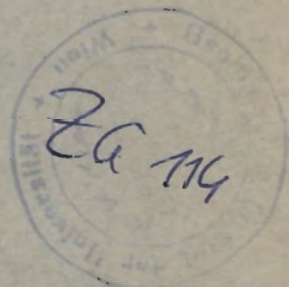


MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien



Schriftleitung
Edith Kristan



WIEN
11. Bd. - 1960

Her ausgeber: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien - Geologisches Institut der Universität Wien

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Wien 1960

11. Band

Inhalt

LESKO, I.: Geologische und Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark	3
SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalk- spitze	67
ZADORLAKY-STETTNER, N.: Neue geologische Beobachtun- gen aus dem Wienerwald	111
KIRCHMAYER, M. und CASENSKY, O.: Die Kamb'sche Be- ziehung des Auszählkreises zur Anzahl der Meßdaten bei der Darstellung von Strukturen in Diagrammen	117

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien. Schriftleitung: Edith Kristan. Alle Wien 1, Dr. Karl Luegerring 1, Universität
Wien, Geologisches Institut.

Gedruckt mit Unterstützung des Notringes der Wissenschaftlichen Verbände Österreichs und mit Unterstützung der Niederösterreichischen, Steiermärkischen und Salzburger Landesregierung sowie der Steirischen Magnesit-Industrie-AG.

Alle Rechte vorbehalten
Für den Inhalt sind die Verfasser verantwortlich

Hergestellt durch: Europäischer Verlag, Wien IX.
Druck: Wischniowsky & Co., Wien VII, Mariahilferstraße 116

Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark

Von Imre Lesko

(Mit Tafel 1—8)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	5
Historische Einführung	5
Die Gesteine	6
A. Die kristalline Masse des Kletschachkogels	8
B. Zentralalpine Trias	12
C. Die Karbonserie	14
D. Serie der Grauwackenschiefer	17
„A“. Gruppe der Phyllite und Grünschiefer	17
Karbonschuppen	19
Diaphthoritisches Altkristallin	21
„B“. Gruppe der feinschichtigen „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide	25
E. Gesteine fraglicher Stellung	26
F. Die jüngsten geologischen Bildungen	27
Tektonik des Gebietes	28
Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse	38
Die Lagerstättenverhältnisse des Gebietes	39
A. Der Magnesit-Talkbergbau von Oberdorf	39
B. Die Magnesit-Talklagerstätte am Hohenburg (1382 m)	44
C. Sonstige Magnesitausbisse	47
D. Zur Genesis der Magnesit-Talklagerstätten	47
1. Über die Talkbildung	47
2. Die Frage der Magnesitentstehung	51
Literaturverzeichnis	
A. Zum geologischen Teil	59
B. Zum Lagerstättenkapitel	61

Einleitung

In der hier verfaßten Arbeit liegen die wichtigsten Ergebnisse einer Dissertation, welche ich Herrn Professor Dr. E. Clar verdanke, vor. Die Untersuchungen umfassen ein Teilstück der Grauwackenzone N Leoben zwischen Drittesdorf (E Trofaiachbecken) und St. Kathrein a. d. Laming in Obersteiermark. Die günstige geologische Lage des Gebietes ermöglicht das Studium von bunten Gesteinsserien und wichtigen tektonischen Erscheinungen, die nicht nur lokale, sondern auch regionale Bedeutung haben. Es wurde versucht, die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die Magnesit-Talklagerstätten des Gebietes in ihren Zusammenhängen zu betrachten.

Gedankt sei an dieser Stelle Herrn Professor Dr. E. Clar für die Themenstellung sowie für viele wertvolle fachliche Anregungen. Vielen Dank schulde ich der Steirischen Magnesitindustrie A. G. für das großzügige Entgegenkommen im Zusammenhang mit den Lagerstättenuntersuchungen.

Historische Einführung

Die ältesten geologischen Arbeiten über die Grauwackenzone liegen schon zu Anfang des vorigen Jahrhunderts vor. Geologische Karten, die auch das betreffende Gebiet umfassen, wurden von M. Vacek (1911), F. Heritsch (1922), J. Stiny (1933) und von K. Metz (1957) veröffentlicht. H. Vettters (1911) beschrieb die geologische Position der morphologisch hervortretenden, von Kapfenberg über Kotzgraben—Kletschachgraben bis in das Trofaiachbecken führenden Störungszone und nennt sie „Trofaiachlinie“. Er sieht in ihr eine Blattverschiebung mit E—W Bewegungen. F. Heritsch (1911) trat Vettters Auffassungen bezüglich der Trofaiachlinie entgegen und sieht diese markante Störungszone als Überschiebungsbahn. Geologisch-petrographische Untersuchungen wurden von L. Hauser (1934, 1938 und 1939) am W Ende des Kletschachkristallins und im Bereich der „Kaintaleckschollen“ durchgeführt. L. Hauser sowie F. Angel (1924) und K. Metz (1958) stellten fest, daß das Kletschachkristallin — auf Grund der Gesteinsgesellschaft und Metamorphose — den Kerngebieten des Gleinalmkristallins angehört.

Die Lagerstätten dieses Gebietes wurden bergbaulich und mineralogisch von A. Sigmund (1913), E. Kittl (1919 und 1920) und von G. Matz (1938) bearbeitet. H. Welsch (1938) beschrieb erstmals Talkpseudomorphosen nach Pinolitmagnesit aus dem Magnesitbergbau Oberdorf. Von H. Meixner (1939 und 1952) wurden mineralogische Beobachtungen, die Redolomitisierung des Magnesites u. a. von Oberdorf beschrieben.

Nach kurzer Aufzählung der oben erwähnten Forschungsarbeiten, die mein Arbeitsgebiet unmittelbar berühren, möchte ich über einige zusammenfassende Werke über die Grauwackenzone einen Überblick geben.

In geologischer und stratigraphischer Hinsicht sind im östlichen Abschnitt der Grauwackenzone von H. Mohr (1910) Gliederungsversuche in den altsilurischen Schichtfolgen gemacht worden.

W. Hammer (1924), aus dem Bereich von Mautern im Liesingtal ausgehend, machte eine Gruppeneinteilung für die Gesteine der Grauwackenzone. Er trennte aus der Hangendschichtfolge des Karbons die „Quarzphyllite“ und die „Gruppe der feinschichtigen quarzitären Grauwackenschiefer“ ab.

Ähnlich wurde eine Einteilung von E. Spengler (1926) gemacht. Spengler trennt die mit Kieselsteinen verbundenen Schiefer als silurisch von den übrigen „Grauwackenschiefern“ unbekanntem Alters ab.

R. Schwinner (1936) gab eine Gliederung für die als vorsilurisch angesehenen Schiefersequenzen. Bezüglich der Tektonik in dem Alpenbau und über die Erzführung der Grauwackenzone sind von Schwinner kritische Anschauungen geäußert worden.

Von F. Heritsch (1943), G. Hiessleitner (1931—1935) und von E. Haberfellner (1935) sind grundlegende stratigraphische Arbeiten durchgeführt worden.

Über die Vererzung und Lagerstättenprobleme der Grauwackenzone wurden von K. A. Redlich (1903, 1934 u. a.), O. M. Friedrich (1937, 1942, 1954 usw.), W. Petraschek (1928, 1947, 1953), K. Metz (1938) und von E. Clar (1945, 1954 usw.) wertvolle Arbeiten geleistet.

Über den E-Abschnitt der Grauwackenzone hat H. P. Cornelius (1952), über den W-Teil K. Metz (1953) die Ergebnisse umfangreicher petrographischer und geologisch-stratigraphischer Studien zusammengefaßt.

In der letzten Zeit sind, von den Zentralalpen ausgehend, von A. Tollmann (1959) über den Alpenbau neue Gedanken gebracht worden.

Die Werke der zuletzt aufgezählten Forscher sind heute noch weniger in die Geschichte der Erforschung eingegangen, sie sind vielmehr mit der Gegenwart und mit deren Problemen verbunden. (Entsprechende Hinweise auf diese Arbeiten sind im Text enthalten.)

Die Gesteine

Es ist eine sehr wechselvolle Ausbildung von Gesteinen und Gesteinkomplexen vorhanden, die altersmäßig unsicher (Fossilarmut) und petrographisch sehr unterschiedlich erscheinen. Da es sich hier um eine tektonische Aufeinanderfolge handelt, werden die Gesteine in Serien geteilt und profilmäßig vom Liegenden gegen das Hangende besprochen. Die einzelnen Serien bilden geologische oder petrographische Einheiten und sind voneinander meistens durch tektonische Linien getrennt.

Technische Anmerkung: Die bei den Dünnschliffen und Anschliffen angeführten Nummern beziehen sich auf das Untersuchungsmaterial, das z. T. beim Verfasser, z. T. bei der Steirischen Magnesit-AG., Wien XIII, Hietzinger Kai 97, aufbewahrt ist.

Stratigraphische Übersicht der Gesteinsgruppen:

Kristalline Gesteine

I. Das Kletschachkristallin:
Schiefergneise — Orthogneise —
Amphibolite — Hornblendegneise
— Mischgesteine — Graphitgneis
— Glimmerschiefer — Mylonite
Pegmatit —

II. Diaphthoritische Altkristallin-
schollen: in die Grauwackenzone
eingeschuppt
Höhere metamorphe Schiefer —
Amphibolite — Aplite — Mar-
more — Serpentin — Glimmer-
schiefer

Altpaläozoikum

Serie der Grauwackenschiefer:

- „A“ Gruppe der Phyllite und Grünschiefer:
Phyllite — Quarzitschiefer — Grünschiefer — Porphyroide —
„B“ Gruppe der „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide (Blaseneck-
porphyroid)

Jungpaläozoikum

I. Die Karbonserie:

Graphitische Schiefer — Kalke —
Dolomite — tuffitische-Abkömmlinge: **U n t e r k a r b o n**
Konglomeratschiefer — Arkose —
Grauwackenschiefer: **O b e r-
k a r b o n (?)**

II. Karbonschuppen:

Graphitische Schiefer — Geröll-
führende Phyllite —
Kalke: **U n t e r k a r b o n (?)**

Mesozoikum

Trias (mittelostalpin)

Quarzite — Quarzitschiefer — Serizitquarzitschiefer — (Chloritoid-
schiefer?): **P e r m o s k y t h**
Dunkle Kalke — (Schwarze Tonschiefer) — Helle Kalke — Rauhwacke
— (Heller Dolomit): **S k y t h — A n i s**

Quartär — Rezent

Verfestigte Flußablagerungen — Schuttmassen — Schwemmkörper —
Kalktuffbildungen

A. Die kristalline Masse des Kletschachkogels

Das morphologisch herausragende Kristallin ist die westlichste Fortsetzung des Troiseck-Floning-Zuges und bildet die tektonisch tiefste Einheit des kartierten Gebietes. Seine Hauptmasse besteht aus Gneisen und Amphiboliten, die sich oft aus verschiedenen Typen zusammensetzen (Hinsichtlich der Struktur und des Mineralbestandes). In kleineren Mengen kommen Migmatite, Aplite, Pegmatite und, an Störungszonen gebunden, Mylonite vor.

1. Die Schiefergneise

In diese Gruppe gehört eine Reihe von Paragneisen, unter ihnen Biotitgneise, Zweiglimmergneise, fein- und grobkörnige Schiefergneise mit Amphiboliten verknüpft, extrem quarzreiche Gneise, die kartierungsmäßig und in der Beschreibung als Schiefergneise zusammengefaßt werden.

Ein Durchschnittstyp von dieser Gruppe wurde in mehreren Schliffen untersucht.

Das Gestein ist hell bis dunkelgrau, feinkörnig gut geschiefert. Stellenweise sind grob- und feinkörnige Lagen miteinander in Wechsellagerung zu sehen.

Makroskopisch sind Quarz, Feldspat und Glimmer zu unterscheiden. Muskowit und Biotit wurden auch nebeneinander beobachtet.

Mikroskopische Bestandteile: Feldspat (Oligoklas bis Oligoalbit), Quarz, Biotit, Zoisit, Epidot, Zirkon, Granat, Titanit und Erz.

Das Gefüge ist lepidoblastisch bis granoblastisch. Die Korngröße wechselt stark quer zur Schieferung. Der Quarz ist parallel zur Schieferung gestreckt und ist stellenweise zwischen die Feldspatkörner eingepreßt. Die verbogenen Feldspatzwillingslamellen und die gefalteten Biotite sind Zeugen einer kräftigen postkristallinen Deformation.

2. Orthogneise (Hausers Granitgneise)

Das Auftreten dieser Typen ist auf das NE und SE des Kohlsattels liegende Gebiet beschränkt.

Es sind helle bis fleckig graue, mittelkörnig leicht geschieferte Gneise, die stellenweise wegen ihrer Glimmerlosigkeit aplitisch erscheinen. Das Gestein ist sehr fest, massig. Im Handstück kann man Quarz, Feldspat, Glimmer und Erz unterscheiden. Magnetit wurde mit Hilfe der Magnetnadel bestimmt.

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge (mikroskopisch) ist granoblastisch mit kataklastischen Bildungen. Die sekundäre Mineralisation (Epidot, Chlorit, Erz) ist die Folge der Diaphthorese. Um das Erz ist Titanit, Chlorit, Chlinozoisit angereichert. Die Feldspatkörner zeigen in der Nähe des Erzkornes leichte faserige Perthitisierung (Alkalizufuhr).

Nach Hausers Untersuchungen entspricht dieser Typ einem Gestein von sekundär zentralgranitischem Habitus, das in der 1. Tiefenstufe metamorphisiert wurde.

3. Amphibolite

besitzen innerhalb des Kletschachkristallins große Verbreitung, bilden im Gneis 0—25 m mächtige Lagen und sind mit dem Gneis durchwegs verbunden. Das Gestein ist fein- bis grobkörnig, schiefrig-massig.

Im allgemeinen wurde der Amphibolit von der Diaphthorese betroffen und ist durch eine spätere Aplitisierung injiziert worden.

Mikroskopische Bestandteile: Hornblende, Feldspat (Plagioklas), Quarz, Muskowit, Rutil, Chlorit, Epidot, Titanit, Ilmenit mit Leukoxen und rhomboedrisches Karbonat.

Auf Grund der Bestimmung sehr basischer Feldspate (40—70 Prozent An) nimmt L. Hauser (1934) an, daß die Amphibolite des Kletschachkogels metamorphe Abkömmlinge von Tiefengesteinen (Gabbros) sind. Angel (1924) verglich die Amphibolite des Kletschachkogels mit der Gleinalmserie (Lammkogel).

4. Hornblendegneis

Das Gestein ist äußerst feinkörnig gut geschiefert. Die Hornblendeführung wurde nur durch mikroskopische Untersuchung erkannt. Bestandteile Quarz, Feldspat, Hornblende (porphyroblastisch), Biotit, Epidot, Zoisit, Granat und Opake. Das Gefüge ist lepto- bis porphyroblastisch.

5. Mischgesteine (Migmatite)

Gesteinsausbildung von migmatischem Charakter kommt am Kletschachkogel bei Kote 1452 m vor.

In einer hellen körnigen Masse aus Feldspat und Quarz liegen stellenweise schwarze Hornblendekristalle (0—8 mm). Die einzelnen Hornblendekristalle sind mit wechselnder Dichte im Gestein verstreut. Diese Erscheinungsform und die Menge an Hornblende ändern sich Meter für Meter.

Biotite sind mit Hornblende verwachsen beobachtet worden und sind wahrscheinlich aus dieser hervorgegangen (Alkalizufuhr). Das Gestein stellt wahrscheinlich eine Randausbildung zwischen Amphibolit und Gneis dar. Hauser (1934) stellte fest, daß in diesem Migmatit ein Granit von zentralgranitischem Habitus in den Amphiboliten in postkristallinem Zustand mit deutlicher Kristalloblastese injiziert wurde.

6. Graphitgneis

a) bleigrau bis dunkelgrau, gut geschiefert, enthält feine helle und dunkle Lagen. Besteht hauptsächlich aus Quarz und Feldspat. Der Graphit liegt in Form von feinen Schuppen und Lagen zwischen den Quarzkörnern. Der Glimmer (Bi) kann auch fehlen.

Pyrit tritt mit bläulichen Anlauffarben als dünne Schnüre auf oder ist im Gestein fein verteilt. Der Typ ist im oberen Guggnitzergraben anzutreffen.

b) Ein anderer Typ kommt unterhalb Hölli in dem im Karbon auftauchenden Kristallin im Laintal vor. Das Gestein ist grau, körnig, leicht geschiefert.

Die auf der „s“-Fläche metallisch glänzende oder in dem Korngefüge fein verteilte Graphitführung gab den Anlaß, das Gestein als Graphitgneis zu bezeichnen. Als Mineralbestandteile sind fettglänzender Quarz, wenig Feldspat und Graphit aufzuzählen. Die Graphitschuppen legen sich um Quarzkörner. Mit freiem Auge ist kein Glimmer zu sehen.

Der Graphitgehalt kann so hoch sein, daß ein Handstück schwarz abfärbt.

Das Vorhandensein von Graphitgneisen deutet auf eine metamorphe Sedimentserie im Hangenden des Kletschachkristallins.

7. Glimmerschiefer

Es wurden im Kletschachgraben Granatglimmerschiefer in Rollstücken gefunden, die aber anstehend nicht entdeckt werden konnten.

8. Mylonite

Diese Bildungen sind an großen Zerreibungshorizonten zu finden, die entweder innerhalb des Kristallins oder an dessen tektonischem Kontakt mit anderen Gesteinselementen entstanden sind (an der Basis der Grauwackenzone). Mylonite und Pseudotachilite am Kletschachkogel sind auch von L. Hauser (1934) beschrieben worden.

a) Flaserig knotiger Gneismylonit. In den Knoten sind Quarz und Feldspatkörner zu erkennen, die von Biotit umhüllt werden. Die schichtige Struktur des Gesteins wurde während der Durchbewegung vollkommen zerstört.

In dieser stark durchbewegten Zone (W der Ochsalnhütte am Kletschachkogel) kommen grünschieferähnliche Amphibolit-Mylonite, quarzitisches Gneismylonite vor. In der selben Serie treten massigere Serizit-Quarzitschiefer auf, die als tektonische Aufarbeitungsprodukte quarzreicher Gneise angesehen werden können oder stellen eingeschuppte Grauwacken-Elemente dar.

Die Mächtigkeit dieser Zerreibungszone beträgt etwa 25—50 m.

b) Tektonische Breccie an der Basis der Triasschuppen am Kirchkogel (982 m).

Das massige Gestein ist schmutzig dunkelgrün, oft rötlich verwittert. In einer schlecht bestimmbaren Grundmasse sind zerriebener Gneis, Amphibolit und Quarzbruchstücke richtungslos eingeschlossen. An der verwitterten Oberfläche ist besonders deutlich zu sehen, wie die härteren Gesteinsstücke aus der Grundmasse herausragen, wobei der brecciöse Gesteinscharakter hervortritt. Nach den Bestandteilen liegt hier eine feinkörnige polymikte tektonische Breccie vor. Dünnschliff-Beschreibung: (Schliff Nr. 33)

Feldspat: (saurer Plagioklas) stark gefüllt mit „A“ Mikrolith; kataklastisch; das Granulationsgewebe besteht aus feinem Quarz- und Feldspatmörtel. Einzelne Körner haben undulöse Auslöschung (starke tektonische Beanspruchung). Der Feldspat bildet stellenweise hypidiomorphe Porphyroblasten oder ist in der Grundmasse in Form von feinen Splittern verstreut.

Einschlüsse: Serizit, Zoisit, Chlorit, Hornblende, Titanit.

Hornblende: pleochroitisch (hellgrün bis blaugrün); an den Rändern und in den Spaltrissen schwach chloritisiert; bildet kataklastische Prophyroblasten oder ist in der Grundmasse aufgearbeitet worden.

Quarz: undulös; xenomorph, stark kataklastisch, ist stellenweise mit Feldspat und Hornblende verwachsen (Rekristallisationsausheilungen); verhältnismäßig wenig.

Chlorit: (Pennin, Klinochlor?) bildet feine Lepidoblasten, ist größtenteils aus Hornblende entstanden.

Biotit: pleochroitisch (n^{α} : farblos bis hellbraun, n^{γ} : rostbraun; bildet feine Lepidoblasten; selten.

Titanit: meist spitzförmige, gutbegrenzte Idioblasten; ziemlich häufig.

Zirkon: in Form von feinen Idioblasten; selten.

Zoisit: stark zerrissen; hypidiomorph; selten.

Die Grundmasse ist nicht genau bestimmbar, besteht wahrscheinlich aus den feingeriebenen, rekristallisierten Hauptgemengteilen (Hornblende, Feldspat, Quarz).

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge ist porphyroklastisch.

Die alten Strukturen des Gesteins sind postkristallin völlig umgestaltet, wobei das chemische Gleichgewicht der Mineralien gestört wurde. Im petrographischen Sinne ist das Gestein ein rekristallisierter (ausgeheilter) Amphibolit-Gneismylonit (Sander: Blastomylonit) mit Diaphthoresis; geologisch definiert eine feinkörnige tektonische Breccie.

9. Pegmatit

Entlang eines Weges am Kletschachkogel W der Ochsalmhütte kann man aus Lesestücken einen Pegmatitgang auf kurze Strecke verfolgen. Im massigen Pegmatitquarz sind große Muskowitblätter und stellenweise aufgewachsene, bis 2 cm große idiomorphe Feldspatkristalle zu finden.

Daneben konnten keine anderen Mineralien beobachtet werden. Die Pegmatitbildung gehört wahrscheinlich der letzten Phase der sauren Injektion (Aplitisierung) an. L. Hauser (1934) stellt fest, daß die Pegmatite des Kletschachkogels arm sind an Mineralien; es fehlen die Minerale von leicht flüchtigen Stoffen. Neben Pegmatiten sind, wie auch Hauser betont, mehr die Feldspat-Quarzgänge verbreitet.

Somit habe ich versucht, über den mächtigen kristallinen Komplex des Kletschachkogels, ohne in Detailfragen einzugehen, einen petrographischen Überblick zu geben. Neben petrographischen Problemen wurde besonders die tektonische Lage im Zusammenhang mit der Grauwackenzone geprüft.

Aus den Detailbearbeitungen von L. Hauser (1934) mit Bezugnahme auf F. Angel (1924) geht hervor, daß das Kletschachkristallin nach Gesteinsverband und Metamorphose dem Kerngebiet des Gleinalmkristallins angehört. Diese Auffassung wird im weiteren allgemein anerkannt und in der letzten Zeit von K. Metz (1958) als gesichert angenommen.

B. Zentralalpine Trias

Die Grenze Kletschachkristallin-Karbon ist im Streichen durch Quarzite, Rauhacke, kleine und mächtigere Kalk- und Dolomit-Schollen markiert (siehe Karte 1:25.000).

Nachdem in diesem Gesteinsverband keine bestimmbareren Fossilien gefunden wurden, kann man nur auf Grund lithologischer Vergleiche und tektonischer Position annehmen, daß diese Schichtfolge der Semmering-Trias äquivalent erscheint.

Schon J. Stiny (1932) schied auf dem Kartenblatt Leoben-Bruck Kalke und Dolomite unsicherer Alters am Kulm (1483 m) und bei St. Kathrein a. d. Laming aus. Wegen einer tektonischen Verstellung konnte er diese Schichten nach W nicht direkt verfolgen, und wo er es versuchte, zählte er die Kalke wie H. P. Cornelius (1936) auf dem Blatt Mürzzuschlag dem Unterkarbon zu („Thörl-Kalke“).

L. Hauser sieht die Rauhacke zwischen Kletschachgneis und Karbon als tektonische Gebilde an, doch an einer anderen Stelle, im Laintal neben einer Gneisschuppe im Karbon, beschrieb er Gesteine (Serizitphyllite, Arkosen) unter fraglicher „Rannachserie“. Da er nach NE keine ausgedehnte Detailkartierung durchgeführt hatte, blieb bisher der direkte Beweis der Existenz einer fraglichen Trias bzw. „Rannachserie“ zwischen Kohlsattel und St. Kathrein a. d. Laming aus.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß die klastischen Einlagerungen dieser Serie dem „Rannachkonglomerat“ (M. Vacek, 1854) entsprechen. Der Begriff „Rannachserie“ (R. Schwinner, 1926) wurde in der neueren Literatur für die ganze Schichtfolge (Quarzite, unter ihnen Konglomerate, Rauhacke, Kalk und Dolomite) erweitert. Die Quarzite und Konglomerate entsprechen nach K. Metz (1953) und A. Tollmann (1957) dem Permo-Skyth und bilden entgegen L. Hausers „Tektonit“ (1950) eine sedimentäre Folge.

In meinem Arbeitsgebiet konnte ich aus der tektonisch stark reduzierten Gesteinsfolge bei schlechten Aufschlußverhältnissen die unten beschriebenen Schichtglieder auffinden.

1. Quarzite und Quarzitschiefer

In dieser Gesteinsgruppe sind verschiedene Typen vorhanden, die am ehesten an die Quarzite des Semmering erinnern. Unter ihnen sind auf Grund der Lagerungsverhältnisse und makroskopischen Charakteristika verschiedene Arten zu unterscheiden (konglomeratische Ausbildungen liegen nur direkt im Hangenden des Kristallins oder in demselben eingezwickelt).

a) Weißgrau massig ungeschieferter Quarzit; bricht mit ebenen Flächen; auf den Bruchflächen sind feine rostige Tupfen zu sehen. Makroskopisch sind außer Quarz keine anderen Gemengteile zu beobachten.

Das Gestein kommt als massige Lage in Quarzitschiefern an der Triasbasis vor (Guggnitzer Graben).

Ein ähnlicher Typ konnte am Kirchkogel (982 m) zwischen Gneismylonit und bankigem Dolomit beobachtet werden (Tafel 5, Fig. 3).

b) Konglomeratquarzit. Hellgrau grünlich mit deutlichem Schiefergefüge; darin 0—30 mm große weiße und rosa Quarzkörner, die eine vollständige Rundung, aber schlechte Klassierung aufweisen. Die häufig ausgewalzten Gerölle sind in einer quarzreichen phyllitischen Grundmasse eingebettet. Das Gestein geht vielfach in einen feinschiefrigen Serizit-Quarzitschiefer über. Für die sedimentäre Natur dieses Gesteines spricht gegenüber L. Hausers Auffassung vom „Tektonit“: Die Wechselfolge von klastischen und schiefrigen Lagen, eine gute Rundung des Geröllbestandes und das gelegentliche Auftreten von Lyditen unter weißen und rosa Quarzgeröllen.

2. Rauhacke. Gelb-braun bis ockergelb, meist stark porös, zellig löchrig. Im allgemeinen kalkhältig (Kalkrauhwacke).

Das Gestein tritt im Gelände in Form von herausragenden Rippen und Felsinseln in Erscheinung, wobei selten in der Umgebung ein anderes Gestein gut aufgeschlossen ist.

3. Kalke und Dolomite

Der Versuch einer stratigraphischen Zuordnung dieser Gesteine konnte ausschließlich durch Vergleichsmethoden erfolgen. Deshalb unternahm ich Vergleichsbegehungen, wobei ich mich hauptsächlich auf die Arbeit von A. Tollmann (1957) stützte.

a) Dunkelgrauer feinkristalliner, bituminöser Kalk mit schmalen Kalzitadern in unregelmäßiger Netzform. Das Gestein ist oft zerklüftet, enthält dolomitische und brecciöse Partien.

b) Grauer, örtlich fleckiger, massig-feinkristalliner Kalk mit kalzitischer Durchädung (aufgeschlossen im Tullergraben; (Tafel 5, Fig. 7, 8, 9).

c) Hellrosa bis weißgrauer feinkristalliner, leicht gebänderter Kalk; schwach marmorisiert. Am häufigsten als schmale Zwischenpartie in hellgrauen bänderigen Kalken zu finden.

Die aufgezählten Typen (a, b, c) gehören auf Grund lithologischer Vergleiche aller Wahrscheinlichkeit nach dem Anis an.

d) Am Kirchkogel (982 m) und an der Straße bei St. Kathrein sind graue kristalline, gebänderte Kalke mit einer schwarzen Schieferzwischenlage; unmittelbar in der Nähe sind helle Dolomite aufgeschlossen. Über die Lagerung läßt sich nicht viel aussagen (starke Tektonisierung), doch nach dem Gesteinsverband und dem Aussehen kann man sie als Äquivalente der „Muschelkalk-Dolomite“ betrachten.

e) Auf dem SE auskeilenden Bergrücken des Kirchkogels ist die Grenze Kristallin-Trias deutlich sichtbar.

Hier trifft man neben gebanktem Dolomit dunkelgraue bis blaugraue feinkristalline Kalke, die dünnplattig bänderig erscheinen. Auf den oft gewellten oder gefalteten „s“-Flächen sind örtlich limonitisierte Pyrite und umkristallisierte Crinoidenreste zu finden. Dieser „fragliche Trias“-Kalk erinnert in erster Linie an die Karbonkalke der Grauwackenzone.

Dieser Vermutung gaben schon Stiny (1930) und Cornelius (1952) Ausdruck. Wo eine direkte Unterscheidung dieser fraglichen Kalktypen nicht möglich ist, kann man sich nur nach dem Gesteinsverband richten. An der Kirchkogelspitze ist ein fazieller Übergang von dem vorhin erwähnten Kalk in sicher triadischen, hellen, örtlich bankigen Dolomit festzustellen. Diese Tatsache berechtigt uns zu der Äußerung, daß Kalke von karbonischem Habitus in der Trias vorhanden sind.

Mangels guter Aufschlüsse kann nicht mit Sicherheit behauptet werden, ob diese hier auftretende Trias faziell dem Semmering- oder dem Radstädter Mesozoikum — nach Tollmanns Aufstellung (1957) — nähersteht. Doch sind hier Gesteinselemente vorhanden, die in beiden klassischen Gebieten auftreten und für die zentralalpine Trias charakteristisch sind (Quarzite, Rauhacken, verschiedene Kalke und Dolomite mit schwarzen Tonschiefern).

C. Die Karbonserie

Sie bildet die tektonisch nächst höhere (paläozoische) Einheit über den Triasschuppen auf dem Kletschachkristallin. Großgeologisch gehört sie der unteren Einheit der Grauwackenzone zu („Veitscher Decke“). Ihr Gesteinsbestand besteht überwiegend aus graphitisch pigmentierten Schiefern, Konglomeratschiefern und aus Kalken und Dolomiten. In kleineren Mengen kommen Arkosen, Grauwackenschiefer und tuffitische Gesteine (Grünschiefer) in graphitischen Schiefern eingeschaltet vor.

1. Graphitische Schiefer

a) Feinschichtig, graphitreich. Schwarz, feingeschiefert bis plattig, leicht gewellt oder gefaltet mit isoklinalen Spitzfalten, örtlich mit Scherfalten. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus Quarz; Graphit ist lediglich zwischen den feinen Quarzlagen vorhanden. In diesem leicht metamorphen Gestein kann man den starken Sedimentationswechsel von feinsandigem und tonigem Material erkennen.

Der Graphit reichert sich meistens in der Nähe von Bewegungsflächen (Harnischen), Störungslinien an, wobei der Quarz massig und „gereinigt“ wird (tektonische Substanzregelung).

b) Sandig graphitarm.

Das Gestein ist grau bis schwarzgrau, feinkörnig, deutlich geschiefert; örtlich rostig verwittert. Der Graphitgehalt ist gering, das Stück färbt nicht ab.

Mikroskopische Beschreibung: (Schliff Nr. 147)

Quarz: Undulös; bildet vereinzelt gröbere Körner und serizitische Lagen in der Schieferung. Der Quarz macht ungefähr 95 Prozent der Bestandteile aus.

Talk: Sekundär gebildet; feinschuppig mit Pyrit; von Serizit schwer zu unterscheiden (Talkbildung: siehe Lagerstättenteil).

Turmalin: Stark pleochroitisch; örtlich zonar gebaut; bildet gut begrenzte Einzelkörner.

Feldspat: Kommt als Seltenheit vor (keine Neubildung!).

Graphitische Pigmentierung: Ist im ganzen Gestein fein verteilt vorhanden.

Bemerkung zum Schlift: Ausgezeichnete Schieferung mit Feinkorngefüge; Mikrofalten bzw. Scherfalten geben den Anschein einer sekundären Schieferung (starke Deformation).

2. Konglomeratschiefer, Arkose

Diese Typen gehen ohne scharfe Grenze ineinander und in Schieferlagen über. Ihr Auftreten innerhalb der graphitischen Schiefer folgt keiner bestimmten Regel: rascher Sedimentationswechsel, unregelmäßige Transportverhältnisse. Charakteristisch ist sehr hoher Quarzgehalt und graphitische Beimengung, wobei ersterer auf die gute Auslese des Geröllinhaltes zurückzuführen ist.

a) Konglomeratschiefer

Auf Grund der Karbonpflanzenfunde von Toulou (1877), Mohr (1933) und Glaessner (1935) zählt Cornelius (1952) die klastischen Einlagerungen samt den graphitischen Schiefen dem Oberkarbon zu. Dabei ist aber zu bedenken, daß in diesen zum Teil terrestrischen Ablagerungen marine Kalke, die fossilmäßig als unterkarbonisch erwiesen wurden, als Schichtglieder eingeschaltet sind.

Das Gestein ist massig fest. Es sind gut gerundete, aber schlecht klassierte Quarz-, gelegentlich Lyditgerölle (0—7 cm) in einer quarzreichen phyllitischen Grundmasse eingebettet. Das Bindemittel besteht aus feinkörnigem Quarz und aus tonig-graphitischer Masse, die feine Serizitschuppen enthält. Die Korngröße wechselt stark quer zur Schieferung. Die einzelnen Quarzgerölle sind länglich gestaltet oder ganz ausgewalzt. Stellenweise sind Konglomeratlagen fast vollständig quarzitisiert, in denen nur Relikte eines Konglomeratgefüges erhalten geblieben sind.

Morphologisch bildet das Gestein durch seine Widerstandsfähigkeit oft aus der Oberfläche herausragende Härtlinge oder kleine Felsinseln, die ich im Streichen nur auf kurze Strecke verfolgen konnte. In der starken Mächtigkeitsschwankung (Auskeilung) kommt hauptsächlich die Konglomeratnatur des Gesteins zur Geltung, aber dabei könnten tektonische Reduzierungen auch eine Bedeutung haben.

b) Arkose kommt am Südgehänge des Laintales mit quarzreichen graphitischen Schiefen vor. Diese sind auf der Kartenskizze von Hauser (1938) gleichfalls ausgeschieden worden.

Das Gestein ist hell, rostbraun, massig, körnig, leicht geschiefert. Auf der „s“-Fläche sind feine Serizite zu sehen. Die fein- und mittelkörnigen Quarz- und Feldspatkörner liegen in einem quarzreichen, in diesem Falle karbonathaltigen Bindemittel. Die lokale Ausdehnung ist aus Lesestücken nicht direkt feststellbar, doch kann es sich nur um schmale Einlagerungen handeln.

3. Kalke und Dolomite

Zwischen den schiefrig-klastischen Sedimenten des Karbons ist es vielfach zu marinen Kalkablagerungen gekommen. Diese Stellen bzw. Horizonte bedeuten die größten Tiefen der karbonischen Ablagerungsräume. Die Vertiefung geht mit einer allmählichen Kornverfeinerung und mit langsamem Einsetzen der Kalksedimentation vor sich, wobei zunächst eine rhythmische Folge von dünnen feinsandig-tonigen und kalkigen Lagen entsteht. Nach dieser Wechselfolge kommt es örtlich zu einer bis ca. 60 m mächtigen einheitlichen Kalkbildung (H o h e n b u r g 1382 m).

Die mit Kalken verbundenen grobkristallinen D o l o m i t e sind stets in der Nähe der Magnesitvorkommen zu finden; ihre Entstehung steht offensichtlich mit der Magnesitführung des Kalkes in Zusammenhang. Diese Frage wird in einem folgenden Kapitel bei der Besprechung der Magnesitlagerstätten erörtert werden.

a) K a r b o n k a l k. Dunkelgrau bis blaugrau, feinkristallin; im Liegenden schiefrig plattig bänderig. Zwischen den Platten ist ein feiner graphitischer Überzug, gelegentlich mit Serizitschüppchen, vorhanden. Die Dunkelfärbung des Kalkes stammt auch von feinverteilten bituminösen Substanzen.

Vom Liegenden gegen das Hangende wird der Kalk heller, (reiner) massiger, die Bänderung scheint in eine Bankung überzugehen.

Außer spärlichen Crinoiden-, Korallen- und Spongienresten wurden in den Kalken keine bestimmaren Fossilien gefunden. Die „schönsten“ Crinoiden konnte ich aus einer Kalkscholle SE vom K i r c h k o g e l herauspräparieren. Diese Reste sind aber für die stratigraphische Auswertung unbrauchbar.

Morphologisch bildet der Kalk oft steile Wände und Züge, die örtlich stark gefaltet oder zertrümmert sind.

4. Tuffitische Abkömmlinge.

Es handelt sich hier um echten Grünschiefer, Grünschiefer mit graphitischen, kalkigen Beimengungen, und um schlecht bestimmbare helle Einlagerungen in graphitischem Schiefer. Die Mächtigkeit beträgt bei jedem Typ höchstens nur einige Meter.

Bemerkenswert ist, daß Grüngesteine im Karbon der Grauwackenzone außer einigen Stellen (H a m m e r, 1924) keine allgemeine Verbreitung besitzen.

Gr ü n s c h i e f e r (Rosemariestollen in O b e r t a l):

Grasgrün bis schmutziggrün, massig, nur leicht geschiefert. Makroskopisch ist Epidot, Karbonat, Quarz und Pyrit zu unterscheiden. Das Gestein kommt als schmale Einlagerung an der Kalk-Magnesit-Grenze vor und bildet eine scharfe Trennungslinie zwischen den beiden Formationen. Diese plastische Grenzschicht ist örtlich stark durchbewegt, der Grünschiefer ist oft ganz ausgequetscht, an Bewegungsflächen pyritisiert. Der Kalk wird am Grünschieferkontakt zellig, dolomitisiert; über dem Grünschiefer schließt glasig feinkristalliner Magnesit an.

Über die Bedeutung des Vorhandenseins und der genaueren Position der Grünschiefer im Lagerstättenbereich wird im Extra-Kapitel berichtet.

Die Grünschiefer sind typische Vertreter der ersten (epi-)metamorphen Tiefenstufe E s k o l a s (Chlorit-Epidot-Neubildungen). Es würde bedeuten, daß mindestens in diesem Bereich auch die graphitischen Schiefer epimetamorph sind. Der Unterschied gegenüber dem Grünschiefer liegt nur in der Qualität des Ausgangsmaterials. Auf die im Karbon herrschende Epi-Metamorphose wies auch C o r n e l i u s (1952) hin.

D. Serie der Grauwackenschiefer

Diese über dem Karbon liegende Gesteinsfolge (Phyllite, Grünschiefer, Grauwackenschiefer, höhere metamorphe Gesteine einschließlich der Porphyroide) bildet großtektonisch die obere Einheit der nördlichen Grauwackenzone („Norische Decke“).

Innerhalb dieser Serie sind an tektonischen Linien Gesteine des Karbons und Schichten von diaphthoritischem Altkristallin eingeschuppt.

Um eine brauchbare Arbeitsgrundlage zu besitzen, war es notwendig, innerhalb dieser Serie für das kartierte Gebiet eine zutreffende Gliederung aufzustellen. Es wurde versucht, Gesteine unter einem ihrem Charakter entsprechenden Namen zusammenzufassen und den Begriff „Grauwackenschiefer“ möglichst nur an der petrographisch richtigen Stelle zu verwenden.

„A“ Gruppe der Phyllite und Grünschiefer

1. Phyllite und Quarzitschiefer. Diese Gesteinsgemeinschaft ist am besten durch ihren Quarzreichtum und große Verbreitung charakterisiert. Unter ihnen sind auch dem Grauwackenschiefer ähnliche Glieder zu finden.

a) Grünlich-silbrig glänzender feingefalteter Phyllit mit schuppig-fleckigem Serizit auf den „s“-Flächen. Die Hauptmasse besteht aus feinem, quarzreichem Material. Quarzadern und Quarzlinzen sind häufig. Das Gestein bildet mit Grünschiefern und mit Quarzitschiefern deutliche Übergänge.

b) Quarzitschiefer. Grau bis leicht grünlichgrau, feinkörnig plattig gut geschiefert; feinschuppiger Serizit auf den „s“-Flächen verleiht dem Gestein einen feinen silbrigen Glanz. Eine leichte sekundäre Schrägschichtung ist im Querschliff ausgeprägt (Druckschieferung).

Mikroskopische Bestandteile: Quarz, Feldspat (ziemlich viel), Karbonat, Serizit, Turmalin, Rutil und Opake.

Das Gefüge ist lepidoblastisch.

Dieser Quarzitschiefer ist petrographisch mit den in der Gruppe „B“ folgenden „Grauwackenschiefern“ vergleichbar.

Mit diesem Quarzitschiefer zusammen findet man auch klastische und stark serizitische Einlagerungen, die immer wieder im selben Horizont auftreten.

Es handelt sich um grünlich-graue knotige Phyllite, die hauptsächlich gerundete, aber auch eckige, oft ausgewalzte Quarzgerölle führen.

Die Korngröße zeigt große Schwankungen (0—40 mm). Das Gestein wurde in einer maximalen Mächtigkeit von ca. 7 m im Graben zum Tiefenbacher angetroffen, konnte aber im Streichen nicht verfolgt werden.

Lagerungsmäßig könnte man diese klastischen Einlagerungen mit Cornelius' „Silbersberg-Konglomerat“ vergleichen.

Serizitreiche Schieferlage in den Quarzitschiefern: Es sind auffallend serizitische, hellglänzende, plattig-blättrig zerfallende Schieferpartien, die stellenweise mürb zerbröselnde Quarzblöcke enthalten. Diese Erscheinung läßt darauf schließen, daß es sich hier um eine tektonisch aufgearbeitete feldspatreiche Schichte, eventuell um eine Porphyroideinschaltung handelt, wobei die alte Struktur und der Mineralbestand gänzlich umgestaltet wurden.

2. Grünschiefer

Sie sind durch charakteristische Farbe und Gesteins-Habitus von den phyllitischen und quarzitischen Gliedern leicht unterscheidbar. Sie bilden Züge von wechselnder Mächtigkeit und, abgesehen von einigen Ausnahmen, sind sie niveaubeständig.

a) Epidot-Grünschiefer. Sie sind durch ihren hohen Epidotgehalt ausgezeichnet. Ein charakteristischer Typ ist im Obertal hinter der Talkumrutsche aufgeschlossen.

Das Gestein ist hellgrün bis schmutziggrün, plattig-schiefrig. An massigen Stellen ist eine Art von Injizierfaltung zu sehen, die von der Schieferung umgeprägt wurde. Diese feingefalteten Lagen zeigen einen besonders hohen Quarzgehalt und eine starke Anreicherung an Epidot. Fein verteiltes Karbonat ist im ganzen Gestein vorhanden.

Mikroskopische Bestandteile: Quarz, Chlorit (Klinochlor), Epidot, Karbonat, Feldspat und Opake (Pyrit).

Das Gefüge ist lepidoblastisch bis granoblastisch.

Genetisch kann man die Grüngesteine als sedimentäre epimetamorphe Tuffe ansehen, die mit einem submarinen Vulkanismus im Zusammenhang stehen könnten.

b) Interessante Mineralbildungen im Grünschiefer. In einer schiefrig-massigen, dunkelgrünen, feinkörnigen Quarz-Chlorit-Masse sind bis cm-große blaßgrüne, tafelige oder leistenförmige Epidote, selten idiomorphe Albite und rhomboederförmige Dolomite porphyroblastisch eingebettet. Chlorit wurde auch als Spaltenfüllung in Epidot gefunden (jünger als der Epidot).

Diese vielfach durch Autometasomatose entstandene Mineralisation entspricht einem SiO_2 -gesättigten Gestein in der Grünschiefer-Fazies Eskolas, wobei das Wachstum der Neubildungen beachtenswert ist. Solche linsige bis lagige Ausbildungen sind im quarzreichen chloritischen Schiefer beobachtet worden (SW Niederdorf).

Eine ähnliche Gesteinsausbildung, die mit „Epidositen“ (Cornelius, 1952) vergleichbar ist, wurde im Obertal (NE-Hang) gefunden. In diesem Falle enthält das Gestein eine spärliche Eisenvererzung. Das Erz ist Magnetit, der an den Rändern in Hämatit (Eisenglimmer) übergeht.

Die Erzkörner sind von feinschuppigem blauem Chlorit, Quarz und körnigem Epidot umgeben. Die Natur der Vererzung läßt darauf schließen, daß das Eisen nicht durch zugeführte Lösungen, sondern durch Zersetzung oder Umsetzung eisenreicher Mineralien (Chlorite, Epidote eventuell Hornblendes) freigeworden ist und in oxydischer Form ausgeschieden wurde.

c) Grünschiefer mit idioblastischen Dolomiteinsprenglingen.

Dieser Typ kommt im Hangenden des Karbons vor, direkt mit den graphitischen Schiefen verfaltet, und ist an der Tallinie des östlichen Laintales unterhalb Ganser aufgeschlossen.

Das Gestein ist dunkelgrün bis schmutziggrün, plattig, gut geschiefert. In der Schieferung liegen kleine 0—5 mm große, gut begrenzte helle Dolomitekriställchen im Abstand von 0,5—2 cm. Außerdem konnte Quarz, Chlorit und Kalzit festgestellt werden.

3. Zwischenlagerungen von Porphyroid.

Das Auftreten dieses Ergußgesteins ist ausschließlich lokalbeschränkt (SW von Niederdorf). Diese Gesteine zeigen petrographische Ähnlichkeit mit der großen Porphyroid-Masse (Blasseneck-Porphyroid), doch sind sie frischer, in diesem Fall weniger metamorph.

a) Der Normaltyp. Dieser ist dem von Cornelius (1952) beschriebenen „Albitporphyroid“ ähnlich.

Das Gestein ist gut geschiefert, fein bis grobkörnig. In einem grünlichen Chlorit-Feinkornquarzgefüge sind hellrosa Feldspate (Albit) und glasig fettglänzende Quarzkörner eingebettet. Die Korngröße der einzelnen Feldspate und Quarzporphyroblasten kann cm-Größe erreichen. Neben den rundlichen bis ausgewalzten Quarzen bilden die Feldspate gut begrenzte kantige Körner. Das Gestein zeigt zum Grünschiefer deutliche Übergänge.

Die allmähliche Kornverfeinerung und der Übergang vom Porphyroid in den Grünschiefer (chloritreich) ist im Dünnschliff deutlich zu beobachten. Die Gefügemerkmale, der Mineralbestand und die sonstigen Erscheinungsformen lassen den Schluß zu, daß es sich hier um ein echtes saures Ergußgestein handelt, das mit seinem Tuff epizonal metamorphisiert wurde.

Trotz der geringen Mächtigkeit ist dieser Fund für die genetische Erklärung der Grünsteine von großer Bedeutung. Solche erststufige Grünsteine sind von jenen Grünschiefern, die in Verbindung mit Marmoren und mit diaphthoritischem Altkristallin vorkommen, zu trennen, da die letzteren vielfach als Diaphthorite erkannt wurden (Metz 1937).

Karbonschuppen

Es wurde schon erwähnt, daß in der Serie der Grauwackenschiefer an tektonischen Linien Gesteine auftreten, die am ehesten dem Karbon entsprechen.

Diese Schuppenzone wählte ich als obere Grenze der Phyllite und Grünschiefer (Gruppe: „A“).

Das Auftreten von Karbonschichten in dieser Einheit konnte ich nur tektonisch erklären. Die Einschaltung von polymikten geröllführenden Phylliten zeigt wohl eine gewisse fazielle Abweichung gegenüber der vorhin charakterisierten „Karbonserie“, aber nach der Beschreibung von O. H o m a n n (1955) und K. M e t z (1953) sind polymikte Konglomerate gleicher Art auch in gesicherten Karbonvorkommen vorhanden.

Die starke Mächtigkeitsschwankung dieser Schuppen kann auch primär sein, aber zum größten Teil ist sie tektonisch zu erklären.

Neben besonders schlechten Aufschlußverhältnissen habe ich die folgende Schichtreihe als karbonisch notiert:

(Im Liegenden: feinkörnige Quarzitschiefer des Altpaläozoikums)

- a) graphitische Schiefer
- b) Kalke

c) geröllführender Phyllit (von eigenartigem Gesteinshabitus)

(Im Hangenden: Phyllite, die nach oben in hochmetamorphe Schiefer übergehen)

Der ganze Komplex (a, b, c) fällt mittelsteil nach NW ein. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge beträgt höchstens 30 m (S o b e r d o r f).

a) Die graphitischen Schiefer sind petrographisch mit den in der Karbon-Serie beschriebenen graphitreichen Typen identisch.

b) Der Kalk ist ebenfalls vergleichbar mit den übrigen bändrigen und massigen Karbonkalcken.

c) Die geröllführenden Phyllite.

Die Kalke (b) werden gegen das Hangende plattig, schiefrig, phyllitisch. Diese so entstandenen Kalkphyllite beginnen an der Basis zunächst mit feinen, dann mit immer größeren bis kopfgroßen Geröllen. Ein sedimentärer Übergang ist zwischen massigem Kalk, Kalkphyllit und Konglomerat deutlich zu beobachten.

Dem Bindemittel nach sind zwei Haupttypen, von verschiedenen Lokalitäten, zu unterscheiden:

- (1) Geröllführender Kalkphyllit
- (2) Geröllführender kalkig-graphitischer Phyllit.

(1) Die zum Teil länglich gestalteten und örtlich in der Schieferung flach gepreßten Gerölle (0—25 cm Durchm.) liegen in lockerer Packung in einer kalkhaltigen, phyllitischen Matrix (Kalkphyllit).

Das Gestein ist ziemlich kalkreich, auch die einzelnen Gerölle sind in Klüften und Rissen mit Kalzit imprägniert worden.

(2) Besteht aus kleineren Geröllen (0—6 cm Durchm.) und das Bindemittel ist gegenüber Typ (1) tonig, graphitreicher.

Der Geröllbestand von (1 und 2) setzt sich aus Quarz-, Quarzit-, Aplit- (Granit? Granitgneis?) Komponenten zusammen (Polymiktes Konglomerat).

Die Rundung ist neben der unterschiedlichen Korngröße überraschend gut. Aus dieser Erscheinung kann man auf besondere Transport- und Sedimentationsverhältnisse schließen (Transgression?).

Die Mächtigkeit dieser Konglomeratschicht beträgt höchstens 6—8 m (S von Oberdorf), örtlich nur 1—3 m (Kaintalgraben).

Ähnliche Gesteine fand K. Metz bei Sunkbrücke und im Kalkbachgraben bei Bruck. K. Metz behauptet, daß die normalen Konglomerate des Karbons reine Quarzkonglomerate monomikter Restschotter darstellen, während diese extrem grob polymikten Typen als unmittelbare Transgressions-Konglomerate aufzufassen sind.

Das gleichartige Konglomerat ist aus dem Kaltbachgraben von O. Homann wiedergefunden und beschrieben worden. Auch er zählte dieses Gestein dem Karbon zu, aber die ungewöhnliche Geröllführung bezeichnete er für das Karbon als untypisch. Das Konglomerat im Kaltbachgraben liegt nach Homann unmittelbar unterhalb der norischen Einheit und bildet das höchste Schichtglied der Karbonserie.

Es würde bedeuten, wie auch Metz vermutet, daß das Unterkarbon eine transgressive Lagerung über Phylliten älterer Schiefererien bildet.

Nachdem im Oberdorfer Bereich diese als Karbon bezeichneten Konglomerate lagerungsmäßig auf den später abgelagerten Kalken und unter dem Älteren (altpaläozoische Phyllite) liegen, steht man zumindest an dieser Stelle einer verkehrten Serie gegenüber.

Es sei hier noch erwähnt, daß an einer Stelle im Bereich der „Karbon-schuppen“ (im Graben SE von Tiefenbacher) neben Kalken und graphitischen Schiefen bräunlich verwitterte magnesitische Blöcke gefunden wurden. Der Fund ist deswegen sehr interessant, weil diese Stelle in der Fallrichtung der Oberdorfer Magnesitlagerstätte liegt. (Diese Frage wird im Lagerstätten-Kapitel näher erläutert.)

Die obere Grenze der Karbonschuppen ist durch phyllitische Gesteine gegeben, die gegen das Hangende in höhere metamorphe Schiefer übergehen zu scheinen.

Diaphthoritisches Altkristallin

Über den oben beschriebenen geröllführenden (Konglomerat-) Phylliten des Karbons folgen massigere Phyllite und plattige gefeldspatete Schiefer, die nach einer annehmbaren Störung von „Altkristallin“ überlagert werden.

Über das Vorkommen und den Gesteinsbestand solcher altkristalliner Gesteine an den Ost- und Westhängen des Kaintales und am Kaintaleck (1391 m) berichtete L. Hauser (1938) und nahm für diese Gesteine nur eine lokale Verbreitung am Westende des Kletschachzuges an.

J. Stiny (1930) bemerkte, daß die „kristallinen Inseln“ des Kaintalecks, mit Gneisen und Amphiboliten, nicht lokal beschränkt sind, da er sie am J. H. im Obertalgraben wiederfand.

Während der Neubearbeitung stellte es sich heraus, daß solche altkristalline Gesteine, mit vielen Lücken, (im kartierten Gebiet) vom Kaintal bis Oberdorf a. d. Laming durchziehen. Auch im weiteren Verlauf der Grauwackenzone in östlicher Richtung besitzen sie beachtliche Verbreitung. Über diese Altkristallinschollen erfolgte eine Detailbearbeitung von H. P. Cornelius (1941).

In meinem Arbeitsgebiet konnte ich innerhalb der altkristallinen Gesteine folgende Schichtglieder beobachten:

- Unten: a) höhere metamorphe Gesteine (gefeldspatete Schiefer, Granat — Muskowit — Feldspat — und Turmalin-führende Schiefer).
b) Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer, Granatquarzit).
c) Amphibolite (z. T. granatführend) mit Apliten und Marmoren. Serpentine sind N D r i t t e s d o r f bekannt, H a u s e r, 1938.)

Hangendschichten: Phyllite, phyllitische Grünschiefer, hornblende-führende Grünschiefer, Grünschiefer mit Marmoren.

a) H ö h e r e m e t a m o r p h e G e s t e i n e. In diese Gruppe gehören plattigschiefrige Gesteine, deren Mineralbestand durch die Metamorphose den phyllitischen überschreitet, aber deren Gesteinshabitus noch vielfach an Phyllite erinnert.

1. G e f e l d s p a t e t e S c h i e f e r. Dunkelgrau feinkörnig, schiefrig, plattig mit hellen rundlichen Quarz- und Feldspat-Augen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt höchstens 10 m. Nachdem dieses Gestein wegen einer Störungszone keine unmittelbare Verbindung zu dem Altkristallin darstellt, ist anzunehmen, daß es sich hier an der Überschiebungsbasis („Norische Linie“) um ein metamorphes „Grauwackenelement“ handelt.

2. M u s k o w i t s c h i e f e r. Das Gestein ist grau bis blaßrosa, plattig schiefrig. In einem feinkörnigen Quarz-Glimmer (Mu)-Gewebe sind Granate (Almandin), Feldspat-Augen, gelegentlich kataklastische, säulige Turmaline eingebettet.

b) G l i m m e r s c h i e f e r (z. T. granatführend). Ihre weiteste Verbreitung liegt am Südwestende des kartierten Gebietes, wo sie mit Amphiboliten zusammen angetroffen werden.

Das Gestein ist hellgrau-grünlich, örtlich mit rostiger Verwitterungsfarbe. Die wohl ausgebildeten 0 — 6 mm großen Granate (Almandin) liegen in einem Quarz-Glimmer-Schiefergewebe eingeschlossen.

Ursprünglich handelt es sich hier wahrscheinlich um eine tonig-sandige Ablagerung, welche epi- bis mesozonal metamorphisiert wurde. Die Mineralneubildungen (chloritisierte Granate) deuten auf eine erst-stufige Diaphthorese hin.

c) A m p h i b o l i t e. Sie bilden die meist charakteristischen Bestandteile dieser Gesteinsgruppe. Über ihre Petrographie und genetische Beziehungen hat L. H a u s e r (1939) berichtet.

1. N o r m a l t y p. Das Gestein ist meist dunkel schmutzgrün, fein- bis grobkörnig, massig; ist örtlich mit aplitischen und Marmorlagen verbunden. Als allgemeine Charakteristik gegenüber den Amphiboliten des Kletschachkristallins ist Feldspatarmut zu erwähnen.

2. G r a n a t a m p h i b o l i t. Dieser Typ wurde von L. H a u s e r genau studiert und beschrieben.

Das Gestein ist grobkörnig, massig-schwer. In einer hell- bis schmutziggrünen Masse aus Hornblende sind rötlich fettglänzende Granate (0—5 mm) eingebettet. Das Gefüge des Gesteins erinnert vielfach an Eklogit.

Die Granatkörner sind von einem weißgrauen kreisförmigen Hof umgeben. Durch die Schieferung wurden diese Höfe zunächst oval und durch stärkere Schieferung zu feinen grauweißen Lagen gepreßt, wobei die Granaten verschwinden. Die so entstandenen feinen Streifen sehen wie schmale Aplitlegen aus.

Die Granatamphibolite sind aus dem SW-Bereich des Gebietes bekannt, aber auch als Lesestücke E des J. H. im Obertalgraben beobachtet worden.

Mikroskopische Beschreibung. (Schliff Nr. 2)

Hornblende: Farblos blaßgelb bis hellgrün pleochroitisch, stark kataklastisch; hat nur gelegentlich typische Umrisse.

Granat: Bildet große zerklüftete porphyroblastische Einzelkörner; an den Rändern stark chloritisiert; Einschlüsse: Quarz, Chlorit, Epidot und Erz. Die Höfe um den Granat bestehen aus feinkörnigem Feldspat, Quarz und Klinozoisit.

Feldspat: (Plagioklas) porphyroklastisch; stark gefüllt bis ganz zersetzt, wobei Zwillingsstreifung nur schwach erkennbar ist.

Quarz: Undulös, xenomorph; feinkörnig; nur wenig vorhanden.

Chlorit: (Pennin). Als sekundäre Bildung um den Granat und auch in Form von Lepidoblasten in der Grundmasse vorhanden.

Titanit: Ziemlich häufig.

Ilmenit: Oft mit Leukoxenrinden.

Bemerkung zum Schliff: Das Gefüge ist porphyroblastisch; in der Grundmasse sind feine filzartige Hornblende-Plagioklasverwachsungen (Symplektite) vorhanden. Die Hornblende-, Feldspat-, Klinozoisit- und Chloritverwachsungen sind sekundäre Rekristallisationserscheinungen (Diaphthorese).

Petrographisch faßt Hauser (1939) die Amphibolite als metamorphes Abbild einer basischen Differentiationsreihe auf, wobei sich die Serpentine als Endglieder anschließen. Als Ausgangsgestein für die Amphibolite käme nach Hauser ein Gabbro oder ein Peridotit in Frage.

Für diese Auffassung sprechen die Serpentine (bei Drittesdorf), aber die durchwegs beobachtbare Verknüpfung von Amphibolit, Marmor und gelegentlich Granatquarzit deutet auf eine hoch metamorphe Sedimentserie, welche später diaphthorisiert wurde.

Die in den Hangendschichten der Altkristallinschollen auftretenden Grünschiefer werden möglicherweise, wie auch K. Metz (1937) betont, nicht als epi-metamorphe Gesteine, sondern vielfach als Diaphthorite betrachtet.

Die petrogenetische Beziehung und tektonische Stellung der Altkristallinschollen:

Eine nächst gelegene Parallelisierung wäre mit dem Kristallin des Troiseck-Kletschachzuges möglich. Gegen diese Gesteinsverwandschaft nahm K. Metz (1937) Stellung und wies gleichzeitig gegenüber dem Troiseck-Kletschachkristallin auf den Marmorreichtum der Altkristallinschollen hin. Er sieht die Altkristallinschollen als Reste einer alten Schieferhülle an, die von ihrem Kern abgerissen wurde; nach Metz wäre eine Parallelisierung mit der Brettsteinserie möglich.

L. Hauser (1939) nimmt an, daß die Altkristallinschollen im Bereich Kaintaleck (1391 m) direkt von dem W-Ende des Kletschachkogels abgerissen und in die Phyllite eingeklemmt wurden. Andererseits zieht er petrographische Vergleiche bezüglich der Granatamphibolite am Kaintaleck mit den bei Donawitz vorkommenden Amphibolit-typen. H. P. Cornelius (1941) versuchte auch einen Vergleich zu dem Troiseck-Floning-Kristallin zu finden, stellte aber fest, daß die Verwandschaft nicht sehr groß ist. Doch behauptete er, daß diese kristallinen Gesteine „auf alle Fälle einem typischen ostalpinen Altkristallin, mittlerer Tiefenstufen entspreche“ (Albit — Epidot — Amphibolit — Fazies).

O. Homann (1955) betrachtete die Altkristallinschollen ähnlich wie Hauser als abgerissene Schollen von dem Kletschach-Troiseckzug.

Aus dem engeren Kartierungsbereich kann man behaupten, daß die Amphibolite (die charakteristischen Glieder des Altkristallins) mit den Kletschach-Amphiboliten nicht ganz identisch sind.

Amphibolit

I. „Altkristallinschollen“:	II. „Kletschachkristallin“:
feldspatarm	feldspatreich
z. T. granatführend	granatlos
Marmoreinlagerungen	keine Marmore
	(am Kletschachkogel)
z. T. mit Karinthin-Amphibolit	gemeine Hornblende

Die Unterschiede der Amphibolite liegen nicht nur in den Mineralbestandteilen, sondern auch in der makroskopischen Beschaffenheit beider Typen.

Die übrigen Schichtglieder des Altkristallins zeigen hauptsächlich in ihrer Erscheinungsform (Gesteinshabitus) zu dem Kletschachkristallin ansehnliche Unterschiede.

L. Hauser (1939) wies in seiner Parallelisierung neben den mineralogischen Unterschieden auf das Fehlen von Graniten und Granodioriten in den „Altkristallinschollen“ und umgekehrt auf den Mangel von Glimmerschiefern, Marmoren, Sepentin im Kletschachkristallin hin.

Es ist noch sehr wichtig zu bemerken, daß das Kletschachkristallin in seinem Hangenden fast durchwegs von der „Rannachserie“ bzw. von Trias-Resten begleitet wird. Diese Erscheinung konnte im Zusammenhang der Altkristallinschollen nirgends beobachtet werden.

Auf Grund dieser Beobachtungen möchte ich es für wahrscheinlich halten, wie auch K. Metz (1937) betont, daß die betreffenden Gesteine entlang einer Großüberschiebung („Norische Linie“) von dem kri-

stallinen Untergrund abgerissen und in die Grauwackenzone eingeschuppt wurden. Eine unmittelbare Verwandtschaft zum Kletschachkristallin konnte in diesem Bereich nicht nachgewiesen werden.

„B“ Gruppe der feinschichtigen „Grauwackenschiefer“ und Porphyroide.

In diesem Teil der Besprechungen werden die Gesteine der tektonisch höchsten Einheit meines Arbeitsgebietes zusammengefaßt.

Es soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß Gesteine, die hier unter „Grauwackenschiefer“ beschrieben werden, sedimentpetrographisch keine „echten“ Grauwacken darstellen. Doch ist es richtig, aus Traditionsgründen bei der alten Bezeichnung weiterhin zu bleiben, da diese von Hammer (1924) als stratigraphischer Begriff verwendet wurde.

Die Gruppe „B“ beginnt über den Hangendschichten des Altkristallins (Phyllite, Grünschiefer) mit dem Auftreten des charakteristischen feinschichtigen „Grauwackenschiefers“ (sekundäre Schrägschichtung, scheinbare Bänderung).

1. „Die feinschichtigen Grauwackenschiefer“ (Hammer 1924)

Diese Gesteine sind farbmäßig sehr unterschiedlich, (dunkelgrau bis schwarzgrau, hellbraun-rostig) feinkörnig, gut geschiefert oder plattig, z. T. phyllitische Gesteine. Auf den „s“-Flächen ist eine deutliche Lineation in einer, aber oft in zwei Richtungen ausgebildet. Die massigeren Typen zeigen häufig eine tektonische Schrägschichtung, welche oft die Primärschieferung überprägt und eine Bänderung vortäuscht (mechanische Beanspruchung). Auf diese Erscheinung im Bereich der Grauwackenschiefer wies L. Hauser (1939) bereits hin.

Unter den makroskopischen Mineralbestandteilen sind Quarz, Serizit und leicht verwitterte Feldspate zu unterscheiden. Der Quarz tritt auch in Gängen und Lagen auf. Eine effektive Zunahme an Quarzgängen ist in der Nähe der Grenze des Grauwackenschiefer-Porphyroides festzustellen. In diesem Bereich sind stellenweise im Quarz Feldspatstreuungen und Chloritnester mit Feldspat- und Quarz-Einsprenglingen vorhanden. Auch ankeritische Quarzgänge sind verbreitet.

Als mikroskopische Bestandteile dieses Gesteins sind Quarz, Feldspat (keine Neubildung!), Serizit, Chlorit, Turmalin, Titanit und ziemlich viele Opake zu erwähnen.

Das Gefüge ist lepidoblastisch; serizitreiche (feinkörnige) und serizitarme (grobkörnige) Lagen stehen miteinander in Wechsellagerung.

Genetisch entspricht das Gestein einem tektonisierten, leicht metamorphen feinsandigen Sediment.

2. Die Porphyroide

Über vereinzelte Porphyroid-Einschaltungen wurde innerhalb der Gruppe „A“ (Phyllite und Grünschiefer) berichtet (S. 19, die aber mit den hier zur Erörterung kommenden Porphyroiden nicht zu verwechseln sind.

In weiterem handelt es sich um die große, vom Alpen-Ost-
rande bis Tirol selten aussetzende Porphyroidmasse („Blasseneck-
Porphyroide“). Diese Gesteine besitzen in meinem Kartierungsbereich
nur örtliche Verbreitung und bilden profilmäßig über den Grauwacken-
schiefern das höchste Schichtglied.

Eine allgemeine Charakteristik ist für diese Gesteinsgruppe neben
einer mehr oder minder ausgeprägten Schieferung das Vorhandensein
von Feldspat und Quarzporphyroblasten.

Die in der schiefrigen Grundmasse auftretenden Einsprenglinge
durchdringen die „s“-Flächen. Der Gesamtfarbeneindruck ist graugrün,
schmutzigrün, fleckig, rostig. Spuren einer mechanischen Beanspruchung
(Durchbewegung, Kataklyse, Scherklüfte) sind praktisch überall vorhan-
den. Die makroskopischen Hauptbestandteile sind Quarz, Feld-
spat, Serizit und Chlorit.

Die Art der Genese und die Altersfrage des Porphyroids ist noch
nicht ganz geklärt.

Gegen eine Intrusion (Haberfellner, 1935) spricht nach H. P.
Cornelius (1953) die porphyrische Struktur und das Vorhandensein
von tuffverdächtigem Porphyroid, die alle als Kennzeichen effusiver
Natur vorliegen.

Cornelius hält es am allerwahrscheinlichsten, daß in dem Blassen-
eck-Porphyroid große Deckenergüsse saurer Magmas vorliegen (Quarz-
porphyre), die nachträglich ohne bedeutende Stoffveränderung eine epi-
zonale „Orometamorphose“ erlitten haben.

Das Problem des geologischen Alters des Porphyroids wurde von ver-
schiedenen Forschern verschieden gedeutet.

Wegen häufiger Überlagerung von Werfener- bzw. Präbichl-Schichten
ergäbe sich nach Redlich (1908) ein permisches Alter. Für tieferes
Untersilur oder Kambrium spricht die Auflagerung des Caradoc
auf dem Porphyroid bei Eisenerz. Nach Cornelius (1953) scheint
die letzte Möglichkeit die wahrscheinlichste zu sein; oder aber sind die
Porphyroide nicht einheitlichen Alters, was wegen der vollständigen
„petrographischen Gleichheit“ fast ausgeschlossen sei (Cornelius).

E. Gesteine fraglicher Stellung

1. Chloritoid-Schiefer. Das hell- bis bleigraue glänzende,
plattig schiefrige Gestein tritt SE Engel am Waldrand zwischen
graphitischen Schiefern (Karbon) und mesozoischen Gesteinen auf.

Im Handstück sieht man auf den „s“-Flächen eine feine Lination
und 0—3 mm große verstreute Knötchen aus Chloritoid. Die
Chloritoidführung tritt lagenweise auf; in den knotenfreien Schichten
sind feine rostige Punkte, die wahrscheinlich einem ausgewitterten
Chloritoid entsprechen. Mikroskopisch sind Quarz, Serizit, Chloritoid
und Opake zu unterscheiden.

Das Gefüge ist porphyroblastisch. Die Grundmasse besteht aus fein-
körnigem Quarz und Glimmer (Se + Mu?), in der die neugebildeten
idioblastischen Chloritoide eingeschlossen sind. In genetischer Hinsicht
stellt das Gestein einen epimetamorphen Schiefer dar (Eskola).

Wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse konnte eine richtige stratigraphische Zuordnung nicht erfolgen; umso mehr, als an der Basis des Karbons im Streichen keine chloritoidführenden Schiefer, die eindeutig dem Karbon oder der Rannachserie angehörten, beobachtet werden konnten.

Von L. Hauser (1939) sind Chloritoidschiefer aus dem Karbon beschrieben worden, aber die Lagerungsverhältnisse sind aus der Beschreibung nicht zu entnehmen. Aus der Gegend von Veitsch-Neuberg werden von H. P. Cornelius (1953) Chloritoidschiefer erwähnt, ohne jedoch auf die Zugehörigkeit des Gesteins hinzuweisen.

2. Serizitquarzitschiefer

Das Gestein kommt in ähnlicher Position wie die Chloritoidschiefer (zwischen Trias und Karbon) vor, ist im Streichen entlang der Triasschuppen anzutreffen. Die mächtigste Ausbildung (50—70 m) wurde im Guggnitzer Graben angetroffen. Während die Quarzitschiefer der Triasschuppen normalerweise zwischen Kristallin und Kalk bzw. Dolomitresten auftreten, liegen diese Gesteine profilmäßig über dieser Serie, unterhalb des Karbons (Taf. 5, Fig. 5, 6).

Das Gestein ist grünlich, bräunlich, örtlich rostig verwittert, fein geschiefert. Makroskopisch ist Quarz und Serizit festzustellen. Im Handstück sind stellenweise kleine dunkle Pünktchen auf den „s“-Flächen vorhanden.

Dieser feinschichtige Serizit-Quarzitschiefer ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der Gesteinsbeschaffenheit mit den von Cornelius (1953) beschriebenen „Tattermannschiefern“ vergleichbar. (Cornelius rechnete diese Schiefer dem Oberostalpin zu.)

Nach den Lagerungsverhältnissen wäre es durchaus möglich, daß diese Schiefer ein tieferes Glied der zentralalpinen Triasschichtfolge bilden, in dem die erwähnten Chloritoidschiefer als Seltenheit auftreten (Die ungewöhnliche Lagerung ist tektonisch bedingt).

A. Tollmann (1957) erwähnt die „Tattermannschiefer“ in der Oberskyth-Semmeringschichtfolge, ohne bestimmte Stellungnahme bezüglich der effektiven Alterseinstufung.

F. Die jüngsten geologischen Bildungen

1. Verfestigte Flußablagerung (Terrassenschotter)

Diese Gesteine sind während günstiger Transportverhältnisse (im Quartär) im Lamingtal abgelagert und später erodiert, oder von Gehängeschutt zugedeckt worden.

Das Gestein ist klastisch-konglomeratartig waagrecht geschichtet. Als Komponenten sind Porphyroidschiefer, Quarzitschiefer, Quarz, Quarzit, wahrscheinlich Werfener Schiefer und Kalkgerölle zu verzeichnen, die mit einem kalkigen Bindemittel verkittet sind. Auf Grund des Geröllinhaltes stammt das Material z. T. von den Kalkalpen des Hochschwabzuges und von den Seitengehängen des Lamingtales.

2. Schuttmassen und Schwemmkörper

Die mächtigsten Schuttmassen konnten innerhalb der Karbonserie beobachtet werden. Da diese großen Schuttanhäufungen nahezu im gleichen Horizont liegen (im Streichen), wird vermutet, daß die Schuttbildung an einer Zertrümmerungszone erfolgte. Die Formung der Schuttmassen ist eine spätere Folge der Erosion.

Die größte Schuttmächtigkeit, mit typischer Schuttform, wurde an der Tulleralm beobachtet, wo die tiefste Schuttgrenze z. T. durch Schuttquellen gekennzeichnet ist.

An den Mündungen der in die Haupttäler hinunterlaufenden Gräben treten kleinere und größere Schwemmkörper auf.

3. Rezente Kalktuffbildung (Süßwasserkalk)

Am Südgehänge des Laintales sind in einem ausgedehnten Zerrüttungsbereich zahlreiche Quellenaustritte mit Oberflächenkalkausscheidungen zu finden. Das Quellenwasser scheidet einen Teil des $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Gehaltes durch die Verdunstung in Form von CaCO_3 auf Nadel- und Laubblättern aus (große Oberfläche).

Nach der Verwesung der organischen Teile bleibt ein leichtes löchrig-poröses Kalkskelett (Kalktuff) zurück. Diese Erscheinung wurde auch von L. Hauser (1939) beobachtet.

Tektonik

Charakteristisch für die gesamte Grauwackenzone, aber besonders für diesen Abschnitt, ist eine enorme Umgestaltung und Auflösung des Gesteinsverbandes in Schuppen und Linsen. Die häufigsten tektonischen Erscheinungen sind in Form von zerscherten isoklinaren Falten, selten Biegefalten aller Intensitätsgrade in mikroskopischem und makroskopischem Bereich zu beobachten.

Abgesehen von einigen Querstrukturen (Metz: Treglwang-Gaishorn) wurde der variscische Innenbau des Paläozoikums alpidisch in die Einengungstektonik einbezogen und weitgehend umgestaltet. Diese junge Tektonik schuf den heutigen charakteristischen Schuppenbau der Grauwackenzone.

Warum gerade dieses Gebiet tektonisch so intensiv ergriffen wurde, ist folgendermaßen zu erklären: Die Einengungstektonik mit bedeutender Tiefenwirkung hatte, wie auch Metz 1953 betont, eine allgemeine N-Vergenz. Diese Richtung dreht sich im Mürtalgebiet nach NW, im Liesing-Paltental nach NE. In diesem Zwischenraum, der das behandelte Gebiet umfaßt, löste die Raumnot (Metz) das Hochpressen von Schollen aus (W-Ende des Kletschachkogels).

Wie sich diese Erscheinung in der Gestaltung des tektonischen Bildes in den Nachbargebieten bemerkbar macht, wird im folgenden Teil erörtert werden. Um einen großtektonischen Überblick zu gewinnen, wird die Besprechung der tektonischen Einzelheiten mit Berücksichtigung des Bauschemas der Ostalpen erfolgen.

Die tektonischen Großeinheiten sind in diesem Bereich wie folgt vertreten:

Mittelostalpin (A. Tollmann):

1. Kletschachkristallin mit den Triasschuppen.
— Diskordanz —

Oberostalpin:

2. Die untere Grauwackendecke („Veitscherdecke“) mit der Karbonserie. — „Norische Überschiebung“ —
3. Die obere Grauwackendecke („Norische Decke“) mit dem Altpaläozoikum und Porphyroiden.

Es ist noch zu erwähnen, daß der Versuch der Auflösung dieser hier vorliegenden komplizierten Tektonik ohne einer durch Fossilien gesicherten Stratigraphie ausschließlich auf Grund lithologischer Vergleiche erfolgen konnte.

1. Das Kletschachkristallin

Dieses morphologisch scharf begrenzte mesozonale Kristallin bildet die W-Fortsetzung des Troiseck-Floninzuges. Tektonisch betrachtet, gehört es mit seinen mesozoischen Gesteinsresten (im Hangenden), wie schon geschrieben, dem Unter- bzw. nach A. Tollmann (1959) dem Mittelostalpin an. Lagerungsmäßig liegt der ganze Zug vom Kletschachkogel (1458 m) über Floning (1584 m) — Troiseck (1468 m) bis zum Roßkogel (1479 m) an der Basis der steirischen Grauwackenzone.

Vom Eher, entlang des Lamingtonales (zwischen St. Kathrein und Stegg), erlitt das Kristallin in seiner Breite eine starke Reduzierung. Weiter im WSW taucht es gegen das Trofaiachbecken hin am Kreuzsattel (1194 m) plötzlich unter paläozoischen Gesteinschichten unter. Nach einem tektonischen Aufbruch durch die Karbon-schichten am S-Hang des Laintales ist das Kristallin weiter westlich nicht mehr zu finden.

Der tektonische Innenbau dieser kristallinen Masse ist sehr kompliziert und wegen der mangelhaften Aufschlüsse schwer zu studieren. Das Schichtfallen ist sehr unterschiedlich. Besonders der westlichste Flügel zeigt gegenüber der N-Seite und dem am Kamm dominierenden steil N—NW gerichteten Fallen eine SW-Fallrichtung. Die südlichen Randzonen haben ein seigeres oder steiles S-Fallen (Taf. 8, Fig. 2). Die „B“-Achsen verlaufen flach in NE—SW-Richtungen. Sie entsprechen der allgemeinen Streichrichtung der Gesteinszüge im kartierten Bereich.

Stellenweise auftretende Mylonitzonen und Zertrümmerungser-scheinungen weisen auf eine kräftige postkristalline Deformation hin. Eine am Kamm zwischen Kote (1458 m) und (1307 m) in NE—SW-Richtung durchziehende, in den kristallinen Körper tiefgreifende Störungszone bildete eine prächtige Mylonitzone. Dies wurde auch von L. Hauser (1934) genauer studiert. Neben Amphibolit- und Gneis-myloniten sind hier helle serizitische Quarzschiefer vorhanden, die inner-

halb des Kletschachkristallins fremd und nur an dieser Stelle beobachtet worden sind. Es ist fast mit Sicherheit anzunehmen, daß die oben erwähnte Störungslinie einer im Streichen verlaufenden Schuppengrenze innerhalb des Kristallins entspricht.

Eine weit verfolgbare, sehr gut markierte Störung, die auf der geologischen Karte von Stiny (1933) und auf Hausers Kartenskizze (1939) vermerkt wurde, zieht bei Kote (1397 m) in NNW—SSE-Richtung durch. Hier dreht sich plötzlich das Streichen um 90° von NE—SW- in NW—SE-Richtung, wobei die Schichten steil nach SW einfallen. Zwischen die auf diese Weise in verschiedene Richtungen eingeregelteten Teile wurden von NW zertrümmerte mesozoische Gesteinsreste (Konglomeratschiefer, Rauchwacke und Kalke) eingezwickelt und bis auf den Kamm aufgeschleppt (siehe Taf. 1—2!).

Es schaut so aus, als ob das W-Ende des Kletschachkogels durch diese zwei großen Störungslinien in drei riesige Schuppen geteilt wäre, wobei sich die westlichste Schuppe um 90° gedreht hätte. In dem allerwestlichsten Winkel des Kletschachzuges scheint sich die Gesteinslagerung allmählich nach der generellen NNW-Fallrichtung einzuordnen.

Großtektonisch wird von K. Metz (1953) der Troiseck-Floningzug und damit auch das Kletschachkristallin als eine von dem Untergrund abgeseuerte und auf das zentralalpine Mesozoikum aufgeschobene Scholle betrachtet.

Aus diesem Bereich kann man dasselbe nicht behaupten. Die deutliche Auflagerung der Trias und des Karbons auf dem Kristallin (am Kirchkogel 982 m — Taf. 4, Fig. 2) und das Auftauchen von sicherem Kletschachkristallin in der Karbonserie im Laintal (Taf. 3, Fig. 1) sind sichere Beweise dafür, daß das Kletschachkristallin den tieferen kristallinen Untergrund, nicht aber über der Trias eine Deck-scholle darstellt.

A. Die Grenze Kletschachkristallin — Grauwackenzone

Die Nordgrenze des Kristallins fällt nach NNW und ist durch die Morphologie und die im Hangenden auftretenden Triasschollen gut gekennzeichnet. Im Süden wird das Ganze durch die „Trofaiachlinie“ scharf abgeschnitten.

a) Die Triasschuppen

Diese tektonisch stark reduzierte Gesteinsfolge an der Nordseite des Kristallins (Quarzite, Rauchwacke, Kalke und Dolomite) ist trotz einzelner Lücken vom Semmering über Veitsch — Thörl — St. Kathrein bis zum Westende des Kletschachkogels im Laintal zu verfolgen. Die Zugehörigkeit dieses Zuges zum zentralalpinen Mesozoikum ist nicht durch Fossilien belegt, ergibt sich jedoch aus der tektonischen Position und aus der auftretenden Schichtfolge.

Im Bereich des Kletschachkogels ist diese Schichtfolge wegen der starken Tektonisierung sehr schlecht aufgeschlossen und z. T. nur durch Lesesteine kartierbar.

Im östlichen Laintal S Judmaier zeigen die fast O—W verlaufenden Rauhwickenzüge mit dem Kristallin eine mehrfache Verschuppung. Weiter nach NNE, bis SE Engel sind sehr spärliche, hauptsächlich nur Rauhwickenaufschlüsse zu verfolgen. Hier sind Konglomeratschiefer, Rauhwicken und Kalkreste entlang einer Querstörung zwischen Gneise und Amphibolite des Kletschachkogels eingezwickelt, und wie schon erwähnt wurde, bis Kote (1397 m) aufgeschleppt worden. Dies bedeutet gegenüber der Hangendgrenze eine nach S steigende Höhenverstellung von etwa 400 m. Diese Erscheinung zeigt am deutlichsten, daß das Kletschachkristallin hochgepreßt wurde, und zwar die Südseite relativ viel höher als die nördliche.

Im östlichen Verlauf sind die Triasschichten im Tullergraben und im Guggnitzergraben relativ gut aufgeschlossen (Taf. 5, Fig. 5—9). Hier liegen serizitische Quarzitschiefer („Tattermannschiefer“) nicht nur an der Basis der Schichtfolge, sondern auch darüber, wo sie durch die Verschuppung ungewöhnlich mächtig sind. Weiter im E kann man sie an der kristallinen Basis bis zum Lamingtal verfolgen. Hier erlitt die Nordseite des Kristallins quer auf das Streichen entlang des Lamingtales eine horizontale Verschiebung. Durch diese Verstellung ist die unmittelbare Fortsetzung der Triasschuppen von St. Kathrein nach WSW unterbrochen.

Am Kirchkogel (982 m) bei St. Kathrein ist die Trias am mächtigsten und am besten aufgeschlossen; auch die Grenze zum Kristallin ist deutlich sichtbar. Aus den Lagerungsverhältnissen ist zu erkennen, daß hier die Trias aus mehreren steilgestellten, einander überlappenden Schuppen besteht. An der Basis der einzelnen Dolomit- bzw. Kalkschuppen ist der kristalline Untergrund in Form von Mylonit mitgeschleppt. Die Schuppengrenzen sind außer durch Morphologie und Einspießen von Myloniten auch durch die in schmalen Streifen auftretende Rauhwickenbildung gekennzeichnet.

Die Amphibolit- und Gneismylonite am Kirchkogel (982 m) zeigen, nicht allein an der Grenze zur Trias, sondern auch innerhalb des Kristallins, eine enorme postkristalline Zertrümmerung.

Das Schichtfallen geht von SE über saiger nach NW. Die Lineation und die B-Achsen bleiben in NE—SW-Richtung verhältnismäßig konstant.

Die Frage eines primären oder tektonischen Kontaktes „Rannachserie“ — Kristallin kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden. In diesem Bereich konnten an der Grenze überall die Spuren einer intensiven Durchbewegung festgestellt werden (Mylonitisierungen im Tullergraben, Guggnitzergraben und am Kirchkogel). Auch H. P. Cornelius (1952) wies auf die starke Tektonisierung zwischen Rannachserie und Troiseckkristallin hin. K. Metz (1953) behauptet, daß die Grenze Rannachserie-Seckauer-Kristallin zum Teil primär (Feldspatzonen in der Rannachserie), zum Teil tektonisch ist.

Eine Durchbewegung, die an der Grenze verschiedenartiger Gesteine zu erwarten ist, schließt aber nicht aus, daß sich die Rannachserie primär auf kristallinem Untergrund abgelagert hatte.

b) Die „Trofaiachlinie“ (H. Vettters, 1911)

Diese morphologisch hervortretende, vom Mürz tal über Kapfenberg — Stegg — Kotz graben — Laintal in das Trofaiachbecken E—W verlaufende Störungslinie wurde von Vettters (1911) erkannt und beschrieben. Er deutete diese Störung als eine Blattverschiebung mit W—E-Bewegungen.

Diese Linie, die eine markante Tallinie nach sich zog, bildet die scharfe Südgrenze des Kletschachkristallins. In dem unmittelbaren Störungsbereich sind fast keine Aufschlüsse zu sehen. Nur im Kotz graben SW Stegg ist die Grenze Kristallin—Karbon zu beobachten, wo die Gesteine bis zur Unkenntlichkeit zerquetscht und mylonitisiert wurden.

Im SW, im E-Laintal, hört die Trias auf. Hier sind die der Trofaiachlinie nahezu parallel verlaufenden Rauhwackenzüge mit dem Kristallin mehrfach verschuppt.

Das Karbon, welches ebenfalls im östlichen Laintal an der Grabenlinie an der Südflanke des Grabens aufgeschlossen ist, zeigt mit Chlorit-schiefern eine intensive Verfaltung und taucht nach Süden unter.

An der südlichen Grenzlinie des Kletschachkogels keilt das Karbon vollkommen aus bzw. bleibt in der Tiefe und ist von S her durch Altpaläozoikum überlagert. (Es wäre der Gesteinslagerung nach möglich, daß die „Norische Überschiebung“ zwischen Karbon und Altpaläozoikum, auch S Kletschachkogel (1458 m) entlang der „Trofaiachlinie“ in die Tiefe versetzt, vorhanden ist.)

Mesozoische Gesteinsreste sind in diesem Bereich an der Trofaiachlinie nicht angetroffen worden.

Allgemeine Erscheinungen sind, daß das Schichtfallen S der Trofaiachlinie bzw. des Kletschachkristallins generell südlich ist. Dem gegenüber sind die Schichten nördlich und nordwestlich des Kristallins NNW fallend. Diese Erscheinung zeigt, daß das lokale Schichtfallen durch das entlang der Trofaiachlinie emporgehobene Kletschachkristallin bestimmt wurde. Die Vertikalbewegungen des Kristallins sind auch unmittelbar zu beobachten: die durch das Karbon auftauchende kristalline Schuppe im Laintal; das Aufschleppen von mesozoischen Gesteinsresten bis zum Kamm des Kletschachkogels.

Die in diesem Bereich beobachtbaren Tatsachen sprechen gegenüber der allgemein angenommenen Deutung (Blattverschiebung) für Vertikalbewegungen entlang der Trofaiachlinie. A. Tollmann (1959) nimmt mit Sicherheit an, daß die Trofaiachlinie keine Blattverschiebung, sondern eine jungalpidische Bruchstörung ist, an der der Nordflügel gehoben wurde.

2. Die untere Grauwackendecke („Veitscherdecke“)

Diese untere tektonische Einheit der Grauwackenzone bezieht sich auf das Karbon. Cornelius (1952) zählte auch das Mesozoikum dieser Decke zu, nachdem er die „Thörlerkalke“ unterkarbonisch und die „Ranachserie“ für vorkarbonisch hielt.

Das Karbon bildet die westliche Fortsetzung der im Bereich von Semmering und Veitsch gut gegliederten Karbonserie.

Zwischen L a i n t a l und L a m i n g t a l verläuft das Karbon in breitem Zug in NE—SW-Richtung. Zum L a i n t a l hin wird seine Südseite durch die Trofaiachlinie abgeschnitten. Das Liegende ist durch das Kletschachkristallin bzw. durch die Triasschuppen, das Hangende durch die „Norische Linie“ (Altpaläozoikum) gegeben.

Dieser Gesteinskomplex konnte durch seine Kalkzüge tektonisch am besten studiert werden. Charakteristisch ist für diese Serie ein allgemein flach- bis mittelsteiles NW-Schichtfallen (Tafel 8, Fig. 3). Das B-Achsen-Maximum zeigt dementsprechend eine NE—SW-Richtung an (Taf. 8, Fig. 4). Ein schwächeres Maximum der Achsen verläuft im NNW—SSE-Richtung. Mangels einer beobachtbaren direkten Überprägung der zwei Hauptrichtungen konnte eine zeitliche Zuordnung der Achsen nicht erfolgen. Doch wäre es denkbar, daß die nahe N—S-Achsen einem älteren Bau, die NE—SW-Achsen einer jüngeren, hier dominierenden tektonischen Orientierung entsprechen.

Für das tektonische Bild des Karbons ist ein Schuppenbau charakteristisch, der z. T. aus einem Faltenbau hervorgegangen ist.

Im Gelände und im Bergbaubereich (unter Tag) sind im Liegenden des Kalkzuges wilde Faltungen, Bewegungserscheinungen zu sehen. Den Deformationsformen könnte man entnehmen, daß der Kalk von NW her auf die darunterliegenden Schiefer aufgeschoben ist. Diese Erscheinung ist um so interessanter, als die erwähnten großen Schuttmassen (S. 28) genau in diesem Horizont Platz nehmen.

Die Untertagsaufnahmen haben gezeigt, daß in der Hangendschieferserie der Magnesitlagerstätte, über dem Kalkzug, mehrere wiederholende Kalk- und kalkige Einlagerungen vorhanden sind (Charakteristisch für marines bis halbmarines Unterkarbon).

Demgegenüber sind in der Liegenschieferserie des Kalkzuges vielmehr die grobklastischen und sandigen Einlagerungen vertreten, die für die Flachwasserablagerungen des Oberkarbons sprechen.

Ohne fossilbelegte Stratigraphie kann nur auf Grund der aufgezählten Parallelisierung behauptet werden, daß eine Zweiteilung des Karbons in dem Liegenden des Kalkzuges erfolgen konnte. Wenn der untere Teil dem Oberkarbon und der darüberliegende dem Unterkarbon entspricht, liegt hier nicht bloß eine stratigraphische Zweiteilung vor. Dies würde im Karbon eine verkehrte Serie bedeuten.

Im SW der Karte, wo das Karbon flach auf dem Untergrund aufliegt, ist eine intensive Faltung an flach nach NE gerichteten Achsen zu bemerken. Die NE—SW streichenden, im graphitischen Schiefer wiederholt auftretenden Kalkzüge sind wahrscheinlich aus Falten entstandene Aufbrüche, die in diesem Bereich besonders verbreitet sind.

Eine besonders starke Zerrüttung und Zerschollung des Karbons ist in der Umgebung der schon öfters erwähnten kristallinen Schuppe im L a i n t a l zu beobachten. Die Zugehörigkeit dieser Schuppe zum Kletschachkristallin ergibt sich auf Grund des Gesteinsbestandes. Auch an dieser Stelle trägt das Kristallin im Hangenden der Trias entsprechende Gesteinsreste (Quarzite, Rauhwacke und Kalke), die für das Kletschachkristallin charakteristisch sind.

Diese kristalline Scholle besteht aus zwei Schuppen, von denen jede im Hangenden die Trias mehr oder minder gut aufgeschlossen enthält (Tafel 3, Fig. 1). In die Verschuppung wurde auch das Karbon einbezogen.

Daß es sich hier eindeutig um Vertikalbewegungen handelt, ist durch die das Kristallin halbkreisförmig umgebenden Karbongesteine (Kalkschollen) erwiesen.

Weiter nach NE zieht der Kalk, am Hohenburg (1382 m) ganz flach gelagert, über Fuchsgraben—Obertal—Rabensteinerwand mit einzelnen Lücken durch. In seiner ganzen Länge verbirgt der Kalkzug in sich einen äußerst komplizierten Faltenbau, der kaum kontrollierbar ist.

Östlich Fuggnitzergraben erfolgt eine Verzweigung des Kalkzuges. Der nördliche Zug, die Nordoststreichrichtung beibehaltend, zieht bis St. Kathrein und von hier nach N drehend weiter. Der südliche Ast ist WNW—ESE streichend bis in das Lamingtal zu verfolgen. Der nördliche Zug hat ein allgemeines NW-Fallen, der südliche ein Südfallen. Diese „V“-förmige Faltenwiederholung wurde wahrscheinlich durch die keilartige Einspießung des Kletschachkristallins unterhalb des Kirchkogels (982 m) verursacht.

Im Lamingtal SE Kirchkogel (982 m) macht das Kristallin eine Art Einbuchtung, in der deutlich ersichtlich ist, daß das Karbon und die Trias auf dem Kristallin aufliegen (Tafel 4, Fig. 3).

Während die Kalke gut sichtbare Deformations-Formen bildeten (Faltung, Bänderung, Hochdrücken von Schollen) reagierten die Schiefersteine des Karbons auf dieselbe Tektonik viel plastischer. Nur die massigeren Schieferpartien bewahrten ihre Deformationsformen.

Die Liegendgrenze der Karbonserie ist zu den Triasschuppen diskordant, stark tektonisiert. Das Karbon ist z. T. mit der Trias verschuppt (Taf. 5, Fig. 7, 8).

In seinem Hangenden schließt die tektonisch höhere Einheit der Grauwackenzone an, welche vom Karbon durch die „Norische Überschiebung“ getrennt ist.

3. Die obere Grauwackendecke („Norische Decke“)

Enthält das Altpaläozoikum (Phyllite, Grünschiefer und Grauwackenschiefer) der „Silbersbergserie“ (Mohr) im Osten und der Grauwackenschieferserie (Hammer) im Westen, einschließlich der Porphyroide.

Diese tektonische Einheit ist gegenüber dem Karbon durch die konstante mittelsteile Lagerung ausgezeichnet. Die Fallrichtung ist abgesehen von lokalen Störungen einheitlich nach NNW gerichtet (Taf. 8, Fig. 4).

Im großen gesehen, besteht die „Norische Decke“ aus gut abgrenzbaren Schuppen, wo an den Schuppengrenzen „serienfremde“ Gesteine (Altkristallinschollen und Karbonschuppen) auftreten. Diese aufeinandergestauten, örtlich morphologisch hervortretenden Schuppen sind so stark überprägt, daß sich das Fallen zwischen den einzelnen Schuppen nicht wesentlich oder gar nicht ändert.

A. Die „Norische Überschiebung“

Auf die tektonische Teilung der Grauwackenzone wies schon Uhlig (1909) hin, aber genauere Angaben über den Verlauf der Überschiebung, an der die Deckenbildung innerhalb der Grauwackenzone erfolgte, wurden von L. Kober (1909) gebracht. Kober vermutete die von ihm als „Norische Linie“ bezeichnete Überschiebung an der Basis der erzführenden Kalke. Im östlichen Abschnitt der Grauwackenzone hatte Mohr (1910) die Überschiebung auf die Basis der „Silbersbergserie“ verlegt. Auf Grund stratigraphischer Ergebnisse stellten Hammer (1924) und etwas später Spengler (1927) die Überschiebung unmittelbar am Hangenden des Karbons fest.

Im Abschnitt meines Kartierungsbereiches ist die genaue Lage der „Norischen Linie“ durch die von Oberdorf bis Drittesdorf immer wieder auftretenden Altkristallinschollen ziemlich gut erfaßbar. Es ist aber zu betonen, wie auch H. P. Cornelius (1952) bemerkt, daß man sich die „Norische Überschiebung“ nicht als eine glatte „Schubfläche“ vorstellen darf, sondern als „Bewegungshorizont“ (Sander) mit zahlreichen kleinen und größeren (sekundären) Teilverschuppungen. In diesem Sinne konnte ich unterhalb der eigentlichen Hauptüberschiebung, die durch Altkristallinschollen gekennzeichnet ist, noch zwei deutliche Bewegungshorizonte (Schuppengrenzen) beobachten (Taf. 4, Fig. 4). Die eine ist das unmittelbar Hangende des Karbons (Grenze Karbon-Grauwackenserie); die andere Bewegungsfläche ist im Zusammenhang mit „Karbonschuppen“ festzustellen.

Diese Teilverschuppungen können teilweise oder vollständig durch das weitere Aufschieben an der eigentlichen Überschiebung von der höheren Serie überschoben werden (Taf. 4, Fig. 4b). In diesem Falle grenzt das Karbon in seinem Hangenden an höher metamorphe Gesteine bzw. an Altkristallin. An diesen Stellen, im SW der Karte, und wo die Einengung sehr fortgeschritten ist, wie NW St. Kathrein (wo kein Altkristallin vorliegt), verläuft die Hauptüberschiebung der „Norischen Linie“ unmittelbar am Hangenden des Karbons, ansonsten aber etwas nördlich oder nordwestlich davon (siehe Tafel 2).

Die Grenze Karbon-Grauwackenschiefer-Serie verläuft im Streichen der Gesteinszüge in NO—SW-Richtung und ist, wie oben erwähnt, tektonisch bedingt.

Nachdem hier phyllitische Gesteine aneinander bewegt wurden (Plastizität), ist die Grenze wie stets im Gelände wenig auffallend, sehr schlecht aufgeschlossen. Doch an Stellen, wo massige Schiefer im Karbon einen Widerstand leisteten, sind starke Zertrümmerungen zu beobachten (Taf. 6, Fig. 5).

a) Die Karbonschuppen

Das Auftreten von Karbonschichten (graphitische Schiefer, Bänderkalke, Konglomerate) in der „Norischen Decke“ ist durch eine Teilverschuppung tektonisch zu erklären.

Die Aufschlüsse sind regelmäßig im gleichen Horizont unterhalb der durch Altkristallin markierten Hauptüberschiebung der „Norischen

Linie“ zu finden (E Niederdorf, S und SW Oberdorf). Im SW-Teil des Arbeitsgebietes, im Kaintal und S Kaintaleck (1391 m), sind die Karbonschuppen größtenteils an Querstörungen aufgeschlossen. Hier konnte die Lagerung im Graben S Stift im Profil beobachtet werden (Taf. 6, Fig. 3).

An einer Stelle sind graphitische Schiefer mit grünlichen Phylliten total verfaultet; in dem darüberfolgenden Aufschluß wurden die Graphit-schiefer von Phylliten schuppenförmig von WNW her überschoben.

Im SW des Kartierungsbereiches wurde in den Karbonschichten ein flaches WNW-, im mittleren Abschnitt des Gebietes ein mittelsteiles NW-Fallen gemessen.

Es ist festzustellen, daß in dieser als Karbon erkannten Schichtfolge die konglomeratischen Schichten konsequent im Hangenden liegen (Taf. 6, Fig. 4). Diese Erscheinung ist für die Deutung der Lagerung von großer Wichtigkeit (siehe S. 21).

Die Gründe, warum ich diese Schuppen für karbonisch hielt, wurden bereits besprochen (siehe S. 20).

Die im Bereich der Karbonschuppen gefundenen magnesitischen und reinen Dolomit-Blöcke sprechen auch für das Karbon: Umsomehr, als sie in der Fallrichtung der Oberdorfer Magnesitlagerstätten liegen. Postkristallin in die „Silbersbergserie“ eingeschuppte Magnesite wurden von K. A. Redlich (1914) und von H. Mohr (1910) am Semmering und von H. P. Cornelius (1952) im Arzbachgraben bei Gloggnitz wiederholt beschrieben.

Die Karbonschuppen stellen offensichtlich eine tektonische Wiederholung des normalen Karbons dar. Es ist dazu zu bemerken, daß die polymikten Konglomerate der Karbonschuppen eine abweichende Entwicklung gegenüber den unter „Karbonserie“ beschriebenen Karbon-gesteinen (Konglomeraten) aufweisen.

Wenn die polymikten Konglomerate der Karbonschuppen transgressiver Herkunft sind, ergibt sich aus der Lagerung eine inverse Serie, die sich tektonisch auch auf das Karbon der „Veitscherdecke“ überleiten läßt (Taf. 4, Fig. 4). Die tektonischen Zusammenhänge scheinen die im Karbon auf Grund der Gesteinsfazies vermutete verkehrte Serie zu bestätigen (siehe S. 33).

Die Möglichkeiten, daß die „Veitscherdecke“ und die Teilverschup-pungen der „Norischen Linie“ unterhalb der Hauptüberschiebung (Altkristallinniveau) eine verkehrte Serie darstellen, sind mit Bezugnahme auf die Großtektonik nicht ausgeschlossen.

b) Altkristallinschollen

Im Abschnitt Oberdorf besitzen diese Gesteine im Bereich von Kaintal und Kaintaleck die größte Verbreitung. In diesen Gebieten wurde eine flache bis waagrechte Lagerung festgestellt, die auch einen Grund der großen Oberflächenausdehnung darstellt.

Vom Kaintaleck (1391 m) nach NE konnte ich diese altkristal-linen Gesteine mit mehreren Lücken bis Niederdorf verfolgen. An dieser Strecke ist nach NE eine abnehmende Mächtigkeit und ein wach-

sender Fallwinkel mit NNW-Fallrichtung festzustellen. Die genaueren Lagerungsverhältnisse sind S O b e r d o r f durch Profil D—D erfaßt (Taf. 3, Fig. 4). Hier liegen die Teilverschuppungen der „Norischen Überschiebung“ mit Karbonschuppen und Altkristallinschollen deutlich vor.

Weiter nach SW verschoben sich die altkristallinen Gesteine immer mehr zur Basis der „Norischen Decke“. Die Lagerung wird dabei immer flacher. Im K a i n t a l liegen sie bereits unmittelbar über dem Karbon. In diesem Bereich kommen die Karbonschuppen nur an Querstörungen vor, ansonsten sind sie durch das vorgeschobene Altkristallin überschoben. Mit dieser Erscheinung könnte man erklären, warum die Altkristallinschollen in der Grauwackenzone örtlich auf der Basis der „Norischen Decke“, d. h. auf dem Karbon der „Veitscherdecke“, und örtlich inmitten der norischen Einheit liegen (Taf. 4, Fig. 4 a—b).

Nach der herrschenden Auffassung der Forscher sind die Altkristallinschollen als von dem kristallinen Untergrund losgerissene Schubfetzen zu betrachten. Sie treten nur dort auf, wo die norische Überschiebung nachweisbar ist; sie müßten also die Basis der Überschiebung markieren. In diesem Sinne konnte ich die Lage der Überschiebung auf der Karte ziemlich genau festlegen.

Diese Linie bedeutet die eigentlich tiefgreifende Hauptüberschiebung. Die Teilverschuppungen sind dabei Nebenerscheinungen.

Die Altersfrage und die Bewegungsrichtung der „Norischen Überschiebung“ sind für den gesamten Alpenbau von großer Bedeutung. Dieses Problem wurde von verschiedenen Forschern vielfach diskutiert. Obwohl sich die „Norische Überschiebung“ in das System der alpidischen Bewegungen einzuordnen scheint, nahmen H. R. Gärtner (1934), E. Haberfellner (1935) und H. P. Cornelius (1952) für ein variscisches Alter Stellung. K. Metz (1953) nimmt an, daß die Überschiebung variscisch angelegt und alpidisch durchbewegt wurde.

Auf Grund der in den Zentralalpen an verschiedenen Stellen durchgeführten Untersuchungen wird von A. Tollmann (1959) betont, daß die Deckenbildung in der Grauwackenzone alpidisch, und zwar vorgosauisch ist. Weiter stellt Tollmann fest, daß die Bewegungsrichtung an der norischen Linie, entgegen R. Schwingers Auffassung (1951), S—N orientiert ist.

Zu der Altersfrage der Überschiebung kann aus dem Oberdorfer Bereich auf Grund von Detailbeobachtungen (Karbonschuppen u. a.) folgendes festgestellt werden: Die Teilverschuppungen, das Einschuppen von Karbon in die Norische Decke sind parallele Erscheinungen der Norischen Überschiebung. Infolgedessen kann die Verschuppung nur jünger als unterkarbonisch, also jungvariscisch oder alpidisch sein. Nachdem der gesamte tektonische Bau des Gebietes durch die alpidische Eingenungstektonik charakterisiert ist (Triasschuppen), kommt nur die letzte Möglichkeit in Frage.

H. P. Cornelius (1952) betont die Teilverschuppungen an der „Norischen Linie“, aber während er die Überschiebung der variscischen Deckenbewegungen hinzuzählt, nimmt er an, daß die „Magnesiteinwick-

lungen“ (vergleiche Karbonschuppen) in die Silbersbergserie (Norische Decke) alpidisch sein müssen.

Die Fragestellung löst eine Reihe von weiteren Fragen, die sich auf die zeitlichen Verhältnisse zwischen Vererzung und Tektonik beziehen, aus. Auf diese wird im Lagerstättenkapitel näher eingegangen.

Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse

Durch diesen allgemeinen Rückblick möchte ich die wichtigsten geologisch-tektonischen Ergebnisse des ersten Teiles meiner Arbeit schlagwortartig zusammenfassen.

Im Kristallengebiet des Kletschachkogels wurden die von L. Haus er (1934) beschriebenen Hauptgesteinstypen wiedergefunden; außerdem konnten Hornblendegneise und Graphitgneise gefunden werden. Die mit dem Gleinalmkristallin vergleichbare Kernserie ist im Kletschachkogel durch Orthogneise, Granitgneise, Granodioritgneise (Haus er) und Amphibolite vertreten. — Graphitgneise und Zweiglimmergneise deuten auf eine hochmetamorphe Sedimentserie um die Kerngebiete des Kletschachkogels. — Migmatite, Aplite bzw. Aplitisierungen sind reichlich vorhanden. — Eine postkristalline Deformation und Diaphthorese ist praktisch überall nachweisbar (Mylonite, Blastomylonite, Diaphthorite).

Tektonisch gesehen, ist das Kletschachkristallin ein in sich mehrfach verschuppter Komplex. — In die Verschuppung wurden auch die Grenzgebiete einbezogen. — Die Schuppenbildung ist nachtriadisch. — Die tektonische Position des Kristallins entspricht nicht einer über dem Mesozoikum liegenden Deckscholle.

Beweise für Vertikalbewegungen an der „Trofaichlinie“ wurden am Kletschachkogel und im Laintal erbracht. — Die Lagerungsverhältnisse in den Grenzgebieten des Kristallins wurden durch die Aushebung des Kletschachkogels weitgehend beeinflusst.

Die Existenz der „Rannachserie“ bzw. der Trias im Hangenden des Kletschachkristallins vom Laintal bis Lamingtal wurde gesichert. — Die auffindbare Trias (Quarzite, Rauhwanke, Kalke und Dolomite) ist mit der Skyth-Anis-Schichtfolge der zentralalpiner Fazies vergleichbar.

Die Schichtreihe ist tektonisch stark reduziert, liegt z. T. schuppenartig auf dem Kristallin. — Die Grenze Rannachserie — Kristallin zeigt durchwegs starke Bewegungserscheinungen.

Das Karbon ist teils marin (Kalke mit Meeresfauna), teils kontinental entwickelt (Restschotter-Konglomerate). — Dominierend die graphitischen, quarzreichen, sandig-schiefrigen Ablagerungen. — Grünschiefer tritt als Seltenheit mit Kalk verbunden auf. — Das Vorhandensein einer tektonischen und stratigraphischen Zweiteilung der Karbonserie ist aus faziellen Gründen möglich. — Die Liegend- und Hangendgrenze des Karbons ist tektonisch bedingt. — Für den gesamten Innenbau der Karbonserie ist ein Falten- und Schuppenbau, welcher sich zu NE—SW-Achsen orientiert, charakteristisch.

Die obere Grauwackeneinheit „Norische Decke“ besteht überwiegend aus quarzreichen sandig-phyllitischen Gesteinen, die gelegentlich mit

Grünschiefer und mit klastischen Einlagerungen verbunden sind. — Von dem phyllitischen Komplex sind die Grauwackenschiefer (H a m m e r) schwer zu trennen. — Mit Grünschiefern verknüpft wurden leichte Vererzungsspuren, interessante Mineralisationen und schmale Porphyroid-einschaltungen beobachtet. — Auch zwischen Grauwackenschiefern und dem „Blasseneckporphyroid“ sind Lagerungsübergänge vorhanden.

Tektonisch ist für die gesamte „Norische Decke“ ein Schuppenbau mit NNW-Fallrichtung ohne Biegungsformen charakteristisch.

Die Lage der „Norischen Linie“ konnte mit Hilfe von neugefundenen Altkristallinschollen ziemlich genau festgelegt werden.

Die Teilverschuppungen an der „Norischen Linie“ wurden durch die Entdeckung der Karbonschuppen nachgewiesen.

Auf der Basis der eigentlichen Überschiebung „Norische Linie“ sind neben diaphthoritischen Altkristallinschollen höhere metamorphe „Grauwackenelemente“ vorhanden.

Die entlang der Überschiebung liegenden altkristallinen Schubfetzen (Diaphthorite) sind nicht mit dem Kletschachkristallin unmittelbar vergleichbar.

Das ganze Gebiet wurde durch die alpidische Einengungstektonik erfaßt und neu gestaltet. Das generelle Streichen der Gesteinszüge verläuft NE—SW; das allgemeine Schichtfallen ist nach NNW—WNW gerichtet.

Die verschiedenen Komplexe wurden gemeinsam tektonisiert, gemeinsam metamorphisiert (Dynamometamorphose). — Die Epimetamorphose ist in entsprechender Form in dem Gesamtgebiet bemerkbar.

Auf die Sedimentserien wirkt die Metamorphose progressiv; auf das schon vor der Metamorphose existierende Hochkristallin wirkt sie regressiv (Diaphthorose).

Nach E. C l a r und O. M. F r i e d r i c h (1933) stimmen die Fe-Mg-metasomatische Spatlagerstätten der Ostalpen mit der zur alpidischen Zeit abklingenden Metamorphose paragenetisch überein.

Lagerstättenverhältnisse des Gebietes

Die Magnesite und die mit diesen verbundenen Talklagerstätten schließen sich an den bekannten, vom S e m m e r i n g über V e i t s c h — O b e r d o r f und nach W bis in das Zillertal mit mehreren Lücken verfolgbar Karbon-Kalkzug an. Diese Lagerstätten gelten als metasomatische Bildungen, werden aber auch syngenetisch-sedimentär gedeutet.

A. Der Magnesit-Talkbergbau von Oberdorf

Dieser liegt etwa 1,5 km Luftlinie S O b e r d o r f an der vom Kletschachkogel (1458 m) im NW herabziehenden Grabenlinie. Die Lagerstätte ist durch diesen Graben in einen NE- und einen SW-Flügel getrennt. Der eine ist die sogenannte „Wieserseite“ und der andere die sogenannte „Angererseite“. Die Untersuchungen beziehen sich hauptsächlich auf den größeren NE-Flügel der Lagerstätte.

Diese durch ihren Spatmagnetit und reiche Mineralvorkommen bekannte Magnetitlagerstätte, in älteren Arbeiten als „Wiesergut“ genannt, wurde bergbaulich und mineralogisch von namhaften Forschern bearbeitet. Außer den angeführten Arbeiten (Erforschungsgeschichte) sind unveröffentlichte Gutachten von G. A. Koch (1907), K. A. Redlich (1918), W. Schmidt (1920) und E. Clar (1951) von beachtlicher Bedeutung.

Um ein Gesamtbild über die Lagerstätte zu bekommen, wurde eine Stollenkartierung über die Hauptabbauhorizonte und die Auswertung sämtlicher derzeit in der Lagerstätte gemachten Bohrungen durchgeführt. Die Zwischenhorizonte und die Stollen der Talkumindustrie wurden durch mehrmalige Begehungen, Notizen, Handstücksammlungen und Fotos in die Bearbeitung einbezogen. Um Detailfragen zu klären, wurden Dünnschliff-, Anschliff- und röntgenographische Untersuchungen herangezogen.

1. Die Lagerungsverhältnisse

Das unmittelbar Liegende des Magnetitkörpers besteht aus bänderig-plattigem, dunkelgrauem bis blaugrauem Karbonkalk. Der Kalk liegt als normales Schichtglied in der sandig-tonigen Schieferserie, fällt steil bis mittelsteil nach NNW ein.

Die Grenze Kalk-Liegendschiefer ist stark tektonisiert, wobei der Kalk und Schiefer gefaltet, z. T. mylonitisiert wurde.

An der Liegendgrenze ist der Kalk dunkel bitumenreich und plattig-feinbänderig. Zum Magnetit hin wird er allmählich heller, massiger und die kristalline Struktur wird ausgeprägter.

An der unmittelbaren Grenze Kalk-Magnetit ist der Kalk hellgrau, etwas mehlig, enthält reichlich Crinoiden-Stielglieder (Anschliff: 3, 32 und 34). Auslösungserscheinungen, feine Hohlräume, Drusenbildungen aus Dolomit sind an dem Kalk-Magnetitkontakt zu beobachten. Über dieser Zone schließt ohne breite Dolomitzone der weiße grob-kristalline Magnetit an.

Im Tagbaubereich konnte ein allmählicher Übergang von Kalk über mittelkörnigen, bräunlich verwitterten Dolomit zum Magnetit beobachtet werden. Die Dolomitzone im Liegenden des Magnetits wurde auch durch Tiefbohrungen angetroffen, aber es sind Stellen, wo sie fast vollständig fehlt.

In tieferen Aufschlußbereichen ist eine schmale Grünschiefer einschaltung (siehe S. 16) von höchstens 2 m Mächtigkeit zwischen Kalk und Magnetit angetroffen worden.

An diesen Stellen bildet der Grünschiefer eine natürliche Grenze des Magnetits gegen den Kalk, der nicht oder nur oberflächlich dolomitisiert wurde. In tieferen Aufschlüssen bekommt man im Stollenprofil einen Überblick über die gesamten Lagerungsverhältnisse der Lagerstätte (Taf. 7, Fig. 1—2). Unterhalb des Grünschiefers sind örtlich (Talkumstollen) im Kalk schmale (0—15 cm) Zellendolomit- und Rauhvacckenbildungserscheinungen beobachtet worden.

Im Hangenden des Magnesitkörpers schließen sich graphitische, tonig sandig bis konglomeratische Schiefer an. Sie bilden außerhalb der Lagerstätte das normale Hangende des Kalkes. In den Hangendschiefern sind wiederholt schmale (0—2 m) Kalke und kalkige Einlagerungen vorhanden, die auch kartiert wurden (Taf. 7, Fig. 1—2).

Die Grenzbereiche Schiefer-Magnesit, abhängig von den lokalen Verhältnissen, wurden vertalkt. In die Talkbildung wurden die quarzreichen Schiefer und die Randpartie des Magnesits einbezogen.

Durch die genaue Festlegung der unteren (liegend) und oberen (hangend) Grenzen des Magnesits ergibt sich für den Magnesit eine gestreckte Linsenform, deren Querschnitt von SW gegen NE zunimmt. Aus den Grundrissen der gesamten Förderhorizonte wurden Querschnitte und ein Längsschnitt über den Magnesitkörper konstruiert. Die Hauptachse dieses Körpers liegt flach nach SW gerichtet. In die Tiefe hin dreht sich die Achse nach E—W, dann geht sie mit dem Schichtfallen nach NW, bis der Magnesit in seiner Breite und Mächtigkeit allmählich auskeilt.

Es ist bemerkenswert, daß diese länglich gestaltete Magnesitlinse entlang der Hauptachse mehrere Verdickungen aufweist. Diese Verdickungen, sogenannte „Stöcke“, sind durch die Haupthorizonte im Bergbau gut feststellbar. Sie liegen steil in der Fallrichtung des Kalkes etwa quer zur Hauptachse der Lagerstätte. Wo der Grundriß des Magnesitkörpers durch Bohrungen gut begrenzt ist, kommen die einzelnen „Stöcke“, die jeweils durch einen Abbau gekennzeichnet sind, besonders gut zur Geltung. Außerdem kann man beobachten, daß die erwähnten „Stöcke“ durch Störungen (Kluftzonen) getrennt werden. Diese Erscheinung ist nicht nur auf diesem, sondern auch auf den übrigen Abbauhorizonten festzustellen (Taf. 7, Fig. 3).

Wo der Kalk eine flache Lagerung einnimmt, scheint der Magnesit allmählich auszukeilen. Mit dieser Erscheinung parallel vermindert sich die Kalkmächtigkeit überraschend. Innerhalb eines Höhenunterschiedes von zirka 120 m (der Abstand zwischen dem höchsten und dem tiefsten Stollenaufschluß) reduziert sich der Kalk von etwa 40 m auf 5—10 m Mächtigkeit. Es ist allgemein festzustellen, daß die Kalkmächtigkeit auch in der Streichrichtung sehr große Unterschiede aufweist. Im Liegenden des Magnesitkörpers ist der Kalk durchschnittlich ein Drittel bis ein Viertel der Magnesitmächtigkeit, aber örtlich auch viel geringer (Taf. 7, Fig. 4—5).

2. Der Magnesit von Oberdorf

Neben grob kristallinem Spatmagnesit (Haupt-Typ) sind in der Lagerstätte Pinolitmagnesite-Bändermagnesite extrem grob und als Randbildungen auch mittel- bis fein-kristalline Magnesite vorhanden.

a) Weißer grobkristalliner Spatmagnesit

Dieser charakteristische Magnesit-Typ bildet die Hauptmasse der Lagerstätte und wird als wertvoller Rohstoff abgebaut. (Im folgenden bezieht sich der Name Magnesit auf den massigen „Rohstein“ und nicht auf die aufgewachsenen Magnesit-Kristalle, die als Hohlräumbildung nur selten auftreten).

Der Oberdorfer Spatmagnetit ist durch wechselnden Kalziumgehalt und durch den geringen Eisengehalt ausgezeichnet. Während der Kalkgehalt, in CaO gemessen, an verschiedenen Stellen des Magnetitkörpers große Unterschiede zeigt (0—20 Prozent), bleibt der Eisengehalt (Fe_2O_3) verhältnismäßig konstant unter 1 Prozent.

Da der CaO-Gehalt den wichtigsten Faktor der Verwendbarkeit des Magnetits darstellt, wird die Qualität bzw. die Reinheit des Magnetits im Kalkgehalt gemessen.

Eine Reihe von chemischen Analysen zeigt, daß der Kalkgehalt im Magnetit in der Richtung zum Liegendkalk am Anfang gleichmäßig, dann sprunghaft steigt. Ein allmählicher „Übergang“ (Richtung Liegendkalk) ist vom Magnetit zum Dolomit festzustellen (siehe S. 56), dem gegenüber ist die Grenze Dolomit-Kalk stets scharf.

Ein höherer CaO-Gehalt des Magnetits ist nicht nur zum Liegendkalk hin vorhanden; auch quer zu dieser Richtung, entlang der Längsachse der Lagerstätte, zeigt der Kalziumprozentatz große Schwankungen. Eine Konzentrierung des hochwertigen (CaO-armen) Magnetits macht sich in den erwähnten sogenannten „Stöcken“ bemerkbar. Die Zwischenpartien sind CaO-reich.

Da diese „Stöcke“ eine deutliche Verdickung in der Breite des Magnetit-Körpers aufweisen, ist es wahrscheinlich, daß die schmalen Zwischenteile postkristallin stärker beansprucht (zerklüftet) werden konnten als die „Stöcke“ und daß der Magnetit durch Dolomit leichter verdrängt werden konnte. Diese Erscheinung entspricht der von H. Meixner (1952) aus der Magnetitlagerstätte Oberdorf beschriebenen „Redolomitisierung“.

H. Meixner beobachtete, daß Magnetitkristalle entlang der Spaltung durch Dolomit verdrängt werden. Dieser Prozeß kann unter Pseudomorphosenbildung nach Magnetit zu einer vollständigen Dolomitierung führen. In dem sekundären Dolomit sind gelegentlich Relikte von Magnetit zu finden.

An zahlreichen Dünnschliffen wurde beobachtet, daß im grobkristallinen Magnetit der CaO-Gehalt in Form von feinkristallinem Kalzit bzw. Dolomit zwischen den Magnetit-Kristallkörnern, an Spaltflächen und in Rissen vorhanden ist. Stark deformierte und zerklüftete Magnetite zeigen besonders hohen Kalkgehalt (Dünnschliff: 171, 174, 172).

Im Auflicht wurden einige Harnischmylonite und ausgeheilte Klüfte im Magnetit untersucht (Anschliff 9, 13, 33, 36). Es konnte dabei festgestellt werden, daß die Rekristallisationsausheilung des Magnetits in erster Linie durch Kalzit- oder durch Dolomit-Zufuhr erfolgt ist. (Löslichkeit!)

Durch zahlreiche Röntgenproben, die im Rahmen des Mineralogischen Institutes von E. Biedl gemacht worden sind, wurde auch bestätigt, daß das Kalzium nicht in dem Kristallgitter des Magnetits eingebaut ist (keine isomorphen Mischkristalle, sondern eigene Minerale: Kalzit oder Dolomit).

Neben Kalzium (CaO) und Eisen (Fe_2O_3) enthält der Magnetit-Rohstein bis 2 % Kieselsäure (SiO_2) meist im Talk gebunden und unlösliche Substanz (Graphitpigmente).

An Hand von H. Haas (1953) aus verschiedenen Mg-, Fe-, Spat- und Talklagerstätten der Ostalpen spektroskopisch untersuchten Materials hatte H. Meixner (1953) festgestellt, daß „der Bestand an Neben- und Spurelementen in fast allen Karbonaten ähnlich ist“. Strontium, Silber und Kupfer sind allgemein verbreitet. Da typische Leit-Elemente (z. B. Bor) fehlen, können auf Grund der Spurenelementuntersuchungen keine genetischen Schlüsse gezogen werden.

Der Oberdorfer Spatmagnetit ist mit seinem Chemismus in den ostalpinen Vorkommen fast alleinstehend, und deshalb wird er oft als „Typ Oberdorf“ angegeben.

b) Pinolitmagnetit kommt hauptsächlich in dem SW-Flügel der Lagerstätte („Angerer-Seite“) beschränkt vor. Hier konnten feiner (0—6 mm), grob (0—25 mm) und extrem-grobkristalline (0—50 mm) Pinolite beobachtet werden.

Charakteristisch ist für den Pinolitmagnetit: länglich gewachsene Kristalle (Pinolien) die von feinem, dunklem, graphitischem Überzug umgeben werden. Es konnten Pinolitmagnetite gefunden werden, die zwischen den Pinolien leicht vertalkte, tonige Schieferreste (2×4 cm) enthalten.

c) Bändermagnetite sind selten. Spärliche Ausbildungen davon wurden im Hoffnung- und Mettler-Horizont beobachtet.

3. Die Begleitminerale des Magnesits

Da die einzelnen Mineralien von verschiedenen Forschern ausführlich behandelt wurden, möchte ich an dieser Stelle von einer genaueren Beschreibung absehen und über die Mineralien nur einen kurzen Überblick geben.

a) Dolomit ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$) ist als „Stein“ innerhalb des Magnesitkörpers, am meisten an dessen Randgebieten verbreitet. Die sogenannten „Roßzähne“ sind nach K. B. Matz (1939) sicher jünger als der Magnetit. Aufgewachsene Dolomitekristalle sind im Magnetit als drusige Hohlräumfüllungen anzutreffen.

b) Kalzit (CaCO_3) ist im Liegenden des Magnesits als kleine rhomboedrische Kriställchen in Hohlräumen auf porös ausgelaugter Kalk-Rauhacke aufgewachsen zu finden. K. B. Matz (1939) hatte in seiner Zusammenfassung auch Aragonit angeben.

c) Talk ($\text{Mg}_3[\text{OH}]_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$) ist das wichtigste (nutzbare) Begleitmineral des Magnesits.

d) Pyrit (FeS_2) ist als hexaedrische oder Pyritoeder-Kristalle am meisten im Talk, aber oft in den Randgebieten und an Störungen im Magnetit verbreitet. Die Pyritkristalle sind stets gut ausgebildet, können manchmal im Talk Faustgröße erreichen.

e) Strontianit (SrCO_3), weiß bis rötlich gefärbt, bildet säulig-nadelige Kristalle oder ist strahlig-massig. Kommt im Magnetit mit Dolomit XX als Hohlräumfüllung vor. Strontianit wurde aus Oberdorf von K. B. Matz (1939) beschrieben.

f) Cölestin (SrSO_4) ist selten; mit Dolomit XX als Hohlräumfüllung. Über sein Vorkommen berichtete K. B. Matz (1947).

Als Seltenheiten sind von A. Sigmund (1913) Baryt, von K. B. Matz (1939) Apatit, von H. Meixner (1939) B-Palygorskit, Parasepiolith und von F. Kahler und H. Meixner (1955) Rauchquarz mit Baryt aus Oberdorf beschrieben worden.

4. Tektonik der Lagerstätte

In dem ganzen Lagerstättenbereich (im Magnesit und in dessen Randgebieten) ist eine starke postkristalline Deformation makroskopisch und mikroskopisch festzustellen.

Der Magnesit selbst steht der Tektonik gegenüber als ein einheitlich kompakter Körper, in dem die Wirkung der Deformation hauptsächlich in einer Zerklüftung sichtbar wird. Wegen des kompakten Charakters des Magnesites sind die Zentralgebiete der Lagerstätte („Stöcke“) weniger tektonisiert als die Ränder. Eine besondere Häufung der Klüfte ist zwischen den Stöcken und in der Tiefe hin festzustellen, wo sich die Mächtigkeit des Magnesites stark reduziert. Die Klüftpole zeigen im Sammeldiagramm im W ein deutliches Maximum (Taf. 8, Fig. 5).

Unter den Klüften wurden einfache Fugen ohne bedeutende Bewegung und stark bewegte Gleitflächen mit Harnischmylonit oder mit Talkbildung auseinander gehalten. Die erwähnten Stöcke (siehe S. 41) sind im Magnesit primäre Verdickungen, die als einzelne Zentren durch ihre Masse von der Tektonik mehr verschont blieben als die übrigen Teile der Lagerstätte.

Der mächtigste dieser Stöcke befindet sich etwa im Schwerpunkt der Lagerstätte. Wie aus der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätte durch Messungen festgestellt wurde, besitzt der Liegendkalk einen Faltenbau mit flach gegen NE gerichteten „B“-Achsen. Die Verfaltung ist durch Schuppungen kompliziert.

Die Grenze Magnesit - Hangendschiefer ist praktisch überall gestört; wegen der „Inhomogenität“ war an solchen Stellen die Tektonik besonders wirkungsvoll. Örtlich (Talkumstollen), wo Magnesitblöcke direkt von plastischen Schiefen umflossen werden, kommt das verschiedene Materialverhalten der Gesteine bei gemeinsamer Beanspruchung besonders gut zur Geltung. In einem anderen Falle wurde beobachtet (Talkumstollen), daß sich quarzreiche Schieferhärtinge in den Magnesit hineinpreßten.

Die kräftigste Störung in der Lagerstätte verläuft in NW—SE-Richtung, nahe parallel mit der Talstörung, welche die Lagerstätte in den SW- und NE-Flügel trennt.

Die Störungsfläche, an der ein Teil des Magnesites versetzt wurde, fällt mittelsteil nach NE; als nordöstliche Grenze der Hauptlagerstätte wurde diese Störung „NE-Sprung“ genannt.

B. Die Magnesit-Talklagerstätte am Hohenburg (1382 m)

Dieses Vorkommen liegt etwa 6 km SW von Oberdorf am N-Hang des Hohenburgs. Die Lagerstätte, welche auf Talk abgebaut wurde, ist aus den Zeiten, als der Bergbau noch produktiv war, von E. Kittl

(1919, 1920) geologisch beschrieben worden. Der Bergbau wurde vor etwa 20 Jahren verlassen, so daß man heute nur mehr die Halden und die zum Teil eingestürzten und verwachsenen Stolleneingänge findet.

Da in der jüngsten Zeit ein Versuch der Neuaufschließung der Lagerstätte im Gange ist, konnten die feldgeologischen Beobachtungen durch Bohrungen, chemische Analysen und Dünnschliffe ergänzt werden.

Die Lagerungsverhältnisse und die Nebengesteine am Hohenburg sind analog der Oberdorfer Lagerstätte: Liegendkalke (Dolomitzone)-Magnesit (Talkzone)-Hangendschiefer. In ähnlicher Weise wie in der Lagerstätte Oberdorf konnten Schieferzwischenlagerungen (kein Grünschiefer) zwischen Kalk und Magnesit beobachtet werden. Schmale z. T. vertalkte Schiefereinlagerungen sind auch im Magnesit zu finden.

In der Kalkwand des Hohenburgs (E-Teil der Lagerstätte) liegt im Liegenden des Magnesites ein rötlich gelbes Rauhwackenband von etwa 0—1,5 m. Ähnliche Gebilde an der Magnesit-Kalkgrenze wurden durch Tiefbohrungen auch im W erbohrt. Feine brecciöse, dolomitreiche rauh-wackenähnliche Bildungen sind aus dem Lagerstättenbereich als Lesestücke gesammelt und untersucht worden (Anschliff: 7, 8).

An einer Stelle in dunkelgrauem Liegendkalk wurde eine sekundäre dolomitische Kluftausfüllung gefunden (Anschliff: 5, 6); ähnliche Erscheinungen sind auch von E. K i t t l erwähnt worden.

Das Magnesitlager liegt flach hangwärts fallend, so daß praktisch die Gesamtfläche der Lagerstätte zu Tage tritt. Die Hangendschiefer sind größtenteils erodiert worden, und auch die obere Kruste des Magnesites wurde örtlich tief (an einigen Stellen bis zum Liegendkalk) abgetragen.

Die primäre Mächtigkeit des Magnesites ist nur erhalten geblieben, wo die z. T. klastischen Hangendschiefer gegen die Erosion einen Widerstand leisteten. An diesen Stellen beträgt die Magnesitmächtigkeit etwa 40 m. Ansonsten ist sie innerhalb dieser Dicke sehr schwankend.

Der Magnesit am Hohenburg (1382 m) zeigt sowohl strukturell als auch in seinem Chemismus sehr große Unterschiede.

Es sind überwiegend Pinolite vorhanden, aber daneben treten auch pigmentreiche Spatmagnesite und Bändermagnesite auf.

Die Pinolite sind grauweiß, fein- bis grobkristallin, stellenweise besonders pigmentreich. Bemerkenswert ist, daß die zwischen den Kristallen feinverteilten Schieferreste fast immer vertalkt sind. Die Talkbildung greift auch auf den Magnesit über. Durch diese Erscheinung besitzt der Magnesit einen hohen Kieselsäuregehalt bis 6 %. Auch der Kalkgehalt (CaO) steigt im Magnesit bis 10 % an.

Die Dünnschliffuntersuchungen (Schliff: 171—176) haben ergeben, daß der Magnesit auf ähnliche Weise wie in der Lagerstätte „Wiesergut“ nach einer Deformation (Kataklyse) durch Kalzit bzw. durch Dolomit rekristallisiert wird. Die tektonische Beanspruchung (Druck) begünstigt auch die Vertalkung des Magnesites (Dünnschliff: 175).

Ob diese Lagerstätte einen ungestörten „Kern“ aus hochwertigem Magnesit in sich verborgen hält (wie Stöcke siehe S. 41) kann man auf Grund der bisherigen Aufschlüsse nicht sagen. Aus den Lagerungsverhältnissen ist aber zu entnehmen, daß der Magnesit ohne besondere Ver-

dickungen auf dem Kalk eine ziemlich gleichmäßige Schichte bildet, so daß die Wahrscheinlichkeit dieser Vermutung sehr gering ist.

Eine wesentliche Qualitätsbesserung auf größere Bereiche ist in der Lagerstätte wegen der gleichmäßigen Schichtenmächtigkeit des Magnesites nicht zu erwarten, da der Magnesit (nicht wie bei Stock- oder Linsenform) gemeinsam mit dem Nebengestein durchbewegt, vertalkt und redolomitisiert wurde.

Grobspätige Magnesite treten nur selten in den Liegendteilen der Lagerstätte auf.

Bändermagnesite wurden in einem zugänglichen Stollen beobachtet. Unter ihnen kommen ganz feinkristalline feinbänderige, (sehr reich an Schieferresten) und grobkristalline, bänderig-bankige Magnesite (weniger pigmentiert) vor. An den Bändermagnesiten ist ein „antipolares Wachstum“ der Kristalle (E. Clar 1931) deutlich zu beobachten.

Da die Richtung der Bänderung mit der Fallrichtung der flachliegenden Hangendschiefer übereinstimmt und die dunklen Bänder, die örtlich eine Art Schichtfläche bilden, reichlich Schieferreste enthalten, kann hier im Sinne von E. Raguin (1958) ein erhalten gebliebenes Sedimentärgefüge vorliegen. An anderen Stellen, wo sich die Bänderung im massigen Magnesit verliert, ist dieselbe als ehemaliges Anlagerungsgefüge schwer zu erklären.

Es ist bemerkenswert, daß die Lagerstätte am Hohenburg sehr arm an Begleitmineralien ist. Es wurden lediglich folgende Mineralien vorgefunden:

Dolomit: weiß, grobspätig und massig; bildet keine aufgewachsenen Kristalle.

Talk: tritt am häufigsten als metasomatisch vertalkte Hangendschiefer auf, ist aber auch feinschuppig oder massig im Magnesit reichlich zu finden.

Pyrit: tritt im Magnesit nur selten auf.

Als feine Klufteinkrustung wurden winzige Quarzkristalle beobachtet.

Auf die Tektonisierung der Lagerstätte und auf die Zerklüftung des Magnesits wurde schon hingewiesen. Die Obertagsaufschlüsse sind im Lagerstättenbereich sehr mangelhaft, und ohne Grubenkartierung kann über die Tektonik nichts Ausreichendes gesagt werden. Es wurde lediglich festgestellt, daß der Liegendkalk einen Faltenbau besitzt, dessen B-Achsen flach ungefähr nach „N“ zeigen.

Östlich der Lagerstätte, unter der Fuchswand und E davon (siehe geologische Karte) sind große Magnesitblöcke verstreut. Neben diesen Blöcken konnte auch anstehender Magnesit vorgefunden werden. Es ist anzunehmen, daß durch eine Schuppung (Taf. 3, Fig. 2) ein Teil von der Hauptmasse der Lagerstätte abgerissen und durch Blockmassen verschüttet wurde.

Magnesitausbisse (Pinolite) in gleicher Höhe der Lagerstätte, aber an der S-Seite des Hohenburgs zeigen, daß die Magnesitisierung unterhalb des Gipfels (1382 m) in geringem Ausmaß durchgeht.

Die Oberflächenausdehnung, die Durchschnittmächtigkeit des Magnesits und die weitem Magnesitausbisse in der Umgebung sind Gründe;

daß man — nicht eingerechnet die tiefere Fortsetzung; die noch gar nicht bekannt ist — die Magnesitlagerstätte am Hohenburg zu den größten Vorkommen der weiteren Umgebung zählen kann.

C. Sonstige Magnesitausbisse

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden entlang des Karbonkalkzuges einige schon bekannte, aber auch bisher noch nicht entdeckte kleinere Magnesitvorkommen angetroffen (Taf. 6, Fig. 1, 2).

Die wichtigsten von diesen Ausbissen sind auch auf der geologischen Karte (1 : 12.500) etwas übertrieben ausgeschieden oder mit einem „M“ (Magnesit) eingetragen worden.

Vom Laintal (bei Drittesdorf) ausgehend, ist der Kalkzug mit Unterbrechungen (Querstörungen) praktisch in seiner Gesamtlänge bis zum Lamingtal (SE Kirchkogel 982 m) magnesitisiert oder dolomitisiert worden.

Dazu ist zu bemerken, daß SW der Lagerstätte Oberdorf „Wieserseite“ hauptsächlich Pinolite und NE dieser Lagerstätte in der Mehrheit pigmentfreie Spatmagnesite verbreitet sind.

D. Zur Genesis der Magnesit-Talklagerstätten

Nachdem in den vorhin beschriebenen Lagerstätten Oberdorf und Hohenburg (1382 m) Magnesit und Talk nebeneinander Lagerstätten-bildend vorkommen und die Bildung von beiden Mineralien eng zusammenhängt, werden auch die genetischen Verhältnisse gemeinsam erörtert. Um die genetischen Zusammenhänge besser zu verstehen und entsprechende Hinweise bezüglich der „Magnesitfrage“ machen zu können, wird zunächst die Frage der Talkbildung behandelt.

1. Über die Talkbildung

Innerhalb der alpinen Talklagerstätten kann man, von genetischen Gesichtspunkten ausgehend (geologisch-petrographische Erscheinungsform), verschiedene Lagerstättentypen auseinanderhalten (Übergänge sind möglich).

a) Metamorphe Talklagerstätten, die in Begleitung von epizonalen Gesteinen (Chloritoidschiefer) am häufigsten an tektonischen Störungen gebunden vorkommen (Mautern und Umgebung).

b) Lagerstätten, die an Serpentin- bzw. Hornblendegesteinen liegen und aus diesen durch Thermallösungen hervorgegangen sind (Anger bei Weiz).

c) Talkvorkommen, die an größere, in der Regel an eisenarme Magnesitlagerstätten gebunden sind (W. Petraschek). Zu diesen Typen gehören die in meinem Arbeitsgebiet untersuchten Lagerstätten (Oberdorf, Hohenburg). Im weiteren bezieht sich die Beschreibung auf diese Talkvorkommen.

Der Talk kommt linsen- oder nesterförmig am meisten an Kontaktflächen von Magnesit zum quarzreichen Schiefer vor, wo in erster Linie die Schiefer, aber auch der Magnesit vertalkt wurde. Außerdem tritt der

Talk an Gleitflächen, entlang Quarzgängen und feinverteilt, von den lokalen Verhältnissen abhängig, innerhalb des Magnesitkörpers auf.

Wie im weiteren Verlauf der Beschreibung zu ersehen ist, kann man mit Sicherheit behaupten, daß der Talk metasomatisch durch Verdrängung des Quarzes von Magnesialösungen oder des Magnesits durch Kieselsäure entsteht. Daher ist die Reinheit und Struktur des Talkes (massig, schiefrig oder körnig) in ungestörtem Zustand von den Eigenschaften des Muttergesteins abhängig.

Vorerst möchte ich den Fall erörtern, wo das quarzreiche Nebengestein (Hangendschiefer) des Magnesits in Talk umgewandelt wurde. Als Ausgangs- bzw. Muttergestein des Talkes kommen Sandsteine (Sandsteinschiefer), Konglomerate (Konglomeratschiefer) und feinkörnige, quarzreiche, tonig-graphitische Schiefer in Betracht (siehe petrographische Beschreibung).

An zahlreichen Anschliffen (Schliff: 1, 25, 26 und 28) und Dünnschliffen (Schliff: 7, 174) wurden Proben, die verschiedene Grade der Vertalkung aufwiesen, untersucht. Es wurde dabei festgestellt, daß beispielsweise bei einem Sandstein von unterschiedlicher Korngröße zunächst das feinste Bindemittel aufgezehrt wird, wobei die relativ größeren Quarzkörner noch erhalten bleiben. Wenn der Prozeß der Verdrängung weiter anhält, wird das Ganze außer der unlöslichen Substanz (Graphit) in Talk übergehen. Da nach der Talkbildung noch lokale Bewegungen stattfanden, bewahrt der Sandstein, besonders bei einheitlicher Korngröße, äußerst selten sein ursprüngliches Korngefüge.

Erstmalig aus der Oberdorfer Lagerstätte (Talkumstollen) konnte ich ein vollständig vertalktes Konglomerat mit ausgezeichnetem Korngefüge vorfinden. Die in feiner, sandig und graphitpigmentierter Grundmasse isoliert liegenden Quarzgerölle (0—20 mm) wurden ohne Strukturveränderung in reinen grünlichweißen Talk umgesetzt. Die Grundmasse wurde, dem Muttergestein entsprechend, in pigmentreichen Talk umgewandelt. Dieser Fund ist nicht nur ein einwandfreier Beweis für die metasomatische Talkbildung, sondern liefert ein Musterbeispiel der „gefügeerhaltenden Metasomatose“ im Sinne von E. Raguin (1958). Diese Art der Talkbildung, wo die Kieselsäure durch Magnesialösungen direkt verdrängt wird, ist an den Lagerstätten Oberdorf und Hohenburg (1382 m) am häufigsten anzutreffen.

In Oberdorf (Talkumstollen) wurde beobachtet, daß dort, wo die quarzreichen Hangendschiefer als Härtlinge sich gegen und in den Magnesitkörper hineinpressen, die Talkbildung am intensivsten ist (der Druck begünstigt die Reaktion). Plastische Hangendschiefer, die dem Druck ausgewichen sind, zeigen keine Vertalkung. Daß das vorhin beschriebene vertalkte Konglomerat sein Gefüge erhalten konnte, ist dadurch zu erklären, daß es wohl von der Nähe, aber außerhalb der Quetschzone stammt.

Seltener ist der Fall, wo die Vertalkung eines Quarzsandsteines in zwei Etappen erfolgt. Da werden die Sandsteinkörner zunächst durch Dolomit verdrängt (totale Verdrängung), und dann wird der Dolomit von den Kristallrändern ausgehend in Talk übergehen. (Anschliff: 2, 12, 23, 24, 27, 30, 35 und 37). Diese Erscheinung ist durch wechselnden Kiesel-

säure- und Kohlensäure-Überschuß zu erklären. Auch von K. A. Redlich (1934) wurden Fälle erwähnt, wo der Magnesit die Schiefer verdrängt.

Die Dolomitisierung erzeugt aus feinen Quarzkörnern kleine und aus größeren Körnern größere Kristalle, wobei die Rundungen der größeren Gerölle teilweise erhalten bleiben. Während der nachträglichen Vertalkung fallen zunächst die feinen Dolomitkristalle (die Grundmasse) der Vertalkung zum Opfer. So ist es möglich, daß in reinem Talk einzelne größere (0—20 mm), dunkelgraue Dolomitkristalle (Porphyroblaste) verstreut vorhanden sind, die nach ihrer rundlichen Form ursprünglich einem größeren isolierten Quarzgeröll entsprechen (der Dolomit wurde röntgenographisch bestimmt).

Magnesitporphyroblasten im Talk — die sich durch ihre kantig-rhomboedrische Kristallform von den vorhin beschriebenen (rundlichen) unterscheiden — bilden sich während der Talkbildung durch das örtliche Aufsteigen des CO_2 -Partialdruckes (bei der Talkbildung wird CO_2 frei). Solche Erscheinungen wurden von Oberdorf schon von H. Meixner (1952) beschrieben.

Talkbildung mit Kieselsäureeinwirkung aus Magnesit bzw. aus Dolomit. Am häufigsten trifft man diese Form der Vertalkung an Kontaktflächen des Magnesites zum Hangendschiefer.

Auch von K. O. Welsch (1938) wurden die Pseudomorphosen von Talk nach Pinolitmagnesit in ähnlichen Verhältnissen vorgefunden. Durch diesen Fund wurde erstmals der Beweis erbracht, daß der Talk jünger ist als der Spatmagnesit.

Der aus weißem Magnesit gebildete Talk ist grünlichweiß, massig, enthält keinerlei Verunreinigung. An Anschliffen (Schliff: 10, 11) ist deutlich zu beobachten, daß der Talk besonders an Spaltrissen und in Klüften direkt in den Magnesit hineinwächst. Die von SiO_2 -Lösungen angegriffenen Kristallflächen verlieren ihren Glanz, wobei an Spaltrissen feine mikroskopische Talkschuppen erscheinen. Bemerkenswert ist, daß der Magnesit stellenweise in unmittelbarer Nähe der Vertalkung gebogene (gewölbte) Spaltflächen aufweist (tektonische Beanspruchung) und leicht dolomitisiert wurde. Eine intensive Pyritisierung ist an den vertalkten Stellen sowohl im Schiefer als auch im Magnesit zu beobachten.

Auf der Lagerstätte Hohenburg findet man nicht nur an den Randgebieten, sondern auch innerhalb des Magnesitkörpers verbreitete Vertalkungen. Wie auch E. Kittl (1919) bemerkte, ist hier der Talk zur Gänze an Magnesit gebunden.

Die Dünnschliffuntersuchungen (Schliff: 171—176) haben erbracht, daß der Talk in den starken Druckwirkungsbereichen den Magnesit aus Spaltrissen und Klüften ausgehend verzehrt, wobei an den vertalkten Stellen feine Dolomitisierung zu bemerken ist. H. Meixner (1952) behauptete, daß bei der Talkbildung freigewordene CO_2 in Anwesenheit von CaCO_3 unter Dolomitisierung mit dem Magnesit reagiere. In diesem Sinne könnte man bis zu einem gewissen Grad die Vertalkung und die Dolomitisierung des Magnesites in Zusammenhang bringen. Zweifellos ist der hohe (sekundäre) CaO-Gehalt des Magnesites am Hohenburg auf die intensive Vertalkung zurückzuführen. Nach

oder während starker Zerklüftung wurde die gesamte Lagerstätte, ausgenommen die kompakten Teile, von SiO_2 -Lösungen betroffen, wobei auch der Quarzgehalt der im Magnesit vorhandenen Schieferreste teilweise zur Talkbildung verbraucht wurde.

Beachtenswert bei den vorhin erörterten Talkbildungsarten, wo Kieselsäure auf magnesiereiches Gestein (Magnesit oder Dolomit) wirkt, ist, daß an vertalkten Stellen nur selten freier Quarz beobachtet werden konnte. Das bedeutet, daß die reagierende Menge der Kieselsäure mit der Verdrängung (Vertalkung) im Gleichgewicht steht, während die P/T-Verhältnisse ziemlich konstant bleiben (E. Raguin: „Gleichgewichtsmetasomatose“).

Anders sind die Verhältnisse SW Kirchkogel, wo eine Magnesit-scholle in den Rissen und Klüften mit weißem Quarz durchzogen ist. In diesem Fall erfolgte während der Durchdringung (SiO_2 -Zufuhr) eine kurz andauernde Erwärmung und Druckanstieg, welche für eine intensive Vertalkung nicht ausreichte. Es blieb nur an den Rändern des Quarz-ganges zum Magnesit eine feine weiße Talkhaut als Reaktionsprodukt zurück.

Aus den aufgezählten Beispielen über die Talkbildung geht deutlich hervor, daß der Talk unter 530°C (Winkler, 1960) ein stabiles Verdrängungsprodukt darstellt, in dem Magnesialösungen auf kieselsäure-hältigem Gestein wirken und umgekehrt. Es ist dabei festzustellen, daß bei gewöhnlicher Temperatur die Kohlensäure stärker ist als die Kiesel-säure, also der Quarz teilweise oder vollständig verdrängt wird: Es bil-det sich Talk oder Dolomit. Nachdem die Kieselsäure erst bei 400°C oder geringer bei hohem Druck wirksamer ist als die Kohlensäure (H. Leitmeier, 1916), wird die Kieselsäure nur unter entsprechenden P/T-Bedingungen den Magnesit zum Teil verdrängen können: Es bildet sich Talk aus Magnesit nach der folgenden Gleichung von H. G. F. Winkler (1960):



(der Druck kann verhältnismäßig gering sein).

Die Verdrängung von Sandstein durch Dolomit (wie erwähnt wurde) zeigt, daß nicht, wie K. A. Redlich bei Talkbildung aus Schiefer angibt, Magnesiumsulfat und Magnesiumchlorid, sondern Mg-hältige Kohlen-säure-Lösungen einwirkten.

K. A. Redlich (1914) behauptet, daß der Talk teils gleichzeitig mit dem Magnesit, teils sekundär gebildet ist.

Wenn wir, wie angenommen, während der Metasomatose mit aszen-denten Lösungen zu tun haben, die an der Schiefer-Kalkgrenze ein-gedrungen sind und aus Kalk den Magnesit und aus quarzreichen Schie-fern den Talk erzeugten, dürften mengenmäßig zwischen Talk und Magnesit nicht so riesige Unterschiede sein. Die Schiefer waren auch zur Genüge zerklüftet, um die Lösungen unter großem Druck eindringen zu lassen. Die Schiefer sind aber, wie allgemein angenommen wird, gegen Lösungen widerstandsfähiger als das Karbonatgestein, daher bildet sich

nur wenig Talk. Es sind aber Ausnahmefälle, wie E. Weinschenk (1900) aus der Talklagerstätte Mautern beschrieb: Die an Kalksteinen angrenzenden Graphitschiefer wurden vollkommen vertalkt, wobei der Kalk keine Magnesitisierungen aufweist.

Da die Bestimmungen von Welser und eigene Beobachtungen erwiesen, daß der Talk sicher jünger ist als der Magnesit, braucht man die Frage der gleichzeitigen Entstehung nicht weiter behandeln. Wichtiger ist zu wissen, wo die Lösungen, nachdem die Magnesitbildung schon abgeschlossen war, für die Talkbildung herkommen. Wenn die Talkbildung, wie O. M. Friedrich (1951) behauptet, „eine gesteigerte zweite Phase der Magnesitmetasomatose“ darstellen würde — wo die zwei Phasen oft durch einen tektonischen Akt getrennt werden können (Friedrich) — müßte man vor allem auch eine zweite Generation von Magnesit vorfinden. Dies ist in Oberdorf nicht der Fall, wohl aber z. B. in der Veitsch, wo kein nennenswerter Talk vorkommt.

Nachdem die Schiefer nur dort vertalkt sind, wo sie unmittelbar mit dem Magnesit in Berührung stehen, ist es offensichtlich, daß das Magnesium nicht aszendente zugeführt wurde, sondern aus dem Magnesit stammt. Dies gilt auch umgekehrt und wird auch von W. Petraschek (1937) bestätigt: Daß „Talk (im Magnesit) nicht aszendente SiO_2 -Lösungen, sondern vadose, aber profunde Wasserzirkulation die SiO_2 dem Nebengestein entnommen hat“.

Ob und in welchem Maße das während der „Redolomitisierung“ freigewordene Mg bei der Talkbildung verbraucht wird, konnte noch nicht festgestellt werden, aber die Möglichkeit eines solchen Vorganges ist nicht ausgeschlossen. Warum der Talk in der Regel mit Fe-armen Magnesiten verbunden ist (W. Petraschek, 1937), ist wahrscheinlich dadurch zu erklären, daß die Fe-reichen Magnesite chemisch stabiler sind; sie zeigen keine intensive, sekundäre „Redolomitisierung“, sie sind relativ Ca-arm.

Wie geschätzt wurde, ist das Mengenverhältnis zwischen dem aus dem Magnesit und aus dem Schiefer entstandenen Talk etwa 2:3. Das ist ein annehmbares Verhältnis, wenn man auf Grund der Beobachtungen behauptet, daß der Talk unter Einwirkung von Thermallösungen während mechanischer Beanspruchung („Stress“) einen Lösungsaustausch (Reaktionsprodukt) zwischen Magnesit und quarzreichem Schiefer darstellt.

Wenn man die Talkbildung in diesem Sinne betrachtet, ist es verständlich — wie Redlich (1934) bemerkte — warum dem Talk in der Paragenese und Sukzession der Magnesitlagerstätten eine Sonderstellung zukommt.

2. Die Frage der Magnesitentstehung

wurde kurz nach der Entdeckung von Spatmagnesitlagerstätten aufgeworfen. Schon damals hatte J. Rumpf (1873) den dichten, im Serpentin auftretenden Magnesit genetisch von den Spatmagnesiten getrennt. Er betont, daß die verschiedenen Lagerstätten des Spatmagnesits „durch ein und dieselben Ursachen bedingte Entstehung“ haben müssen.

Nachdem die ostalpinen Spatmagnesite, wie es auch heute hervor-
gehoben wird, als Produkte eines geologischen Großvorganges anzusehen
sind, bezieht sich auch die Frage der Genesis nicht auf die Einzellager-
stätten, sondern auf die Spatmagnesite als solche.

Das Problem der Magnesitforschung, wie H. Leitmeier (1951) es
bezeichnete, „gehört zum Schwierigsten, was uns die Natur an Rätseln
zur Auflösung bietet“, weshalb auch die Meinungen von verschiedenen
Forschern bezüglich dieser Frage weit auseinander gehen.

Am Beginn der Magnesitforschung hatte K. A. Redlich (1914)
auf Grund von heute sichtbaren Verwachsungsformen (Verdrängung
von Crinoiden) von Magnesit und Nebengestein eine epigenetische
(metasomatische) Entstehung den Spatmagnesiten zugeschrieben und weist
auf die genetische Verwandtschaft der Eisenspat-, Ankerit- und Spat-
magnesitlagerstätten hin. Diese Auffassung von K. A. Redlich (1934)
sowie die Gliederung der Magnesitlagerstätten in verschiedene Typen hat
sich bis heute gut durchgesetzt. Allerdings schon vor Redlich hatte
J. Rumpf (1873) für magnesitführende Thermen, die in „schlammigen
Tümpeln“ zur Kristallisation des Magnesites führten, eine mehr oder
weniger sedimentäre Entstehung bevorzugt.

Später (1916), auf Grund chemischer Überlegungen, hält H. Leit-
meier entgegen Redlich (Metasomatose) eine sedimentäre Magnesit-
bildung für möglich und versucht es auf experimentellem Wege zu
beweisen. Auch J. Kern (1912) bezweifelt die Metasomatose und
denkt — ähnlich wie später Z. Rohn (1950) — an sedimentäre Magne-
sitbildung unter dem Einfluß von submarinen, basischen Eruptiva.

An die Sedimenttheorie schließen sich noch M. Rozsa (1925), E.
Siegl (1958) und Llarena (1953) an, wobei besonders die beiden
Letzterwähnten in Leitmeiers zusammenfassender Arbeit (1951)
hervorgehoben sind.

H. Mohr (1929) betrachtet die Spatmagnesite Typ „Veitsch“
in gewisser Hinsicht als epimetamorphe Gesteine (kristalline Schiefer).
Er begründet seine Behauptung mit der epizonalen Mineralfazies (Eskola:
Grünschieferfazies), deren typomorphe Mineralien in den Lager-
stätten und im Nebengestein des Magnesits vertreten sind (Epidot —
Albit — Zoisit — Talk — Klinochlor).

Den Prozeß der Lagerstättenbildung durch chemische Auswahl be-
zeichnete Mohr mit dem Wort „Eklektogenese“ und nimmt an,
daß die Magnesite aus Dolomit mit Volumenabnahme durch solche
chemische Anreicherung (Auslösung) entstanden sind.

Auf der Seite der metasomatischen Theorie (Redlich) wurden sehr
wichtige Belege von E. Clar (1954) durch gefügekundliche Unter-
suchungen gebracht.

In einer gemeinsamen Arbeit hatten E. Clar und O. M. Fried-
rich auf Kristallisationshöfe, die als mögliche Zentren der Vererzung
in Betracht kommen, hingewiesen. Nach gründlichen Überlegungen
betont E. Clar (1945) die Zusammenhänge zwischen Vererzung und
Metamorphose in den E-Alpen, und damit hebt er die Einzellagerstätten
aus ihren lokalen in eine regionale Größenordnung.

In ähnlichem Sinne wie E. Clar, aber nicht von der „Tauernkristallisation“ (Sander) abgeleitet, sondern im Zusammenhang mit andesitischen Gesteinen des alpidischen subsequenten Vulkanismus (Stille), betrachtete W. Petraschek (1932) die Spatlagerstätten, Siderite und Magnesite als Glieder der alpinen Metallogene und weist auf die zonare Anordnung alpiner Erze hin (1953).

In einer zusammenfassenden Arbeit von O. M. Friedrich (1951) werden von verschiedenen Forschern die Gründe, die gegen oder für eine Metasomatose bzw. syngenetisch sedimentäre Entstehung der Magnesite sprechen, erläutert.

Einzelheiten über den Ablauf der Spatmagnetitmetasomatose mit chemischen und mikroskopischen Belegen werden von F. Angel und F. Trojer (1953) gegeben. In diesem Sinne erfolgten weitere Arbeiten von O. M. Friedrich (1958) und E. Clar sowie von H. Meixner und E. Raguin (1958), die besonders wichtige Stützen der metasomatischen Theorie darstellen.

Im weiteren werden die verschiedenen Argumente der syngenetisch-sedimentär- bzw. epigenetisch-metasomatischen Theorie mit Bezugnahme auf die untersuchten Lagerstätten (Oberdorf und Hohenburg) gegenübergestellt.

Die Erörterung erfolgt nach verschiedenen in einer Magnesitlagerstätte zu beobachtenden Daten, die als Resultate von einem oder von mehreren nacheinander folgenden Vorgängen aufzufassen sind:

1. Lagerstättenform.
2. Gefüge.
3. Verhältnis zum Nebengestein.
4. Chemische Beschaffenheit.
5. Sekundäre chemische Erscheinungen.
6. Geologische Position.
7. Tektonische Lage.

1. Die Oberdorfer Lagerstätte ist linsen- bzw. stockförmig (Taf. 7, Fig. 3), erstreckt sich nahe in der „B“-Achsenrichtung des Kalkes. Diese Form ist charakteristisch für metasomatische Körper, kann aber auch, nachdem die Magnesitvorkommen im Streichen auf dem Kalkzug nebeneinander liegen, als eine Mulde oder ein Sedimenttrog (Rozsa: Laguna) mit verschiedenen Querschnitten gedeutet werden. Im Gegensatz dazu können auch auf größeren Flächen, auf Kalk flachschiechtig liegende Magnesite (Hohenburg) oder die von Larena (1953) beschriebenen Typen, die weniger typisch für einen Verdrängungskörper sind, als epigenetisch-metasomatisch umgewandelte Sedimentgesteine (Kalke oder Dolomite) erklärt werden (E. Clar, 1956). Nach dieser Überlegung kann die Form der Lagerstätte für die genetische Deutung (metasomatisch oder sedimentär) nicht als Beweis betrachtet werden.

2. Erstmals von K. A. Redlich (1934) und später auch von O. M. Friedrich (1958) wurden im Dolomit eingeschlossene Organismen (Crinoiden u. a.), die durch Spatmagnetit verdrängt werden, beschrieben.

Diese Erscheinung spricht eindeutig für eine metasomatische Umwandlung gegenüber Leitmeiers Behauptungen (1917): „Das Eindringen fertiger oder in Bildung begriffener Magnesitkristalle in die Zwischenräume der anderen Karbonate ist keine echte Metasomatose, sondern letzte, oder gleichzeitige Ausfällung von Magnesit — Kalzit — und Dolomit“.

An zahlreichen Belegstücken von Redlich (1934) und von Friedrich (1958) wurde gezeigt, wie Dolomite entlang der sedimentär angelegten Schichtung und entlang der Klüftung durch Magnesit verdrängt werden. Als schönste Beispiele dieser Verdrängungsformen werden von Friedrich die Magnesite von Stangensattel (Tur-rach), von der Veitsch und Kaswassergraben abgebildet. Es handelt sich — wie ich mich an Ort und Stelle (Stangensattel und Veitsch) überzeugen konnte — um einwandfreie epigenetische Verdrängungen, wo im Magnesit auch Relikte („unverdaute“ Reste) des Nebengesteins vorliegen.

Eines ist aber zu bemerken — was auch aus den Beschreibungen von Redlich und von Friedrich hervorgeht — daß solche Verdrängungsformen nur eisenreiche Magnesite (Breunerite) zeigen. An eisenarmen Magnesiten (Typ „Oberdorf“), wo der Eisengehalt (Fe_2O_3) 1% nicht übersteigt, konnten metasomatische Verwachsungen von Magnesit weder im Nebengestein noch im Magnesit selbst beobachtet werden.

Friedrich (1958) beschrieb vom Kaswassergraben, daß eisenarme, meist feinkörnige Magnesite an Klüften von eisenreicheren und grobkörnigeren durchsetzt werden. Es liegen also zwei Generationen von Magnesit vor, es ist aber kaum mit Sicherheit zu entscheiden, ob sie einer gemeinsamen, oder jede einer eigenen Phase angehören.

Das Schicht- und Bändergefüge des Magnesites deutet H. Leitmeier (1951), W. Siegl (1955) wie auch L. Larena (1953) durch diagenetische Kristallisation eines Primärsedimentes.

Mit dem Problem der Bänderung hatte sich E. Clar (1954) eingehend befaßt und konnte als Ergebnis zahlreicher gefügekundlicher Untersuchungen behaupten, daß „die Bänderung nicht unveränderte sedimentäre Anlagerungsrhythmik, sondern im antipolaren Wachstum gestaltet ist“. Er betont weiter, daß die Metasomatose extrem selektiv wirken kann und in der Lage ist, auch sedimentäres Gefüge abzubilden.

In der Lagerstätte Oberdorf treten Bändermagnesite als Seltenheit auf und nur an den Hangendrändern, wo der Magnesit etwas pigmentiert ist. Drusenabsätze wurden beobachtet, die unter Umständen eine Art Bänderung hervorrufen können.

Auf dem Magnesitlager Hohenburg zeigen die Bändermagnesite deutlich das antipolare Wachstum und die stengelige Kornentwicklung der Pinolite (E. Clar), sind aber gegenüber der allgemeinen Auffassung ziemlich stark tektonisiert.

Das Pinolitgefüge des Magnesites entsteht während des Wachstums des Kristalles, wobei die Kohlenstoffsubstanz auf die Seite geschoben wird (W. Petraschek, 1953). Diese Erscheinung entspricht einem Kristallsprossen auf die Art, wie sie K. A. Redlich (1934) und O. M. Friedrich (1958) beschrieb: „Magnesitkristalle — die als Porphyroblasten in

Tongrundmasse schwimmen — sind offenbar porphyroblastisch aufgesproßt“. Es ist also eine Magnesitausscheidung + Kristalloblastese, die man sich unter entsprechenden Bedingungen (Thermen) in „schlammigen Tümpeln“ besser vorstellen könnte als epigenetisch in einem festen Ton-schiefer (J. R u m p f). Auch die „Eisblumentextur“ des Magnesits kann nach der Sedimenttheorie ähnlich erklärt werden. Z. R o h n (1950) spricht — bezüglich der Pinolite — von Magnesitablagerung mit Beimengung von bituminösem Schlamm. Er hält also die Pinolite für syn-sedimentär oder diagenetisch. In der Oberdorfer Lagerstätte wurden Pinolite gefunden, in denen leicht vertalkte Schieferreste schwimmen (siehe S. 43). Die länglich gestalteten, ziemlich langen Magnesitindividuen (0—4 cm) sind nahe der in den Schieferstücken erhaltenen „s“-Fläche eingefügt. Die Kristallisation war entweder durch die vorbestehende Schieferung richtungsbestimmend beeinflusst oder es wurde sowohl die Schieferung als auch die Kristallisation postdiagenetisch durch den Gebirgsdruck bestimmt. Magnesitisierungen durch Kristallsprossen sind auch am Rande der Lagerstätte H o h e n b u r g im Hangendschiefer beobachtet worden.

Die Kristallisation des Magnesits ist sicher postsedimentär, höchstwahrscheinlich postdiagenetisch. Eine diagenetische Kristallisation wird abgelehnt, da die Kristallisationstemperatur des Magnesits mit etwa 400°C *) bereits im Bereich der ersten metamorphen Tiefenstufe liegt.

In solchen Fällen aber, wo Kristalloblastese (Kristallsprossen) in kalkfreien Schiefen vorliegt, kann von Metasomatose kaum die Rede sein. Diese ist mehr eine hydrothermale Mineralausscheidung ohne Stoffaustausch.

Es ist noch zu bemerken, daß so viel und so grobe Kohlen- und Tonsubstanz, wie die Pinolite in ihrem Korngefüge enthalten, im Liegendkalk nirgends zu beobachten ist.

3. Für die Klarstellung genetischer Fragen ist es sehr wichtig, die strukturelle und materielle Beschaffenheit des Nebengesteins selbst und dessen Verhältnis zum Magnesitkörper genau zu studieren.

Die hier beschriebenen Beobachtungen beziehen sich auf die Lagerstätte O b e r d o r f und ihre Umgebung.

a) Magnesit wurde nur in Verbindung mit mächtigen Kalklagen beobachtet; wo der Kalk schmaler wird, weilt auch der Magnesit aus.

b) Der Kalk wurde im Streichen auf beträchtliche Länge magnesitisiert (siehe S. 47), es greift aber der Magnesit, auch nur auf kurze Strecke, nirgends durch den Liegendkalk.

c) Magnesitgänge (wie Erzgänge in epigenetischen Sideritlagerstätten Erzberg, Hüttenberg) im Liegendkalk wurden nicht beobachtet — „Zufuhrwege“ für die Vererzung konnten nicht festgestellt werden. Die Magnesitlagerstätten sind, wie Z. R o h n (1950) bemerkte, „wurzellos“.

d) Die Grenze Kalk — Magnesit (bzw. Dolomit) ist verhältnismäßig scharf, flächenmäßig.

e) Der Kalk wird zum Magnesit hin allmählich heller (reiner), massig und grobkristalliner. Während im Liegendkalk nur selten einzelne Crinoidenreste vorkommen, ist an der unmittelbaren Kalk-, Magnesit- bzw. Dolomit-Grenze, wie es in der Magnesitlagerstätte V e i t s c h der

Fall ist, eine Anhäufung von Crinoidenstielgliedern zu bemerken. (Könnten Organismen bei der Magnesiumanreicherung eine Rolle gespielt haben? — Ist es ein bestimmtes stratigraphisches Niveau?)

t) Intensive Kalzitierungen im Nebengestein sind nicht zu beobachten; (wo ist die metasomatisch verdrängte Ca-Menge hin verschwunden? — könnte man fragen). Diese Merkmale (a—f) sprechen für einen sedimentären Schichtverband.

Die Dolomitrandzone des Magnesites (siehe S. 40) wird — wie aus den Bohranalysen hervorgeht — zum Magnesit hin MgO-reicher und zum Kalk hin CaO-reicher. Die Dolomit-Kalkgrenze ist stets scharf, wobei der spätige Dolomit allmählich in Magnesit „übergeht“. Dieser Übergang ist kein kristallographischer, denn in diesem Fall wird der Dolomit als extrem CaO-reicher „Magnesit“ angesehen, in dem selbständige Dolomit- und Magnesit-, nicht aber Mischkristalle vorliegen. Auf Grund der von H. Meixner (1952) beschriebenen „Redolomitierung“ besteht die Möglichkeit, daß „die Dolomitrandzone“ aus Magnesit durch sekundäre Ca-Zufuhr aus den Liegendkalken entsteht und nicht als eine Zwischenstufe der Metasomatose anzusehen ist. Diese Behauptung scheint ihre Gründe zu haben, denn wo ein unmittelbarer Kontakt zwischen Kalk und Magnesit durch primäre Schiefereinlagerung (siehe S. 88) unmöglich war, fehlt die Dolomitrandzone des Magnesits.

Die Grünschieferzwischenlagerung (siehe S. 16, Taf. 7, Fig. 2) an der Grenze Kalk — Magnesit ist ein sicherer Beweis für die schon erwähnte, im Lagerstättenbereich herrschende Epimetamorphose. Außerdem ist es ein Hinweis auf den submarinen Vulkanismus, welcher unter Umständen mit der Magnesitbildung in Zusammenhang stehen könnte (Z. Roh n, 1950).

4. H. Leitmeier (1917) bezeichnete die Magnesite als mehr oder weniger „ungebildete, monomikte Sedimente“, welche verhältnismäßig arm an Nebengemengteilen sind. Der monomikte Charakter ist, wenn man die sekundären Umwandlungen außer Betracht läßt, für die Oberdorfer Magnesite (siehe S. 41) zutreffend. An dieser Stelle muß der niedrige Fe_2O_3 -Gehalt des Oberdorfer Magnesites (unter 1%) besonders beachtet, und soll gleichzeitig auf die metasomatischen Verdrängungsformen von eisenreichen Magnesiten — die hier fehlen — hingewiesen werden.

Die reiche, begleitende Mineralisation der Oberdorfer Magnesitlagerstätte ist auf die rege Thermalwirkung, die nach der Magnesit-Kristallisation noch wirkungsvoll war, zurückzuführen. Verschiedene Mineral-sukzessionen aus Oberdorf wurden von H. Meixner (1952) beschrieben.

Dolomit-Quarzgänge mit Erz, wie im Großteil der Magnesitlagerstätten, sind in Oberdorf nicht vorhanden.

5. Als sekundäre chemische Veränderungen des Spatmagnesites kann vor allem die Vertalkung und die Redolomitierung erwähnt werden, die bereits besprochen wurden (siehe S. 42).

Umlagerungen anderer Art wurden nicht festgestellt.

6. Da die ostalpinen Spatmagnesite nicht niveaubeständig sind, kommt die geologische Position, besonders was das Alter der Genesis betrifft,

für die genetische Deutung der Magnesite nicht in Betracht. Doch ist es auffallend, daß zwischen der oberostalpinen- und unterostalpinen Trias, die reichlich genug Kalk und Dolomit als Ausgangsgestein für die Metasomatose bot, außer einigen Ausnahmen gerade der Karbonkalkzug der Grauwackenzone von Eichberg bis in das Zillertal magnesitführend ist.

Die geographische Anordnung der Magnesitlagerstätten spricht nach Z. R o h n (1950) für sedimentären Ursprung. Von W. P e t r a s c h e k (1953) wird dasselbe Moment für den zonalen Charakter alpiner Erze gedeutet.

7. Über die zeitlichen Beziehungen zwischen „Vererzung“ und Tektonik kann man nur auf Grund der tektonischen Lage der Magnesitlagerstätten Schlüsse ziehen und dadurch eine relative Altersbestimmung der Magnesite geben; (prae-, syn- oder posttektonisch, bezüglich der alpidischen Gebirgsbildung).

W. P e t r a s c h e k (1947) behauptet, daß die alpine Tektonik fertig war, als sich die Vererzung (Magnesitbildung) abspielte, und nur Brüche folgten ihr nach; (als Ausnahme führt P e t r a s c h e k die verschuppte Magnesitlagerstätte V e i t s c h a n.)

Der Magnesit ist (P e t r a s c h e k) älter als Braunkohlenmiozän, aber jünger als die vorgosauische Tektonik (Oligozän oder älteres Miozän).

Mehr oder weniger wird diese Ansicht von K. A. R e d l i c h (1934), E. C l a r (1956), O. M. F r i e d r i c h (1951) und von K. M e t z (1938) vertreten. Nach O. M. F r i e d r i c h hält die Magnesitmetasomatose solange an, als die Gebirgsbildung dauert.

Die Bänderung der Kalke sowie der Magnesite ist nach K. M e t z (1938) — während die „N o r i s c h e Ü b e r s c h i e b u n g“ andauert — im Zeitraum von vorgosauisch bis Eozän entstanden.

Gänzlich anderer Meinung sind A. T h u r n e r (1947) und R. S c h w i n n e r (1937), die Magnesite von den Sideriten trennen und behaupten, daß die Spatmagnesite vortriadische (variscische) Gebilde sind. Auch F. A n g e l und F. T r o j e r (1953) zweifeln nicht daran, daß es „auch alte Spatmagnesite eines metamorphen Zyklus gibt“, die im Laufe der alpiden Orogenese sideritisch beeinflußt wurden.

Da die Magnesite an geologisch bestimmbare Sedimente gebunden sind, bleibt den Vertretern der „Sedimenttheorie“ das Altersproblem erspart.

Nachdem die lokalen tektonischen Verhältnisse der Oberdorfer Lagerstätte schon erörtert wurden (siehe S. 44), möchte ich die Magnesite im Zusammenhang mit der Großtektonik betrachten. Im Kapitel für Tektonik (siehe S. 28) wurde bezüglich der „K a r b o n s c h u p p e n“ (siehe S. 35) auf die von K. A. R e d l i c h (1924) und von H. P. C o r n e l i u s (1952) beschriebene, in die „N o r i s c h e E i n h e i t“ postkristallin eingeschuppte Magnesitlinse bei A r z b a c h g r a b e n schon hingewiesen (siehe S. 36).

Wenn die „N o r i s c h e Ü b e r s c h i e b u n g“, wie A. T o l l m a n n (1959) behauptet, alpidisch (vorgosauisch) ist und die „Teilverschuppungen“ (siehe S. 35), wie ich annehme, noch jünger sind, so wäre es denkbar,

daß zumindest eine Gruppe der Magnesite der „Veitscher Decke“ präalpidisch ist oder in die Zeitspanne zwischen „Norischer Überschiebung“ und der nachfolgenden Verschuppung hingehört.

Als Schlußfolgerung der genetischen Fragen, die hier zusammenfassend von verschiedenen Gesichtspunkten erörtert wurden, möchte ich folgendes bemerken:

Die Bildung der ostalpinen Spatmagnesite schließt sich an einen geologischen Großvorgang an. — Die Kristallisation erfolgt postdiagenetisch unter hoher Temperatur (400°C^*), welche nicht nur in engerem Lagerstättenbereich, sondern regional nachzuweisen ist (Epimetamorphose). — Auf Grund der bisherigen Ergebnisse ist nicht mit Gewißheit zu sagen, ob die Magnesianreicherung primär ist oder ob sie epigenetisch, gleichzeitig mit der Kristallisation erfolgte. Die Spatmagnesite sind nachweisbar von jüngerer Tektonik (Verschuppung) betroffen worden. Diesem Akt sind wahrscheinlich die Redolomitisierung, die Vertalkung und die tieftemperierten ($300\text{—}350^{\circ}\text{C}^*$) Dolomit-Quarzgänge mit Erz zuzuzählen.

Um die Frage der Magnesitenstehung richtig beantworten zu können, muß man weitere Untersuchungen, in denen besonders die Beschaffenheit (Metamorphose) und das Gefüge des Nebengesteins des Magnesites überprüft werden, unternehmen. Neben Detailbeobachtungen sind für die zeitlichen Beziehungen auch großtektonische Erscheinungen von großer Bedeutung.

Das Magnesitproblem darf nicht einseitig behandelt werden, da es offensichtlich ältere und jüngere Spatmagnesite (Typ „Veitsch“) gibt, die in eigenen, aber auch in gemeinsamen Lagerstätten vorkommen und genetisch verschieden sein können.

*) B e m e r k u n g : Im Rahmen des Mineralogischen Institutes sind Untersuchungen von Univ.-Doz. Dr. A. Preisinger und von cand. phil. A. Biedl über Karbonatminerale im Gange. Unter anderem wurden Dolomite, Magnesite und umkristallisierte Crinoidenstielglieder aus der Magnesitlagerstätte Veitsch röntgenographisch untersucht.

Es wurde festgestellt, wie aus den freundlichen Mitteilungen der oben genannten Forscher hervorgeht, daß die Bildungstemperatur (Kristallisation) des Magnesits etwa 400°C betrug. — Die Verdrängungen von eisenreichem Spatmagnetit sind nach Preisinger sicher jüngere Bildungen. — Die Bildungstemperatur der jüngeren Dolomit-Quarzgänge mit Erz ist mit etwa 300°C anzugeben. — Aus umkristallisierten Crinoiden in tonigen Schiefern wurde das CaCO_3 weggeführt und durch Quarz und Tonerde ausgetauscht. — Der Zwischenschiefer („Quarzschiefer“) und die „graphitischen“ Schiefer im Lagerstättenbereich enthalten 30—80% Chlorit. — Rezente, als Kalzit kristallisierende Crinoidenskelette enthalten, von der Wassertemperatur abhängig, im Kalzit eingebaut 10—12% Magnesiumkarbonat. — Umkristallisierte Crinoiden ergaben sich röntgenographisch z. T. als Dolomite.

Literaturverzeichnis

A. Zum geologischen Teil

- Angel F., Gesteine der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 60, 1—302, Graz 1924.
- Cornelius H. P., Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. 1935, 70—80, Wien 1935.
- Zur Einführung in die Probleme der Nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. Reichsanst. f. Bodenforschung, Bd. 2, 1—7, Wien 1941.
- Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. — Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, 19—52, Wien 1941.
- Die Geologie des Mürztalgebietes. — J. B. Geol. B. A., Sonderbd. 4, 1—94, Wien 1952.
- Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis z. Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. 42—43, 1949—1950, 1—234, Wien 1952.
- Frasl E., Zur Erforschungsgeschichte der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. — Unveröff. Diss., Univ. Wien, 1953.
- Gärtner H. R. v., Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. D. Geol. Ges. 86, 241—265, Berlin 1934.
- Haberfellner E., Graptolithen aus dem unteren Ordovocium vom Gaishorn im Palental. — Verh. Geol. B. A. 1931, 235—238, Wien 1931.
- Graptolithen aus dem Untersilur bei Liezen im Ennstal. — Verh. Geol. B. A. 1931, 242—246, Wien 1931.
- Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. d. Mus. Joanneum 2, 3—32, Graz 1935.
- Hammer W., Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — J. B. Geol. B. A. 74, 1—34, Wien 1924.
- Hauser L., Petrographische und geologische Studien am Westende des Klettschach-Gneiszuges (Stmk.) — Zentr. Bl. f. Min. Petr. usw. 1934, 266—285, Wien 1934.
- Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen — mit einem Beitrag von K. O. Felsner. — J. B. Geol. B. A. 88, 1938, 217—259, Wien 1939.
- Diaphthoritische Karinthin-Granatamphibolite (Ritinger-Typus) aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 50, 181—193, Leipzig 1939.
- Das Altkristallin der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — Mitt. Nat. Wiss. V. Stmk. 75, 31—34, Graz 1939.

- Gibt es ein Rannachkonglomerat? — Tsch. Min. Petr. Mitt. 1950, 107—133. Leipzig 1950.
- Heritsch F.**, Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. — Sitz.-Ber. A. W. Wien, 118, 115—135, Wien 1909.
- Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. — Zentr. Bl. Min. 1910, 692—699, Stuttgart 1910.
- Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, III. Die Tektonik der Grauwackenzone des Paltentales. — Sitz.-Ber. A. W., Abt. I, m.-n. Kl., 1911, 95—115, Wien 1911.
- Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal. — Zentr. Bl. Min. Geol. usw. 1911, 90—95, 110—117, Stuttgart 1911.
- Die Trofaiachlinie. — Verh. Geol. B. A. 1911, 274—278, Wien 1911.
- Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark, VIII. Die stratigraphische Stellung der fossilführenden Karbonschichten der Veitsch (Obersteier) — Mitt. Natw. V. Stmk., 55, 99—106, Graz 1919.
- Geologie der Steiermark. — Mitt. Nat. Wiss. V. Stmk., Graz 1922, Karte 1 : 300.000.
- Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteiermark. — Sitz.-Ber. A. W. Wien, Abt. I, m.-n. Kl., 767—771, Wien 1928.
- Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben. — Mitt. Nat. W. V. f. Stmk., 1933, 76—82, Graz 1933.
- Hiesleitner G.**, Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — J. B. Geol. B. A. 81, 49—80, Wien 1931.
- Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — J. B. Geol. B. A., 1935, 81—100, Wien 1935.
- Homann O.** Der geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur—Stanz. — Mitt. Mus. Joaneum, 14, Graz 1955.
- Lesko I.**, Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien 1960.
- Metz K.**, Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Zentr. Bl. Min. usw. B. 1937, 315—328, Stuttgart 1937.
- Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. — Berg- und Hüttenmänn. J. B., 85, 1—5, Wien 1937.
- Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — J. B. Geol. B. A., 88, 165—194, Wien 1938.
- Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B. A., 1945, 91—103, Wien 1947.
- Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang bis Gaißhorn in der steirischen Grauwackenzone. — Berg. u. Hüttenmänn. M. H., 96, Heft 4, 86—94, Leoben 1951.
- Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1951, 1—84, Wien 1953.

- Geologische Karte der Steiermark 1 : 300.000, Graz 1957.
- Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 201—250, Wien 1958.
- Mohr H., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 3, 104—213, Wien 1910.
- Schwinner R., Neue Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders der östlichen Grauwackenzone. — Z. D. Geol. Ges. 75 b, 164—176, Berlin 1923.
- Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rundschau, 20, 211—244, 343—370, Wien 1929.
- Varistisches und alpines Gebirgssystem. — Geol. Rundschau, 24, 1933, 144—159, Berlin 1933.
- Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 1936, 117—124, Wien 1936.
- Spengler E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — J. B. d. Geol. B. A., 70, 1920, 235—254, Wien 1920.
- Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem Beitrag von H. P. Cornelius). — Verh. Geol. B. A., 1926, 127—143, Wien 1926.
- Stiny J., Aufnahmebericht über Blatt Bruck/Mur—Leoben. — Verh. Geol. B. A., 1930, 41—43, Wien 1930.
- Geologische Spezialkarte von Österreich (1 : 75.000), Blatt Bruck—Leoben. — Wien 1933.
- Tollmann A., Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges., 50, 1957, 325—353, Wien 1958.
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud., 10, 1959, 3—62, Wien 1959.
- Toula F., Beiträge zur Kenntnis der nördlichen Grauwackenzone der nördlichen Alpen. — Verh. Geol. R. A., 1877, 240—244, Wien 1877.
- Vacek M., Über den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. — Verh. Geol. R. A., 1886, 71—83, Wien 1886.
- Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Verh. Geol. R. A., 9—20, Wien 1890.
- Vetters H., Die Trofaiachlinie. — Verh. Geol. B. A., 1911, 151—172, Wien 1911.

B. Zum Lagerstättenkapitel

- Angel F. u. Trojer F., Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. — Radex-Rundschau, 1955, 374—392, Radenthein 1955.
- Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. — Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 315—334, Radenthein 1953.

- Clar E.**, Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. — N. J. Min. usw., 1928, Beil. Bd. IX/b, 167—172, Stuttgart 1928.
- Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites (aus der Breitenau bei Mixnitz, Stmk.). — J. B. Geol. B. A., 81, 387—401, Wien 1931.
- Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B. A., 1945, 29—37, Wien 1945.
- Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundsch., 1953, H. 7—8, 408—416, Radenthein 1953.
- Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spat-Lagerstätten. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 4, 1954, 53—69, Leipzig 1954.
- Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch., 42, 1954, 107—127.
- Gefügekunde als Hilfsmittel der Lagerstättengeologie. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 101, 1956.
- Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. — Car. II, 1956 (Angel, Festschr.), 22—31, Klagenfurt 1956.
- Clar E. u. Friedrich O. M.**, Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zeitschr. Prakt. Geol., 41, 73—79, 1933.
- Friedrich O. M.**, Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Ztg. Bg. H. u. Salzwes. i. D. R., 1937, 241—253.
- Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 90, 1942, 131—136.
- Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 92, 1947, 66—85.
- Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H. 93, 1948, 14—16.
- Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- u. Talklagerstätten. — Radex-Rundschau, 1951, H. 7, 281—298, Radenthein 1951.
- Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 371—407, Radenthein 1953.
- Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetitlagerstätten. — Berg- u. Hüttenm. Mon. H., 103, 1958, H. 12, S. 244. — Radex-Rundschau, 1959, H. 1, 393—420.
- Foetterle F.**, Über ein neues Vorkommen von Magnetit in der Steiermark. — J. B. Geol. R. A., 6, 68—72, Wien 1855.
- Haas H.**, Die Begleitelemente in rhomboedischen Karbonaten. Radex-Rundschau, 1953, H. 7—8, 459—467, Radenthein 1953.
- Himmelbauer A.**, Magnetit und Talk — In Stutzer: „Lagerstätten der Nichterze“. Bd. 5, 1933, 249—319.
- Kahler F.**, Metasomatische oder / und sedimentäre Entstehung ostalpiner Lagerstätten. — Karinthin 31/32, 1956, 114—119.
- Kern J.**, Der Magnetit und seine technische Verwertung — Glück auf! 48, 1912, 271—276.
- Kittl E.**, Ein neues Talklager auf der Hohenburg, zwischen Oberdorf a. d. Laming und Trofaiach. — Verh. Geol. B. A., 1919, 160—163, Wien 1919.

- Das Magnesitlager Hohenburg, zwischen Trofaiach und Oberdorf a. d. Laming. — Verh. Geol. B. A., 1920, 91—111, Wien 1920.
- Leitmeier H.**, Zur Kenntnis der Karbonate. — N. JB. Min. usw., 40, Beil. Bd., 1916, 655—700.
- Einige Bemerkungen über die Entstehung von Magnesit- und Sideritlagerstätten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1916, 159—166, Wien 1917.
- Die Genesis der kristallinen Magnesite. — Centrbl. Min. usw., 1917, 446—454.
- Die Magnesitvorkommen Österreichs und ihre Entstehung. — Montan-Zeitung, 67, 133—137, 146—153, Wien 1951.
- Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3, 1953, 305—331.
- Llarena J. G.**, Die Lagerstätten des sedimentären Magnesits im Paläozoikum der Westpyrenäen. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 96, 221—227, Wien 1951.
- Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesites „Typus Veitsch“. — Montanztg., 69, 1953, 55—62.
- Matz K.**, Die Magnesit-Talklagerstätte im Obertal bei Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. — Fortschr. d. Min. Petr., 23, LXXVI—LXXIX, Berlin 1939.
- Apatit und Strontianit von der Magnesit-Talklagerstätte Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. — Zentr. Bl. Min., Abt. A., 135—142, 1939.
- Ein Zölestinvorkommen auf der Spatmagnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming in Obersteiermark. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 92, 182—184, Wien 1947.
- Meixner H.**, Neue Mineralfunde aus der Ostmark. — Mitt. Naturw. f. Stmk., 75, 1938, 109—112, Graz 1939.
- Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Magnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming bei Bruck a. d. Mur, Steiermark. — Karinthin 1952, H. 12, 102—112.
- Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. — Radex-Rundschau 1953, H. 7—8, 445—458.
- Zur Verteilung der Begleitelemente in rhomboedrischen Karbonaten. — Radex-Rundschau 1953, H. 7—8, 468—470.
- Metz K.**, Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- und Hüttenmänn. Mon. H., 86, 1938, 105—113.
- Mohr H.**, Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus „Veitsch“. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 38, 1929, 137—158.
- Petrascheck W.**, Das Alter alpiner Erze. — Verh. Geol. B. A., 1926, 108—109, Wien 1926.
- Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sitz. Ber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 141, 1932, 195—242.
- Die alpine Metallogenese. — J. B. Geol. B. A., 90, 1945, 129—149, Wien 1947.

- Lagerstätten nutzbarer Minerale, Steine und Erden in Österreich. — Berg. H. u. Sal. wes., 85, 1937, 266—273. Berlin 1937.
- Die österreichischen Magnesite als Glied der alpinen Metallogeneese. — Berg und Hütt. Mon. H., 98, H. 10, 207. 1953.
- R a g u i n E., Erscheinungen der Siderit-Metasomatose. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 103, 1958, 240—244.
- R e d l i c h K. A., Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steir. Alpen. — J. B. Geol. B. A., 53, 285—294, Wien 1903.
- Der Karbonzug der Veitsch und die in ihm enthaltenen Magnesite. — Z. prakt. Geol., 21, 1913, 406—419.
- Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. — Fortschr. Min., 4, 1914, 9—42.
- Das Karbon des Semmerings und seine Magnesite. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 205—222, Wien 1914.
- Die Magnesitlager des Wiesergutes bei Oberdorf a. d. Laming und von Arzbach bei Neuberg (Stmk.). — Verh. Geol. B. A., 1921, 47—83, Wien 1921.
- Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. — Zeitschr. prakt. Geol., 42, H. 10, 156—159, 1934.
- Über einige wenig bekannte Magnesitlagerstätten Österreichs. — J. B. Geol. B. A., 85, 101—133, Wien 1935.
- R e d l i c h K. A. und C o r n u F., Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. — Zeitschr. prakt. Geol., 16, 145—152, 1908.
- R e d l i c h K. A., C r o s s p i e t s c h O., Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite. — Z. prakt. Geol., 21, 90—101, 1913.
- R o h n Z., Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesits. — Montan-Zeitg., 66, 1—5, Wien 1950.
- R o z s a M., Über die primäre Entstehung des kristallinen Magnesites. Zentrbl. Min. A, 1925, 195—197, Stuttgart 1925.
- Mechanismus und physikalisch-chemische Bedingungen der Differenzierung sedimentärer Carbonatgesteine. — Zentrbl. Min., A, 1925, 357—361, Stuttgart 1925.
- Über die Entstehung der kristallinen Magnesitlagerstätten der Alpen. — Földtani Közlöny, 55, 385—386, Budapest 1926.
- R u m p f J., Über kristallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. Tsch. M. P. M., 4, 1873, 263—272.
- Über steirische Magnesite. — Mittg. natw. Ver. Steiermark, 13, 1876, 91—96.
- S c h w i n n e r R., Die Lagerstätten kristalliner Magnesite und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. — Berg- und Hüttenm. J. B., 85, 306—314, Leoben 1937.
- Tektonik- und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., 94, 69—75 und 180—183, Berlin 1942.
- „Ostalpine Vererzung und Metamorphose“ als Einheit. — Verh. Geol. B. A., 1946, 52—61, Wien 1949.

- Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 94, 1949, 134—143.
- Siegl W., Zur Vererzung einiger Magnesite. — Karinthin, Mai 1953, 238—240.
- Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 100, 79—84, 1955.
- Beiträge zur Magnesitfrage. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 103, H. 12, 245—246, Wien 1958.
- Sigmund A., Neue Mineralfunde in der Steiermark und Niederösterreich III. — Mitt. Nat. W. Ver. Stmk., 49, 103—119, Graz 1913.
- Thurner A., Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B. A., 83—94, Wien 1947.
- Trojer F., Die mikroskopische Untersuchung von Karbonatgesteinen im Auflicht. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 100, 1955, 73—79.
- Vacek M., Bemerkungen über das Magnesitvorkommen am Sattlerkogel und der Veitsch und die Auffindung einer Karbonfauna daselbst. — Verh. d. Geol. R. A. 1893, 401—406, Wien 1893.
- Welser H., Über Pseudomorphosen von Talk nach Pinolit. — Berg- und Hüttenm. Mon. H., 86, 1—2, Wien 1938.
- Weinschenk E., Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. — Ztg. prakt. Geol., 8, 1900, 41—45.
- Winkler H. G. F., Vortrag über „Experimentelle Gesteinsmetamorphose“. — im Rahmen der Mineralogischen Gesellschaft, Wien 1960.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 9. November 1960.

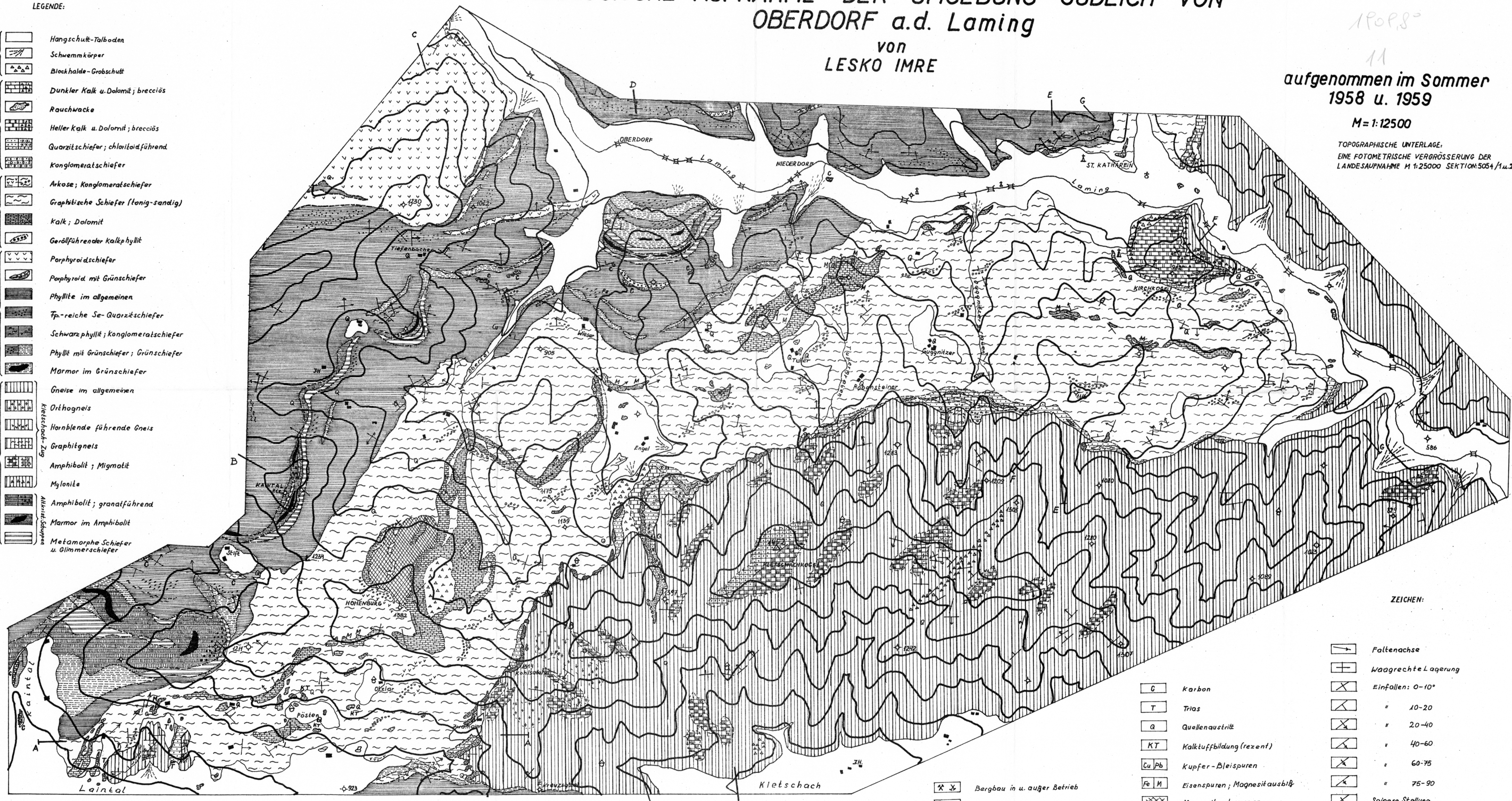
GEOLOGISCHE AUFNAHME DER UMGEBUNG SÜDLICH VON OBERDORF a.d. Laming VON LESKO IMRE

1909,8°
11
aufgenommen im Sommer
1958 u. 1959
M=1:12500

TOPOGRAPHISCHE UNTERLAGE:
EINE FOTOMETRISCHE VERGRÖßERUNG DER
LANDESAUFNAHME M 1:25000 SEKTION: 5054/1 u. 2

LEGENDE:

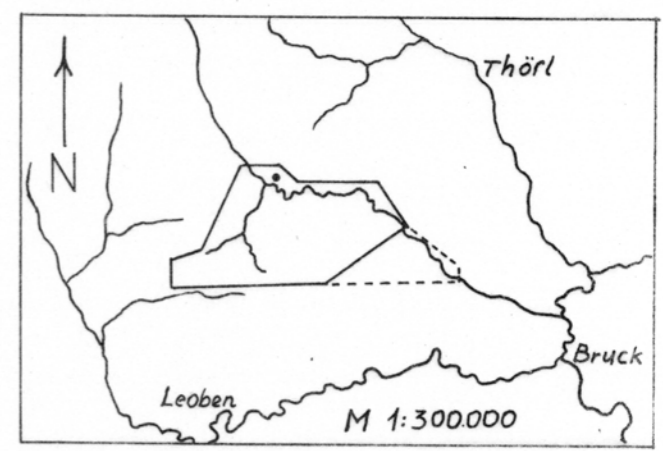
- Quartärzeit
 - Hangschutt-Talboden
 - Schwemmkörper
 - Blockhalde-Grobschutt
- Mesozoikum
 - Dunkler Kalk u. Dolomit; brecciös
 - Rauchwacke
 - Heller Kalk u. Dolomit; brecciös
 - Quarzitschiefer; chloritoidführend
 - Konglomeratschiefer
- Karbon
 - Arkose; Konglomeratschiefer
 - Graphitische Schiefer (tonig-sandig)
 - Kalk; Dolomit
 - Geröllführender Kalkphyllit
 - Porphyroidschiefer
 - Porphyroid mit Grünschiefer
- Alpaläozoikum
 - Phyllite im allgemeinen
 - Fe-reiche Se-Quarzitschiefer
 - Schwarzphyllit; konglomeratschiefer
 - Phyllit mit Grünschiefer; Grünschiefer
 - Marmor im Grünschiefer
- Kristallin
 - Gneise im allgemeinen
 - Orthogneis
 - Hornblende führende Gneis
 - Graphitgneis
 - Amphibolit; Migmatit
 - Mylonite
 - Amphibolit; granatführend
 - Marmor im Amphibolit
 - Metamorphe Schiefer u. Glimmerschiefer













- ZEICHEN:
- Faltenachse
 - Waagrechte Lagerung
 - Einfallen: 0-10°
 - " 10-20
 - " 20-40
 - " 40-60
 - " 60-75
 - " 75-90
 - Saigere Stellung
-
- C Karbon
 - T Trias
 - Q Quellenaustritt
 - KT Kalktuffbildung (rezent)
 - Cu Pb Kupfer-Bleispuren
 - Fe M Eisenspuren; Magnesit ausblüß
 - Magnesitvorkommen
-
- Bergbau in u. außer Betrieb
 - Geologische Profile

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER UMGEBUNG VON OBERDORF a.d. Laming

M 1:25000



ZEICHEN:

-  Mesozoikum
-  Graph. Sch.; kongl. Sch.
-  Kalke; Magnesite
-  Karbonschuppen
-  Porphyroid
-  Phyllite u. Quarzit-schiefer
-  Grünschiefer; Grauwacken-schiefer
-  Altkristallinschollen
-  Amphibolitzüge; Mylonite
-  Gneise



GEOLOGISCHE PROFILE ZUR KARTE

M 1:12500 A-G

FIG. 1 P: A-A

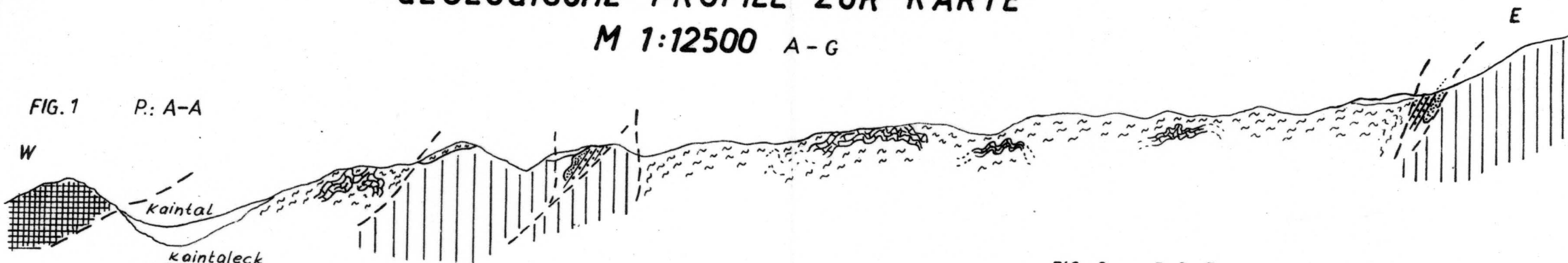


FIG. 2 P: B-B

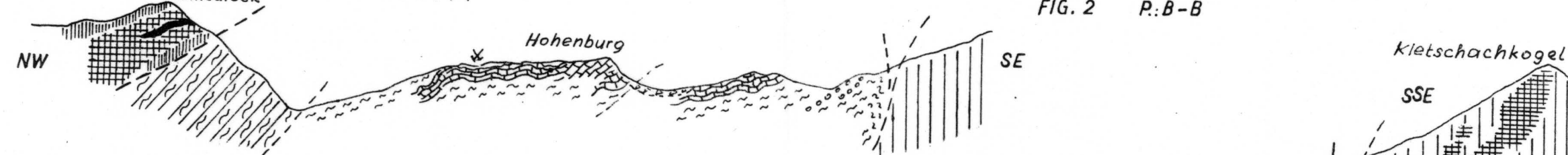


FIG. 3 P: C-C

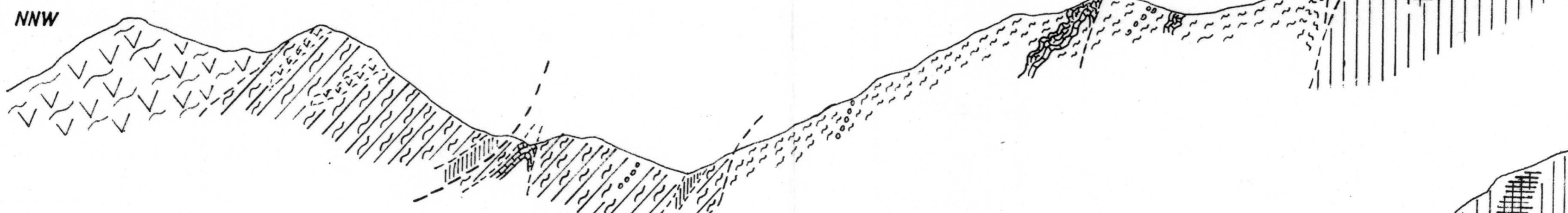


FIG. 4 P: D-D

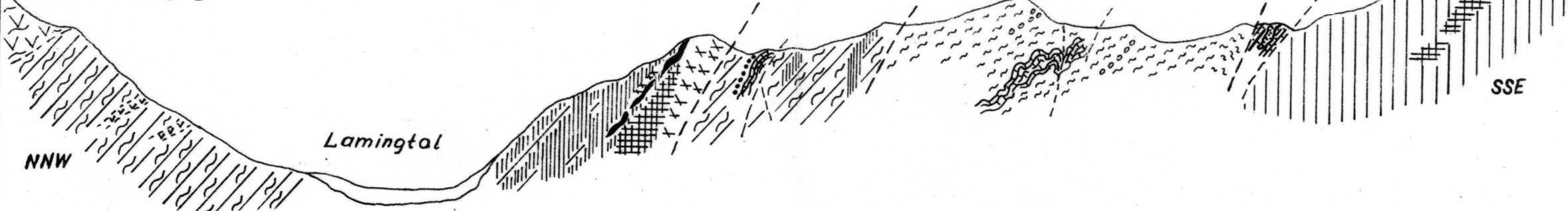


FIG. 1 P: E-E

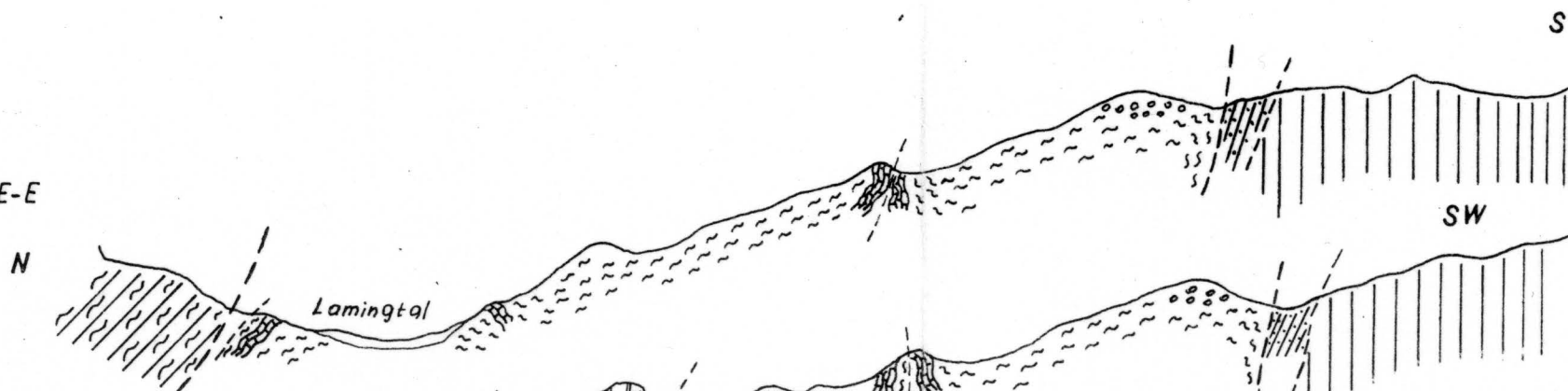


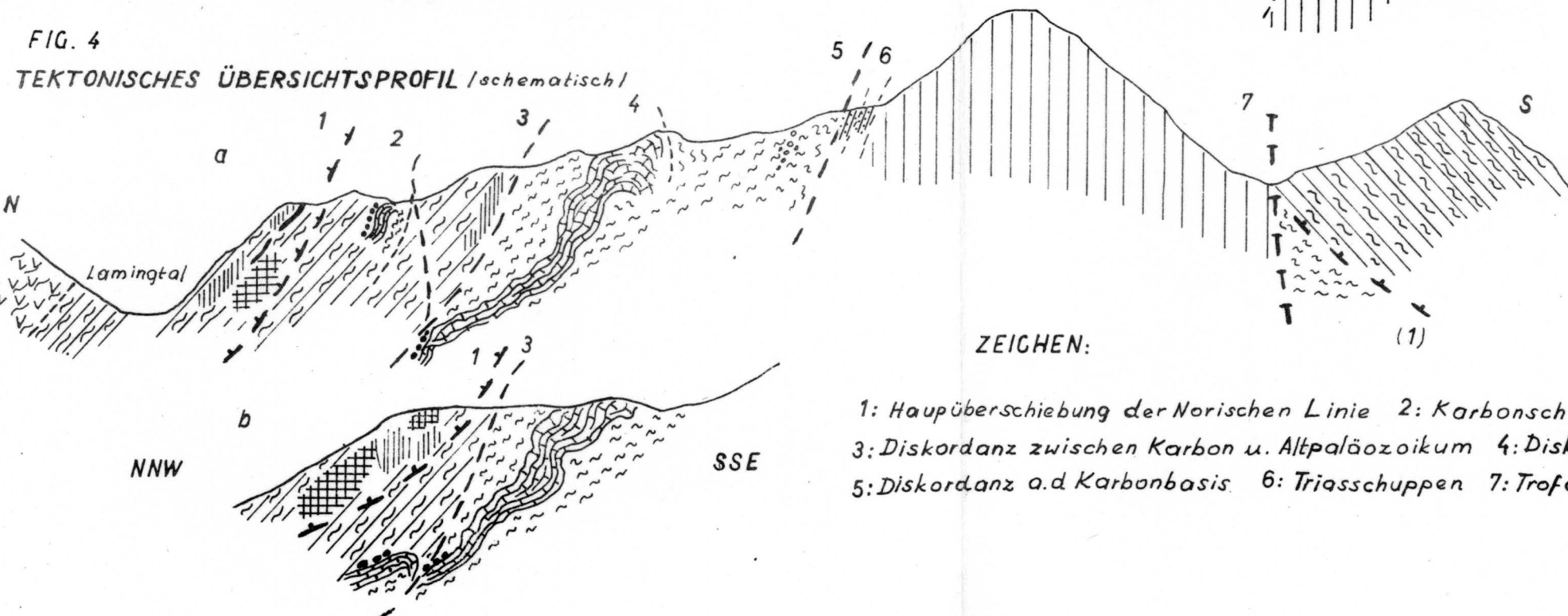
FIG. 2 P: F-F






FIG. 3 P: G-G



FIG. 4
TEKTONISCHES ÜBERSICHTSPROFIL /schematisch/



LGENDE:

-  Phyllite im Allg.
-  Amphibolit
-  Grünschiefer

... weiter der Karte
M 1:1250 entsprechend

ZEICHEN:

- 1: Hauptüberschiebung der Norischen Linie
- 2: Karbonschuppen
- 3: Diskordanz zwischen Karbon u. Altpaläozoikum
- 4: Diskordanz im Karbon
- 5: Diskordanz a.d. Karbonbasis
- 6: Triasschuppen
- 7: Trofaiachlinie

PROFIL UND AUFSCHLUßSKIZZE DER TRIASSGICHTFOLGE

Am Kirchkogel

und

im Guggnitzergraben

FIG. 1

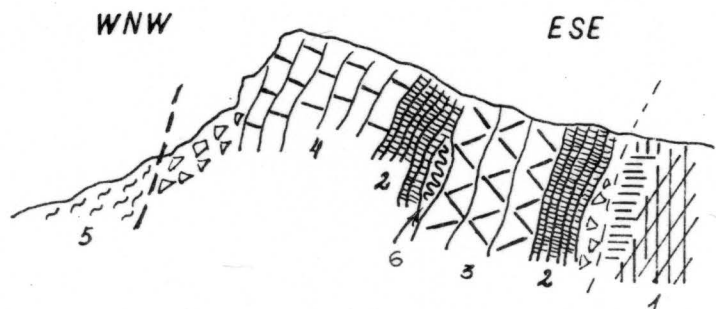


FIG. 5

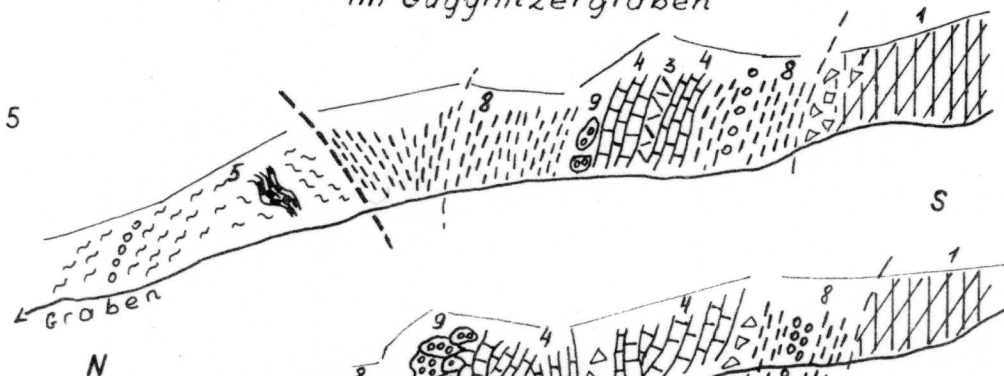


FIG. 2

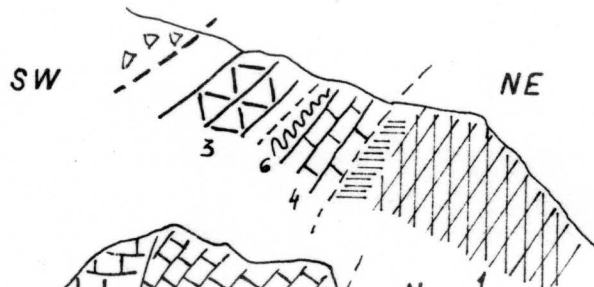


FIG. 6



FIG. 3

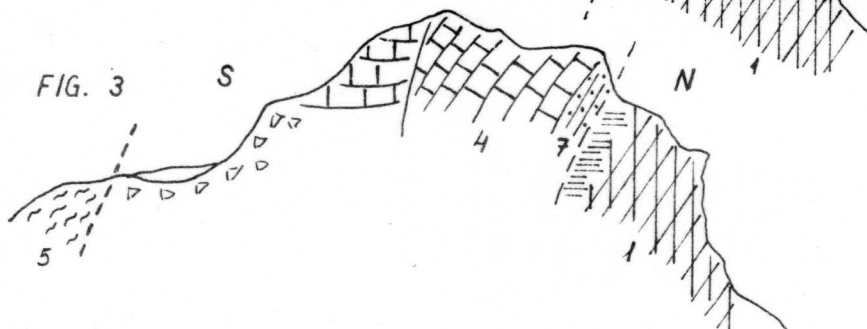
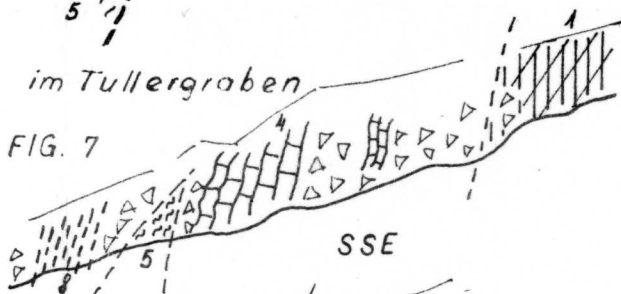


FIG. 7



ZEICHEN:

- 1 Kletschachkristallin
- 2 Dunkler Kalk
- 3 Grauer Dolomit
- 4 Heller Kalk
- 5 Karbonschiefer
- 6 Schwarzer Tonschiefer
- 7 Heller Quarzit
- 8 Quarzitschiefer
- 9 Rauchwacke

FIG. 4

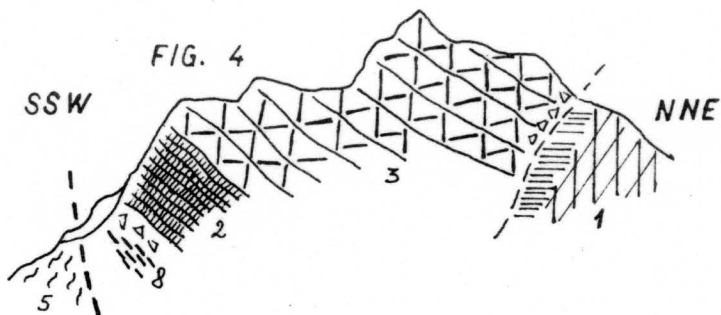


FIG. 8

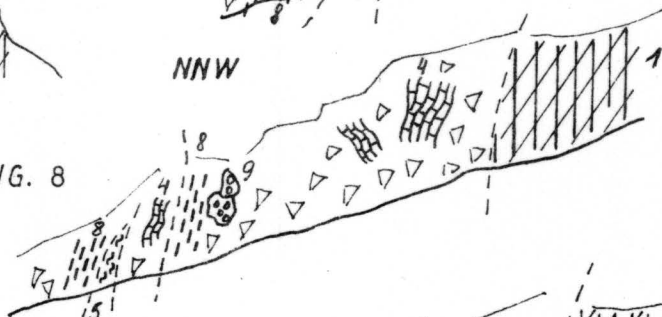


FIG. 9

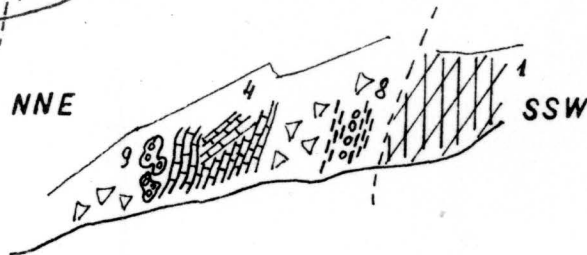


FIG. 1 Die Rabensteiner-Wand mit Magnesitschollen

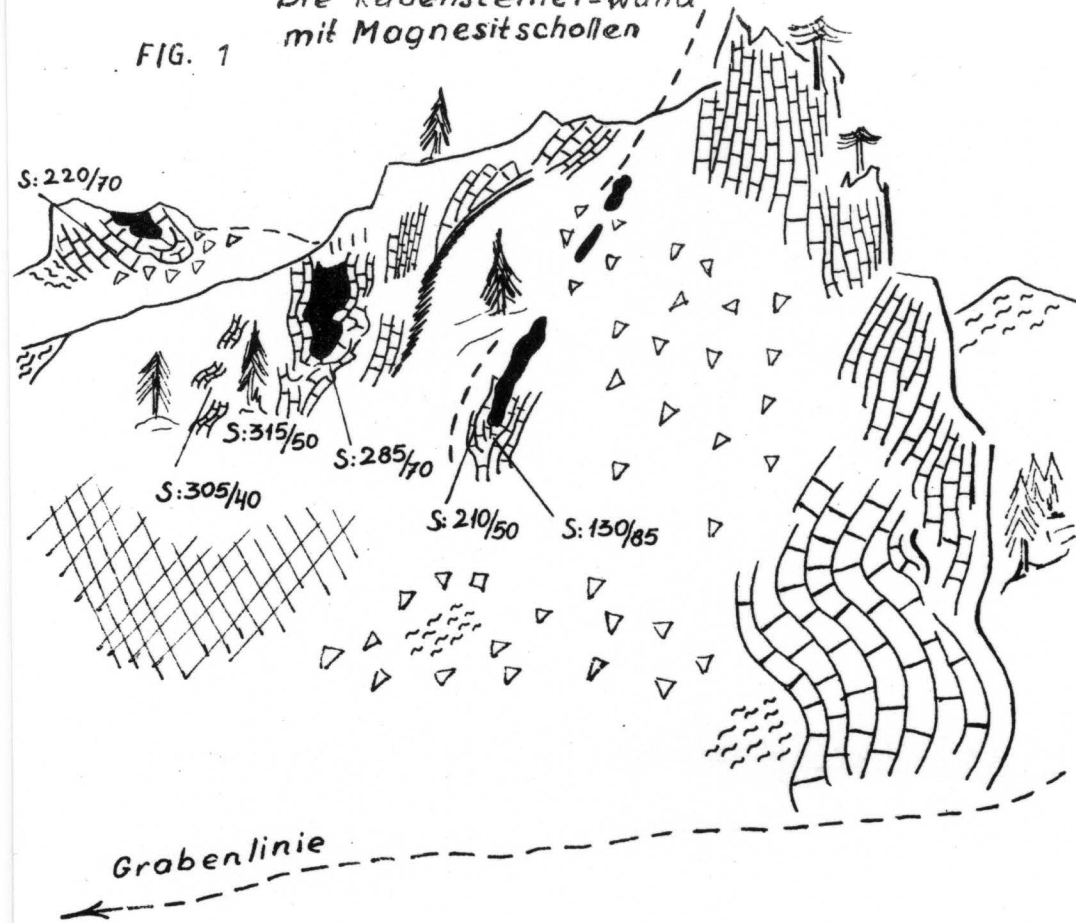


FIG. 2 Wegaufschluß mit Magnesit E Bqbau Oberdf.

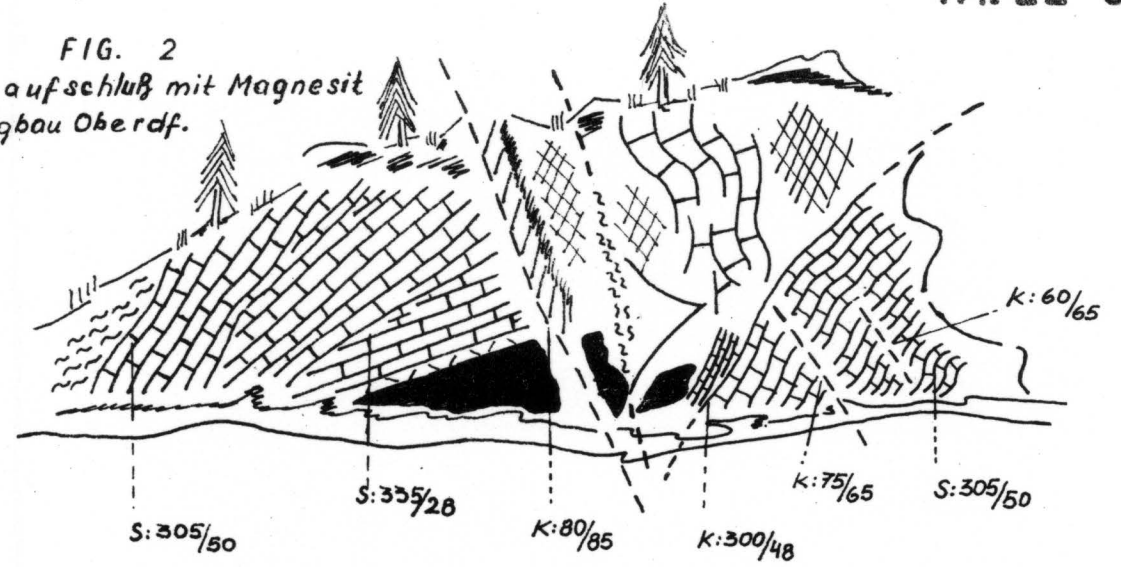


FIG. 4 Karbonschuppen SE Tiefenbacher

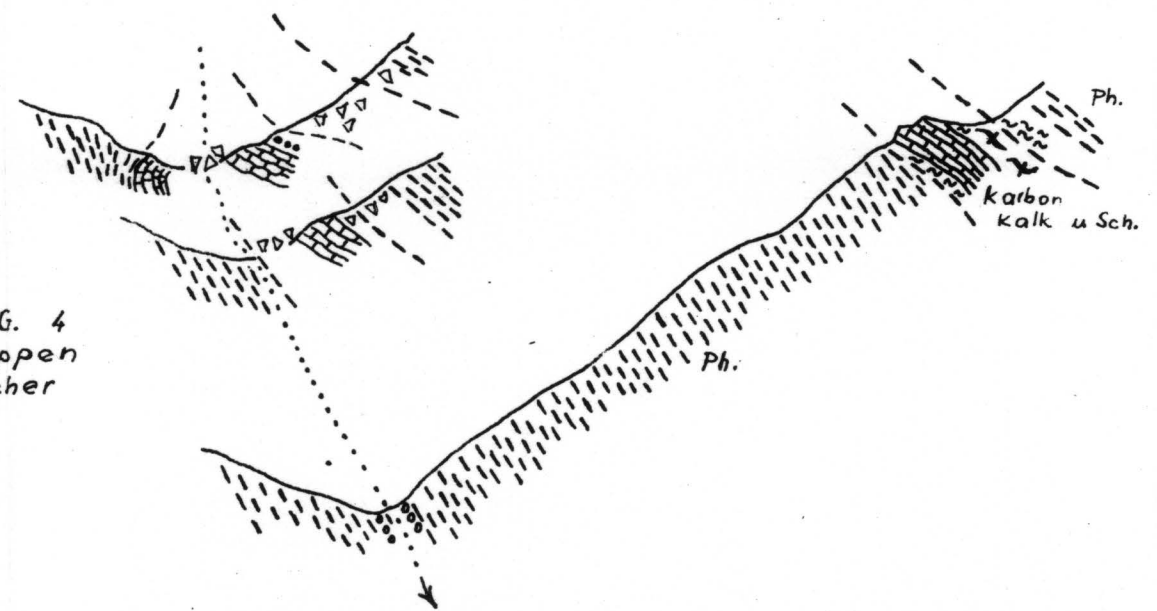


FIG. 3 Karbonschuppen S Stift

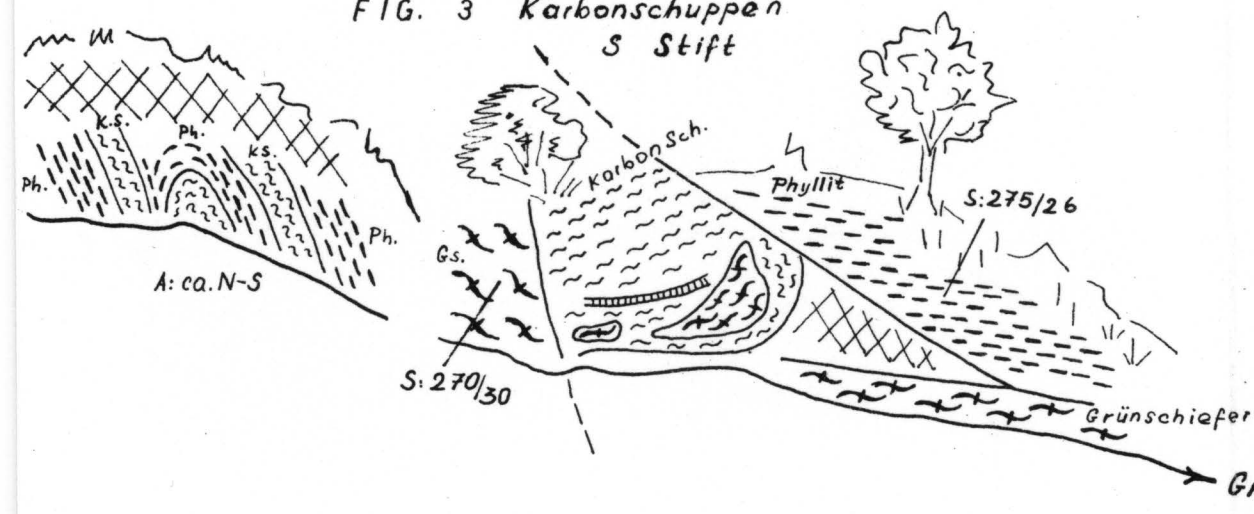
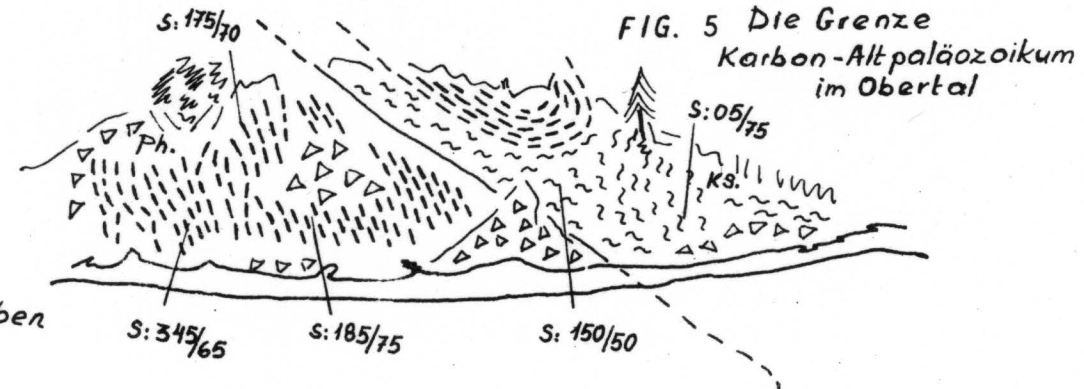


FIG. 5 Die Grenze Karbon-Alt paläozoikum im Obertal



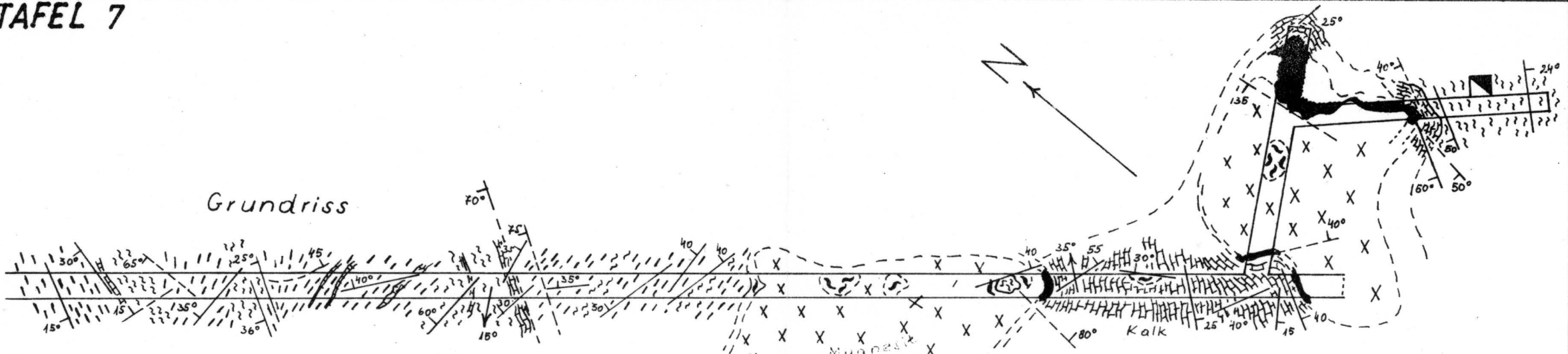


FIG. 1-2 Sohle 790

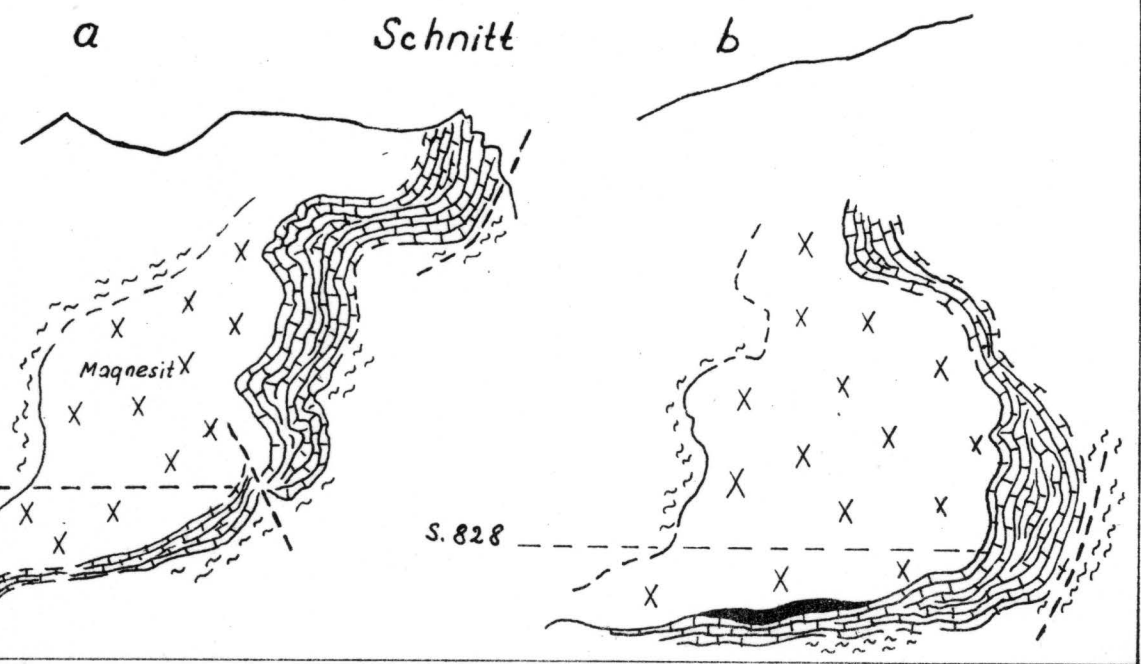
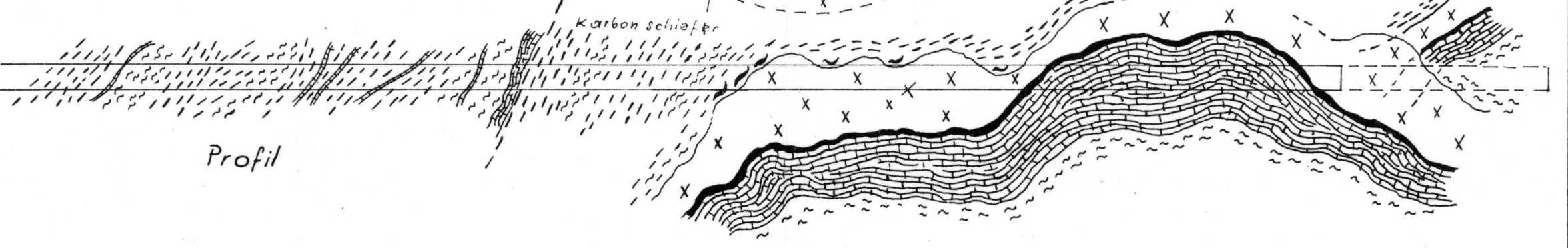
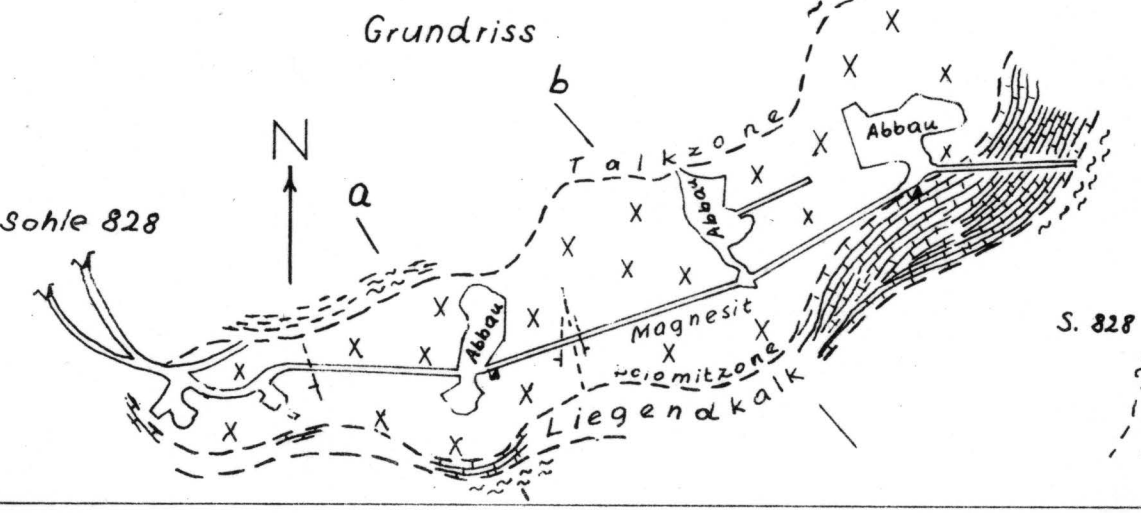


FIG 1-3



Sohle 828

FIG. 1 150 s-Pole aus der „Grauwackenschieferserie“

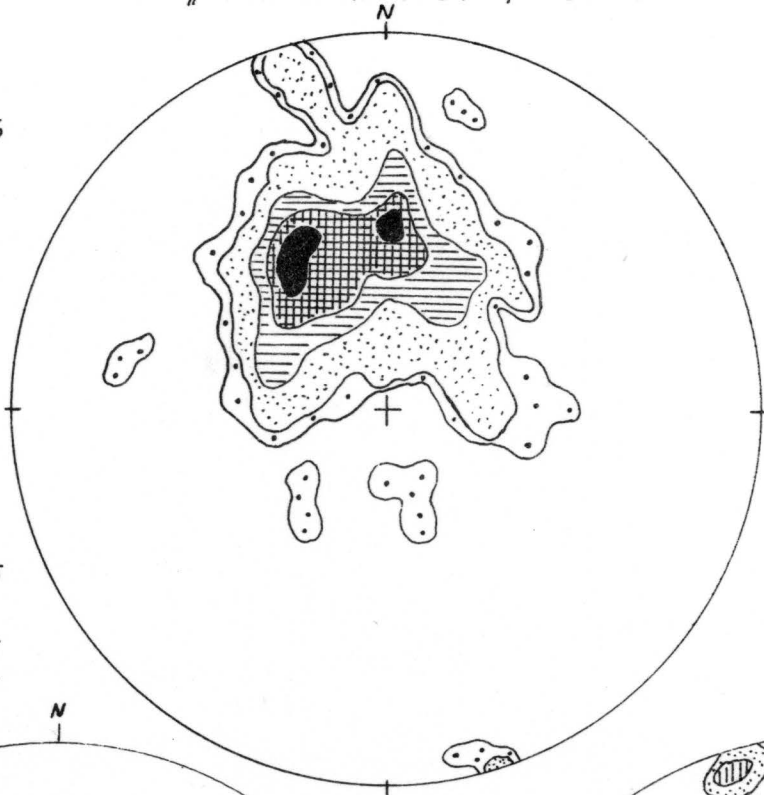
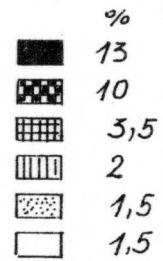
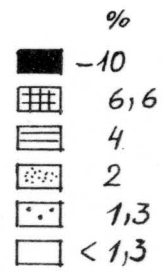


FIG. 2 90 s-Pole von der W-Ende des Kletschach kgl.

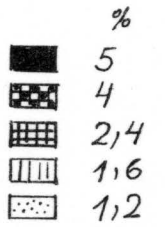
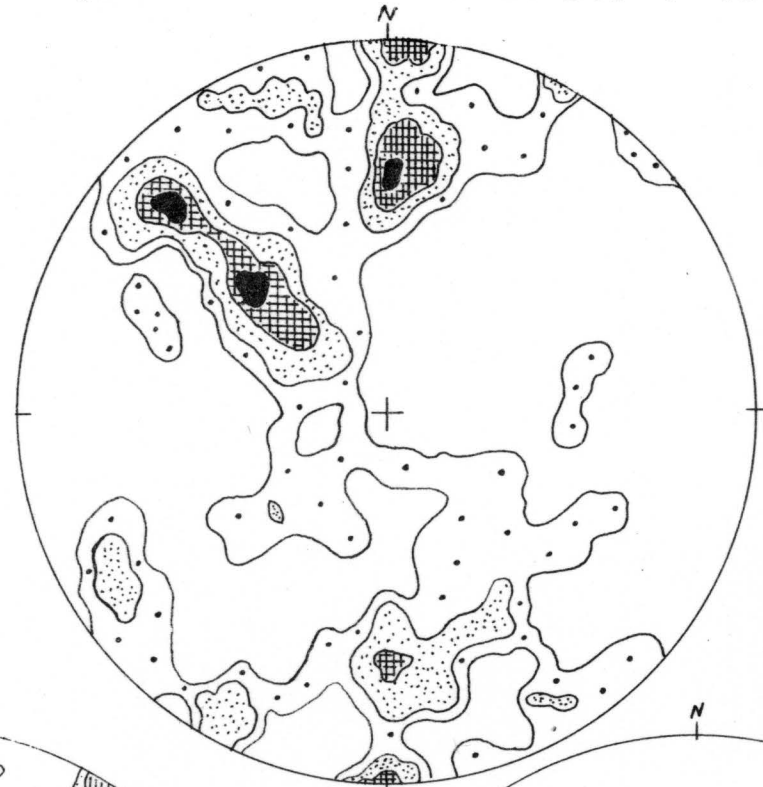
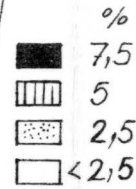
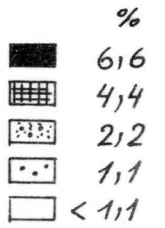
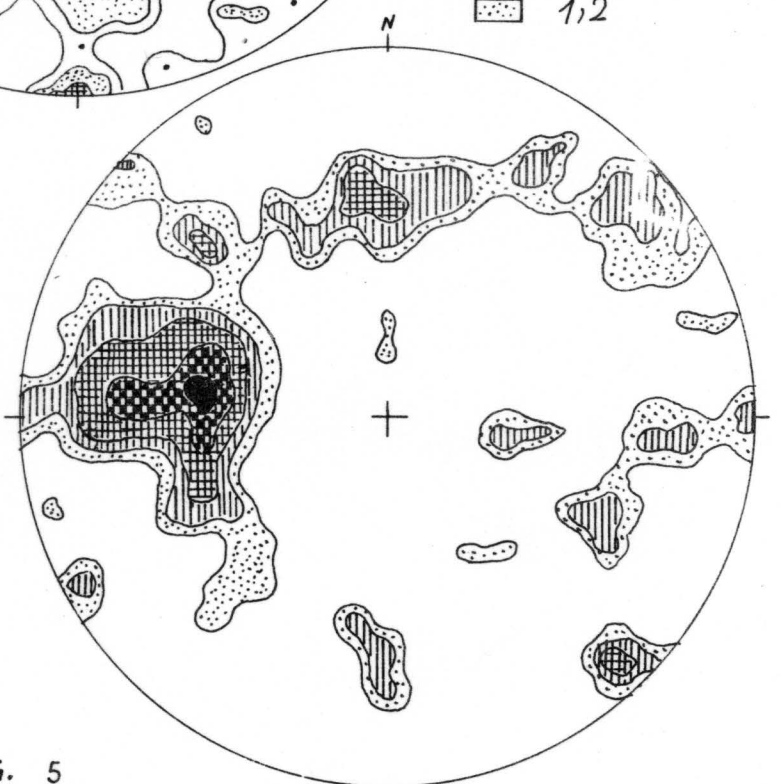
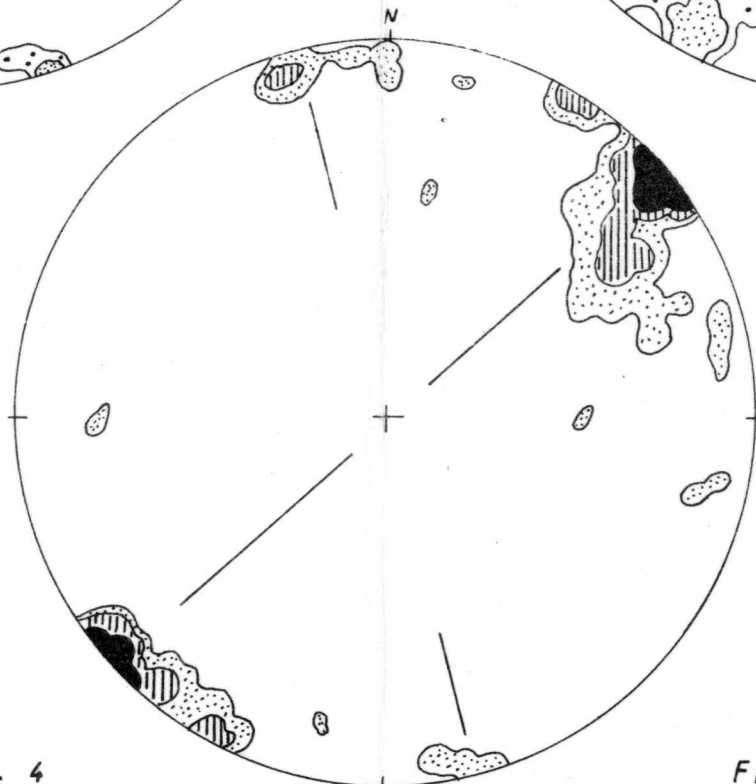
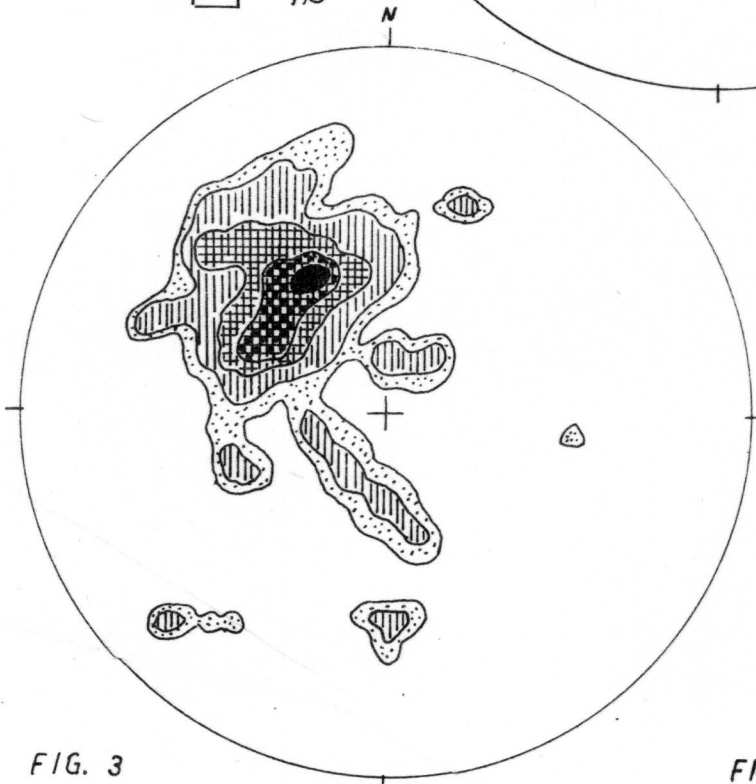


FIG. 3 200 s-Pole - Karbonkalk

FIG. 4 80 B-Achsen - Karbonkalk

FIG. 5 250 Kluftpole - Bg.bau Oberdorf



Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze

Von Hellmut Scheiner

(Mit Tafel 9—15)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	68
Zusammenfassung	69
Morphologie	69
Erforschungsgeschichte	74
Stratigraphie und Petrographie	77
Kristallingesteine	77
Zusammenfassende Übersicht des Kristallins	84
Quarzphyllitgruppe	85
Mesozoikum	87
Gebirgsbau — Regionalbeschreibung	93
Gebirgsbau — Synthese	104
Literaturauswahl	109

Einleitung

Das Gebiet der Steirischen und Lungauer Kalkspitze ist im geologischen Sinn noch Teil der Radstädter Tauern, im geographischen jedoch gehört es schon zu den Schladminger Tauern, die sich vom Radstädter Tauernpaß nach O erstrecken. Dieser Paß bietet auch den besten Zugang.

Das geologisch untersuchte Gebiet hat etwa die Form eines rechtwinkligen Dreieckes. Es umfaßt den Raum zwischen der Sinnhubscharte im NW, dem Schiedeckkamm (N des Giglachsees) im NE und dem obersten Weißbriachtal unterhalb der Einmündung des Znachtales im S. Das Flächenausmaß des Gebietes beträgt annähernd 50 km².

Die Methode der geologischen Untersuchung war sowohl regional als auch zeitlich einem Wechsel ausgesetzt, hervorgerufen durch die Verschiedengestaltigkeit der sowohl Kristallin als auch Sedimente umfassenden Gesteine und durch die allmählich zunehmende Kenntnis und Einsicht. Im ersten Sommer der Untersuchungen, 1955, kam ich über das Kennenlernen der Gesteinstypen und einige Übersichtsbegehungen nicht hinaus. 1956 begann ich mit dem Kartieren, 1957 und 1958 konnte ich mich Details widmen, die durch 150 Profile, Ansichtsskizzen, Photographien und B-Achsendiagramme in dem im Geologischen Institut der Wiener Universität aufliegenden Original dieser Arbeit gezeigt sind.

Einen guten Teil meiner Arbeit stellte das Suchen nach Fossilien dar, das auch gelegentlich erfolgreich verlief. Um die Einwirkung der tektonischen Vorgänge auch auf den Feinbau der Gesteine zu erkennen und um das im Kalkspitzengebiet meist eintönige Kristallingestein auf lokale Änderungen zu untersuchen, wurden 53 Dünnschliffe hergestellt. Die Kartierung jedoch erfolgte nach makroskopischen Merkmalen.

Das überaus interessante Thema meiner Dissertation verdanke ich meinem verehrten Lehrer Prof. E. Clar, dem Vorstand des Geologischen Instituts der Universität Wien, unter dessen Führung ich im Sommer 1955 auf einer Exkursion zum ersten Mal dem Kalkspitzenproblem gegenüberstand. Er ist es auch, dem ich — nicht zuletzt durch sein beharrliches Bestehen auf Genauigkeit und Erfassung möglichst vieler Details — die Kenntnis um die feldgeologische Kleinarbeit verdanke.

Von größtem Wert war für mich der Anschauungsunterricht, den ich durch Dr. A. Tollmann in den benachbarten Radstädter Tauern i. e. S. erfahren durfte. Ihm verdanke ich die Kenntnis des Radstädter Mesozoikums und Verständnis für die Tektonik. Sein mitreißender Elan bei gemeinsamen Begehungen W des Tauernpasses war so wirkungsvoll, daß er meiner Arbeitsfreude, meiner Einstellung zur Geologie die Nahrung gab.

Prof. H. Zapfe danke ich für freundlichste Hilfe beim Bestimmen eines Kleingastropoden des Muschelkalks.

Prof. Ch. Exner, Dozent H. Scharbert und Dr. G. Fuchs danke ich für wertvolle Hinweise bei der Auswertung der Dünnschliffe, ebenso Dozent E. Zirkl und Dozent W. Medwentsch, dem ich auch für die gastliche Aufnahme in seinem benachbarten Hauptquartier, dem Seekarhaus, sehr verbunden bin.

Zusammenfassung

Die Steirische und Lungauer Kalkspitze liegen an der Grenze zwischen Steiermark und Salzburg, wo geographische und geologische Radstädter und Schladminger Tauern einander überschneiden: unmittelbar O des Radstädter Tauernpasses.

Die ältesten kartierten Gesteine gehören dem Schladminger Altkristallin an, das hier Paragneise, Orthogneise, genetisch nicht einstuftbare Schiefergneise, Mikroklinggranitgneis, Amphibolite und Grünschiefer umfaßt. Diaphthoresis erzeugte in dem ursprünglich höher metamorphen Kristallin einen Mineralbestand der Albit-Epidot-Amphibolitfazies mit Übergängen zur Grünschieferfazies.

Die vielfach konglomeratischen Gesteine der Quarzphyllitgruppe leiten über zu dem skythischen Quarzit, der das Mesozoikum einleitet. Dieses umfaßt außer dem Skyth die Kalke, Marmore, Dolomite und Pyritschiefer des Anis (mit *Loxonema constrictum* Boehm und Crinoiden), fossilbelegten Dolomit des Ladin (*Diplopora annulata* Schafh.) und als jüngstes Glied Dolomite und Pyritschiefer der ebenfalls ladinischen Partnachschichten.

Das Mesozoikum bildet eine durch Nordbewegung entstandene kongruente Isoklinalmulde mit Muldenkernverdickung und Abscherungen und ist in sich selbst wieder gegliedert in eine liegende Synklinale i. e. S. und eine hangende verkehrte Schuppe. Kristallin bildet sowohl das Liegende als auch das Hangende. Im W-Abschnitt ist der Hangendschenkel nahezu völlig wegerodiert und fast nur mehr normale Lagerung erkennbar, im gesamten O-Teil jedoch liegt der Quarzphyllit und das Kristallin deutlich über Kalk und Quarzit. Das Kalkspitzenmesozoikum bildet daher ein tektonisches Halbfenster.

Die tektonischen Ergebnisse werden gestützt durch B-Achsen-Messungen, die ein O-Gefälle der vorherrschenden W—O-Achsen zeigen. Daneben tritt eine SO-tauchende Achse auf (älter als W—O), eine NO-tauchende (jünger als W—O) und, als Zeuge jüngster Bewegung, eine genau N—S gerichtete Achse.

Morphologie

Glazialformen. Direkte Hinweise auf die obere Grenzlinie der hocheiszeitlichen Vergletscherungen gibt im Kristallin eine Schutt-Felsgrenze zwischen den eigentlichen Gipfformen und den darunter ansetzenden Schutthängen der Kar- und Talräume. Diese Schutthänge sind wohl auch durch die Rückwitterung am oberen Rand des Eises entstanden und lassen entlang den Kämmen die Höhe des Eisstromes erkennen.

Auf dem ganzen breiten Sattelgebiet zwischen dem Taurachtal und dem Oberhüttensattel hat wohl ein breiter Eiskuchen gelastet und auch starke Bewegungen ausgeführt — in die Augen springen z. B. ein Muschelkalkblock, der inmitten des Quarzphyllites auf der höchsten Stelle der

Klammscharte liegt, oder die Randkerben am S-Hang des Sonntagkarogels und am N-Hang der Plattenspitze in ca. 2200 m Höhe. Bis dort hinauf finden sich auch Anzeichen einer rundbuckeligen Abschleifung. Am schönsten finden sich Rundbuckel am flachen Kristallinhang zwischen Sonntagkarhöhe und Oberhüttenbach, wo das Eis die härteren welligen Rücken herauspräpariert hat. Die Interferenz von Gesteinseinflüssen und das Bestreben des Gletschers, seiner Unterlage eine den Fließvorgängen gemäße Formung zu geben, haben hier die schöne Rundhöckerflur entstehen lassen.

K a r e. Die beiden Poiskare O vom Schusterstuhl—Mentenkarspitz sind durch eine steile Kristallinwand voneinander getrennt und einander sehr ähnlich, weil sie vom gleichen Gestein aufgebaut werden und ihnen ein symmetrischer tektonischer Bau zu Grunde liegt: die trennende Wand stellt eine tektonische Mulde dar, während die beiden Abschlußwände im N und S als deren aufsteigende Flanken fungieren. Der langgezogene, im nördlichen Kar verzweigte Verlauf deutet auf Entstehung aus einem alten, hochstufig gewordenen Tal. Die Poiskare sind durch eine Fülle von Kleinformen ausgezeichnet: Gruben, Rinnen, Gassen zwischen abgeschliffenen Riedeln, die ganz oder teilweise von Moränen überzogen sind. Die glaziale Austiefung dürfte hier etwa 60 bis 80 m betragen haben.

Das Ropaniekar N des Kammes Gurpetschegg—Karnerhöhe zeigt bei einer Gesamtlänge von etwa 4 km Luftlinie junge, rückwärtseinschneidende Taleintiefungen, die die ersten Formen nicht zerstören konnten, so daß sich diese Vorformen zu einem dreistufigen Treppenkar verfestigten. Ein Wandnischenkar ist das Reinkar W des Schusterstuhls. Das Stockerkar deutet mit seinen beiden obersten, sich vereinigenden Abschnitten die Entstehung aus einem alten Hochtal an.

Die postglaziale Verschleierung des direkten Einflusses ist besonders deutlich im Ahkar und in dem „Im Kalk“ benannten Kar. Das Ahkar hat drei Treppen, die allerdings viel kürzer sind als beim Ropaniekar. An einer Stelle war das Gestein des Ahkars widerstandsfähig genug, um rundhöckerartige Formen zu bewahren: in der anisischen, z. T. marmorisierten Brekzie im Mittelteil des Kares.

Ein Zusammenspiel von geologischer Struktur und Eisüberformung spiegelt das Kar „Im Kalk“ wider, wo die kuppelartige Anis-Aufwölbung zugleich als natürlicher, schon primär vorhandener Karriegel fungierte und eine dementsprechend starke Rücktiefung begünstigte.

Glaziale Talformen. Im Talschlußkar des obersten Weißbriacher Lantschfeldes liegt in 1800 bis 1900 m Höhe die Trogschulter über dem Lantschfeld; auf dem N-schauenden Hang erscheint die ausgedehnte Flächenentfaltung durch die Anpassung an das Flachrelief einer alten Landoberfläche erhalten zu sein: hier befinden wir uns im Innersten einer Gebirgsgruppe und außerdem auf einer (wenn auch nur lokalen) Abdachung, was O. Maull als besonders günstig für Schulterbildung hinstellt. Die Einwirkung der Gesteine auf die Talform macht sich geltend: kaum daß der Weißbriach-Talgrund zur Gänze aus Kristallin besteht, tritt eine Verengung ein (S der Linie Gamskarlspitze-Schusterstuhl). Doch vermochten die vom Wippitsch- und Schönalpenkar herunterfließenden Gletscher die Druckwirkung des Eises im Haupttal so zu verstärken,

daß schon vor der Vereinigung mit dem Znachtal eine abermalige Verbreiterung des Tales auftritt.

Auch das Znachtal ist ein schönes Trogtal — solange es im Kristallin allein verläuft. Im obersten Abschnitt jedoch zeigt sich dieselbe Erscheinung wie im Preuneggatal und Oberhüttenbachtal: die Talform ist weit weniger durch die Tätigkeit des Eises als vielmehr durch das Aufeinanderprallen der verschiedenen Gesteinstypen bestimmt; die nachzeitliche Wirkung des fließenden Wassers hat gerade die schräg einfallende Schichtgrenzlinie immer mehr vertieft, wodurch V-Täler entstanden sind, während die alte, vom Eis überfahrene Fläche höher oben liegt und gar nicht mehr recht als jetziger Talboden gedacht werden kann.

Dieses Aufeinanderstoßen von Kalk und Kristallin bei schrägem Einfallen scheint eine typische V-Talform sehr zu begünstigen (das fließende Wasser zieht die Gesteinsgrenze nach); in reinem Kalkgebiet versickert das Wasser zu sehr, um physikalisch stärker zu wirken, und für ein reines Kristallingebiet war die Wirkungsmöglichkeit seit der Eiszeit nicht lange genug — mit Ausnahme von Stellen großen Gefälles und großer Wassermassen, doch scheint auch hier vorerst die Entstehung von Klammern begünstigt zu sein (bei uns: Weißbriachtal WSW Schusterstuhlgipfel und, beschränkt, Klammlkar).

Die Trogschlußform des Ursprungalmbodens war vermutlich schon eine Erosionshaltstufe des präglazialen Reliefs, bevor die Eisbearbeitung sie in ihrer Stufenform verstärkte. Die Ursache dieser Stufe lag wohl in der „gesetzmäßigen Arbeit des Aufwärtswanderns der Gefällsteilen“ (J. Sölich). Sie kann nur an einer Härtestufe mit steil aufgerichtetem Gestein zum Ausdruck eines relativen Dauerzustandes werden. Mesozoischer Dolomit fällt hier ganz steil unter saiger stehenden quarzitischem Quarzphyllit. Im Sinne A. Penck's wäre der weite, breite Ursprungalmboden wohl auch so zu erklären, daß durch die gesteigerte Erosionswirkung der aus dem Preuneggatal und dem Kranzlkar sich vereinigenden Gletscher eine Konfluenzstufe entstanden ist. Zweifellos blieb auch dies hier nicht ohne Wirkung.

Seen. Der Oberhüttensee wurde von einer S-N-gerichteten Bewegung ausgeschürft, durch die eine hier vordem lagernde größere, verhältnismäßig ja weiche Rauhackenscholle bis auf kleinere Reste beseitigt wurde, so daß der See heute wohl kristallinen Boden haben dürfte. Grund für die große Tiefe des Oberhüttensees ist neben der Gesteinsbeschaffenheit wohl auch der große Druck, den das von der Klammscharte herunter kommende Eis ausgeübt haben muß; das Ausweichen nach S war ihm durch die harte Kristallinbank des Oberhüttensattels erschwert, gegenüber lag der selbst eisbeladene Klotz der Kalkspitzen.

Bei den Giglachseen mag noch vor der Vereisung die zwischen den beiden Kalkspitzgipfeln durchziehende tektonische Linie als erste Anlage für ein Gewässer gedient haben, dem sich noch keine Kristallin- oder Quarzphyllitwand entgegenstellte, da ursprünglich ja die gesamte Kalkspitzen-Ostabdachung aus Kristallin bestand. Durch das Eis wurde jene frühe Kerbe mehr und mehr vertieft — obwohl wir heute also keine petrographische, kaum eine tektonische Ursache erkennen. Als dann die deckende Kristallinschicht abgetragen war, begann sofort die Gesteins-

grenze in N—S-Richtung wirksam zu werden. Die Eismassen flossen nun nach drei Richtungen ab, wodurch die schürfende Kraft nicht mehr so konzentriert wirken konnte: die Giglachseen sind bei weitem nicht so tief wie der Oberhüttensee.

Als Ergebnis der geschilderten Vorgänge stellen der Znachsattel und der Preuneggsattel eine Difffluenzlandschaft dar.

Moränen. Über die Moränen der Schladminger Tauern gibt es eine gründliche Arbeit mit Karte von E. Lichtenberger: Mehr als die Hälfte unseres Gebietes fällt noch in den dort behandelten Bereich. Meine Eintragungen decken sich nicht immer mit den Lichtenbergschen.

Besonders moränenreiche Gebiete sind: der Zusammenfluß von Weißbriach- und Znachtal mit mehreren Wallmoränen; das Kar des Tiefenbach- und Wippitschsee; das Hundsfeld und das Tauernkar sind Grundmoränenlandschaften. Das Forstaubachtal zeigt durch die alles verhüllende glaziale Akkumulation so wenig Aufschlüsse, daß die Verbindung mit dem Mesozoikum des Taurachtales erst bei der Sinnhubscharte wieder nachzuweisen ist.

Ein kleines Stück Grundmoräne ganz eigener Art liegt unmittelbar W des Oberen Giglachsees: mehrere Dutzend nahezu kreisrunder Seen mit einem Durchschnitt von etwa 1 m können wir hier wohl als Sölle bezeichnen. Sie dürften an der Stelle eines moränenbedeckten Toteisblockes entstanden sein, bei dessen Abschmelzung die Moräne zu kleinen Wannen niedersank.

Verwitterungsformen. Dem meist groben, oft spitzkantigen, physikalisch entstandenen kristallinen Schutt steht das meist kleine, kaum je mehr ganz spitze Verwitterungsprodukt etwa des anisischen Dolomits des Tscheibitsch gegenüber, wo über weite Flächen kaum festes, anstehendes Gestein mehr gefunden werden kann.

Böden. Frosthügel finden sich im Kalkspitzengebiet sowohl über kalkigem wie über kristallinem Untergrund, jedoch überall auf kleineren Verebnungen, Hochflächen, Mulden, wo das Wasser gezwungen wird, längere Zeit zu verweilen: auf dem Roßfeld unmittelbar SO der Seekarscharte, im N und O um den Roßkogel, O des Sonntagkarkogels, N der Karnerhöhe: nur sehr spärlich um die Kalkspitzen selbst, da hier die wasserhaltenden Mulden ebenso fehlen wie die doch nötige Grasvegetation. Um den Roßkogel werden die Frosthügel bis einen halben Meter hoch und über einen Meter lang. Beispiele von durch Solifluktion entstandenen Streifenböden zeigt der Dolomitgrus des Tscheibitsch.

Ausschließlich im Kristallin findet sich die vorwiegend organogene Bodenbildung durch Verlandung kleiner Seen. Das verhältnismäßig flache Gebiet zwischen Sonntagkarhöhe und Roßkogel einerseits und Weißbriachtal-Oberhüttenbachtal andererseits bietet durch die glaziale Bearbeitung die besten Voraussetzungen: eine Fülle kleiner Wannen, die zum guten Teil wassererfüllt sind. An den Rändern nahezu aller dieser Tümpel engen Torfmoos und das Wollgras *Eriophorum* schrittweise die Wasserflächen ein. Im allgemeinen geschieht die Einengung nicht etwa so, daß in der Mitte die restliche Wasserfläche bleibt: die Verlandung geht von einer Seite aus, der von Anfang an seichteren. Der stärkste, engste Be-

wuchs durch das Wollgras findet sich jeweils an der Grenze Wasser-Verlandung; im verlandeten Boden selbst finden die Pflanzen auch nicht mehr die ihnen zusagenden Lebensbedingungen. Beim Austrocknen entstehen die charakteristischen Trockenrisse, die den Boden in ein Zellenwerk auflgliedern.

Beim Rauhwaskeboden ist die rotgelbe bis rote Farbe auffallend. Dieser Boden setzt sich homogen aus feinsten Partikelchen zusammen — anders als das oft doch so inhomogene Ausgangsmaterial.

Rauhwaskeboden neigt zu Absenkungen und kleineren Abrutschungen im Gelände (Fußfad Seekarscharte-Klammscharte); an anderen Stellen wieder beweist er eine nahezu lößartige Fähigkeit, auch fast senkrechte, einer kleinen Schlucht ähnliche Einschnitte beizubehalten (N-Rand des Tscheibitsch).

Schutt- und Blockhalden. Im kristallinen Abschnitt finden sich prächtige Beispiele. Im Stockersteinkarl erreichen sie eine Höhe von über 100 m; hier macht sich die Sonderung des Materials nach der Größe besonders geltend, so daß der tiefste Grund des Stockersteinkarls nur mehr aus großen eckigen Blöcken besteht, während nach oben zu das Material feiner wird. Die obersten Zipfel der Halden gehen in Stein-schlagrinnen über. Ähnliche Bilder bieten die S-Wand des südlichen Poiskarls und die Hänge N des Hadingkammes.

Im Mesozoikum finden sich nur dürftige Schutthalden. Dieser Gegensatz erklärt sich hier außer durch das Überwiegen der chemischen Verwitterung im Kalk durch die für Entstehung größerer Schutthalden ungünstige Schichtlage am ganzen Ostrand des Mesozoikums, wo die immer wiederkehrenden Schichtköpfe allenfalls entstehenden Schutt gleich abfangen — und wohl auch durch das Überwiegen des Dolomits auch im Muschelkalkhorizont; der Dolomit neigt ja viel eher zu einer Abgrusung als zu einer Absprengung, d. h. es entstehen durch chemische und organische Gesteinsaufbereitung kleine und kleinste Partikel — so auf einem großen Teil des Tscheibitsch, wo man stellenweise wohl schon von einer Art „Aschenbildung“ (M a u l l) sprechen kann.

Bergstürze. Im Mesozoikum liegt nur ein größerer vor: O der Lungauer Kalkspitze. Für einige Beispiele im Kristallin läßt sich unschwer eine Erklärung finden: SO der Sonntagkarhöhe, O vom Roßkogel und O vom Tscheibitschsee schneidet der Hang die gegen das Tal einfallenden Schichten und raubt ihnen das stützende Widerlager. Für die Fälle W der Kampspitze, N vom Klammlkar und O vom Hundskogel stehen im Liegenden des Bergsturz-bildenden Gesteins weniger widerstandsfähige Schichten an, die leichter zurückwitterten und ein Überhängen des festeren Gesteins herbeigeführt hatten.

Karsterscheinungen. An den Überschneidungszonen und den Erweiterungen karsthydrographisch wegsamer Klüfte treten im gesamten oberen Ahkar und im O und SO der Ahkarscharte Dolinen auf (Taf. 15, Fig. 4). Im ladinischen Dolomit sind sie hier so zahlreich, daß eine Doline nahezu unmittelbar in die benachbarte übergeht und mehrfach Fälle von Durchhöhlung oder Einbruch der trennenden Wand zu beobachten sind. Der Verlauf der Schichtflächen scheint auf die Anlage und Form kaum Einfluß zu haben, zumal gerade im unmittelbaren Dolinen-Wand-Bereich

die s-Flächen durch die Auslaugung nicht mehr zu unterscheiden sind. Neben typischen Trichterdolinen gibt es hier auch Karstschlote mit einer beobachteten Tiefe bis zu 4 m, wobei der obere Durchmesser meist unter 2 m bleibt.

Auch Schlucklöcher lassen sich beobachten: etwa an der Grenze Quarzit bzw. Kristallin — Rauhwanke direkt neben dem Weg von der Seekar- zur Klammscharte. Nur bei starkem Regen fließt das Wasser der Klammbach-Zuflüsse oberirdisch.

Mehrere kleine Seeabflüsse verschwinden in der Rauhwanke.

Das Relief in seinen Beziehungen zur Geologie: Oberhütten- und Preuneggbach folgen beide genau der Grenze Karbonat-Kristallin bzw. Quarzphyllit. Analog dazu bildete sich das oberste Znachtal und die Kerbe S vom Kar „Im Kalk“. Auch die beiden Bäche N und S des Tscheibitsch konnten die Gesteinsgrenze stark nachtiefen.

Die tektonische Mulde Klammscharte—Oberhützensattel zeigt sich auch in der heutigen Morphologie als klarer Einschnitt. Der untere Abschnitt des Weißbriacher Lantschfeldtales folgt der Kalksynklinale, denn weder im O noch im W dürfte das Mesozoikum weiter nach S reichen, als dies an den Talhängen noch ersichtlich ist. Auch im Kranzkar liegen die tiefsten Stellen jeweils an der Grenze zwischen Quarzphyllit und Kalk. Aus diesen Beobachtungen läßt sich also ableiten, daß die Talbildung im Kalkspitzengebiet weitgehend petrographischen Grenzen folgt.

Die Sinnhubscharte, die Seekarscharte, die Klammscharte, der Oberhützensattel, Preuneggsattel, Znachsattel — sie alle sind an ausgeprägte Gesteinsgrenzen gebunden. Die Ahkarscharte ist ein Scharungspunkt tektonischer Linien.

Viele Gipfel sind mit der Tektonik in Einklang zu bringen. So sind Sonntagarkogel und Roßkogel Antiklinalgewölbe. Gamskarlspitze und Kamplberg sind ebenfalls Aufwölbungen. Die kleine Ausspießung des Quarzphyllites am Hundskogelgipfel hat diese Erhebung davor bewahrt, ebenso wie das Tscheibitsch und das Roßfeld viel stärker der Abtragung zu unterliegen. Die gleiche Überlegung läßt sich bei den beiden Kalkspitzgipfeln anstellen, die ja beide widerstandsfähige Deckschollen aus Quarzit bzw. aus Kristallin tragen; hinzu kommt hier noch eine wohl schon von Anfang an höhere Position. Der höhere der beiden Gipfel, die Lungauer Kalkspitze, wurde auch stärker gehoben, wofür es Anzeichen in Form von Verwerfungslinien gibt.

Das enge Nebeneinander und der Gegensatz von Kalk und Dolomit einerseits und Kristallin und Quarzphyllit andererseits gestalten die morphologischen Erscheinungen des Kalkspitzengebietes also besonders reizvoll; das heutige Relief hat seine Grundlage vielfach in der geologischen Struktur.

Erforschungsgeschichte

Die einer großzügigen Tektonik noch verständnislos gegenüberstehenden Geologen des vorigen Jahrhunderts hatten angesichts der Unüberschaubarkeit der Radstädter Tauern einen schweren Stand — und wie erst im Falle der Kalkspitzen! So sah D. St u r (1853) in den Muschelkalkschiefern des Kalkspitzenmesozoikums Grauwackenkalk, die Pyrit-

schiefer des Anis bezeichnete er als Reingrabener Schiefer. Die ersten Erklärungsversuche der Lagerungsverhältnisse stammen von M. Vacek (1882) und beruhen auf sehr oberflächlichen Beobachtungen: überall schien ihm der Radstädter Tauernkalk eindeutig aufzuliegen. Er hielt die Kalkmasse der Kalkspitzen für die Ausfüllung eines kristallinen Erosionskares (1884). Die Masse des Kalkspitzes sei ein ruhig lagernder übergreifender Triasrest, der sich, dank seiner Position auf der Wasserscheide von 4 Tälern, vollständiger erhalten habe als viele andere kleine Reste. „Diese klare und einfache Lage der Dinge macht alle Seitensprünge der Phantasie überflüssig“ (1897). Dies war als Entgegnung zu F. Frechs (1896) Arbeiten gedacht, der die Überschiebung des Mesozoikums durch den Quarzphyllit der Nebelspitze (heute: Mitterkar Spitze) erkannte. Den von ihm als Beweis angeführten Diploporendolomitkeil (der von Vacek [1897] bagatellisiert wurde) erkennen wir heute als Partnachdolomit, die Deckscholle am Gipfel der Lungauer Kalkspitze (von Vacek als Pyritschiefer erklärt) wurde von Frech zutreffend als Kristallin erkannt, doch handelt es sich bei der kleinen Scholle unmittelbar darunter wohl nicht um Gangquarz (Frech), sondern um skythischen Quarzit. Übereinstimmend mit meiner Auffassung wird auch die Tektonik des Hundskogels gedeutet, wo das (von mir für Quarzphyllit gehaltene) Kristallin den „Dolomit an 3 Seiten unter sich hat“.

Der den Kalkspitzen benachbarte Quarzphyllit und das Schladminger Kristallin erfuhr seine erste eingehendere Bearbeitung ebenfalls durch Vacek (1893), unterstützt von Rosival (1893), Foullon (1884), Doelter (1896), Schmutz (1897), Ippen (1901).

Die zweite Periode geologischer Forschung in den Radstädter Tauern begann, als man die in den Westalpen so erfolgreiche Deckenlehre auch auf die Ostalpen übertrug. Vom Jahre 1906 an wurden von Becke, Uhlig, Kober, W. Schmidt, Seemann und Trauth neue Forschungen in den Radstädter Tauern durchgeführt. Seemann übernahm hierbei das Kalkspitzengebiet, doch wurde von ihm hierüber nichts veröffentlicht. Uhlig (1908) bezeichnet die Kalkspitzen als „mächtige schiefe, nach SW überhängende Falte, deren Kern aus Triasdolomit, deren Hülle aus Pyritschiefer, Juramarmor und überschobenem und mitgefaltetem Quarzit besteht. Der triadische Kern dieser schiefen Falte muß nach unten hin mit jenem Dolomit zusammenhängen, der am Tauernpaß unter den Quarzit einfällt; die Falte der Kalkspitzen ist so nach im Sinne einer von SW her erfolgten Bewegung als Rückfalte zu bezeichnen“.

Uhlig hat also das Wesentlichste der Kalkspitzentektonik bereits erfaßt, doch war die Verkennung des Muschelkalkes verhängnisvoll; da er sich durch die Crinoidenfunde zu einer Einstufung in den Jura veranlaßt glaubte, die Quarzite und die auch noch nicht richtig gedeuteten Pyritschiefer aber daran fand, mußte er an die anormale Natur der Kontakte glauben (1908, p. 1379; 1909, p. 481). Hingegen ist der Zusammenhang mit dem Westen richtig gedeutet; er fand die „mächtige Zone brauner Rauhwanke, die aus dem Taurachfenster über die Sinnhub-scharte in das Kalkspitzengebiet führt“ (1908, p. 1379).

In einer Arbeit über die Niederen Tauern deutet R. Schwiner (1923, p. 47) auf mehrere W—O streichende Verwerfungen und Blattverschiebungen hin; auch die Kalkspitzenfalte sei im N von einer Verwerfung abgeschnitten; dies entspricht, vor allem um die Sinnhubscharte, der Wirklichkeit.

L. Kober brachte einen wesentlichen terminologischen Beitrag: durch die zutreffende Deutung des Kristallins als Kern liegender Falten ergab sich die Bezeichnung des synklinalen Schlusses der Kalkspitzenmasse im Schladminger Kristallin des oberen Weißbriachtales (1912, p. 525).

R. Staub, der von Kober durch die Radstädter Tauern geführt wurde, folgt diesem nicht in allem: während Kober die Höhere Radstädter Decke (Pleißlingdecke) dem Unterostalpin zuordnet, sieht Staub in der Oberen Radstädter Decke ein mittelostalpines Element (1924, p. 178).

W. Schmidt hat sich um die Klärung der Stratigraphie sehr verdient gemacht und die auch im Kalkspitzenbereich vorkommenden Gesteine, allerdings weiter im Westen, gut beschrieben (1924).

Von Trauth läßt sich die sehr gewissenhafte Gesteinsbeschreibung vor allem des Quarzits und der Quarzphyllitgruppe (1925, p. 113) auch in unserem Gebiet anwenden.

O. Schmidegg erkannte im Gewölbe des Sonntagkarkogels zu Recht Schiefer, Amphibolite und helle Orthogneise, er sah am Gipfel den phyllitischen Serizitquarzit (1937, p. 52). Hingegen spricht er nicht von den den langgestreckten Rücken nach NO zu bedeckenden Geröllquarziten. Er sah die Konglomeratquarzite der Klammscharte, das kristalline Gewölbe des Roßkogels, erwähnte die mesozoische Mulde des Tscheibitsch, die Amphibolite und Orthogneise der Gamskar Spitze (1937, p. 51). Auch am Ostrand der Kalkspitzen werden die Verhältnisse zutreffend erkannt. Während Schmidegg in den Aufnahmeberichten dem Mesozoikum der Kalkspitzen weniger Aufmerksamkeit schenkt, sind seine Beobachtungen im umgebenden Kristallin durchaus im Sinne der modernen Beobachtungsweise: Metamorphose und Durchbewegungsgrad seien im Kristallin im O wie im W der Kalkspitzen gleich; die häufige Chloritisierung der Biotite und Hornblendens sei auffällig; Amphibolite würden in Chloritschiefer umgewandelt. Schmidegg beobachtete auch zutreffend das achsiale Gefälle gegen O bei den O—W verlaufenden B-Achsen und fand vereinzelt auch die NW-Achsen (1936, p. 63).

Die Geologie der Radstädter Tauern verdankt E. Clar eine Neugliederung der Trias des Hochfeindzuges (1937, 1957), die vor allem zu der faziell und tektonisch wichtigen Unterscheidung von Wetterstein- und Hauptdolomit führt, sowie zu einer Ausscheidung der Raibler Schichten. Der SW-schauende Gurpetchegg-Hang N von Tweng wird von Clar in aufrechte Schuppen aufgelöst (1940). Demgegenüber steht eine nicht zutreffende Erklärung im Sinne liegender Falten durch S. Blattmann (1937, p. 229).

H. Holy's Arbeit ist vor allem beeinträchtigt durch die Einstufung sämtlicher Schiefer von Pyritschieferhabitus in den Lias, obwohl er sie sehr wohl an der Basis des Muschelkalkes sah (1939, p. 97). Holy hat

das Kristallin auf der beigegebenen Karte nicht weiter aufgegliedert, sondern nur als tektonische Einheit ausgeschieden. Am augenscheinlichsten ist die Abweichung von meiner Kartierung im S, wo Holy den feinkörnigen, schiefrigen Amphibolit am W-Hang des oberen Weißbriachtales für Quarzphyllit hielt, eine Auffassung, die dann R. Heller vermutlich von ihm übernahm (1949). Die Grenzziehungen der übrigen Gesteine weichen von meinen öfters stark ab. Holy's geologische Karte zeigt für jeden Dolomit die Signatur „Triasdolomit“, eine Aufgliederung in einzelne Stufen wird auf der Karte nicht durchgeführt, nur im Text angedeutet, nicht selten unzutreffend. Von Holy angeführter Hauptdolomit konnte von mir ebensowenig gefunden werden wie das Rhät oder die von ihm auf der W-Seite der Lungauer Kalkspitze beobachteten Jurakalke (1939, p. 77).

Die von Tollmann in den letzten Jahren geklärte Stratigraphie der Pleislinggruppe und der Mosermanngruppe (1956, 1958) hat meine Kalkspitzenarbeit gefördert und erleichtert.

Stratigraphie und Petrographie

West des Radstädter Tauernpasses hat der Geologe fast nur Mesozoikum aufzugliedern, das dort vom Skyth bis zum Lias, allenfalls Dogger reicht. Im O der Kalkspitzen, in den eigentlichen Schladminger Tauern, arbeitet der Geologe im Altkristallin bzw. in dem nahe verwandten Quarzphyllit. Im Kalkspitzengebiet aber kommt es durch die enge Verfaltung des Kristallins mit dem Mesozoikum zu einer ungewöhnlichen Reichhaltigkeit der Gesteinsfolge, wie sie auf derart engen Raum zusammengedrängt nicht oft zu finden ist. Die Schichtfolge reicht hier von Altkristallin bis zur ladinischen Stufe der Trias.

Kristallingesteine

Die vielfältige Verbindung des Schladminger Altkristallins mit dem Quarzphyllit, die stellenweise große Ähnlichkeit und das gelegentlich nicht scharf trennbare Übergehen Kristallin-Quarzphyllit war manchmal der Anlaß zu Verwechslungen. G ü m b e l hat als erster das Auftreten am Seekarspitz erkannt. Im Kampf zwischen F r e c h und V a c e k war in diesem Fall letzterer im Recht (1884, p. 614), denn F r e c h hielt den Gneis für Tonglimmerschiefer. Seit U h l i g (1908, p. 1379) unterliegt das Vorkommen keinem Zweifel mehr. Doch erkannte U h l i g an, daß das Schladminger Kristallin oft ein recht wenig typisches Aussehen zeigt und durch die intensive Laminierung bei der Gebirgsbildung oft sehr entstellt ist, daß die Unterscheidung von den serizitisch chloritischen Phyllitgesteinen der Quarzphyllitgruppe bei makroskopischer Betrachtung gelegentlich unmöglich und selbst bei mikroskopischer Untersuchung außerordentlich schwierig werden kann (1908, p. 1395). Ich kann dem aus vollem Herzen beipflichten. Doch halte ich die Verwechslung von eindeutigem, sich weithin erstreckendem Amphibolit mit Quarzphyllit, wie dies Heller im oberen Weißbriachtal passiert ist (1949, geol. Karte), für vermeidbar.

Über das Alter der altkristallinen Gesteine lassen sich kaum genauere Angaben machen. Wo sich in der Literatur Hinweise finden, sind sie stets recht vorsichtig und zurückhaltend. L. K o b e r spricht von proterozoischen Bildungen (1938, p. 56). Auch K. V o h r y s k a (1956, p. 73) ist dieser Ansicht, doch hält er auch noch variszisches Alter für möglich. F. T r a u t h meint, das Schladminger Kristallin sei offenbar archaisch (1925, p. 110). S c h w i n n e r s Auffassung, die Zentralzonen-Ablagerungen seien anzuschließen an die des nächstgelegenen Grundgebirgsgebietes, des Waldviertels (1943, p. 47), können hier nicht geteilt werden, da die vorliegende Arbeit selbst einen Gegenbeweis darstellt.

Paragneise. Wir finden sie im oberen Weißbriachtal, am S- und N-Rand der mesozoischen Mulde des Tscheibitsch, das sie wohl unterlagern, sie bilden die Landschaft O vom Roßkogel bis zum Oberhütten-sattel, wo sie nur von Amphiboliten unterbrochen werden. Ebenfalls in Amphibolite übergehend steht Paragneis auch am O-Rand der Kalkspitzen an: N vom Giglachsee und unterhalb des Schatzbühels im obersten Znachtal.

Von den insgesamt 53 Gesteinsdünnschliffen kann hier nur eine Auswahl oberflächlich beschrieben werden (Schliffsammlung im Geologischen Institut der Universität Wien aufbewahrt).

Die Schliffe 6, 7, 8 stammen aus dem Grenzgebiet Paragneis—Orthogneis von dem tektonisch so stark beanspruchten Synklinalschluß im oberen Weißbriachtal. Schliff 7 zeigt die Natur des aus Sedimenten entstandenen Gesteins am deutlichsten: sehr viel Biotit, stark pleochroitischer Chlorit (Klinochlor) als häufiges Umwandlungsprodukt des Biotits; Quarz wenig; durchwegs kleine Kristalle von Plagioklas I und II im Sinne E x n e r s. Es handelt sich um Albite mit mäßiger bis schwacher Füllung. Apatit und Epidot (Pistazit) sind vielfach auch idiomorph. Titanit in Aggregaten um opake Körner (Erz); Aggregatdoppelbrechung; auch in idiomorphen Kristallen; Kalzit. Deformation: vorwiegend präkristallin.

Auch die Schliffe 46, 47 und 48 entstammen einem „tektonischen Angelpunkt“: dem Znachwinkel, wo beim Schatzbühel der Muschelkalk endgültig abtaucht. Der makroskopisch feinkörnige, graue Paragneis zeigt u. d. M. im Schliff 47 äußerst stark undulösen Quarz, präkinematisch gebildete Muskowitkristalle parallel zueinander in s (mehrfach zerbrochen), stellenweise auch Andeutung von parakristalliner Deformation; sehr wenig Biotit, wesentlich mehr Chlorit; alte Feldspatgeneration: Plag. III; wohl als Neubildung: lamellenloser, mit Einschlüssen versehener Feldspat; Apatit; der Gehalt an rhomboedrischem Karbonat geht wohl auf die Nähe des Kalks zurück. — Im Schliff 46 wird der Eindruck starker tektonischer Beanspruchung übertüncht von dem Bild der diaphthoritischen Neubildungen: an den Grenzlinien zwischen deutlichen, gut ausgebildeten Kristallen schwebt ein unübersehbares Flechtwerk von ganz offensichtlich neu gewachsenem Hellglimmer, Chlorit, Klinozoisit und Epidot.

Den höchsten Diaphthoresegrad unter den Paragneisen zeigt Schliff 23 von der Krahwand im obersten Weißbriachtal. Chlorit aus Biotit entstanden, mit diesem vielfach verwachsen, Muskowit. Die Umbildung des

Feldspats ist teilweise so weit fortgeschritten, daß die vorhandene polysynthetische Zwillingslamellierung erst bei stärkster Vergrößerung nachweisbar ist. Quarz lagenweise in s angereichert, stark undulös, Kristalle vielfach miteinander verzahnt, einige Sprünge. Epidot teilweise in schönen Kristallen, teilweise in Aggregaten, Zoisit, Kalzit.

Die Schriffe 30, 34, 35, 36 und 38 beweisen, daß es sich beim Kristallin N vom unteren Giglachsee vorwiegend um Paragneise handelt. Schliff 35 zeigt stark gefüllten Plagioklas (I, II; 17% Anorthitgehalt), ca. 30%; Quarz ca. 50%; Hornblende ca. 10%, teilweise umgewandelt in Quarz, Kalzit, Serizit, Epidot, Apatit, Chlorit; Hornblendeasbest. Titanit (ca. 2%) in schönen Prismen.

Im Schliff 36 ist der Gehalt von Muskowit und Biotit etwa gleich hoch — hier müssen wir schon von einem Zweiglimmergneis sprechen. Die Umwandlung des instabilen Biotits in den Chlorit kann man hier schön beobachten; sie erfolgt sowohl vom Rand her als auch von der Mitte der Kristalle aus. Die präkristalline Deformation beweist der Biotit durch die Polygonalbögen und durch die mehrfach auftretenden Querindividuen. Undulöser Quarz (ca. 40%). Plagioklas II und I, Füllung verhältnismäßig gering und feinkristallin. Orientierung gelegentlich kennbar; Epidot, Apatit, Erz.

Im Schliff 38 erkennen wir Granaten (ca. 15%), die bis 3 mm groß werden und ein si zeigen (auch ein Hinweis auf die möglicherweise sedimentäre Abkunft) und längs der Risse zersetzt sind.

Diaphthoritischer Augengneis: Er hat seine Verbreitung zwischen Znachbach und oberem Weißbriachtal, südlich der Mentenkarspitze und um den Schusterstuhl. In ganz ähnlicher Ausbildung findet er sich auf dem NO-Kamm des Gamskarls spitz. Mit freiem Auge gibt dieser Gneis sich als graugrünes, oft schiefrißes Gestein zu erkennen, in das rundliche, bis etwa 1 cm dicke Feldspäte eingesprengt sind. Die allenthalben an Handstücken sichtbaren Durchscherungen der Einsprenglinge beweisen, daß es sich bei diesem Gestein nicht um junge magmatische Einspritzungen handelt, sondern um ein durch spätere tektonische Vorgänge verändertes Merkmal eines alten Gneises.

An den Schriffen 10, 11 und 53 fallen die Scherflächen durch den serizitisierten, reliktschen Plag. III auf; sie berechtigen zu dem Ausdruck Porphyroklast für die Feldspateinsprenglinge. Mehrfach verbogene Zwillingslamellen. Die Füllmasse der Feldspäte (Anorthitgehalt 9 bis 11%) umfaßt Epidot, Apatit, Kalzit und Hellglimmer. Neusprossungen von Feldspat (Plag. I): ungefüllte, eiförmige Individuen ohne Spaltrisse oder Zwillingslamellierung. Quarz in isometrischen Kristallen. Chlorit als Pennin und Klinochlor. Hornblende. Granat mit Chloritisierung und Hornblendeasbest-Bildung: außen Kelyphitrinde; Zirkon, Apatit, Karbonat, Sagenit, Pyrit.

Die maximale Mächtigkeit erreicht der Augengneis zwischen Schusterstuhl und Mentenkarspitze mit etwa 500 m.

Diaphthoritischer Schiefergneis. Er baut die Hänge W vom Klammkar auf, den Hang zwischen dem oberen Oberhüttenbachtal und dem Steilabfall des Sonntagkarkogels, den Westhang des Hading; er hat Anteil an der Umräumung des Giglachsees und liegt auf dem Quarz-

phyllit der Stockerscharte; er bildet die Deckscholle auf dem Gipfel der Lungauer Kalkspitze.

Der grünliche, diaphthoritische Schiefergneis sieht gelegentlich einem Grünschiefer ähnlich (Znachspitzkamm), einem Amphibolit (hiefür wurde er von Heritsch, 1922, p. 131, gehalten) auf und S der Lungauer Kalkspitze. In diesen Zweifelsfällen konnten die Schriffe Klarheit schaffen. Doch erscheint uns eine Einstufung in Ortho- oder Paramaterial trotz der Schliffuntersuchung nicht möglich. Mit freiem Auge gelingt dies ebensowenig. Es ist auch durchaus möglich, daß hier Gesteine verschiedenen Ursprungs zusammengefaßt wurden, doch ist ihnen das heutige, schiefrig-grüne, chloritreiche Erscheinungsbild gemeinsam.

Die Schriffe 28, 40 und 43 zeigen 35 bis 45% Quarz, undulös, mit durchschnittlicher Korngröße von nur 0,05 mm, maximal 0,2 mm. Eindeutige Plagioklase (III, II) nur wenige; ein Gewirr von Hellglimmer und Epidot hat die meisten ehemals wohl vorhandenen Feldspäte so weit ersetzt, daß sich gelegentlich nur mehr alter Umriß und Reliktsubstanz im Inneren erahnen läßt. Gesamtgehalt an Feldspat ca. 30%. Biotit mit sehr deutlichem Pleochroismus, weitgehend umgewandelt in Chlorit. Epidot, Klinozoisit, Apatit, Titanit, Granat (mit Siebstruktur), Karbonat (u. a. Kluftausheilungen, verbogene Lamellen). Der Eindruck parakristalliner Deformation überwiegt; Anzeichen postkristalliner Durchbewegung fehlen.

Die größte Mächtigkeit erreichen die diaphthoritischen Schiefergneise unter dem Hading: über 500 m Gesteinsschichten zeigen hier große Einförmigkeit, die gelegentlich durch Anzeichen von magmatischen Injektionen unterbrochen wird. Eine Feldspatung dieser Art tritt auch W vom Klammkar stellenweise auf, doch handelt es sich um Umwandlungen, die jeweils nur Schichten von wenigen dm Dicke erfassen.

Quarzit im Kristallinverband. Im obersten Znachtal beginnt S vom Schatzbühel ein etwa 20 m mächtiger Quarzit, der durch den unmittelbaren Anschluß an den quarzitischen Quarzphyllit auf dem Muschelkalk des Znachwinkels eine Einstufung ins Skyth möglich erscheinen ließe. Doch ist dieser Quarzit von anderer lithologischer Beschaffenheit: er zeigt keinen Serizit, entbehrt nahezu gänzlich der Schieferung und ist wesentlich derber. Den Ausschlag gibt jedoch seine stratigraphische Stellung: er läßt sich, normal eingebettet, zwischen Schichten unzweifelhaften Kristallins, noch weit ins Ochsental hinein verfolgen.

Das Liegende des Quarzits in unserem Kartierungsbereich ist der Quarzphyllit, das Hangende der graugrüne Schiefergneis des Engelkar-spitz-Südhanges.

Chloritischer Glimmerschieferphyllonit. Auf dem Gamskarlsplatz-Nordkamm und N vom Giglachsee findet sich jeweils in Nachbarschaft des Quarzphyllits ein chloritischer Phyllonit von nahezu giftgrüner Farbe. Man erkennt schon mit freiem Auge den hohen Gehalt von Quarz und von Chlorit; daneben tritt Serizit und Muskowit auf. Das vom Gipfel-Amphibolit des Gamskarlsplatz überlagerte Vorkommen hat eine Mächtigkeit von ca. 10 m. N vom Giglachsee liegt der Phyllonit mit einer Dicke von 6 m zwischen Quarzphyllit und Amphibolit.

Mikrolin-Granitgneis. Umgeben von Schiefergneis, Amphibolit und Orthogneis liegt N vom Mentenkarspitz ein Mikrolin-Granitgneis. Er beansprucht etwa 200 m des Vertikalaufbaues dieser Wand, die ungewöhnlich steil und völlig unzugänglich zum Schatzbühel abbricht. Durch die Unzugänglichkeit war ein genaueres Studium des Kontakts zu den Nachbargesteinen sehr erschwert. Soweit es beobachtet werden konnte, ist die Grenze zum auflagernden Schiefergneis annähernd konkordant; doch findet das Gestein noch vor dem Grat Mentenkarspitz bis Stockersteinkar-Scharte sein Ende — durch Auskeilen oder, wie es nach den Beobachtungen eher den Anschein hat, durch seitliche Veränderung des Gesteins — weil die Intrusion nicht soweit reichte.

Die Schriffe 44 und 45 zeigen stärksten undulösen Quarz, stellenweise zerbrochen. Bei 45 Einschlußzüge mit Gasblasen. Mikroklin in Körnern bis zu einigen mm Dicke; meist sehr harte Gitterung; Perthitlamellen; Fleckenperthit; eingeschlossene Plagioklasrelikte und Plagioklase mit verbogenen Lamellen. Mit Kalzit ausgeheilte Scher- und Reißklüfte deuten auf die postkristalline Beanspruchung des Mikroklin. Daß hier als Ausheilungsmineral nicht der übliche Quarz, sondern Karbonat auftritt, hat seine Ursache möglicherweise in der Nähe des unterlagernden Mesozoikums. — Plagioklas aller drei Stufen; 11% Anortith-Gehalt; Muskowit, Serizit, Biotit, Epidot, Apatit, Klinochlor.

Wenn wir versuchen, die Intrusion des Granitgneises mit der Tektonik in Beziehung zu bringen, so möchte ich mich am ehesten für einen synkinematischen Vorgang entscheiden, der aber schon zu einem recht frühen Zeitpunkt stattgefunden hat. Das beweisen die Dünnschiffe und die, soweit es beobachtet werden konnte, weitgehend konkordante Lagerung des Gesteins im Hinblick auf das Liegende und das Hangende. Einen weiteren Beweis liefert der Quarzit im Liegenden — wenn die Annahme zutrifft, daß es sich bei diesem Gestein um eine Abquetschung des sauren Magmas handelt, das, seiner Hauptmasse nach, den Granitgneis lieferte. Der schon erwähnte Charakter eines Gangquarzes stützt diese Annahme. Bei dem Quarzit nun läßt sich die konkordante Lagerung innerhalb des Kristallins sehr schön beobachten. Die Intrusion des Mikrolin-Granitgneises muß also noch vor der Einfaltung der Kalkspitzen-Synklinale erfolgt sein — oder unmittelbar während dieses Vorganges.

Orthogneis. Orthogneise bilden den unteren Teil des Hanges vom oberen Weißbriachtal hinauf zum Schusterstuhl; sie haben Anteil am Aufbau der Käme S vom Tscheibitsch, um den Kappelberg. Sie bauen den größten Teil der Gamskarlspitze auf (mit Ausnahme des Gipfelamphibolits); Orthogneise bilden den langgezogenen Kamm des Sonntagkarkogels.

Was hier unter Orthogneis zusammengefaßt wird, unterscheidet sich von den schon behandelten Schiefergneisen als auch Paragneisen durch den allgemein viel höheren Feldspat- und Quarzgehalt; auf den ersten Blick erscheinen die Orthogneise als schon wesentlich heller. Der Einfluß der Diaphthorese macht sich aber auch hier geltend, was makroskopisch, viel besser aber noch in den Schriffen (3, 13, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 49) zum Ausdruck kommt. Die Füllung der Feldspäte ist vielfach sehr stark.

Sehen wir die Füllung als „echte Fülle“ an, so steht dies in Widerspruch zu der beobachteten Rundform und dem Mangel an Zwillingslamellen. Vermutlich handelt es sich bei den Füllungsmikrolithen also nicht um rekristallisiertes Entmischungsmaterial alter Plagioklase (im Sinne Sanders und Exners), sondern um die von Christa (1933), Weinschenk (1903) und Cornelius (1942) besprochene „falsche Fülle“, die ebenfalls desorientierte Einflüsse umfaßt — aber unter Stoffzufuhr. Derartiges ist vor allem bei Grünschiefern zu erwarten; dies steht mit meinen Beobachtungen durchaus im Einklang — wird dieser Gneis doch von Grünschiefer unterlagert, und befinden wir uns doch hier in einer Zone, deren Metamorphosegrad in die Grünschieferfazies hineinreicht.

Läßt sich der Einfluß größerer Nähe der mesozoischen Gesteine nun tatsächlich von den Schlifften ablesen? Wenn man die Frage unbefangen beantworten will: nein. Eine starke tektonische Beanspruchung macht sich bei dem entferntesten Schriff (20) mindestens ebenso bemerkbar wie bei den übrigen. Das Maximum an tektonischer Deformation zeigt Schriff 3 (vom unteren NO-Hang des Gurpetschegg). Große Quarzkörner regelrecht zertrümmert — daneben schon neugewachsene, eirunde kleine (zusammen ca. 40%). Bei den Plagioklasen (II, III) Reißklüfte in schieferm Winkel zu den Lamellen; diese selbst mit Verbiegungen, mit Schleppungen. Einige Plagioklase lassen Andeutungen von Zonarbau erkennen. Gesamtgehalt an Feldspat ca. 35% (wobei etwas K-Na-Feldspat mit Perthit mitgezählt ist).

Die Orthogneise erreichen NO der Gamskarlspitze eine Mächtigkeit von über 200 m. Das wohl ursprünglich intrusive Ausgangsmaterial ist, wie die Schriffe zeigen, durch die rückläufige Metamorphose so stark verändert worden, daß Angaben über das gemachte Maß hinaus den Charakter von Spekulationen hätten.

Amphibolite. Feinschieferiger, grünlicher Amphibolit bildet den untersten Teil des Hanges im oberen Weißbriachtal, beginnend S der Vereinigung mit dem Znachtal hinauf bis zur Talverengung O vom Tiefenbachsee. Mit ONO-Richtung verläuft ein Amphibolitzug vom Roßkogel bis unter das Mesozoikum SO vom Oberhützensattel. Die W-Flanke des Oberhüttenbachtals wird von feinschieferigem Amphibolit aufgebaut bis N vom Gipfel des Sonntagkarkogels. N vom Giglachsee finden wir dieses Gestein ebenso wie im S auf dem Anstieg zum Hading. S der Moseralm im oberen Znachtal und S vom Schusterstuhl hinunter bis zu einem das Znachtal querenden Riegel tritt abermals feinschiefriger Amphibolit auf.

Mittel- bis grobkörnig ist der Amphibolit im Weißbriachtal W der unteren Kühbarmhütte, auf dem Gipfel der Gamskarlspitze, stellenweise N vom Giglachsee und S vom Schusterstuhl. Übergänge von Fein- zu Mittelkörnigkeit treten in dem Amphibolitgebiet zwischen Tscheibitsch und Kamplberg auf.

Bei Untersuchung mit freiem Auge erscheint der Amphibolit gelegentlich derart feinkörnig, die Hornblendekristalle so klein, daß eine Verwechslung mit Prasinit leicht erfolgen kann. Da in diesen Fällen eine Schriffuntersuchung entscheidet, wurden u. a. auch deshalb insgesamt 10 Schriffe von Amphiboliten hergestellt (Nr. 1, 5, 12, 15, 21,

31, 37, 39, 52). So geben Schliff 1 und 52 Beispiele für äußerlich dem Prasinit nicht unähnliche Gesteine; doch ist die (gemeine) Hornblende immerhin mit etwa 40% vertreten, Chlorit und Epidot sind nur wenig vorhanden und durch Umwandlung aus der Hornblende hervorgegangen. Der Biotitgehalt von ca. 5% bei 1 stammt ebenfalls von der Hornblende. Beim Epidot handelt es sich um Pistazit bei 1 (25%), bei 52 auch Klinozoisit. Die Feldspäte zeigen einen An-Gehalt von 10%; Neubildungen erkennen wir an der schönen Eiform. Ein inverser Zonarbau erscheint an einigen Stellen angedeutet. Zwillinge kaum ausgebildet, Füllung vhm. schwach. Quarz, rhomboedrisches Karbonat, Ilmenit mit Leukoxensaum.

Den Schliffen 5, 15 und 31 ist der hohe Hornblendegehalt von 60 bis 70% gemeinsam. Bemerkenswert der Titanitreichum: fast 5%; er tritt sowohl in idiomorphen Kristallen als auch in Agglomeraten mit dunklen Zentren und charakteristischer Doppelbrechung auf.

Die größte Mächtigkeit erreicht Amphibolit S vom Schusterstuhl und N der Sonntagkarhöhe, wo ca. 250 m nachweisbar sind.

Das Ausgangsgestein dürfte nicht einheitlich gewesen sein. Da in keinem der Schriffe Pyroxen nachweisbar war, fällt der mögliche Hinweis auf Gabbro als Ausgangsgestein weg. Hingegen könnten die Vorkommen S vom Schusterstuhl, von der Gamskarlspitze, möglicherweise auch S vom Tscheibitsch sehr wohl von diabasartigen Gesteinen abstammen, zumal in allen diesen Fällen der Kontakt mit Orthogneis gegeben ist und die gröbere, vielfach auch idiomorphe Ausbildung der Hornblendekristalle diesen Schluß zuläßt.

Anders verhält es sich bei den Vorkommen ONO vom Roßkogel, NO der Sonntagkarhöhe, vom Freying und N vom unteren Giglachsee. Die feinschiefrige Ausbildung und der teilweise gegebene Kontakt mit Paragneisen machen ein Hervorgehen aus mergeligem Absatzgestein wahrscheinlich.

Grünschiefer. Es besteht der Anlaß, nicht sämtliche vorkommenden Grüngesteine der Quarzphyllitgruppe zuzuzählen. So läßt sich der Grünschiefer N der Hundsfeldalm seitlich nach S verfolgen: er geht in eindeutigen mittelkörnigen Amphibolit über. Der Schliff 27 zeigt einige Chloritkristalle, die sich von dem umgebenden feinschuppigen Material sehr deutlich abheben und die Form eines Hornblendekristalles so charakteristisch zeigen, daß eine Pseudomorphose hier recht wahrscheinlich ist. Prochlorit, Serizit, Quarz, Plag. I, Titanit.

Grünschiefer des Kristallins stehen weiters an O der Sonntagkarhöhe und NO vom Schatzbühel, von wo der Schliff 48 stammt. Das feinkörnige Gestein zeigt prä- bis parakristalline Deformation. Ca. 45% Quarz, 15% Plag. (mäßig gefüllt, zwar eiförmig, doch randlich zersetzt), 20% Chlorit, parallel verwachsen mit ca. 10% Biotit; 5% Serizit, 5% rhomboedr. Karbonat.

Die Grünschiefer, die ihre maximale Mächtigkeit im Klammlkar mit rund 250 m erreichen, sind wohl aus Sedimenten, aus tonigem Mergel hervorgegangen, z. T. auch aus hornblendehaltigem Gestein.

Zusammenfassende Übersicht des Kristallins

Im Kapitel über den Gebirgsbau wird dargelegt, daß das wohl schon vor der alpinen Gebirgsbildung metamorphe Ausgangsgestein seit der Kreidezeit mehreren Phasen tektonischer Deformation ausgesetzt war. Diese starke Deformation, die möglicherweise von hydrothermaler Aktivität begleitet war (eine Vermutung, die die heutige Mineralparagenese durchaus begünstigt), hat den Gesteinen den Charakter der Diaphthorese, der rückschreitenden Metamorphose aufgeprägt. Es liegen keinerlei Anzeichen vor, daß die Gesteine einen höheren Metamorphosegrad als den der Amphibolitfazies erreicht hatten. Wir erkennen Gesteine dieser Fazies noch in den Amphiboliten und im Mikroklin-Granitgneis. Doch nirgends ist die Mineralparagenese im Gleichgewicht mit den jetzigen physikalischen Bedingungen. Überall sehen wir die Hornblenden in Umwandlung begriffen (in Chlorit, Biotit), die Almandine, die Plagioklase mit etwas höherem An-Gehalt. So wurde vielfach rückschreitend der Metamorphosegrad der Albit-Epidot-Amphibolitfazies erreicht, denn die kritische Mineralparagenese Albit-Epidot-Hornblende beherrscht weithin das Bild. Rein makroskopisch könnte man meinen, hiermit wäre der angestrebte Endzustand erreicht. Doch beweisen die Schiffe, daß das Gleichgewicht der Mineralparagenese hiermit nicht erlangt ist.

Das mineralogische Gleichgewicht wird, wenn keine Veränderungen der jetzt herrschenden Bedingungen stattfinden, erst mit dem völligen Erreichen der Paragenese der Grünschieferfazies eingetreten sein. Manche Gesteine sind nicht mehr weit von diesem Idealzustand entfernt, in keinem jedoch fehlen die Anzeichen: eine Fülle niedrig-temperierter hydratischer Minerale — Serizit, Muskowit, Chlorit; die Auflösung der reliktschen Granate; die Umwandlung der Hornblenden und das völlige Fehlen von Pyroxen.

Turner und Verhoogen (1951, p. 465) unterscheiden innerhalb der Grünschieferfazies noch zwei Subfazies: die höhermetamorphe Biotit-Chlorit- und die niedriger metamorphe Muskowit-Chlorit-Subfazies. Durch die außerordentlich geringe Geschwindigkeit chemischer Reaktionen zwischen kristallisierten Mineralien innerhalb des tieferen Bereichs der Metamorphose-Temperaturen überschreitet die chemische Anpassung eines Gesteins an solche Temperaturen selten das Anfangsstadium — es sei denn unter dem beschleunigenden Einfluß synchroner Deformation oder intensiver hydrothermaler Aktivität. Da nun die Kristallingesteine des Kalkspitzengebietes schon recht weitgehend den Charakter der niedrigsten, der Muskowit-Chlorit-Subfazies tragen, erfahren wir auch von dieser Seite her eine Bestätigung der starken Deformation, die, wie schon erwähnt, wohl von hydrothermaler Metasomatose begleitet gewesen sein mag. Eskola (1939, p. 390) weist auf diese Umwandlungen hin: bei Temperaturen unterhalb 400° werden durch aktive Alkali-Lösungen Feldspäte allmählich in Serizit umgewandelt. Gruner (1951, p. 580) hat experimentell nachgewiesen, daß bei

etwas höheren Temperaturen Muskowit entsteht, bei hoher Konzentration von K^+ -Ionen und hoher Verhältniszahl Al^{3+} -Ionen zu Si^{4+} -Ionen. Das Resultat solcher Vorgänge zeigen die Schliche.

Die Chloritisierung des Biotits ist ein Beweis für die angestrebte Muskowit-Chlorit-Subfazies. Der relativ hohe Gehalt an rhomboedrischem Karbonat paßt ebenfalls hierher. Kali-Feldspat könnte zwar auch im Gleichgewicht mit der Paragenese Muskowit-Chlorit-Quarz bestehen, doch tritt er nur wenig auf — K_2O ist also vorwiegend im Muskowit gebunden.

Die Plagioklase sind in ihrem An-Gehalt alle innerhalb des Albit- und Oligoklasbereichs. Neben der „echten“ Fülle finden wir vor allem die „falsche“ Fülle, also einen eingeschlossenen Mineralgehalt, der schon vor der Kristallisation der neu hinzugewachsenen Plagioklase (bes. Plag. I) da war. In wenigen Fällen läßt sich auch helizitisches Gefüge erkennen (in Albiten und Granaten).

Das zeitliche Verhältnis Kristallisation—Deformation ergibt nicht in allen Schliffen das gleiche Bild. Es gibt Anzeichen präkristalliner Deformation (vor allem in bezug auf Serizit und Chlorit), parakristalliner Deformation (belegt durch Bögen von Biotit und Muskowit) und postkristalliner Deformation (besonders im Hinblick auf Quarz und Feldspate). Manche Schliche zeigen zwei verschiedene Generationen ein und desselben Minerals — am besten beobachtbar an Quarzen und Feldspäten. Es überwiegt also der Eindruck parakristalliner Deformation.

Quarzphyllitgruppe

Quarzphyllit. Gesteine dieser Gruppe konnten kartiert werden in der Umgebung der Samerhütte W vom Samerkogel, S der Lungauer Kalkspitze im Stockersteinkarl und S von „Im Kalk“, zwischen Znachsattel und Znachspitz und im Braunkar, am Freying, W und S vom Unteren Giglachsee, am gesamten Nordrand des Kalkspitzengebietes, zwischen Sinnhubscharte und Faulwand, vom Sonntagkarkogel bis zur Klammscharte, vom Klammlkar bis ins Hundsfeld, auf dem Hundskogel.

Der tiefste Horizont sind die Eisendolomitschollen, die ausschließlich an der Grenze zum Altkristallin festgestellt wurden. Zweifellos handelt es sich hier um eine vorwiegend tektonisch entstandenes Schichtglied: brekzienartig zertrümmerte Kristallin- und Quarzphyllitbestandteile werden von einer dolomitischen Grundmasse fest zusammengehalten, die durch die oft weithin auffällige braunrote Verwitterungsfarbe ein charakteristisches Aussehen erhält. Hydrothermale Vorgänge mögen im Zusammenhang mit der Deformation die Anreicherung des Dolomits und des Eisens herbeigeführt haben.

Makroskopisch hat der Quarzphyllit oft das Aussehen eines Grünschiefers. Doch überrascht bei der Schliiffuntersuchung der geringe Gehalt an Chlorit: Schliff 26 stammt vom Gipfel des Hundskogels; Chlorit (Klinochlor) ca. 10%. Etwa gleich groß ist der Bestand an Serizit und Muskowit (Deformation para- bis postkristallin). Die Feldspäte (Plag. III und II) erreichen etwa 4%. Den weitaus größten Anteil an der Zusammensetzung hat der Quarz, der hier in kleinkörniger Pflasterstruktur auftritt.

Es ist besonders ein seitliches Verfolgen der grünschieferigen Lagen, das uns durch den Übergang in eindeutigeren, Serizit-Quarzit-ähnlicheren Grünschiefer zur Abtrennung von den kristallinen Grünschiefern berechtigt. Hinzu kommt der geringere Plagioklasgehalt, das Auftreten von Eisendolomitschollen, die ja sonst recht eindeutig die Grenze zum Kristallin kennzeichnen, und schließlich ein nur wenige Meter breites Quarzkonglomeratband, das oft in derselben Art wie die Eisendolomite den Übergang ins Kristallin anzeigt. An den Stellen, wo diese Hinweise nicht zuverlässig vorliegen (wie etwa im Klammkar, lokal aber auch im Hundsfeld W vom Hundskogel), ist die Grenzziehung zwischen den beiden Gesteinskomplexen keineswegs sicher. Dies wurde auch schon von Uhlig (1908, p. 1385) festgestellt.

Woran mag die vielfach so starke Ähnlichkeit zwischen Quarzphyllit und Kristallin gelegen sein?

Turner und Verhoo gen erklären (1951, p. 430): je näher eine bestimmte Mineralparagenese dem Gleichgewicht ist, desto mehr werden metamorphe Gesteine verschiedenen Alters, verschiedener Abkunft und geographischer Lage einander ähnlich werden, streben sie doch alle einer identen Mineralparagenese zu. Nun wurde im vorhergehenden Kapitel zwar bewiesen, daß in den Kristallingesteinen um die Kalkspitzen absolut kein Gleichgewichtszustand herrscht — zugleich wurde aber auch betont, daß der Übergang zur Muskowit-Chlorit-Fazies als Unterabteilung der Grünschieferfazies in manchen Gesteinen schon recht deutlich ist. Die Fazieslehre gibt uns also den Schlüssel zum Verständnis der schwierigen Unterscheidbarkeit von Kristallin und Quarzphyllit — die mit größter Wahrscheinlichkeit verschiedenen Alters und meist wohl auch verschiedener Abkunft sind. Doch hatten beide Gesteinsgruppen vermutlich seit der mittleren Kreide das gleiche Schicksal, d. h. sie waren der gleichen Art von Deformation und hydrothermalen Beeinflussung ausgesetzt — das beweist die enge Verfaltung im Kalkspitzenbereich. Die physikalisch-chemischen Bedingungen der nicht in enger Verfaltung miteinander durchlaufenen vorkretazischen Zeit zeigt immerhin noch die größere Nähe zum Gleichgewichtszustand innerhalb der Muskowit-Chlorit-Subfazies.

Quarzkonglomerat tritt nicht nur als trennendes Band zum Kristallin auf, sondern auch als über 100 m mächtiger Gesteinskomplex im Stockersteinkarl oder, weniger umfangreich, auf der Klammcharte, schließlich als immer wiederkehrende Einschaltungen in dem quarzitischen Quarzphyllit. Der Quarz bildet helle Knauern, ovale Linsen oder dünne Lagen zwischen glimmerreichen Flasern und Lamellenzügen.

Das häufigste Gestein der Quarzphyllitgruppe ist im Kalkspitzenbereich ein quarzitischer, serizitischer Phyllit, der sich von dem skythischen Quarzit durch viel höheren Serizitgehalt und seine Massigkeit, den Mangel an plattig-schieferiger Ausbildung unterscheidet. Frisch sieht das Gestein meist weißgrau mit einem leichten Stich ins Grünliche aus; angewittert macht es oft (durch die Zersetzung des schwankenden Karbonatgehaltes) einen gelblichen Eindruck. Schliff 33 stammt vom W-Hang der Kampspitze. Der Quarz läßt wieder zwei verschiedene Typen erkennen: große, stärkstens undulöse Kristalle mit

Feldung durch den Druck und gegenseitiger Verzahnung. Die kleinen Quarzkristalle sind durch Regeneration aus den Bruchstücken der großen, hervorgegangen und zeigen Pflasterstruktur. Der Serizit spiegelt die sehr späte Deformation wieder: er ist „wild gequält“ und läßt Gleitebenen in s erkennen. Ganz wenig Chlorit; Apatit, Erz, Turmalin.

N der Giglachseehütte und zwischen Mitterkarspitz und Brandlboden (Oberhüttenbachtal) findet man Rosenquarz als gelegentlichen Gesteinsgemengteil (er tritt auch in den Konglomerathorizonten auf).

Fast immer zeigt der quarzitische Phyllit eine recht deutliche Fäلتung senkrecht auf die Bewegungsrichtung — eine weitere Eigenschaft, die ihn von dem längst nicht so prägbaren skythischen Quarzit unterscheidet.

Vom quarzitischen Quarzphyllit kann ein reiner Serizitphyllit unterschieden werden. Dieser ist niemals weißlich, sondern grau bis graphitfarbig, übersteigt nicht die Mächtigkeit von höchstens einigen Metern und bildet — nach dem, was von unserem recht begrenzten Gebiet heraus gesagt werden kann — normalerweise den Grenzhorizont zu dem skythischen Quarzit, dem er vielleicht schon zugeteilt werden sollte. Doch fehlen Hinweise auf die Bildungszeit; hingegen hat er mit dem Quarzphyllit lithologisch mehr gemeinsam.

Schliff 41 vom Znachspitz-Westkamm zeigt ca. 60% Serizit, an wenigen Stellen Muskowit. Die starke Wellung des Hellglimmers geht konform mit den Beobachtungen auf den s-Flächen der Handstücke: kein Gestein ist für eine Aufprägung der B-Achsen, für eine Kleinfältelung empfänglicher als dieser Serizitphyllit. Quarz „gelängt in s“, lange Linsen; vorwiegend klein mit Pflasterstruktur, einzelne große, undulös auslöschende Kristalle. Die opake, graphitische Substanz, die dem Gestein die charakteristische Farbe verleiht, macht hier ca. 6% aus. Apatit, auch in einigen größeren Prismen.

Die Gesamtmächtigkeit der Gesteine der Quarzphyllitgruppe ist im N am größten; im NO erreicht sie im Profil der Kampspitze über 600 m — doch dürfte es sich überall am N-Rand um tektonische Schoppung handeln.

Aus unserer lokal doch so begrenzten Kenntnis heraus fällt eine Stellungnahme zum Altersproblem schwer; doch möchten wir der Auffassung K o b e r s (1912, p. 21 und 271) die größte Wahrscheinlichkeit zusprechen; er hält den Quarzphyllit für jungpaläozoisch, besonders karbonisch.

M e s o z o i k u m

Skyth. Diese Stufe ist durch den Radstädter- oder auch Lantschfeldquarzit vertreten, der in den Radstädter Tauern das Mesozoikum einleitet und zeitlich wohl den Werfener Schieferen gleichzustellen ist. Seine Eigenart erhält er durch den für einen Quarzit hohen Gehalt an Serizit, der den meist glatten Schichtflächen hellgrün-schimmernde Farbe verleiht. An der Basis des Quarzites liegt sehr häufig eine Schicht von ausgesprochenem Serizitphyllit, den ich noch zum Quarzphyllit rechne. Am sichersten ginge man freilich, wenn man so wie viele der älteren Autoren, auch noch W. S c h m i d t, Quarzphyllite und Quarzit über-

haup**t** zusammenfaßte. Doch läßt der mehr plattig-schiefrige skythische Quarzit eine Abtrennung vom Quarzphyllit zu.

Stellenweise fällt die starke Durchsetzung mit Karbonatkörnern auf. Das Gestein verwittert dann viel stärker und verliert viel von seiner Härte und Widerstandsfähigkeit.

Schliff 29 stammt vom geröllführenden Quarzitvorkommen des Kammes N der Sonntagkarhöhe. Die überwiegende Masse des Gesteins besteht aus Quarz (ca. 90%) in Pflasterstruktur; wie auch bei manchen Kristallin- und Quarzphyllit-Schliffen: Kristalle von deutlich ausgeprägten zwei verschiedenen Größen, in getrennten Partien lagernd. Magnetit in schönen großen idiomorphen Kristallen. Chlorit, teilweise pseudomorph nach dem Erz; Serizit; sehr wenig Muskowit.

Dort, wo man eine Lagerung in ungestörtem Schichtverband feststellen kann, erreicht der Quarzit eine Mächtigkeit von 40 m: SO der Seekarscharte, wo er weithin verfolgbar in normaler Schichtfolge zwischen dem Quarzphyllit im Liegenden und dem anisischen Kalk im Hangenden liegt. Seine schöne Schichtung in parallelen Platten von nur wenigen Zentimetern Dicke läßt der Quarzit beim kleinen See W unterhalb des Hundskogels erkennen. Gar oft aber ist er tektonisch reduziert auf wenige Meter, ja Dezimeter, wie eine Umgehung der ausgedehnten Anismulde zwischen Seekarscharte und Weißbriachtal, des Tscheibitsch, zeigt. Am verbreitetsten ist der Quarzit N des Kammes Mereck—Steirische Kalkspitze, im Kranzkar. Hier ist das Gestein vielleicht tektonisch angeschoppt, während es unmittelbar im O und W anschließend durch tektonische Abscherung überhaupt fehlt.

Anisische **R**auh**w**ack**e**. Die an der Basis des anisischen Muschelkalkes gelegene Rauhwanke läßt im Kalkspitzengebiet verschiedene Typen erkennen. Ganz eindeutig tektonischer Natur ist sie in ihrer Form als Umhüllung des Synklinalkernes am O-Hang des Weißbriachtales.

Beim zweiten Typ der Rauhwanke steckt in einem grobmaschigen Zellenwerk aus weißem Quarz eine dolomitische bis kalkige Füllmasse, die an der Oberfläche tiefe Grübchen bildet, so daß das Quarz-Maschenwerk rau und zerrissen herausragt. Diese Art findet sich nur an der S-Seite der Kalkspitzensynklinale — eigentümlicherweise mitten im Anis, doch läßt dies wohl eine tektonische Erklärung zu: im Tscheibitsch und in dessen struktureller Fortsetzung Stockerkar und S-Kamm der Lungauer Kalkspitze.

Im dritten Typ ist eine vielbuckelige Oberfläche durch zahlreiche kleinere und größere Poren aufgegliedert und hat dann oft, wie schon W. Schmidt (1924, p. 313) feststellte, große Ähnlichkeit mit Karfiol. Am frischen Bruchstück erkennt man zahlreiche noch unverwitterte Karbonatkörner in einem feinsandigen, hellen, ebenfalls karbonatischen Bindemittel.

Der vierte Typ der Rauhwanke ist am verbreitetsten: er hat eine oft in ausgesprochenes Rot übergehende braungelbe Farbe. Hier fehlen eingesprenzte größere Blöcke. Der Hauptsache nach handelt es sich um ein dolomitisches Verwitterungsprodukt, das man schon als Boden bezeichnen muß. Das Mesozoikum des Rosfelds und des Tscheibitsch besteht über große Flächen ausschließlich aus diesem Typ.

Anisische Kalke und Dolomite

Durch die außerordentlich intensive tektonische Verformung des Mesozoikums ist es nicht möglich, ein Normalprofil des Anis aufzustellen. Aus diesem Grunde — und auch deshalb, weil das Kalkspitzenmesozoikums nur eine Art Ausläufer, einen Vorposten der Radstädter Tauern darstellt, möchte ich die Besprechung der anisischen Stratigraphie in der Art eines Vergleichs mit den vollständigeren Profilen des Westens durchführen, die von Tollmann beschrieben wurden (1956, p. 150, 1957, p. 87, 1958, p. 82).

1. Die von Tollmann stets an die Basis gesetzten schwarzen Tonschiefer des Anis (die noch von Holy 1939, p. 76, samt und sonders dem Lias eingestuft wurden) kommen an zwei Stellen ebenfalls eindeutig basal vor: im Oberhüttenbachtal und in der SW-Ecke des Tscheibitsch, wo sie direkt dem Kristallin bzw. Quarzphyllit auflagern. Weniger eindeutig ist ihre Stellung in der Aufwölbung am Kamm Seekarscharte-Hundskogel. An den anderen Stellen des Tscheibitsch als auch des Mereckkammes ist der nur wenig Pyrit führende Tonschiefer dem Anis eingelagert, doch ist dies leicht tektonisch zu erklären. Meist bleibt er auf Schollen beschränkt und wird nicht über 2 m dick.

2. Anisische Brekzie tritt im Ahkar auf (noch Stiny hat 1941, p. 103, das Fehlen von Brekzien als charakteristisch für das Anis gehalten). In einer rosa bis grauen Kalkgrundmasse, die weitgehend marmorisiert ist, erkennt man dunkelgraue Dolomitbrocken mit einem durchschnittlichen Durchmesser von etwa 2 cm. Manche Partien bestehen nur aus Marmor ohne erkennbare eingeschlossene Partikel. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist durch die verwirrende Tektonik des oberen Ahkars schwer genau anzugeben; es sind etwa 20 m.

3. Im Tscheibitsch, auf dem Plattenspitz und N des Hundskogels liegt offensichtlich nahe der Basis ein fast schwarzer, hellgrau bis weiß verwitternder Dolomit (von W. Schmidt recht gut mit „mehlig bestäubt“ bezeichnet, 1924, p. 313) der, anders als in der Mosermanngruppe, immerhin bis halbmeterdicke Bänke entwickelt. Im Tscheibitsch zeigte sich dieser Dolomit stellenweise hämatitführend und mit einer gelegentlichen Häufung weißer kalzitischer Flecken, die das Hervorgehen aus Crinoidenresten als durchaus möglich erscheinen lassen. Dieser wohl dem Gutensteiner Dolomit gleichzustellende Horizont erreicht eine Mächtigkeit von ca. zwölf Metern.

4. Der Kalk des Anis hat ganz das Aussehen, wie es von den eigentlichen Radstädter Tauern beschrieben wird. Auch hier sind die oft recht eng gebänderten Kalke rosa, gelblich, hellgrau, doch überwiegt bei weitem ein charakteristisches Blaugrau. Im Oberhüttenbachtal und am S-Fuß des Merecks, W vom Oberhüttensattel, fand ich in den blaugrauen Kalken Kleingastropoden in wenigen, halb herausgewitterten Exemplaren. Prof. Zapfe war so freundlich, *Loxonema* (*Hypsipleura*?) *constrictum* Boehm zu bestimmen. Diese bisher nur aus dem ladinischen Marmolatakalk bekannten Fossilien können nicht als exakter stratigraphischer Beweis herangezogen werden, doch stehen sie, nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof.

Zapfe, mit der Altersstellung „Muschelkalk“ gut in Einklang. Nach Boehm (1894, p. 264) ist der Marmolatakalk zwar gleich alt mit dem Wettersteinkalk, doch ist eine genaue Äquivalenz weder notwendig noch wahrscheinlich. Der Marmolatakalk hat mit dem alpinen Muschelkalk (Zone der *Ceratites binodosus* und *trinodosus*) so viele Formen gemeinsam, daß man seine Fauna als unmittelbar von der des alpinen Muschelkalks abstammend und nicht durch einen größeren Zeitraum getrennt ansehen kann.

Die im Kalkspitzengebiet gefundenen Exemplare von *Loxonema* (*Hypsipleura*?) *constrictum* Boehm (Taf. 14, Fig. 6) variieren in der Länge von ca. 2 bis 4 mm. Leider sind alle Individuen nur zur Hälfte herausgewittert; ein völliges Herauslösen aus dem harten Kalk ist ohne Zerstörung wesentlicher Teile des Fossils nicht möglich. Keiner der Funde zeigt die Mündung. Doch erkennt man deutlich 4 bis 5 Umgänge, die, mit Ausnahme des obersten, von der Basis zur Spitze verlaufende zierliche Wülste aufweisen, die durch scharf eingesenkte Riefen voneinander getrennt sind. Von diesen Wülsten läßt die herausgewitterte Hälfte des untersten, breitesten Umgangs 7 vollständige erkennen, des zweiten Umgangs 5, des dritten 4, des vierten 3. Auf der nicht herausgewitterten Hälfte hat man sich wohl jeweils die gleiche Zahl vorzustellen.

Das kalkige Anis hat seine weitaus mächtigste Entwicklung im obersten Znachtal — „Im Kalk“ — und von da nach N bis ins Preunegg-tal. Hier wird es 60 m dick.

In den plattigen und gebänderten Kalken treten auch Marmorpartien auf; sie haben eine meist sehr helle, fast reinweiße Farbe, gelegentlich auch ein bräunliches Rosa.

„Im Kalk“ und unmittelbar SW des Preuneggsattels findet man Crinoidenreste im Kalk.

5. Ein lichtblaugrauer Kalk mit verwalzten, oft geschwänzten Dolomitschlieren findet sich in der unmittelbaren Nachbarschaft des Quarzits am Znachsattel und deutet so auf das Liegende hin — während er in den Radstädter Tauern i. e. S. in den Hangendpartien des Bänderkalkes vorkommt (Tollmann 1948, p. 82). Tollmann erklärt seine Entstehung: durch tektonische Beanspruchung zerrissen die geringer mächtigen Dolomitlagen einer Serie von primär wechsellagernden Kalk- und Dolomitschichten; diese Schollen wurden in der Achsenrichtung ausgewalzt und geschwänzt.

Nun treten im Kalkspitzengebiet vielfach noch feine Kalzitadern hinzu. Da sie die Dolomitschlieren durchziehen und eine Richtung ganz eindeutig bevorzugen, sehe ich in ihnen Ausheilungen feiner Reißklüfte, die im Verlaufe einer noch späteren tektonischen Beanspruchung zustandekamen. Diese wiederholten, verschiedengerichteten Bewegungsphasen stehen mit den gerade im Bereiche des Znachsattels im Kristallin und Quarzphyllit deutlich erkennbaren Überprägungen durchaus im Einklang.

6. Die steil nach O abfallenden Anis-Schichten des Lungauer Kalkspitzgipfels sind stellenweise derart stark metamorphosiert, daß ein Kristalldolomit auftritt. Wenn auch W des Tauernpasses schwarzer „Kri-

staldolomit“ als Charaktergestein des Karn gilt (Tollmann 1956, p. 153), so ist hier doch durch die eindeutige Stellung zwischen dem Quarzit und Kristallin des Kalkspitzgipfels einerseits und dem gerade hier fossilbelegten Ladin andererseits an der Zugehörigkeit zum Anis nicht zu zweifeln. Die einzelnen Dolomitkristalle des bräunlichen, gebankten Gesteins erreichen einen Durchmesser von mehreren Millimetern.

7. Das von Tollmann (1958, p. 82) erst als oberstes Glied des Anis eingereihte Gestein, ein bestens gebankter, braungrauer Trochitendolomit, tritt NO der Steirischen Kalkspitze unter dem hellen oberanischen Dolomit auf (durch die verkehrte Serie erscheint auch er auf der Karte darüber).

8. Das oberste Schichtglied ist ein heller, grauer bis weißer Dolomit. Tollmann (1958, p. 82) stellt ihn unter den Trochitendolomit. Eine hellgelbe Verwitterungsfarbe trifft auch für unser Vorkommen zu. Hinzu treten häufig noch rosa Farbtöne. Dickbankigkeit zeigt er im südlichen Tscheibitsch; hingegen ist der N-Abhang der Steirischen Kalkspitze weitgehend ungegliedert und hat lithologisch große Ähnlichkeit mit dem Wettersteindolomit. Da jedoch keine Fossilien gefunden werden konnten, halte ich dieses Gestein — obwohl es eine Übergangsschicht zum Ladin darstellt — noch für eine Ablagerung des Anis.

Diese stratigraphische Gegenüberstellung zeigt die im Prinzip sehr ähnliche Entwicklung des Anis der Kalkspitzen und der Radstädter Tauern i. e. S. Durch seine reiche Schichtfolge und den Trochitendolomit wäre es dem südlichen der beiden von Tollmann (1958, p. 94) erkannten Faziesbereiche einzuordnen.

Wettersteindolomit (unteres Ladin): Während Holy (1939, p. 74) nur ganz allgemein „Triasdolomit“ in seiner Kalkspitzenarbeit ausscheiden konnte, gelang es nunmehr durch Funde von eindeutigen Diploporen an zwei verschiedenen Orten ladinischen Dolomit nachzuweisen. So im Ahkar, am Fuß des Kammes Mereck—Steirische Kalkspitze und ONO der Lungauer Kalkspitze. Die Fossilarmut hier steht in auffallendem Gegensatz zu der reichen Fossilführung W des Tauernpasses.

Die fossilbelegten Vorkommen des Ahkars sind durch Kleinbrüchigkeit ausgezeichnet, durch ein schmutzig-dunkles Grau am frischeren Gestein und weißgraue Verwitterungsoberflächen. Eindeutige Bankung läßt sich W des Kalkspitzenhauptkammes nur unmittelbar SW unter dem südlichen Gipfel erkennen. Beim übrigen Gestein ist eine Schichtung auch nicht in Spuren feststellbar; Tektonik und Verwitterung haben auf über 300 m Gesteinsmächtigkeit dasselbe eintönige Bild erzeugt: eine grauweiße, porendurchsetzte, rauhwackenähnliche Wand. Ihre Zugehörigkeit zum Ladin wird durch den Übergang in deutlich gebankte Schichten von durchschnittlich 30 cm Dicke O des Kalkspitzenhauptkammes bewiesen — wo abermals Diploporen nachgewiesen wurden. Diese Bänke werden immer wieder von völlig ungegliederten Stellen unterbrochen; einigermaßen verwirrend ist auch der Farbwechsel bei seitlichem Verfolgen ein und desselben Schichtverbandes: unmittelbar W des Fußpfades, der von der Ahkarscharte zum Znachsattel hinunterführt, herrscht das Blaugrau verbunden mit glatter Oberfläche der Schichtflächen, was eher ein Charak-

teristikum des Partnachdolomites ist. Ganz unmittelbar erfolgt dann der Übergang zu einer für das Ladin typischen weißgrauen Färbung und rauher Oberfläche verbunden mit Fossilführung.

Seine maximale Mächtigkeit erreicht der Wettersteindolomit mit ca. 350 m unter dem Gipfel der Lungauer Kalkspitze.

Entlang von Störungszonen bildet der ladinische Dolomit Rauhwanke von sehr heller Farbe. Doch scheint diese Farbe nicht auf die Rauhwanke des Ladins beschränkt zu sein: sie ist auch der Rauhwanke anisischer Horizonte eigen; mit dieser Auffassung stehe ich im Gegensatz zu T o l l m a n n, der die anisische Rauhwanke nur in den dunkleren braunen Vorkommen als solche anerkennt (1956, p. 150).

Partnachschichten (höheres Ladin). Holy zählte in seiner Dissertation die hierher gehörenden Schichtglieder teils zum „Triasdolomit“, teils zum Rhät (wie etwa die hellgrauen Kalke und schwarzen Schieferkalke im Profil Oberhüttensattel—Mereck), teils zum Lias (1939, p. 74 und 76). Die jetzige Einstufung des Hangenden im Wettersteindolomit ist einer mündlichen Aussprache mit T o l l m a n n zu verdanken, der ähnliche Gesteine W vom Tauernpaß den Partnachrichten einordnet (1958, p. 89). Auch bei uns gilt der allmähliche Übergang des Wettersteindolomits in dunklen, gebankten Dolomit und Kalk, wodurch eine Schichtlücke ausgeschlossen ist. Und da bei uns die Untergrenze des karnischen Anteils an der Dolomit-Kalk-Schieferserie, nach T o l l m a n n ein Komplex aus mächtigem Tonschiefer, aus Lunzer Sandstein und Isocrinusbrekzie nirgends erreicht wird, haben wir als jüngstes Schichtglied im Kalkspitzenbereich die Partnachschichten zu sehen. Eine tektonische Reduktion des karnischen Anteils wäre zwar möglich, doch ist sie nirgends nachweisbar, da weder Hauptdolomit auftritt, noch aber Rhät nachzuweisen ist — was durch Korallenfunde doch feststellbar sein müßte.

Unter den Partnachschichten (Taf. 14, Fig. 14, Fig. 1 und 2) ist besonders bemerkenswert eine Serie von feinen, konsequent parallelen, verschiedenfarbigen Kalkschiefern, die eine verblüffende Ähnlichkeit mit gewissen Horizonten des Anis aufweisen. Daß ich hier dennoch nicht Anis sehe, liegt am folgenden:

1. Die Dolomitbänke haben meist einen anderen lithologischen Charakter als die Dolomite des Anis. Überwiegen im Anis schwarze, hellgrau bis weiß verwitternde Dolomite, braungraue Trochitendolomite und heller, grauer bis weißer Dolomit, so ist das Charaktergestein der Partnachschichten ein ungewöhnlich dickbankiger, überaus harter blaugrauer Dolomit, wie er im Anis des Kalkspitzengebietes nirgends auftritt.

2. Diese harten Dolomitbänke lassen bei seitlichem Verfolgen nicht selten einen direkten Übergang in schwarze Tonschiefer feststellen. Dies konnte im Anis nirgends beobachtet werden.

3. Während die schwarzen Tonschiefer des Anis primär basale Lagerung haben und dort, wo sie dem Anis eingelagert sind, dies leicht tektonisch zu erklären ist, treten die schwarzen Tonschiefer der Partnachschichten in derart häufigen Wiederholungen und in vielfach zu beobachtendem primären Kontakt mit dem Dolomit auf, daß für diese Fälle eine tektonische Erklärung ausgeschlossen werden muß.

4. Ebenso haben die Brekzien beider Stufen einen völlig verschiedenen Charakter. Die im Ahkar anstehende anisische Brekzie zeigt in einer rosa bis grauen Kalkgrundmasse (die weitgehend marmorisiert ist) dunkelgraue Dolomitbrocken von einem durchschnittlichen Durchmesser von ca. 2 cm. Ganz wesentlich feiner hingegen sind die Partnachbrekzien, die aus kleinen dolomitischen Partikelchen zusammengesetzt sind und einer Lias-Feinbrekzie nicht unähnlich sind. Dies ebenso wie die rötlich-weißen, kristallinen, teilweise marmorisierten Kalke mit Serizitbelag dürfte Holy (1939, p. 77) zu einer Kartierung von Jura in dem Raum W der Ahkarscharte veranlaßt haben.

5. Im Anis-Dolomit des Kalkspitzengebietes lassen sich nirgends lithologisch-tektonische Feinbeobachtungen in der Art der vom Partnachdolomit stammenden Abbildung Taf. 14, Fig. 4 machen. So sehen wir an einem Handstück, das der Wand unter dem Mereckgipfel entstammt, wie eine frühe Bewegungsphase der primären Sedimentstruktur des Dolomits neue Züge aufgeprägt hat.

Auch im Kranzkar liefert der Partnachdolomit stellenweise schöne Bilder zu einem Studium der Tektonik am Handstück. Boudinagen wie auf der Taf. 14, Fig. 5 treten häufig auf. Kompetente Dolomitlagen sind lokal zerrissen, die inkompetenten Lagen dringen in die entstandenen Spalten ein und ergeben ein alles umschwimmendes Bindemittel. Dieses ist stärker herausgewittert als die kompetenten Schichten, die, erhaben, bis zu 2 mm die dunkelgraue Gesteinsoberfläche überragen. Gelegentlich gehen die Boudinagen in völlige Auflösung der kompetenten Lagen über. In der Fig. 3 der Taf. 14 führte die schon oben deutlich erkennbare Scherfläche weiter unten zu einer gänzlichen Zertrennung.

Ein Vergleich mit den von Tollmann (1958, p. 89) beschriebenen Partnachschichten der Pleislingdecke ergibt wieder große Ähnlichkeit: hier wie dort die Wechsellagerung von Dolomit mit Kalken, der Brekziendolomit, die feinen parallelen Kalkschiefer; allerdings steht dem blaugrauen Farbton in der Pleislingdecke bei uns ein Vorherrschen rötlicher Kalkschiefer gegenüber. Der blaugraue Farbton bleibt bei uns dem Dolomit vorbehalten — vor allem im Kranzkar.

Den von W. Schmidt (1924, p. 315) besprochenen „Bänderdolomit“ (den er allerdings noch als Karn einstufte) erkennen wir unter dem Mereck, ebenso einen „Schmutzdolomit“, der stark bituminös ist (H₂S-Geruch). Letztgenannte Eigenschaft hat W. Schmidt (1924, p. 317) allerdings als charakteristisch für gewisse Horizonte des Hauptdolomits hingestellt; doch kann dies wohl in jedem beliebigen Dolomithorizont vorkommen.

Gebirgsbau-Regionalbeschreibung

Sind die Radstädter Tauern in ihrer großtektonischen Stellung zwischen Schieferhülle des Tauernfensters und dem Altkristallin der Schladminger Masse schon in ihrer Gesamtheit eines der interessantesten Gebiete alpiner Geologie, so ist die Stelle engster Verflechtung der höchsten mesozoischen Radstädter Einheit mit den überlagernden Gneisen vielleicht die fesselndste Detailfrage. Ich sage: oberste mesozoische Einheit; denn die W des Tauernpasses mächtige Pleislingdecke findet unmittelbar NO der

höchsten Stelle der Tauernstraße ihr Ende. Mit vier übereinanderliegenden, im S geschlossenen Synklinalen mit Jurakernen (T o l l m a n n 1956, p. 158) zeigt sie denselben Baustil wie das nächsthöhere, letzte Glied, das als Kalkspitzendecke bezeichnet werden könnte.

Das im Bereich des Scheckkopfes anstehende Mesozoikum wird im Tauernkar von ausgedehnten Moränenmassen zugedeckt und taucht auf der S i n n h u b s c h a r t e (auch Sauschneidsattel genannt) in zwei 30 m auseinanderliegenden Aufschlüssen wieder auf. Auffallend ist hier die starke tektonische Beanspruchung des Gesteins im N und im Gegensatz dazu die anscheinend völlig ruhige Lagerung des quarzitisches Quarzphyllits im S. Weiter im O kommen noch zwei isolierte Vorkommen des hier auf dürftige Anisreste reduzierten Mesozoikums vor.

Die im Bereich der Sinnhubscharte gemessenen B-Achsen (Taf. 12, Fig. 1) zeigen eindeutiger als in den anderen Teilgebieten die N-Bewegung an. Kein anders gerichteter Druck hat hier ablesbare Spuren hinterlassen — befinden wir uns hier doch annähernd im Bereich der Sattelachse der liegenden Falte. Die von den Profilen und von der Karte ablesbare O—W-Richtung dieser Sattelachse findet also durch tektonische Kleinbeobachtungen ihre Bestätigung.

Der an der Sinnhubscharte nahezu horizontal gelegene quarzitisches Quarzphyllit fällt nach S zu steil unter die diaphthoritischen, etwas grünlichen Paragneise der Steinkarlspitze ein.

Das auf dem Weg ins Klammkar zuerst im N anstehende, sehr helle Quarzkonglomeratgestein gehört noch zum Liegendschenkel der Antiklinale. Der Hangendschenkel wird von Grünschiefern gebildet. Das Kristallin als Faltenkern dazwischen ist im Bereich des Klammkars stark ausgequetscht und erreicht eine Mächtigkeit von nur ca. 120 m.

Bis 1940 m reicht im oberen Klammkar das Mesozoikum herunter. Bis zur Höhe des Pfades Seekarscharte—K l a m m e l s c h a r t e ist das Mesozoikum auf rötliche, grasbewachsene Rauhwackenerde reduziert, auf der geringe Reste glazialer Geschiebe ruhen.

Die im oberen Klammkar etwa NW—SO verlaufende Muldenachse nimmt in der Klammhscharte wieder genauen O—W-Verlauf an — was durch die B-Achsen abermals erhärtet ist. N der Klammhscharte ist Quarzphyllit eingequetscht. Dann tritt bis in Gipfelnähe das Kristallin mit quarzitischem und grünschiefrigem Charakter auf. Die Sonntagkarhöhe besteht aus feinschuppigem Serizitphyllit, der N davon von herauswitterndem, plattigen Quarzit mit Quarzgeröllen überlagert wird. Dieses Gestein tritt auf der NO streichenden Höhe immer wieder aus dem Wiesengelände hervor.

Zwischen Oberhüttenalm und Sonntagkarhöhe liegt heller, schiefriger Orthogneis auf einer etwa N—S verlaufenden Aufwölbung von Schiefergneis (meist Granat-Biotit-Muskowitgneis), der in der Höhe 2056 seine lokale Kulmination erfährt und nach W zu abermals von karbonatreichem, sehr hellem, plattigem Orthogneis überlagert wird.

Sowohl gegen die Klammhscharte als auch im N erfolgt von Schiefergneis aus ein Übergang in Grünschiefer. Unmittelbar S der Höhe 1714 taucht die schon bei Höhe 2056 genannte Antiklinale, bestens aufgeschlossen, 45° nach N ein. Das parallel dazu weiter im W verlaufende, gewal-

tigere Gewölbe des Sonntagkarkogels läßt im N einen Antiklinalbruch erkennen, der ziemlich genau der Achsenebene folgt und im Gelände deutlich zu erkennen ist. Hier ist auch der Bewegungssinn erkennbar: die östliche Scholle ist relativ zur westlichen abgesunken (Taf. 14, Fig. 7).

Zwischen Klammscharte und Oberhüttensee ist Mesozoikum steil eingezwängt. Die Synklinalachse hat einen Verlauf von WSW nach ONO. B-Achsen sind nur im benachbarten Kristallin meßbar. Das Diagramm (Taf. 12, Fig. 2) zeigt das Überwiegen des Druckes senkrecht auf die O—W-Richtung. Das Maximum im O ist vielleicht derselben Phase zuzuordnen wie dem kleineren Maximum im NO — der tatsächliche Verlauf der Synklinale legt es nahe.

Hundskogel-Roßkogel-Gebiet: In einem Profil W parallel zum obersten Lantschfeld fallen Paragneise und Amphibolite vorwiegend nach NW ein. Das Profil von der Klammscharte zum Roßkogel (Taf. 15, Fig. 2) zeigt den hier in gewaltige Blöcke zerfallenden Quarzkonglomeratphyllit, (1), bei 2 serizitreichen, sehr stark gefälten Phyllit; im Anschluß daran folgt eine Mulde, deren Schenkel bei 3 und 8 von einem dickplattigen, quarzitischen Schiefer — weiter im O von früheren Autoren als „Brandenschiefer“ bezeichnet — gebildet werden. Diesen Brandenschiefer erwähnte Schmidegg 1937, p. 52. Der Muldenkern wird von braun-rötlicher Rauhwanke eingenommen (6), deren innerster Kern weißgraue, festere Rauhwanke ist, die ich auch noch zum Anis zähle. Bei 5 liegt stark verwitterter Muschelkalk-Dolomit mit Frosthügelbildungen an den grasüberwachsenen Stellen. Der steilstehende, feinkörnige Amphibolit bei 9 hat zwei sehr deutliche Klüftungen: eine im Fallen, N—S, die andre W-fallend, 270/40. Unmittelbar N des Gipfels liegt in stark zu Blöcken verwitterten Haufen derselbe Geröllquarzit wie auf dem Sonntagkarkogel. Der steil nach S abfallende Gipfelkamm ist abermals eine kleine mesozoische Mulde. Während im O die braun-rötliche Anis-Rauhwanke direkt dem Kristallin aufliegt, erscheint beim Abstieg nach W heller, rauher Anis-Dolomit als Schutt. Dann erscheinen schwarze Tonschiefer, wieder Rauhwanke, in die große Bruchstücke von Dolomit eingelagert sind, stark zerfallene Dolomitschiefer und schließlich reinweißer, kaum serizitführender Quarzit. Dieser, am Fuße des Roßkogels unter dem genannten Mesozoikum auftauchend, stellt die direkte Verbindung her mit dem Mesozoikum des Tscheibitsch, aber auch mit dem des Roßfeldes (N vom Hundskogel), das bis zur Seekarscharte im NW hinzieht.

Das von mächtigen Moränen zugedekte Hundsfeld hat über sich im NO zuerst die verkehrte Serie (Quarzit). Der Kern der Antiklinale wird vom Grünschiefer des Altkristallins gebildet, der weiter im S direkt in Amphibolit übergeht und so den wichtigsten Hinweis über seine Zugehörigkeit gibt. Drüber liegt Grünschiefer der Quarzphyllitgruppe und, diesmal in normaler Serie, Quarzit, seinerseits überlagert vom Anis. Die Quarzphyllitdeckscholle des Hundskopfgipfels drüber bildet, in verkehrter Serie, den Abschluß des Profils.

Die im SW-Teil des Kalkspitzenmesozoikums auftretenden B-Achsen wurden in zwei Diagrammen ausgewertet: in einem wurden alle Achsen aus der näheren Umgebung N und W des Hundskogels zusammengefaßt

(Taf. 12, Fig. 3), im zweiten vom Tscheibitsch und seiner unmittelbaren Umrahmung (Taf. 12, Fig. 4). Danach war die Bewegungsphase, der der Hundskogel die Auspressung des Gipfel-Quarzphyllits verdankt, nicht dieselbe wie die der Einquetschung des Mereckquarzits, wie dies vom Profil von Uhlig und Seemann (siehe Kober 1912, p. 324) abgelesen werden könnte. Die Deckscholle des Hundskogels zeigt eine ungewöhnlich starke, das cm-Ausmaß der Fältelungsamplitude überschreitende Lineare senkrecht auf eine genau aus S stammende Bewegung. Das gleiche Bild ergeben die meisten anderen Messungen im Raume des Hundskogels. Das Maximum im SO wird widergespiegelt durch die im N des Hundskogels verlaufende, NW—SO gerichtete Mulde, die sich bis ins untere Klammllkar hinunter verfolgen läßt. Beim Beginn dieser Mulde, etwa 500 m N des Hundskogelgipfels, ist eine gleichsinnig streichende, etwa 50 m weit verfolgbare Falte im Kristallin aufgeschlossen. Ebenso entspricht der Achsenverlauf des im W anschließenden Mesozoikums dem Maximum im SO des Diagramms. Für die übrigen Maxima lassen sich keine Korrelate im Gelände finden.

S vom Hunds- und Roßkogel liegt das Tscheibitsch, eine mesozoische Mulde. Einige wesentliche Beobachtungen des Profils (Taf. 15, Fig. 3) seien angeführt: 1. eine nur 5 m lange Tonschieferplatte. 2. rosenroter, gut kristalliner Muschelkalk. Nach Dolomitgruskuppen feinstgebänderte, bunte harte Muschelkalkplatten. Bis hinunter in den Graben, der zur Frimmlalm hinunterführt, treten immer wieder Kalke und Kalkschiefer auf. Ein dürftiges Vorkommen von schwarzem Tonschiefer, eine nur 2 m lange Scholle (3), dürfte mit 1 in Zusammenhang gebracht werden. Die äußerst quarzreiche tektonische Rauhewacke bei 4 ist wohl der Gleithorizont, längs dem die Aufschiebung auf die untere, ebenfalls aufrechte Schuppe erfolgte. Die Rauhewackevorkommen (5), die allerdings kaum quarzitisches Komponenten erkennen lassen, deuten darauf hin, daß diese südliche der beiden Schuppen zugleich Rest des Synklinalkernes ist — bei dem der Liegendschenkel fast gänzlich abgetragen wurde.

Das wiederkehrende Auftreten von Elementen, die für das Anis kennzeichnend sind (Kalkschiefer, Tonschiefer, bunte Dolomitschiefer, gelegentlich Crinoidenreste) und der Mangel an Diploporen führen zu dem Schluß, daß im gesamten Tscheibitsch kein ladinischer Dolomit vorkommt — wenn auch gelegentlich weiße Rauhewacke und zuckerkörniger Dolomit auftritt. Ein weiterer Beweis ist der dickbankige Muschelkalkmarmor als nahezu flach lagerndes Schichtpaket im obersten Teil der Weißen Wand. Mit dieser Anis-Einstufung stehe ich im Gegensatz zu allen früheren Autoren, die das Tscheibitschmesozoikum durchwegs als Diploporendolomit bezeichneten (Vacek 1901, p. 385; Frech 1901, p. 12; Holy 1939, p. 75; Heller 1949, p. 25).

Während also das Tscheibitsch-Mesozoikum überall dem Kristallin aufliegt, haben wir im W, N der Gamskarlspitze den eindeutigen Hinweis, daß hier eine Synklinale vorliegt: auf dem Nordkamm der Gamskarlspitze ist der Ansatz des Hangendchenkels über der Synklinale, grünschieferiger Quarzphyllit, erhalten.

Die an wenigen Stellen des Tscheibitsch (besonders an den Tonschiefern) gemessenen B-Achsen wurden durch solche der unmittelbaren

Quarzphyllit- und Kristallin-Umrandung vermehrt. Sie lassen im Diagramm (Taf. 12, Fig. 4) 2 Maxima erkennen: eines im O und eines im SO; letzteres überwiegt am Tscheibitsch-Südrand. Die Pyritschiefer lassen jeweils mindestens 2, meist 3 Strömungsrichtungen erkennen; zu den genannten gesellt sich hier noch ein B im NO und, noch untergeordneter, eines im S.

Es fällt nicht schwer, den dem Maximum in SO entsprechenden, NO gerichteten Bewegungssinn in tektonischen Formen wiederzufinden — läuft doch die gesamte Muldenkernachse des Mesozoikums genau in dieser Richtung, ebenso wie die Achse der im Profil durch das Tscheibitsch festgehaltenen nördlichen Schuppe. Es ist wohl auch kein Zufall, daß mehr als in irgendeinem anderen Gefügediagramm der Kalkspitzen die Bewegung aus SW abgelesen werden kann, die, wie Handstückbeobachtungen zeigen, die älteste Richtung ist: die erste Phase war wohl die der Faltung und Überschiebung, wie Clar (1937, p. 304) auch schon in der Hochfeindgruppe feststellte. Die spätere, N-gerichtete, auch im Kalkspitzengebiet mit Scherbewegungen verbundene Phase beanspruchte weniger den Kern der Mulde als vielmehr ihren Hangendschenkel, der naturgemäß engeren Kontakt mit dem sich überschiebenden Quarzphyllit und Kristallin hatte. Die nach NO gerichtete Bewegung war so stark und beherrscht die Tektonik in dem recht engbegrenzten Raum des Tscheibitsch so ausschließlich, daß die den übrigen Maxima entsprechenden Phasen ohne im Gelände ablesbaren Einfluß blieben.

Kalkspitzen-Südrand: Im Tal des Weißbriacher Lantschfeldes, zu dem das Tscheibitschmesozoikum steil abfällt, verhüllen angeschwemmte Schottermassen, Moränen, Muren und Bergstürze das anstehende Gestein. Am gegenüberliegenden Osthang jedoch ist die Fortführung des Synklinalkernes wieder aufgeschlossen. Gewaltige Bergstürze und Hangschotter hüllen die Partien zwischen dem Kristallin des Samerkogels und dem Kalk so ein, daß nur an wenigen Stellen der quarzitische Quarzphyllit nachweisbar ist. Die Steilstufe darunter besteht bereits aus plattigem Muschelkalk, der in Richtung zum Synklinalkern vor allem von oben her durch tektonische Rauhwanne mit eingeschlossenen, regellos durcheinandergewürfelten Blöcken von Muschelkalk eingengt wird. Während im Wald vorwiegend plattiger, nahezu weißer Muschelkalkmarmor ansteht, zeigt das Vorkommen südöstlich darunter im Wiesengelände bräunliche Rauhwanne; die beiden letzten tiefliegenden Aufschlüsse bilden den endgültigen Synklinalschluß: sie bestehen aus Muschelkalkschiefer. Das nächste Anstehende ist schon das Schladminger Kristallin: Quarzit und Quarzphyllit sind durch die tektonischen Vorgänge völlig reduziert — bis auf eine vereinsamte, vom eigentlichen Muldenkern abgequetschte Quarzitscholle am gegenüberliegenden Hang. Auf diesem Hang aber, dem NO-Abfall des Gurrpertscheggzuges, läßt sich (zu dieser Synklinale gehöriger) Muschelkalk noch an zwei anderen Stellen beobachten: das eine Mal im Wald versteckt und allseits umhüllt, das andere Mal aber, O des Tiefenbachsees, in einer deutlich bis ins Tal leuchtenden Scholle, die, von Vacek (1901, p. 386) schon gesehen, von Holy (1939, Karte) aber unentdeckt blieb.

Die Art der Lagerung, vor allem das Einfallen in Richtung auf die im NO-Hang klare, schon besprochene Synklinale zeigen an, daß es sich hier tatsächlich um einen Teil der Kalkspitzenmulde handelt, der den Zusammenhang mit dem N durch Abquetschung, mit dem O aber durch glaziale und fluviatile Erosion verloren hat.

Hier, im Muldenkern des oberen Weißbriachtales, in dem Gebiet der intensivsten tektonischen Durchbewegung des Gesteins, weist auch das Kristallin stärkste Verfaltung auf. Eine Biegefalte (Mulde) an der Stelle, wo die im Liegendschenkel unter dem Muschelkalk vorherrschenden Amphibolite mit den Gneisen des Hangendschenkels zusammenstoßen (Taf. 15, Fig. 5), läßt Materialwanderung aus den Schenkeln in die Umbiegungsstellen des Scheitels (Scharnieres) erkennen. Durch dieses tektonoplastische Wandern ergab sich nicht nur eine Scheitelverdickung, es findet sich sogar eine Scheitelverdoppelung angedeutet. Die Inhomogenität des Materials führte zur Bildung eines sauren, quarzreichen Kerns, der gegenüber dem basischeren, plastischeren Anteil eine blockhafte Unbeweglichkeit bewahrte.

Die im S der Kalkspitzensynklinale, im Gebiet von Mentenkarspitz, Schusterstuhl, Karnerhöhe gemessenen B-Achsen (Taf. 12, Fig. 5) fallen abwärts vorwiegend nach O, doch liegt hier eine Verlagerung des Maximums um etwa 10^0 Richtung S vor, wodurch die Verschmelzung mit dem B im SO nahezu gegeben erscheint. Bemerkenswert ist auch der hier nahezu horizontale Verlauf dieser Achsen, was durch ein noch stärker besetztes Maximum im NW ebenfalls zum Ausdruck kommt. Tatsächlich streichen die meisten Schichtverbände im S in dieser Richtung; die hier offenbare Tektonik geht also mit diesem NW—SO verlaufenden Gefügeelement konform — die NO gerichtete Bewegung war hier die augenscheinlichste.

Bei oberflächlichem Vergleich der insgesamt gemessenen B-Achsen könnte man fast an ein Umschwenken der W—O gerichteten Achsen (N der Gamskarlspitze) in die SO-Richtung im oberen Weißbriachtal glauben; da aber daneben doch immer wieder die traditionelle O—W-Richtung auftritt, kann es sich hier nicht um ein Umschwenken handeln. Das wird durch das Diagramm (B-Achsen am S-Rand des Kalkspitzengebietes) deutlich gemacht. Das auf einen späteren Bewegungsschub zurückzuführende B im NO blieb ebenso wie die letzte Überprägung (N—S-Achse) ohne nachweisbare Wirkung auf die Tektonik im Meter- oder Kilometerbereich.

Wenn wir den Synklinalschluß verlassen und uns dem unmittelbaren Kalkspitzenbereich zuwenden, erkennen wir die Fortsetzung der Gesteine der Weißen Wand am gegenüberliegenden Hang. Nach N zu zeigt das Anis eine Aufgliederung in einen Liegend- und einen Hangendschenkel; diese werden durch ladinischen Dolomit und Partnachschichten voneinander getrennt. Eine klare Verfolgung bis zum synklinalen Auskeilen dieser beiden Stufen im Hang zwischen Stockerkar und oberstem Weißbriachtal ist durch die ausgedehnten Hangverhüllungen erschwert.

Zwei Dinge sind im Stockerkar bemerkenswert: erstens das fensterartige Auftauchen von typischen Partnachdolomitbänken unter den

Schichten des Anis — diese Bänke sehen genau so aus wie N des Merecks am Grunde des Kranzlkars; zweitens das Auftreten der eigenartigen quarzitären Rauhwacke zwischen anischem Kalk und anischem Dolomit. Rauhwacke von diesem Typus tritt nur im Tscheibitsch und auf dem Lungauer Kalkspitz-Südrand auf; hier liegt wohl der Grenzhorizont zwischen der eigentlichen Synklinale i. e. S. und der verkehrten Schuppe im Hangenden vor.

Vom Hang unterhalb des Ahkars zieht der im Profil gezeigte Partnachdolomit nach N unter das Mereck weiter. Bei genauer Untersuchung wird es klar, daß der Quarzit des Mereckgipfels weniger eine Deckscholle als vielmehr der Grenzhorizont zwischen der Synklinale im Liegenden und der verkehrten Schuppe im Hangenden ist (Profil s. u.). Dieser Horizont läßt sich auch weiter verfolgen: ein etwa 30 cm mächtiges Serizitquarzitband wurde zwar stellenweise vom Mereckquarzit völlig abgequetscht (Taf. 15, Fig. 4) geht aber doch zweifellos in seiner Stellung auf denselben, offensichtlich von SW erfolgten Bewegungsakt zurück. Die hier ablesbare Tektonik wird erhärtet durch die am Mereckquarzit klar NW—SO gerichteten B-Achsen. Das unterhalb der Höhe 2331 verlaufende Marmorband hat dieselbe tektonische Stellung wie der die Verbindung zum Mereckgipfel herstellende Serizitquarzit; ich halte dieses Marmorband daher nicht für ein stratigraphisches Element, sondern vielmehr für ein solches, das erst durch die lokale Tektonik seine hochkristalline Beschaffenheit erhielt.

Das etwas vereinfachte Profil Oberhüttenbach—Preuneggatal läßt erkennen, daß der Gipfelquarzit des Merecks keine Einpressung ist, wie dies von Uhlig und Seemann (siehe Kober 1912, p. 525) dargestellt wird, sondern das älteste Glied einer verkehrt lagernden Serie, deren Zusammenhang mit dem Basis-Quarzit und -Muschelkalk längs des Oberhüttenbaches wahrscheinlich ist. Trifft diese nirgends direkt beweisbare Annahme zu (die durch die Verhältnisse weiter im S ebenso wie durch die Beobachtungen im Kranzlkar gestützt wird), so wäre das dünne Serizitquarzitband O vom Meereck und das damit zusammenhängende Muschelkalkmarmorband, das sich bis ins nordöstliche Ahkar verfolgen läßt, bereits der Hangendschenkel der Synklinale — stärkstens reduziert und abgeschert; der mächtig entwickelte Muschelkalk der Kalkspitzengipfel und -osthänge wären als verkehrte Schuppe zu deuten. Als Tatsachen bleiben: die anisische Brekzie des oberen Ahkars fällt unter den gerade hier eindeutig fossilbelegten Diploporendolomit weiter im W ein; der Muschelkalk trennt diesen Diploporendolomit von dem ebenfalls fossilbelegten Vorkommen des höheren Niveaus um die Ahkarscharte; das schon weithin erkennbare Muschelkalkmarmorband wird in seinem W-Teil von einem ca. 30 cm dicken Serizitband begleitet.

Die Muldenbildung ist an dem Schichtverlauf des unteren Ahkars deutlich zu erkennen. Die Faltenachse verläuft hier NW—SO. Einige Dutzend Meter weiter im N sprechen einige stehengebliebene Reste von harten, gefalteten Partnachdolomitbänken eine noch deutlichere Sprache.

Blicken wir nach N, so finden wir Anzeichen für dieselbe Tektonik; zweifellos liegt dieselbe Falte vor. Einige Aufschlüsse beweisen hier auch,

daß die Faltenbildung keine ganz einfache gewesen ist; es kam zu internen Nebenfaltungen in der „Großfalte“ (Taf. 15, Fig. 6).

Das Ahkar enthält auch die deutlichsten Spuren jüngerer Verwerfungen. Das Gebiet der Ahkarscharte ist ein Knotenpunkt mehrerer hier zusammenlaufender Störungslinien. Nur wenige Dutzend Meter W der Ahkarscharte zeigen sich die tektonischen Rauhacken des Ladins am gehäuftesten; auch können die Verwerfungslinien teilweise mehrere hundert Meter weit verfolgt werden: so eine SW gerichtete, die fast bis ins Weißbriachtal hinunter verfolgbar ist. Die NW-Scholle erscheint hier gehoben, die Sprunghöhe scheint über einige Meter nicht hinauszugehen.

Eine zweite Störungslinie verläuft WSW, die Sprunghöhe ist hier geringer als bei der SW-Linie. Sie läßt sich bis kurz oberhalb der obersten Steilstufe des Ahkars verfolgen.

Die dritte Linie ist NW gerichtet; hier wurde die SW-Scholle etwas gehoben — unter stärkster Rauhacke- und Harnischbildung, wie im Falle der SW-Linie. Etwa 250 m im SW taucht dieselbe Störungsrichtung nochmal auf — parallel verschoben.

Wegen der alles verhüllenden Schuttkegel und Moränen unter der Mereck-Westwand erkennen wir nicht, ob vielleicht nicht doch unter dem Partnachdolomit Diploporendolomit liegt oder ob der Muschelkalkhorizont nicht doch mächtiger ist als der schmale, W des Oberhüttenbachs aufgeschlossene Streifen, der hier, zum Unterschied vom Mereckgipfel, in normaler Serie vorliegt.

Dieser Muschelkalk des Liegenden läßt sich, zum Teil auch als Pyritschiefer, entlang des Weges im Oberhüttenbachtal verfolgen, während der hangende Muschelkalk unmittelbar N des Mereckgipfels aushebt — offensichtlich sind hier sämtliche mesozoischen Schichten mit Ausnahme der sehr harten Partnachdolomitbänke von den nach N gleitenden Deckenmassen abgeschert worden. So fällt der hier gelblich-rötlich verwitternde Dolomit direkt unter die hellen, serizitreichen Quarzphyllite der Mitterkar Spitze ein.

Kranzlkargebiet: Die Dolomitbänke, die unter den rauhackigen Kalk der Höhe 2093 einfallen und sich hinauf unter den Kamm Steirische Kalkspitze—Mereck verfolgen lassen, sind weithin als markantes Band in einer Zone stärkster tektonischer Beanspruchung erkennbar. Diese hat das gleiche Aussehen wie das Marmorband auf der S-Seite des Kammes und hängt offensichtlich auch mit diesem zusammen. Das gemessene Schichtfallen erhärtet den Schluß. Diese fast meterdicken Dolomitbänke lösen sich aus der Wand ungebankten Dolomits und fallen steil nach N ein. Ich nehme nicht an, daß es sich bei den Dolomitbänken um eine lithologische Veränderung des Muschelkalkmarmors S des Kammes Mereck—Steirische Kalkspitze handelt; doch dürften hier zwei eng benachbarte Schichtglieder des annähernd gleichen Horizontes vorliegen: des hangenden Muschelkalks der Synklinale.

Am westlichsten Kamm des Kranzlkars, auf der Kranzhöhe, zeigen die Partnachschichten ebenso wie unter dem Mereckgipfel mäßiges Einfallen nach N; in der Kulisse davor aber, im O, schwenken sie ab und zeigen unter der Höhe 2093 ein steiles Abtauchen; auch die Quarzite

der Steilstufe SW der Ursprungalm stehen nahezu saiger und lassen deutlich die Gliederung in einzelne, recht umfangreiche Bänke erkennen. Doch nicht überall geht dieses steile N-Einfallen so glatt vor sich; zahlreiche Details deuten auf die Bildung kleinerer Falten. Die gemessenen Faltenachsen ergeben ein gewisses Umschwenken der Bewegungsrichtung: im mittleren und oberen Kranztkar Faltenachsenverlauf (im Meterbereich) etwa NO, entlang der Steilstufe hinunter zum Ursprungalmboden nahezu senkrecht darauf; doch dürften beide Zeugen ein und derselben, im Ganzen doch N gerichteten, Bewegungsphase sein. Es ist auffallend, daß die im Meter-Bereich mehrfach beobachtbare NO-Achsenrichtung im gesamten Kranztkar nur durch eine einzige B-Achsenmessung am Handstück ihre Bestätigung findet. Es überwiegt abermals (Taf. 12, Fig. 6) die im O flach eintauchende W—O-verlaufende Achse; wo Überprägungen kenntlich sind, handelt es sich um die von der O—W-Achse überprägte ältere SO—NW-Richtung, die nur sehr vereinzelt auch allein auftritt. Ganz allgemein sehen wir hier eine Annäherung an das doch der gleichen tektonischen Zone zugehörige Sinnhubscharten-Gebiet (Einfallen der mesozoischen Gesteine unter den Quarzphyllit): durch das noch stärker als weiter im S ausgeprägte Überwiegen der W—O-Achsen.

Östliches Kalkspitzengebiet i. e. S.: Längs des Preuneggaches fällt der Trochitendolomit unter den Quarzphyllit der Kampspitze. Kalk und Dolomit der O-Abdachung der Steirischen Kalkspitze haben das gleiche Fallen wie der Böschungswinkel.

Die den plattigen Muschelkalk der Steirischen Kalkspitze überlagernde Quarzitdeckscholle beginnt im W $1\frac{1}{2}$ m unterhalb des Gipfels und hängt in einem Winkel von 40° , mit einer Länge von etwa 20 m, nach ONO herab. Darunter liegen nur mehr lose Blöcke als Halde. Das Gestein ist nicht so dünnplattig und fein wie der skythische Quarzit meist sonst, sondern gröber, etwas dunkler, gelblicher und erinnert ein wenig an Gangquarz.

Ebenso wie der Diploporendolomit des unteren Ahkars ist auch der der höheren Einheit, um die Ahkarscharte, fossilbelegt (etwa 800 m SO der Ahkarscharte). Der Pfad von der Ahkarscharte nach SO bis zur Höhe 2238 führt auf dem Scheitel einer genau so streichenden Falte, die durch eine tief eingepreßte Synklinale von dem Kamm Lungauer Kalkspitze — Höhe 2448 (N davon) mit parallelem Streichen getrennt wird. Da die ganz steil von der Lungauer Kalkspitze herunterfallenden Bänke mit zum Teil kristallinem Dolomit nicht ihre Fortsetzung im Kamm der Höhe 2304 ohne weiteres ablesen lassen (was weiter im N, unmittelbar S der Ahkarscharte noch möglich ist), dürfte es sich im Kamm Höhe 2304 um eine von einer Verwerfung begleitete Hochfaltung des Diploporendolomits handeln. Der Kamm der Höhe 2304 wäre die Hochscholle. Doch ist die Mulde zwischen ihr und der Lungauer Kalkspitze bzw. der Höhe 2314 von gewaltigen Blöcken und Schuttmassen zugeschüttet, so daß ein Bruch nicht unmittelbar nachzuweisen ist.

Ebensowenig gelang es, südlich der Ahkarscharte Spuren von Quarzit oder Muschelkalkmarmor als Band im völlig ungegliederten Dolomit aufzufinden; die aus dem Profil durch den Kamm Mereck—Steirische Kalkspitze gültige Gliederung des Mesozoikums in eine Falte im Liegen-

den und eine verkehrte Schuppe im Hangenden konnte also unmittelbar S der Ahkarscharte nicht mehr nachgewiesen werden. Dies ist zu erklären: die längs der von der Ahkarscharte nach SW verlaufenden Störungslinie anstehenden anisischen Schichten heben nach S aus, sie fallen laut Kompaßmessung 15/60 nach N ein.

Unmittelbar O unter der Lungauer Kalkspitze fallen die Schichten des Anis nicht etwa ebenmäßig nach O ein, sondern sie sind in sich selbst vielfach gefaltet, wobei es auch zu Scherbewegungen kam.

Der unmittelbar S der Linie Znachsattel—Lungauer Kalkspitze unter dem fossilbelegten ladinischen Dolomit auftauchende Muschelkalk gehört schon zu den liegenden Partien des Mesozoikums und entspricht somit dem Horizont, der im obersten Weißbriachtal zwischen Abrahamalm und Stockeralm unter den Partnachdolomit einfällt. S vom Znachsattel vereinigen sich die Liegendpartien mit den Hangend-Schichten des Muschelkalks; zwischen beiden steckt der ladinische Dolomit.

Das südöstlichste Kalkvorkommen in diesem Ostabschnitt ist das Gewölbe der Höhe 2144, das auf eine Aufwölbung des Untergrundes zurückgehen dürfte — hier liegen wohl die Kalke des Liegendschenkels vor, die vermutlich direkt dem Kristallin aufliegen.

Figur 8 auf Tafel 14 zeigt das Detailprofil des Gipfels der Lungauer Kalkspitze von W. 1. zu Grus verwitterter, hellgrauer Dolomit; 2. eine von Rauhwacke eingesäumte Doline; 3. ist 6 m hoher zwar plattiger, doch durch ungewöhnlich rauhverquetschte s-Flächen ausgezeichneter Muschelkalk; 4. 1½ m grober, serizitarmer Quarzit mit Gangquarzzähnlichkeit; 5. den Gipfel selbst bildet eine im N 4 m hohe Scholle grünlichen, quarzreichen Schiefergneises. Diese Scholle reicht etwa 40 m weit nach S.

Auf dem Grat zwischen der Lungauer Kalkspitze — Höhe 2348 überrascht — zwischen anisischem Dolomit und Kalk — äußerst quarzitisches, alle Anzeichen vehementer Tektonik zeigende Rauhwacke. Es handelt sich hier um den gleichen Gesteinstypus wie bei dem Vorkommen ca. 1½ km Luftlinie weiter im SW, im unteren Stockerkar, oder im Tscheibitsch. Zweifellos handelt es sich um das Durchstreichen des gleichen Horizontes in allen drei Fällen.

Im unteren Stockerkar und auf dem Kalkspitz-Südkamm ist die tektonische Stellung genau die gleiche. Unwillkürlich drängt sich der Vergleich mit den Verhältnissen unter dem Mereck auf: die Ähnlichkeit der Stellung des Quarzitbandes bzw. der quarzitisches Rauhwacke legt den Schluß nahe, es handle sich auch hier, S der Lungauer Kalkspitze, um die Fortsetzung des Hangendschenkels der Synklinale i. e. S. Das Anis darüber (samt dem darüberlagernden Quarzit der Steirischen Kalkspitze oder, wie hier, dem unmittelbar auflagernden Kristallin) wäre dann Teil der gleichen verkehrt lagernden Schuppe.

Ich bin dieser Auffassung, obwohl in einem W—O-Profil durch die Lungauer Kalkspitze sich das Quarzitband nicht auffinden ließ. Wer aber gesehen hat, wie dünn und reduziert selbst die tatsächlich aufgefundenen Spuren des Quarzites im S sind, der wird eine vollständige Reduktion für wahrscheinlich halten.

Die durch eine Trennung in Synklinale und verkehrte Schuppe nun als nicht mehr so einfach erkannte Tektonik im engeren Kalkspitzen-

bereich wird durch B-Achsenstriemung nur sehr unzureichend widergespiegelt, da außer dem Quarzit und den allerdings sehr aufnahmebereiten Tonschiefern nur noch der plattige Muschelkalk stellenweise eine Prägung zeigt. Auf dem Diagramm des Kalkspitzenbereichs i. e. S. (Taf. 13, Fig. 1) sind die B-Achsen verzeichnet, die zwischen Weißbriachtal und Preuneggatal, Stockerscharte und Kranzlkar gemessen wurden. Wieder überwiegen die flach nach O einfallenden Achsen. Deutlicher jedoch als diese korrespondieren die im SO untertauchenden Achsen mit den im Meter- bis Kilometerbereich festgestellten Faltenachsen (z. B. der Kamm SO der Lungauer Kalkspitze und die dazu parallele Aufwölbung im NO davon). Dem zweiten B des Südostens, hervorgerufen durch steiler einfallende Achsen, kommt nur recht lokale Bedeutung zu; es stammt von zwei getrennt liegenden Partien: von „Im Kalk“ und vom Kranzlkar. Nur gering entwickelt ist ein Maximum im NO, während der Druck senkrecht auf die N—S-Richtung stärkere Spuren hinterlassen hat.

Das Znachsattelgebiet. Hier fällt das Mesozoikum nach O unter den Quarzphyllit und das Kristallin ein. Auf einem Profil durch den Freying-Kamm im N des Hading finden sich Eisendolomitschollen und saiger stehender skythischer Quarzit, den ich für eine hochgequetschte Antiklinale halte. Dieser Quarzit sieht ganz so aus wie der am nahen Znachsattel; eine Verwechslung mit dem dem Kristallin zugehörigen Quarzit halte ich hier für nicht möglich, zumal diese Auffassung durch tektonische Beobachtungen gestützt wird.

Zeugen der im Profil zum Hading (Taf. 15, Fig. 1) skizzierten Tektonik finden sich in größerer Zahl auch nach W bis zum unteren Giglachsee.

Das Kristallin im O der Kalkspitzen ließ ebenso wie der Quarzphyllit eine so große Zahl von B-Achsen beobachten, daß eine Aufgliederung in zwei Lokaldiagramme möglich war. In der Umrahmung des Giglachsees (Taf. 13, Fig. 2) überwiegt abermals das flache Einfallen nach O, das nördlich vom O-Ende des Sees in wenigen Aufschlüssen auch sehr steil werden kann (bei den nahezu senkrecht stehenden Achsen dürfte es sich allerdings um ein B senkrecht B'-Gefüge handeln). Das auf eine ältere Prägungsphase zurückgehende Maximum im SO findet sich ebenso wie die letzte Prägung, die die N-fallenden Achsen hinterließ. Insgesamt beobachten wir im Giglachseegebiet eine etwas größere Streuung der Achsen, was zurückführbar sein mag auf eine differenzielle lokale Verstellung von Teilbereichen und vielleicht auch auf die verhältnismäßig große Zahl der Messungen.

Die Messungen im Znachwinkelgebiet (Diagramm Taf. 13, Fig. 3) zeigen eine größere Einheitlichkeit in ihrem O-Einfallen; ebenso flach wie um den Giglachsee lassen sie hier, im Gebiet Znachspitzkamm—Braunkar, jedoch die gelegentliche Winkel-Änderung zum W-Einfallen ebenso vermissen wie die übergroße Steilheit.

Die Fortsetzung des Maximums im O nach SO darf nicht als ein schon im Diagramm ablesbares Umschwenken einer Richtung gedeutet werden — vielmehr finden sich sehr oft beide Richtungen auf ein und demselben Handstück. Das um den Giglachsee beobachtete B im NO findet sich hier abermals angedeutet — obwohl hier viel weniger im Meterbereich fest-

stellbare Tektonik mit NO-Achsen vorhanden ist als in der unmittelbaren Umrandung des Giglachsees: dort bleiben die augenscheinlichen, NO-achsialen Falten ganz ohne Analogon im Handstückbereich.

Gebirgsbau-Synthese

Ich habe im vorigen Abschnitt neun Detaildiagramme von B-Achsen jeweils in die Besprechung der betreffenden Gebiete miteinbezogen, um ein etwaiges Übereinstimmen mit tektonischen Formen unmittelbar aufzuzeigen. Ein Vergleich dieser neun Diagramme läßt keine grundlegenden Unterschiede erkennen. Um aber ganz sicher zu gehen, wurden dieselben Achsen nach anderen Gesichtspunkten noch einmal bearbeitet: ein Diagramm (Taf. 13, Fig. 4) umfaßt sämtliche im Liegenden unter dem Mesozoikum gemessenen Achsen (Kristallin und Quarzphyllit im W), das zweite Diagramm zeigt alle im Mesozoikum aufgenommenen Achsen (Taf. 13, Fig. 5), (Quarzit bis Partnachsichten), das dritte Diagramm (Taf. 13, Fig. 6) enthält alle B-Achsen des Hangenden (Kristallin und Quarzphyllit besonders im O). Nicht eindeutig einstuftbar ist hierbei die Kristallinregion im äußersten noch kartierten S, da hier die Achsenebene, die Liegend- von Hangendschenkel trennt, nicht völlig eindeutig zu legen ist: in dieser fraglichen Region gemessene Achsen wurden in die Diagramme nicht aufgenommen.

Der Vergleich zeigt abermals nur sehr geringfügige Unterschiede, wie z. B. das überwiegende S-Einfallen der N—S-Achsen im Liegenden gegenüber dem N-Einfallen im Mesozoikum; das Hangende nimmt eine Mittelstellung ein.

Da weder bei den regional vergleichbaren Teildiagrammen eine wesentliche Veränderung der strukturellen Symmetrieelemente beobachtbar ist (etwa ein regionales Einschwenken einer Achse), noch aber auch bei den mehr vertikal aufzufassenden Teilbereichen (die auf einen Stufenbau hätten schließen lassen), so erkennen wir eine weitgehend homogene Verteilung der Gefügeelemente. Es handelt sich also beim Kalkspitzengebiet um einen *H o m o g e n i t ä t s b e r e i c h* (mit kleineren Einschränkungen), der im Sammeldiagramm sämtlicher B-Achsen des Kalkspitzenbereiches zusammenfassend dargestellt ist (Taf. 13, Fig. 7).

Die Untersuchungen von Überprägungen mehrerer Achsen an jeweils ein und demselben Handstück haben ergeben, daß die *ä l t e s t e* A c h s e die SO — NW - verlaufende ist. Der konforme Verlauf des S-Randes des Mesozoikums fällt hierzu ebenso auf wie der im Meter- bis Kilometerbereich beobachtbare Achsenverlauf der durch Quarzit, Muschelkalkmarmor und quarzitisches Rauhwacke nach oben zu begrenzten Synklinale oder der Achsenverlauf auf und unmittelbar O der Lungauer Kalkspitze. Diese genannten Bauelemente dürften ihre Formung durch die genannte Phase erhalten haben — am Anfang muß die Bildung der Synklinale und die Überlagerung durch die verkehrt lagernde Schuppe vor sich gegangen sein; auch das Überschlagen des Hangendschenkels wird hier einzuordnen sein.

Es hat also eine sehr deutlich von Faltenachsen und Linearen ablesbare **Bewegung** senkrecht auf eine NW—SO-verlaufende Linie stattgefunden;

daß diese Bewegung nicht von NO gekommen sein kann, beweist das Vorliegen der Synklinale. Es bleibt für die erzeugende Kraft nur die Herkunft aus SW. Diese Beobachtung stimmt überein mit den regionalen Gegebenheiten, mit der Lage der Wurzelzone des Unterostalpins am Südrand des Tauernfensters (Matreier Zone), Radstädter Tauern und Matreier Zone wurden nach Aufnahmen von Angel und Cornelius (1929) von Clar nach ihrem Schichtbestand verglichen. Clar weist darauf hin (1937, p. 311), daß neben den Unteren Radstädter Decken möglicherweise auch die Äquivalente der Oberen Radstädter Decken, Bauglieder der Matreier Zone seien. Das hieße, daß hier auch die Wurzel der Kalkspitzen liegen könnte.

Die von Tollmann (1958, p. 105) im Mesozoikum der Lantschfelddecke festgestellten, WNW—OSO gerichteten Linearen könnten der gleichen Phase angehören wie die NW—SO-Linearen der Kalkspitzen. Unmöglich hingegen wäre eine Homologisierung mit den (1956) von Vohrýská gemessenen SO-fallenden Achsen im Hochgollinggebiet — vorausgesetzt, daß Vohrýská's vermutungsweise Einstufung in einen variszischen Zyklus tatsächlich der Wirklichkeit entspricht.

Die klarste, eindeutigste Richtung der Linearen jedoch ist die O—W-gerichtete mit dem Vorwiegen eines flachen O-Einfallens. Unzweifelhafter noch als die anderen Symmetrieelemente ist sie jedem Detailgebiet der Kalkspitzen eigen und jünger als die SO-Richtung. Konform mit ihr geht die Faltenbildung im Tscheibitsch, die Bildung der Teilsynklinale der Klammelscharte — vor allem aber das Abtauchen des Mesozoikums im N. Die Linie Ursprungalm—Sinnhubscharte ist eine klare O—W-Linie. Während das ursprüngliche Umschlagen, das Einmulden des Kalkspitzenmesozoikums wohl NO gerichtet war, wurde späterhin vor allem die höhere Gesteinspartie, im weitesten Sinne noch der Hangendschenkel von einer N-Bewegung erfaßt, die im N und in den obersten Lagen am klarsten zu erkennen ist. So zeigt ja auch keines der Diagramme derart stark das Überwiegen der O—W-Achse wie jenes vom Gebiet um die Sinnhubscharte und nirgendwo im gesamten bearbeiteten Gebiet kann man eine derart intensive Kleinfältelung finden wie etwa an der Deckenscholle des Hundskogelgipfels.

Das unter starkem Druck nach N erfolgende Abgleiten, Weitergleiten des Hangendschenkels war mit Scherbewegungen verbunden: das noch unter der Steirischen Kalkspitze rund 800 m mächtige Mesozoikum wird auf einer im Oberhüttenbachtal leicht überschaubaren Strecke von ca. 2 km auf kümmerliche Reste unter dem Brandlboden und auf der Sinnhubscharte ausgedünnt. Durch den auflagernden Quarzphyllit der Mitterkarspitze blieb darunter nur der Partnachdolomit erhalten, während Diploporendolomit und Muschelkalk schon auf der Kranzhöhe total abgeschert erscheinen.

Die O—W-Achse findet sich, ebenfalls als Maximum, auch weiter im O in Gebieten, die nur von Schladminger Kristallin aufgebaut werden, wie uns Vohrýská's Arbeit (1956) beweist. Er hält vorgosauisches Alter dieser Phase für wahrscheinlich.

In der Arbeit von Karl (1954) findet sich die O—W-Lineare auf der B-Achsen-Übersichtskarte Österreichs allgemein im Raum N der

Kalkspitzen und um Schladming eingezeichnet; diese von Exner (1952) stammenden Messungen stehen im Einklang mit meinen Ergebnissen. Die auf der Karlschen Karte im SW und im S der Kalkspitzen eingezeichneten OSO- bis SO-Achsen beruhen ebenfalls auf Exner (1952). Ich kann also die Richtigkeit der Karte von Karl für diesen Abschnitt bestätigen. Auf den hohen Anteil der SO-fallenden Achsen wurde bei der Besprechung des Diagramms vom S-Rand der Kalkspitzen schon hingewiesen. Die Kalkspitzen scheinen tatsächlich in einem Gebiet zu liegen, wo das hier eindeutig noch vorhandene Maximum am O-Rand des Diagramms nach S zu von einem Maximum im SO-Quadranten abgelöst wird — jedoch nicht durch Einschwenken, sondern durch Wechsel der Phasenvormacht.

Ein weiteres B liegt im NO-Quadranten, doch kommt ihm geringere Bedeutung zu: erstens ist es nur gering besetzt, zweitens tritt es auf den Handstücken soviel wie gar nicht je allein auf, sondern im allgemeinen als Überprägung der O—W-Achse. Hier ist es stets das jüngere Element.

Die genannten Angaben stützen die Vermutung, es handle sich bei der NO—SW-Achse um eine auf die klare N-Bewegung folgende, schwächere Nachphase, die wohl auch keinen sonderlich starken Einfluß auf die Tektonik der Kalkspitzengruppe hatte — wenngleich auch hier wieder konforme Faltenbeispiele gegeben werden können (z. B. Verlauf der Synklinale vom Oberhüttensee nach SW zur Klammelscharte).

Eindeutig die letzte ablesbare Phase stellt eine Bewegung senkrecht auf die N—S-Linie dar. Nicht allzu selten tritt sie allein auf — dann kann sie am Handstück das übliche Bild der Striung zeigen; oft jedoch stellt sie eine Überprägung dar — dann erkennen wir sie meist als flache Wellung mit einer Wellenlänge bis zu mehreren Zentimetern. Dadurch ist ihr ein ganz anderer Charakter eigen als der älteren, anders gerichteten, enger gefältelten Striung. Diese Flachwelligkeit läßt sich am besten auf den Pyritschiefern und den Serizitschiefern beobachten.

Die in den Alpen gemessenen N-S—B-Achsen gehören in verschiedenen Gebieten offensichtlich genau so verschiedenen, voneinander völlig unabhängigen Phasen an, wie dies auch von den übrigen Richtungen angegeben wird. So hält F. Fuchs (1939, p. 234) die N-S—Achsen in den nördlichen Kalkalpen für vorgosauisch (die O—W-Achsen für nachgosauisch). Ebenso erkannte Exner (1957, p. 130) an Hand von Überprägungen im Großarlal ein höheres Alter der meridionalen Achse gegenüber der jüngeren O—W-Struktur der nördlichen Tauernschieferhülle. Das Verhältnis im Gasteinertal hingegen sei gerade umgekehrt.

Bei Sander (1942, p. 72) findet sich die N—S-Achse am westlichen Tauernrand ebenfalls deutlich ausgeprägt: hier entspricht sie der jüngsten Phase. Dasselbe gibt auch Schmidegg für Schwaz an (1943) und Metz für Mautern (1950, p. 199). Ruttner (1951) stellte die meridionale Achse in der Lunzer Decke fest und teilt sie einer jungen, nachgosauischen Phase zu (die hier auch die O—W-Prägung geschaffen haben soll).

Es zeigt sich also, daß auch bei der Phasenzuordnung der Querstruktur kein einheitliches Bild herrscht, wenngleich auch in der größeren Zahl der

bisher erfaßten Gebiete die Meridionalachse die letzte Überprägung spiegelt — wie es ja auch bei uns der Fall ist.

Bei keiner im Kalkspitzenbereich durchgeführten Einmessung der Achse konnte etwa eine deutliche Elongation von Mineralien in der Achsenrichtung festgestellt werden; vielmehr deutet alles darauf hin, daß es sich bei der Prägung der Querstruktur um einen postkristallinen Vorgang handelt: die sogar auf den leicht deformierbaren Serizitphylliten niemals starke Amplituden erzeugende Wellung scheint nur sehr oberflächlichen Charakter zu besitzen.

Die Erklärungsmöglichkeit, es handle sich bei der Entstehung der N—S-Achsen nicht um den Ausdruck eines senkrecht darauf wirkenden Druckes, sondern um Scherungslinien im Sinne eines B senkrecht B"- Gefüges, ist in gewissen Fällen anwendbar — zumal dort, wo die Achsen (wie etwa beim O-Ende des Giglachees) sehr steil einfallen. Doch darf dies nicht verallgemeinert werden. Daß es sich um ein echtes B handelt, beweisen jene Handstücke, wo die N—S-Lineare als Überprägung der einzigen noch vorhandenen SO-Achse auftritt und ein Nordschub überhaupt nicht ablesbar ist.

Die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, daß es sich bei der letzten, die Querstruktur erzeugenden Phase um Bewegungen handelt, die mit einer Aufwölbung der Tauernkuppel im Zusammenhang stehen — zumal gerade auch am Tauern-Westrand die N—S-Linearen die jüngsten Strukturelemente stellen (Sander 1942, p. 72).

Ausgehend von den Achsenmessungen lassen sich noch weitere Symmetriebeziehungen der Kalkspitzen erkennen: da die Stirnen der Falten, zwischen denen das Mesozoikum der Kalkspitzen eingebettet liegt, eindeutige N-Vergenz haben (wie nicht zuletzt die klare W—O-Linie beweist, längs der das Mesozoikum im N untertaucht), liegt eine Monotropie im Sinne von Metz (1957, p. 52) vor, die durch die Zeugnisse der vorausgehenden NO-Bewegung eine gewisse Einschränkung erfährt.

Das Mesozoikum als Ganzes bildet zwischen dem Kristallin im Liegenden und dem Kristallin im Hangenden eine Synklinale; in sich selbst jedoch zeigt das Mesozoikum Anzeichen einer Aufgliederung in eine Synklinale und eine darüber lagernde verkehrte Schuppe.

Es liegt eine kongruente Synklinale vor, da die Schichtdicken nicht durchlaufend gleich sind bzw. überhaupt auskeilen.

Durch die Ausdünnung der Schenkel entstand eine Muldenkernverdickung (maximale Mächtigkeit des Mesozoikums unter der Lungauer Kalkspitze rund 800 m).

Da die Muldenschenkel (Länge vom südlichsten Quarzit im oberen Weißbriachtal bis zum Untertauchen beim Brandlboden im N rund 8 km) eine größere Strecke nahezu parallel verlaufen, sprechen wir von einer Isoklinalmulde, die durch die Aufwölbung des vom Roßkogel ostwärts verlaufenden Kristallins kaum beeinträchtigt wird; so kam es in diesem Bereich zur Ausbildung zweier Teilmulden (Klammscharten-Oberhüttensee-Mesozoikum und Tschreibitsch).

Da die Schichtanteile des Skyth, Anis, Ladin im N zum guten Teil abgeschert erscheinen, so daß die Partnachschichten direkt unter den Quarzphyllit untertauchen, handelt es sich um eine Biege-Scher-Synklinalfalte.

Die Achsenmessungen ergeben, daß wir mit einer Symmetrie-Ebene durch die Falte nicht das Auslangen finden können. Das beweisen auch die Aufgliederung des Mesozoikums in Synkinal- und Schuppenteil und Profile wie das Mereck-Steirische Kalkspitze. Folglich liegt triklin e Symmetrie der mesozoischen Synklinale (als Ganzes) vor.

Durch die genannte Neigung der O—W-gerichteten Haupt-B-Achse nach O ist ihr Ausheben nach W begründet und mit ein Grund dafür, daß im W der Hangendschenkel des Kristallins nahezu völlig wegerodiert und fast nur mehr normale Lagerung erkennbar ist. Im gesamten, umfangreicheren O-Teil jedoch ist das Auftauchen unter den höheren tektonischen Einheiten des auflagernden Quarzphyllites und Schladminger Kristallins klar zu erkennen. Das Kalkspitzenmesozoikum ist daher ein tektonisches Halbfenster.

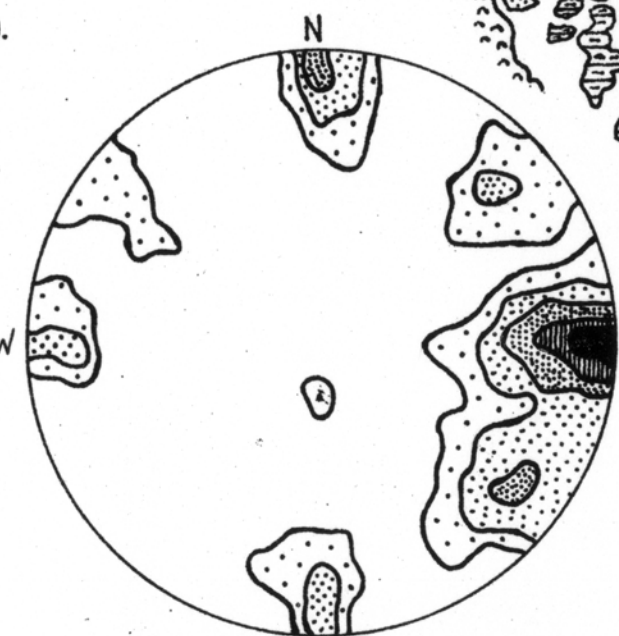
Literaturauswahl

- Becke F. und V. Uhlig: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 115, S. 1695—1739, Wien 1906.
- Blattmann, S.: Überblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. — Zbl. Min. etc., 1936, Abt. B, S. 47—53, Stuttgart 1936.
- Deformationstypus der Radstädter Tauern. — Jb. Geol. B. A., 87, S. 207—233, Wien 1937.
- Clar, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 146, S. 249—316, Wien 1937.
- Vom Baustil der Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39, 1939, S. 125—238, Wien 1940.
- Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern (Zederhaustal). — Verh. Geol. B. A., S. 15—16, Wien 1957.
- Exner, Ch.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. C, Wien 1952.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein (1 : 50.000), 168 S., Wien 1957.
- Frech, F.: Geologie der Radstädter Tauern. — Kokens geol. pal. Abh., N. F., 5, S. 1—66, Jena 1901.
- Fuchs, F.: Untersuchungen an tektonischen Gefügen der Tiroler Alpen. II. — N. Jb. Min. etc., Abt. B, 88, S. 337—373, Stuttgart 1944.
- Heller, R.: Stratigraphie und Tektonik des Gurpitscheckzuges in den Radstädter Tauern. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 71 S., geol. Karte (1 : 25.000), Wien 1949.
- Heritsch, F.: Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern. — Samml. geolog. Führer, 32, Borntraeger-Verl., 1926.
- Holy, H.: Ein Beitrag zur Geologie des Kalkspitzengebietes in den Radstädter Tauern. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1939.
- Karl, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ost-Alpen. — Jb. Geol. B. A., 97, Wien 1954.
- Kober, L.: Radstädter Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. — Geol. Rdsch., 3, S. 524—528, Leipzig 1912.
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien, Springer, 1938.
- Bau und Entstehung der Alpen. — Wien, Springer, 1955. Daraus: Die Radstädter Tauern. S. 282—288.
- Kober, L. und Becke, F.: Geologische Exkursionen durch die Radstädter Tauern und den Ostrand des lepontinischen Tauernfensters und den Zentralgneis. — Geol. Führer d. geol. Vereines Leipzig, S. 52 bis 64, Leipzig 1913.

- Lichtenberger, E.:** Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern. — Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol., 3, S. 235—244, Innsbruck 1956.
- Medwentsch, W.:** Übersichtsbegehungen 1955 in den nördl. Radstädter Tauern. — Verh. G. B. A., S. 65—69, Wien 1956.
— Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Flachau und Untertauern. — Verh. G. B. A., S. 39—41, Wien 1957.
- Metz, K.:** Tektonische Geologie. Enke-Verlag, Stuttgart 1957.
- Sander, B.:** Geologie des Tauernwestendes, I. Über Flächen- und Achsen-Gefüge (III. Bericht). — Mitt. RA. Bodf., Wien 1942.
- Schmidegg, O.:** Aufnahmebericht über Blatt Radstadt. — Verh. G. B. A., 1936, S. 59—63, Wien 1936.
— Aufnahmebericht über das Blatt Radstadt. — Verh. Geol. B. A., 1937, S. 51—52, Wien 1937.
— Aufnahmebericht über Blatt Radstadt. — Verh. G. B. A., 1938, S. 45, Wien 1938.
- Schmidt, W.:** Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 99, S. 309—339, Wien 1924.
- Schwinner, R.:** Die Zentralzone der Ostalpen. In: Geologie der Ostmark. Herausg. v. Schaffer, F. X., Wien, Deuticke, 1943, S. 45.
- Stiny, J.:** Zur tektonisch-geologischen Kenntnis der Radstädter Tauern. — Geol. Bauwesen, 12, S. 97—175, Wien 1941.
- Tollmann, A.:** Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. G. A., 1956, S. 146—164, Wien 1956.
— Aufnahmebericht 1956. Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). — Verh. G. B. A., 1957, S. 86—88, Wien 1957.
— Geologie der Mosermannlgruppe (Radstädter Tauern). — Jb. G. B. A., 101, S. 79—115, Wien 1958.
— Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 325—354, Wien 1958.
- Trauth, F.:** Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 100 u. 101, S. 101 bis 212 und S. 29—65, Wien 1926 und 1928.
- Turner, F. J. und Verhogen, J.:** Igneous and Metamorphic Petrology. — McGraw-Hill Book Company, New York 1951.
- Uhlig, V.:** Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 117, S. 1379—1422, Wien 1908.
- Vacek, M.:** Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. — Verh. G. R. A., S. 191, Wien 1901.
- Vohrýska, K.:** Geologie der Mittleren Schladminger Tauern. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1956.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 9. November 1960.

- Fossilfundstellen
- Gesteinsgrenze scharf
- Gesteinsgrenze unscharf
- Bergzerreissung
- Verwerfungslinie
- Alluvialboden und Hangverhüllung
- Schuttkegel
- Schwemmkegel
- Berggrutschmasse
- Bergsturzmasse
- Firngleitwall
- Moränenwall
- Grundmoräne
- Tonschiefer d. Partnachsch. (höh. Ladin)
- Dolomit d. Partnachsch. (höh. Ladin)
- ungebankter Wellersteindol. (unt. Ladin)
- gebankter Wellersteindol. (unt. Ladin)
- heller Dolomit d. oberst. Anis (gebankt u. ungebankt)
- gebankter braungrauer Trochitendol. Anis
- dickbankiger bräunlicher Kristalldolomit Anis
- anisischer Dolomitschlierenkalk
- anisischer Kalk(-marmor)
- dunkler Dolomit (Gutensteiner Dol.)
- anisische Brekzie
- (anisische) Tonschiefer (z.T. pyritführend)
- tektonische Rauhwaacke
- röllicher Rauhwaackeboden
- Quarzit (Skyth)
- Geröllquarzit
- Serizitphyllit
- quarzitischer Quarzphyllit (vermutl. paläoz.)
- Quarzkonglomerat im Quarzphyllit
- Grünschiefer der Quarzphyllitgruppe
- Eisendolomitschollen an d. Grenze z. Krist.
- grob- bis mittelkörn. Amphibolit
- feinschieferiger Amphibolit
- Orthogneis
- Mikroklin-Granitgneis
- chloritischer Glimmerschiefer-Phyllonit
- Quarzit im Kristallverband
- grünlicher, diaphthoritischer Schiefergneis
- diaphthoritischer Augengneis
- Paragneis
- Grünschiefer
- Granatführung

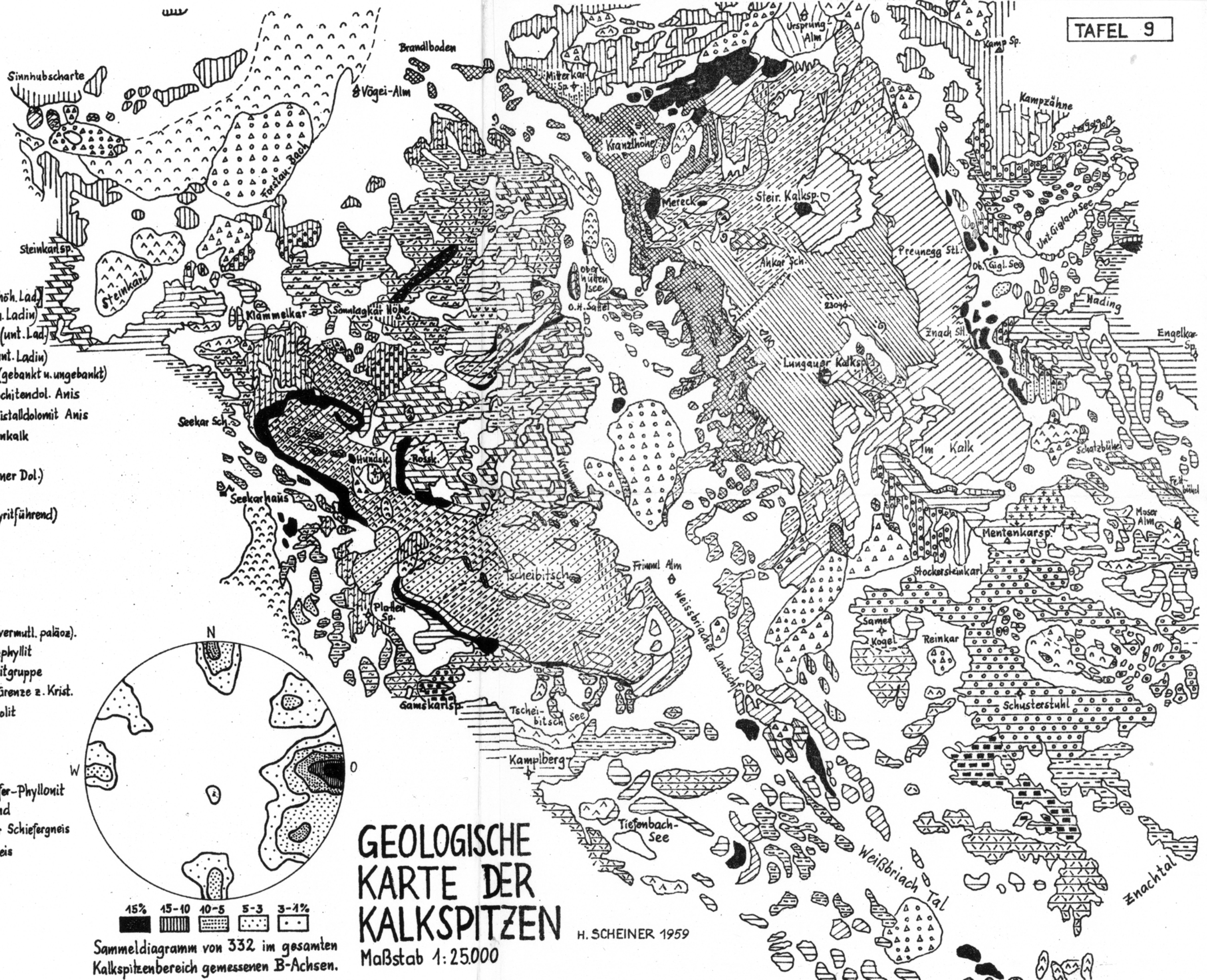


15% 15-10 10-5 5-3 3-1%
 Sammeldiagramm von 332 im gesamten Kalkspitzenbereich gemessenen B-Achsen.

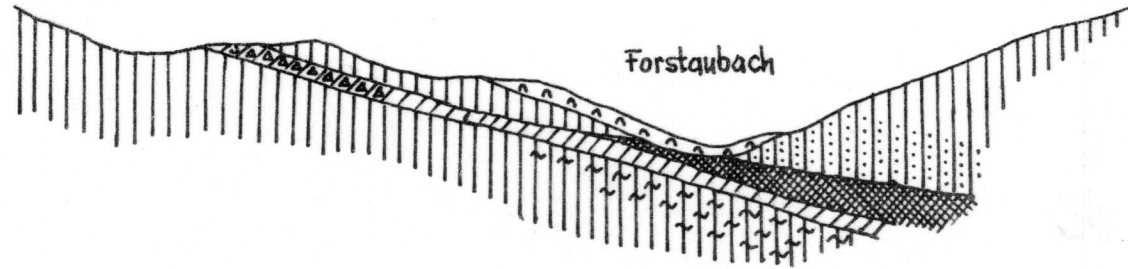
GEOLOGISCHE KORTE DER KALKSPITZEN

Maßstab 1:25.000

H. SCHEINER 1959



W
Sinnhubscharte

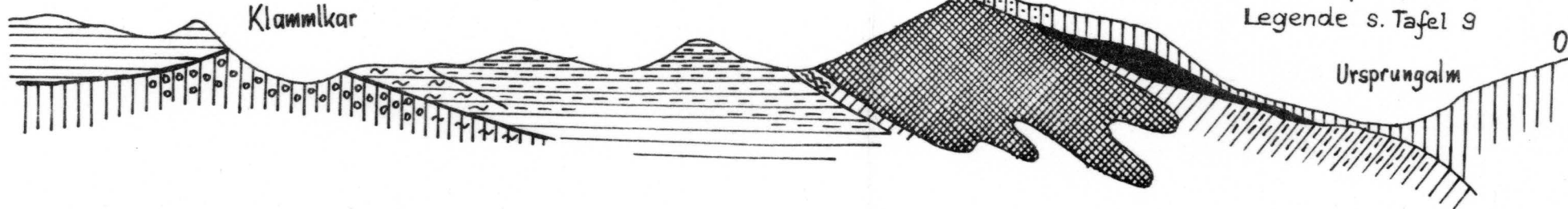


PROFILTAFEL

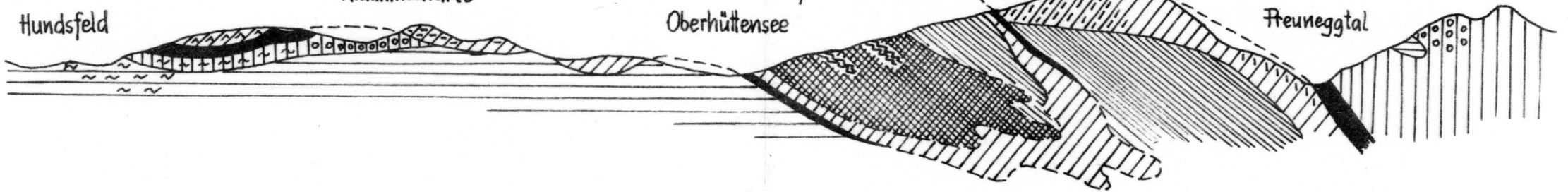
zur Geologischen Karte durch das Kalkspitzengebiet 1:25000. Legende auf der Karte. 7 Reihenprofile W-O und 1 Sammelprofil N-S. H. Sch. 1959.

Legende s. Tafel 9

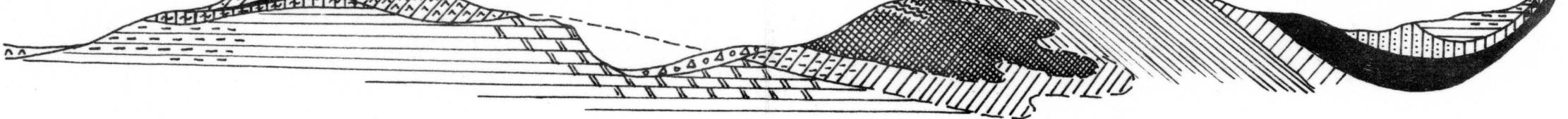
W

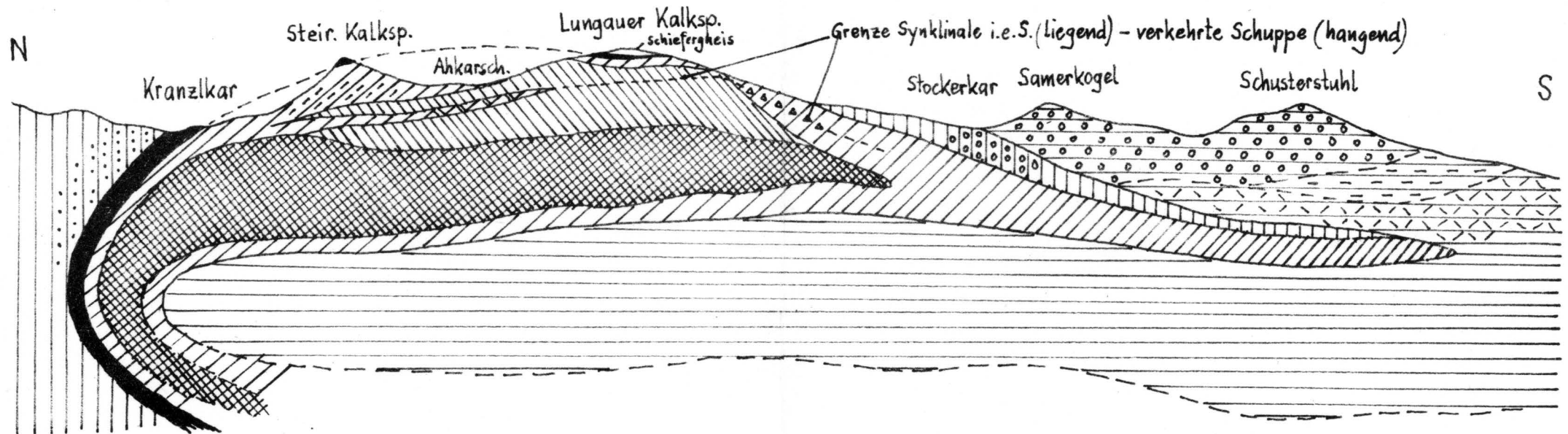
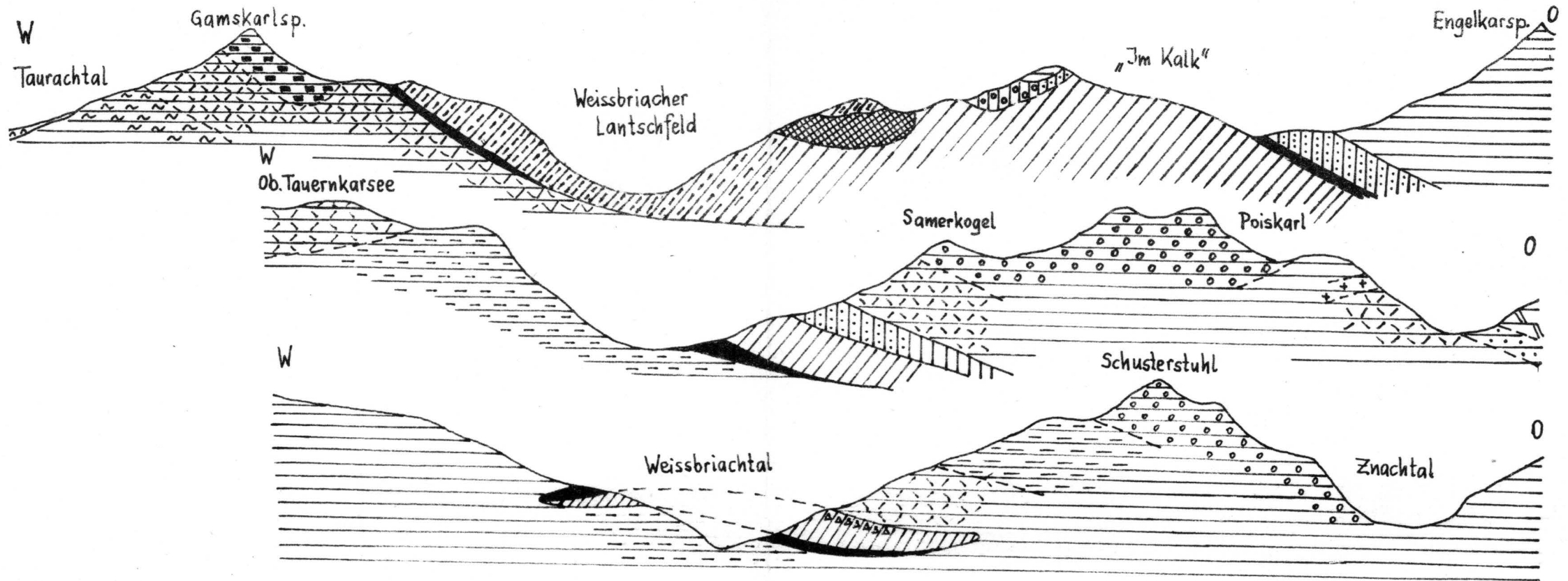


W



W





Legende s. Tafel 9

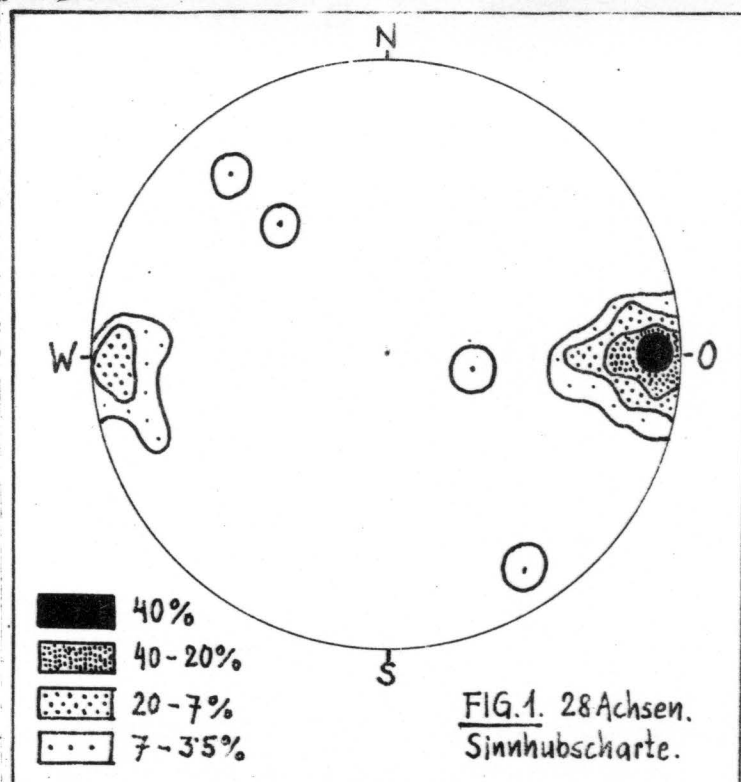


FIG. 1. 28 Achsen.
Sinnhubscharte.

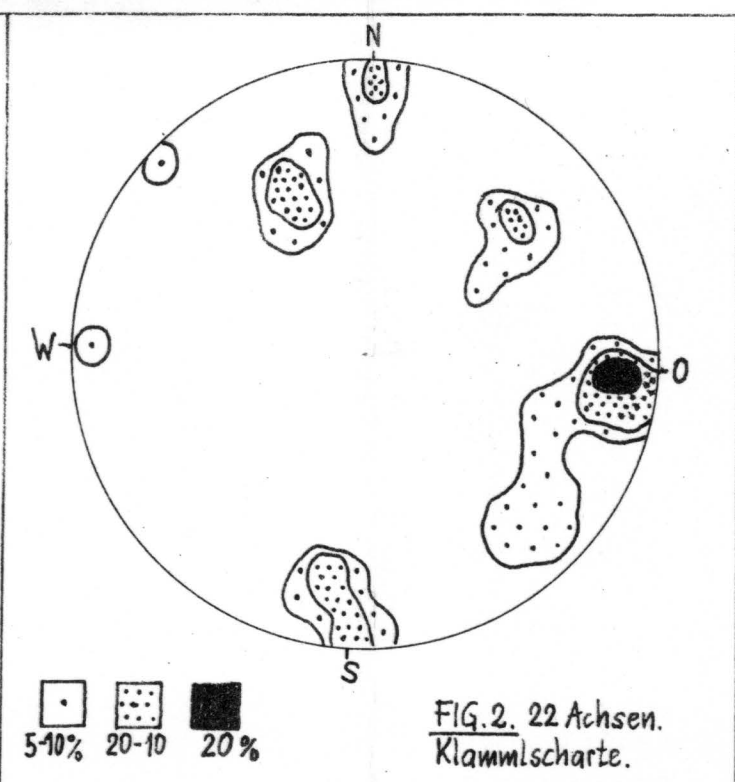


FIG. 2. 22 Achsen.
Klammscharte.

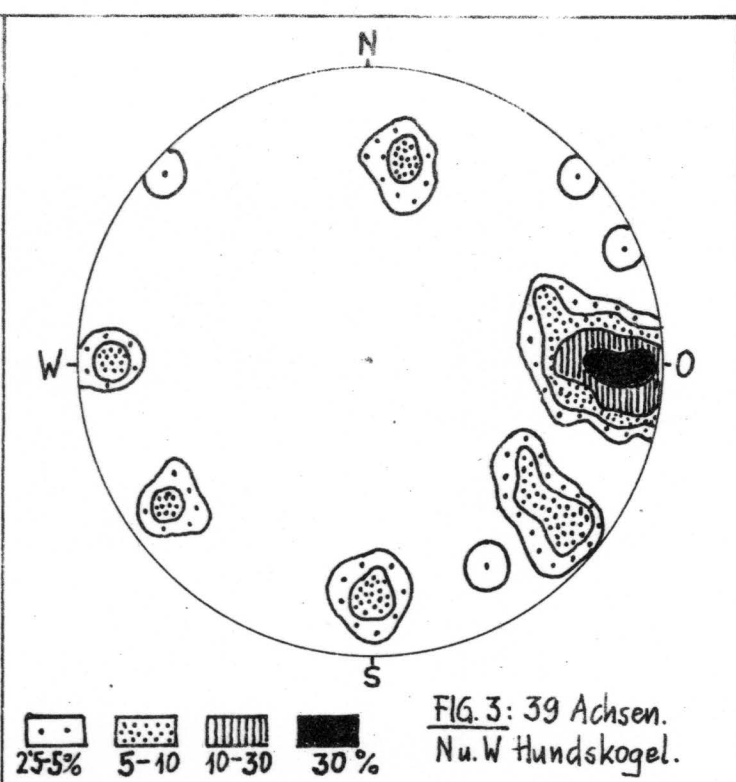


FIG. 3. 39 Achsen.
Nu. W Hundskogel.

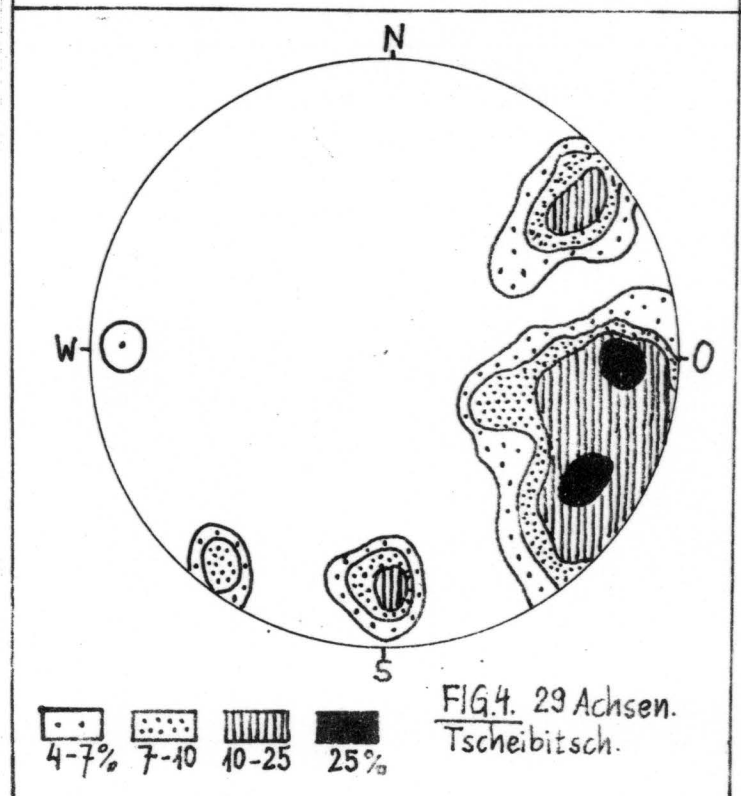


FIG. 4. 29 Achsen.
Tschreibitsch.

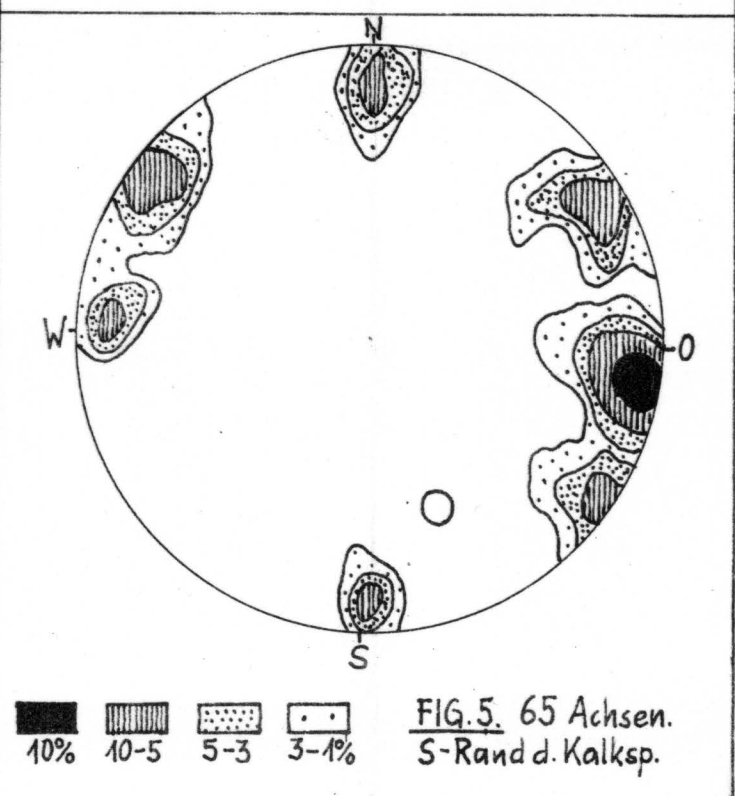


FIG. 5. 65 Achsen.
S-Rand d. Kalksp.

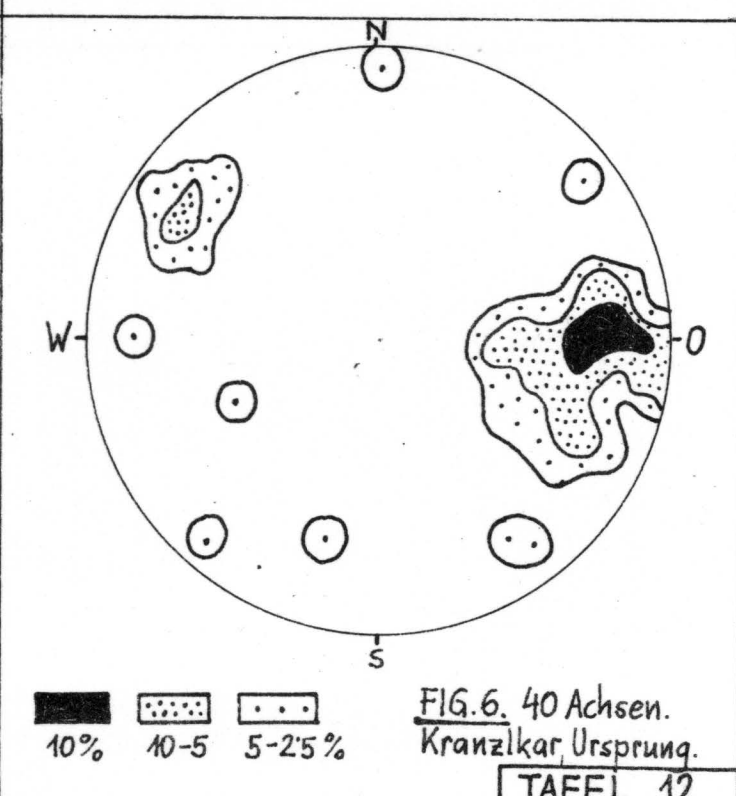
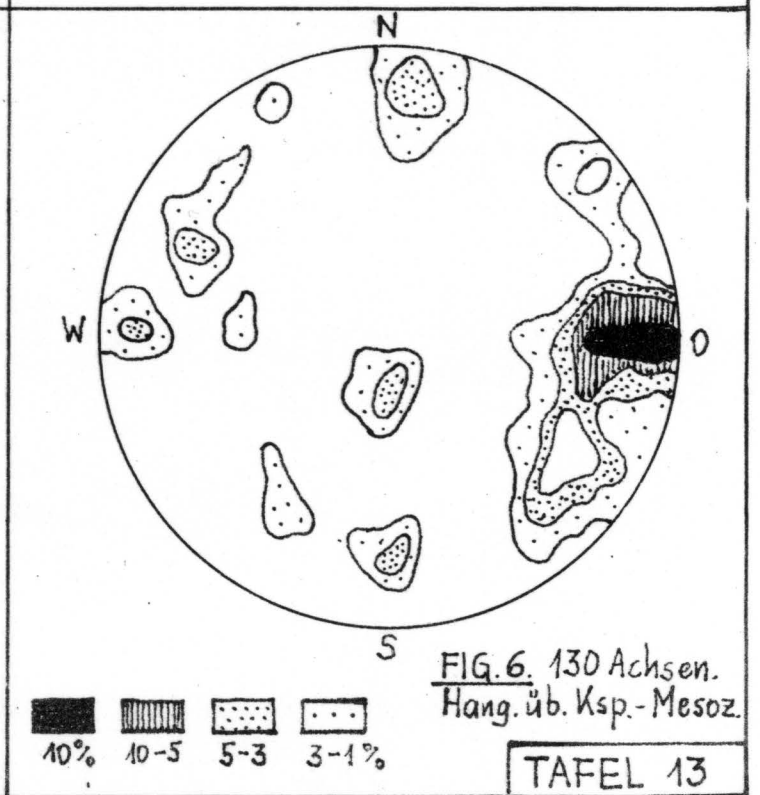
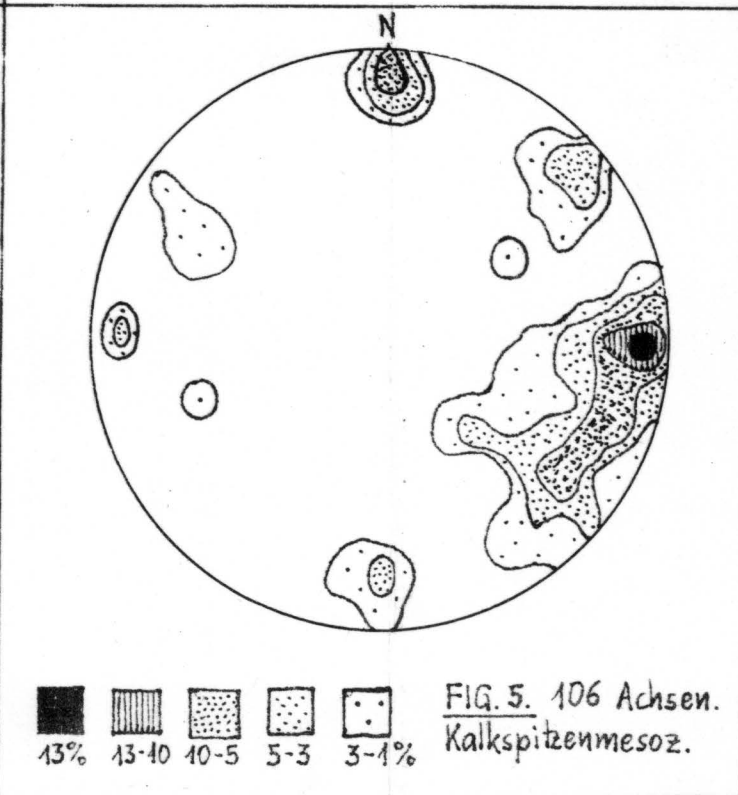
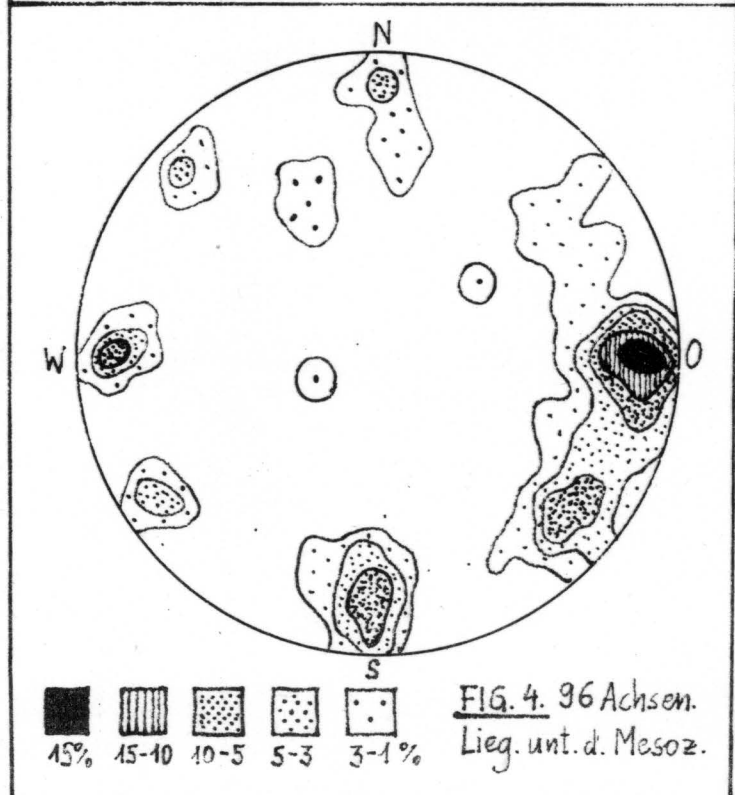
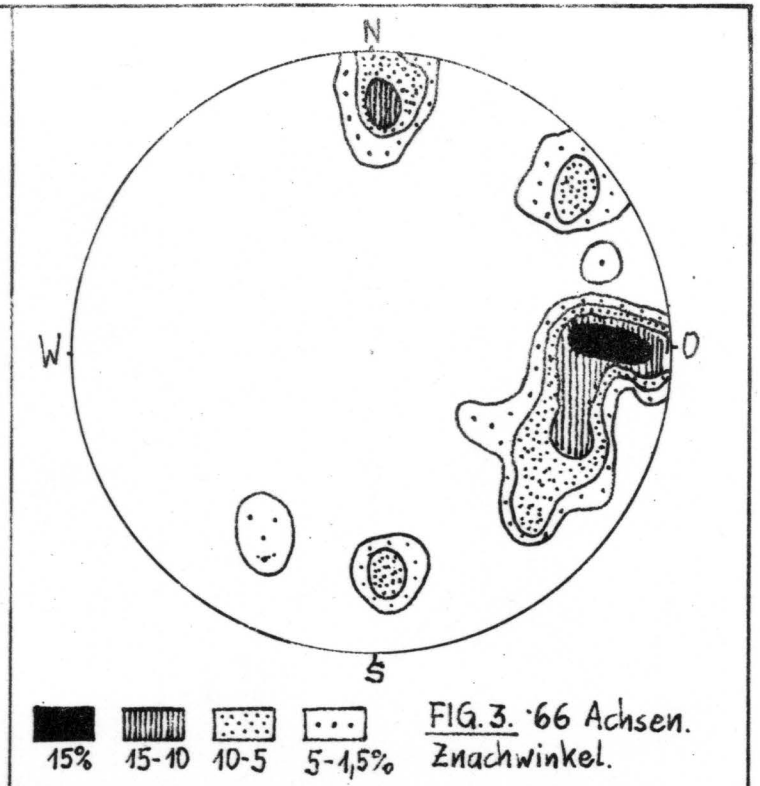
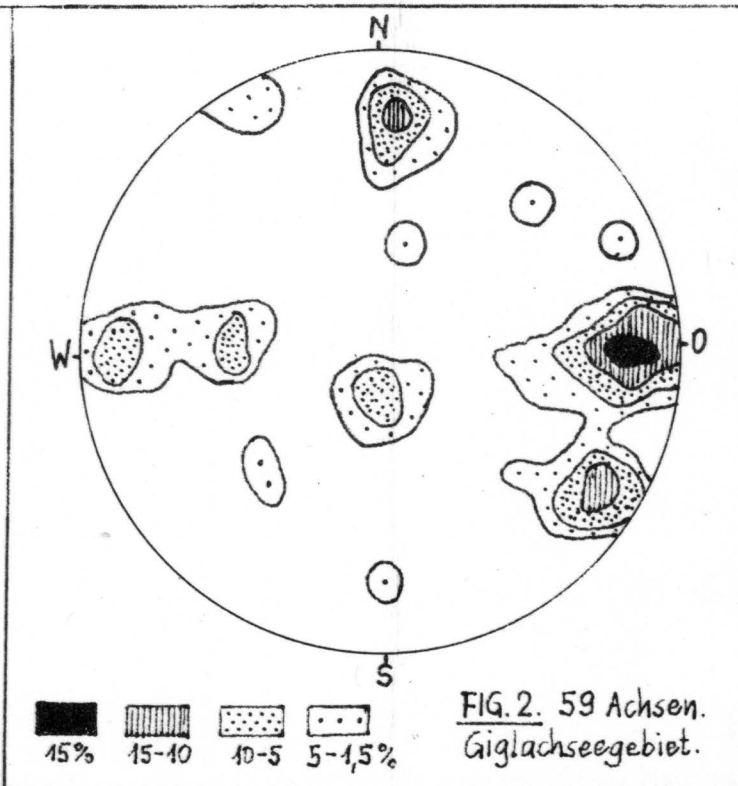
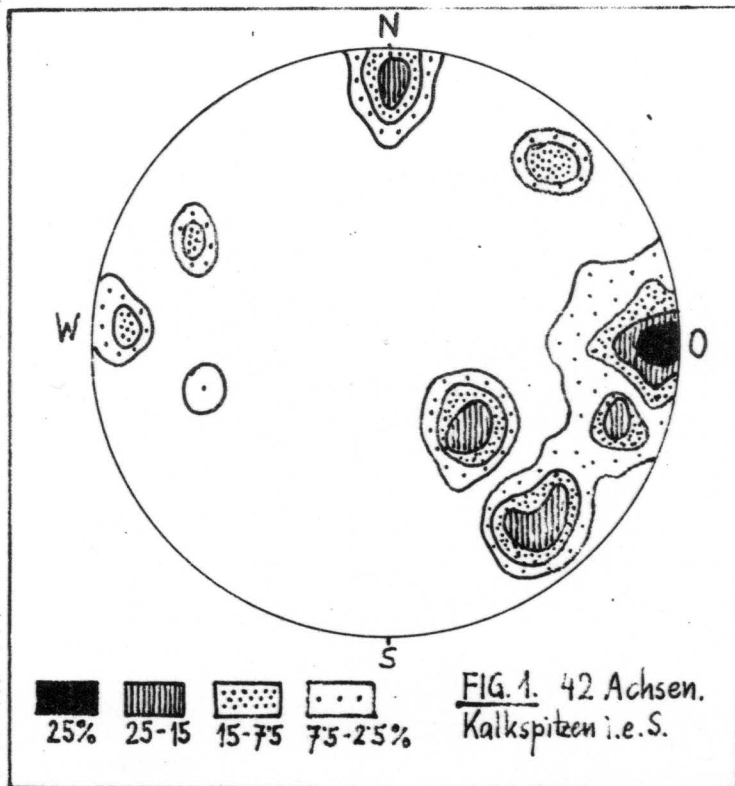


FIG. 6. 40 Achsen.
Kranzkar Ursprung.



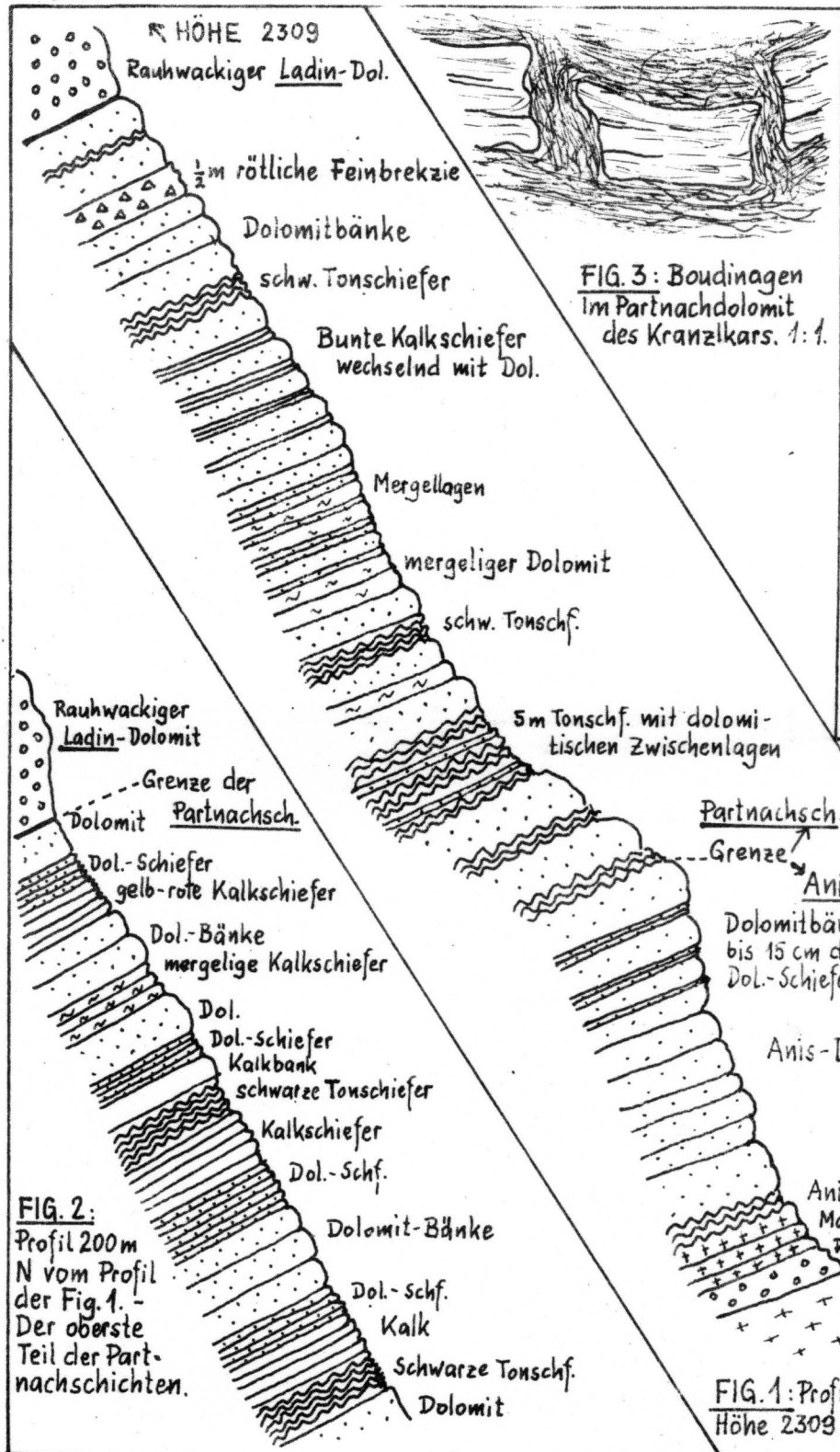


FIG. 2:
Profil 200m
N vom Profil
der Fig. 1. -
Der oberste
Teil der Part-
nachschiefer.

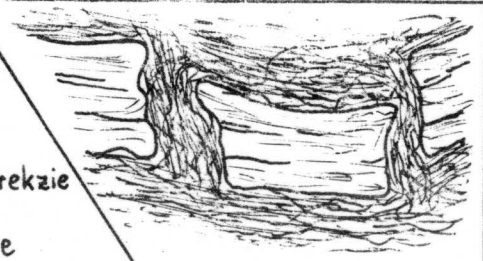


FIG. 3: Boudinagen
im Partnachdolomit
des Kranzlkars. 1:1.

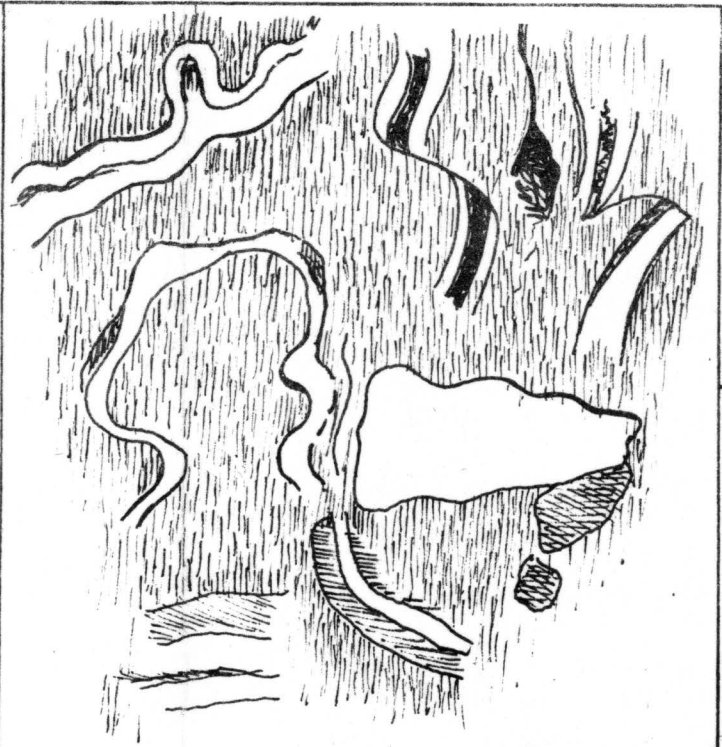


FIG. 4: Details vom Partnachdolomit. Massstab 1:1.



FIG. 5:
Details vom
Partnach-
dolomit.

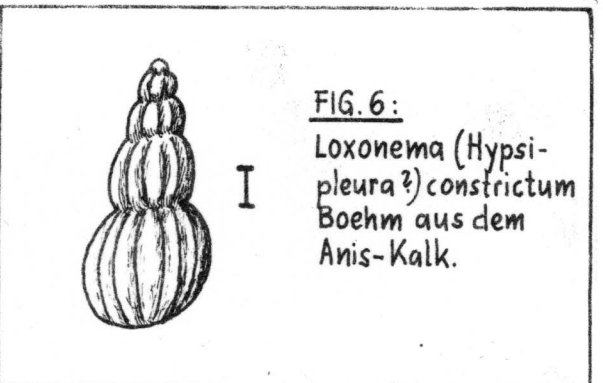


FIG. 6:
Loxonema (Hysipleura?) constrictum
Boehm aus dem
Anis-Kalk.



FIG. 7: Sonntagkarkogel - Antiklinalbruch.

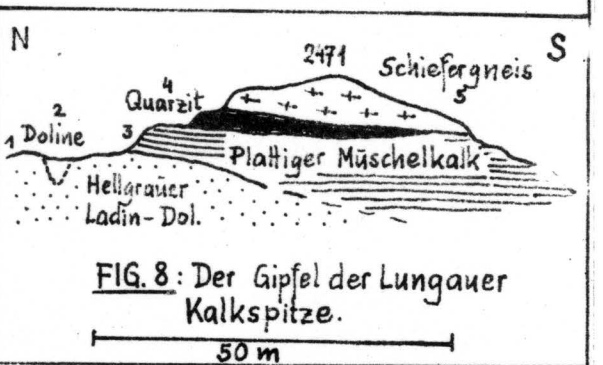


FIG. 8: Der Gipfel der Lungauer
Kalkspitze.
50 m

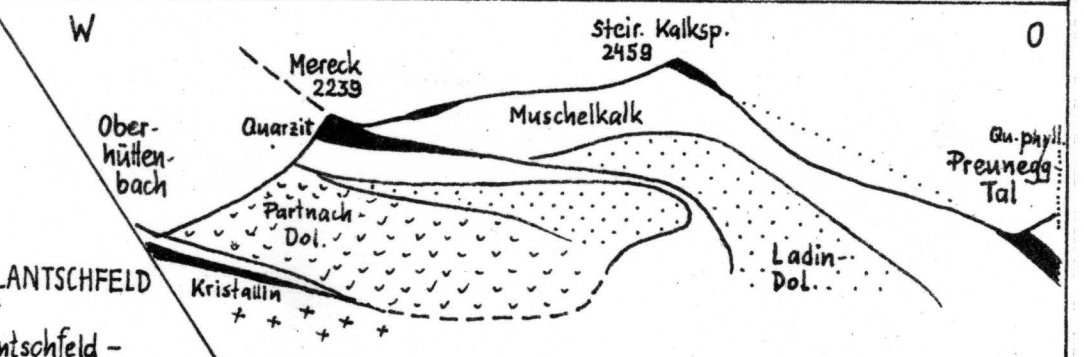
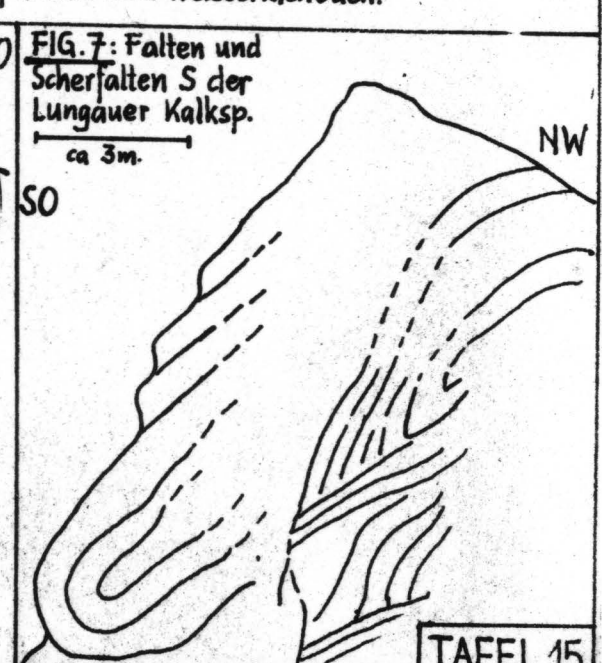
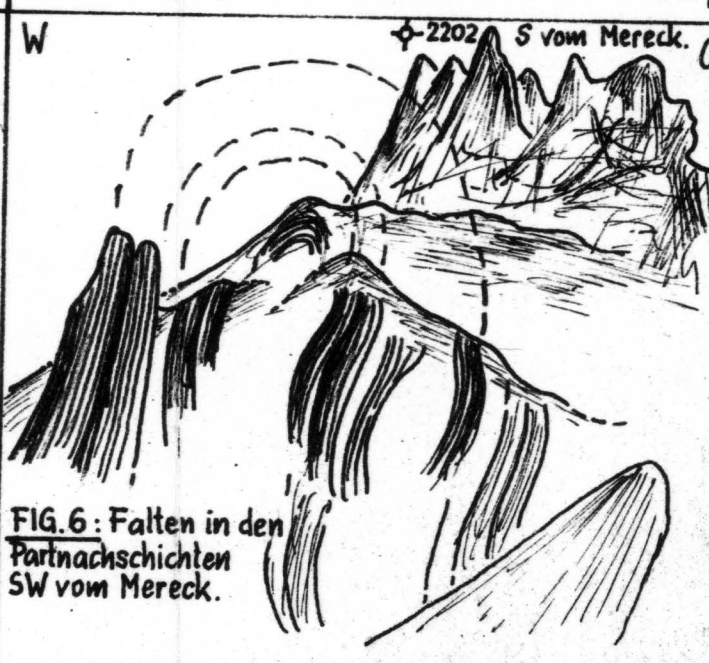
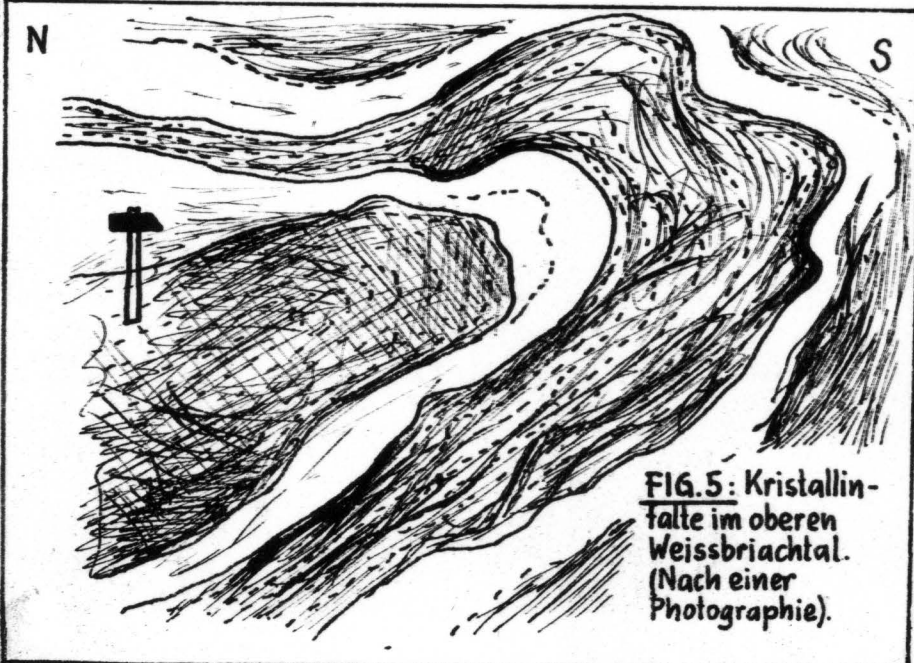
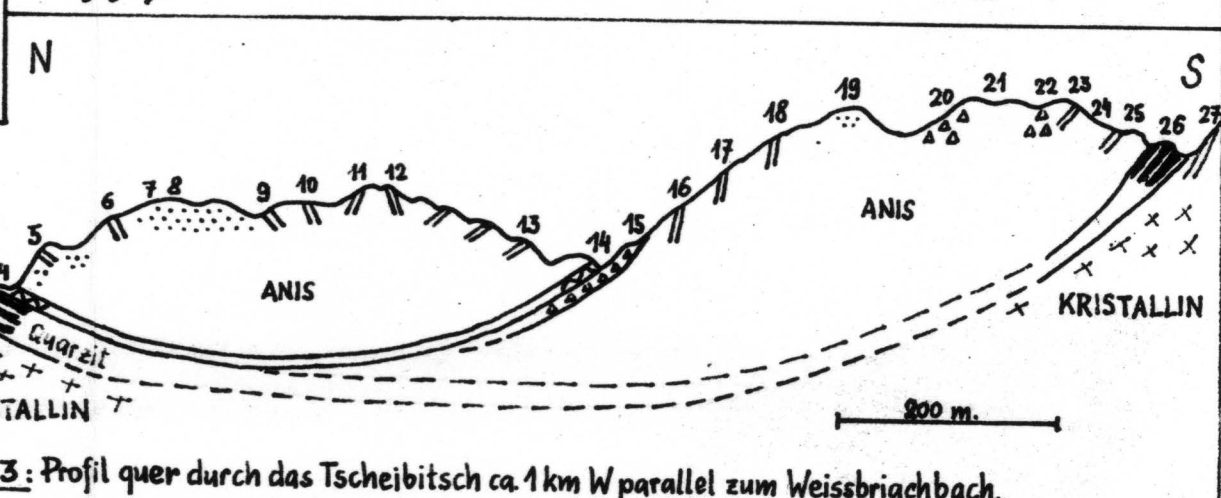
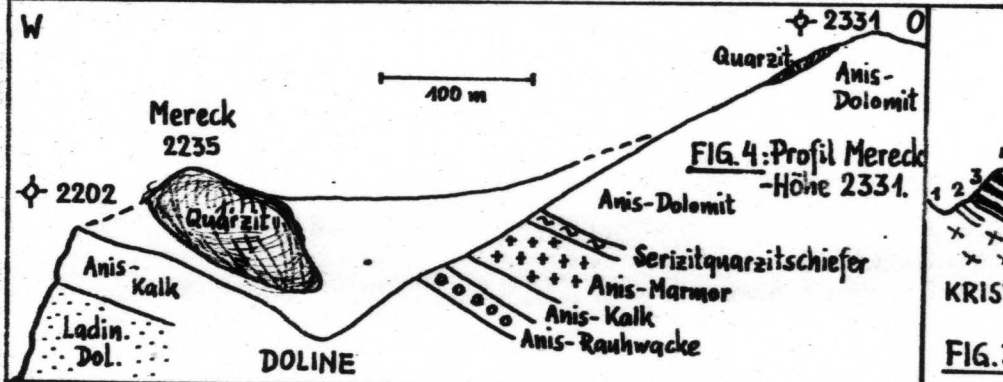
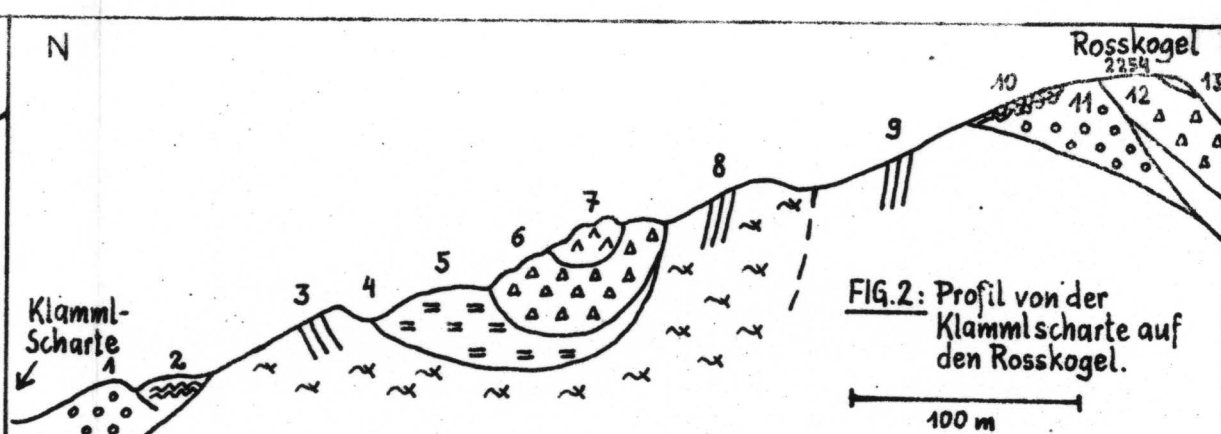
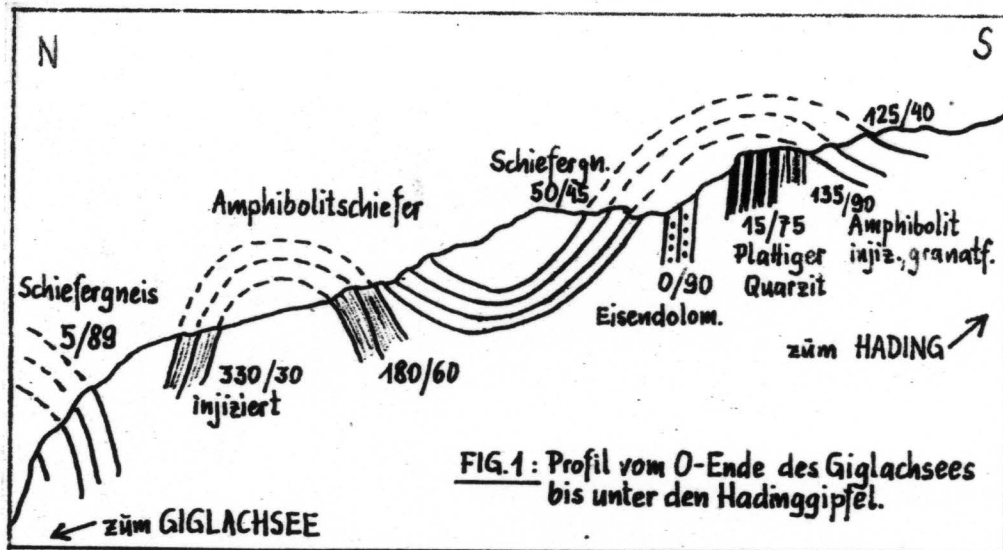


FIG. 9: Profil Oberhüttenbach-Preuneggatal.

FIG. 1: Profil Weissbriacher Lantschfeld -
Höhe 2309 W der Lungauer Kalkspitze.



Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald

Von **Nikolaus Zadorfáky-Stettner**

(Mit Tafel 16 und 17)

Verfasser hatte die Möglichkeit, die geologischen Verhältnisse der Autobahn Salzburg—Wien im Bereich des Wienerwaldes während der Voruntersuchungen und der Bauarbeiten kennenzulernen. Es wird im folgenden versucht, aus der Fülle des Materials manche Beobachtungen herauszugreifen, die zur besseren Kenntnis des Wienerwaldflysches beitragen können.

In den Jahren des 2. Weltkrieges wurde die Einfahrt nach Wien vom Süden her geplant. Diese Trassierung versuchte die Flyschzone des Wienerwaldes möglichst schnell zu überqueren und dann durch Gosau- und Tertiärgebiete die Vösendorfer Anschlußstelle zu erreichen. In den vergangenen Jahren bevorzugte man die Möglichkeit, Wien vom Westen her zu erreichen. Nach der Bearbeitung der Voruntersuchungen von mehreren Trassenvarianten (siehe Beilage) wurde die günstigste Lösung festgestellt. Da die Varianten der Westeinfahrt durchaus in der Flyschzone liegen, waren die geologischen Verhältnisse für die Beurteilung maßgebend.

Die generellen Voruntersuchungen konnten sehr viele lokale Probleme nicht erfassen, wodurch während des Baues erhebliche Schwierigkeiten auftraten. Die gewaltigen Aufschlüsse geben viele neue Einzelheiten über den Bau und die Eigenschaft der Flyschzone frei.

Die Autobahn erreicht das Gebiet der geologischen Karte der Umgebung von Wien bei Oberdammbach, westlich St. Christofen. Von hier ab zieht sie sich durch die meist aus schwarzem Tonmergel und Kalksandstein bestehenden **Altlenzbacher Schichten**.

Erst östlich von **Steinhäusl** beginnt die Westeinfahrt Wien. Das Knotenbauwerk südlich **Eichgraben** liegt bereits in einer Zone der **Greifensteiner Sandsteine**. Diese ist jedoch von tonmergelreichen, langstreichenden Zonen unterbrochen. Man findet hier im Tonmergel eingelagerte dünne Bänke von sehr kompakten, grauen Quarzsandsteinen, die auch bei der Verwitterung hellgrau bleiben. Die meisten Sandsteine des Wienerwaldes werden in verwittertem Zustand braun. Die große Anhäufung von kohligem Pflanzenhäcksel und Holzresten ist überall in diesem Abschnitt charakteristisch. Am Knotenbauwerk sind schwarzer Tonmergel, brauner Schieferton, etwas weiter östlich roter und dann grünlicher Tonmergel vom Liegenden zum Hangenden aufgeschlossen (siehe Kartenskizze). Interessant sind in der vierten Zone zwischen dem grünlichgrauen Tonmergel auftretende konkordante feine, blaugraue Tonlagen, die meist sehr naß und äußerst rutschempfindlich sind.

Lebensspuren (wie sie Göttinger 1932 beschrieb) findet man in dünnen, zusammengepreßten tonigen Zwischenlagen des Sandsteines örtlich angehäuft. Die mächtigeren tonreichen Zonen selbst sind sehr arm an Lebensspuren.

Das Schichteneinfallen ist südsüdöstlich 40° mit wenig Änderung.

Während die Grenze zwischen den Altlenzbacher und Greifensteiner Schichten westlich Steinhäusl nicht erfaßt werden konnte, tritt im Osten, nördlich Gscheid ein interessanter Wechsel auf. Im Gegensatz zur nördlichen Seite des Einschnittes mit mittelkörnigem Sandstein und dünnen grünlichgrauen Tonmergellagen (Eozän) findet man an der Südseite eine Wechsellagerung von schwarzem bis grauem Tonmergel und glänzendem Schiefertone mit grauen Sandsteinbänken. Eine Lage von grauem Tonmergel enthält Chondriten, wie sie aus gesicherten Oberkreideschichten bekannt sind. Der Vergleich mit den großen Aufschlüssen weiter östlich erlaubt mit großer Sicherheit die Feststellung, daß hier die Oberkreide (schwarze Tonmergelabfolge mit Sandsteinen) — Eozän (Greifensteiner Sandstein mit grünlichem Tonmergel) — Dislokationsgrenze durch die Bauarbeiten angeschnitten wurde. Man begegnet zum ersten Mal der Kahlenberger Teildecke, deren Gesteine mit ähnlichem Streichen und Einfallen (südsüdöstliches Einfallen 40°) auf die Greifensteiner Sandsteine aufgeschoben wurden.

Die Gesteine der Kahlenberger Teildecke stellen — wenigstens im vom Verfasser bearbeiteten Bereich zwischen Hochstraß und Wienerwaldsee — eine Wechsellagerung von grau-schwarzem Tonmergel bis Schiefertone und grauen, meist kalkhaltigen Sandsteinen dar. Diese Abfolge erinnert mehr an die Fazies der Altlenzbacher Schichten und weicht von dem gewohnten Bild der mächtigen Schichten kalkiger, chondritenreicher Kahlenberger Mergel ab. Dieser tritt erst östlich des Wienerwaldsees im Hangenden auf, wo er dann am Südhang des Wientales die Tonmergel-Sandsteinabfolge ablösend immer mächtiger wird. Ob die örtlich chondritenführenden Tonmergel und Sandsteine wirklich eine stratigraphisch liegende Schichtfolge der Kahlenberger Teildecke sind, kann erst durch die mikropaläontologischen Untersuchungen gesichert werden. Die bisherigen Untersuchungen ergeben nur arme, uncharakteristische Sandschalerformen (Rhadinia, Dendrophya etc.).

Den Aufschlüssen der Westeinfahrt Wien nördlich von Gscheid weiter nach Osten folgend, gelangt man zu mächtigem blauschwarzem bis grüngrauem Tonmergel bis Mergel. Der Position und Lagerung sowie dem Fehlen der Chondriten nach gehören diese Gesteine im Hangenden der Greifensteiner Teildecke an. Sie werden im Osten von Greifensteiner Sandstein des Steinhartberges überlagert.

Nach dem Talübergang Großram schneidet sich die Autobahntrasse im Südhang des Steinhartberges ein, um auf die (ehemalige) Großramwiese zu gelangen. Dieser Einschnitt bietet einen der interessantesten Aufschlüsse des Wienerwaldes überhaupt. Es wurde hier die Aufschiebung der tonreichen Oberkreideschichten auf den eozänen Greifensteiner Sandstein prächtig aufgeschlossen.

Der Steinhartberg (örtlich auch Steinhut genannt) ist aus meist feinkörnigem, grauem (braun verwitterndem) Greifensteiner Sandstein aufgebaut. Der Sandstein enthält oft harte Ton- und Mergelknollen. Trotz mehrtägiger Untersuchung konnten keine Fossilien gefunden werden. Die Lagerung und Ausbildung sowie das Überwiegen des Zirkons (neben Rutil, Turmalin, etwas Titanit und sehr wenig Granat) im Schwermineralspektrum weist eindeutig auf Greifensteiner Sandstein hin. Auch hier sind untergeordnet dünne grünliche Tonmergellagen eingeschaltet, jedoch maximal 1 m mächtig.

Untergeordnet trifft man grobkörnige Lagen. Es gelang das Auffinden einer Lage mit Kalkgeröllen. Die weißen, rosa und grauen abgerundeten Kalke sind wohl kalkalpines Material, das im Eozän bereits der Abtragung preisgegeben war und im Flyschmeer zum Absatz kam.

Nach den aufeinanderfolgenden Sprengungen des Einschnittes wurden laufend Messungen im Sandstein durchgeführt. Diese Untersuchungen ergeben, daß das südsüdöstliche Schichteneinfallen auch hier vorherrscht. Die Klüftung streicht vorwiegend Nord-Süd (wie viele Querstörungen des Wienerwaldes), ist aber unbedeutend. Wichtiger sind dagegen ausgedehnte Harnischflächen, die meist nach Norden einfallen. Sie weisen meist einen feinen, dünnen, sandigen Belag auf, welcher durch die Reibung entstanden ist. Der Bewegungssinn der einzelnen Blöcke ist widersinnig. Das Diagramm läßt die vorherrschenden Flächen, die südeinfallenden Schichten und die nordeinfallenden Harnische erkennen.

Auf dem Greifensteiner Sandstein des Steinhartberges wurden vom Süden her die liegenden Schichten der Kahlenberger Teildecke aufgeschoben. Als Aufschiebungs Bretter dienten mehrere ausgequetschte grauschwarze Tonpakete. Diese sind am Großram alle steil aufgerichtet. Die Chondritenführung, die von hier ab nach Osten überall vorhanden ist, spricht auch für Oberkreide. Zwischen den tonreichen Zonen sind graue kalkhaltige Sandsteine eingeschaltet. Bei den Schwermineralen der Sandsteine überwiegen Granate (sogar mit freiem Auge erkenntlich). Neben zurücktretendem Zirkon und Rutil konnte Turmalin und Apatit festgestellt werden. Auch dieser Befund weist auf Oberkreide hin. Auch dünne Bänke von grünlichen Quarzitsandsteinen sind in den stark durchbewegten Schieferntonlagen zu finden, die weiter östlich nirgends zum Vorschein kommen.

In der Nähe der Oberkreide-Eozän-Dislokationsgrenze gelang das Feststellen von mehreren grobkörnigen Sandsteinlagen. Es handelt sich um Konglomeratsandsteine mit bis Zentimeter großen, kantig abgerundeten Quarzkörnern und wenig rötlichen Feldspäten. Auch Granat- und sehr selten kleine, schwarzgrüne Hornblendekristalle konnten beobachtet werden. Die größeren Komponenten sind Mergelknollen und eckige Bruchstücke von serizitreichen phyllitischen Schieferen. Es steht damit eindeutig fest, daß diese Schichten in der Nähe freigelegter Kristallgebiete abgelagert wurden, wie man das auf Grund des Granatreichtums schon lange angenommen hat.

Diese bei Großram angetroffene Abfolge von Tonmergeln und Sandsteinen herrscht in den bisher im Bau befindlichen Abschnitten der Autobahn bis Preßbaum vor. Sie ist durch Bohrungen bereits bis zum

Wienerwaldsee erschlossen. Zuletzt treffen wir noch diese Folge am südlichen Bartberg, südwestlich des Wienerwaldsees an. Es ist bereits ein Übergang zum Hangenden, der in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien als Gablitzer Schichten eingetragene Gruppe (vorwiegend Sandsteine des Eozäns) zu merken, wie das folgende Schwermineralspektrum zeigt:

grauer Sandstein Bartberg-Süd (B 208 A aus 10 m Tiefe)

Gra	36
Tur	27
Ap	19
Zir	15
Tit	3

Die Gesteine des oben besprochenen Abschnittes verdienen einige kurze Bemerkungen.

Die Sandsteine sind unverwittert immer grau und sehr gleichartig. Grobkörnige Lagen wie am Großram kommen nicht mehr vor. Pflanzenhäcksel ist örtlich gehäuft anzutreffen. Ein Kalkgehalt, der bei der Verwitterung ausgelöst wird (dabei werden die Sandsteine mürb und porös), ist immer vorhanden.

Reine Kalkmergel oder Mergelkalke sind sehr untergeordnet. Sie sind weiß bis hellgrau und führen viel Chondriten. Nur 1 bis 2 m dicke, lang streichende Bänke kommen in den tonigen Abfolgen eingeschaltet vor.

Am interessantesten sind die tonigen Gesteine dieser Schichten. Es wurden graue bis blauschwarze Tonmergel bis Schiefertone aufgeschlossen. Lebensspuren, vor allem Chondriten, selten auch Helminthoideen kommen in den mehr mergeligen Lagen vor. Westlich Oberdürrwien konnte ein

Inoceramus mülleri PETR.

geborgen werden.

Die Tongesteine bildeten die tektonischen Vorgänge ab: Es ist oft feststellbar, wie die Tonmergel zwischen den Sandsteinbänken ausgequetscht, zu Schiefertonen umgearbeitet und in kleine, von Süden nach Norden drängende Schuppen gelegt wurden. Während bei der Aufschichtung am Großram steile Spitzfalten gebildet wurden, ist die Lagerung weiter ostwärts einheitlicher. Es herrscht wieder südsüdöstliches Einfallen mit durchschnittlich 40° im ganzen Abschnitt bis Preßbaum vor.

An mehreren Stellen konnte der Sedimentationsvorgang festgestellt werden. Die Sandsteine werden zum Hangenden immer öfter von tonigen Zwischenlagen unterbrochen. Schließlich überwiegen die Tonmergel- und Mergelschichten. Auf die Tone folgt dann einige Meter dickbankiger Sandstein, der dann wieder von zunehmenden Tonlagen durchsetzt ist. Die Unterseite des grobbankigen Sandsteines weist zahlreiche Ausbuchtungen und Ausfüllungen von Kriechspuren und Fährten auf. Die meisten dieser Gebilde sind doch anorganischer Natur: sie stellen Ausfüllungen von kleinen Wasserrinnen im tonigen Schlamm dar, welche dann plötzlich von sandigen Ablagerungen bedeckt wurden.

Im Hangenden der Oberkreideschichten der Kahlenberger Teildecke schalten sich roter und bunter (rot-grün) Tonmergel bis Schiefertone ein.

Über die Verbreitung dieser bunten Schiefer werden größere Aufschlüsse noch manche interessante Ergebnisse liefern. Man kann hoffen, durch mikropaläontologische Untersuchungen die genauere stratigraphische Stellung der verschiedenen bunten Schieferhorizonte ermitteln zu können. Die Proben enthalten Radiolarien und viele Sandschaler (*Rhabdammina abyssorum* M. SARS, *Dendrophyra latissima* GRZYB. etc.). Auf obere Oberkreide weisen die Formen:

Lagena ellipsoidalis BROTZ.

Anomalina parvula GRZYB.

*Ammodiscus angigyru*s GRZYB.

Placentamina difflugiformis GRZYB. sowie

Globotruncana sp. (roter Schiefer, südlicher Brenntenmaß, B 318, 6 m Tiefe).

Südlich Preßbaum wird die Oberkreide von Sandsteinen überlagert, welche als Gablitzer Schichten dem Eozän zugerechnet werden. Südlich des Wienerwaldsees traf man mächtige schwarze Tone an, sie gehören noch der Oberkreide an. Hier sind noch viele interessante Einzelheiten zu erwarten.

Während der Beerwartberg aus mächtigen Sandsteinen aufgebaut ist (Sieveringer Schichten), wurden weiter im Osten südlich des Frauenwartes durch Arbeiten für den Talübergang Wolfgraben verworrene Schichten von bräunlichem sandigem Mergel aufgeschlossen. Der unruhige Faltenbau weicht von den ruhigen Schichten der Kahlenberger Teildecke auffallend ab. Neben nach 110° streichenden flachen Faltenachsen erscheinen auch steile Quersfalten nach 30° . Dieser sandige Mergel ist weiter nach Osten zu verfolgen. Bei der Elmerhütte gelang der Fund eines Ammonitenbruchstückes, und zwar des letzten Kammerteiles eines

Macroscaphites yvani PUZ.

Dies bestätigt die Vermutung, daß man hier mit Neokom zu tun hat. Dieser sandige Mergel enthält mehrere Meter mächtige Einlagerungen von buntem, meist rotem Tonmergel bis Schiefertone, deren Verbreitung noch unsicher ist.

Die Autobahntrasse tritt nach der Elmerhütte in die durch weiche Geländeformen ausgezeichnete Baunzen-Furche. Nach der bisherigen Planung verläuft so die Trasse bis Auhof in der Klippenzone. Die geologischen Voruntersuchungen schlossen hier mächtige, stark durchbewegte, bunte (rote, grüne aber auch schwarze) Schiefertone auf. Diese in sich verschuppten und verschieften Tone sind oft senkrecht aufgestellt. Neben vielen Radiolarien und uncharakteristischen Sandschalern konnte in dem auf dem Sieveringer Sandstein aufliegenden Ton

Lagena mucronata TERQ. & BERT.,

eine Form des Hauteriv, gefunden werden. (Bohrung GW 6 in 6 m Tiefe; Rudolfshöhe SW).

Die Schwerminerale eines grauen Quarzitsandsteines der Klippenzone östlich von Baunzen zeigen (B 267, 7 m Tiefe):

Gra	58
Zir	23
Tur	13
Ap	4
Hbl	1
Tit	1

viel Biotit und Chlorit;

eine merkwürdige Vergesellschaftung.

Im Bereich des *Lainzer Tiergartens* werden die Tone mergeliger, einheitlicher und vorwiegend grau-schwarz gefärbt. Auch die Lagerung wird ruhiger, stellenweise fast horizontal. Es wäre noch verfrüht, bei den bisherigen wenigen Aufschlüssen allgemeine Aussagen für diesen Abschnitt zu treffen.

Damit ist über die neuen Beobachtungen kurz berichtet, die in den letzten drei Jahren im Wienerwald gemacht wurden. Eine eingehende wissenschaftliche Bearbeitung, vor allem der Mikrofauna, kann viele Neuigkeiten, besonders in stratigraphischer Hinsicht, bringen. Die Westeinfahrt überquert doch die Kahlenberger Teildecke und gibt einmalig wertvolle Aufschlüsse auch in den Altlenzbacher Schichten und in der Hauptklippenzone.

Als wichtigste bisherige Ergebnisse sind zu erwähnen: Die Feststellung toniger Zwischenzonen in den Greifensteiner Sandsteinen, die Erschließung einer Tonmergel-Sandsteinabfolge in Fazies der Altlenzbacher Schichten als liegender Anteil der Kahlenberger Teildecke und das Auffinden mächtiger Neokomschichten südöstlich des Wienerwaldsees. Der große Einschnitt am Steinhartberg schließt ausgezeichnet die Aufschiebung der Oberkreideschichten der Kahlenberger Teildecke auf den eoänen Greifensteiner Sandstein auf.

Für die Unterstützung durch Herrn Prof. *Clar* und für das Entgegenkommen seitens Herrn Dipl.-Ing. *Podlesak* (Amt der NÖ. Landesregierung), sei herzlichst gedankt.

Literaturhinweise:

- Götzing*, G.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches, neue Fossilfunde. — Jb. GBA., 82, 343—396, Wien 1932.
- Grill*, R. und H. *Küpper*: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1952, mit Erläuterungen, Wien 1954.
- Noth*, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide etc. — Jb. GBA., Sonderband 3, 91 S., 9 Tf., Wien 1951.
- Wolletz*, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen etc. — Ebenda, 94, S. 167—194, Wien 1950.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 10. November 1960.

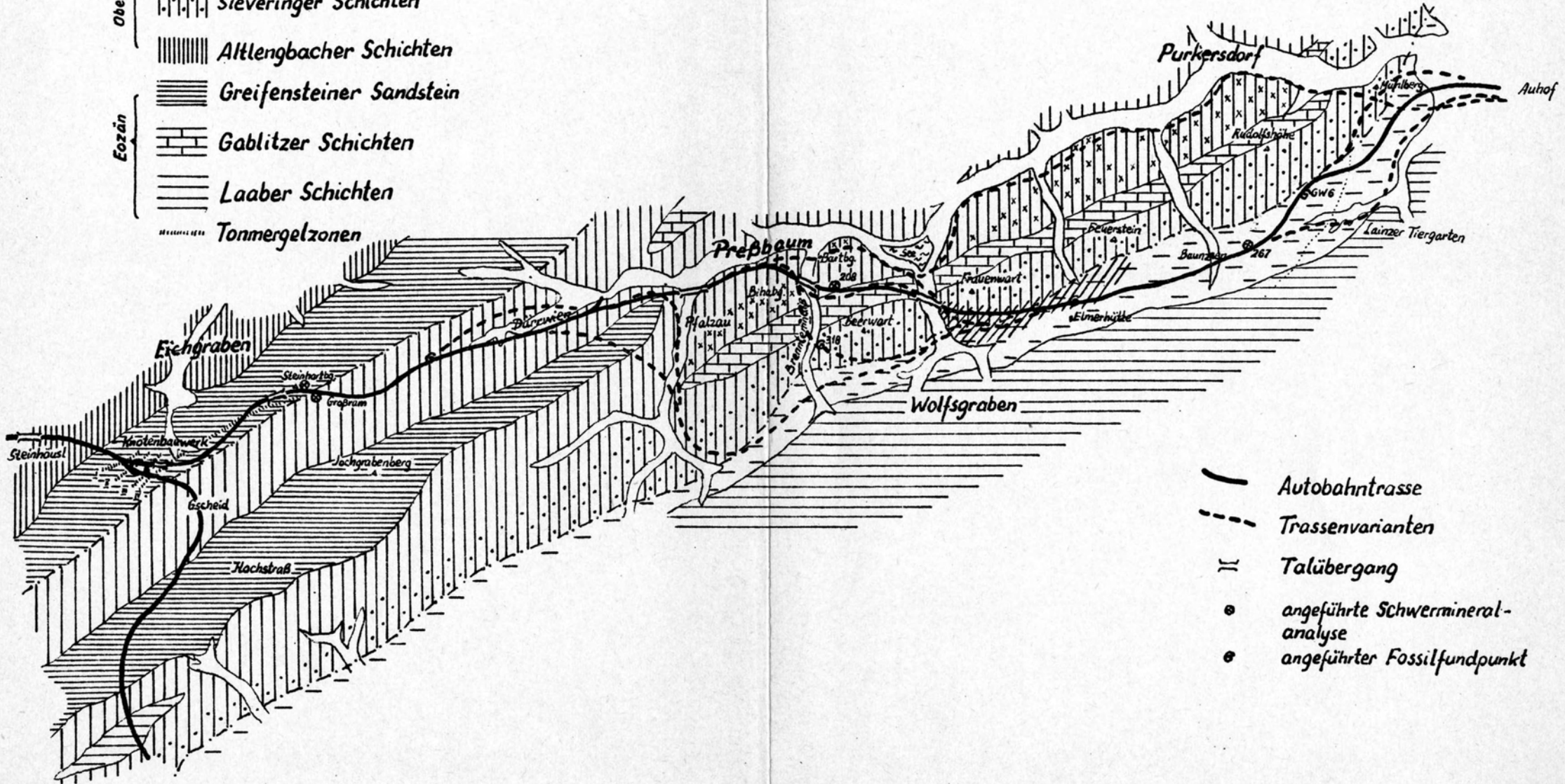
Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald

Nikolaus Zadorlaky-Stettner

Grundlage: vereinfachte Geologische Karte der Umgebung von Wien (1952)

M = 1:75000

- Dislokationsgrenze
- Neokom
 - == Klippenzone
 - /// sandiger Mergel bei Wolfgraben
- Oberkreide
 - ||| Kahlenberger Schichten (Mergel)
 - |-|-| Sieveringer Schichten
 - ||||| Altlenbacher Schichten
- Eozän
 - ==== Greifensteiner Sandstein
 - ▬▬▬ Gablitzer Schichten
 - ==== Laaber Schichten
 - Tonmergelzonen



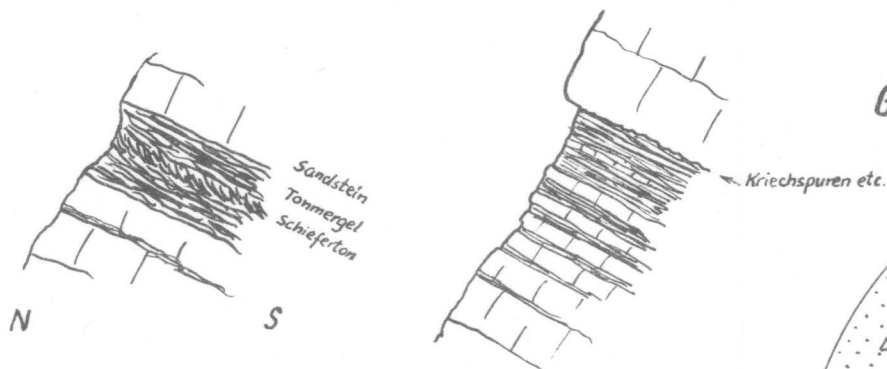
- Autobahntrasse
- - - Trassenvarianten
- ||| Talübergang
- angeführte Schwermineralanalyse
- angeführter Fossilfundpunkt

Synoptisches Diagramm der Schicht-Harnisch- und Kluftflächen

Greifensteiner Sandstein

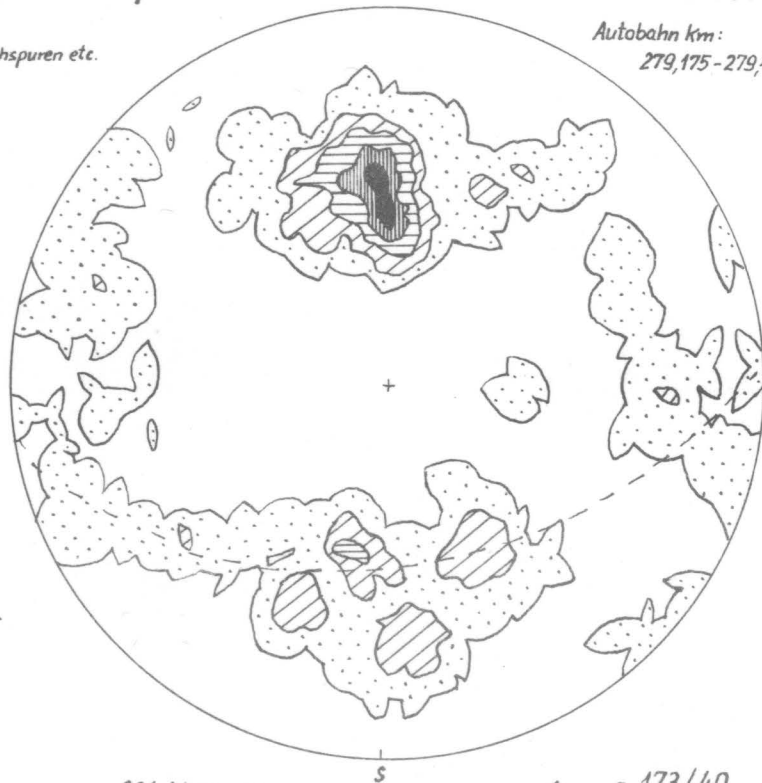
Steinhartberg

Autobahn km: 279,175 - 279,400



Strukturbild bei Dürrwien

Sedimentationsfolge bei Preßbaum



231 Messungen

$$\Delta_{max} = 173/40$$

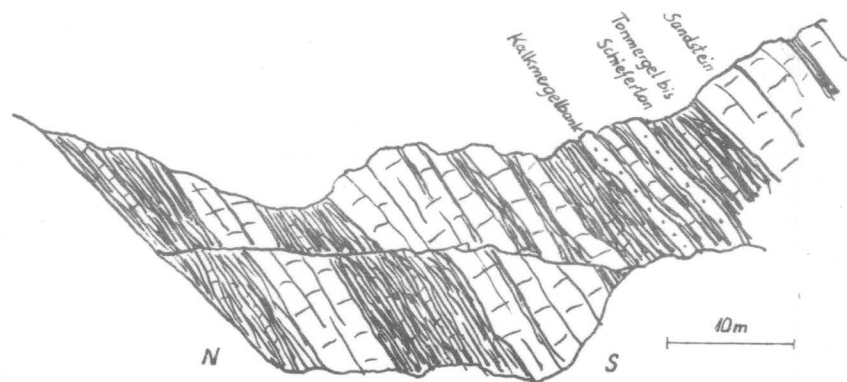
Dichte: 8-7-5-3-1%

$$H_{max} = 357/60$$

31/60D

$$Kl_{max} = 012/36$$

$$\beta_{H+Kl} = 350/40 = \pi \text{ Pol.}$$



Aufschluß östlich Großbram:

Wechselagerung von Tonmergel und Sandstein (Kahlenberger Teildecke)

Die Kamb'sche Beziehung des Auszählkreises zur Anzahl der Meßdaten bei der Darstellung von Strukturen in Diagrammen

Von M. Kirchmayer und O. Casensky, Wien

Mit einem Diagramm (Taf. 18) und einer Tabelle im Text.

M. Kirchmayer entwarf eine Tabelle, die zur Auffassung hinführen soll, daß nur die allseitige quantitative Darstellung der verschiedenen qualitativ geordneten Strukturen die Voraussetzung für deren Erfassung in Geometrie, Kinematik und Dynamik, also für eine umfassende Darstellung des Strukturaufbaues eines Gebietes in wissenschaftlicher oder praktisch-angewandter Arbeitsrichtung ist (Kirchmayer 1961). Diese Auffassung schließt ein, daß die Darstellung der Strukturen, z. B. im Schmid'schen Lagekugeldiagramm, ein bestimmtes Maß an statistischer Bedeutung aufweisen muß.

Die technischen Kenntnisse zur Behandlung der ins Schmid'sche Netz eingetragenen Meßdaten werden hier vorausgesetzt.

Die statistische Bedeutung der auszählenden Meßdaten erreicht man auf graphischem Wege, wie Kirchmayer (1961) aufmerksam machte, durch Verwendung der von Kamb (1959, S. 1908—1909) mitgeteilten Formel

$$\frac{\sigma}{E} = \sqrt{\frac{(1-A)}{NA}},$$

wobei Kamb für

$$\frac{\sigma}{E} = \frac{1}{3}$$

einsetzt. Nach ihr besteht zwischen der Meßdatenanzahl (N) und dem Flächeninhalt des Auszählkreises (A), ausgedrückt als Anteil der Gesamtprojektionsfläche, eine strenge mathematische Beziehung.

Es soll also für jede Meßdatenanzahl bei bekanntem Flächeninhalt der Gesamtprojektionsfläche ein zugehöriger Auszählkreis ermittelt werden.

Jedermann, der sich mit der Verarbeitung von Strukturergebnissen, z. B. unter Benützung des Schmid'schen Lagekugeldiagrammes beschäftigt, wird sofort fragen: Welche Größe des Auszählkreises muß bei einer bestimmten Meßdatenanzahl gewählt werden, um eine statistische Bedeutung des Resultates zu erzielen? Die Antwort teilt größenordnungsgemäß Diagramm (Taf. 18) mit, jedoch enthebt es nicht von einer in jedem Einzelfall durchzuführenden genauen Berechnung des Auszählkreises.

Tabelle 1 gibt zum Diagramm Taf. 18 einige Einzelwerte an.

(N) Anzahl der Meßdaten	(A) Auszahlkreis in % des Flächeninhaltes der Gesamtprojektionsfläche
1	90,00
10	47,37
20	31,03
30	23,08
40	18,38
50	15,25
60	13,04
70	11,39
80	10,12
90	9,09
100	8,26
200	4,31
300	2,91
400	2,20
500	1,77
600	1,48
700	1,27
800	1,11
891	1,00
900	0,99
1000	0,89
1500	0,60
2000	0,45
2500	0,36
3000	0,30

Tabelle 1: Einzelwerte des einer bestimmten Meßdatenzahl zugeordneten Flächeninhaltes des Auszahlkreises in % der Gesamtprojektionsfläche.

Eine rasche Ermittlung der Größe des Auszählkreises (A) kann man durch einfaches Einsetzen der jeweiligen Meßdatenanzahl (N) in die umgeformte K a m b'sche Formel

$$\frac{9}{N+9} = A \quad \text{für} \quad \frac{\sigma}{E} = \frac{1}{3}$$

erreichen.

Die Maschenweite des Auszählrasters steht in direkter Abhängigkeit zum Radius (r) des K a m b'schen Auszählkreises. Es ergibt sich als oberer Grenzwert eine Maschenweite von

$$r\sqrt{2}.$$

Empfehlenswert ist jedoch eine Maschenweite $\leq r$.

Vorliegende Darstellungen werden helfen, schon vor Arbeitsbeginn oder vor der Ausarbeitung die Brauchbarkeit der statistisch gefestigten Resultate von Strukturuntersuchungen in den einzelnen von K i r c h m a y e r (1961) aufgezählten Untersuchungsbereichen, ebenso bei der Auswertung von Einzeldiagrammen größenordnungsgemäß abschätzen bzw. ermitteln zu können.

Literaturverzeichnis

- K a m b, W. B.: Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. — J. geophys. Research, 64, No. 11, 1891—1909, 1959.
- K i r c h m a y e r, M.: Untersuchungsbereiche in der Strukturgeologie. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., 151—155, Stuttgart 1961 (einschl. weiterer Literatur).

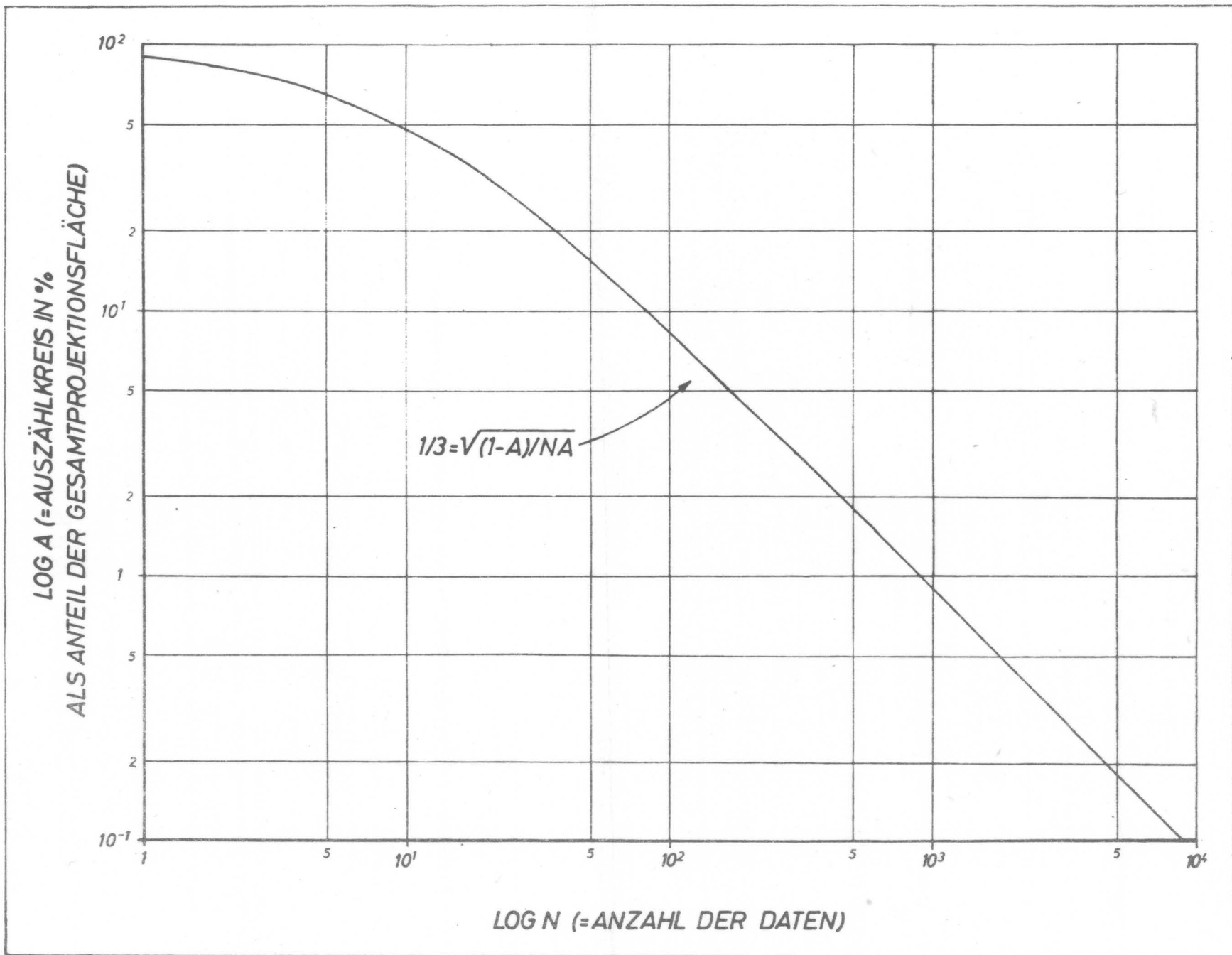


Diagramm 1: Graphische Darstellung der KAMB'schen Beziehung des Auszahlkreises zur Anzahl der Meßdaten bei der Darstellung von Strukturen in Diagrammen.