

# Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal.

I. Teil (mit 2 Tafeln).

Von **Christof Exner.**

## Einleitung.

Das O-Ende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal war seit den Aufnahmen F. Beckes (1907 und 1908) nicht mehr Gegenstand geologischer Detailuntersuchung. Sind die Ergebnisse F. Beckes, jenes eigentlichen Erforschers der Hohen Tauern, als Fundament der geologischen Neuaufnahme zu werten, so kann es angesichts der vielen seither in den Nachbargebieten durchgeführten geologischen Untersuchungen in den verflossenen dreißig Jahren nicht wundernehmen, daß heute gerade dieses geologisch besonders eindrucksvolle Gebiet recht mangelhaft erschlossen ist.

Hier am O-Ende treten die Hauptzonen im Bau der Hohen Tauern auf verhältnismäßig engen Raum zusammen. Beherrscht wird das Gesamtbild durch den scharfen Gegensatz der beiden aneinandergrenzenden grundverschiedenen Gebirge: Im W die hochaufragenden, auf 3 km Tiefe erschlossenen Hochgebirgsformen der Hohen Tauern mit ihrer mannigfaltigen Gesteinswelt der „Zentralgneise“ und „Schieferhülle“, infolge der gleichartig über sie hinweggegangenen Durchbewegung und Tauernkristallisation stets dasselbe großartige Bild ruhiger Gesetzmäßigkeit zeigend. Im O das sogenannte „Altkristalline Glimmerschiefergebirge“ der Steirisch-Kärntnerischen Nocke, aufgebaut aus diaphthoritischen, unfrisch aussehenden Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, auf dessen moorbedeckten Hochflächen man oft Stunden wandert, ohne anstehendes Gestein in größeren Aufschlüssen anzutreffen.

Die vorliegende Arbeit stellt das Ergebnis der geologischen Feldaufnahme dar, die ich in den Sommermonaten der Jahre 1936 und 1938 durchführte. Übersichtsbegehungen im Bereiche der östlichen Hohen Tauern und ihres Rahmens, sowie mehrere Exkursionen am W-Ende der Tauern (Brennergegend) brachten außer einer Reihe von Vergleichsmöglichkeiten auch das engere Arbeitsgebiet dem Verständnis näher.

Die Anregung zur Neuaufnahme der Katschberggegend ging von Herrn Professor Dr. L. Kober aus. Bei der Ausführung der Arbeit fand ich in Herrn Professor Dr. Franz Angel einen Lehrer und Führer. F. Angel begann 1933 mit der geologischen Aufnahme des vom Deutschen Alpenverein herausgegebenen Kartenblattes der Ankogel—Hochalmspitzgruppe, 1 : 50.000. Seinem freundlichen Entgegen-

kommen, den gemeinsamen Exkursionen im Felde, sowie den wertvollen Belehrungen in seinem Universitätsinstitute in Graz habe ich es zu danken, daß ich an die Auflösung der geologischen Verhältnisse der östlichen Silbereckmulde herangehen konnte.

Das Vorhaben, ein östliches Anschlußblatt an die bisher noch unveröffentlichte geologische Karte F. Angels herzustellen, mußte vorläufig aus Zeitmangel zurückgestellt werden.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, dem Deutschen Alpenverein und dem Vorstand seines wissenschaftlichen Unterausschusses Herrn Professor Dr. R. von Klebelsberg für eine für die Feldarbeiten des Sommers 1936 gewährte Subvention zu danken.

Mögen die vorliegenden Ausführungen geeignet sein, einen Beitrag zur Detailkenntnis der Geologie der zentralen Ostalpen und darüber hinaus neue Anregung zur endgültigen Lösung der großen und interessanten Fragen der Hohen Tauern zu liefern!

### **Topographischer Überblick.**

An die Gebirgskerne des Ankogels und der Hochalmspitze schließt NO vom Maltatal eine Gebirgsgruppe an, die im 3090 m hohen Hafnereck ihren Mittelpunkt besitzt. Das Hafnereck stellt die höchste Erhebung und zugleich das orographische Zentrum der NO-Ausläufer der Hohen Tauern dar. Während nämlich der die Hauptwasserscheide tragende Gebirgskamm über die Arlscharte und Kleinelendscharte das Hafnereck mit dem Ankogel verbindet, lösen sich vom Hafnereck in O-Richtung zwei Bergkämme ab, die durch den breit eingesenkten Lanischkessel und in seiner Fortsetzung durch das oberste Liesertal geschieden werden: Im N ist es der Pöllakamm, zwischen Mur- und Liesertal gelegen, im S der Faschaunerkamm. Gegen O verlieren beide Kämme immer mehr an Höhe, bis O der Tiefenfurche Katschberghöhe—Torscharte der Hochgebirgscharakter unvermittelt verlorengeht und die breiten Rücken des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes anschließen.

Der vorliegende kartierte Bereich ist folgendermaßen umgrenzt: Im W bildet die Anschlußlinie an die Alpenvereinskarte Ankogel—Hochalmspitzgruppe 1 : 50.000 die Begrenzung. Die N-Grenze verläuft am Pöllakamm bis zum Kareck, biegt dann ins Tal hinunter, dort, wo die steilen Hänge des Murwinkels zum breiten Lungauer Senkungsfeld auseinanderstreben. Die O-Grenze verläuft geradewegs N—S durch das Nockgebiet, umschließt das Aineck, quert den Laußnitzbach, überschreitet in WSW-Richtung das Liesertal unterhalb Rennweg und gelangt zu einem Punkt 1 km S vom Stubeckgipfel. Im SW-Teil des Aufnahmebereiches werden die steil gegen S abdachenden Hänge des Maltatales angeschnitten, ohne die Tiefe des Tales selbst zu erreichen. Über Faschaum- und Perschitztal und den Wildbachtrichter der Mirz gelangt die Grenze zurück ins Melnikkar.

Bezeichnungen, die sich auf der Karte nicht finden, sind dem Touristenführer von R. Hüttig und F. Kordon entnommen. Die Gliederung des Silbereck-Bergmassivs ist im Anschlusse an F. Angel durchgeführt.

## Gesteine und Schichtfolge.

Im folgenden soll eine Übersicht der im Aufnahmegebiet vorkommenden Gesteine sowie ihrer stratigraphischen Aufeinanderfolge gegeben werden. Auf einige Fragen allgemeiner Bedeutung, für deren Beantwortung sich die geologischen Verhältnisse des Aufnahmegebietes günstig erweisen, wird Bezug genommen. In Anbetracht der Mannigfaltigkeit und Formenfülle von den tiefstgelegenen Serien der Hohen Tauern bis hinauf zu den diaphthoritischen Glimmerschiefern der Steirisch-Kärntnerischen Nocke muß auf eine eingehende petrographische Beschreibung sämtlicher Gesteinsarten des Aufnahmegebietes vorläufig verzichtet werden.

Die von D. Stur im Jahre 1854 geschaffene Großgliederung der „kristallinen“ Gesteine der Hohen Tauern in Zentralgneis und Schieferhülle hat sich bei ziemlich gleichbleibender Bedeutung der Begriffe bis auf den heutigen Tag erhalten. Oftmals schon wurde angeregt, den Ausdruck Schieferhülle aus der Literatur zu streichen, da er ganz ungleichwertige Schichtserien umfasse. Die neuesten Untersuchungen F. Angels im benachbarten Gebiete der Hochalm—Ankogelgruppe haben erwiesen, daß auch der Begriff Zentralgneis den modernen Anforderungen keineswegs gerecht wird. Dazu kommt, was schon D. Stur ausgesprochen, daß mannigfache Übergänge vom Zentralgneis zur Schieferhülle vermitteln, eine scharfe Grenzziehung somit in der Natur nicht möglich ist. Beide Begriffe wurden dennoch beibehalten, da sich mangels einer auf die gesamten Hohen Tauern erstreckenden Gesteinssystematik derzeit nichts Geeigneteres an ihre Stelle setzen läßt.

Was die tiefste Serie des Aufnahmegebietes betrifft (Ankogelmassiv und Silbereckmulde), so gründen sich die angestellten Beobachtungen durchwegs auf die eingehenden petrographischen Untersuchungen F. Angels und sind als Ergänzungen zu dessen noch nicht abschließend veröffentlichten Ergebnissen zu werten. Eine petrographische Gliederung der Zentralgneise der Hochalmdecke wurde unterlassen, sie soll Gegenstand späterer Arbeit sein. Die Gesteine der Hochalmschieferhülle sind ausführlicher behandelt. Fossilfunde glückten ebensowenig wie sonst in den Hohen Tauern. Auf eine Altersklassifikation der Gesteine der Hohen Tauern wird verzichtet. Besondere Sorgfalt wurde den Gesteinen der unterostalpinen Schollenzone zuteil und ihre Beziehungen zu den fossilführenden Schichten der Radstädter Tauern weiter ausgebaut. Im altkristallinen Glimmerschiefergebirge treten uns die westlichen Ausläufer des Kristallinkomplexes der Muralpen entgegen.

### A. Ankogelmassiv und Silbereckmulde.

#### Zentralgneis.

Bloß die äußersten Randgebiete des Ankogel-Zentralgneismassivs erreichen den Aufnahmebereich. Der Randstellung im Massiv entsprechend überwiegen Aplit- und Migmatitgneise. Aber auch mittelgrobkörnige, stellenweise von Apliten quer durchsetzte massige Granitgneise sind häufig. An der Ödenlanischscharte finden sich Woisken-

schiefer, Serizitquarzite, Serizitphyllite und Graphitphyllite, die den betreffenden Gesteinen der benachbarten Silbereckmulde durchaus gleichen, als Bestandteile der dort anstehenden Migmatitgneise.

Neu aufgefunden wurde ein Tonalitgneisgebiet, das sich entlang der O-Flanke des unteren Melnikkares aus der Gegend der Melnikochsenhütte bis zum Königstuhl erstreckt. Die reiche Durchhäderung des Tonalits mit Aplit, der deutlich die O—W-Richtung bevorzugt, wie dies im glattgeschliffenen Bachbett der großen Schoberschlucht in 1800 m Seehöhe (30 m unter dem in der Karte nicht verzeichneten Trigonometrie) zu beobachten ist, sei hervorgehoben.

### Schieferhülle.

Die Gesteine der Silbereckmulde, denen schon F. Becke seine Aufmerksamkeit schenkte und die neuerdings von F. Angel einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen wurden, sind in ihrer Gesamtheit in unserem Aufnahmegebiete vertreten. Beschäftigen sich die Untersuchungen F. Angels hauptsächlich mit der westlichen Silbereckmulde, so haben wir uns mit der östlichen Silbereckmulde zu befassen. Um Wiederholungen zu vermeiden, sei auf die kürzlich erschienene zusammenfassende Darstellung der Migmatite von F. Angel und R. Staber verwiesen.

Aus den geologischen Aufnahmsergebnissen (siehe II. Teil) wird ersichtlich, daß westliche und östliche Silbereckmulde sich ihrem tektonischen Aufbau nach recht verschieden verhalten. Gegenüber dem schwer entwirrbaren Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde mit dem Vorherrschen tektonischer Konkordanzen gelingt es, das Bewegungsbild der östlichen Silbereckmulde in Form eines verhältnismäßig einfachen Faltenwurfes aufzulösen. Dementsprechend finden wir bei dem Versuche, die ursprüngliche, durch Sedimentation bedingte Schichtfolge der Silbereckmulde zu rekonstruieren, in der östlichen Silbereckmulde bei weitem günstigere Bedingungen vor.

Schon F. Angel hat auf gewisse immer wiederkehrende Schichtwiederholungen, zum Beispiel Quarzit-Marmor, aufmerksam gemacht. Nun konnte ich in der östlichen Silbereckmulde folgende drei Schichtgruppen in der angegebenen Reihenfolge von unten nach oben auf Schritt und Tritt immer wieder auffinden, so daß ich von der natürlichen Gliederung der Gesteine der Silbereckmulde in diese drei Gruppen durchaus überzeugt wurde: 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, 2. Marmorgruppe, 3. Phyllitgruppe. Was die Namensgebung der drei Schichtgruppen betrifft, so war der herrschende Gesteinstypus des betreffenden Schichtpaketes maßgebend.

### Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.

Woiskenschiefer. Häufigster Glimmerschiefertypus der Silbereckmulde, gekennzeichnet durch Porphyroblasten von Biotit oder Chlorit auf hellem oder dunklem Grundgewebe. Stellenweise scharfkantig begrenzte Würfel von Pyrit.

Biotitglimmerschiefer. Selten.

**Heller Granatglimmerschiefer.** Meist im Verbaude der Woiskenschiefer. F. Angel beobachtete Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat. Oft erweisen sich Chloritporphyroblasten, welche denen der Woiskenschiefer gleichen, schon makroskopisch als umgewandelte Granaten.

**Granatquarzit.** Granatkristalle (bis zu 1 cm Durchmesser) auf quarzitischem Grundgewebe mit Porphyroblasten von Chlorit.

**Hornblendegarbenschiefer.** In der Silbereckmulde erstmalig von F. Angel am Wege, der vom Murtales gegen die Lieppenalm ansteigt, aufgefunden. In der östlichen Silbereckmulde stellen Hornblendegarbenschiefer in teilweise recht typischer Ausbildung ein häufig vorkommendes Gesteinsglied der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe dar. Über quarzitischem oder glimmerschieferigem Grundgewebe, ohne erkennbare Regelmäßigkeit in der Ebene der „s“-Fläche angeordnet, erreichen die grünen, mit einem Stich ins Bläuliche spielenden Hornblenden bis zu 4 cm Länge. Nehmen Biotitporphyroblasten bei gleichzeitigem Zurücktreten der Hornblende überhand, so ist der Übergang zu den Woiskenschiefern hergestellt.

**Gneisquarzit.** Die wechselvolle Ausbildung der allgemein in den Randpartien des Zentralgneismassivs, ganz besonders aber in der Nähe der Schieferhüllenauflagerung häufigen Aplitgneise mit ihren streng parallel orientierten Muskowitflaserlagen bringt es mit sich, daß örtlich eine scharfe Grenzziehung zwischen Aplitgneis und Quarzit unmöglich wird. So wie im benachbarten zentralalpinen Gebirge Steiermarks und Kärntens gebräuchlich, wollen wir solche Mitteltypen auch in den Hohen Tauern unter dem Namen Gneisquarzite zusammenfassen. Jedenfalls ist ein Stoffaustausch zwischen den Aplitgneisen und Quarziten anzunehmen.

**Serizitquarzit.** Die Glieder dieses häufigsten Gesteins der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe weisen eine mannigfache Formenfülle auf. Kompakte, quarzreiche Varietäten, wie sie besonders häufig in der Nachbarschaft von Marmoren, aber auch inmitten der Glimmerschiefer anzutreffen sind, können in ihrer Ausbildungsweise unterostalpinen Radstädter Quarziten durchaus gleichkommen. Ist Kaliglimmer in größerer Menge vorhanden, so tritt er im Gegensatz zum Glimmer in den Quarziten der Hochalmschieferhülle und des unterostalpinen Deckenlandes in Form von deutlich abgegrenzten, hellglänzenden Täfelchen auf. Die hellweißen oder apfelgrünen Quarzite sind dann durch intensiven Glanz gekennzeichnet. Beim Anfassen lösen sich Glimmerplättchen schuppenartig vom Gesteine los.

Quarzgerölle oder Quarzkonglomerate waren bisher in den Quarziten der östlichen Hohen Tauern nicht bekannt. Im Blockfeld an der Basis der das mittlere Lieserkar gegen O abschließenden Felswand beobachtete ich in frisch angebrochenen Quarzitblöcken runde bis linsenförmige Quarzgerölle. Ihr Durchmesser überschreitet nicht 1 cm Länge. Die Geröllnatur der Quarzkörner ist offenbar.

Serizitphyllit geht durch Abnahme des Quarzgehaltes aus den Serizitquarziten hervor.

Graphitquarzit. Dunkel, doch nicht kohlig abfärbend, stellen sich Graphitquarzite häufig im Verbande der Serizitquarzite, mit diesen wechsellagernd, ein. Zu beachten ist, daß ein Zusammenhang im geologischen Verbandsverhältnis mit den ebenfalls dunkel gefärbten Glanzschiefern (Phyllitgruppe) nicht besteht.

### Marmorgruppe.

**Grauer Kalkmarmor.** Beim Zerschlagen leichter  $H_2S$ -Geruch. Im allgemeinen erkennt man schon mit freiem Auge das feinere Korn der grauen Kalkmarmore gegenüber dem größeren Korn der weißen Kalkmarmore (F. Angel). Grauweiße Bänderkalke vermitteln. Eine Ausnahme machen feinkörnige weiße Kalke, die von den ebenfalls feinkörnigen Dolomitmarmoren schwer zu unterscheiden sind.

Außer größeren Muskowitblättchen keine Mineralneubildungen. Sandige Verwitterung häufig. Gegenüber der allgemeinen Verbreitung der weißen Marmore ist das Vorkommen der grauen Kalkmarmore auf den Liegendmarmorzug der Silbereckmulde beschränkt, an dessen Aufbau sie aber auch nur in untergeordnetem Ausmaß Anteil haben. Die verhältnismäßig autochthone Lage des Liegendmarmorzuges (siehe unten) spricht günstig für die Auffassung, die im grauen Kalkmarmor ein dem ursprünglichen Sediment noch näherliegendes Stadium der Metamorphose und somit auch ein tektonisch weniger beanspruchtes Gestein sieht.

**Weißer Kalkmarmor.** Feinkörnig zerreiblicher Kalk bis grobkörniger Kalkmarmor; rein weiße Farbe; der helle Glimmer tritt häufig ganz zurück. Die intensive tektonische Beanspruchung läßt sich, abgesehen von den mannigfachen noch später zu besprechenden geologischen Großformen, den intensiven Gesteinsverknetungen usw., auch oft schon an kleinen Gesteinsstücken, die deutlich ausgeprägte Faltenschenkel usf. nachbilden, erkennen.

B. Sander hat vom Tauern-W-Ende quarzitische Einschlüsse im Hochstegenkalk beschrieben. In den Marmoren der Silbereckmulde des Aufnahmegebietes wurden außer den echten tektonischen Breccien (siehe unten) linsenartige, vom Marmor rings umschlossene Quarzknollen angetroffen. Für eine sedimentäre Einlagerung der Quarzknollen lassen sich keine Beweise erbringen. Vielmehr scheinen diese Quarzknollen mit der sekundären Durchquarzung der Silbereckmulde, die ja auch die Marmore betroffen hat, im Zusammenhang zu stehen. Grobquarzgänge bis zu 2 m Mächtigkeit innerhalb der Silbereckmarmore sind keine Seltenheiten.

Mineralneubildungen: Tremolit, Phlogopit, Pyrit.

In der östlichen Silbereckmulde sind Tremolite so häufig, daß sie kaum jemals einem größeren Marmorvorkommen fehlen und ein bezeichnendes Merkmal der weißen Kalkmarmore darstellen. Farblos bis dunkelgrün besetzen sie häufig die Schichtflächen. Wichtig erscheint die Tatsache, daß sich Tremolite in den Marmorlagen verschiedenster geologisch-tektonischer Position einstellen. Eine Abhängigkeit im Auftreten der Tremolite von der jeweiligen Entfernung vom Zentralgneis läßt sich nicht feststellen.

Die weißen Kalkmarmore verleihen der Silbereckmulde ihr charakteristisches Gepräge. Örtlich sind sie für die geologische Kartierung, so zum Beispiel zur Verfolgung der schmalen, rings vom Zentralgneis umgebenen Gesteinszüge der Silbereckmulde im Melnikkar und an der Schober-SW-Flanke von ausschlaggebender Bedeutung.

Besondere Aufmerksamkeit verdient die Frage, ob sich eine Beziehung zwischen der Korngröße der Silbereckmarmore und ihrer Entfernung vom Zentralgneis erkennen läßt. Erwähnt doch zum Beispiel F. Becke „das unverkennbare Größerwerden des Kornes in den kleinen, ganz im Granitgneis steckenden Marmorschollen“ am SW-Ende der Silbereckmulde. Zweifellos ist richtig, daß manche isolierte Marmorschollen durch besonders grobes Korn ausgezeichnet sind, zum Beispiel die Marmorscholle N über dem Zehneralm-Jagdhaus, einige Schollen im Schober-SW-Gehänge usw., doch läßt sich auf Grund meiner Beobachtungen keine allgemeine Regel diesbezüglich aufstellen, um so mehr als gerade die wenig mächtigen Marmorzüge inmitten des Zentralgneises des Melnikkares nur selten beträchtlichere Korngröße erreichen. Der näheren oder weiteren Entfernung des Zentralgneises kann somit auf die Korngröße des betreffenden Kalkmarmors kein Einfluß zugeschrieben werden. Es sieht so aus, als ob gewisse Mindestausmaße der Gesteinsmächtigkeiten (nicht unter 20 m), wie sie in den isolierten, dem Zentralgneis eingelagerten Schollen des Melnikkares nur selten erreicht werden, für die Ausbildung groben Kornes besonders günstige Verhältnisse schaffen würden, was aber mit dem internen Lösungsumsatz in den Kalkmarmoren und nicht etwa mit einer aktiven Einwirkung vom Zentralgneis her in Zusammenhang zu bringen wäre.

**Dolomitmarmor.** Als Mineralneubildung treten Tremolit und Phlogopit auf. Im Aufnahmegebiete wurden vereinzelt Dolomitmarmore beobachtet: Altenbergkessel, Silbereck-O-Flanke. Scharte S vom S-Ochsenkopf, Schurfspitz-SW-Wand, Lieserkar-O-Wand. Es ist aber schwer, eine Übersicht über die tatsächliche Verbreitung des Dolomitmarmors zu gewinnen, da die schon erwähnten feinkörnigen weißen Kalke dem Dolomit in ihrer äußeren Erscheinung durchaus gleichen.

### Phyllitgruppe.

**Kalkphyllit.** Im Verbande mit kalkfreien, dunklen Phylliten (Glanzschiefer, Granatphyllit) stellen die Kalkphyllite den Hauptbestandteil der Phyllitgruppe dar. Charakteristisch braun anwitternd, bauen sie die Bratschenhänge des Silberecks, die dunkle Wandflucht am linken Hang der Lanischalm über der Lieser usw. auf. Dem Mengenverhältnis von Kalkspat und Glimmer entspricht die wechselvolle Gesteinsausbildung. Seitlich reich verzweigte und schlierenartig im Phyllit auskeilende Marmoreinschaltungen erreichen niemals so reinweißes Korn wie die Gesteine der Marmorgruppe. Von ihnen führt über rauhwackige, poröse, braun anwitternde Bildungen die Reihe zum Normaltypus der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer. Einzelne Abarten zeichnen sich durch besonders kräftig entwickelte, grau gefärbte Muskowitflaserzüge aus. Andere führen in größeren Mengen Fuchsit.

**Glanzschiefer.** Als Glanzschiefer bezeichnet F. Angel reich graphitisch pigmentierte Serizit- und Feinmuskowitphyllite. Reine Glanzschiefer treten im Aufnahmegebiete gegenüber ebenfalls dunkel gefärbten Granatphylliten zurück, mit denen sie durch eine Reihe von Übergangstypen verbunden sind.

**Granatphyllit.** Die dunkelgrau-braunen, meist fein gefälten, von Quarzschwielen und -knauern durchzogenen Gesteine nehmen merklichen Anteil am Aufbau der Phyllite der östlichen Silbereckmulde. Die Granaten erreichen bis zu 2 cm Durchmesser (Melnikkar, Gesteinszug III). Infolge der häufigen, wahrscheinlich tektonisch bedingten Wechsellagerung mit Kalkphylliten können Handstücke aufgesammelt werden, die wohl ausgebildete Granaten in unmittelbarer Nähe des Kalkphyllites erkennen lassen.

In der O-Flanke der Ochsenköpfe (Silbereckgruppe) wurde eine 15 cm lange, bis zu 2 cm dicke, graphitisch abfärbende, sandig-tonige Einlagerung, allseits von Granatphyllit umschlossen, aufgefunden.

**Karbonatquarzit.** Bei untergeordneter räumlicher Verbreitung ist dieser Gesteinstypus durch helle Färbung und das häufige Auftreten großer Pyritwürfel gekennzeichnet.

**Grünschiefer.** Erstmals von F. Angel in den Kalkphylliten der W-Silbereckmulde aufgefunden.

Im Aufnahmegebiete wurden in ähnlicher tektonischer Lage mehrere Vorkommen amphibolitischer und prasinitischer Gesteine als wenig mächtige Einlagerungen inmitten der Phyllite beobachtet (Ochsenkopf-O-Hang, Lanischahn NO der Ochsenhütte, tieferes Ebenlanischkar, oberes Melnikkar).

### Gesteinsverfaltung in der Silbereckmulde.

Die intensive tektonische Beanspruchung, welche die Gesteine der Silbereckmulde im großen erfaßt hat, bringt es mit sich, daß auch im kleinen tektonische Verschuppungen, Verfaltungen und Durchmischungen sämtlicher im vorigen Abschnitt behandelter Gesteine beobachtet werden. Wiederum sind es die Kalkmarmore, die diese Erscheinungen am deutlichsten wiedergeben. Treten nämlich die übrigen Gesteinsglieder (Quarzite, Phyllite, Glimmerschiefer usw.) miteinander in engeren Verband, so verwischt der mit der mechanischen Verknetung häufig einhergehende Stoffaustausch die scharfen Grenzen der ursprünglichen Komponenten. Dies bezeugen die eben erwähnten Granaten in unmittelbarer Nachbarschaft der Kalkphyllite. Im folgenden sollen uns nur solche Gesteinsverfaltungen beschäftigen, an denen Kalkmarmore Anteil haben.

B. Sander beschreibt vom Tauern-W-Ende: „Für Tuxer Marmor, Bänderkalk und Pfitscher Dolomit gilt in dem besprochenen Gebiete die Regel, daß sie fließend deformiert sind und keine (sedimentären oder tektonischen) Breccien zeigen, mit Ausnahme ... rauhwickiger Begleiter des Pfitscher Dolomits.“ Diese fließende, plastische Deformation der Marmore bestätigt sich auch am Tauern-O-Ende in der Silbereckmulde. Im zweiten Teil wird sich noch öfter Gelegenheit bieten, auf die prachtvollen Scharniere der Marmore hinzuweisen, die

für die Erfassung des tektonischen Bewegungsbildes der Silbereckmulde von hervorragender Bedeutung sind.

Doch erleidet diese Regel Ausnahmen. Im Laufe der geologischen Neuaufnahme fand ich in der östlichen Silbereckmulde an einigen Stellen Gesteine auf, die sehr wohl als echte tektonische Breccien zu bezeichnen sind und an deren Aufbau sich Kalkmarmore beteiligen. Unverkennbar steht das Vorkommen dieser Gesteine mit gewissen tektonisch besonders stark beanspruchten Zonen der östlichen Silbereckmulde im Zusammenhang. Je nach dem Gesteinsmaterial, mit dem die Marmore in Verfallung treten, können die folgenden drei Gruppen ausgeschieden werden:

1. Verfallung von Kalkmarmor mit Glimmerschiefer oder Phyllit. Spitzgefaltete, gestauchte, dann wieder abgerissene und frisch ansetzende Schieferblätter, von eingewanderten Kalkspatlösungen schon mehr oder weniger aufgeblättert, liegen im Marmor. Häufig, so zum Beispiel im östlichen Ebenlanischkar, sind die flachgepreßten Spitzfalten der Ebene senkrecht zum Druck bereits weitgehend angepaßt. F. Angel bezeichnet diesen Vorgang als „Schuppfaltung“. Die hier zu beobachtenden Faltenbilder erinnern an die Verformung gewisser Grünschiefer der Hochalmschieferhülle (siehe unten). Während nun die, wegen ihrer Fähigkeit aufzublättern, recht leicht zerstörbaren Glimmerschiefer und Phyllite über diesen Typus der Verfallung nicht hinauskommen, bieten die beiden folgenden Gruppen schon wesentlich kompliziertere Bilder der Gesteinsverknüpfung dar.

2. Verfallung von Kalkmarmor mit Quarzit. Die Quarzite als stete Begleiter der Kalkmarmore in der Silbereckmulde hat bereits F. Angel erkannt. Angesichts dieser Tatsache wird es nicht wundernehmen, daß auch Verfallungen beider Gesteine besonders häufig auftreten. Vor allem die Stirnregion des Liegendmarmorzuges (siehe unten) ist es, an der sich solche Verfallungen, oft in bedeutender Mächtigkeit vom Silbereck bis zum O-Abschluß des Ebenlanischkares in geschlossener Front verfolgen lassen.

Besonders günstige Aufschlüsse gewährt der Schurfspitz-O-Kamm auf der 0,5 km langen Strecke von der Scharte O unter dem Schurfspitzgipfel bis zur Oblitzenscharte. In ununterbrochenem Wechsel bauen Marmor- und Quarzitlagen, mit hundertfachen Wiederholungen, wobei die Schichten gegenseitig verzahnt und verschuppt sind, das Kammstück auf. Von einfachen Verbiegungen und Verknüchtungen führen über freie, gleichmäßig geschlungene Falten zahlreiche Übergänge zu echten tektonischen Breccien.

Abb. 1 zeigt eine walzenförmige Quarzitscholle unmittelbar aus dem Marmorkörper austreten, die offenbar abgerissen und spindelförmig in den Marmor eingedreht wurde. Abb. 2 ist am SW-Hang der Schurfspitze aufgenommen. Die isolierte Quarzitlinse, rings von Marmor umgeben, tritt besonders deutlich in Erscheinung. Aufgesammelte Handstücke solcher tektonischer Breccien lassen Quarzitbrocken im Marmor schwimmend und umgekehrt erkennen. Kurz, ein mannigfaches Bild, durchaus anderen Vorkommen alpiner tektonischer Brec-

cien vergleichbar, wurde hier in der östlichen Silbereckmulde erschlossen.

3. **Verfaltung von Kalkmarmor mit Aplitgneis.** Die Erscheinungen dieser Gruppe verdienen besondere Beachtung. Erstens sind Verfaltungen von Aplitgneis („Zentralgneis“) und Marmor aus dem Bereiche der Hohen Tauern, sowie ihrer näheren und weiteren Umgebung bisher nicht bekannt. Zweitens schließt eng an die betreffenden Erscheinungen die Frage an, ob es sich hier wirklich um Gesteinsverfaltung oder nicht vielmehr um Intrusionsvorgänge aus dem zentralgranitischen Magma in die Marmore der Silbereckmulde handle. Zunächst sollen die Beobachtungstatsachen zu Worte kommen.

W unter der Loibspitze, dort, wo der vom Melnikkar über die steilen SW- und S-Abhänge der Schobers herüberstreichende Marmorzug in die beinahe senkrecht abfallende S-Flanke der Loibspitze, hoch oben über Brandstatt im Maltatal eintritt, befindet sich 50 m O unter dem Sattel ein beachtenswerter Aufschluß. Die senkrechte, frische Wand läßt ein Geflecht von annähernd parallel verlaufenden Marmorbändern inmitten des Aplitgneises erkennen. Die Grenze Gneis—Marmor ist messerscharf. Irgend eine Abweichung im Gesteinsmaterial entlang der Grenzzone ist weder im Aplitgneis noch im Marmor zu beobachten. Ein Belegstück, dem Aplitgneis an der Grenze zum Marmor entnommen, zeigt im Mikroskop das normale Bild des Aplitgneises.

Abb. 4 gibt die Ansicht des Aufschlusses aus nächster Nähe wieder. Man sieht die Marmorbänder ihrer leichteren Angreifbarkeit durch die Atmosphärien wegen als rinnenartige Einkerbungen einmal reich verzweigt, dann wieder zu breiten Streifen zusammenschließend inmitten des augenführenden Aplitgneises verlaufen. Gegen O zu keiten die Marmorbänder, welche ja bloß die hangenden Ausläufer des Marmorzuges Melnikkar—Perschitz darstellen, im Aplitgneis aus.

An den tektonisch besonders hergenommenen Umbiegungsstellen, synklinalen oder antiklinalen Schlüssen der einzelnen, im großen mit dem Zentralgneis verfalteten Marmorzüge des Melnikkares stellt sich häufig ein anderer Verfaltungstypus Gneis-Marmor ein, nämlich der der Kleinfältelung und tektonischen Breccienbildung. Migmatitgneis und Aplitgneis, in kleine und kleinste Falten gelegt, treten mit dem Marmor in mechanischen Verband. Lokal kommt es zur Ausbildung tektonischer Breccien. Losgerissene, spindelförmig eingedrehte Marmorschollen sind inmitten des Migmatitgneises anzutreffen. Ein vom Gesteinszug IV des Melnikkares aufgesammeltes Handstück zeigt Folgendes: Allseits von braun anwitterndem Marmor umschlossen, befindet sich eine isolierte Aplitgneislinse im Gestein. Die Durchmesser messen 6,5 und 3,5 cm. Das Gestein ist frisch, die Feldspate schon mit freiem Auge erkennbar.

Abb. 3 zeigt besonders intensive Kleinfaltungen von Aplitgneis und Marmor. Die betreffende Stelle befindet sich am Karriegel SW vom unteren Melniksee und wurde mir von Prof. Dr. F. Angel bezeichnet. Rein weißer Aplitgneis durchzieht in Falten gelegt den Marmor. Da der Marmor hier gegenüber dem Aplitgneis eine relativ ruhige Lage einnimmt, erscheint der Eindruck, den auch ich bei dem ersten Besuch dieses Aufschlusses gewann, daß es sich um eine Intrusion,

etwa um einen Aplitgang im Marmor handle, gerechtfertigt. Dagegen sprechen nun aber eine Reihe von Beobachtungen, welche sich in nächster Nähe des Aufschlusses am Marmorzug, der ein Stück quer zur sonst herrschenden allgemeinen Streichrichtung verläuft, anstellen lassen. Erkennen wir doch gerade hier die intensivste Verfallungs-tektonik Gneis—Marmor. Bemerkenswert ist, daß nicht nur der weiße Aplitgneis, der eine Gangbildung vom zentralgranitischen Magma her leicht vorläuschen kann, mit dem Marmor verfallt ist, sondern auch ein dunkel gefärbter Migmatitgneis. Dieser ist, wenn auch in untergeordneter Menge, so doch als direkter Begleiter des Aplitgneises an Ort und Stelle anzutreffen. Ähnliche Bilder, wie sie im beschriebenen Aufschluß in besonderer Klarheit hervortreten, sind im Melnikkar mehrfach anzutreffen.

Endlich aber ist das Hauptverbreitungsgebiet der Gneis-Marmor-Verfaltung und Bildung tektonischer Breccien an eine Zone der östlichen Silbereckmulde gebunden, die im zweiten Teil als Überfaltungszone des Ankogelgranitgneises über den Liegendmarmor der Silbereckmulde geschildert werden wird. Wiederum soll ein besonders deutliches Beispiel herausgegriffen werden.

Am W-Fuß der Schurfspitze erhebt sich die steile Schurfspitz-SW-Wand über dem zur Trogschulter des Lanischkessels abdachenden Blockfeld; hier ist die Grenze Granitgneis und Marmor in der Nähe der Kesselscharte besonders deutlich aufgeschlossen. Am Schurfspitzgipfel selbst und in den höheren Lagen des Schurfspitz-W-Grates überdacht parallelläufig struierter Aplitgneis den Marmor konform. Tiefer am Fuße des Berges, gleichsam dort, wo die vorschlebende Granitgneismasse mit ganzer Wucht gegen NO drängt, ist das Lagerungsverhältnis Gneis—Marmor diskordant; Granitgneis und Marmor, scharf aneinandergrenzend, stehen sich durchaus fremd gegenüber. Der regelmäßig geklüftete, von Apliten durchschlagene, beinahe richtungslos körnige Granitgneis fällt, der allgemeinen Streich- und Fallrichtung entsprechend, flach gegen NO ein. Irgend welche Beziehungen oder Beeinflussungen von der lokalen Schurfspitzüberfaltung her, wie sie der gleichgerichtete Aplitgneis höher oben aufweist, sind nicht zu erkennen. Ruhig und regelmäßig stoßen die wuchtigen Granitgneisplatten am Marmor ab. Der Marmor aber ist in jene lokale Überfaltungstektonik einbezogen. Er biegt von SW her unter dem Granitgneis herauf, erreicht erst am Schurfspitzgipfel den Kamm und bildet alle Bewegungsvorgänge im großen wie im kleinen getreulichst ab.

Die Grenzzone beider Gesteinskörper begleitet ein im Mittel 5 m breiter Saum tektonischer Breccien. Abb. 5 zeigt die linsenförmig eingedrehten Marmorknollen im Vordergrund. Schollen von Quarzit und Gneis schwimmen im Marmor. Ein aufgesammeltes Handstück vom Schurfspitzgipfel läßt eckig begrenzte Marmorschollen an der Grenze gegen den Aplitgneis erkennen. Die eingangs erwähnte Blockhalde am Fuß des Berges bietet die Möglichkeit, an Hand des losen, aus dem Breccienband stammenden Gesteinsmaterials, alle Phasen der Gneis-Marmor-Verfaltung bis zur tektonischen Breccienbildung zu studieren.

Der Vollständigkeit halber seien noch andere größere Vorkommen von Gneis-Marmor-Verfaltungen und Gneis-Marmor-Breccien aufge-

zählt: Kleiner Sonnblick-N-Kamm, W-Flanke unter P. 2412 m, Waschgang-W-Seite, mittlerer Sonnblick-O-Kamm, Ebenlanischkar-O-Begrenzung, Moar-Eisig-Kar N vom See.

Aus all diesen Beobachtungen können wir folgende allgemeine Schlüsse ziehen: Die örtlichen Vorkommen der Gesteinsverfaltung Gneis-Marmor und der Breccienbildung Gneis-Marmor in der östlichen Silbereckmulde sind auf gewisse tektonisch klar zu umschreibende Zonen beschränkt.

Eine sedimentäre Entstehung der Breccien, als dem Marmor stratigraphisch eingelagerte Gneisgerölle, wie sie angesichts einiger Handstücke (zum Beispiel die angeführte isolierte abgerundete Aplitgneisscholle im Gesteinszug IV des Melnikkars) vermutet werden könnte, ist nicht anzunehmen. Dagegen sprechen die klaren Beziehungen zwischen dem lokalen Auftreten der Breccien und der Gesamtektonik.

Aber auch die Erklärung einiger besonders hervorstechender Bildungen des engeren Marmor-Aplitgneis-Verbandes als Intrusionerscheinungen aplitischer Restsäfte aus dem zentralgranitischen Magma her, ist abzulehnen. Als Hauptargument gegen die intrusive Erklärung muß die stets zu beobachtende gesetzmäßige Verknüpfung der tektonischen Verfaltungsvorgänge im großen und der Gesteinsverknüpfungen und Durchmischungen im kleinen aufgeführt werden; niemals konnte ich ähnliche Bildungen dort finden, wo der Kontakt Gneis—Marmor einer tektonisch verhältnismäßig ruhigen Auflagerung des letzteren entspricht. So ist zum Beispiel an dem das Lieserkar im O abschließenden Gebirgskamme die Grenzzone von Ankogelgneis und Silbereckmulde, also die ungestörte Auflagerung der letzteren, auf 1 km langer Strecke aufgeschlossen. Keinerlei Anzeichen von Gesteinsverknüpfung oder gar eines intrusiven Verbandes sind zu erkennen. Im S aber, an der Waschgang-W-Flanke, dort, wo der Ankogelgneis lokal über den Marmor hinwegtritt, stellen sich sogleich all die mannigfachen Erscheinungen der Gesteinsverfaltung, Breccienbildung usw. ein.

Wir kommen zu dem Ergebnis: Ein intrusiver Verband zwischen Zentralgneis und Marmor existiert in der östlichen Silbereckmulde nicht.

Nun ist es noch am Platze, auf eine Beobachtung F. Beckes einzugehen, die gleich nach ihrem Bekanntwerden eine heftige Diskussion hervorrief. Auch heute noch finden wir in der Literatur mitunter auf den von F. Becke beobachteten „Aplitgang im Marmor des Melnikkars“ hingewiesen. Ich habe es mir zur Aufgabe gestellt, diese Frage einer eindeutigen Klärung zuzuführen.

Im Aufnahmsbericht F. Beckes vom Jahre 1909 findet sich folgende Notiz: „In der unteren Marmorlage des Melnikkars beobachtete ich einen Gang von stark gefaltetem Aplitgneis, der die flach N einfallenden Marmorbänke quer durchsetzt. Der Aplitgneisgang streicht von N nach S und fällt steil nach W.“ Im selben Bericht wird „das freilich nur an einer Stelle beobachtete Auftreten einer aplitischer Apophyse im Marmor im Melnikkar als weiteres Argument zugunsten jener Ansicht, die im Zentralgneis ein intrusives Gestein erblickt“, angeführt.

Schon im folgenden Jahre (1910) hat sich G. Steinmann, von theoretischen Gesichtspunkten geleitet, gegen die Beobachtung F. Beckes ausgesprochen. Der von F. Becke für die Exkursion der Geologischen Vereinigung im Jahre 1912 verfaßte Exkursionsführer in das Melnikkar ist betreffs der Deutung jener Beobachtung vorsichtiger gehalten: „Quer durch den Marmor greifende gefaltete Gesteinspartien von aplitähnlicher Zusam-

mensetzung ... wurden als Apophysen gedeutet ... Mit Sicherheit zu erweisen ist weder die Intrusion noch die Überschiebungsgrenze oder Diskordanz, wohl aber die gemeinsame Faltung und Metamorphose ... Die Stellen, welche F. Becke für ursprüngliche, aplitische Intrusionen gehalten hat, werden gezeigt werden.“ Tatsächlich wurde die Stelle des beobachteten Aplitgneisganges auf jener Exkursion im Jahre 1912 nicht wieder gefunden.

Um hier Gewißheit zu schaffen, habe ich die „untere Marmorlage des Melnikkares“ angefangen von ihrem W-Ende auf einer Strecke von 1 km Länge nach O, also so weit nach der Skizze vom SO-Ende der Silbereckmulde zu schließen, dieser Marmorzug F. Becke bekannt war, Schritt für Schritt abgesucht. Den Aplitgneisgang habe ich nicht gefunden.

Ich nehme an, daß F. Becke im unteren Melnikkar zum ersten Male die Erscheinungen intensivster Gesteinsverfaltung in der Silbereckmulde antraf, die ja, wie oben dargelegt, keine Spezialität des Melnikkares, sondern eine in der östlichen Silbereckmulde an gewissen tektonisch vorbedingten Zonen immer wiederkehrende Tatsache ist. Für F. Becke mußten aber die betreffenden Erscheinungen einen Ausnahmefall darstellen, die dazu noch in scheinbarer Übereinstimmung mit seinen theoretischen Vorstellungen vom Werdegang des Zentralgneises standen. Nach meinem Dafürhalten befindet sich die Stelle der Aplitgneisbeobachtung W vom Melnikbach dort, wo die von W her vordringende Gneislamelle Marmor V und VI scheidet, wobei es zur intensivsten Gneis-Marmor-Verfaltung im Umkreis von 100 m kommt. Die zweite Möglichkeit, daß der Aplitgneisgang einst in der von F. Becke angegebenen Weise aufgeschlossen war, aber bereits der Abtragung oder Verschüttung zum Opfer gefallen ist, ist unwahrscheinlich.

Ich glaube somit, daß genügend Gründe vorliegen, die es gestatten, den „Aplitgneisgang im Marmor des Melnikkares“ aus der Literatur zu streichen. Von Interesse ist, daß G. Steinmann beinahe 30 Jahre vor meiner Auffindung tektonischer Breccien in der östlichen Silbereckmulde diese in Anbetracht der „Aplitgneisgang“-Beobachtung F. Beckes aus rein theoretischen Erwägungen heraus gleichsam voraussagte.

## B. Hochalmdecke.

Das weite Zentralgneisgebiet der Hochalmdecke ist auf der geologischen Karte einheitlich gekennzeichnet. Dies ist eine vorläufige Maßnahme. Erst eine systematisch durchzuführende petrographische Untersuchung der mannigfaltigen Gesteinswelt, die sich hier unter dem Ausdruck „Zentralgneis“ verbirgt und Gegenstand einer folgenden Arbeit sein soll, wird über dessen eigentliche Zusammensetzung Klarheit schaffen. Versteht man nämlich sonst im allgemeinen unter „Zentralgneis“ die granitischen und ihnen verwandten Gesteine, wie sie im großen die Zentralkerne der Hohen Tauern aufbauen, so handelt es sich hier um eine mächtige, von jenem Normaltypus verschiedene, bunte Serie basischer Ortbogneise, injizierter Glimmerschiefer, Migmatite usw. mit aplitischen Zwischenschaltungen. Parallelflächige und gleichgerichtete Lagentextur beherrscht die Zentralgneise der Hochalmdecke des Aufnahmsgebietes.

Die Schieferhülle der Hochalmdecke stellt der gesteinskundlichen Beschreibung weit weniger Schwierigkeiten entgegen. Handelt es sich doch um jene Zone, die, im N der Hohen Tauern mächtig ausgebildet, als Gegenstand einer Reihe neuerer Untersuchungen ihrem Gesteinsverbande nach recht gut bekannt, mit gleichbleibender, wenn auch stark reduzierter Schichtzusammensetzung in NO—SW-Richtung unser Aufnahmsgebiet quert. Schon G. Geyer lieferte eine eingehende Darstellung der Gesteine der „Schieferhülle“ in diesem Abschnitt und F. Becke hat die Großgliederung im wesentlichen erkannt.

Auf der beigegebenen geologischen Karte sind drei Gesteinsgruppen der Hochalmschieferhülle ausgeschieden. Sie stellen ebenso wie die ähnlich benannten Gruppen der Silberekkmulde sedimentär bedingte, also ursprünglich in dieser Reihenfolge abgesetzte Schichtgruppen dar: 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, 2. Dolomit-Kalk-Gruppe, 3. Phyllit-Grünschiefer-Gruppe. Während sich die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe mit den von F. Becke gekennzeichneten „Glimmerschiefern an der Basis der Schieferhülle“, die Phyllit-Grünschiefer-Gruppe mit den entsprechenden von F. Becke beschriebenen Gesteinslagen im Hangenden deckt, macht es die Neuauffindung mächtiger Dolomit- und Kalklagen im Gebiete der Stern- und Wandspitze nötig, einen dritten Horizont, der seiner stratigraphischen Stellung nach zwischen den beiden genannten Serien zu liegen kommt, auszuscheiden.

### Zentralgneis.

Indem wir von einer vorläufigen und daher doch jedenfalls nur unvollständigen Gliederung des Zentralgneises der Hochalmdecke und teilweisen petrographischen Beschreibung der Gesteinstypen ganz absehen, sei auf die entsprechenden Beobachtungen F. Beckes verwiesen.

### Schieferhülle.

#### 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.

Albitinjizierter Glimmerschiefer. Helle und dunkle Glimmerschiefer, im Hauptbruch mit Knötchen übersät, die sich im Querbruch als Feldspate (Albit) erweisen. Eirunde Albitporphyroblasten beherrschen das mikroskopische Bild durchaus; sie lassen deutlich Fließ- und Rollstrukturen erkennen. Flasern von Muskowit und Graphit legen sich lidartig um die Albitporphyroblasten herum. Als Einschlüsse in den Albitporphyroblasten sind es vor allem Strähne von Graphit, die quer zur „s“-Fläche gelagerte Bündel und Falten bilden und so in bezeichnender Weise die Erscheinung des verlegten „si“ nach B. Sander wiedergeben. Abseits von den Albitporphyroblasten beteiligen sich breitfaserige, lavendelblau leuchtende Chlorite und feinkörnige Serizit-Quarzit-Gemenge am Aufbau des Gesteins. Querlagerte Muskowite zeigen fransige Aufblätterung.

Die häufig beobachtete Wechsellagerung heller und dunkler Glimmerschiefer dürfte nicht primär durch Sedimentation, sondern durch tektonische Verschuppung bedingt sein. Im Profil Kendlspitze—Großeck sind beide Serien scharf geschieden.

Gneisquarzit. Stellenweise treten reichlich mit Feldspat injizierte Quarzite auf.

Serizitquarzit. Die Ausbildung erinnert häufig an Radstädter Quarzite. Turmalin.

Chlorit-Serizitquarzit. Unregelmäßig begrenzte Chloritflecken. Mit Zunahme des Chloritgehaltes nimmt das Gestein eine weißlich-grüne Streifung an.

Serizitphyllit. Selten.

## 2. Dolomit-Kalk-Gruppe.

**Rauhwaacke.** In der kalkigen, braun anwitternden porösen Gesteinsmasse schwimmen einzelne Brocken von Muskowit und Talk.

**Kalk.** Hellgrauer feinkörniger Kalk selten. Häufiger ist grobkörniger Kalkmarmor, dunkelgrau bis weiß mit Glimmerbelag, der dann von den den Kalkphylliten eingeschalteten Glimmermarmoren nicht zu unterscheiden ist.

**Dolomit.** Folgende Ausbildungsarten sind zu unterscheiden: 1. Dunkelgrauer, plattiger Dolomit (Kareck-O-Profil). 2. Hellgrauer und 3. weißer, plattiger und zerreiblicher Dolomit (Wand- und Sternspitze). 4. Kompakter hellgelber bis weißlicher Dolomit, feinkristallinisch, mit Glimmerbelag (Steinbruch Promm, Peitler W). Der letztgenannte Dolomitypus kommt seiner Ausbildung nach nahe an unterostalpine Triasdolomite heran, ist aber doch noch von diesen durch die hellere Farbe und das gleichmäßig feinkristallinische Korn unterschieden.

## 3. Phyllit-Grünschiefer-Gruppe.

**Kalkphyllit.** Die Kalkphyllite verleihen der Hochalmschieferhülle ihr charakteristisches Gepräge und schließen sich eng an den bekannten, für die „obere Schieferhülle“ bezeichnenden Gesteinstypus an. Zweifellos waren es schon primäre Sedimentationsunterschiede, welche die reichliche Ausbildung der Glimmermarmore innerhalb der Kalkphyllite verursachten.

**Glanzschiefer.** Dunkle, kalkfreie Phyllite begleiten die Kalkphyllite in der bekannten Weise. Granatphyllite wurden im Verbands der Hochalmschieferhülle nicht beobachtet.

**Buntphyllit.** In der Gegend des Zederhaustales stellen sich in den hangendsten Partien der Kalkphyllite kalkfreie Serizitchloritphyllite ein, die bereits G. Geyer beschrieben hat. Für solche grau-grüne, von dicken Quarzschwielen durchzogene Gesteine in den hangendsten Teilen der „oberen Schieferhülle“ erscheint der Ausdruck Buntphyllit geeignet. In der Literatur begegnen wir einer verbreiteten irrümlichen Zusammenfassung der Buntphyllite mit den unterostalpinen Quarzphylliten zu einer stratigraphisch und tektonisch einheitlichen Serie (Quarzit-Gneis-Decke V. Uhligs, penninisch-ostalpine Mischungszone L. Kobers). Zweifellos fallen beide Gruppen unter den gemeinsamen petrographischen Begriff des Quarzphyllites. Doch schon im Handstück heben sich die hellglänzenden, parallelflächig struierten Buntphyllite von den „jämmerlich gequälten“ (F. Becke), unfrisch aussehenden unterostalpinen Quarzphylliten ab. Im Mikroskop tritt der Unterschied noch deutlicher in Erscheinung. Es ist die klar erkennbare posttektonische Kristallisation, welche die Buntphyllite in den Verband der Tauernschieferhülle einreihen läßt. Die recht beträchtliche Albitführung der Buntphyllite ist bemerkenswert. Im Aufnahmegebiet werden Buntphyllite bloß am Nordhang des Tschanecks angetroffen und fehlen weiter S gänzlich.

**Serpentin.** Den beiden schon F. Becke bekannten Serpentinvorkommen (Pirker Alm, Torscharte) lassen sich zwei weitere (Fallbachgraben, Promm—Peitler) anfügen, in deren Begleitung sich Talk-

und Breunnerittalkschiefer einsetzen. In der Nähe des Gehöftes Peitler, W über St. Peter, ist ein 10 m hoher Steinbruch im Serpentin angelegt. Hier wurde vor 15 Jahren Serpentin zur Verarbeitung als Zierstein gewonnen. Unmittelbar im Liegenden begleitet hellgelber Dolomit den maximal 20 m mächtigen Serpentinzug. Besonders bemerkenswert ist nun, daß der hellgelbe Dolomit an der Grenze zum Serpentin örtlich in grobkörnigen und pyritführenden Dolomitmarmor umgewandelt ist. Es liegt nahe, in diesem Verhalten eine vom Serpentin ausgehende Kontaktwirkung zu vermuten, welche den normalen Dolomit der Hochalmschieferhülle marmorisiert und zugleich stofflich verändert hat (Bildung des Pyrits). Zur Kennzeichnung des Aufschlusses sei folgendes angeführt: 100 m W vom Steinbruch und 3 m überhalb des teilweise verwachsenen O—W verlaufenden Fahrweges ist eine 1,5 m tiefe und 3 m lange Pinge angelegt, deren Hinterwand aus serpentinit- und breunneritführendem Talkschiefer besteht. In 1,5 m Entfernung vom Serpentin ist pyritführender Dolomitmarmor 2 m mächtig aufgeschlossen. Weitere 7 m W steht der normale feinkörnige hellgelbe Dolomit am Wege an. In frei umherliegenden Blöcken sind große spätige Dolomitekristalle zusammen mit Pyrit als Kluftausfüllungen im Talkschiefer anzutreffen. B. Sander beschreibt vom Tauern-W-Ende „nesterweise besonders grob umkristallisierte Dolomitlagen, welche mit dem Serpentin und Talk der Narrenspitze (Gansör bei Mauls) wechseln“ und welche „die Frage stofflicher und struktureller Metamorphose durch das dem Serpentin entsprechende Magma nahelegen“.

Grünschiefer. Je nach dem Hervortreten der drei Hauptgemengteile im Handstück (Chlorit, Epidot, Albit) unterschied F. Becke im Aufnahmegebiet drei Grünschiefergruppen. Die Dünnschliffe zeigen das charakteristische Prasinitgefüge mit barroisitischer Hornblende. Im Graben, der von der St.-Egidi-Kapelle bei St. Michael im Lungau gegen das Speiereck ansteigt, findet sich in 1550 m Höhe ein Grünschieferfels mit deutlicher Spitzfaltung der sonst streng geradlinig-parallel angeordneten „s“-Flächen. Das vierfache spitzwinkelige Faltenystem ist der allgemeinen Schieferungsebene schon weitgehend angepaßt.

### C. Unterostalpine Decken.

Als schmales Band zieht der unterostalpine Quarzphyllit im Vereine mit Schollen von Quarzit, Dolomit und Kalk in NO—SW-Richtung durch das Aufnahmegebiet. F. Becke und V. Uhlig haben die engen Beziehungen, die sich zwischen diesem Gesteinsverbande und der mesozoischen, vielleicht auch teilweise paläozoischen Serie der Radstädter Tauern ergeben, frühzeitig erkannt. Es wird daher im folgenden außer auf die gesteinskundliche Kennzeichnung der Bausteine der unterostalpinen Decken auch auf die Vergleichsbeziehungen mit den betreffenden Gesteinen der Radstädter Tauern Rücksicht zu nehmen sein. Trotz vieler Bemühungen konnten im Bereiche des Aufnahmegebietes keine Fossilien gefunden werden.

Entgegen der stratigraphischen Ordnung, wonach die Quarzphyllite als älteres (wahrscheinlich paläozoisches) Schichtglied den mesozoi-

schen Gesteinen vorwegzunehmen wären, sollen doch zuerst die Quarzite, Dolomite und Kalke ihre Behandlung finden, da sie sich der Metamorphose nach (posttektonische Kristallisation) enge an die bisher besprochenen Gesteine der Hohen Tauern anreihen. Die unterostalpinen Quarzphyllite hingegen verkörpern den entgegengesetzten Typus der Metamorphose (prätektonische Kristallisation) und schließen sich auch stratigraphisch den im nächsten Abschnitt eingeteilten altkristallinen Glimmerschiefern des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes an.

**Quarzit.** Serizitquarzit, Tafelquarzit; gleicht durchaus dem Radstädter Quarzit. Aber auch gegenüber gewissen Quarziten der Hochalmschieferhülle und Silbereckmulde läßt sich kein nennenswerter Unterschied anführen. Die gleichartige Entwicklung der Quarzite in verschiedenen tektonischen Niveaus beschreibt B. Sander vom Tauern-W-Ende. Quarzkonglomeratbildungen fehlen. Im Steinbruch Litzldorf bei St. Michael führt der Serizitquarzit kleine Würfeln von Pyrit. An der Torscharte findet sich Graphitquarzit als 1,5 m mächtige Bank dem hellen Serizitquarzit eingelagert. Quarzit erreicht in der Tschaneckschollenzone (siehe unten) maximal 20 m Mächtigkeit, in der Lisabichlschollenzone (siehe unten) wird er nur in Spuren angetroffen. Sein wahrscheinliches Alter: Permo-triadisch.

**Dolomit.** Die Dolomite der unterostalpinen Zone weisen eine bedeutende Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung auf. Eine kurze Beschreibung soll die Einteilung in vier Gruppen rechtfertigen, wobei naturgemäß eine beträchtliche Anzahl von Übergangstypen zwischen der einen und anderen Gruppe vermittelt, doch stets derart, daß die hier angeführte Reihenfolge erhalten bleibt.

1. Dichter, grauer Dolomit. Er gleicht dem in den Radstädter Tauern herrschenden Normaltypus der Triasdolomite. Auf der Schichtfläche häufig tonig-phyllitische Überzüge. Vorkommen: Tschaneckschollenzone. Alter: Entsprechend dem Diploporendolomit der Radstädter Tauern ladinisch, zum Teil karnisch-norisch (nach F. Trauth).  
 2. Feinkörnig heilgelber bis weißer Dolomit. In den nördlichen Vorkommen deutlich gebankt und beim Zerschlagen in ebenflächige Platten zerfallend, ist er im S der unterostalpinen Zone zwischen Lieser- und Maltatal massig-brecciös ausgebildet. Spiegelglatte Harnischflächen finden sich in einem Steinbruch am Lerchkogel. Vorkommen: Tschaneckschollenzone, deren hervorragendstes Schichtglied er darstellt, maximal 30 m Mächtigkeit.  
 3. Brecciendolomit. Die gelbe brecciöse Verwitterungsoberfläche gleicht dem vorhergehenden Typus. Ein rauhwackeartiger Grus kennzeichnet das Innere des Dolomites. Grobspätiger, sekundär gebildeter Kalkspat ist stets in größerer Menge vorhanden. Quarzknuern und Glimmerlagen sind häufig. Vorkommen: Tschaneck- und Lisabichlschollenzone, maximal 10 m mächtig.  
 4. Eisendolomit. Die rotbraune, oft auch nur braun- bis dunkelgelbe Verwitterungsrinde wird von weißen, ihrer Härte wegen herauswitternden Quarzknuern unterbrochen. Das hervorragendste Kennzeichen des Gesteins ist die bläulichgraue Farbe der feinkörnig-kristallinen Dolomitsubstanz im Inneren. Ein oft nicht unbeträchtlicher Glimmergehalt ist stets vorhanden. Infolge Hervortretens brecc-

ciöser, rauhwarkeartiger Bildungen und grobspätigen Kalkspates, durch das Überhandnehmen von Quarz oder die Ausbildung spätigen Magnesits stellt sich ein großer Formenreichtum ein. Vorkommen: Lisabichlschollenzone, maximal 15 m Mächtigkeit.

Die gesteinskundliche Ausbildungsart der Dolomite in ihrer Abhängigkeit von der geologisch-tektonischen Position: Schon ein Vergleich der Verbreitungsgebiete dieser Dolomittypen mit der ihnen jeweils zukommenden geologisch-tektonischen Position läßt die Vermutung aufkommen, daß hier gewisse Gesetzmäßigkeiten am Werke sind. Und wirklich ergeben sich mannigfache Beziehungen zwischen Tektonik und Gesteinsfazies, die mit größter Regelmäßigkeit durch das gesamte unterostalpine Gebiet des Aufnahmsbereiches hindurchzuverfolgen sind.

Vorerst aber ist es nötig, einige Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme vorwegzunehmen: In der unterostalpinen Zone zwischen Mur- und Maltatal konnten zwei parallel zueinander verlaufende Anreihungen von Kalk- und Dolomitschollen ausgeschieden werden. Sie stellen die stark lamellierte und reduzierte S-Fortsetzung des unterostalpinen Gebirges der Radstädter Tauern dar. Die eine, der Hochalmschieferhülle direkt auflagernde Serie im Liegenden der unterostalpinen Quarzphyllite nenne ich *Tschaneckschollenzone*. Sie läßt sich bei gleichbleibender geologisch-tektonischer Position vom Murtal bis zum Maltatal verfolgen: Ihr Gesteinsverband kann unmittelbar aus dem der Radstädter Tauern abgeleitet werden, wofür gerade die Dolomite einen schlagenden Beweis erbringen. Das südlichste Vorkommen des grauen Radstädter Triasdolomites (Typus 1) befindet sich am Lerchkogel S von St. Michael. Hier ist in eindeutiger Weise durch Beobachtungen der Übergang des grauen Triasdolomites zu hellgelbem (Dolomittypus 2) zu erweisen. Dieser baut als regelmäßig gebankter hellgelber Dolomit die Scholle des Tschanecks auf. An der viel weiter S gelegenen Torscharte herrschen brecciöse hellgelbe bis weißliche Dolomite vor. Endlich aber finden wir in der mächtigen Dolomitscholle von Dornbach im Maltatal das Gestein zertrümmert und noch im Handstück von schiefwinkelig sich kreuzenden Harnischflächen durchzogen. Die durch die Deformation bedingten kleinen und kleinsten Hohlräume werden von hydrothermal abgesetztem Kalkspat erfüllt. Verzahnt mit dem hellgelben Dolomit stellen sich hier bei Dornbach weiße, gleichmäßig struierte Dolomitmarmore mit muscheligen Bruch ein. Offensichtlich handelt es sich bei der N—S-Verteilung der Dolomitvarietäten der Tschaneckschollenzone zugleich um eine genetisch bedingte Reihenfolge, in der Art, daß sich die jeweils südlicher gelegenen Dolomittypen immer weiter von dem gemeinsamen Ausgangsgestein, nämlich dem normalen Radstädter Triasdolomit entfernen, was am einfachsten durch verschiedene mechanische Beanspruchung bei der Deckenüberschiebung zu erklären ist.

Während die Tschaneckschollenzone auf die Liegendgrenze des unterostalpinen Quarzphyllites beschränkt bleibt, tritt die zweite Anreihung von Dolomit- und Kalkschollen, die *Lisabichlschollenzone*, inmitten des Quarzphyllitgebietes selbst auf. Die ihr angehö-

rigen Gesteinsschollen werden ringsum von Quarzphyllit umschlossen, halten aber stets ein bestimmtes tektonisches Niveau innerhalb der Quarzphyllitmasse ein und weisen annähernd gleiche Mächtigkeiten auf (10 bis 30 m). In der Tschaneckschollenzone finden wir die Dolomittypen 1, 2 und 3; in der Lisabichlschollenzone die Typen 3 und 4. Brecciendolomite also sind beiden Serien gemeinsam. Nun finden sich in der Tschaneckschollenzone Brecciendolomite nur dort, wo kleine Dolomitschollen infolge tektonischer Vorgänge von den größeren Dolomitschollen abgespalten, heute als vereinzelte isolierte Linsen im Quarzphyllit schwimmen und vom Quarzphyllit allseits umschlossen werden. Ein treffliches Beispiel solch einer Brecciendolomitscholle bietet das Vorkommen von P. 1878 m S vom Tschaneck. Dieselben Brecciendolomite bauen aber auch im Vereine mit den sogenannten Eisendolomiten, mit denen sie durch eine Reihe von Übergängen verbunden erscheinen, den Dolomitbestand der Lisabichlschollenzone auf.

Es ist eine naheliegende Folgerung, die auch in den Beschreibungen der W vom Katschberg gelegenen Aufschlüsse des Lisabichls von F. Becke und V. Uhlig stillschweigend vollzogen wurde, die Dolomite der Lisabichlserie ebenfalls als Abkömmlinge des Radstädter Triasdolomites aufzufassen und somit in den Gesteinen der Lisabichlserie ebenfalls mesozoische Schollen, also „Radstädter Gesteine“ zu sehen. V. Uhlig dürfte dabei betreffs der Eisendolomite ein bestimmtes stratigraphisches Niveau, etwa entsprechend seinen Erfahrungen über das Vorkommen der Eisendolomite im Verlande der Pyritschiefer der Radstädter Tauern: Rhät-Lias im Auge gehabt haben. Demgegenüber steht eine sehr verbreitete Meinung, die auch von namhaften Forschern der Gegenwart (F. E. Sueß, L. Kober und R. Schwinner) geteilt wird, wonach die Eisendolomite ein typisch paläozoisches Sediment darstellen sollten, das sich wahrscheinlich sogar einer bestimmten Formation, nämlich dem Karbon, nach Schwinner dem Altpaläozoikum zuteilen lasse.

Für uns ist die Tatsache von Bedeutung, daß sich die Brecciendolomite beider unterostalpinen Schollenzonen ihrem Nebengestein, dem Quarzphyllit gegenüber in der gleichen geologisch-tektonischen Position befinden. Beide werden von Quarzphyllit ringsum eingeschlossen. So erscheint die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß eben gerade der Quarzphyllit die abweichende Gesteinsausbildung der Breccien- und Eisendolomite bedingt. Bloß ihrer geologisch-tektonischen Stellung, also der stofflichen Einwirkung vom Quarzphyllit her hätten diese Gesteine ihre vom Ausgangstypus (Radstädter Triasdolomit) so verschiedene petrographische Ausbildung zuzuschreiben. Eine Beobachtung, die in diesem Zusammenhang Interesse beansprucht, ist meine Auffindung spätigen Magnesites in den Eisendolomiten der Lisabichlserie O der Torscharte. Hier im südlichsten Vorkommen der Lisabichlschollenzone stellen sich jene von R. Schwinner näher beschriebenen sekundären Verdrängungsvorgänge in den Eisendolomiten ein, von denen die weiter N gelegenen Eisendolomitvorkommen frei geblieben sind.

## Der Umwandlungsvorgang der Dolomite.

Aus all den angeführten Beobachtungen läßt sich ersehen, daß die unterostalpine Zone zwischen Mur- und Maltatal gegenüber ähnlich entwickelten mesozoischen Zonen der Zentralalpen durch die weit-  
hinziehende Erstreckung der geringmächtigen Schollen und die stete Vergleichsmöglichkeit mit dem bekannten zentralalpiner Kalkgebirge der Radstädter Tauern besonders ausgezeichnet ist und daher geeignet erscheint, als Ausgangspunkt für Untersuchungen zu dienen, die sich mit der Gesteinsumformung infolge tektonischer Beanspruchung befassen. Wenn auch die endgültige Lösung in der Frage der Dolomitumwandlung erst von einer speziell auf die Umwandlungsvorgänge der Dolomite hin gerichteten Untersuchung abzuwarten ist, wozu angesichts der mangelhaften Aufschlüsse des unterostalpinen Teiles unseres Aufnahmegebietes die Einbeziehung weiterer unterostalpiner Zonen und Eisendolomitvorkommen nötig wäre, so soll doch schon hier versucht werden, eine kurze Darstellung der Umwandlungserscheinungen auf Grund der in unserem Aufnahmegebiete ange-  
stellten Beobachtungen wiederzugeben. Die Veränderungen der Dolomite lassen sich in folgende drei Gruppen einordnen:

1. **Rupturelle Umformung.** Die Erscheinungen der Gesteinszertrümmerung und Ausbildung brecciöser Dolomite sind hinlänglich bekannt. Es wurde auch schon erwähnt, daß die Triasdolomite der Tschaneckschollenzzone eine nach S hin ausnahmslos zunehmende Kataklyse aufweisen. Die für die Radstädter Tauern so bezeichnenden endogenen Dolomitreccien fehlen unserem Gebiete: Es sieht so aus, als ob für die Ausbildung solch endogener Breccien mit ihren großen kantigen Dolomitbrocken weit bedeutendere Gesteinsmächtigkeiten erforderlich wären, als wir in der unterostalpinen Schollenzzone zwischen Mur- und Maltatal antreffen.

2. **Endogener Lösungsumsatz.** E. ClAR hat in überzeugender Weise die Frage der durch tektonische Vorgänge bedingten Bänderung der Kalke gelöst. An Dolomitgesteinen wurden ähnliche Untersuchungen bisher nicht durchgeführt. Die unterostalpinen Triasdolomite des Aufnahmegebietes bieten Verhältnisse dar, die sich scheinbar direkt mit den Beobachtungen E. ClARs an Bänderkalken in Beziehung setzen lassen.

Am S-Hang des Spcierecks ist der graue Triasdolomit in Falten gelegt. Handstücke lassen sich aufsammeln, die eine spitzwinkelige Kleinfaltung, angedeutet durch schwache Bänderung, gut erkennen lassen. Am Lerchkogel stellt sich im westlichsten der drei am N-Hange angelegten Steinbrüche ein durchaus an Bänderkalke erinnernder ununterbrochener Wechsel dunkler und heller Dolomittagen ein. Offensichtlich handelt es sich um den Übergang vom normalen grauen Radstädter Dolomit zum hellgelben Dolomit der Tschaneckschollenzzone. Alle nur denkbaren Zwischenstadien feiner Bänderzeichnungen mit Farbtönen von dunkelgrau bis weiß vermitteln zwischen den beiden Endtypen. Der Dünnschliff eines solchen Gesteines, das wohl mit dem Ausdruck „Bänderdolomit“ zu bezeichnen wäre, zeigt parallel geschichtete pigmentreiche Linsen zungenförmig im farblosen, stellenweise grobkörnigeren Karbonatgefüge ausspitzen. Gegenüber den hell-

gelben Dolomiten des Tschanecks lassen die stark brecciösen Dolomite der Torscharte ein gewisses Hellerwerden deutlich erkennen. Am auffallendsten in dieser Beziehung erweisen sich aber die den brecciösen hellgelben Dolomiten von Dornbach im Maltatal eingelagerten rein weißen, gleichmäßig körnigen Dolomitmarmore mit muscheligem Bruch. Es handelt sich dabei keineswegs um abgesonderte Linsen, die mit scharfer Grenze vom umgebenden Gestein der hellgelben brecciösen Dolomite absetzen, wie das im Falle einer gesonderten primär-sedimentären Entstehung zu erwarten wäre. Im Gegenteil finden sich mannigfache Übergänge, Bänderungen, Verzahnungen und Mitteltypen vor, die einwandfrei bezeugen, daß ein den tektonischen Bewegungen korrelat verlaufender Lösungsumsatz die Bildung der grobkörnigen weißen Dolomitmarmore von Dornbach bedingt hat.

3. Stoffaustausch mit dem Nebengestein. Die stofflichen Einwirkungen der Nebengesteine, vor allem der Phyllite auf die Dolomite haben bisher wenig Beachtung gefunden. Es ist auffallend, daß sämtliche Vorkommen des „Eisendolomites“ (Bezeichnung von F. E. Sueß, 1894) in den Ostalpen ausschließlich auf wenig mächtige isolierte Schollen inmitten von Phyllit beschränkt sind. Dabei handelt es sich nicht nur um die wahrscheinlich paläozoischen Quarzphyllitgebiete der Zentralalpen. Auch die Pyritschiefergruppe der Radstädter Tauern (Rhät-Lias) führt Eisendolomite. Doch wollen wir uns hier abermals nur auf die im Aufnahmegebiet gewonnenen Beobachtungstatsachen beschränken.

Schon der hellgelbe Dolomit der Tschaneckschollenzzone weist stellenweise eine Durchtränkung mit Quarz- und Kalkspatadern auf. Diejenigen Dolomite aber, die als wenig mächtige, vom Quarzphyllit rings umgebene Schollen den im Phyllitgebiet zirkulierenden Lösungen in weit stärkerem Maße ausgesetzt waren, stellen sich uns als Brecciendolomite dar. Der infolge mechanischer Beanspruchung bedingte körnige Zerfall der Brecciendolomite und die damit einhergehende mechanische Verarbeitung zu rauhwascheartigem Grus im Inneren war dem Eindringen fremder Lösungen förderlich. Während es sich im Falle der hellgelben Dolomite bloß um die Ausfüllung schon vorhandener Klüfte und Hohlräume durch Quarz- und Kalkspatlösungen handelt, wird die ursprüngliche Dolomitsubstanz der Brecciendolomite durch dieselben Lösungen weitgehend umgewandelt oder auch ganz verdrängt und nur die Oberfläche der Gesteine läßt den Triasdolomitabkömmling noch klar erkennen. Glimmer tritt in solcher Menge auf, daß seine Entstehung durch sekundäre Stoffzufuhr aus dem Nebengestein in Erwägung zu ziehen ist, wenn auch noch nähere Anhaltspunkte diesbezüglich fehlen. Was die Eisendolomite betrifft, so scheint schon allein das in der unterostalpinen Zone zwischen Mur- und Maltatal aufgesammelte Beobachtungsmaterial die Ausbildung dieses abweichenden Dolomittypus in Abhängigkeit von Einwirkungen aus dem Nebengestein her zu erklären. Eine scharfe Sonderung der Breccien- und Eisendolomite ist nicht möglich. Quarz- und Karbonatkauern sowie die Glimmerzüge sind beiden gemeinsam. Die durch feinverteilten Eisengehalt bedingte rostigbraune Verwitterungsrinde der Eisendolomite kann vorhanden sein, kann aber auch

fehlen, so daß dann beide Gesteinstypen von außen das gleiche Bild darbieten. Aber auch das bezeichnendste Merkmal der Eisendolomite, die graue feinkörnig kristalline Dolomitsubstanz im Inneren scheint schon in den Brecciadolomiten genetisch vorbedingt zu sein, wie dies an der Torscharte aufgesammelte Belegstücke erweisen. Die Verquarzung erreicht in den Eisendolomiten beträchtliche Ausmaße: Am Lisabicht befindet sich ein 8 m hoher, 15 m langer Aufschluß; hier werden vier Fünftel der Gesteinsmasse von grobem Quarz eingenommen, während die das übrige eine Fünftel ausmachenden Dolomite in Form von Eisendolomiten im ganzen Aufschluß annähernd gleichmäßig verteilt sind und die einzelnen zwischen dem Quarz freibleibenden Zwickel ausfüllen. Zu bemerken ist, daß die Quarzgänge innerhalb des Quarzphyllites selbst niemals auch nur annähernd solche Mächtigkeiten erreichen. Der Eisengehalt des Quarzphyllites, der sich in den verbreiteten rostigbraunen Färbungen der Phyllite zu erkennen gibt, dürfte den geringen Eisengehalt der Eisendolomite verursacht haben. Die grobspätigen Magnesite am Stubeck-W-Hang vervollständigen das Bild. O. Friedrich gelangt für die Entstehung der Erzlagerstätten im benachbarten Nockgebiet zu einer ähnlichen Ansicht über die Wirkungen der im Quarzphyllit zirkulierenden Lösungen.

**Kalk und Kalkmarmor.** Die hier behandelten Gesteine kehren in gleicher Ausbildung in den Radstädter Tauern wieder, wie aus der Beschreibung der Radstädter Kalke von F. Trauth hervorgeht. Eine Ausnahme scheinen nur gewisse Graphitkalke zu machen, die daher eigens angeführt werden. Zu unterscheiden sind: 1. Dichter dunkler Kalk, reich an tonigen Substanzen, stellenweise mit phyllitischem Glimmerüberzug. Vorkommen: Tschaneckschollenzzone, bis zu 2 m Mächtigkeit. Im Steinbruch Litzldorf bei St. Michael, am Tschaneck-NO-Kamm und im Graben am rechten Wolfsbachgehänge wird der dunkle Kalk von einem Netz weißer Kalkspatadern durchzogen. 2. Hellgrauer dichter Kalk mit Glimmerhäutchen, ebenfalls auf die Tschaneckschollenzzone beschränkt und im Gebiete der Torscharte häufig. Nicht über 10 m mächtig. Durch Verknertung mit phyllitischem chloritreichem Material kommt es an der Torscharte zur Ausbildung von Flaserkalken. 3. Dunkelgraublauer feinkristallinischer Kalk; meist im Verbands der Bänderkalke. 4. Bänderkalk und Bändermarmor. Vor allem in der Lisabichlschollenzzone häufig, fehlt er auch der Tschaneckschollenzzone selten. Maximale Mächtigkeit: 20 m. 5. Glimmerkalk und Glimmermarmor. Plattenkalke mit reichem Serizitbelag auf der Schichtfläche. Farbe des frischen Bruches: Grau bis weiß, oft auch gelblichbraun. Die braun anwitternden Kalktafeln mit sandig-rauher Oberfläche stellen den häufigsten Typus der unterostalpinen Kalke dar. In der Tschaneckschollenzzone bevorzugen sie höhere tektonische Lagen und sind dann mit Quarzphyllit verschuppt. Sie bilden den vornehmlichsten Gesteinsbestandteil der Lisabichlschollenzzone. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Glimmermarmoren der Hochalmschieferhülle ist nicht zu erbringen. Aus den Radstädter Tauern ist diese Tatsache schon längst bekannt und hat dort verschiedentlich eine Rolle für die Deutung des Gebirgsbaues

gespielt. Im Mikroskop tritt der reichliche Albitgehalt (einschlußreiche Albitporphyroblasten inmitten des Karbonatgemenges) hervor. 6. Grobkörniger weißer Kalkmarmor. Pyritknollen bis zu 8 mm Durchmesser sind zu beobachten.

Ist schon die Altersbestimmung der „Radstädter Kalke“ nicht einfach und keineswegs durchgehend geklärt, so finden wir uns naturgemäß bei den Kalken der unterostalpinen Schollenzone des Aufnahmegebietes noch größeren Schwierigkeiten gegenüber. Während V. Uhlig sämtliche Kalke und Marmore der Radstädter Tauern als „Jurakalke und Juramarmore“ zusammenfaßte, trennte L. Kober ein triadisches Muschelkalkniveau ab. Für eine Zuteilung eines Teiles unserer Kalke zum Muschelkalkniveau ergeben sich mehrere Anhaltspunkte. So kommt den drei oben erwähnten Ausbildungen dunklen, von weißen Kalkspatadern durchzogenen Kalkes die geforderte Lage zwischen Quarzit und Triasdolomit zu. In derselben Position finden sich grau-weiß gestreifte Bänderkalke (W-Anstieg zum Tschaneck-S-Gipfel). Am auffallendsten ist das Vorkommen weißen grobkörnigen Marmors über dem Quarzit und unter dem 25 m mächtigen Triasdolomit von Dornbach, wo wir mit Sicherheit feststellen, daß sich die weißen Kalkmarmore hier im primären stratigraphischen Schichtverbande befinden. Diese Tatsache verdient deshalb hervorgehoben zu werden, weil derart grobkörnige Kalkmarmore dem Schichtverbande der Radstädter Tauern fehlen. Allfälligem Zweifel, ob die hochkristallinen Kalkmarmore des Aufnahmegebietes denn wirklich mit den Radstädter Kalken in Beziehung zu setzen und als mesozoisch anzusehen sind, ist das Profil von Dornbach entgegenzuhalten, aus dem ersichtlich wird, daß der reinste und grobkörnigste Kalkmarmor unserer Schollenzone ein geologisches Niveau einhält, das nach den Regeln der auf Analogieschlüssen aufgebauten zentralalpiner Stratigraphie als triadisch (Muschelkalkniveau) anzusehen ist. Daraus folgt, daß die Kalke der unterostalpinen Schollenzone zwischen Mur- und Maltatal, ähnlich den Triasdolomiten, eine deutlich erfassbare Umwandlung (Kornvergrößerung) bedingt durch intensive tektonische Beanspruchung, wahrscheinlich ebenfalls gegen S fortschreitend, erfahren haben.

Graphitkalk und Graphitquarzitkalk. „Graphitische Kalke (Karbon)“ wurden erstmals von L. Kober am Katschberg beschrieben. Nicht über 5 m mächtig, treten sie in Gefolgschaft der Bänderkalke auf, sind auf die Lisabichschollenzone beschränkt und im S bis zum Stubeck-W-Kamm nachzuweisen. Von Bänderkalken, denen im Hauptbruch dunkle, stark graphitisch abfärbende Lagen eingeschaltet sind, führen Übergangstypen zu eigentümlichen Graphitquarzitkalken. Es sind ebenflächig plattige, auch im Querbruch dunkel und gleichmäßig geschichtete Gesteine, an deren Aufbau sich Quarz und Kalkspat in gleicher Menge beteiligen. Graphitschnüre durchziehen den Dünnschliff, untergeordnet tritt Muskowit auf, Pyrit ist vorhanden.

Angesichts der fehlenden Vergleichsmöglichkeiten in den Radstädter Tauern ist es nicht leicht, über die stratigraphische Stellung der Graphit- und Graphitquarzitkalke eine Entscheidung zu treffen. Es

ist zu bedenken, daß den Karbonvorkommen im näheren und weiteren Umkreis unserer unterostalpinen Zone Graphitkalke und Graphitquarzitkalke fehlen. Die enge Verknüpfung mit den Bänderkalken (Radstädter Kalken) scheint eher für mesozoisches Alter zu sprechen. Vielleicht handelt es sich um Abkömmlinge der Pyritschiefergruppe, die hier in stark verfalltem Zustand im Verbands der jurassischen Bänderkalke vorliegen.

**Quarzphyllit.** Quarzserizitchloritphyllit. Graugrüne Glimmerlagen bedecken den stets unruhig gewellten Hauptbruch. Im Querbruch sind nur auf kurze Strecken hin anhaltende Quarzschnüre und Quarzlinien zu sehen. Rostbraune Eisenfärbungen sind häufig. Ein bezeichnendes Merkmal der Quarzphyllite und der in ihren Verband gehörigen Gesteine ist das stets unfrische Aussehen, bedingt durch die postkristalline Deformation.

F. Becke zählte die Quarzphyllite, die er unter den Begriff „Katschbergschiefer“ einreichte, der „Schieferhülle“ zu. V. Uhlig erkannte den Zusammenhang wenigstens eines Teiles der Katschbergschiefer mit den Quarzphylliten der Radstädter Tauern. Meine Untersuchungen ergaben, daß die Quarzphyllite, abgesehen von den kleinen Vorkommen von Buntphyllit am Höferberg, in ihrer Gesamtheit von der Hochalmschieferhülle abzutrennen und den im näheren und weiteren Umkreis der Hohen Tauern verbreiteten, meist für paläozoisch gehaltenen Quarzphylliten gleichzusetzen sind. Schon die Gesteinsausbildung ist in all diesen Quarzphyllitgebieten die gleiche, das beweisen aufgesammelte Gesteinsproben aus den Gurktaler Alpen, Radstädter Tauern, Tarntaler Bergen, aus dem Innsbrucker Quarzphyllit und vom Nösslacher Joch. Es sind die mit dem Quarzphyllit entweder schon primär-sedimentär oder durch gemeinsam erlittene rückschreitende Metamorphose enge verbundenen Begleitgesteine, die das Spezifische jedes solchen Quarzphyllitgebietes ausmachen. Es folgt eine kurze Beschreibung der Begleitgesteine des unterostalpinen Quarzphyllites zwischen Mur- und Maltatal:

**Diaphthoritischer Gneis.** Im Aufnahmegebiet nicht nachgewiesen. N vom Murtal aber, so am Hohlweg unter dem Peterbauern, dann am Trogfrey und am klarsten in dem kleinen Steinbruch W von Mauterndorf, sind Gneisabkömmlinge in diaphthoritischem Zustand als Einlagerungen im Quarzphyllit zu beobachten.

**Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.** Schon von F. Becke an der Basis der alkristallinen Glimmerschiefer beschrieben. Umbildungen von Granat zu Chlorit sind bereits makroskopisch zu beobachten. Beim Hause Stiebl, 150 m W vom Weiler Oberfranken-berg, ist eine Mylonitbildung bis zur völligen Unkenntlichkeit des primären Granatglimmerschiefers aufgeschlossen. Während noch beim Hofe Oberfranken und von hier auf der ganzen Strecke des Fahrweges bis hinunter zum Hof Aschbach der frische bläulichgraue Glimmerschiefer ansteht, trifft man im kleinen Bruch beim Hause Stiebl ein graubraunes, grusig zerfallendes Gestein an, in dem noch einige fettig anzugreifende abgeschliffene Rutschflächen zu erkennen sind. Das Gestein liefert ein sehr geeignetes zementartiges Material für den Wegbau.

**Grünschiefer.** Fehlt S der Mur. Ein dem mächtigen Vorkommen in der Gegend von Trogfrey entnommenes Handstück unterscheidet sich makroskopisch nicht wesentlich von den Grünschiefern der Hochalmschieferhülle, im Mikroskop aber treten recht bezeichnende Unterscheidungsmerkmale auf, die eine weit vorgeschrittene mechanische Aufarbeitung der Gemengteile erkennen lassen.

**Quarzit.** Mit zunehmendem Quarzgehalt gehen aus den Quarzphylliten häufig Quarzite hervor. Niemals erreichen sie den Tafelquarzittypus der Radstädter Quarzite.

**Graphitquarzit.** Selten, zum Beispiel Tschaneck-SO-Hang.

**Graphitphyllit.** Dunkelgefärbte Quarzphyllite, im Hauptbruch überzogen mit kohlig abfärbenden Substanzen. Diese Gesteine sind ungemein häufig; sie fehlen keinem größeren Aufschluß und gehen den Quarzphylliten ein ganz besonderes Gepräge. Wenn F. Becke „Armut an kohligen Substanzen“ als ein Kennzeichen der Katschbergschiefer anführt, so dürfte damit das Fehlen der dunklen kalkfreien Phyllite der Hochalmschieferhülle, wie sie den Kalkphylliten zwischengelagert sind, gemeint sein. Sind schon im normalen Quarzphyllit Harnischflächen häufig zu beobachten, so begünstigen die dunklen, von graphitischen Substanzen überzogenen Schichtflächen der Graphitphyllite die Ausbildung spiegelglatter Harnischflächen ganz besonders. Im großen bewirken die Gesteine Erdrutschungen, die sich auf weite Strecken hin nachteilig für den Waldbestand auswirken. Das größte dieser Rutschgebiete befindet sich im Einzugsgebiet des Grabens, der N vom Lerchbüchl aus dem Katschgraben in W—O-Richtung gegen das Aineck ansteigt. Hier befindet sich am mäßig steil zur Sohle des Grabens abdachenden Hang eine Gesteinsmasse von 80 bis 100 m Höhe in Bewegung. Die Bäume sind entwurzelt und das durchnäßte Rutschgebiet vegetationslos. Ein zweites Rutschgebiet von beträchtlichem Ausmaße geht mit den Quarzphyllitaufschlüssen im Wildbachgraben am rechten Gehänge der Wolfsbachschlucht einher. Derzeit kommt man dem Forstschaden durch vorzeitiges Abschlagen des Waldbestandes in beiden Gebieten entgegen.

Zur geschichtlichen Entwicklung des Begriffes „Katschbergschiefer“:

D. Stur und G. Geyer hatten den scharfen Gegensatz zwischen der Tauernschieferhülle und dem altkristallinen Glimmerschiefergebirge des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes im O klar ausgesprochen. F. Becke erkannte zwar 1908 die grundlegende Verschiedenheit der Quarzphyllite gegenüber den Gliedern der Hochalmschieferhülle im heutigen Sinne, ließ diese Gesteine auch unter Aufzählung sämtlicher unterscheidender Merkmale unter dem Ausdruck „Katschbergschiefer“ zusammen, hielt sie aber dennoch im Anschluß an G. Geyer für das hangendste Schichtglied der Tauernschieferhülle. Und so kam es, wozu die ungünstigen Aufschlüsse O vom Katschbergpaß wohl mit beitrugen, daß F. Becke 1908 die Katschbergschiefer scharf vom Altkristallin des Ainecks trennte, von jenem „wulstig gefalteten, biotithaltenden Granatglimmerschiefer, der sich als ein ganz anderes Gebirgsmitglied erweist und, wie schon längst von Geyer und anderen erkannt, mit einer Störungslinie an die Gesteine der Schieferhülle angrenzt“. Die Behauptung einer scharfen Grenzlinie zwischen Katschbergschiefer und Granatglimmerschiefer des O blieb bis heute unangefochten.

Im selben Jahre beobachtete V. Uhlig im Taurachtal einen allmählichen Gesteinsübergang vom Twenger Kristallin (hierher gehört auch der Mauterndorfer Gneismylonit) zu rein phyllitischen Gesteinen und er stellte fest, daß

letztere den Katschbergschiefern sehr ähnlich sind. Auf seine Anregung hin untersuchte F. Becke die betreffenden Übergangsglieder des Taurachtales. Dem Ergebnis dieser petrographischen Untersuchung, in welcher auf Grund von Relikten die Herkunft der phyllitischen Gesteine des Taurachtales aus Gneisen in rückschreitender Metamorphose erwiesen wird, verdankt die Wissenschaft die Aufstellung des Begriffes Diaphthorese durch F. Becke.

Im Jahre 1909 faßte F. Becke die Möglichkeit ins Auge, daß in den Katschbergschiefern ebenfalls solche Diaphthorite von Gneisen vorhanden sein könnten, betonte aber gleichzeitig, daß nach dem gegenwärtigen Stande der geologischen Detailuntersuchung in der Katschberggegend für eine derartige Annahme keine Beweise vorliegen: „Ist schon in dem Schieferzug von Tweng die Scheidung von Phylliten, das heißt Abkömmlingen von Sedimenten in direkter Metamorphose und Diaphthoriten der Gneise und Glimmerschiefer im Felde fast unmöglich, so wird das am Katschberg, wo die tektonischen Linien näher zusammenrücken, ganz aussichtslos.“ Wir können die frühen, auch heute noch zurecht bestehenden Erkenntnisse F. Beckes in betreff der Genese der Katschbergschiefer (unterostalpine Quarzphyllite) kurz wie folgt zusammenfassen: Die Katschbergschiefer stellen, wie das nach B. Sander für die Mehrzahl der alpinen Phyllite zutrifft, „Phyllonite“ dar.

Was nun aber die Unsicherheit des Begriffes Katschbergschiefer ausmachte, das waren die geologischen Folgerungen. V. Uhlig trennte 1908 die Quarzphyllite von der Tauernschieferhülle ab, hielt aber anderseits die scharfe Grenzziehung zwischen Quarzphyllit und Granatglimmerschiefer des O in vollem Maße aufrecht. Innerhalb beider Grenzlinien war die Möglichkeit gegeben, in dem seiner Genese nach nicht vollständig erfassbaren Phyllitgebiet sowie Deckeneinheiten zu konstruieren, als dem jeweiligen Erforschungszustand der Tektonik der Radstädler Tauern und des O von diesen gelegenen Gebirgen entsprach. So finden wir bei V. Uhlig in den Quarzphylliten (Katschbergschiefern) die tektonischen Äquivalente der Quarzit-Gneis-Decke und der Schladminger Masse vertreten, bei L. Kober die penninisch-ostalpine Mischungszone und die unterostalpinen Deckeneinheiten.

Demgegenüber haben die Untersuchungen der geologischen Neuaufnahme ergeben: Es ist unmöglich, das unterostalpine Quarzphyllitgebiet an einer scharfen Grenze vom Glimmerschiefer-Gneis-Gebiet der Steirisch-Kärntnerischen Nocke abzutrennen oder gar hier eine tektonische Linie erster Ordnung hindurchzulegen. Dieselbe post-kristalline Deformation ging über beide Gebiete hinweg. Beide gehören demselben altkristallinen Gesteinsverband an. Eine Reihe von Gesteinsübergängen vermitteln zwischen beiden Einheiten.

### D. Altkristallines Glimmerschiefergebirge.

Die Breite des Saumes, der sich zwischen die Quarzphyllite im W (Liegendes) und die Glimmerschiefer im O (Hangendes) einschiebt und Gesteinsausbildungen erfaßt, die je nach dem angewandten Unterscheidungsprinzip zur einen oder zur anderen Gesteinsgruppe gerechnet werden können, beträgt 0,5 km. Dasselbe Verhältnis Phyllit zu Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer) tritt uns hier entgegen, das aus den benachbarten altkristallinen Gebieten hinlänglich bekannt ist. F. Becke machte die Zuteilung fraglicher Gesteinstypen zum Quarzphyllit oder Glimmerschiefer in erster Linie vom Biotitgehalt abhängig. Doch scheint der Biotitgehalt, wie schon aus den mikroskopischen Befunden F. Beckes hervorgeht, den diaphthoritischen Einwirkungen einen besonders geeigneten Angriffspunkt entgegenzustellen. Dort, wo die Grenzverhältnisse Glimmerschiefer—Quarzphyllit günstigere sind, fällt es ungemein schwer, die Abgrenzung der

Gesteine nach dem Biotitgehalt durchzuführen. Chloritreiche, ihrer tektonischen Stellung nach mit Sicherheit den unterostalpinen Quarzphylliten angehörende Gesteine der Torscharte führen Biotit in nicht unwesentlicher Menge.

Als Unterscheidungsmittel beider Serien und somit als Kriterium für die Eintragung der Grenzlinie auf der geologischen Karte waren folgende Merkmale maßgebend: 1. Der makroskopisch erkennbare Gehalt an Granat. Im Quarzphyllit sind Granaten makroskopisch nicht zu erkennen. Das altkristalline Glimmerschiefergebiet hingegen setzt sich der Hauptsache nach aus Granatglimmerschiefern zusammen. 2. Das Vorkommen von Graphitphyllit. Als ein bezeichnendes Merkmal der unterostalpinen Quarzphyllite wurden Graphitphyllite angeführt. Sie fehlen dem Glimmerschiefergebiet. Innerhalb des Schichtstoßes der unterostalpinen Quarzphyllite sind die Graphitphyllite an kein bestimmtes Niveau gebunden. Sie finden sich im Liegenden, zum Beispiel O unter dem S-Tschaneck, ebenso wie im Hangenden, zum Beispiel Stubeck-W-Kamm. Nach oben hin setzen die Graphitphyllite recht unvermittelt aus, so daß sie als Leithorizont für die Kartierung von Wert sind.

Das gegen W solchermaßen abgegrenzte Glimmerschiefergebiet erreicht im O bald den Kartenrand, ohne in seinen gesteinskundlichen Aufbau näheren Einblick zu gewähren. Es macht sich hier schon die allgemeine Armut an geologischen Aufschlüssen, wie sie das gesamte Steirisch-Kärntnerische Nockgebiet beherrscht, geltend.

**Granatglimmerschiefer.** Bezeichnend für das frische Gestein ist die graue bis hellbläuliche Farbe. Der trefflichen Beschreibung F. Beckes ist nichts hinzuzufügen.

**Paragneis.** Einschaltungen von meist biotitführendem Gneis im Glimmerschiefer häufig. Günstige Aufschlüsse bietet der Laußnitzgraben und der Aineck-W-Abfall.

**Grünschiefer.** Sattel zwischen P. 2158 m und dem Koröckgipfel.

**Kristalliner Kalk und Glimmermarmor.** Zwei kleine Vorkommen am Sattel 300 m SSW vom Koröckgipfel, bis 1,5 m mächtig.

**Vorkommen tertiärer Braunkohle.** R. Staber beschrieb aus dem oberen Teile des Laußnitzgrabens in 1700 m Seehöhe an zwei Stellen das Vorkommen tertiärer Braunkohle, und zwar beide Male an Erdrutschungen gebunden. Anstehend wurde die Kohle noch nicht gefunden; auch meine diesbezüglichen Untersuchungen blieben erfolglos. Das vermutete Braunkohlenvorkommen im „Kohlgraben“ besteht nicht zurecht. Es handelt sich dort um Graphitphyllite im Verbande der unterostalpinen Quarzphyllite.

### Erzlagertstätten.

O. Friedrich hat in neuerer Zeit die Erzlagertstätten des Aufnahmsgebietes sowie die der näheren und weiteren Umgebung einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Als sehr bemerkenswertes Ergebnis dieser Arbeiten erscheint der Nachweis engen genetischen Zusammenhanges zwischen Vererzungstypus und geologisch-tektonischer Position der Lagerstätten.

Abgesehen von untergeordneten Vorkommnissen können wir im Aufnahmegebiet mit O. Friedrich zwei Vererzungszonen unterscheiden: 1. Die Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden; sie sind an die Marmore der Silbereckmulde gebunden. 2. Die Goldquarzlagerstätten vom Typus Schellgaden, die auf 25 km langer Strecke am O-Ende der Hohen Tauern ein konstantes tektonisches Niveau im Hangenden der Zentralgneise der Hochalmdecke einhalten.

Im folgenden sind einige Beobachtungen mitgeteilt, die im Laufe der geologischen Neuaufnahme im Bereiche der Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden angestellt wurden und als Ergänzungen zu den Untersuchungen O. Friedrichs zu werten sind.

1. Arsenkiesbergbau Rotgülden am rechten Hang des Rotgüldentalles. Im Jahre 1935 sammelte ich im Bergbau Rotgülden eine Kalkspat-Magnetkies-Stufe, die in einem von Kalkspatrhomboedern flankierten Hohlraum einen Flußspatwürfel erkennen läßt (Kombination: Hexaeder-Rhombendodekaeder, Kantenlänge des Würfels 5 mm, hellgelblich bis farblos). Die Bestrahlung mit ultravioletem Licht, für die ich Herrn Professor Dr. H. Leitmeier zu Dank verpflichtet bin (Ausführung Dr. Haberlandt), ergab blaßblauviolette, bei Tieftemperatur (in flüssiger Luft) grünliche Fluoreszenzfarbe.

Flußspat war bisher aus dem Bergbau Rotgülden sowie den anderen Lagerstätten vom Typus Rotgülden nicht bekannt. Die Stufe wurde dem Anstehenden entnommen, und zwar in jenem leicht zugänglichen Abbauraum am Ende des Friedrich-Unterbaustollens, in dem die letzte Abbautätigkeit vor Einstellung des Betriebes in den zwanziger Jahren stattfand.

2. Silberock-OSO-Kamm. An der S-Flanke des Silberock-OSO-Kammes, in jenem weit gegen das Ankogelmassiv zurückgreifenden Keil des Liegendmarmorzuges der Silberockmulde, 50 m über dem schuttbedeckten Boden des Altenberger Kessels befindet sich eine ganze Reihe alter Einbaue. Haldenreste und ein alter Erzweg sind noch zu erkennen. Ein auf der Halde aufgesammeltes größeres Erzstück zeigt Pyritkristalle von 4 cm Größe.

3. Westbegrenzung des oberen Ebenlanischkars. In der breiten rinnenartigen Einmuldung, die in SW-Richtung aus dem Ebenlanischkar gegen die Ödenlanischscharte ansteigt, wurden alte Einbaue aufgefunden. Sie stellen somit das südlichste bisher bekannte Vorkommen der Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden dar.

Anstehend sind Erzimprägnationen im Marmor reichlich zu beobachten. Die auf den Halden in großer Menge angetroffenen Erzstufen kommen den betreffenden vom Bergbau Rotgülden in ihrer Ausbildung sehr nahe. Arsenkies und Pyrit stellen den Hauptanteil. Im ganzen wurden fünf Stollen beobachtet, sämtliche schon nach kurzem Verlauf untertags verbrochen.

An zwei Stellen in der östlichen Silberockmulde wurde ein von der normalen Ausbildung der Arsenkieslagerstätten Rotgülden insofern abweichender Vererzungstypus angetroffen, als dieselben Erze, also hauptsächlich Arsenkies und Pyrit, an Quarzgänge gebunden, in den Phylliten der Silberockmulde, und zwar in nächster Nähe der normalen Marmorvererzungen aufsetzen. Reichlicher Quarzgehalt zeichnet die erzführenden Gesteinsstufen aus.

4. Stollen am O-Hang des das Lieserkar vom Ebenlanischkar scheidenden Kammes, nahe der Kammhöhe, 10 m unter dem Hangendmarmor der Silberockmulde, im Phyllit. Weitere Eintiefungen im Phyllit N davon deuten auf verbrochene alte Einbaue.

5. O-Flanke der Ochsenköpfe (Silberockmassiv). Dort, wo die steilen Phyllitrippen der Ochsenköpfe über dem Altenberger Talhang ansetzen, gehen zwei Stollen einem Quarzgang im Phyllit nach.

Überblicken wir die gesamten Arsenkieslagerstätten-Vorkommen vom Typus Rotgülden, so können wir die Feststellung machen, daß

bloß der Liegendmarmorzug und ausnahmsweise auch noch die dem Liegendmarmor auflagernden Phyllite von der Vererzung betroffen wurden. Diese Tatsache verdient besonderes Interesse, weil sie beweist, daß die erzbringenden Lösungen erst posttektonisch von unten her aus dem Zentralgneisgebiet in die basalen Lagen der Silbereckmulde eingedrungen sind, ohne ein höheres Niveau innerhalb der bereits in mehrere Falten gelegten Silbereckmulde zu erreichen.

#### Schrifttum.

- F. Angel, Der Stüdlgrat (Großglockner). Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1929.
- F. Angel, Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark 1932.
- F. Angel und R. Staber, Migmatite der Hochalm—Ankogelgruppe (Hohe Tauern). Min. u. petr. Mitt. 1937.
- F. Angel und R. Staber, Gestein und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte. Festschrift zur 50-Jahr-Feier des Zweigvereines Osnabrück des Deutschen Alpenvereins 1938.
- F. Angel, Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle, 21. August 1938. Exkursionsbericht zur 24. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im August 1938 in Graz. Fortschr. d. Min. etc., Bd. 23, II. Teil, 1939. (Nach Abschluß vorliegender Arbeit erschienen.)
- F. Becke, Referat über Geyers Arbeiten. N. Jahrb. f. Min. etc. 1894, II.
- F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXV, Abt. I, 1906.
- F. Becke, Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVII, Abt. I, 1908.
- F. Becke, Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherk. 1908.
- F. Becke, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVIII, Abt. I, 1909.
- F. Becke, Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Tauern. Geolog. Rundschau, Bd. III, 1912.
- E. Clar, Zum Kapitel Lösungsansatz in Kalken. N. Jahrb. f. Min. etc., Abt. B. LX. Bfg., B, 1928.
- E. Clar, Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 146, 1937.
- H. P. Cornelius und E. Clar, Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes, 1 : 25.000. Wien 1935.
- O. Friedrich, Über den Vererzungstyp Rotgülden. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLIII, Abt. II, 1934.
- O. Friedrich, Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. Berg- und Hüttenmännisches Jahrb. 1935.
- O. Friedrich, Wismutglanz und Freigold von Rotgülden, eine Nachlese. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLIV, Abt. I, 1935.
- O. Friedrich, Über die Vererzung des Nockgebietes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLV, Abt. I, 1936.
- G. Geyer, Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1892.
- G. Geyer, Vorlage des Blattes „St. Michael“. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1893.
- L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. XCVIII, 1922.
- B. Sander, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht.) Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. LXXXII, 1911.

R. Schwinner, Das Paläozoikum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1925.

R. Schwinner, Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXXXVI, Abt. I, 1927.

R. Schwinner, Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

R. Schwinner, Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

R. Staber, Tertiärkohlen in Oberkärnten. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1933.

G. Steinmann, Über die Stellung und das Alter des Hochstegen-Kalkes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1910.

D. Stur, Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1854.

F. Trauth, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. C u. CI, 1926/28.

V. Uhlig, Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVII, Abt. I, 1908.

### Erklärung zu den Tafeln.

- Abb. 1. Tektonische Breccie. Die hellweiße Quarzitscholle liegt walzenförmig eingedreht im Marmor, von diesem rings umschlossen. Schurfspitz-O-Kaunm.
- Abb. 2. Tektonische Breccie. Eine linsenförmige Quarzitscholle schwimmt isoliert im Marmor. Schurfspitz-SW-Flanke.
- Abb. 3. Marmor-Aplitgneis-Verfaltung im Melnikkar. Schlingenartig durchsetzen die Aplitgneisfalten die Marmorbänke. Hangendmarmor des Gesteinszuges IV, Riegel W vom Melnikbach.
- Abb. 4. Marmor-Aplitgneis- (Augengneis-) Verfaltung. Die Marmorbänder bilden rinnenartige Vertiefungen im Gneis. Loibspitz-S-Wand.
- Abb. 5. Diskordante Granitgneis-Marmor-Grenze. Der Grenzsaum wird durch ein Band tektonischer Gneis-Marmor-Breccien markiert. Im Vordergrund rechts sind Quarzit- und Gneislinsen inmitten des Marmors deutlich aufgeschlossen. Links unten: Granitgneis. Schurfspitz-W-Flanke.



Abb. 1.



Abb. 2.

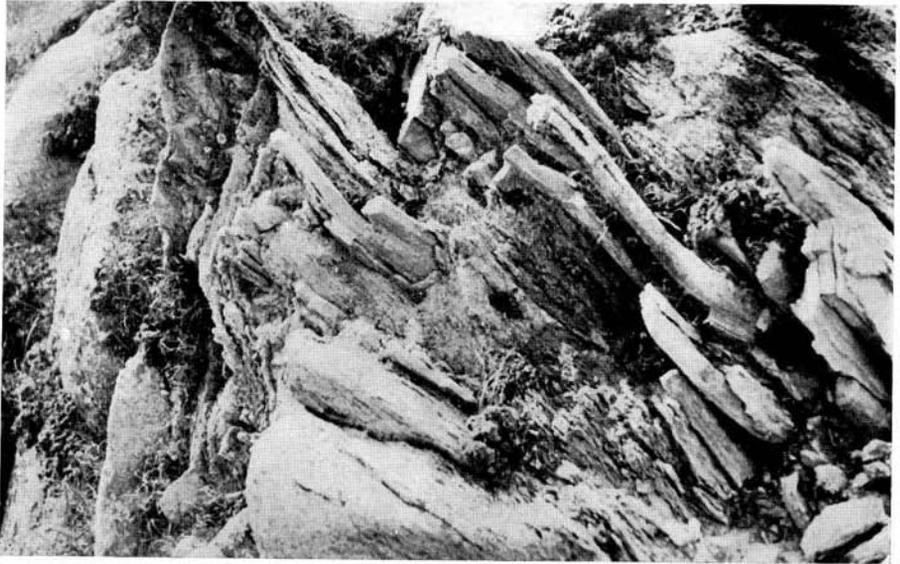


Abb. 3.



Abb. 4.

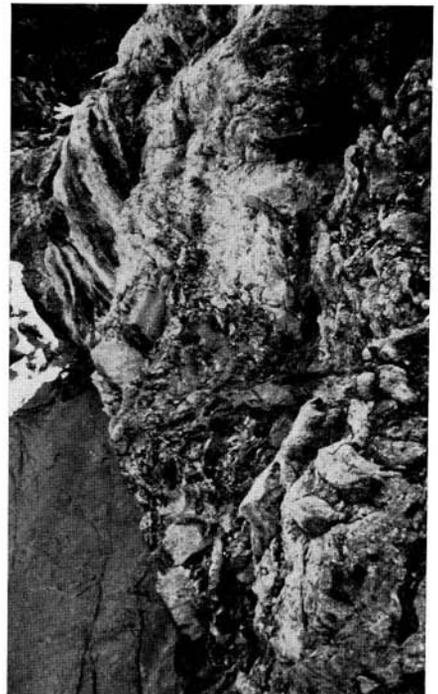


Abb. 5.