spielmann-Serie.
 - b) Die Glockner–Wiesbachhorn-Zone mit dem Schwarzkopfkristallin als Basis.
- D. *Die Zone von Fusch.*
 - a) Die Grosszonen Fusch–Rauris.
 - b) Die Plattenkogel–Anthaupten-Zone.
 - c) Die höhere Schieferzone.

II. Die Radstätter Decken.

- A. Die Klammzone.
- B. Die Triaszone Schuhflicker–Rauchkögerl.

III. Die Zone der Pinzgauer Phyllite.

3) Allgemeine Bemerkungen zur Tektonik der zentralen Hohen Tauern.

A. Querstrukturen.

Das Studium der Tektonik unseres Gebietes hat gezeigt, dass neben dem von der Deckentheorie erwarteten Bauplan auch Züge auftreten, die vorerst etwas fremd anmuten. Wir haben den Deckenbau, wie er von TERMIER, STARK, KOBER und STAUB dargestellt wurde, mit einem Hauptschub von S nach N für unser Gebiet nunmehr im Detail erwiesen. Auch HERITSCH und WINKLER nehmen einen Süd-Nord-Schub während der alpinen Faltung an, doch ist die Beurteilung insbesondere der Tiefenwirkung dieser Schubkraft verschieden. Das alpine Streichen geht in den Tauern grosso modo W—E; SW—NE und SE—NW sind alpine Streichrichtungen, die durch das verschiedene weite Vordringen der einzelnen Teile des Tauernbogens bedingt werden. Unser Gebiet zeigt auch, entsprechend seiner Lage, zur Hauptsache west-östliches Streichen. In seinem südöstlichen Teil steht aber das Streichen mit SE—NW unter dem deutlichen Einfluss der in den östlichen Tauern herrschenden Streichrichtung. Das Streichen der Mallnitzer Mulde (SE—NW) macht sich im Seidlwinkltal noch deutlich geltend (auf Sauruck: SE-Streichen in der Schwarzkopfgruppe meist ESF-Streichen).

Ganz aus dem Rahmen fällt aber das N—S bis N 20° W-Streichen im Ferleitental, in der Brennkoglgruppe und im Guttal. Dies ist wohl ein Wesenszug der regionalen Tektonik des Gebietes, der aber für die Grosstektonik deshalb nicht allzu schwer ins Gewicht fällt, weil dieses Streichen nur einen kleineren Raum der Tauern-Zentralzone betrifft: Die Randzonen streichen wieder streng alpin W—E. Die nördliche Randzone (südlich der Salzach), die W—E streicht, hat eine Breite von 12—13 km. Die südliche Matreier Zone sowie die nördliche Zone des Schoberkristallins streichen nach dem übereinstimmenden Urteil von KOBER, STAUB, ANGEL und nach eigenen Beobachtungen ebenfalls W—E.

Die N—S streichenden Falten mit ihren nach W vorstossenden Faltenstirnen, die vom Guttal durch die Brennkoglgruppe bis ins Ferleitental hinein zu beobachten sind, müssen als einfache Querfalten bezeichnet werden, wie solche aus Bünden und Tessin wohl bekannt sind.

Es ist nun gut denkbar, dass dieser spezielle Zug regionaler Tektonik, wie er in der N—S streichenden Zone Ferleitental-Guttal zum Ausdruck kommt, schon durch das voralpine Relief bedingt war. Eine ungefähr N—S streichende, durch randliche Ketten gegliederte Senke, die im Gebiet der Wiesbachhorngruppe besonders tief war, muss Sonnblick und Granatspitz getrennt haben. In sie hinein glitten die nordwärts vorwandernden tektonischen Einheiten. Bei aktivem

Vorwandern nach N erhielten die Massen, in Folge des nach E ansteigenden Reliefs, dem Gesetz der Schwerkraft folgend einen Zug nach W in die Senke hinein. Dabei musste es zu kleineren, rein westwärts gerichteten Ausweichbewegungen kommen, die heute in den nach W gerichteten Scharnieren und Faltenstirnen erkennbar sind. Nachdem in erster Linie das Glockner-Mesozoikum als höchster Komplex nach N gewandert war und die Glocknersenke erfüllt hatte, stauten sich die nachrückenden Massen, die Brennkogl-Spielmann-Serie und die Seidlwinkl-Decke, die ebenfalls einem Zug nach W folgten, an demselben, legten sich in Falten und wurden bei späteren Bewegungen noch weitgehend mit dem Glockner-Mesozoikum verflösst.

In diesem Zusammenhang ist ein Blick auf die jüngsten Arbeiten R. SCHWINNERS über den Verlauf der herzynischen Leitlinien im Raum der Ostalpen von Interesse. Nach seiner Ansicht queren die herzynischen Falten unser Gebiet in NW—SE bis NNW—SSE-Richtung. Aus der Pinzgauer Zone hat ja auch TH. OHNESORGE herzynisches NW—SE-Streichen bekannt gemacht. Die herzynischen Falten, aus Süddeutschland kommend und unter den nördlichen Kalkalpen durchstreichend, müssen den autochthonen Untergrund unseres Gebietes in der erwähnten Richtung durchschneiden, dann ins heutige Sonnblickmassiv hinein ziehen und sich südlich um den Hochalmkern herumschlingen, um dann nach E weiter zu ziehen. Ebenso sollen weitere herzynische Falten vom Rettenstein nach S ziehen und sich um den Venedigerkern schlingen. Dazwischen bliebe dann die Glocknersenke faltenfrei, transversal zum heutigen alpinen Bau. SCHWINNER sieht z. B. in der starken Zerschlitzung des Sonnblickkerns das Wirken alter, herzynischer Leitlinien. Die langgestreckten Gneiszüge des Sonnblick und der Roten Wand sind nach ihm wiederaufgelebte, herzynische Rücken. Zu diesen würden die N 20° W streichenden Falten des Brennkogelgebietes und Ferleitaales gut passen. Man könnte also bei der Querfaltenzone an Schubkräfte denken, die durch alte Leitlinien geleitet wurden, sodass nun im sichtbaren Deckengebirge ein Abbild alter Strukturlinien des verborgenen autochthonen Untergrundes vorläge. Über dieses herzynische Streichen wäre dann die alpine Bewegung hinweg gegangen, sie hätte sich aber nach SCHWINNER in den höheren Deckenteilen erhalten. Ein alpiner Deckfaltenbau bis in 30 km Rindentiefe sei in den Tauern ganz unmöglich, schon weil in dieser Tiefe die Erdbebenwellen völlig ungestört auch durch die Zone der Wurzeln (nach STAUB, Lit. 97) laufen.

B. *Über das Auftreten der Ophiolithgesteine.*

Da wäre noch Folgendes zu sagen: Das Gebiet des intensivsten Süd-Nord-Schubes in den Hohen Tauern, d. h. die zentrale Glocknerdepression, ist ausgezeichnet durch die grössten Massen von Grün-

gesteinen. Diese verschwinden gegen E, gegen das Schobertörl hin, sozusagen ganz. In der Glocknerdepression finden wir

1. als tiefste Ophiolithmassen die mächtigen Brennkoglguttal-Serpentine. Sie tauchen von S nur bis zum Hauptkamm empor. Auf der Nordabdachung findet man sie ausser am Brennkoglg-Nordgrat nirgends mehr. Sie sind begleitet von spärlichen Prasinitlinsen (Pfandlscharte), die auch noch weiter nach N vorgetragen wurden (Boggeneikees und Trauneralm).

2. die mächtigen Glocknerprasinite. Sie bilden in den Bündnerschiefern schichtartige Einlagerungen und verdrängen in der Glocknergruppe grossteils die Bündnerschiefer. Sie reichen sehr weit nach N. Im Hangenden der Glockner-Bündnerschiefer-Hauptmasse bilden sie einen mächtigen Schichtkomplex, sowohl im S (Kellersberg-Freiwandspitz) wie im N (Embachhorn-Königstuhl). Ebenso treten sie in den nächsthöheren Schuppen im N noch auf (Sulzbachtal).

3. in den höheren Schiefermassen über dem Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikum zahlreiche Linsen und Züge von Amphiboliten und Gabbro-Amphiboliten, ebenso Prasiniten.

4. in den höchsten penninischen Schuppen, in der südlichen und nördlichen Matreier Schuppenzone, hauptsächlich Serpentine, begleitet von Prasinitlinsen. In der südlichen Zone sind die Serpentine viel zahlreicher und mächtiger als in der nördlichen, wo nur vereinzelte Linsen auftreten.

Im grossen Ganzen lässt sich feststellen, dass die Verteilung der Ophiolithe in den mittleren Tauern mit der Ophiolithregel R. STAUBS übereinstimmt. Es sind in erster Linie die Prasinite und Amphibolite, Abkömmlinge gabbroider Magmen, die weit nach N verfrachtet wurden. Die Serpentinlinsen finden sich im N nur in den höchsten penninischen Schuppen; in grossen Stöcken und Lagern treten sie nur auf der Südabdachung auf, gegen die Deckenwurzeln hin.

C. *Über Bewegungsrichtungen.*

Die Analyse des Abschnittes der mittleren Hohen Tauern lässt ein allgemeines Vordringen der Gesteinsmassen von S nach N erkennen. Von oben nach unten nimmt die Intensität der Nordwanderung ab. Sie ist am grössten in der hochpenninischen Schuppenzone und in der Masse der Glockner-Bündnerschiefer. Diese haben besonders die grosse Senke des Glocknergebietes als Vormarschrouten genommen und erfüllt. Damit will ich nicht sagen, dass diese Elemente die Sonnblick-Hochalm-Kerne nicht überschritten hätten. In erster Linie sind aber die jüngeren Schiefermassen in den Senken westlich und östlich derselben vorgedrungen. In der Glocknerdepression haben wir ein über 2 km mächtiges Mesozoikum — hier nehmen besonders die Ophiolithe Mächtigkeiten an wie sonst nirgends in den Tauern — während im Weichselbach und am Schobertörl die

Mächtigkeit weit unter 1000 m sinkt. Im W, vor der Venedigerkulmination, ist die Reduktion noch viel deutlicher; dort ist im N die Glocknerschieferhülle auf ein Minimum reduziert.

Der Untergrund der Pinzgau-Pongauer Zone bildete für die nordwärts wandernden Schiefermassen der Tauern eine Vortiefe, in die sie hineinfließen, und die auf eine grossradige Verbiegung vor den Tauerndecken-Embryonen zurückzuführen ist. Die in diese längsgestreckte Senke hineingleitenden penninischen Schiefermassen wurden miteinander enorm verschuppt. Auch kristalline Schubfetzen sind in der nördlichen Schuppenzone in den verschiedensten Horizonten vertreten; es ist nicht anders möglich, als dass mehrere Bewegungsphasen einander gefolgt sind. Die Bündnerschiefer-Kalkzone der Drei Brüder ist von oben her eingewandert. Das höchste eingeschuppte Glied findet sich im Zentrum der längs streichenden Depressionszone. Es ist die Klammkalkserie mit ihren basalen kristallinen Schiefen. Sie löst sich in unserem Gebietsabschnitt in unzusammenhängende, wenig mächtige Linsen auf, währenddem sie weiter im E zu einer mächtigen Deckenmasse anschwillt. Sie stösst zur Hauptsache östlich der Hochalmkulmination vor, weicht also derselben in analoger Weise aus wie die Schiefermassen der penninischen Einheiten. Im N konnte die Klammkalkmasse mit Gefälle weit nach W hin abfließen. Deshalb hat sie heute ihre westlichsten Vorposten bei Taxenbach und Bruck.

Die Axen der Gneismassen des Sonnblick und des Hochalm-Ankogel sind nicht E—W gerichtet, sondern SE—NW. So verläuft auch das Streichen der Schichten und Falten in der Mallnitzermulde — für die, nebenbei gesagt, WINKLER eine Tiefe von höchstens 300 m annimmt. SCHWINNER hingegen verlangt, infolge der Schwere-messungsergebnisse, mindestens 2000 m Tiefe, und für KOBER und STAUB greift diese Mulde zwischen Sonnblick und Hochalm noch tiefer und streicht, sich stark verjüngend, als Muldenschwanz weit nach S zurück¹⁾. Die Schubrichtung senkrecht zum Streichen der Axen wäre im Sonnblick und Hochalm die NE-Richtung. Zwischen Rauris und Gastein, und noch weiter östlich, ist meist reines W—E-Streichen zu erkennen. Nun nimmt aber das Glockner-Mesozoikum schon östlich des Seidlwinklitaies wieder an Mächtigkeit zu; ferner dringt der Klammkalkzug geschlossen bis Taxenbach vor, was meiner Ansicht nach dafür spricht, dass der Schub auf der Nordseite des Hochalmmassivs rein S—N, sogar mit einer NW-Komponente, sich auswirkte, d. h. schief zum Axenstreichen. Vielleicht hat auch die Pinzgauer Senke, die sich von E nach W vertiefte, gewissermassen schon einen Zug nach W auszuüben vermocht.

¹⁾ R. STAUB äussert allerdings in seinem neuesten Werk (Lit. 135, S. 153) Bedenken gegen eine so tiefgreifende Trennung zwischen Sonnblick und Hochalm.

Die SE—NW verlaufenden Axen und der S—N Schub — ANGEL betont, dass zwischen Kals und dem Mölltal der kräftigste Nordschub zu konstatieren sei — bedingen den maximalen Vorschub in der Schwarzkopfreion und in der Zone von Fusch. Das Schieferhüllenprofil Schwarzkopf—Salzach ist das schmalste, gedrängteste unseres Gebietsabschnittes (es lässt sich allerdings noch nicht vergleichen mit der Gedrängtheit des Schieferhüllenprofils vor der Venedigerkulmination). In dem erwähnten Querprofil Schwarzkopf—Salzach haben wir nicht nur eine allgemeine Steil- bis Saigerstellung sämtlicher Zonen; es ist auch der Abschnitt, in dem das Glockner-Mesozoikum am stärksten reduziert wurde, welches saiger bis leicht überkippt diese Region durchzieht. Ferner wurde in diesem Sektor der Klammkalkzug wie auf einen Schlag zerrissen und in Linsen aufgelöst. Andererseits haben wir hier eine besonders mächtige nördliche Matreier Schuppenzone vor uns, mit eingeschuppten Paketen kristalliner Schiefer, mit Trias, Ophiolithen etc., was ebenfalls für einen besonders intensiven Nordschub spricht.

D. *Bewegungsphasen.*

Zur Frage der Mehrphasigkeit des Schubes bei der Decken- und Schuppenbildung möchte ich hier nur einige Andeutungen machen; man sollte für diese Frage ein bedeutend größeres Gebiet einlässlich studiert haben. Doch können die folgenden Hinweise für weitere Arbeiten, die nach dieser Richtung tendieren, wertvoll sein.

1) Mit dem Vordringen der ostalpinen Deckenmassen wanderten auch frühzeitig die hochpenninische Schuppenzone und die Masse des Glockner-Mesozoikums nordwärts. Die enorme Verschuppung der höchsten penninischen Deckenteile spricht wohl am ehesten für die ungefähre Gleichzeitigkeit des Vorschubes von Hochpenninikum und Ostalpin. Gleichzeitig oder etwas nachhinkend dürfte sich die Brennkogl—Spielmann-Serie vorbewegt haben. Die Ophiolithmassen wurden passiv mitbewegt (mechanische Kontakte sind öfter erkennbar), weshalb man keine wirklichen Kontakthöfe mehr findet, sondern nur zufällig erhalten gebliebene Kontaktstellen. Kleinere Linsen, die jedenfalls schon bei der Intrusion abgerissen wurden, sind manchmal noch günstiger weggekommen, indem sie mit den sie umgebenden Bündnerschiefern verfrachtet wurden und mit ihnen in Kontakt blieben (z. B. Ophiolithlinse im Boggeneikees mit schönem Strahlstein und Epidotfels am Kontakt).

2) In einer zweiten Phase erfolgte die Abspaltung der Modereck-Decke und ihr Vorschub bis ins Fleisstal und ins Hangende des Sonnblicks. Unter diesem Vorschub haben sich die kleinen Sonnblick-Schuppen unter der Modereck-Decke gebildet.

3) Es folgte die Abspaltung eines mächtigen Deckenteils (Seidlwinkl-Decke) aus dem Rücken der zuerst einheitlichen Modereck-

Decke. Es muss in der Region des heutigen Möll- und Fleisstaies zur Ausbildung einer Schubbahn gekommen sein, die von der Basis des Parakristallins schief vorwärts nach oben durchsetzte. Der Rote Wand-Gneis erhielt seine Bündnerschiefer-Ummantelung. Das Vorrücken des abgescherten Deckenteils, unserer Seidlwinkl-Decke, stiess auf den Widerstand der schon vorgelagerten Bündnerschiefermasse, mit der sie sich verzahnte (Bildung der zerschlitzen Stirn, der Rückfaltung einer kristallinen Serie unter dem Schwarzkopfkristallin, s. S. 310—11). — Vielleicht sind in dieser Phase noch Schiefer und Phyllite bis in die nördliche Schuppenzone eingewandert (die von oben eingeschuppte Weichselbachzone).

4) Als weitere Phase, die ev. mit den vorhergehenden zu verknüpfen ist, wäre die Ausbildung des Sonnblick-Deckenkerns zu nennen.

5) Als letzte Phase wäre die Emporhebung der Gneiskerne zu nennen; damit verknüpft kam es zu weiterer Zusammenpressung und Steilstellung bis Saigerstellung namentlich der Randzonen.

Ob diese Phasen ineinander fließend sich ablösten, oder ob längere Ruhezeiten sie trennten, lässt sich hier nicht entscheiden. Solche Schlüsse lassen sich nur aus der Vorlandsedimentation und deren Rhythmus herauskristallisieren. Da aber gerade vor dem Sektor der Tauern die Gliederung der Molasse nur eine kümmerliche ist, können weitere Folgerungen kaum gezogen werden.

IV. Vergleich mit anderen Gebieten.

Nachdem wir unseren Gebietsabschnitt in seinem Bau kennen gelernt haben, wollen wir ihn in einem grösseren Rahmen betrachten und die Beziehungen zu anderen gut untersuchten Gebieten herstellen. Fast jede vergleichende Studie, die in den letzten 15 Jahren die Hohen Tauern behandelte, brachte wieder abweichende Anschauungen zutage.

Unser Gebiet gehört als zentraler Ausschnitt der Tauern-Nordabdachung zu dem Teil der östlichen Zentralzone der Alpen, der nach der Deckentheorie aus den nochmals mächtig auftauchenden penninischen Bauelementen besteht. Wir befinden uns im Gebiet der mächtigen, nach R. STAUB benannten Glockner-Decke, mit einem Stück des ostalpinen Nordrandes, gebildet durch die Klammkalkzone (unter- und mittelostalpin) und die Pinzgauer Phyllite (ober-ostalpin). Nach L. KOBER ist es die Modereck-Decke, die den südlichen und mittleren Teil unseres Gebietes aufbaut. Nach N anschließend, folgt dessen penninisch-ostalpine Mischungszone (Bernkogel, Baukogel, Anthaupten) und schliesslich, in der Klammkalkzone, die Radstätter Decken (wie bei STAUB aufgefasst).

Gebiete noch tieferer Bauelemente sind: im E das Hochalm-Massiv mit seinen Schiefermassen, im W das Venediger-Gebiet. Am Tauern-Westende wie auch am Ostende finden sich in ganz verschiedener Mächtigkeit die Gesteinsserien unserer Gegend, die am Fensterrand unter die ostalpinen Deckmassen der Grisoniden und der Austriden (nach R. STAUB) einsinken.

Nicht alle Ostalpengeologen sind mit dieser Vertikalgliederung einverstanden. Während TORNUST (Lit. 108) und HERITSCH (Lit. 40) sie annehmen, fasst W. SCHMIDT (Lit. 76, 77) die Tauern mit der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen zu einer Einheit zusammen. Auch SANDER betont immer wieder für das Tauernwestende die Unmöglichkeit der Trennung von penninischen und ostalpinen Gesteinsserien (Lit. 75). Doch konnte diese Trennung neuerdings von DÜNNER und BLESER durchwegs durchgeführt werden (Lit. 123, 140).

Im Vordergrund stehen also heute zwei Möglichkeiten des Vergleiches, die auf zwei verschiedenen Anschauungen vom Gebirgsbau basieren. Die eine davon stützt sich auf die Deckenlehre, wie sie in den Westalpen begründet und ausgebaut wurde und die für die Tauern zur Ansicht eines Fensters geführt hat, in welchem auf einer grossen Kulmination westalpine Bauelemente nochmals entblösst sind. Die zweite Ansicht lehnt diese Deckenlehre mit ihren weiten, einseitigen Überschiebungen ab, erklärt die Gneissmassen der Zentralzone und die nördliche Kalkalpenzone als autochthon und vergleicht die Tauerngesteine mit denen der Grauwackenzone und der Muralpen. Überschiebungen und Überfaltungen kleinern Ausmasses werden anerkannt, weil man sie ja sieht. Wir wollen nun zuerst einmal eintreten auf diesen

1) Vergleich der Hohen Tauern mit der nördlichen Grauwacken- und Phyllitzone und den Muralpen.

Wenn ich kurz vergleichende Stratigraphie zwischen den Gesteinsserien der Hohen Tauern und denen der Grauwackenzone treibe, so halte ich mich bei der letzteren speziell an die Arbeiten von HAMMER, HERITSCH und SCHWINNER (Lit. 32, 37, 79, 81).

Über dem Grundgebirge transgrediert das Rannachkonglomerat, das DIENER (Lit. 24) als Basiskonglomerat der Quarzphyllitserie bezeichnet. Diese Quarzphyllitserie ist nach Diener algonkischen bis altpaläozoischen Alters. Darüber folgt die Zone der Wildschönauer Schiefer: es sind feinschichtige, quarzitische Grauwackenschiefer, grüne bis violette Schiefer, teils massige Quarzite, daneben feine Serizitschiefer. Darüber folgen Silur-Kieselschiefer, Devon-Kalke, Karbon mit Kalken, Grünschiefern und Graphitschiefern, auch mit Talklagerstätten, alles wenig metamorph (halbkristallin). Diabase, Keratophyre, Porphyre und Augengneise treten hauptsächlich in der Phyllitserie auf. Als Trias erwähnt SCHWINNER erst diejenige des Mandling-Zuges.

Die Unsicherheit dieser Stratigraphie tritt bei der Lektüre verschiedener Autoren oft zu Tage. Lesen wir doch bei TORNUST (Lit. 108), dass die verschiedenen Grauwackendecken (Turracher und Murtaler Deckensystem) durch Karbon, Trias, ev. Jura getrennt seien. Hier werden also SCHWINNERS Kalke aus dem Devon und Karbon z. T. als Trias betrachtet.

Bei HAMMER (Lit. 32) heisst die Stratigraphie: Granit und Gneis (Seckauer Tauern), Basiskonglomerat = Rannachkonglomerat, das nach oben im Korn immer feiner wird und über quarzitisches Gesteine in die Phyllite, die eigentlichen Quarzphyllite, überleitet. Dann trifft man erzführenden Kalk (Silur-Devon), begleitet von weissen Quarziten und schwarzen Tonschiefern; graphitführendes Karbon (kristalline Kalke, Graphitschiefer, Grünschiefer, Quarzkonglomerate und Sandsteinschiefer). In der Blasseneckserie bilden porphyrische Gesteine (Keratophyre) den Hauptbestandteil. Dann hebt HAMMER noch einen mächtigen Horizont feinschichtiger, quarzitischer Grauwackenschiefer hervor. Es sind sehr feinkörnige, glimmerhaltige metamorphe Sandsteine, die auch im Karbonhorizont vorkommen. Es fehlen hier aber die Graphitschiefer und Kalke. Die Schiefer sind nur halbkristallin.

HERITSCH (Lit. 37) findet, dass ein scharfer Schnitt die paläozoischen Schichten vom Grundgebirge (vorpaläozoisch) trenne. Dasselbe sei hochkristallin (Metamorphose der untern Stufen), während die paläozoischen Schichtglieder halb- bis epimetamorph seien.

In einer seiner neuesten Arbeiten (Lit. 81) gliedert SCHWINNER folgendermassen: Tiefster und ältester Komplex I: Schiefergneise, oft injiziert, mit Amphibolit und Eklogit; Komplex II: Granatglimmerschiefer (Tonschiefer-Abkömmlinge) meist zweite Tiefenstufe, darin eingelagert die Brettsteinzüge (Marmor, Amphibolit, Graphitquarzit). DIENER erwähnt, dass Kalkphyllite und Quarzphyllite in die Granatglimmerschiefer (Komplex II bei SCHWINNER) eingefaltet seien. Beide Serien (Komplex I und II) sind nach SCHWINNER vermutlich kalevisch-jatulischen Alters und durch die algomatische Faltung zu einer Einheit zusammengeschweisst worden: Es ist dies das „Altkristallin“ vieler Autoren. Zwischen diesem Grundgebirge und dem fossilführenden Paläozoikum (Silur) liegt eine mächtige und einförmige Schichtfolge, die Serie III. Sie kann in den Ostalpen grossteils in eine tiefere (IIIa) jotnische, und eine höhere (IIIb) kambrosilurische Serie getrennt werden. Es finden sich da grobe Konglomerate, Sandsteine, Arkosen, daneben feine und feinstklastische Ablagerungen. Es sind die Quarzphyllit-Serie (IIIa) und die Wildschönauer-Serie (IIIb). Darüber folgen dann die Silurschiefer, belegt durch crinoidenführende Kieselschiefer, Devonriffkalke, Graphitschiefer, Grünschiefer und Marmore des Karbons.

Auffallend ist, dass in dieser Arbeit SCHWINNERS (1929) die Resultate TORNQUISTS einfach übergangen werden. TORNQUIST hat nämlich (Lit. 108) sowohl in den Turracher wie auch in den Murtaler Decken Triasbildungen beschrieben, Kalke und Dolomite, teils mit Rauhwacke und Gips, als Grenzbildungen zwischen sandigen Tonschiefern der Werfenerstufe und dem Muschelkalk mit Mergelplatten. Da eine solche stratigraphische Auffassung aber zu grossen Deckenüberschiebungen führt, wird sie verschwiegen.

Was haben wir nun dieser Stratigraphie der Grauwackenzone und der Muralpen in den Hohen Tauern entgegen zu setzen?

Über den Gneiskernen Sonnblick und Hochalm finden wir verschiedenartige Glimmerschiefer: Biotitschiefer bis Biotitgneise, Granatglimmerschiefer, Magnetitschiefer, Chloritmuskowitschiefer, etc. Es treten auch Amphibolite und Aplite in dieser Serie auf. Darüber finden wir hauptsächlich quarzitisches Glieder, die nach meiner Auffassung das Karbon und Perm vertreten. Es sind Graphitquarzite mit Graphitschiefern, weisse Quarzitschiefer, teils mit Turmalin, Serizitschiefer,

Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer, Tafelquarzite (Basis der Trias). Darüber folgen Rauhwacke, Marmor, Dolomit, Schiefer. Es folgen die mächtigen Bündnerschiefer mit ihren Variationen, ihren Dolomitreccien und Tafelkalken, ihren typischen Ophiolith-Einlagerungen, die diesen Horizont ganz besonders charakterisieren. Diese ganze Serie (vortriadische kristalline Schiefer, Trias und Bündnerschiefer) ist kristallin ausgebildet. Es fehlen Sandsteine und halbmetamorphe Kalke, es fehlt ein Karbon mit Grünschiefern und Talklagerstätten, es fehlt das mächtige Quarzphyllit- und Granatglimmerschiefer-Niveau und das Gneisschiefer-Grundgebirge. Dafür aber sind in auffallender Mächtigkeit die Kalkglimmerschiefer und -phyllite mit ihren typischen Ophiolitheinlagerungen, eine metamorphe Trias, eine vollkristalline Schieferserie anderer Zusammensetzung vorhanden. Im Übrigen verweise ich auf Kapitel 2.

SCHWINNER ist nun der Ansicht, dass die Granit-Intrusion in den Tauern in einen Bau von Altkristallin (Serie I und II) erfolgt sei. An der Nordseite des Tuxer Kerns fehle aber wenigstens die Serie II, die nach ANGEL an der SE-Ecke des Venediger-Massivs wieder vorhanden sei. Die Glimmerschiefer-Quarzitschiefer-Serien (untere Schieferhülle) der Tauern sind nach seiner Ansicht die typischen Analoga seiner Serie III insgesamt, also dem Quarzphyllit-Horizont mit dem Rannach-Konglomerat an der Basis (mit denen er die Konglomeratgneise der Bockartscharte vergleicht) und den Wildschönauer Schieferen. Der nördliche Klammkalkzug führe an seiner Basis die typischen Quarzserizitschiefer der Radstätter Tauern, die sehr gut dem Quarzphyllit-Niveau (IIIa) entsprechen. Deshalb sei der ganze Klammkalkzug altpaläozoisch. Silur passe auch am besten für das Alter der Klammkalke. Über den mächtigen Schieferhorizont und die Kalkglimmerschiefer im Liegenden (zwischen Klammkalkzug im N und den Gneiskernen im S) wisse man noch wenig; deshalb nimmt sie SCHWINNER stillschweigend allgemein zu seiner Serie III. Von der respektabeln, rauhwackeführenden Trias des Seidlwinkltales, den Liasbreccien etc. hat er keine Kenntnis; sie zeigen heute die Unmöglichkeit der Vergleiche SCHWINNERS. Übrigens würde nach seinen stratigraphischen Vergleichen dann auch die Radstätter Trias direkt auf der voralpäischen Serie IIIa liegen.

Nach SCHWINNER wäre also die gesamte Gesteinsfolge der Hohen Tauern von den Gneiskernen bis zur Salzach hinaus vorkambrischen bis altpaläozoischen Alters, denn ein Karbon, eine Trias und jüngerer Mesozoikum anerkennt er nicht.

Nur kurz wollen wir dieser Ansicht einige andere entgegen stellen. Dass der Klammkalkzug mit den liegenden Quarzitschiefern etc. zusammen zu den Radstätter-Decken gehöre, darin stimmen so ziemlich alle Kenner des Gebietes überein; dass dies aber Altpaläozoikum sei, ist nur die Meinung von Wenigen. TH. OHNESORGE ist z. B. der Ansicht, dass sich südlich der Salzach eine von der Pinzgauer Zone verschiedene stratigraphische und tektonische Einheit befinde. Er fasst die Kalkphyllite (Glockner-Mesozoikum, Hochtenn, Türchlwände) als jung-paläozoisch auf. Die Gesteine des Schuflickers

sind nach seiner Meinung Trias, die Quarzitzerzitschiefer an der Basis des Klammkalkes vertreten den Lias, während der Klammkalk selber auch von ihm wie von UHLIG, KOBER, STAUB als Jura taxiert wird (Lit. 62 und frendl. mündliche Mitteilung).

WINKLER betont weiter (Lit. 121), dass ein Vergleich der Tauernhülle, die er in drei Komplexe gliedert, mit der Grauwackenzone ebenso vielversprechend sei, wie der Vergleich mit den penninischen Decken. Demgegenüber stehen die Urteile aller jener Geologen, welche die Westalpen aus eigener Anschauung kennen und auch die Tauern bereist haben: Das Urteil eines B. STUDER, der in den Tauern das Äquivalent des Wallis und des Graubündnerlandes findet, was er von den Muralpen, die er ja auch bereist hat, nicht behauptet; das Urteil eines P. TERMIER, der die Tauern als westalpine Bauelemente anspricht; die Urteile eines SUESS, UHLIG, KOBER, STAUB u. A. Auch HERITSCH (Lit. 40) gibt die Berechtigung des Vergleiches der Tauernschieferhülle mit den penninischen Serien Bündens und der Westalpen zu.

Wir wollen nun auch auf den Baustil, der in den Muralpen herrscht, eintreten, und denselben mit dem der Hohen Tauern vergleichen. Auch in dieser Richtung habe ich mich bei mehreren Autoren umgesehen, um ein möglichst objektives Urteil zu erhalten.

HAMMER betont, dass die steirische Grauwackenzone aus isoklinalen Schichtpaketen aufgebaut sei (Lit. 32). Es herrscht allgemein eine Schichtblätterstruktur, in der auch begrenzte Auffaltungen vorkommen. Die Blätterstruktur kann nicht aus liegenden Falten entstanden sein. Es fehlen Mulden- und Sattelumbiegungen, sowie alle Reste und Spuren von Liegendschenkeln. Starke Verschieferung zeichnet jeweilen namentlich die Basis und das Hangende der Schubpakete aus. Die Deformation ist para- bis postkristallin.

HERITSCH (Lit. 37) beobachtet in den Zentralalpen Steiermarks als tektonische Phänomene Gleitungen im Blättergefüge, Gleitungen auch im Grossen, Bildung von Diaphthoriten, die an die Gleitebenen gebunden vorkommen. Ein grosser Teil der Zentralalpen hat sich gegenüber der alpinen Orogenese starr verhalten, als eine schon zusammengeschobene Masse von alter Tektonik. Ein starker Zusammenschub hat jedoch die Grauwackenzone getroffen. Hier erkennen wir eine Schuppenstruktur mit grösseren Überschiebungen. Doch setzen diese Bewegungen nicht in das südlich angrenzende und unterlagernde Altkristallin fort.

TORNQUIST unterscheidet in den östlichen Zentralalpen, über den Radstätter Decken, das Murtal-Deckensystem und das (höhere) Turracher Deckensystem. Er trennt prinzipiell Altdecken mit intrakretazischer Tektonik von Jungdecken mit alttertiärer Tektonik; nur die letzteren können mit den Schweizer-Decken verglichen werden. Die Jungdecke hat wegen der vorausgegangenen Verschuppung ein kompliziertes Normalprofil, das aber beiden Deckensystemen gemeinsam ist:

	oben	
Vertikalbau der Jungdecke	{	Zugehör. nord- bzw. südalpine Trias
		Altpaläozoische Kalke und Schiefer III
		Karbone Schiefergest., Grünschiefer II
		Trias der Zentralalpen und Jura
	unten	
		Kristallines Grundgebirge

Die Grenze zwischen Murtal-Deckensystem und dem höhern Turrach-System ist gekennzeichnet durch eine mächtige Lage diaphthoritisierter Quarzgesteine, die im oberen Murtal die Granatglimmerschiefer, deren oberste Partie ebenfalls eine enorme Verschieferung und Diaphthoritisierung erfahren hat, überlagern.

Aus dem Gesagten geht eine recht schöne Übereinstimmung der Beobachtungen über den tektonischen Stil der Muralpen hervor. In den östlichen Zentralalpen herrscht Schuppenbau, mit Gleitungen im Kleinen und Überschiebungen im Grossen. Starke Verschieferungszonen und diaphthoritierte Gesteine kennzeichnen die Überschiebungsbahnen.

Welchen Baustil haben nun die zentralen Hohen Tauern und damit die Hohen Tauern überhaupt? In Kap. 3 haben wir die Tektonik des Untersuchungsgebietes dargestellt und viele Einzelheiten derselben kennen gelernt.

Ein kurzer Überblick zeigt uns, dass in den mittleren Hohen Tauern das Phänomen der Deckfalten und, besonders in den höheren Überschiebungsmassen, der Verschuppungen die Hauptrolle spielt. Weit vorgestossene, abgerissene Falten kennzeichnen die Brennkogl-Spielmann-Gruppe. Die Modereck-Decke weist einen enorm reduzierten und zerrissenen Liegendschenkel auf, wie das Profil der Roten Wand und das der Weissenbachscharte beweisen. Ein Stil, der von HAMMER für die Schuppen der Grauwackenzone ausdrücklich abgelehnt wird. Ferner hat der Gneiszug der Roten Wand im Grossflaisstal eine Stirnumhüllung von Bündnerschiefern. Faltenumbiegungen und Scharniere sieht man in den mittleren Hohen Tauern häufig, nicht aber im östlichen Vergleichsgebiet. Die Profile des Ferleitentales geben uns das Bild einer Falten tektonik mit stehenden und liegenden Falten. Innerhalb der Bündnerschiefermasse kennen wir grosse liegende Falten am Wasserradkopf und in der Wiesbachhorn-Hochtenn-Gruppe. In der höhern, äusseren Region geht die Faltenstruktur in Schuppenstruktur über. Diese Schuppen sind aber das Produkt von vorgetriebenen Stirnfalten, die während mehrerer Bewegungsphasen ineinander gedrängt und mit einander vermischt wurden und in denen auch heute noch Muldenzonen zu erkennen sind. Die Bündnerschieferkalkzüge stellen beispielsweise solche Muldenzonen dar, ebenso die Klammkalke, die als Stirnteile der Radstätter Decken betrachtet werden müssen und am Hasseck wohl aus mehreren, senkrecht stehenden Falten und Schuppen bestehen dürften.

In den Hohen Tauern kommt es also nirgends zur Ausbildung ausgeprägter Gleithorizonte, etwa gar mit Diaphthoriten und Myloniten wie in der Grauwackenzone. Die Tauern sind von Falten- und Deckfaltentektonik beherrscht, und die randlichen Zonen zeichnen sich durch äusserst komplizierte Verschuppung aus, mit kleinen,

sich rasch ablösenden Schuppen und Schubsplittern, wie sie wiederum nur dem Tauernrand eigen sind. Damit wäre der völlig verschiedene Baustil der beiden in Betracht gezogenen Gebiete festgestellt.

2) Vergleich mit Bünden.

Nach dem Vergleich mit den benachbarten ostalpinen Gebieten der Grauwackenzone im N und der Muralpen im E, der so wenig befriedigen konnte, komme ich nun auf den Vergleich mit den penninischen Decken zu sprechen. Es ist ganz natürlich, dass, wie das seinerzeit R. STAUB getan hat, Bünden als das hauptsächlichste Vergleichsgebiet herangezogen wird, denn es ist das nächstgelegene, östlichste Verbreitungsgebiet der oberpenninischen Deckenelemente der Schweizeralpen, und heute zudem eines der bestbekanntesten Alpengebiete überhaupt. Da ich als Schüler von Prof. R. STAUB die Gelegenheit hatte, dieses grosse Deckenland auf etlichen grossen Exkursionen kennen zu lernen und vom besten Kenner dieses Gebietes eingehend in die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse eingeführt zu werden, ist es mir nun leichter möglich, einen stratigraphisch-tektonischen Vergleich zwischen Bünden und den mittleren Hohen Tauern zu versuchen. Die Grundlage für diesen Vergleich bilden die Ausführungen von R. STAUB im „Bau der Alpen“ (Lit. 97, S. 77 ff.). Einige Hinweise auf die Verhältnisse des Wallis sollen eine weitere Ausdehnung der Vergleichsmöglichkeiten dartun.

a) Stratigraphischer Vergleich.

Wenn auch die tieferen Gesteinsserien und insbesondere die Gneiskerne der Hohen Tauern ausserhalb meines Kartierungsgebietes liegen, so will ich hier doch, soweit es möglich ist, auch diese zum Vergleich heranziehen. Habe ich doch dieser weiteren Umgebung viele Exkursionswochen gewidmet.

Die Gneise des Sonnblick und des Hochalm sind voneinander kaum zu unterscheiden, das haben schon STAUB und insbesondere A. WINKLER betont. Die hellen Gneise im Innern der Kernmassen: Granitgneise, Augengneise, Tonalite, dazu schwach rötliche Aplite, quer durchsetzende Erz- und Quarzgänge, sind ausgezeichnete Analoga zu den Tambo- und Suretta-Gneisen, zu den Augengneisen des Bergells mit den Erzgängen der Val di Lei. Die seidenglänzenden Muskowitschiefer beispielsweise aus dem Hochnarrkees, vom Rand der Sonnblick-Gneismasse, finden sich auch am Rand der Tambogneise. Sie stellen da wie dort eine stark umgewandelte aplitische Randfazies dar. Ebenso schön ist die Übereinstimmung mit dem Mte. Rosa-Gneis und dessen Ganggefolge.

Mit den Paraschiefern verschuppt tritt in höherem Niveau der Gneis der Roten Wand im Hangenden des Sonnblick-Gneiskerns auf. Er ist ein stark verschieferter, grünlicher Gneistyp. Im Grossflisstal ist die mittlere Partie dieses Gneiszuges noch ziemlich massig-schiefrig, ein heller Gneistyp, der randlich in stark mitgenommene Gneisschiefer übergeht. R. STAUB hat diesen Gneis besonders

mit den Malojagneisen verglichen (Lit. 97), mit denen er wirklich ausgezeichnet übereinstimmt.

Die parakristalline Gesteinsserie im Hangenden der Gneiskerne besteht aus folgenden Gesteinstypen. Am Bockkar sehen wir eine mächtige Folge von Biotitgesteinen: Biotitschiefer mit z. T. verwitterndem, gelbglänzendem Biotit, feine Biotitgneise, schiefrig bis dünnbankig. Darüber folgen Glimmerschiefer aller Art: Helle Glimmerschiefer mit grossen Granaten, grüne phyllitische Granatglimmerschiefer, Magnetitschiefer, auch hie und da, aber ziemlich selten, Chloritoidschiefer. Die nämlichen Gesteine durchschreitet man beim Aufstieg aus dem Nassfeld zum Riffeltor. Muskowitschiefer und feine Lagen reinen Biotitschiefers (am Aufstieg zum Neubau), sodann konkordant eingelagerte Amphibolite und Aplite (Kolm Saigurn) vervollständigen die Serie.

Der Schieferkomplex im Goldbergkees, der unter die Sonnblick-Gneismasse eintaucht, und in welchem R. STAUB die Valpellin-Serie der Dent Blanche-Margna-Decke wieder zu erkennen glaubte, möchte ich eher als eine minder mächtige Serie vom Charakter der besprochenen tiefsten Glimmerschiefer-Serie direkt im Hangenden des Hochalm-Gneises ansehen und derselben gleich setzen. Wir finden in der „Goldbergserie“ die gleichen Biotitschiefer und -gneise, die nämlichen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Amphibolite. Allerdings habe ich diese Gegend nicht genau kartiert, sodass mir ein endgültiges Urteil nicht zusteht.

Die nächsthöhere stratigraphische Abteilung ist die quarzitische. Unten herrschen massige, grobbankige Quarzite vor; nach oben werden sie schiefrig und blättrig. Im Seidlwinkl- und im Ferleitental ist der massige Quarzit an der Basis ein grauer, hie und da sogar schwarzer, stiebender Graphitquarzit (Gruben ob Ferleiten), in dessen Begleitung sich Graphitschiefer und graphitische Disthenglimmerschiefer finden. Die ganz typischen Blätterquarzite (Quartzites feuilletés) sind begleitet von Chloritmuskowitschiefern, Chloritoidschiefern, hellen Phylliten. Die Quarzitschiefer führen hie und da schöne Turmalinstengelchen, auch Rosenquarzit kommt in den tiefern Partien vor (Hochmaiss). Die ganze Gesteinsfolge ist vollkristallin und gehört mit ihrer Metamorphose an die Basis der Epizone (grosser Chloritoid, Disthen, grossblättriger Muskowit). Sie wird weitaus am besten als Permokarbon betrachtet (Lit. 40, 48, 97), worauf schon KOBER und STAUB, auch für die mittleren Hohen Tauern, hingewiesen haben.

Die Beschreibungen der entsprechenden Gebiete Bündens durch R. STAUB lassen erkennen, dass die Paraschiefer der Tambo-Suretta-Decke zur Hauptsache aus Glimmerschiefern, Amphiboliten, feinen Gneisen, Konglomeratquarziten und Quarzitschiefern bestehen. Unter den Glimmerschiefern sind namentlich Biotitschiefer und -gneise, ferner Granatglimmerschiefer zu erwähnen; ebenso wird das Auftreten von Disthen und Chloritoid in diesem Komplex gemeldet (Lit. 97). Gesteinstypen und Mineralfazies entsprechen sich also sehr gut; die Metamorphose dürfte im Bergell noch etwas höher sein, da wir dort speziell grossblättrige Glimmer und Chloritoiden finden. Die kristalline Gesteinsfolge der Margna-Decke enthält ebenfalls viele der erwähnten vortriadischen Gesteine. Vorab wären da zu nennen: die Malojagneise (ortho und para), grünliche, ausgezeichnet lagenförmige bis schiefrige Gneise; Glimmerschiefer, dunkle Phyllite. Der Horizont mit den Graphitgesteinen (Phyllite und Quarzite) findet sich in den obern penninischen Decken Südbündens nach STAUB in einem ganz bestimmten Niveau unter der Trias; er ist nach diesem Autor heute mit völliger Sicherheit ins Karbon zu stellen (Lit. 94, S. 4). Darüber folgen helle quarzitische und phyllitische Schiefer bis an die quarzitische Basis der Trias.

Nach dem Gesagten ist daher mit STAUB der Schluss berechtigt, dass die oberen kristallinen Serien der zentralen Tauern, mit Einschluss der Gneise der Roten Wand, den kristallinen Schiefern und der Maloja-Serie der oberen penninischen Decken Bündens sehr gut entsprechen. Dazu kommt die Äquivalenz der Biotitschiefer und -gneise, der Granatglimmerschiefer und Chloritoidschiefer mit denen des Bergells. Der Graphithorizont ist sowohl den Tauern wie den bündnerischen, oberpenninischen Decken eigen; die vornehmlich quarzitischeschieferigen Gesteine bis an die Basis der Trias finden sich ebenfalls in beiden Gebieten. Der Gesteinscharakter der beiden oberen penninischen Decken der Tauern zeigt nicht nur im Parakristallin diese schöne Übereinstimmung mit Bünden, sie ist auch, wie wir sehen werden, in der Trias und im jüngeren Mesozoikum vorhanden. Es darf ruhig behauptet werden, dass mit keinen andern tektonischen Einheiten die Übereinstimmung eine derartige ist, wie mit den beiden höchsten penninischen Decken, wobei ich diese als Gesamtheit mit unserm Gebiet vergleichen möchte. Treten doch z. B. die Chloritoidschiefer speziell in der höheren Modereck-Decke schön und zahlreich auf, während sie in Bünden der Suretta-Decke eigen sind.

Die Trias der zentralen Tauern beginnt mit Tafelquarzit, der meist nur nach dm zählt. Er ist meist schön plattig und deshalb gut kenntlich; an der Stanziwurtten schliesst er den permokarbonen Quarzithorizont mit zwei, drei Platten direkt ab. Nur in der südlichen Matreier Zone kenne ich ihn in etwas grösserer Mächtigkeit (südlich vom Kals-Matreier Törl wird er etliche m mächtig). Darüber folgt die kalkig-dolomitische Triasausbildung. Die Gliederung zeigt Anklänge ans Ostalpin, die Ausbildung und die Unvollständigkeit der Serie sind aber typisch penninisch. Wir finden in der nördlichen Modereck-Decke weder eine ostalpine Werfen-Stufe, noch einen ostalpinen Muschelkalk, noch einen wirklichen Hauptdolomit. Über einem unteren Rauhwacke-Dolomit-Horizont (wenig mächtig, z. B. im Seidlwinkltal) folgt ein Marmor von respektabler Mächtigkeit, darauf ein weisser oder grauer Dolomithorizont. Die obere Trias besteht zur Hauptsache aus rauhwackeartigem, gelbem Gestein: echte Rauhwacke, wechselnd mit Dolomit- und Marmorschiefern (glimmerhaltig), kavernösen Breccien, Glimmerschiefern. Wir erkennen also verschiedene, wohlunterscheidbare Triasglieder, die wir als Analoga der ostalpinen Stufen betrachten können, wobei freilich nicht gesagt ist, dass die Stufengrenzen einander genau entsprechen. Die spärlichen Quarzite und grünen Schiefer gehören in die Werfen-Stufe, der untere Rauhwacke-Dolomit-Horizont an die Grenze Werféniens-Anisien. Der weisse bis graublaue Glimmermarmor wird zur Hauptsache anisich bis ladinisch sein, während der Dolomithorizont die ladinische, ev. unterkarnische Stufe vertritt. Darüber folgt als karnische Hauptgruppe die typische Rauhwacke, verbunden mit Breccien, Dolomit- und Marmorschiefern. Ein Äquivalent des Hauptdolomites fehlt zumeist, weshalb anzunehmen ist, dass der für penninische Verhältnisse recht mächtige Rauhwacke-Schieferhorizont auch die norische Stufe vertrete. In der südlichen Matreier Schuppenzone findet sich ein heller, dem Hauptdolomit vergleichbarer Dolomit. Grünliche Schiefer, Dolomitschiefer und helle Phyllite bilden ausnahmsweise eine Andeutung eines Quartenschieferneveau (Rosschartenkopf).

Betrachten wir zum Vergleich mit R. STAUB die Trias der Margna-Decke.

Als Basis treffen wir helle Glimmer- und Quarzitschiefer, die als Vertreter des Perm gelten. Die Trias beginnt mit spärlichen weissen, hie und da rosa gefärbten Quarziten. Der darüber folgende kalkig-dolomitische Hauptkomplex lässt sich z. Teil, im Fex und im Avers, deutlich gliedern. Die untere Partie enthält zur Hauptsache graue, oft auch schwarze, plattige, wohlgeschichtete Dolomite, der obere Teil besteht überall aus massigen, ungeschichteten, gelben bis rötlichen Dolomiten mit hie und da eingeschalteten Rauhacken. Diese Dolomite sind teils unverändert, teils jedoch völlig marmorisiert. An manchen Orten, z. B. westlich der Cima di Musella, trennen spärliche, gelbe Rauhacken und grüne, verglimmerte Tonschiefer, auch Dolomitbreccien, die beiden genannten Dolomitkomplexe, sodass die Gliederung dieser Trias eine scharfe und direkt an ostalpine Verhältnisse erinnernde wird. Der untere Komplex der grauen Dolomite stellt den Muschelkalk und in der Hauptsache wohl den Wetterstein-Horizont dar. Der obere ist der Vertreter des Hauptdolomites, während die zwischenliegenden Rauhacken, Schiefer und Breccien den Raiblern entsprechen. Unter dem grauen Dolomit folgen mancherorts noch graue, kristalline Kalke, die die anisische Stufe vertreten. Über dem gelben Dolomit (teils auch an Stelle desselben) sind noch grüne Quarzite und bunte Tonschiefer zu finden, doch immer nur in äusserst schwächtigen Lagen, die R. Staub als Äquivalente der Quartenschiefer auffasst. Diese vollständige, ausgezeichnete Triasgliederung findet sich lange nicht überall im Gebiet der Margna-Decke, doch erscheint sie sporadisch über das ganze Gebiet derselben zerstreut.

Im Vergleich mit der Moderecktrias ist Folgendes hervorzuheben: Der basale Quarzit tritt in beiden Gebieten, in ganz derselben Ausbildung, nur geringmächtig auf und fehlt in manchen Profilen überhaupt. R. STAUB betont, dass als tiefstes Glied der kalkigdolomitischen Trias der Margna-Decke unter dem grauen Dolomit (Ladinien) mancherorts noch graue kristalline Kalke liegen. In der Glockner-Decke der zentralen Tauern ist das insofern anders, als der Muschelkalkhorizont, als weisser oder graublauer Kalkmarmor ausgebildet, überall und meist recht mächtig auftritt. Deshalb trifft der Satz, dass der untere Teil der kalkigdolomitischen Trias aus grauen oder schwarzen plattigen Dolomiten bestehe, für mein Gebiet nicht zu, während er in Bünden überall da gültig ist, wo der anisische Kalkmarmor fehlt. R. STAUB spricht nur von spärlichen Rauhacken, die noch öfter fehlen, zwischen den beiden Dolomithorizonten des Wetterstein und des Hauptdolomits. Demgegenüber muss ich aus den zentralen Hohen Tauern feststellen, dass dort die Rauhacken allgemein verbreitet sind. Sie kommen in grosser Mächtigkeit vor; und wie in der mittleren Margna-Decke, ist neben den mächtigen Rauhacken des Carnien noch ein tieferer Rauhackenhorizont, an der Basis des Anisien, zu beobachten. Einen echten, massigen Hauptdolomit, wie er am Averser Weissberg auftritt, kenne ich nur aus den hochpenninischen Matreier Schuppen der südlichen Zone. Die schiefriegen gelben Dolomite der Moderecktrias sind eng mit der karnischen Rauhacke verbunden und mit jener ev. z. Teil als Haupt-

dolomit-Äquivalent aufzustellen. Über die Quartenschiefer gilt für die Glockner-Decke genau das gleiche, was R. STAUB aus dem Malenco schreibt: Sie bestehen aus grünen Quarziten und bunten Schiefern und sind immer nur in äusserst schwächtigen Lagen und nur an wenigen Stellen vorhanden.

Die Trias der Suretta-Decke hat ebenfalls verwandte Züge mit derjenigen der Glockner-Decke. Der basale Quarzit, weiss-grün, tafelig-schiefrig, sieht gleich aus, hat aber eine bedeutend grössere Mächtigkeit. Ob Plan Lo bei Soglio (Bergell) findet man über der quarzitischen Triasbasis grobkristallinen Marmor und blaugrauen tafeligen, ebenfalls kristallinen Kalk, darüber weissen Dolomit. Die höhere Trias ist abweichend entwickelt und besteht aus weissen und grünlichen Keuperquarziten. Die Trias der Splügener Mulde besteht zur Hauptsache aus mächtiger, brecciöser Rauhwanke und gelbem bis weissem Dolomit, wie sie im Seidlwinkltal vorkommen könnten (Tobel des Häusernbach bei Splügen).

Auch die jüngeren Tauerngesteine nachtriadischen Alters finden in Bünden und Wallis ihre treffenden Analoga. Ja sie sind die eigentlichen Urheber jeden Vergleiches gewesen zwischen W und E. Die grossen Massen ziemlich eintöniger Kalkglimmerschiefer mit verschiedenen Zwischenlagen entsprechen vollkommen den Bündnerschiefern und Schistes lustrés der Westalpen. Dieser Vergleich ist beim ersten Anblick auffallend infolge der gleichartigen morphologischen Erscheinungen dieser Gebiete. Er hält auch im Detail, was der erste Eindruck verspricht.

In den untern Bündnerschieferkomplexen finden wir nach F. ZYNDEL und R. STAUB insbesondere im Avers und Schams Gesteine wie Quarzite, Tafelkalke, Breccien in den echten Bündnerschiefern eingeschaltet, denen wir in den Tauern die analogen Typen entgegenzustellen haben; bei den Quarziten handelt es sich in unserm Aufnahmegebiet in der Regel um Karbonatquarzite. Die Tafelkalke der Schreckalhöhe und der Zone der Drei Brüder entsprechen (mit ihrem gesamten Gesteinsverband) denen der Schamser Decken oder den „Calcaires tabulaires“ des Mont Dolin. Die Breccien des Wolfbach, Sulzbach und der Drei Brüder-Zone sind den Dolinbreccien absolut vergleichbar. Sie treten jedoch nur in wenig mächtigen Linsen und Linsenzügen auf und sind meist recht fein (Kap. 2). Die Komponenten sind schwarzer und gelber Dolomit in einem kalkig-sandigen Bindemittel. Die Charakterisierung der eigentlichen Bündnerschiefer ist in Ost und West dieselbe: Sie setzen sich zusammen aus Mischgesteinsreihen, die vom Tonschiefer und tonigen Kalkschiefer, welche vorherrschen, bis zum Kalk einerseits, vom Tonschiefer und sandigen Tonschiefer bis zum Quarzit andererseits reicht. Der Karbonatquarzit stellt das Bindeglied dieser beiden Reihen auf der psammitischen Seite dar. In diesen variierenden Bündnerschieferreihen treten in gleicher Weise auch die Ophiolithe auf: In Linsen, Lagergängen und stockartigen Massen vorab die Serpentine, in Linsen, Linsenzügen und konkordanten Schichtpaketen die Prasinite und Amphibolite. Die Kontaktgesteine der Ophiolithe an den Bündnerschiefern und (selten) auch an Triasgesteinen, die in schönster Weise von CORNELIUS und STAUB aus Bünden beschrieben, von PREISWERK und WERENFELS aus dem Vispertal geschildert und aus den Tauern von WEINSCHENK (Lit. 116)

und GRANIGG (Lit. 28) bekannt gemacht wurden, finden sich auch in unserm Gebiet und liefern meiner Ansicht nach weitere Anhaltspunkte für die Auffassung einer wirklichen Kontaktmetamorphose gegenüber den neuesten behaupteten Reaktionszonen (ANGEL, Lit. 3).

Die nördlichste und äusserste, zugleich die tektonisch höchste Zone, in der klippenartig die Reste der Radstätter Decken schwimmen, wird zusammengesetzt aus bündnerschiefer- bis flyschartigen Gesteinen, in denen wenig metamorphe Tonschiefer, ferner feine tonig-kalkige Schiefer die Hauptkomponente bilden. Dazu kommen aber auch die andern Typen, die aus den Schweizer Flyschgebieten (z. B. Lit. 109) beschrieben werden, vor: grüne und bunte, kalkarme Schiefer, Sandkalke, Breccien, dunkle Kalke, Marmorbändchen. Diese ganze eintönige Serie ist zwischen Bruck und Fusch etliche 100 m mächtig; ihre Mächtigkeit nimmt nach E ab.

Diese höhere Schieferzone lässt sich weitaus am besten mit den tieferen Flyschhorizonten vergleichen (Curvèrserie) und stellt nach meiner Ansicht eine besonders tonreiche Kreideflyschfazies dar, welche die Bündnerschiefersedimentation wenig verändert fortsetzt.

Wenn wir noch kurz den Versuch eines Vergleiches der Tauern-elemente mit den tieferen penninischen Decken unternehmen, etwa im Sinne JENNY's (Lit. 44), so ergibt sich beim Vergleich mit der Adula-Bernhard-Decke Folgendes:

Die Bernhard-Decke besitzt eine mächtige Casanna-Serie, die WEGMANN (Lit. 114) zweigeteilt hat und deren Gesteinstypen wir in den Dissertationen von WOYNO und TSCHOPP (Lit. 122, 110) genau beschrieben finden. Besonders zu betonen ist das absolute Fehlen von Glaukophangesteinen in den Tauern, sowohl in der älteren kristallinen Serie wie in den mesozoischen Ophiolithen. Sie fehlen übrigens schon in der Adula Bündens. Auch das Adulakristallin, mit seinen Phengitgneisen, Glimmerschiefern, mächtigen Granat-Amphibolit-Gesteinen, ist ganz anders aufgebaut. Während die jüngere Casannaschiefer-Serie in unserem quarzischen Permokarbon ein Äquivalent findet, lässt sich die Trias unseres Gebietes kaum näher mit derjenigen der Adula-Bernhard-Decke vergleichen. Es werden in der Adula wohl Quarzite, Dolomite, Marmore und Rauhacke der Trias zugeschrieben, doch sind keine einigermaßen zusammenhängenden und gliederbaren Profile bekannt geworden. Im Wallis tritt sie ebenfalls völlig ungegliedert als Pontiskalk und Rauhacke auf. Der Bündnerschieferkomplex ist in der Adula ähnlich ausgebildet wie in höheren penninischen Gebieten; er zeigt nicht mehr den stark neritischen Charakter der Bernhard-Zone des Westens mit der mächtigen, groben Brèche du Télégraphe.

Im Allgemeinen zeigt sich, wie R. STAUB und später wieder E. KÜNDIG dargelegt haben (Lit. 57, 93), dass der Biotit in den höheren penninischen Decken auf Kosten des Muskowits abnimmt, ausbleicht und unter Erzausscheidung chloritisiert wird. Im Hochalmgebiet finden wir ebenfalls noch Biotitgneise und -schiefer, dazu schon Muskowitchloritschiefer und Granatglimmerschiefer. Je höher wir nun steigen, umso mehr verschwinden Biotit, Chlorit und auch Granat. In der Modereck-Decke haben wir Glimmerschiefer und Quarzitschiefer, die keinen Biotit und nur selten Chlorit führen.

Der Chlorit in den Chloritoidschiefern stammt vom Chloritoid und nicht von ehemals vorhandenem Biotit. Es stimmt also auch für die Tauern, z. B. vom Hochalmgneis aufwärts, die Regel von der Abnahme des Biotites und auch des Chlorites.

Der Biotitgehalt des Hochalmgneises spricht nicht etwa besonders zugunsten eines Vergleichs mit dem Adulagneis. Dieser ist ja entweder ein Zweiglimmergneis oder ein Grünglimmergneis (Phengit), während wir im Sonnblick-Hochalm Biotitgneise bis Tonalite finden. Im Tambo-Suretta-Kristallin finden wir hingegen neben ähnlichen Gneistypen auch Biotitschiefer, Chloritoidschiefer und Granatglimmerschiefer, auch Magnetitschiefer, die wir aus dem Hochalmkristallin kennen.

Die tieferen penninischen Decken des Tessins können für einen Vergleich überhaupt nicht in Frage kommen. Ihre Gesteinsserien haben eine viel stärkere Metamorphose erlitten, entsprechend der viel grösseren Überlastung, die in diesen Decken infolge ihrer tieferen Stockwerklage herrscht. Unser stratigraphisch-tektonischer Vergleich kann nur mit Gebieten von gleichartiger Metamorphose geführt werden, denn nur bei ähnlicher Überlastung wird der tektonische Baustil gewisse gleiche Gesetzmässigkeiten aufweisen können.

b) *Tektonischer Vergleich.*

Es gilt nun noch zwischen den beiden Gebieten einen Vergleich des Baustiles durchzuführen, also einen Vergleich der regionalen Tektonik.

Wenn das Gesteinsmaterial im grossen Ganzen ähnlich zusammengesetzt ist und namentlich in Sprödigkeit oder Plastizität unter gleichen Bedingungen gleich reagieren wird, und wenn dazu infolge ähnlicher Position und gleichartig wirkender tektonischer Kräfte gemeinsame Voraussetzungen geschaffen werden, so müssen in der Wirkung gleiche, zum mindesten einander sehr ähnliche Effekte herauschauen.

Wenn wir in der „Geologie der Schweiz“ die Beobachtungen von ARGAND und STAUB über den tektonischen Stil der Dent Blanche-Margna-Decke lesen und die geologischen Karten und Profile studieren, so erinnern wir uns fortwährend an die tektonischen Erscheinungen im Gebiet der zentralen Hohen Tauern. Schon R. STAUB hat eindringlich auf diese Zusammenhänge hingewiesen. Die Gestalt und Tektonik der Margna-Decke nördlich des Engadins ist die einer grossartigen Schuppenzone, mit starken Quetschungen und Verschürfungen. Sie ist mit der mächtigen Schuppenzone, die über dem Glockner-Mesozoikum liegt, zu vergleichen, nur dass diese steil bis vertikal gestellt und eng zusammengepresst ist infolge der vorliegenden und tiefer geschalteten Zone des Pinzgauer Kristallins, während in Bünden die Schuppenzone flach liegt und viel weiter nach N vorgetragen und -geschleppt wurde. In den Bündnerschiefer-Flyschmassen herrscht eine grossartige Verfaltung und Verfältelung (wie am Wiesbachhorn und Hochtenn). Grosse liegende Falten, begleitet und ausgefüllt von vielfältigen,

Da die Natur aber kein Schema kennt, so zeigt sie auch hier ihre Variabilität. Einzelne Schichtkomplexe sind hier im E bereits stark reduziert. Die oberen Penniden sind nicht mehr so mächtig entwickelt wie in Bündens. Während die Hochalm-Venediger-Gneismasse sehr wohl den Vergleich mit dem Monte Rosa aushält, suchen wir vergebens ein gleichwertiges Element für eine Fedoz- oder auch eine Maloja-Serie. Gewiss, die letztere ist eindeutig vorhanden und bildet mit ihrer Zusammensetzung (s. oben) eine schöne Bestätigung des Vergleichs, sie ist aber an Mächtigkeit niemals mit der Maloja-Serie Bündens zu vergleichen. Dies hat ja auch STAUB zu dem Dilemma geführt, ob der Sonnblick als Äquivalent der Tambo-Suretta-Decke oder aber als solches der Margna-Decke zu gelten habe. Das Fehlen einer eigentlichen Gneisbasis in der höchsten penninischen Deckeneinheit der Tauern führte ihn dazu, den Sonnblick als Basis der höchsten penninischen Decke zu erklären, obschon ihm der Gneishabitus, die Golderzgänge etc. noch auf eine Äquivalenz mit der tieferen Decke hinzudeuten schienen.

Die Schwierigkeit einer Deckentrennung zwischen Hochalm und Sonnblick kann auch heute nicht behoben werden aus dem Grunde, weil eine solche in der Natur nicht existiert. Wir sehen wohl die Hochalm- und die Sonnblick-Gneismassen durch die tief eingreifende Mallnitzer Mulde getrennt, müssen aber trotzdem eine eigentliche Deckentrennung ablehnen, da Sonnblick und Hochalm faziell übereinstimmen. Wir erkennen über dem Sonnblick einen grossartigen Deckschuppenbau, wobei mesozoische Trennungen zwischen Sonnblickhülle und Roter Wand besonders tief wurzelwärts zurückgreifen (Fleiss-Mulde nach KOBER). Es ist jedoch abermals unbefriedigend, hier etwa eine Trennung zwischen zwei tektonischen Grosselementen anzunehmen. Einen 100—200 m mächtigen Gneisspan als kristalline Basis einer tektonischen Grosseinheit anzusprechen und denselben mit dem Kristallin einer Margna-Decke zu vergleichen, geht nach meiner Ansicht nicht an.

Trotz dieser Unterschiede ist aber die Gleichartigkeit der Schichtserie der zentralen Tauern durch die ganze Altersskala hindurch eine derart grosse, dass man nicht zögern kann, den Vergleich mit dem obern Penninikum Bündens und der Westalpen, also mit den Decken 5 und 6, als die weitaus beste Lösung anzunehmen. Von den Gneisen an, deren petrographische Übereinstimmung und deren analoger Kuppelbau schon genügend betont wurde (Lit. 97, S. 77 ff.), von den Glimmerschiefern, Chloritoidschiefern, Amphiboliten der tieferen parakristallinen Schiefer, die in der Suretta-Decke ihre genauen Äquivalente finden, bis hinauf zu den Ablagerungen der Kreide finden wir die besten Vergleichsmöglichkeiten mit dem Hochpenninikum Bündens. Wir finden beiderorts den Permokarbonhorizont, mit Graphitphylliten und -quarziten, mit den Quartzites feuilletés und begleitenden Glimmerschiefern, wir finden analoge Triasserien im Seidwinklital einerseits, in den Fexer Schuppen andererseits. Dann folgen die Komplexe der Bündnerschiefer mit ihren den beiden Gebieten gemeinsamen Einlagerungen von Liasbreccien, Tafelkalken, Karbonatquarziten, ferner von Ophiolithgesteinen. Und schliesslich thronen auf einer flyschartigen Serie, in der die Tonschiefer und Kalktonschiefer über die Sandkalke und Breccien sehr stark überwiegen, Reste der unter- bis mittelostalpinen Radstätter-Decken (wie in der Arosar Zone!). Mit kristalliner Basis (Gneise, Quarzite, Konglomerate, Schiefer) besteht diese Klammerserie haupt-

sächlich aus Kalken, den sog. Klammkalken, die in den Falknis- und Sulzfluhkalken ihre beste Äquivalenz finden.

Es scheint mir deshalb das weitaus Beste, vom Hochalm- und Sonnblick-Gneis an aufwärts von nur einer penninischen Grosseinheit mit relativ selbständigen Teilelementen zu sprechen, zu denen dann die Sonnblick-Decke, die Modereck-Decke, das Glockner-Mesozoikum, die hochpenninische Schuppenzone zu zählen wären. Diese tektonische Grosseinheit enthält die stratigraphisch-petrographischen wie auch tektonischen Äquivalenzen der beiden obersten penninischen Decken der Westalpen.

R. STAUB vertritt allerdings in neuester Zeit eine abweichende Auffassung, indem er den grossen Schnitt zwischen Margna- und Monte Rosa-Decke in den Tauern an die Basis der Modereck-Decke verlegt (Lit. 135).

V. Bemerkungen zur Morphologie des Gebietes.

Unser Gebiet stellt einen kleinen Abschnitt aus der Nordabdachung der mittleren Hohen Tauern dar. Die Kammlinie Pfandlscharte-Hochtor-Weissenbach-(Ross-)scharte gehört dem Hauptstamm der Hohen Tauern-Gebirgskette an. Dort entspringen die langen, S—N-streichenden Abdachungstäler, Nebentäler der W—E verlaufenden Salzacher Längstalfurche. Diese langen Tauerntäler geben dem Gebirge im Grundriss ein fiederartiges Gepräge. Sie zeichnen sich ferner dadurch aus, dass sie meist nur ganz kurze und steile Quell- und Seitentäler besitzen, was besonders für die oberpinzgauischen Tauerntäler der Fall ist. Eine Ausnahme bildet das Seidlwinkltal, das ein ca. 18 km langes Nebental des Rauris-Hüttwinkl-Tales darstellt und letzterem fast ebenbürtig ist. Mit nach E hin abnehmenden Höhen wird auch die Talbildung und Gliederung mannigfaltiger.

Sehen wir uns die in unserm Gebiet liegenden Tauerntäler, das Fusch-Ferleiental und das Rauris-Seidlwinkltal, etwas näher an.

Das Fusch-Ferleiental.

Es lässt sich in folgende Abschnitte gliedern:

- Quelltäler (Käfertal als das wichtigste und ausgeprägteste)
- Rotmoos-Boden
- (Boggeni-Schwemmkegel)
- Ferleiten-Boden
- Bärenschlucht
- Embach-Fuscherboden
- Vorfuscher Enge
- Mündung bei Bruck.

Man spricht gern von den Tauerntälern als von typischen Stufentälern. Auch das Fusch-Ferleiental ist ein solches Stufental; man steigt auch in ihm nicht gleichmässig in die Höhe, sondern in kürzeren Talabschnitten, die durch

lange, horizontale Böden voneinander getrennt sind. Wenig ausgeprägt ist die erste Stufe. Hinter Vorfusch verengert sich das Tal, in dem Strasse und Ache gerade noch Platz nebeneinander finden. Langsam steigt man von 760 m bei Bruck bis zu 820 m Höhe bei Fusch hinan. Die Stufe zwischen Wald und Vorfusch dürfte einmal bedeutend kürzer und enger gewesen sein. Doch ist sie heute durchsägt und der dahinter liegende Boden ist ins ausgeglichene Gefälle z. Teil mit-einbezogen. Die breite Talmulde von Fusch verengert sich jedoch unterhalb Judendorf sehr deutlich und macht einem typisch v-förmigen Talquerschnitt Platz.

Ausgeprägter ist die zweite Stufe. Schon der Name Bärenschlucht lässt darauf schliessen, dass hier das Wasser wilder rinnt. Eine echte Schlucht freilich bietet sich auch da nicht mehr dar; auch hier hat sich aus einer jugendlich-wilden Schlucht bereits ein längerer, gereifterer, weit ausgeglichener Graben gebildet. Immerhin gewinnt man hier auf eine 3,8 km lange Strecke 300 m Höhe und gelangt auf diese Weise in den völlig ebenen Ferleitner Boden hinauf.

Dem Boden von Ferleiten ist anzusehen, dass da der Talbach einmal zu einem See aufgestaut war, und zwar hinter dem Felsriegel des Judenbichl. Dieser rundlich-längliche Hügel besteht aus Kalkglimmerschiefern; er trägt nur wenig Moräne. Der Strassenbau hat ihm gegenüber am östlichen Talhang ebenfalls eine mächtige Moräne mit grossen Blöcken aufgeschlossen. Es handelt sich hier um ein bestimmtes Rückzugstadium, am ehesten etwa um ein Daunstadium des Ferleitengletschers (Lit. 63, I. Bd.).

Hinter Ferleiten wird der breite Talboden dann durch grosse Schuttkegel von E (Oberstattbach, Finsterwaldergraben) und durch mächtige Schutthalden vom Westhang her eingeengt. Es folgt von der Westseite der mächtige Schutt- und Rutschstrom der Vögerlalm aus dem Boggeneikees heraus, der einen Anstieg des Talbodens um 60 m bedingt. Dahinter folgt abermals ein weiter und ebener alter Seeboden, der jetzt als Sand- und Moorboden vorliegt. Er hat eine Länge von gut 2 km und ist namentlich im hintern Teil von Kies aufgeschüttet. Hier sammeln sich die Quellbäche aus dem Nassfeld am Pfalzkogel und von der Pfandscharte her. Das sind aber nur Rinnen von Nebenbächen, denn das eigentliche Quelltal ist das Käfertal. Über eine Stufe von ca. 80 m Höhe kommt man in den langsam ansteigenden Boden dieses einsamen Tales, der nach 8—900 m immer steiler wird (Schutthalden!) und dann an senkrechten Felswänden unvermittelt sein Ende findet. Auch seitlich ist das Käfertal von steilen bis senkrechten Wänden begrenzt, über welche die Bäche in feinen Silberfäden und schönen Fällen herunterstürzen. Über dieser senkrechten Stufe von 130 m liegt ein steiles, vom Gletscher ausgescheuertes Gelände, in dem eine schwache Hohlform, der Beginn einer Karbildung, sich schon deutlich abzeichnet. Aus dem noch höher gelegenen Bockkarkees reicht heute noch ein Gletscher herunter, der zur Zeit oberhalb der erwähnten schwachen Hohlform sein Ende findet. Bockkarkees und Fuscherkarkees bilden zusammen das Fuscher Eiskar; sie sind durch eine Felsrippe voneinander getrennt. Das Fuscher Eiskar stellte das Hauptnährgebiet des eiszeitlichen Ferleitentalgletschers dar, zu dem dann noch aus dem Hochgrubenkees, Boggeneikees, Sandboden- und Walcherkees Eismassen zuströmten. Auch der Pfandschartengletscher wird das Seine zur Nahrung des Ferleitengletschers beigesteuert haben.

Die Fuscher Ache entspringt also im grossen Firngebiet des Fuscher Eiskars, dem das Fuscherkarkees und das mächtige Bockkarkees tributpflichtig sind, die zusammen eine Fläche von ca. 5,5—6,0 km² einnehmen. Die mächtige Wandstufe zum Käfertal

ist bedingt durch die rückschreitende Wassererosion vor der Gletscherzunge. Das Käfertal war in seiner ersten Anlage eine Karmulde, die dann allmählich zu einem Trog ausgestaltet wurde, in analoger Art, wie ein Hängegletscher sich in einem Plateau die Hohlform Kar zu schaffen weiss. (Temperaturunterschiede zwischen Fels und Eis, Insolation, Frostwirkung, Ausräumung.) Auch von den beiden Pfandlscharten und von der Lücke westlich des Kapuziners flossen kleinere Hängegletscher herunter. Der Gletscher am Kapuziner hat sich eine deutliche Nische mit einer Rinne gegen das Käfertal hinunter gegraben. Die Rinne von der Pfandlscharte herunter ist steil und mündet stufenartig ins Ferleitental, die Rückwärtserosion und die weitere Eintiefung ist hier noch nicht weit gediehen. Es erscheint gerade hier, im Vergleich zum Käfertal, gut ersichtlich, dass die postglaziale Erosion wenig geleistet hat und sich hauptsächlich auf die Eintiefung der Rillen und Rinnen in die älteren grösseren Hohlformen beschränkt. Denn die Hauptform des Käfertales, wie auch die Einmündung der Pfandlscharte, ist durch die Gletscher ausgestaltet und gerundet worden. Die primäre Eintiefung wird früheren eisfreien Perioden, und zwar wohl den Interglazialzeiten zuzuschreiben sein. Dem grossen Gletschergebiet des Fuscher Eiskars entspricht das tiefe, weite Käfertal mit seiner hohen Wandstufe. Dem Zusammenfluss von Pfandlbach und Fuscher Ache entspricht die Stufe, die einerseits ins Käfertal hinein, anderseits auf den mässiger geneigten untern Pfandlboden hinaufführt. Die gleiche Stufe überwindet mit Fällen auch der Bach, der vom Brennkogl und Fuschertörl herunter kommt. Hier ist die Stufe, die ringsherum läuft vom Westhang bis zum Osthang, bedingt durch den Zusammenfluss. Es handelt sich um eine Konfluenzstufe im Sinne PENCKS. Sie ist aber verschieden hoch für die verschiedenen Quellbäche. Die Fuscher Ache (Käfertal) hat als stärkster Quellbach die Stufe auf 70 m erniedrigt, während die Quellbäche von der Pfandlscharte und von der Trauneralm her weit mächtigere Mündungsstufen besitzen (150 und 250 m). Sie führen hinunter zu dem weiten Talboden von Rotmoos, der nach der glazialen Übertiefung stark aufgeschüttet worden ist.

Die Stufe der Bärenschlucht kann vielleicht ebenfalls z. Teil als Konfluenzstufe vor der Einmündung des Weichselbaches erklärt werden. Damit verbunden hat auch das längere Verharren des Gletschers bei Ferleiten, wobei vielleicht noch eine Gletscherzunge gegen die Bärenschlucht hinunter hing (Moränenschutt im oberen Teil der Schlucht, namentlich am Osthang), seine Wirkung getan und durch seinen starken Abfluss die Rückwärtserosion dieser Stufe gefördert. Die kurzen Seitentäler und Gräben der Fusch münden entweder mit Stufen (Weichselbach-, Sulzbach- und Hirzbachtal) oder in steilen Gräben (Wachtberg-, Finsterwaldergraben). Während das Hirzbachtal oberhalb seiner gut 800 m hohen Mündungsstufe einen weiten Talboden und eine typische Trogform besitzt, die beweist,

dass dieses Hängetal seinen eigenen Lokalgletscher gehabt hat (vom Tenn herunter), ist dies bei den andern Nebentälern (Sulzbach und Weichselbach) nicht der Fall. Die Gipfel, die zu deren Einzugsgebieten gehören, erheben sich nur bis 2300 m (Schwarzkopf als einziger 2700 m). Es sind zwar kleine, karartige Mulden an diesen Gipfeln festzustellen, doch reichte es nach dem Rückzug des Hauptgletschers nicht mehr zur Ausbildung talerfüllender Seitengletscher. Auch auf der Nordseite der Brüder sind die Spuren von kleinen Lokalgletscherchen an schönen kleinen Moränenkränzen (Heuberg-Erlhofalm) zu erkennen (s. Fig. 9).

Allgemein und eindeutig sind die Spuren der Vergletscherung des Pinzgauer Haupttales. Besonders mit Hilfe der Findlinge gelingt es, die obere Grenze der Vergletscherung ungefähr festzulegen. Allgemein ist auf den Gehängeverflachungen das Vorkommen von meist blockiger Grundmoräne, die dann zu Sumpfbildung führt. Die Gletscherspuren finden sich in unserm Gebiet bis hinauf an den Pichl Berg (1400 m), am Plattenkogel bis ca. 1300 m und sogar bei Taxenbach noch bis über 1200 m Höhe. Kleine Moränenwälle, Überreste von Seitenmoränen beim Rückzug, treffen wir am Pichl Berg in 1000—1100 m, ob dem Köndlhof in 1000 m, am Thannberg in 11—1200 m Höhe (s. Fig. 9).

Das Rauris.

Der Weg ins Rauristal ist viel beschwerlicher, als der nach Fusch. Das Rauris hat eine ganz ausgeprägte, hohe Mündungsstufe, die beim Fuschertal in diesem Masse fehlt. Rauris-Kitzloch liegt auf 685 m, von da steigt man durch die Klamm bis auf 900 m (oberhalb Landsteg bei Wald) hinauf, um den Boden des Marktes Rauris zu gewinnen. In der Kitzlochschlucht allein durchheilt das Talwasser eine Höhendifferenz von ca. 180 m, der Rest ist durch die fortschreitende Rückwärtserosion in das oberhalb anschliessende Talstück Landsteg bis Wald verlegt worden.

Warum diese Stufe am Ausgang des Rauris, des Gasteiner- und des Grossarltales (Lichtensteinklamm), während wir im Ferleental nur eine Talverengung mit mässiger Gefällsvermehrung haben? Jedes der Tauern-Nebentäler des grossen Salzachtales blieb infolge länger anhaltenden Gletscherstadien in der Tiefenerosion hinter dem Haupttal zurück, musste sich also mit der Zeit der lokalen Erosionsbasis im Salzachtal anpassen. Die Tiefenerosion geht nun aber in verschiedenem Gestein verschieden vor sich, in dem einen gleichmässig und relativ schnell, im andern sehr ungleichmässig und relativ langsam. Wenn nun mit der Mündung der Seitentäler auch noch ein hartes, der Erosion zähen Widerstand entgegengesetztes Gestein zusammenfällt, so bleibt, wenn das Haupttal in der Tiefenerosion vorausheilt, beim Eingang ins Nebental für lange Zeit eine Stufe bestehen. Zuerst wird der Bach des Nebenflusses in Wasserfällen das Haupttal erreichen; er wird sich dann langsam einfressen und in

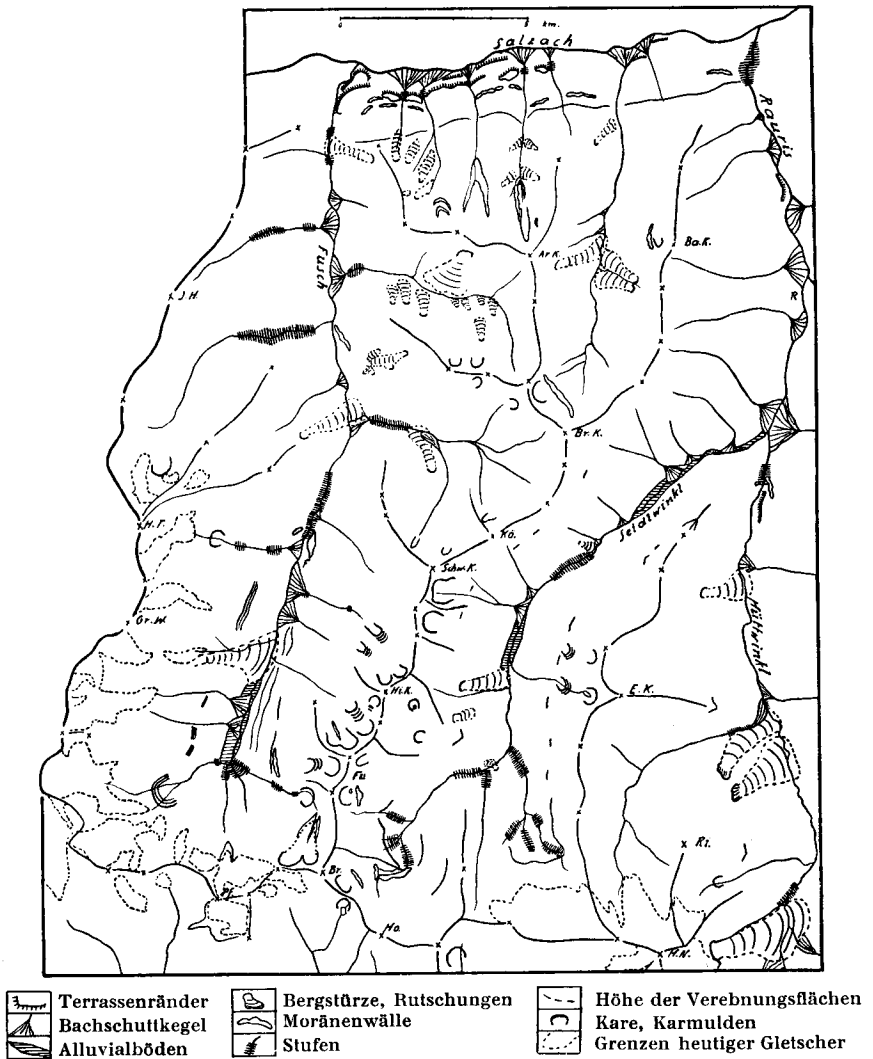


Fig. 9. Morphologische Karte
der Nordseite der östlichen Hohen Tauern, 1:200000.

Abkürzungen:

Ar. K. = Archenkogl (Brüder)	H. N. = Hochnarr
Ba. K. = Baukogel	Ho. = Hochtör
Br. = Brennkopf	H. T. = Hochtenn
Br. K. = Breitenkopf	J. H. = Imbachhorn
E. K. = Edlenkopf	Pf. = Pfandscharte
F. = Ferleiten	R. = Rauris
Fu. = Füscher Törl	Ri. = Ritterkopf
Gr. W. = Gross-Wiesbachhorn	Schw. K. = Schwarzkopf
Hi. K. = Hirzkarkopf	

dem harten Gestein mit der Zeit einen Schlitz, eine Schlucht aus-erodieren.

Das ist nun der Vorgang bei der Kitzlochklamm. Die Schlucht ist heute geschaffen, das Tal hat sich aber infolge der grossen Standfestigkeit des Klammkalkes bei der Untergrabung der Gehänge nicht durch Rutschungen der Borde ausgeglichen; die senkrechten Schluchtwände blieben bis heute stehen, in denen wir die wundervollen Formen der Wassererosion in Schliffkehlen, Strudellöchern, Pfannen etc. studieren können. Der Lauf bleibt solange unausgeglichen, weil das Wasser jede Ungleichheit ausnützt und dort zuerst sich in die Tiefe frisst, wo der Widerstand am kleinsten ist. Wie die Klamm einmal durchsägt war, hat dann die Tiefenerosion talaufwärts rasch weiter gearbeitet, was heute bis Wald hinauf gut sichtbar ist. Es wird da erst Ruhe eintreten können für die unermüdliche Ache, wenn Stufen und Böden ein weitgehend ausgeglichenes Gefälle erhalten haben.

Die breite Talsohle von Rauris ist von Wald einwärts bis Wörth sozusagen eben. Es stellt dieses Talstück einen breiten, aufgeschütteten Boden in einer vom Gletscher übertieften Hohlform dar.

Das Hüttwinkltal.

Hinter Wörth verengert sich die Fortsetzung des Rauris, das Hüttwinkltal, rasch. Bei der Einödkapelle folgt eine schluchtartige Partie, vermittels welcher 40—50 m Höhe gewonnen werden. Dahinter wieder ein flacher Talboden, auf der östlichen Seite mit Kiesterassen. Bei der Einödkapelle sind am Osthang Moränen-Reste zu erkennen; es dürfte sich hier um ein Rückzugstadium des Sonnblickgletschers handeln, etwa um ein älteres Daunstadium desselben. Auf der Strassen-seite wird der Riegel aber zur Hauptsache von anstehendem Fels gebildet. Das Becken dahinter ist ein altes Seebecken, das von Schottern ausgefüllt wurde. Vor Buheben kommt man in ein hügelig-welliges Gelände, mit grossen Blöcken und Felsstücken, ein typisches Bergsturzgebiet. Das Gesteinsmaterial, sowie auch die Formen des Gehänges und der Bergsturzmasse, weisen auf einen mächtigen Sturz vom Westhang hin; es fallen namentlich die vielen Prasinitblöcke auf. Dahinter folgt ein weiterer ehemaliger Seeboden, dann die Stufe bei der Einmündung des Krummlbachtals. Ein weiterer Bergsturz vom Osthang des Ritterkopfes auf die Hollerbrand-Reitermayer Almen herunter schafft abermals ein grosses hügeliges Terrain, in dem sich auch zwei Bergsturzseelein (heute gute Forellenteiche) befinden. Der Sturz vom Osthang des Ritterkopfes, wo die Ausbruchnische gut sichtbar ist, brandete am Osthang des Tales noch ein Stück empor, er ist gut und scharf begrenzt. Mächtige Kalkglimmerschieferblöcke liegen im Sturzgebiet umher. Dahinter bis zum Bodenhaus findet sich wieder ein schönes Talbecken, mit sandig kiesigem Boden. Hinter dem Bodenhaus beginnt die mächtige Stufe von 300 m bis zum Kolm Saigurn. Ein mächtiges, bewaldetes Terrain, stellt es bei näherer Einsicht ebenfalls das Produkt eines gewaltigen Bergsturzes dar, der vom Grieswies-Schwarzkogel herunter, das ganze Tal bis hinauf zur Filzenalm auf der Ostseite erfüllt.

Warum nun diese Bergstürze und alle von derselben westlichen Talseite? Wir erkennen, dass die Westhänge im Allgemeinen bedeutend steiler sind, mit senkrechten Wandpartien dazwischen. Die Osthänge hingegen sind viel flacher. Sie entsprechen bei näherm Zusehen vielerorts dem axialen Schichtfallen und zeichnen sich durch häufige

Rutschungen und Sackungen aus, sowie durch kriechende Schutthänge. Auf der Westseite hingegen sehen wir die Schichtköpfe, die da und dort, infolge Übersteilheit und unsicherem, schieferigem Felsfuss, in Bergstürzen abbrechen. Die geologischen Verhältnisse spielen also auch für die morphologische Gestaltung eine bedeutende Rolle, die Standfestigkeit und Schichtlage der Gesteine begünstigen oder verhindern die Bildung von Bergstürzen oder von langsam vor sich gehenden Schuttrutschungen.

Das Seidlwinkltal.

Breitsohlig ist das erste Talstück innerhalb Wörth. Bei Wörth sind Schotteranhäufungen an den Hängen erkennbar, und die Talsohle ist ebenfalls aufgeschüttet. Grosse Schuttkegel (bei Reit, Waldhof, etc.) wachsen in die Sohle hinein. Hinter Seidau folgt eine schluchtartige Talverengerung, mit typischem v-förmigem Talprofil, die etwa 120 m zu dem höhern weiten Boden von Maschl hinaufführt. Diese weiten Talstücke werden durch fast senkrechte Felswände begrenzt, die beinahe die Talsohle erreichen; die höheren Hangstücke, die von unten nicht zu sehen sind, sind flacher. Vor dem Rauriser Tauernhaus teilt sich das Tal. Das heutige Haupttal biegt nach W aus, um aber bald wieder in südlicher Richtung die Seppenbaur- und Litzlhofalm zu erreichen und dann stufenförmig zum Hochtor hinauf zu führen. Vom Brennkogl- und Bretterkopf herunter kam einst der Gletscher, der dieses Tal ausfüllte und modellierte. Man findet seinen Schutt (Serpentin!) besonders häufig auf dem E—W verlaufenden, 2000—2100 m hoch gelegenen Talstück (südl. Litzlhofalm) und bei Fuscher Wegscheid, wo wir deutliche Moränenreste haben. Die Stufe von 260 m Höhe hinter Litzlhofalm ist die Folge eines länger andauernden Rückwärtserosionsstadiums vor dem stationierenden Brennkoglgletscher; bei Fuscherwegscheid finden sich die Moränen des Karlgletschers vom Bretterkopf.

Massgebend für die Ausgestaltung des mittleren Seidlwinkltales war der Gletscher aus dem Weissenbachkees, der direkt nach N vorstossen konnte. Er erfüllte den Talboden Reiterhof—Maschl und dürfte längere Zeit vor Maschl gestanden haben. In jener Zeit wurde das vordere Seidlwinkltal weiter eingetieft. Die Situation scheint dieselbe zu sein wie bei Ferleiten: Ein weiter, aufgeschütteter Talboden (Reiterhof—Maschl), senkrechte Felswände; unterhalb Maschl rasches Zusammentreten der Felswände; das Tal wird schluchtartig eng und hat ein bedeutendes Gefälle (wie die Bärenschlucht unterhalb Ferleiten). Die Gletscher haben allem nach gewisse Talstücke vor weiterer Tiefenerosion geschützt, andererseits aber ihre Ausweitung gefördert; Verwitterung der Talflanken infolge grosser Temperaturspannungen zwischen Fels und Eis und regelmässiger Frostwirkung. Vor den Zungen der stationierenden Gletscher entstanden Stufen: Bärenschlucht, Stufe hinter Litzlhofalm, Stufe Seidau—Maschl.

Finden wir weitere Spuren eiszeitlicher Gletscher in unserem Gebiet? Es ist in Schiefergebieten nicht immer leicht, die vom Gletscher bedeckt gewesenen Gebiete wieder zu erkennen, da infolge weitgehender nachheriger Verwitterung deutliche Spuren wie

Schliffkehlen, Schliffgrenzen, Trogschultern, glatte Trogwände etc. manchmal kaum noch zu erkennen sind. Es gibt aber doch an manchen Stellen auffällige Merkmale, die sicher nur durch die Tätigkeit oder wenigstens die Existenz mächtiger eiszeitlicher Gletscher und ihrer schleifenden und erodierenden Wirkung befriedigend erklärt werden können.

Im Rauris und Hüttwinkltal sind in übereinstimmender Höhe, wodurch sie gerade so auffällig sind, guterhaltene Schliffkehlen sichtbar. Die Ostgräte des Schafkarkogls, des Edlenkopfes, Ritterkopfes zeigen in ihrem Verlauf, in etwa 1800—2000 m Höhe, taleinwärts ansteigend, eine typische Konkavität der Gratkurve, und teilweise kleine Terrassenbildung mit rundbuckeligen Formen, während über dieser konkaven Kehle, der „Schliffkehle“, scharfe Grate, z. Teil zackige Felsen anstehen. Diese Niveau der Schliffkehlen haben nun, wenn wir den noch sichtbaren Spuren nachtasten, folgenden Verlauf:

- A. *Hüttwinkltal*: Oberhalb Böcksteinalm, am Ritterkopf 2100 m.
 Ostgrat Edlenkopf sehr deutlich in 2100—2200 m Höhe.
 Am Plattack Schliffgrenze in fast 2000 m Höhe unterhalb des Schoderkopf, Grat gegen den Leiterkopf.

Am Osthang sind Andeutungen von Unterschneidungen an der Mandlkarhöhe und unter den Türchlwänden zu beobachten (siehe auch DISTEL, Lit. 25, S. 58).

- B. *Seidlwinkltal*: Im Seidlwinkltal sind die Spuren deutlicher Reste von Trogschultern und Schliffspuren in den vorherrschenden Schiefer- und Triasgesteinen nicht deutlich erhalten.

Recht interessant sind die alten Verebnungsflächen.

Von dem weiten Plateau unter dem Vordern Modereck (2477 m), also von ca. 2300—2400 m, geht ein Hauptverebnungsflächensystem aus. Dasselbe bildet auf dem obern Diesbachkar, auf 2250—2300 m, schöne Flächen. Reste dieser alten Verebnungsfläche (alter, wohl präglazialer Talboden) finden sich nun noch am Westgrat des Gamskarl, des Schaflegerkopfes, Grat oberhalb der Boeckkar Alm (ca. 2300 m), Westhang Edweinschöderkopf (2250 m). Es ist also in dieser Fläche ein nur ganz geringes Gefälle, auf 6 km 100—150 m, schwankend um 2% festzustellen. Mit diesen hohen Verebnungsflächen stimmen Verflachungen auf der Ostseite des Fuschertörls, des Kendlkopfes bis zum Hirzkarkopf, die ebenfalls in ca. 2300—2200 m dahin ziehen, gut überein. Diese verfließen direkt mit den Karen unter den genannten Gipfeln, d. h. das Verebnungssystem ist eine Art Fortsetzung der Karböden, z. Teil ein wenig tiefer verlegt, eine Beobachtung, die auch CREUTZBURG aus der Ankogl-Gruppe beschreibt (Lit. 22).

Es sind ferner die Höhen um 2100—1900 m, die ebenfalls in verschiedenen Hangprofilen Verflachungen erkennen lassen. Sehr deutlich ist die Terrasse der Tüchl-Alm, die sich nach S verfolgen lässt und in das ebene Talstück (2100 m) hineinläuft, das oberhalb der Stufe hinter der Litzlhofalm von E nach W verläuft. Man könnte dieses Talstück als das Ausgangskar betrachten, das auf alle Fälle jünger wäre als die höheren Verebnungsflächen. Ihre Spuren (tieferes Verebnungsflächensystem) sind festzustellen auf der Tüchlalm, wie oben erwähnt 2050—2100 m, auf der Baumgartalm, auf der Hirzkaralm durch Bergsturz ver-

schüttet, deutlich aber wieder auf Sauruck 2000 m und am Ostgrat des Königstuhls Horn (1900—1950 m). Die Osthänge des Seidlwinkltales zeigen ebenfalls Spuren dieser tieferen Terrassenflächen: Oberhalb der Litzlhofalm in 2000—1900 m; am Schaflegerkopf bis Edweinschöderkopf, Leiterkopf, wo die Verebnung unter den scharfen Kanten des höheren Grates auf das Platteck herausstreicht. Diese Verebnung lässt sich nun auch noch im eigentlichen Rauris da und dort feststellen. Vor allem ist der Wörtherberg bis 1800 m hinauf schön zugerundet, und auch die Hänge Reissrach-Kramser und des Rosskopf zeigen auf 1750 m und 1500 m entsprechende Verflachungen.

Auch im Ferleitner Tal sind die Spuren alter Talterrassen, die frühere Talbodenstücke darstellen, spärlich erhalten. Solche Spuren finden sich am westlichen Hang vom Walcherhörnl zum Lengfeld einwärts und weiter bis ins Bockkarkees zurück. Der Trog des Käfertales hat einen 130 m hohen Trogschluss, eine senkrechte Wand, darüber folgt eine schwach entwickelte Karhohlform, zu welcher der Bockkargletscher von der Bockkarscharte hergeflossen ist. Auch von S, vom Sonnwelleck her, stiess ehemals ein Hängegletscher gegen diese unfertige Karform und den Käfertaltrogschluss vor; jener hat sich ebenfalls in den Hang eingefressen. Gegen das Fuschertörl hinauf ist auf Hochmaiss eine deutliche breite Verflachung des Gehänges, die nach N bis auf die Piffalm weiterzieht, in 1900—1800 m Höhe. Auch an den Wänden der Bärenschlucht vermute ich schlechte Spuren einer Schliffkehle, z. B. am Embachhorn und an der Heuwand, in ca. 1500 m Höhe. Doch ist hier die junge Rillen- und Rinnenerosion sehr stark entwickelt und hat uns die Verfolgung deutlicher glazialer Formen verunmöglicht.

Zu diesen Verebnungsflächen gesellt sich als weitere Form glazialer Erosion das Kar. Karformen sind Hohlformen an Berghängen, die beidseitig und im Rücken steilwandig begrenzt sind und einen mässig geneigten bis flachen, hie und da sogar rückläufig geneigten Boden besitzen (dann öfter Kar-Seen). Viele der Hohlformen, die wir erwähnen werden, können freilich nicht als eigentliche Kare angesprochen werden, da ihnen meistens eine steile Felsumrahmung fehlt. Doch sind es deutliche Muldenvertiefungen, wie ja überhaupt die Firnmulde nur eine Vorstufe der Kar-Form darstellt. Diese durch Hängegletscher gebildeten Formen finden wir auch in unsern Tälern. Schon die Namengebung auf der topographischen Karte macht uns auf viele Formen dieser Art aufmerksam. So tief und formschön wie die Kare in der Grossglocknergruppe, beispielsweise auf der Südseite des Schwerteck (heute frei von Gletschern) sind die Kare, die wir aus dem Fusch-Ferleiten- und Rauristal erwähnen können, freilich nicht. Immerhin sind sie als Hohlformen von Hängegletschern und -gletscherchen gut kenntlich.

Die Hohlform des Brennkoglkkeeses, wo heute noch der Gletscher erhalten und tätig ist, lässt die Eintiefung und die Verflachung des Bodens deutlich erkennen. Es ist ein zweiseitiges Kar in Entwicklung begriffen, wovon der westliche Teil am Kloben besser ausgebildet ist und sich bis an den Grenzkamm zurückgefressen hat. Die Seitenborde sind z. Teil nachgerutscht. Aus dem Karboden heraus hängt heute noch die Gletscherzunge und ziehen mächtige Moränen gegen das Nassfeld hinunter. Dasselbe ist eine analoge Hohlform, mit absolut flachem Boden, nach unten durch einen abgeschliffenen Felsriegel, der heute vom Bach durchsägt

ist, abgeschlossen. Steile Schutthalden begrenzen die Hohlform. Am Fuschertörl sind ebenfalls zwei Kar-Hohlformen zu erkennen, wovon die tiefere, die mit dem Nassfeld in gleicher Höhe liegt, besser ausgebildet ist. Die Stufe beim Petersbrünnl trennt beide Kare, wir haben es hier mit einer zweistufigen Kartreppe zu tun. Das untere Kar besitzt einen welligen Abschluss; Stirnmoränenreste des ehemaligen Gletschers. Schöne grosse Kare finden sich am Kendlkopf und Hirzkarkopf: das Gaultviehkar, zu dem vom Hirzkarkopf das Rossskarl mit einer Stufe abbricht, und das Piffkühkar. Nebenbei möchte ich hier auch auf die schönen Versickerungstrichter aufmerksam machen, die sich namentlich am Kendl- und Hirzkarkopf im Dolomit und in der Rauhucke (Gips haltig?) beobachten lassen. Eine Stufe tiefer liegt noch das Oberstattkar. Auch zwischen Durcheck- und Schwarzkopf liegt eine unfertige Karhohlform. Im Weichselbach- und Sulzbachtal finden wir noch kleine Gipfelkare am Kreuzköpfl, Kühkarkopf und an der Tristwand, ebenso auf der Nordseite der Brüder.

Im Seidlwinkltal sind die Verhältnisse analog, ja die Kare liegen wie gepaart symmetrisch zu den erwähnten auf der Ferleitner Seite. Bei der Fuschers Wegscheid, am Osthang des Bretterkopfes, ist ein Kar mit Stirnmoräne, auf der Ostseite des Fuschertörls ebenfalls. Ein schönes Kar sitzt auf der Ostseite des Kendlkopfes; auf Hirzkar gibt es ein oberes (mit einer Pfütze) und ein unteres, wo die Almhütten stehen; dem oberen entsprechend findet man wieder eine Hohlform zwischen Mäusekar und Durcheckkopf, und zwischen letzterem und dem Schwarzkopf (Höllkar). Auch am Königstuhlhorn sitzt auf der Ostseite ein schönes Kar. — Schöne Kare mit Seen sind im benachbarten Gebiet das Kar des Brettersees (Südseite Brennkogl) und das Bockkar mit dem Bockkarsee.

Wenn wir nun die Karböden miteinander vergleichen, so sehen wir, dass sie fast alle in ähnlichen Höhen liegen:

N-Seite Spielmann	2650—2700 m	
Brennkogl	um 2600 „	(untere Grenze 2550 m)
Fuschertörl E und W	2260—2350 „	
Gaultviehkar	untere Grenze	2200—2260 m
Rossskarl	„ „	2420 „
Piffkühkar	„ „	2240 „
Kar zwischen Schwarzkopf und Durcheckkopf	„ „	2170 „
Kare N-Seite Schwarzkopf	„ „	um 2200 „
„ am Kreuzköpfl	„ „	1900 „
„ am Kühkarkopf	„ „	1950 „
„ an Tristwand	„ „	2000 „
„ an den Brüdern	„ „	1800—1900 „

Seidlwinkltal:

Bretterkopf	„ „	2400 „
Brettersee	„ „	2483 „
Bockkarsee	„ „	2460 „
Fuschertörl-Ostseite	„ „	2380 „
am Leitenkopf	„ „	2350 „
Kendlkopf	„ „	2100 „
am Hirzkarkopf	„ „	2360 „
Baumg.-Mäusekarkopf	„ „	2300 „
am Durcheckkopf	„ „	2200 „

Höllkar	untere Grenze	ca. 2100 m
Königstuhlhorn	„ „	„ 2200 „
<i>Untere Kare</i>		
Piffkühkar, unteres	„ „	2150 „
Gaultviehkar, unteres	„ „	2160 „
Oberstattkar	„ „	2050 „
Hirzkar-Alm	„ „	1900 „

Die Höhenlage der Karformen nimmt vom Hauptkamm nach aussen ab. Die Kare und Kar-ähnlichen Wannen liegen in jedem Talabschnitt über den sonstigen Spuren der die Tauerntäler erfüllenden Hauptgletscher. Das deshalb, weil sie sich nicht unter einem dicken Eisstrom eines Haupttales bilden können. In den Kitzbühler Alpen z. B. zeigen nur die höchsten Gipfel Karformen. Es sind die Gipfel, die aus der allgemeinen Eisbedeckung herausragten. Diese allgemeine Eisoberfläche hat während dem Hochstand (Lit. 67) bei über 2100 m gelegen; nach E sank sie langsam ein. Die höheren Gipfel konnten dank ihrer Höhe eigene Gletscherchen bilden, und diese sind die Ursache, dass diese höchsten Berge karartige Hohlformen tragen (Lit. 67).

Auch in unserem Gebiet verdanken die Karformen der lokalen Eigenvergletscherung ihre Entstehung. Der Eisfluss schuf die Verebnungsflächen, deren dürrtliche Spuren wir stets unter den Karen festgestellt haben. Darüber liegt die Zone der Eigenvergletscherung, die heute von 2800 m an aufwärts liegt. PENCK (Lit. 63) gibt für die eiszeitliche Schneegrenze oder Firngrenze Werte an, die es unsern mässig hohen Gipfeln zwischen dem Fuscher- und Rauriser Tal schon erlaubten, eigene Gletscher zu tragen („Trockengebiet der Koralpe“ etc. auf 1800 m). Rechnen wir für unser Gebiet für die Schneegrenze mit einer Höhe von 1800—2000 m (taleinwärts langsam ansteigend), so können wir uns die Karbildung durch selbständige Gletscherchen an unsern Gipfeln sehr gut erklären. Die Kare liegen ja gern in der Höhe der Firngrenze oder noch etwas höher. Das fliessende Eis der selbständigen Gletscher hat am Kendlkopf, Hirzkar-, Durcheckkopf, sowie am Kühkarkopf, an den Brüdern etc. die grösseren und kleineren Kare und karähnlichen Wannen geschaffen. Ihre Höhe gibt uns ein ungefähres Bild vom Verlauf der eiszeitlichen Firngrenze.

Zusammenfassend wäre in morphologischer Beziehung Folgendes zu sagen: Die beiden besprochenen Tauerntäler sind Stufentäler. Die Stufen sind aber auf verschiedene Art und Weise entstanden, sie sind nicht einer einzigen Gesetzmässigkeit unterworfen, wie A. PENCK angenommen hat (Konfluenz- und Diffluenzstufen, von Eisströmen gebildet, Lit. 63). Die Mündungsstufe des Rauristales ist lithologisch bedingt, ebenso die Gasteiner und die Lichtensteiner Klamm. Das Zusammenfallen des Klammkalkzuges mit der Mündung

der Ache hat die hohe Stufe zur Folge gehabt (s. S. 351), die heute in der Kitzlochklamm durchsägt ist. Als Gefällsbruch wird sie noch lange bestehen bleiben. Nach W löst sich der einheitliche Klammkalkzug auf; es treten nur noch Linsen von Klammkalk und Dolomit auf; das vorherrschende Gestein am Ausgang des Fuschertales ist der Phyllit, in dem Quarzit- und Kalkeinschaltungen zu finden sind. Auch hier war einmal eine Mündungsstufe, sie ist aber viel rascher beseitigt worden, weil da kein mächtiger Klammkalkzug sich der Tiefenerosion widersetzte und für die Stufe konservierend wirkte. Die Tiefenerosion konnte durch die Füscher Ache viel rascher aufwärts getragen werden. Eine Schlucht konnte sich nicht bilden, weil die vorwiegend aus Schiefer und Phyllit bestehenden Hänge zu wenig standfest waren und bei fortschreitender Erosion jeweilen nachrutschten. Ja die Rutschungen und Sackungen dürften so gross gewesen sein, dass sie die Ache zeitweilig zu stauen vermochten (grosser Schuttstrom im Talboden, vom Pichlberg herunter). Das führte zeitweise zur Akkumulation im Talboden von Fusch. Wir haben heute noch im Mündungsgebiet der Füscher Ache einen Gefällsbruch und eine Talverengung als Zeichen einer noch nicht völlig angepassten Tiefenerosion des Nebentales gegenüber dem Haupttal.

Vielleicht ist aber doch nicht nur der Gesteinsunterschied allein schuld an diesen bedeutenden Unterschieden der Mündungsabschnitte unserer Tauerntäler. Denn auffallend ist immerhin, dass der flache, weite Talboden von Fusch bei 810 m liegt, derjenige von Rauris aber bei 912 m; Dorf Gastein liegt 840 m hoch. Der Gedanke, dass das Salzachtal unterhalb Bruck von einer Hebung betroffen worden ist, gewinnt durch diese Feststellung und ist nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. ED. BRÜCKNER hat sie schon als wahrscheinlich betrachtet (Lit. 15) und mit einer Hebung von ca. 200 m für den Bereich der Schlucht von Taxenbach gerechnet. Er vermutet das Anstehende bei Embach auf über 900 m Höhe (Bruck-Fusch liegt 750 m hoch). Von einer Hebung der Nordseite des Hochalmmassives als einer Ausgleichsbewegung zum Einsinken des Drautalgebietes spricht auch R. SCHWINNER (Lit. 80).

Bei der Stufe der Bärenschlucht (Fuschertal) wirken nach meiner Meinung mehrere Faktoren zusammen. Geologisch ist zu sagen, dass die Phyllitzone Embach-Fusch viel leichter erodierbar ist als die Bündnerschieferzone der Bärenschlucht. Es handelt sich da hauptsächlich um kalkige, marmorisierte Bündnerschiefer, im oberen Teil sind noch Quarzitzüge eingelagert (s. Aufschlüsse neue Glocknerstrasse). Bei Embach kommt dazu die Konfluenz Weichselbachtal mit Fuschertal. Gletscherströme sind da zwar keine zusammengefloßen (PENCK's Konfluenz), doch wird ja die Haupterosion vom fliessenden Wasser geleistet, während der Gletscher häufig ein Talstück vor Tiefenerosion schützt. Dies war der Fall, als der Talgletscher bei Ferleiten stand (Daunstadium). Die Schuttmassen am

Osthang des Tales bis zum Bach hinab und der Moränenrest auf Judenbichl, der im übrigen einen Riegelberg darstellt (s. DISTEL Lit. 25), weisen auf das Endmoränenstadium unterhalb Ferleiten hin. Die Moränenschuttmassen auf der Piff- und Taubachalm gehören als Seitenmoränen zu diesem Stadium. Während nun der Gletscher bei Ferleiten stand, wobei seine Zunge teilweise in die Bärenschlucht hinunter gegangen haben mag, machte die Rückwärtserosion des untern Talstückes weitere Fortschritte.

Das Endmoränenstadium bei Ferleiten befindet sich heute gut 7 km vom nährenden Firnggebiet, dem Fuschereiskar, entfernt. Ungefähr dieselbe Distanz finden wir nun auch vom Kitzsteinhorn durchs Wurfbachtal bis zu den grossen Moränenschuttmassen auf Schneiderau-Hopfbachalm im Stubach, die 1000—1200 m hoch gelegen sind (Ferleiten 1100 m). Vom Eiskögele heraus beträgt die Distanz 13 km. Auch im Hüttwinkltal haben wir bei der Einödkapelle ein Endmoränenstadium vermutet, das eine zeitlang seeaufstauend gewirkt hat (Schotterterrassen). Seine Entfernung vom nährenden Goldbergkees beträgt 13—14 km, seine Höhe 1000 m. Die Osthänge des Hüttwinkltales sind ähnlich mit Glazialschutt bepflanzt wie die des Ferleitentales. Ich möchte die drei genannten Moränenstadien einander gleichsetzen und am ehesten einem Daunstadium entsprechend bezeichnen.

Zur Zeit der maximalen Vergletscherung waren unsere Täler weitgehend mit Eis erfüllt. Das Fuscher Törl (2404 m) war überflutet, an den Gamskarköpfen gehen die Schlifffspuren bis über 2500 m hinauf; zum Goldbergkees hinauf beträgt die Höhe der Schlifffgrenze ebenfalls über 2400 m. Weit herum sind die Spuren von lokalen Gletschern und Gletscherchen zu beobachten, die sich überall infolge der tiefen Lage der eiszeitlichen Firngrenze bilden konnten. Sogar an den Brüdern und am Baukogel sind noch kleine Gletscher anhand ihrer Moränen zu erkennen. So kam es in den Höhen von 2000—2400 m zu weitverbreiteter Kar- und Muldenbildung.

Als morphologische Formengruppen lassen sich im betrachteten Gebiet etwa folgende ausscheiden:

1. Die *Gruppe der Gipfformen*, die auch während der allgemeinen Eisbedeckung aus dem Eismeer emporragten. Diese Formengruppe umfasst steile bis senkrechte Felswände, Felsgrate, Gratschneiden, Felsköpfe, Pyramiden, Hörner u. a. Es herrscht starke Verwitterung, Block- und Schutthaldenbildung.

2. Nach unten anschliessend folgt die *Formengruppe der Kare und Verebnungsflächen*. An einigen Stellen, namentlich im Seidlwinkltal, konnten zwei Systeme dieser Formengruppe erkannt werden. Es ist dies die Almenregion.

3. Unter dem Almengürtel folgt überall die *Region der steilen Talflanken*, bewaldete oder felsige Steilhänge, die nur selten von

kleineren Almen unterbrochen werden. In diese steilwandigen Hochtäler sind noch jüngere Formen hineinmodelliert.

4. *Jungformen der Hochtäler:*

- a) Die Trogformen. Beispiele: Das Käfertal (Quelltal des Ferleitentales), das hintere Seidlwinkltal, das Hirzbachtal.
- b) Die weiten Talböden oder Talwannen. Beispiele: Die aufgeschütteten Talböden von Fusch, von Rauris, von Seidau (vorderes Seidlwinkltal).
- c) Die Schluchten und Klammen. Beispiele: Die Bärenschlucht (Ferleiental), die Vorfuscher Enge, die Schlucht unterhalb der Schockhütten im Seidlwinkltal; die Kitzlochklamm, die Gräben der südlichen Salzachhänge zwischen Bruck und Taxenbach.

Der jüngsten Zeit sind die frischen Kleinformen zuzuschreiben wie die intensive Rillen- und Rinnenbildung an den Steilhängen der Formengruppen 1 und 3, dann die Rutschungen, Sackungen und Bergstürze, die Bildung der heutigen Schutt- und Schwemmkegel und der Alluvialböden. Darüber orientiert am besten die beigegebene Karte (Fig. 9).

VI. Zusammenfassung der Resultate.

Das besprochene Gebiet der Tauernnordabdachung im Bereich der Sonnblick-Hocharn-Gruppe wird von einem Deckschuppenkomplex aufgebaut, der am besten nach dem Vorschlag von R. STAUB zur Grosseinheit der **Glockner-Decke** zusammengefasst wird. Über dem Sonnblickkern und seinen kleinen Rückenschuppen enthält diese Haupteinheit die **Modereck-Decke** mit ihren nördlichen Teilelementen; darüber die **Glockner-Schuppen**: als tiefste die Brennkogl-Spielmann-Schuppe, darüber die Glockner-Wiesbachhorn-Zone mit dem Schwarzkopfkristallin an der Basis; als höchsten Komplex endlich eine mächtige **Matreier Schuppenzone**.

Längs der Salzach treten die **Radstätter Decken** von E her in unser Gebiet ein, die sich westlich Taxenbach in Linsenzüge auflösen. Die sehr steil südwärts einschliessenden **Pinzgauer Phyllite** bilden im Salzachtal die nördliche Grenze des Tauernfensters.

In der Hauptkammregion herrscht schwebende Lagerung mit einem allgemeinen, flachwellig verlaufenden Axialgefälle vom Sonnblick nach W. Auf der Linie Hochtor-Fuschertörl setzt ein steiles Abschwingen nach W ein, das im Ferleiental zu einer Querfalte wird. Die ganze Region des Guttales, der Spielmanngruppe und des hinteren Ferleitentales ist durch quere Verfaltungen ausgezeichnet. Im Ferleiental ist eine parakristalline Serie über die Trias der Seidlwinkl-Decke rückgefaltet (Arschkogl, Durcheck-Mäusekar-Hirzkarkopf). Die äusseren Zonen des Tauernquerprofils werden

jedoch von diesen queren, ungefähr N—S verlaufenden Falten nicht betroffen; sie streichen einheitlich W—E.

In Bezug auf die Stratigraphie konnte eine eingehendere Gliederung aufgestellt werden. Neben den vorkarbonen Glimmerschiefern und Gneisen, die hauptsächlich im S und E unseres Gebietes auftreten und in der Seidlwinkl-Decke nur in spärlichen Resten vorhanden sind, haben wir die Verbreitung des höchstwahrscheinlich permokarbonen Quarzit-Schiefer-Horizontes eingehend dargestellt und dessen Gesteinstypen petrographisch charakterisiert. Die Gliederung der Trias, die schon R. STAUB für die Stanzwurten aufgestellt hatte, konnte in weit grösserem Rahmen bestätigt werden. Ebenso fanden die jüngeren mesozoischen Glieder eine eingehende Charakterisierung. Die orogene Fazies der Bündnerschiefer-sedimentation konnte auch in unserem Gebiet bestätigt werden; die spärlichen feinen Liasbreccien und der überwiegend tonige Charakter des Bündnerschieferkomplexes sprechen dafür, dass die Sedimentation dieser Schichtfolge in einiger Entfernung vor der unterostalpinen Geantiklinalstirn stattfand. Die groben Dolomitbreccien der Klammserie zeigen deutlich die Geantiklinalregion an. Wir haben eine Zunahme an Breccien von der nördlichen Matreier Zone über die südliche zur unterostalpinen Radstätter Decke.

Zur Ophiolithverteilung ist folgendes zu bemerken: Die tiefste Glockner-Schuppe oder die Spielmann-Brennkogl-Serie führt mächtige Serpentine, das höhere Glockner-Wiesbachhorn-Mesozoikum grosse Massen von Prasiniten; Amphibolite und Prasinite finden sich auch in den tieferen Teilen der Zone von Fusch; in der südlichen Matreier Zone endlich gibt es wieder Serpentin und Prasinit. Die starke Serpentinführung der Brennkoglsrie spricht für deren tektonische Selbständigkeit; für die höheren Schuppen stimmt die Ophiolithregel R. STAUBS sehr gut. Prasinite und Amphibolite finden sich im N noch recht verbreitet, während der Serpentin nur in den höchsten Matreier Schuppen in Linsen noch auftritt. Die stete Zunahme der Ophiolithgesteine von N nach S zeigt uns von neuem an, dass wir die Schubmassen von S herleiten müssen: mit Annäherung an die Wurzelregion nehmen in den alpinen Deckengebieten die Ophiolithe an Masse zu.

Vergleichende Studien führten zu dem Ergebnis, dass die Gesteinsserien der mittleren Hohen Tauern sowohl in stratigraphischer wie in tektonischer Beziehung in denkbar bester Weise mit den oberpenninischen Einheiten Bündens, der Tambo-Suretta- und der Margna-Decke, verglichen werden können.

Auch die Formenwelt der Morphologie unseres Gebietes wurde in einem kürzeren Abschnitt besprochen, doch wurde hier weder Vollständigkeit der Darstellung noch der Erklärung angestrebt.

Das bearbeitete Gebiet findet in Karten und Profilen seine eingehende Darstellung.

Literaturverzeichnis.

1. AMPFERER, O. Über die Entstehung der Inntalterrassen. Z. f. Gletscherk. III, 1908 (111).
2. AMPFERER, O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D.-Oe. A. V. 1915 (72).
3. ANGEL, F. Der Stüdlgrat. Verh. geol. B.-A. 1929, Nr. 2/3 (69).
4. ANGEL, F. Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. Verh. geol. B.-A. 1928, Nr. 7/8 (153); 1929, Nr. 5 und 10/11 (126); 1930, Nr. 3 (101).
5. ANGEL, F. & HERITSCH, F. Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Centralbl. f. Min. 1931, Abt. B (516).
6. ASCHER, H. & POWONDRA, K. Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Stubachwerkes. Jb. geol. B.-A. 80, 1930 (261).
7. ARGAND, E. L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, Nr. 166 (1909).
8. ARGAND, E. Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. XIV (145), 1916.
9. BECK, H. Aufnahmsberichte Blatt Mölltal. Verh. geol. B.-A. 1930 (1); 1931 (26); 1932 (26).
10. BECKE, F. Bericht über die Aufnahme am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Bd. 117, Abt. 1, 1908 (371).
11. BECKE, F. Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmmassivs. Ebenda Bd. 118, Abt. 1, 1909 (1045).
12. BECKE, F. & LÖWL, F. Exkursionen in den mittleren und westlichen Abschnitt der Hohen Tauern. IX. Int. Geol.-Kongress, Führer zu den geologischen Exkursionen in Österreich, Wien, 1903.
13. BECKE, F. & UHLIG, V. Erster Bericht über petrographische und geologische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstätter Tauern. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Bd. 115, Abt. 1, 1906 (1693).
14. BOSSHARD, L. Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. Eclogae geol. Helv. XIX, 1925 (503).
15. BRÜCKNER, ED. Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh., hrsg. v. A. Penck, I, Heft 1, 1886.
16. CLAR, E. Rote Wandgneisdecke oder Modereckgneisdecke? Verh. geol. B.-A. Nr. 11/12, 1932 (153).
17. CLAR, EB. & CORNELIUS, H. P. Vorberichte über die geologische Aufnahme für die Glocknerkarte 1:25000. Verh. geol. B.-A. 1930, Nr. 4 (117); 1931, Nr. 3/4 (102); 1932, Nr. 3 (75); 1933, Nr. 3 (76).
18. CORNELIUS, H. P. Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. J. f. Min. etc., Beil.-Bd. 35, 1912 (374).
19. CORNELIUS, H. P. Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundsch. XI, 1920/21 (289).
20. CORNELIUS, H. P. Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen, Centralbl. f. Min. 1921 (1).
21. CORNELIUS, H. P. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundsch. XVI, 1925.
- 21a. CORNELIUS, H. P. Aufnahmsberichte über Blatt Grossglockner (5149). Verh. geol. B.-A., 1932, 1933, 1934.
22. CREUTZBURG, N. Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstud. Abt. 2, Heft 1, Eerlin 1922.

23. DIENER, C. Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jb. k. k. geol. R.-A. 50, 1900 (383).
24. DIENER, C. & a. Bau und Bild Österreichs, Wien und Leipzig, 1903 (bes. S. 410—474 und 590—646).
25. DISTEL, L. Die Formen alpiner Hochtäler, insbes. im Hohen Tauerngebiet. Mitt. geogr. Ges. München, VII, 1. Heft (1912).
26. FISCH, W. Die Gasteiner Klamm bei Lend (Salzburg). Eclogae geol. Helv. 25, 1932 (131).
27. FRISCHKNECHT, G. Geologie der östlichen Adula. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 51, 1923 (65).
28. GRANIGG, B. Geologische und petrographische Untersuchungen im obern Mölltal in Kärnten. Jb. k. k. geol. R.-A. 56, 1906 (367).
29. GRUBENMANN, U. Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. 1910.
30. GRUBENMANN-NIGGLI. Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgem. Teil. Berlin, Bornträger, 1924.
31. HAMMER, W. Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jb. k. k. geol. R.-A. 64, 1914 (443).
32. HAMMER, W. Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. geol. B.-A. 74, 1924 (1).
33. HAMMER, W. Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). Jb. geol. B.-A. 77, 1927 (29).
34. HEIM, ALB. Geologie der Schweiz, II/2, Leipzig, 1922.
35. HERITSCH, F. Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Die Hohen Tauern. Geol. Rundsch. III, 1912 (172).
36. HERITSCH, F. Die Bauformel der Ostalpen. N. Jb. f. Min. Jahrg. 1915 (47).
37. HERITSCH, F. Geologie von Steiermark. Mitt. Nat. Ver. f. Steiermark, 57 B, 1922 (244).
38. HERITSCH, F. Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. der Reg. Geol. II, 18. Heft, Heidelberg, 1915.
39. HERITSCH, F. Aus dem Gebiet von Mallnitz und dem unteren Mölltal. Mitt. Nat. Ver. f. Steiermark 62, 1926.
40. HERITSCH, F. Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschr. der Geol. und Palaeont. VI, Heft 17, Berlin, 1927 (75).
41. HERMANN, W. F. Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines (Massifs Roc de Boudri-Bella Tola et Sasseneire-Becs de Bosson). Lyon, 1913.
42. HOTTINGER, A. Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 24, 1931 (169).
43. HOTTINGER, A. Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 27, 1934 (11).
44. JENNY, H. Die alpine Faltung. Berlin, Bornträger, 1924.
45. KOBER, L. Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Bd. 121, Abt. 1, 1912 (107/8, 114, 116, 428/29, 441, 451).
46. KOBER, L. Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, V, 1912 (345).

47. KOBER, L. Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ost-alpinen Zentralzone. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 130, Abt. 1 (1921).
48. KOBER, L. Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 98, 1922.
49. KOBER, L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, Bornträger, 1923.
50. KOBER, L. Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke? Verh. geol. B.-A. 1933 (131).
51. KÖLBL, L. Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. 1, Bd. 133, 1924.
52. KÖLBL, L. Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Centralbl. f. Min. etc., Nr. 19, 1924 (590).
53. KÖLBL, L. Aufnahmsberichte über das Kartenblatt Hippach-Wildgerlospitze. Verh. geol. B.-A. 1931, Nr. 1 (39); 1932, Nr. 1/2 (35).
54. KÖLBL, L. Das Nordostende des Grossvenedigermassivs. (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters.). Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, 141, 1932.
55. KOPP, J. Geologie der nördlichen Adula (Valser Tal). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 51, 1923 (95).
56. KRIGE, L. J. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Eclogae geol. Helv.* XIV, 1918 (519).
57. KÜNDIG, E. Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min.-petrogr. Mitt. VI, 1926.
58. LÖWL, F. Der Grossvenediger. *Jb. k. k. geol. R.-A.* 44, 1894 (515).
59. LÖWL, F. Der Granatspitzkern. *Ebenda* 45, 1895 (615).
60. NIGGLI, P. Die Chloritoidschiefer. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 36, 1912.
61. OHNESORGE, TH. Geolog. Spezialkarte 1:25.000, Blatt Kitzbühel, mit Profiltafel; hrsg. v. d. k. k. geol. R.-A. 1919.
62. OHNESORGE, TH. Aufnahmsbericht Blatt St. Johann i/Pongau. Verh. geol. B.-A. 1926 (9).
63. PENCK, A. & BRÜCKNER, ED. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1909.
64. PENCK, A. & BRÜCKNER, ED. Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1922.
65. PREISWERK, H. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Verh. natf. Ges. Basel, 15, 1903 (293).
66. PREISWERK, H. Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 26, I, 1907.
67. RINALDINI, B. Die Kitzbühler Alpen. Ostalpine Formenstud. Abt. 2 Heft 3, Berlin 1923.
68. ROTHHAAN, H. PH. Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 63, 1918 (250).
69. ROTHHAAN, H. PH. Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. Jahresber. d. Natf. Ges. Graubünden, 1919.
70. ROTHPLETZ, A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart, 1894.
71. ROTHPLETZ, A. Über das Alter der Bündnerschiefer. *Z. dtische geol. Ges.* 47, 1895 (1).
72. SANDER, B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 82, 1911.

73. SANDER, B. Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jb. k. k. geol. R.-A. 64, 1914 (567).
74. SANDER, B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jb. geol. B.-A. 70, 1920 (273).
75. SANDER, B. Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. geol. B.-A. 71, 1921 (173).
76. SCHMIDT, W. Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. geol. B.-A. 71, 1921 (101).
77. SCHMIDT, W. Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. geol. B.-A. 1922 (92).
78. SCHMIDT, W. Der Bau der westlichen Radstätter Tauern. Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 99, 1925 (309).
79. SCHWINNER, R. Die niederen Tauern. Geol. Rundsch. XIV, 1923 (26—56 und 155—163).
80. SCHWINNER, R. Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone. Z. dtische geol. Ges., Bd. 75, Monatsber. No. 11/12, 1923 (154).
81. SCHWINNER, R. Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundsch. XX, 1929 (211—244 und 343—370).
82. SCHWINNER, R. Das Transversalbeben vom 14. Mai 1930 und der (Variszische) Tiefbau der Hohen Tauern. Verh. geol. B.-A. No. 8, 1930 (191).
83. SCHWINNER, R. Die älteren Baupläne der Ostalpen. Z. dtische geol. Ges. 81, 1929 (110).
84. SCHWINNER, R. Die Makroseismen vom 14. Mai 1930, bezogen auf den Bau der Ostalpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik, 28, 1930 (413).
85. SCHWINNER, R. Das Schwereprofil der Tauernbahn. Gerlands Beitr. z. Geophysik, 29, 1931 (362).
86. STARK, M. Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen zum Zentralgneis. Sitz.-Ber. k. Ak. Wiss. Wien, Bd. 121, Abt. 1, Math.-nat. Kl. 1912 (195).
87. STAUB, R. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 60, 1915 (50).
88. STAUB, R. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 46, I, 1916.
89. STAUB, R. Über die Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda, N. F. 46, III, 1917.
90. STAUB, R. Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Graubünden. Festschr. natf. Ges. Zürich, 62, 1917, Heft 1/2.
91. STAUB, R. Neuere Ergebnisse in der Erforschung Graubündens. Eclogae geol. Helv. XVI, 1920 (1).
92. STAUB, R. Über geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ebenda, XV, 1920 (492).
93. STAUB, R. Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich 65, 1920 (323).
94. STAUB, R. Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. Jahresber. natf. Ges. Graubündens, 1921.
95. STAUB, R. Geologische Karte der Val Bregaglia, Spezialkarte 90, 1921.
96. STAUB, R. Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Mineral.-petrogr. Mitt. II, 1922.
97. STAUB, R. Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 52, 1924.
98. STAUB, R. Geologische Karte des Avers. Spezialkarte No. 97, 1926.

99. STAUB, R. & CADISCH, J. Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. *Eclogae geol. Helv.* XVI, 1921 (223).
100. STEINMANN, G. Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. *Mitt. geol. Ges. Wien*, III, 1910.
101. STINY, J. Eine Querstörung im Mölltale. *Verh. geol. B.-A.* 1933 (115).
102. STUDER, B. *Geologie der Schweiz*, 2 Bde. 1851—53.
103. STUR, D. Die Zentralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. *Jb. k. k. geol. R.-A.* 5, 1854 (818).
104. SUSS, ED. *Das Antlitz der Erde.* III, 2, 1909 (167).
105. TERMIER, P. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. géol. France* (4e), t. 3, 1903 (711).
106. TERMIER, P. Résultats scientifiques de l'excursion alpine de la „Geologische Vereinigung“. *C.-R. d. séances Ac. Sc. t.* 155 (602).
107. TORNQUIST, A. Ein „Fenster“ des Tauerndeckensystems inmitten der Murauer Granatglimmerschieferdecke südlich des Preber. *Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Abt. 1* Bd. 130, 1921 (329).
108. TORNQUIST, A. Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. *Geol. Rundsch.* XIV, 1923.
109. TRÜMPY, D. Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. *Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F.* 46, II, 1916.
110. TSCHOPP, H. Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes. *Eclogae geol. Helv.* XVIII, 1923 (77).
111. UHLIG, V. Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern. *Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Bd.* 117, Abt. 1, 1908 (1379).
112. UHLIG, V. Der Deckenbau in den Ostalpen. *Mitt. geol. Ges. Wien*, II, 1909 (462).
113. VACEK, M. Beitrag zur Geologie der Radstätter Tauern. *Jb. k. k. geol. R.-A.* 34, 1884 (609).
114. WEGMANN, E. Zur Geologie der Bernharddecke im Val d'Hérens. *Bull. Soc. sc. nat. Neuchâtel*, 47, 1923.
115. WEINSCHENK, E. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, III. *Abh. Ak. Wiss. München*, II. Kl., 22. Bd., 1903.
116. WEINSCHENK, E. Über Serpentine aus den östlichen Zentralalpen und deren Kontaktbildungen. *Hab.-Schrift*, München 1891.
117. WERENFELS, A. Geologische und petrographische Untersuchung des Visper-tales. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 26, III, 1924.
118. WILHELM, O. Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Averstal (Val Ferrera) Graubünden. *Z. f. prakt. Geol.* 30, H. 12, 1922.
119. WILHELM, O. Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). *Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F.* 64, 1933.
120. WINKLER, A. Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. *Verh. geol. B.-A.* 1923.
121. WINKLER, A. Geologische Probleme in den östlichen Tauern. *Jb. geol. B.-A.* 76, 1926 (275).
122. WOYNO, T. J. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). *N. J. f. Min. etc. Bd.* 33, 1908 (136).

Nachtrag.

123. DÜNNER, H. Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Buchdr. Winterthur A.-G., 1934.
124. FRECH, F. Geologie der Radstätter Tauern. Geol.-Pal. Abh. hrsg. E. Koken, N. F. Bd. V, Heft 1, 1901.
125. GLASER, TH. Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Nachtrag von J. CADISCH. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 49, VII, 1926.
126. HERITSCH, FR. Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. geol. R.-A. 1919 (155).
127. HARTMANN, ED. Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. Jb. k. k. geol. R.-A. 63, 1913 (207).
128. KOSSMAT, FR. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien, VI, 1913 (61).
129. KOSSMAT, FR. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Sächs. Ak. Wiss., Abh. Math.-physic. Kl. 38, No. 11, 1926.
130. MICHEL, H. Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochhart-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tschermaks Min.-petrogr. Mitt. 38, 1925 (541).
131. NEHER, J. Der Nordrand der Hohen Tauern im Venedigergebiet (Zone von Krimml.). Diplomarbeit, Frühjahr 1932. Archiv Geol. Institut der Eidgen. Techn. Hochschule, Zürich.
132. OTT, E. Zur Geologie der westlichen Berggipfelstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa im Oberhalbstein etc.). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 49, V, 1925.
133. SCHUMACHER, G. Geologische Studien im Domleschg (Graubünden). Jb. Philos. Fakult. II Univers. Bern, VII, 1927.
134. STAUB, R. Tektonische Studien im Berninagebirge. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 61, 1916 (324).
135. STAUB, R. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 69, Abh. 1, 1934.
136. STINY, J. Zur Landformenkunde des Glocknergebietes. Geol. Rundschau, XXV, 1934 (378).
137. TRAUTH, FR. Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. Ak. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 100 u. 101, 1926—28 (100 und 30).
138. ZYNDEL, F. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 41, 1912.
139. CADISCH, J. Geologie der Schweizeralpen. Zürich, Beer & Co., 1934.
140. BLESER, P. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Arch. nouv. sér., Tome XIII, 1934.

Manuskript eingegangen den 25. April 1935.

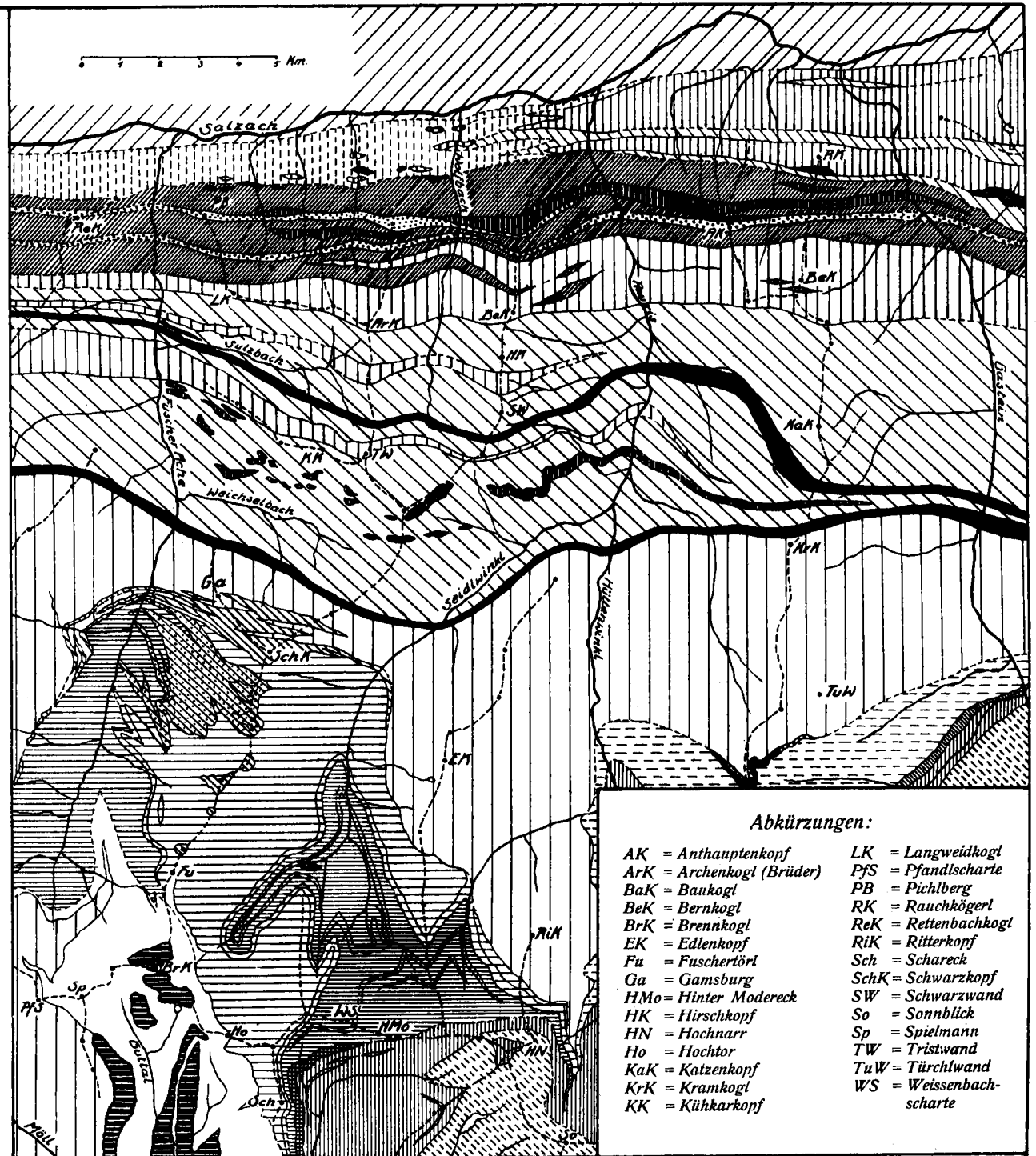
Curriculum vitae.

Als Sohn einer Lehrersfamilie wurde ich, ARTUR HOTTINGER, am 5. Juni 1907 in Uetikon a. See geboren. Dasselbst besuchte ich während 6 Jahren die Volksschule, um dann ins Untergymnasium in Zürich einzutreten. Nach Absolvierung des Realgymnasiums bestand ich im Herbst 1926 die Matura. Die Freude an den Naturwissenschaften führte mich an die X. Abteilung der E. T. H. Hier wählte ich die geologisch-mineralogische Fachrichtung und bestand im normalen Studiengang die Vordiplom- und Schlussdiplomprüfungen. Im Herbst des Jahres 1930 wurde ich Vorlesungsassistent am Geologischen Institut der E. T. H.; nachher fand ich als Vollassistent der Bibliothek Beschäftigung. Nebenbei führte ich unter der Leitung von Herrn Prof. R. Staub die nun vorliegende geologische Dissertation aus.

Tektonische Übersicht der Nordseite der östlichen Hohen Tauern

1:150.000

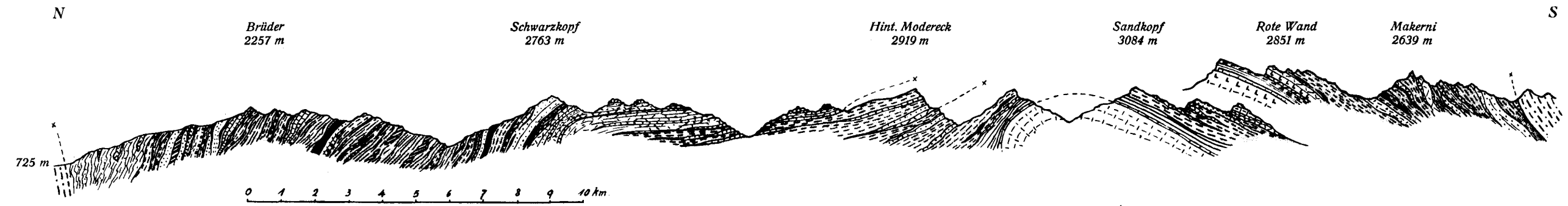
-  Pinzgauer Phyllitzone, oberostalpin
-  „Flysch“-Zone, penninisch
-  Klammkalk
-  Kristalline Schiefer
-  Trias (Klippe, mittelostalpin)
-  Kleinschuppenzone
-  Amphibolit
-  Quarzitzüge
-  Bündnerschieferkalke
-  Schuppenzone, phyllitreich (Weichselbach, Sulzbach)
-  Prasinitzüge
-  Glockner-Mesozoikum (Bündnerschiefer und Ophiolithe)
-  Brennkogl - Spielmann - Ferleiten - Serie
-  Serpentine
-  Schwarzkopf-Serie
-  Nördliche Modereck-Decke = Seidlwinkl-Decke
-  Schuppenzone des Modereck
-  Gneis der roten Wand = Fleiss-Decke
-  Schuppenzone der Mandlkarhöhe
-  Angertaltrias
-  Sonnblick-Schuppen
-  Sonnblick-Hochalm-Gneis
-  Rückgefaltetes Kristallin im Ferteitental



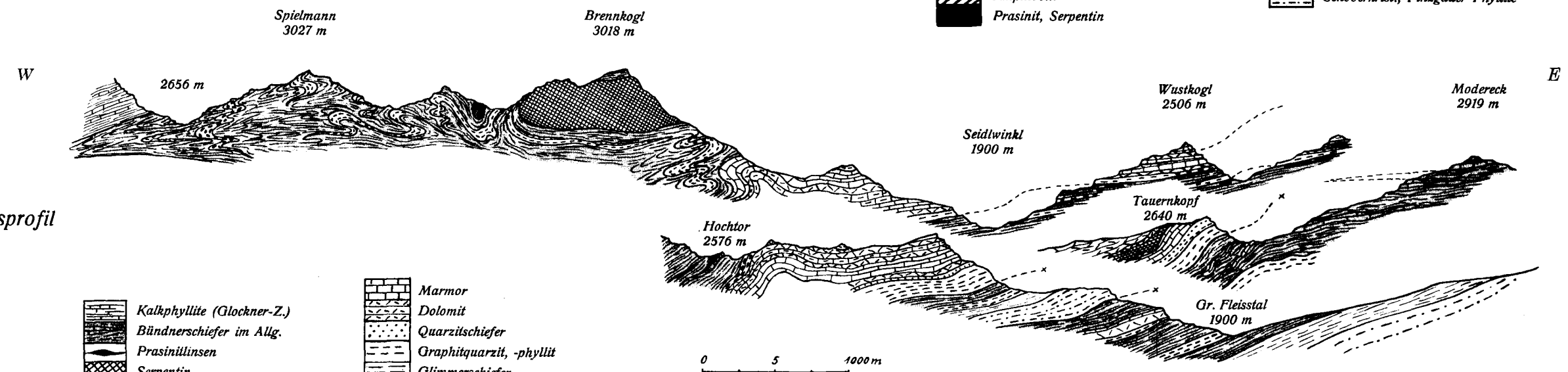
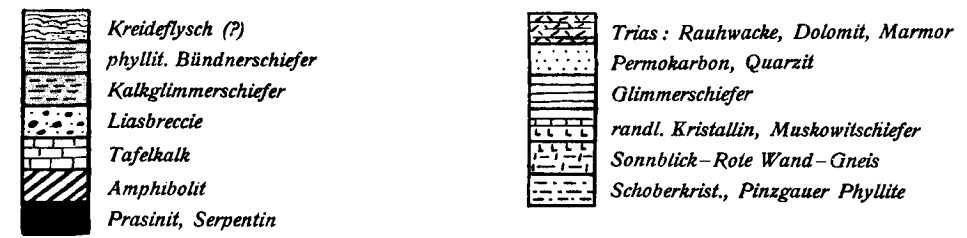
Abkürzungen:

- | | |
|----------------------------|-------------------------|
| AK = Anthauptenkopf | LK = Langweidkogel |
| ArK = Archenkogel (Brüder) | PfS = Pfandlscharte |
| BaK = Baukogel | PB = Pichlberg |
| BeK = Bernkogel | RK = Rauchkögerl |
| BrK = Brennkogel | ReK = Rettenbachkogel |
| EK = Edlenkogel | RiK = Ritterkogel |
| Fu = Fuschertörl | Sch = Schareck |
| Ga = Gamsburg | SchK = Schwarzkopf |
| HMo = Hinter Modereck | SW = Schwarzwand |
| HK = Hirschkopf | So = Sonnblick |
| HN = Hochnarr | Sp = Spielmann |
| Ho = Hochtor | TW = Tristwand |
| KaK = Katzenkogel | TuW = Türchlwand |
| KrK = Kramkogel | WS = Weissenbachscharte |
| KK = Kühkarkopf | |

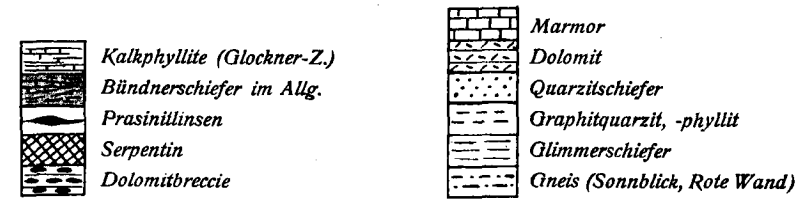
Profile durch die östlichen Hohen Tauern



Querprofil



Längsprofil





* V O R L A G E - G R O S S - E T H *

Vorlage > A3



* V O R L A G E - G R O S S - E T H *