

## **Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern.**

Von **Siegmond Prey.**

In der vorliegenden Arbeit soll die Metamorphose des Zentralgneises einer eingehenden Untersuchung und Diskussion unterzogen werden. Ausgangspunkt unserer Betrachtung sind die während und im Anschlusse an die unter Leitung von Professor F. E. S u e ß ausgearbeitete Dissertation gemachten Beobachtungen im Zentralgneis des Sonnblickkernes. Einige Literatur und besonders die mir durch Professor A. H i m m e l b a u e r in überaus freundlicher Weise zugänglich gemachten, sehr zahlreichen Zentralgneisschliffe F. B e c k e s ermöglichen es, die hier gewonnenen Ergebnisse zu verallgemeinern.

Das Grundproblem ist wieder einmal die heute noch umstrittene Frage, ob der Zentralgneis ein unter dem Einflusse tektonischer Vorgänge im Laufe der Alpenfaltung erstarrter, oder ein nach der Erstarrung, also im festen Zustande durch die gleichen Bewegungen umgewandelter und verschieferter Intrusivkörper ist. Ist also der Zentralgneis eine syntektonische Intrusion oder nicht? Und mit dieser Frage hängt engstens jene Frage zusammen, ob der Mineralbestand, die Strukturen und Texturen primär magmatisch sind oder sekundär durch Veränderungen und Umsätze infolge der Durchbewegung nach der vollständigen Erstarrung entstanden sind; damit hängt auch wieder die Rolle des Zentralgneises im Alpenbau zusammen. Für beide Anschauungen treten bekannte Forscher ein: W e i n s c h e n k (1894, 1895, 1903) mit seiner Piezokristallisation, die er gegenüber F. B e c k e vertreten hat, wodurch dieses Problem erstmalig in größerem Umfange aufgerollt wurde. F. B e c k e (1906, 1908, 1909, 1912, 1923) vertrat demgegenüber eine Verschieferung im festen Zustand unmittelbar nach der Erstarrung und wies nachdrücklich auf die kristalloblastischen Strukturen der Zentral-

gneise hin. Der Weinschenkschen Richtung folgen besonders F. Angel (1929), E. Christa (1931) und L. Kölbl (1932). Die andere Anschauung vertreten insbesondere diejenigen, die in den Zentralgneisen Deckenkerne nach Schweizer Muster sehen, darunter V. Uhlig (1909), M. Stark (1912), L. Kober (1922), R. Staub (1924); F. E. Sueß (1934, 1937) und H. P. Cornelius (1931, 1932, 1935) vertreten diese Anschauung und auch A. Winkler-Hermaden (1926) und W. Hammer (1936) stellten mechanische Umformungen im Zentralgneis fest. Abweichend ist die Vorstellung B. Sanders (1920), daß die Zentralgneise durch Granitisation und Intrusion in größerer Rindentiefe unter interferierenden tektonischen Vorgängen entstanden seien (Tauernkristallisation).

Auf Grund eingehender Detailstudien über die Form und den Verband der Minerale, die Beziehungen einzelner Minerale zu der Art der Gesteinsausbildung und über das Verhältnis des Zentralgneises zur Schieferhülle soll die Entscheidung zugunsten einer der beiden Möglichkeiten getroffen werden. Die Rolle des Zentralgneises im Bau des Tauernfensters und der Alpen muß mit dem Ergebnis übereinstimmen.

I. Zunächst möge die Beschreibung einer Reihe von Zentralgneistypen über die Zusammensetzung, die Strukturen und Texturen und das Verhalten wichtiger Minerale orientieren. Dabei ist zu beachten, daß in jeder der folgenden Gesteins- und Dünnschliffbeschreibungen mehrere ähnliche Gesteine und Dünnschliffe zusammengefaßt sind. Sie sind zu einer Reihe mit fortschreitender Umwandlung geordnet, wobei die chemischen Unterschiede der einzelnen Abarten nur soweit notwendig, berücksichtigt wurden. Dann folgen einige Beispiele von Apliten, basischen Schlieren und Lagen, von basischen Ganggesteinen und Amphiboliten, um deren Beziehungen zur Metamorphose des eigentlichen Zentralgneises klarzustellen. Schließlich wird noch ein Beispiel eines sicheren metamorphen Sedimentgesteins aus der Schieferhülle hier angefügt, um einen Vergleich zwischen der Metamorphose des Zentralgneises und der Schieferhülle anstellen zu können.

1. Ich beginne mit einem richtungslosen, mittelkörnigen, biotitführenden Granit, der durch Zufall einer Durchbewegung beinahe ganz entgangen ist. Man erkennt im Gestein Quarz, Feld-

spat und Biotit, aus deren Gemenge die Spaltflächen größerer Kalifeldspateinsprenglinge herausleuchten.

Unter dem Mikroskop: Es fällt jedenfalls die unversehrte Erstarrungsstruktur auf. Die gegitterten und zarte Perthitspindeln enthaltenden Mikrokline sind bisweilen recht groß und von ziemlich vielen kristallographisch un-  
begrenzten Plagioklaskörnern erfüllt. Bemerkenswert sind einige teilweise polygonal umgrenzte Quarzeinschlüsse (idiomorph gegen Kalifeldspat, nicht gegen Plagioklas); außerdem beobachten wir Biotit, braunen Orthit und Titanit. Die meist kurzsäuligen bis leistenförmigen, oft verzwilligten Plagioklase zeigen noch die normale Zonenstruktur mit anorthitreicherem Kern und saurerer Hülle. Auch in der Verteilung des filzigen Füllungsmaterials bildet sich die Zonarstruktur ab, indem der Kern reichlicher gefüllt ist, während der Rand öfters einschlußfrei ist. Die Größe der Füllminerale, besonders Muskowit und Zoisitnadelchen, hält etwa die Mitte zwischen der häufigen Trübung und der richtigen Mikrolithenfüllung. In keiner Beziehung unterscheiden sich die Plagioklase im Kalifeldspat von den übrigen. Zwischen den Plagioklasen liegen schon kleinkörnig zerfallene, etwas undulöse Quarzkörner und Zwickel von Kalifeldspat. Die grünlich-braunen Biotite sind wohl primär, obwohl Wucherungen winziger Biotitschüppchen an Klüften eine schwache Tendenz zur Neubildung von Biotit anzeigen. Sonst findet sich tiefbrauner Orthit, etwas Titanit, selten Ilmenit mit Rutil und Leukoxen, Apatit und Zirkon. Außer dem geschilderten Kornzerfall, Rissen an allen Mineralen und nur äußerst selten schwachen Zermörtelungen sind keine Spuren von Durchbewegung wahrnehmbar.

2. Das gleiche Gestein, zerdrückt. Äußerlich ist an dem körnigen Gestein eine recht undeutliche Paralleltextur und serizitischer Muskowit erkennbar.

U. d. M.: Das Gesteinsgefüge erweist sich als nicht übermäßig stark verändert. Die Kalifeldspate sind nahezu unversehrt, bisweilen etwas zerbrochen, die Plagioklase zeigen keine deutliche Zonarstruktur mehr und allgemeineren Einschlußreichtum, doch vom Charakter wie im vorigen Gestein. Die Feldspate sind etwas zerbrochen, aus der Lage gebracht und gelegentlich am Rande schwach vergrust. An den Quarzkörnern macht sich eine gewisse parallele Streckung und Verzahnung bemerkbar. Die Biotite erscheinen lappig und zerfranst. Es ist nur zur Ausbildung kurzer Mörtelstreifen und -Ränder gekommen, in denen Muskowit, Biotit und Epidotkörnchen wachsen. Der übrige Mineralbestand entspricht dem des vorigen Gesteins.

3. Im Sonnblickgebiete sind Zentralgneise verbreitet, die bei flüchtiger Betrachtung den Eindruck ziemlich unversehrter, grober, porphyrischer Granite machen, bei näherem Besehen aber viel weniger klar das Körnergefüge erkennen lassen, als es dieser Körnigkeit bei einem normalen Granit entsprechen würde. Die Abgrenzung der Quarze und Plagioklase gelingt kaum, die Kalifeldspateinsprenglinge lassen gelegentlich Zertrümmerungen erkennen und in der Lage der Gemengteile, vor allem der Biotite, gibt sich eine oft nur angedeutete Paralleltextur zu erkennen. Biotit bildet gerne Nester, in denen auch größere Biotitblätter aufscheinen und mit diesen gemeinsam oder in selbständigen

kleinen Schüppchen und Häutchen tritt meist Serizit bzw. Muskowit in geringer Menge auf. Manche Typen enthalten bis mehrere Millimeter große, blaßrote Granaten.

U. d. M.: Die Kalifeldspate (Mikroclin) zeigen schon deutliche Spuren von Deformation, die sich in unregelmäßiger Auslöschung, an Bruchstellen eingewanderten Fremdkörpern (Albit, Quarz, Biotit), die im ziemlich einheitlichen Kalifeldspat liegen, und sonstigen Sprüngen und Rissen äußert. Am Rande sind Bestandteile des umgebenden Gesteinsgruses im einheitlichen Kalifeldspat eingeschlossen. Ursprüngliche Plagioklaseneinschlüsse unterscheiden sich schon durch Form und Mikrolithenführung von den Fremdkörpern. Die großen Einsprenglinge wie kleine Körner liegen in einer stark zertrümmerten Gesteinsmasse, die aus gefüllten Plagioklasen besteht, die sich am Rande in kleine Körner auflösen, zwischen denen geradegestreckte Muskowitschüppchen und kleine Epidotkörnchen liegen, die sich durch bedeutendere Größe gegenüber den Plagioklasmikrolithen auszeichnen; dazwischen liegen größere, etwas verzahnte Quarzaggregate. Manche Mörtelstreifen sind stärker ausgelegt, auch die Quarzaggregate zu dicken Linsen aus schwach gestreckten Körnern deformiert. Dazwischen aber gibt es größere Partien, die trotz der oft weitgehenden Zerstörungen noch ungefähr die durch die Erstarrung gegebene Lage beibehalten haben. Die unverbogenen Biotite bevorzugen sichtlich die Zermalmungszonen, wo sich auch einzelne größere Muskowite, Klinozoisit- oder Epidotkörner, Titanitkörnchen und bisweilen etwas Erz angesiedelt haben. Die Orthite haben breite Epidotsäume; die etwa vorhandenen Granaten sind frische Skelettgranaten.

Eine Abwandlung dieses Typs geht auf primär kleineres Korn zurück. Hier liegen zerdrückte Quarzkörner und ab und zu noch Trümmer von Mikroclin in einem vorwiegend aus Albit bestehenden Grus, der zum größeren Teile in Mörtel aufgelösten Feldspate. Im Mörtel sind größere Muskowitschüppchen als in den Mikrolithen führenden Feldspaten verteilt. Für die Biotit-Porphroblasten, den sehr eisenarmen Epidot, den Titanit usw. gilt das schon vorher Gesagte.

4. Das Gestein ist ein hellgefärbter Augengneis mit einer deutlichen, bei größerem Biotitreichtum schon sehr ausgeprägten Paralleltextur. Außer den oft deutlich zerdrückten Kalifeldspat-Augen von rundlicher, linsenförmiger oder winkelliger Gestalt sind Quarz und Feldspat als Gemengteile kaum aus der weißlichen, feinkörnigen Masse herauszukennen, wenn nicht kleine Spaltflächen von Feldspat aufschimmern. Manchmal nur sind feinkörnige Quarzkörnergruppen von länglicher Gestalt erkennbar. Bei biotitärmeren Typen sind die Biotitnester flach und kurz, bei biotitreicheren bis über 1 cm lange, braunschwarze, aus zum Teil wohl unterscheidbaren, selten über 1 mm großen Blättern bestehende Belege, in denen mitunter auch Muskowit sichtbar wird. Einzelne Flächen führen schütterem Serizitbelag. Gelegentlich erscheint Granat.

U. d. M.: Die Kalifeldspate bieten nichts wesentlich Neues. Sie führen die gleichen primären Plagioklaseinschlüsse, die Mörtelinschlüsse am Rande und sind ebenso zerbrochen; einzelne kleine Trümmer sind bereits losgerissen. Die sehr sauren Plagioklase mit ihren Mikrolithen sind viel kleiner als in den meisten bisher beschriebenen Gesteinen und in Trümmer auseinandergerissen. Dafür ist die aus ebenso albitischen Plagioklasen bestehende feinkörnige Mörtelmasse stark vermehrt, stellenweise schon stark mit ebenso kleinen Quarztrümmern vermischt und durchsetzt von kleinen, im allgemeinen unversehrten, // S liegenden, selten querliegenden Muskowitschüppchen und ebenso unverbogenen, wesentlich größeren, fransigen und lappigen dunkelbraunen Biotitporphyroblasten, die sichtlich die Mörtelzonen bevorzugen. Diese Glimmer ordnen sich zumeist zu langgestreckten Zügen, die entweder nur aus Biotit oder Muskowit, gelegentlich auch aus beiden, bestehen. Die lebhaft polarisierenden, aber trotzdem sehr blaßgelben Epidotkörner erreichen oft ziemliche Korngrößen und umhüllen bisweilen gut kristallographisch begrenzte braune Orthitkerne. Der Mörtel ist zu parallelen Streifen ausgewalzt und die Quarzlinsen sind oft mehrmals länger als dick, enthalten viele in S gestreckte Körner, sind verzahnt und zeigen undulöse Auslöschung. Die durchschnittlich ungemein kleinen Titanitkörnchen bilden Züge und Streifen in Mörtelzonen. Sonst findet sich noch Apatit und Zirkon. Der wenige, etwa auftretende Chlorit ist Zersetzungsprodukt von Biotit.

5. Muskowitreicher Augengneis von grünlich-grauer Farbe. Das vorliegende Gestein ist gut schiefrig durch anhaltende, dicht mit grünlichem Muskowit belegte Flächen, in denen fleckig gehäuft kleine braunschwarze Biotitblättchen zu erkennen sind. Dazwischen liegt feinkörnige, öfter linsenförmig gestaltete Quarzfeldspatmasse, zahlreiche, in der Regel zirka 2 mm große, augenartige Feldspatknötchen und einige etwa zentimetergroße Kalifeldspataugen, die alle die Glimmerfasern zum Ausbiegen zwingen und dadurch den buckligen Hauptbruch verursachen.

U. d. M.: Der sehr fein und verschwommen gegitterte Mikroclin ist von zahlreichen Albitspindeln durchzogen, die sich zu unregelmäßigen, unscharfen Flecken mit gleicher Auslöschung vereinigen, so daß ein Teil des Kalifeldspates von Albit verdrängt erscheint. In diesem Albit befinden sich auch Glimmerschüppchen, anders orientierte Albitkörnchen, einige Quarzkörner, Epidot und wenig Chlorit, die offenbar hier eingedrungen sind, vielleicht an heuten nicht mehr sichtbaren Klüftchen, die jetzt durch Albitsubstanz geschlossen sind. Die primären, Mikrolithen führenden Albite sind dagegen bestimmt und scharf begrenzt. Von den Rissen und Klüften, die die Mikroklinkörner durchziehen, sind die jüngsten bisweilen durch Kalkspat verheilt. Die Umgebung der Augen und die Zwickel beiderseits bestehen überwiegend aus klaren, einschlußfreien kleinen Albitkörnchen, etwas Quarz und Glimmer mit einigen Mikrolithen führenden Plagioklastrümmern. Gleiche Zusammensetzung haben die zahllosen, lang anhaltenden Zermalmungszonen, die in der Regel zu Fasern zusammengeschlossene mittelgroße Muskowite und meist recht kleine dunkelbraune Biotite enthalten; es sind das die Schieferungsflächen des Gesteins. Die Glimmer haben oft schwache Verbiegungen erlitten und zeigen Porphyroblastencharakter. Die Mörtelzonen enthalten noch blassen Epidot in größeren Körnern und Schwärme von Titanitkristallen. Aus dem allgemeinen Mineralgrus heben sich größere feinelamellierte mikrolithenführende saure Plagioklase ab, deren rand-

liche Auflösung in Mörtel auch hier einwandfrei beobachtet werden kann. Quarz bildet lange dünne Streifen aus gestreckten, verzahnten und undulös auslöschenden Körnern. Sonst trifft man noch braune Orthitkerne im Epidot, Apatit und Kalkspat an.

6. Dünnschieferiger, grauer, muskowitzreicher Zweiglimmergneis. In der makroskopisch kaum entwirrbaren Quarzfeldspatmasse liegen nicht gerade zahlreiche, etwa 3—4 mm große Feldspat-Augen. Die vielen, sehr dünn mit grünlichem Muskowit und kleinen braunschwarzen Biotiten belegten Schieferungsflächen sind durch die knotigen Feldspate etwas gebuckelt und für die im Gelände gelegentlich sogar blättrigen Gesteinszerfall erzeugende gute Schieferigkeit verantwortlich.

U. d. M.: Die Augen bestehen aus meist zertrümmerten Mikroklinen. Ihre Ränder sind oft reich an Albitausscheidungen, die mit den Perthitspindeln eng verknüpft sind, so daß schachbretthalbitartige Gebilde entstehen. Außerdem enthalten sie primäre Plagioklaseinschlüsse, daneben zahlreiche runde, sicher nicht primäre Albit- und Quarzeinschlüsse. Die übrige Gesteinsmasse besteht zum größeren Teile aus feinkörnigem Grus von Albit und Quarz mit Muskowit, Biotit und Klinozoisit, dessen Gefüge Anzeichen von Sammelkristallisation zeigt. Besonders die schwach oder nicht verbogenen Glimmerblättchen, vor allem die querliegenden, sind spätere Bildungen. Der Mörtelgrus umschließt kleine bis sehr kleine und oft noch zerdrückte gefüllte Plagioklase oder Gruppen von solchen, von denen sichtlich der Mörtel ausgeht, und linsen- bis lagenförmige, mächtig verzahnte Quarzaggregate als Reste der ehemaligen Granitquarze. Orthitkerne im Klinozoisit, Apatit, Titanit, Zirkon und Pyrit sind wieder bezeichnend.

7. Feinkörniger, schieferiger Gneis mit Muskowit und Biotit. Er enthält nur sehr selten Einsprenglinge von Kalifeldspat; die dünn ausgewalzte Quarz-Feldspatmasse ist makroskopisch kaum auflösbar. Die Glimmerbelege bestehen aus meist deutlich wahrnehmbaren Muskowitblättern und meist kleinen, aber manchmal bis zu millimetergroßen dunkelbraunen Biotiten. Eine Fältelung ist im Mikroskop wie am Handstück öfter zu erkennen.

U. d. M.: Das Dünnschliffbild zeigt eine nahezu bis zur Gleichkörnigkeit getriebene Kleinkörnigkeit. Selbst die verschlepten Trümmer der Mikroklime treten durch ihre Größe nur wenig oder nicht hervor und sind stark von Albit durchsetzt. Quarz und saurerer Plagioklas sind weitgehend vermengt und bilden ein ziemlich gleichmäßiges Pflaster. Gefüllte Plagioklase fehlen beinahe ganz, dafür ist Muskowit in größeren, höchstens schwach gestauchten Blättern und ebenso etwas zahlreicher vorkommender Biotit in den Schieferungsebenen gewachsen. Der Epidotgehalt des Gesteins ist meist gering. Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit und Rutil sind wie bisher vorhanden.

8. Glimmerschiefer mit einer unauflösbaren Quarzfeldspatmasse und Glimmerhäuten, die hauptsächlich Muskowit, etwas Chlorit und braunen Biotit erkennen lassen. Häufig sind flache, sekretionäre Quarzknuern.

U. d. M.: Die Hauptmasse erweist sich als Quarz. Feinst zermahlene Streifen wechseln mit größeren, verzahnten Quarzlagen, die sekretionäre Neukristallisationen sind. In einigen Zonen liegt reichlicher albitischer Plagioklas. Den Mylonitstreifen sind Serizitschüppchen beigemengt; die vielen großen Muskowite sind zu dickeren, verbogenen Flasern vereinigt; dazu kommt noch sehr blasser Chlorit und hellbrauner Biotit. Spärlich eingestreut sind invers zonar gebaute Oligoklasporphyroblasten.

9. Schieferiger Augengneis. Große, schon äußerlich meist zertrümmerte und linsenförmig deformierte Kalifeldspataugen von wenigen Millimetern bis sogar zu 2 cm Größe liegen in einer deutlicher körnigen, zu dünnen Blättern ausgewalzten Quarz-Feldspatmasse, aus der zahlreiche, ungemein kleine Spaltflächen von Feldspat herauschimmern. Die Schieferungsebenen sind dicht mit manchmal grobschuppigem Muskowit und locker verteilten schwarz-braunen Biotitblättchen belegt.

U. d. M.: Die ehemaligen Kalifeldspateinsprenglinge sind nur selten besser erhalten. Meist sind sie von mehr oder weniger zahlreichen Rissen durchzogen, an denen oft perschnurartig gereihte Albitkörnchen, etwas Quarz, gelegentlich auch Glimmer gewachsen sind. Von Fremdkörpern erfüllte Zertrümmerungszonen können sich einstellen, deren Körner von den primären Plagioklaseinschlüssen unterscheidbar sind. In einzelnen Fällen können auch noch die primären Plagioklaseinschlüsse, obwohl sie in einheitlichem Kalifeldspat liegen, zu kleinen Körnern zerdrückt sein. Von Kalifeldspat sind Trümmer deutlich abgerissen und davongeschoben worden. Verdrängung durch meist zwillinglamellierte Albitsubstanz ist verhältnismäßig häufig, besonders in kleinen Kalifeldspataugen. Einschlüsse von Mörtelbestandteilen im Rande des Mikroklins sind eine recht geläufige Erscheinung. Die umgebende Gesteinsmasse besteht aus einer nicht mehr so feinkörnigen Gemenge, wie wir es in den Mörtelzonen bisher beobachtet haben, das aus Albitkörnchen und Quarz besteht, beide von durchschnittlich gleicher Größe. Die Albit-Oligoklaskörnchen sind klar, enthalten aber manchmal kleine Quarzeinschlüsse, auch selten etwas Glimmer, und sind mit ihrer rundlich-lappigen Form und der höchstens einfachen Verzwilligung als kleine Porphyroblasten anzusprechen. Selten wurden schmale, basischere Säume beobachtet. Selbstverständlich gibt es auch Fälle, wo noch Reste primärer Plagioklase mit ihren Mikroklinen erhalten sind, die aber dann meistens von breiten Albiträndern umgeben sind. Die undulös auslöschenden Quarzkörner sind nur dann, wenn sie Gruppen bilden, untereinander stärker verzahnt. Die Hauptmasse der blaßgrünlichen, nicht oder nur selten verbogenen Muskowitblätter<sup>1)</sup> und die ebenso meist unversehrten Biotitporphyroblasten bilden Flasern, die keine sichtliche Abhängigkeit von den Mikroklinen zeigen<sup>2)</sup>. Der Gehalt an größeren, sehr eisenarmen Epidotkörnern wechselt; der von ihm umschlossene Orthit fehlt auch hier nicht. Titanitkörnchen — selten bis 2 mm große Kristalle —, Apatit, Zirkon, auch etwas Erz, wurden beobachtet.

<sup>1)</sup> Manchmal verursachen Zirkon- und Orthitkörnchen gelbliche pleochroitische Höfe, was auch sonst an muskowitreicheren Gesteinen oft beobachtet werden konnte, die grünlichen Muskowit enthalten.

<sup>2)</sup> Diese bemerkenswerte Feststellung konnte an den meisten untersuchten Zentralgneisen gemacht werden.

Selten sitzt in kleinen Lücken etwas Kalkspat. Chlorit ist ein Zersetzungsprodukt von Biotit.

10. Augengneis mit Albitknoten. Sehr gut schiefriige Gneisgesteine, die am Querbruch sehr zahlreiche, manchmal 1 mm große Feldspatknötchen enthalten. Die durch diese Knötchen gebuckelten Schieferungsflächen bestehen aus Fasern, die hauptsächlich von ziemlich grobschuppigem, grünlichem Muskowit und braunem Biotit in wechselnder Menge gebildet werden. Dazwischen liegen dünne Lagen aus Quarz und Feldspat. Spärlich eingestreut sind kleine rundliche Kalifeldspataugen.

U. d. M.: Die kleinen Mikrokline mit ihren spärlichen primären Plagioklaseinschlüssen sind zertrümmert und ein Schweif kleiner Körner geht von ihnen aus; andere kleine Trümmer sind überall verstreut. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Albitkörnern, die teilweise kleine, teilweise aber typische große Porphyroblasten mit Einschlüssen aus der Umgebung sind. Dazu Quarz, der auch selbständig dünne Lagen bilden kann. Die Glimmerfasern bestehen aus großen, meist schwach verbogenen Muskowitblättern — querliegende gerade Kristalle sind hier seltener — und dünnen, dunkelbraunen, relativ häufigen Biotitblättchen. Sonst findet sich Epidot, Titanit, Apatit und Zirkon.

11. Albitknotengneis. Das Gestein besteht in der Regel aus weißen Albitknötchen, die bis 2 mm Größe erreichen können, aber keine einheitlichen Kristalle sind. Dazwischen liegt viel grobschuppiger, grauer oder grünlicher Muskowit, und brauner Biotit in wechselnder Menge, die die Schieferung bedingen. Kalifeldspat ist makroskopisch nur sehr selten zu erkennen.

U. d. M.: Die zahlreichen Knoten sind sehr albitreiche Plagioklase oder Gruppen von solchen, die durch ihre rundlich-lappige Form und die Einschlüsse von Quarz, Muskowit, Epidot und Titanit, die manchmal in Reihen auftreten, ihre Neubildung beweisen. Die Einschlüsse sind unwucherte Reste des Substrates. Die Zwillinge sind (wenn vorhanden) immer einfach, meist zweihäftig. Gelegentlich umgeben basischere Säume die Albite. Kalifeldspat tritt hier nur mehr in sehr spärlichen Resten auf. Zwischen den Feldspaten liegen undulös auslöschende, häufig gestreckte und untereinander verzahnte Quarzaggregate. Die Glimmerhäute bestehen aus gestauchten und verbogenen Fasern farbloser Muskowite und weniger zahlreicher brauner Biotite. Manchmal umsäumt der Biotit den Muskowit. Blaßgelbe eisenarme Epidote in kleinen und vielen größeren Körnern, die nicht selten braune Orithikerne umschließen, und Schwärme von Titanitkörnchen begleiten die Glimmer. Kleine Lücken und jüngere Klüfte sind von Kalkspat erfüllt. Apatit ist selten.

12. Aplite. Weiße, meist geschieferte Gesteine mit schwer auflösbarer Quarzfeldspatmasse, aus der einzelne Spaltflächen oft sogar größerer Feldspatkörner aufblitzen. Die schlechte Schieferung wird bewirkt durch lockeren, unzusammenhängenden



Muskowitbelag oder kurze, dichtere, hautförmige Flasern. Etwas Biotit kann den Muskowit begleiten.

U. d. M.: Der reichlich vorhandene Mikroclin erscheint in größeren und kleineren Trümmern und Körnern von ganz unregelmäßigem Umriß verstreut in einer recht feinkörnigen Trümmermasse aus Albit und Quarz, in die auch größere Reste locker mit Muskowit und Klinozoisit gefüllter saurer Plagioklase und feinkörnige Quarzkörnergruppen eingebettet sind. Die einheitlichen Kristalle greifen buchtig und ästig zwischen die umgebenden Minerale ein. Unmittelbare Sericitisierung der Kalifeldspate fehlt. Die Albite haben selten inverse Zonarstruktur. Die dünnen und spärlichen Flasern aus ziemlich kleinen, geraden, bisweilen querliegenden Muskowitblättchen und seltenem Biotit liegen nur in stark zermahlene Zonen. Hier finden sich auch kurze Reihen kleiner blasser Epidotkörnchen mit seltenen Orthitkernen. Selten ist Rutil, Titanit und Apatit.

Auch hier gibt es wieder Abarten, die straff geschiefert sind und viel Muskowit, dafür aber weniger Kalifeldspat führen und kleine Albitporphyroblasten enthalten, die mitunter zerbrochen sind.

Andere seltene Abarten führen größere, manchmal auch zertrümmerte Albitporphyroblasten, ebenso reichlich Kalifeldspat von dem schon beschriebenen Aussehen, verzahnten Quarz und sehr wenig Muskowit.

13. Biotitreiche Schliere. Anhäufungen von Biotit, dessen Kristalle vereinzelt über Millimetergröße erreichen, mit spärlicher grauer Quarzmasse.

U. d. M.: Die sehr kleinen, bis recht großen, höchstens schwach verbogenen Biotitkristalle haben deutliche Porphyroblastenform; ein Teil liegt in der Schieferungsebene, ein anderer wirt und sparrig. Zwischen Biotit oder von ihm umschlossen sind blasse, manchmal halbwegs kristallographisch begrenzte Säulchen von Epidot und Titanitkörner gehäuft. Die restlichen Zwischenräume sind erfüllt mit stark undulös und streifig auslöschenden, oft stark zerkleinerten und kräftig verzahnten Quarzkörnern. Viel seltener sind Plagioklase. Orthit und Ilmenit mit Leukoxen sind noch in merklicher Menge vertreten.

14. Biotitgneise und Biotitschiefer. Diese Gesteine sind reich an braunschwarzem Biotit in kleinen Blättern und bis zu 2 mm großen Porphyroblasten, die eine Paralleltexur verdeutlichen, aber auch quer liegen können; dazwischen breitet sich eine wesentlich aus Feldspat bestehende Masse aus. Biotitreiche Schiefer enthalten oft zahlreiche kleine Albitknötchen. In den feldspatreicheren Stücken kann oft Epidot makroskopisch erkannt werden. Beimengung von Muskowit verursacht einen deutlich silbrigen Schimmer. Schmalere biotitreichere Lagen im Gneis enthalten manchmal noch linsen- oder lagenförmige weißliche Feld-

spataggregat. Rote Granaten können sogar in großer Menge vorkommen.

U. d. M.: Die helle Masse besteht zunächst in der Mehrzahl der Fälle vorwiegend aus Oligoklasen von lappigem Umriß mit Einschlüssen der Umgebung, also Porphyroblasten von oft ziemlicher Größe. Geradezu bezeichnend sind die beträchtlich basischeren, oft ziemlich scharf ansetzenden Randzonen, die auch Einschlüsse umhüllen und Zertrümmerungen verheilen. In Gesteinen mit schwächerem Albitwachstum sind sie allerdings nur schmal. Dazu kommt noch undulöser und verzahnter Quarz in durchschnittlich geringer, unter Umständen aber überwiegender Menge. Durchaus selbständig sind die manchmal gehäuftten Klinozoisit- und Epidotkörner; für die nur zum Teil in der Schieferungsebene liegenden Biotite ist die typische fast unversehrte Porphyroblastenform bezeichnend. Zermalmungszonen sind manchmal von zahllosen, sehr kleinen Biotitschüppchen durchsetzt. Der nicht immer vorhandene Muskowit ist klein, aber von ähnlicher Gestalt wie der Biotit. Titanit, Apatit und Orthit, auch etwas Kalkspat, fehlen nicht. Die eingangs erwähnten hellen Feldspataggregat sind enorm zerdrückte und von Quarz und eingewandertem Albit durchsetzte, zum Teil feinschriftgranitisch mit Quarz verwachsene Mikrokline. Auch sonst sind noch Kalifeldspatkörner überall anzutreffen. Das sind wohl Reste von Injektionen, die aber den gleichen metamorphen Zustand zeigen wie der Biotitgneis und der umgebende normale Zentralgneis!

Interessant ist ein sehr ähnliches Gestein, das sehr reich an etwa stecknadelkopfgroßen Albitknoten ist. Neben braunem Biotit bestimmt viel grüner Chlorit die Farbe des Gesteins.

U. d. M.: Zahlreiche, mitunter mit basischen Säumen versehene Albitporphyroblasten bilden die Hauptmasse des Gesteins. Im Kern gelegentlich gehäufte Epidotsäulchen deuten auf Reste ehemals gefüllter Plagioklase im neugebildeten Albit. Die Zwischenräume füllt wenig Quarz und stoßartig übereinanderliegende Chlorite und Muskowite. Ebenso zusammengesetzte gewundene Flasen werden begleitet von Epidot und Titanit, seltenem Orthit und Apatit.

15. Amphibolite. Weißlich und schwarzgrün gesprenkelte Gesteine, in denen Hornblenden von manchmal mehreren Millimetern Größe und Biotitblätter unterschieden werden. Bei starker Feinkörnigkeit ist das Gestein ziemlich gleichmäßig grüngrau gefärbt. Die vielen, bis 1 mm großen, durchaus nicht immer in die Schieferungsebene eingeregeltten dunkelbraunen Biotite sind dann deutlich unterscheidbar. Einige dieser Typen treten gangförmig auf.

U. d. M.: In allen Fällen besteht das Grundgewebe fast ausschließlich aus sehr kleinen ineinandergreifenden und einschlußführenden Körnern von Oligoklas. Die Einschlüsse sind kleine Hornblenden und Biotite, die nicht mit den durch Entmischung entstandenen Mikrolithen verwechselt werden dürfen. Ganz unregelmäßig gestaltete und keine Beziehung zum Plagioklas mehr zeigende Klinozoisit- oder Epidotkörner in wechselnder Menge sind darin verteilt. Gelegentlich finden sich Reste gefüllter Plagioklase. Bemerkenswert wieder sind die wesentlich basischeren Randzonen. Mit zunehmender Vergrößerung des Kornes bieten diese oft Einschlüsse und hineinragende Minerale umsäumenden basischen Ränder ein Bild schlieriger Verteilung. Dagegen wurden sichere Quarzkörner trotz eifriger Suche nur in geringer Menge gefunden. In diesem Grundgewebe liegt ein Filz blaßgefärbter,

bläulichgrüner, strahlsteinartiger Hornblendesäulen mit zerfransten Enden, Einschlüssen winziger, hochlichtbrechender Körnchen (Titanit?) und mit häufigen, in anderen Gesteinen wieder fast fehlenden dunkelstaubig getrübten Resten brauner Hornblende. Zahlreiche, oft sehr große, arg zerfranste und zerlappte Biotitporphyroblasten sind immer unverbogen und frisch, so daß der nebenbei vorkommende ziemlich seltene Chlorit kaum als Zersetzungsprodukt von Biotit gedeutet werden darf. Verbreitet sind kleine Titanitkörnchen, auch Kalkspat stellt sich oft ein. Seltener ist wieder Apatit und Pyrit. — Gemeine Amphibolite führen gemeine bläulichgrüne Hornblende und oft mehr Quarz bei sonst ähnlichen Verhältnissen.

16. Graphitoidführender Glimmerschiefer. In der heller grauen, dünnblättrigen Quarzmasse heben sich dunkle, etwa stecknadelkopfgroße schwärzliche Feldspatknotten schlecht ab. Sie verursachen zahlreiche kleine Buckel auf den von Muskowit lebhaft glänzenden, schwarzen Glimmerbelegen. Kleine, braune Biotitblättchen werden manchmal erkennbar. In kleinen Mengen ist rostig verwitterndes, eisenhaltiges Karbonat eingestreut.

U. d. M.: Einzelne Lagen bestehen aus buchtig ineinandergreifenden, sehr grob verzahnten Quarzkörnern mit kleinen Beimengungen von ankeritischem Karbonat und wenig Albit; in anderen Lagen dagegen gewinnt Albit große Verbreitung, so daß der Quarz sehr zurücktritt. Die fast reinen Albite besitzen ziemlich scharf ansetzende basischere Hüllen. Ihre großen lappigen Körner enthalten unregelmäßige Flecken, gerade oder gewundene Streifen schwarzen Graphitoidstaubes, manchmal mit ihnen gleichgerichtete Reihen von Quarzkörnern und Glimmerschuppen, die ältere, durch Wälzung wieder verschobene, vor dem Albitwachstum gebildete Paralleltexuren der alpinen Durchbewegungen abbilden. Muskowit und hellbrauner Biotit haben nicht oder nur schwach gestörte Porphyroblastenformen. Nicht selten erscheinen größere, blaßgrüne Klinochlore. Alle drei enthalten beträchtliche Mengen in Streifen und Wolken angeordneten Graphitoidstaubes. Die kleinen, blaßroten Granaten mit oft wirbelartig angeordneten Einschlüssen von Quarz und Graphitoidstaub sind frisch und unter dem Einfluß der alpinen Durchbewegung gewachsen. Ihren Rand begleitet ein Saum später gebildeten Biotites. Erz, Titanit, Rutil und Apatit vervollständigen den Mineralbestand.

II. In dem nicht wesentlich metamorphen ersten Gesteinstypus sind schon Folgen einer schwachen Pressung im Zerfall und der undulösen Auslöschung der Quarze und seltenen schwachen Zertrümmerungen der Feldspate wahrzunehmen, wenn auch sonst die Erstarrungsstruktur mit allen Einzelheiten erhalten ist (Taf. I, Fig. 1). Die schönen, mit normalen Zonenstrukturen ausgestatteten Plagioklase enthalten Mikrolithen in ungleichmäßiger, oft etwas wolkenartiger Verteilung, deren Größe etwa die Mitte hält zwischen der der typischen Mikrolithen und der in Graniten verbreiteten, wohl auf Verwitterungseinflüsse zurückgehenden Trübung. Wir haben noch nicht zur normalen Größe entwickelte Mikrolithen vor uns, welcher Umstand ein Argument für die

alpine Metamorphose als Ursache der Mikrolithenbildung bedeutet. Die Mikrokline sind perthitisch infolge Druckwirkung (F. E. S u e ß, 1904). Mineralneubildungen beschränken sich auf spärliche Wucherungen von ungemein kleinen Biotitschüppchen in der Nähe der Biotitkristalle und an kleinen Rissen; hier mitunter Serizit in gleicher Form.

Bei verstärkter Pressung ist die Mörtelbildung am Rande der Plagioklase besonders auffällig; der Körnergrus besteht aus klarem, albitischem Plagioklas mit gegenüber den nun allgemeiner verbreiteten normalen Mikrolithen vergrößerten Muskowitschüppchen und eventuell ebensolchen Epidotmineralen (Taf. I, Fig. 2). Sammelkristallisation und Lösungsaustausch sind hier am Werke, wobei bewegliche Alkalilösungen von Kalifeldspat mitwirken dürften. Die Vergrusung der Plagioklase unter Selbständigwerden der Mikrolithen hat schon H. P. C o r n e l i u s 1935 als allgemeinere Erscheinung beschrieben. Der Kalifeldspat zeigt hier schon Anzeichen von Regeneration durch die Tatsache, daß Mörtelbestandteile der Umgebung in seiner einheitlichen Masse eingeschlossen sind.

Weiter fortschreitende Durchbewegung führt zur Ausbildung immer deutlicherer Paralleltexuren. In den stark zerdrückten Gesteinen werden erst nur wenige annähernd parallele Mörtelstreifen gebildet, zwischen denen aber immer noch Mineralgruppen in Lage und Verband der Erstarrung beieinander liegen, so daß also die Erstarrungsstrukturen trotz der Zerstörungen noch erkennbar bleiben. Werden dann schon viele parallele Zermalmungsstreifen gebildet, dann unterliegen die Plagioklase schon weitgehender Vergrusung (Taf. II, Fig. 3). Ihre größeren, mikrolithenführenden Reste liegen im ausgeschwänzten Mörtel, der nun zahlreichere und größere, wohl individualisierte Muskowite und Klinozoisite bzw. Epidote beherbergt. Wenn mikrolithenfreie Säume vorkommen, so sind sie entweder im wesentlichen die primären albitreichen Hüllen oder Neubildungen. Die Plagioklase werden noch zerrissen, ja gelegentlich weist eine fleckige Auslöschung in dem nahezu einheitlichen Korn darauf hin, daß das innere Gefüge des Kristalles bereits zertrümmert ist, ohne daß der Zusammenhang noch stark gestört ist. Die muskowitführenden Zermalmungszonen sind die makroskopisch sichtbaren Schieferungsflächen. Ähnlichen Zertrümmerungen sind auch die Einsprenglinge und kleinen Körner von Kalifeldspat unterworfen.

An Rissen und Sprüngen wandern fremde Minerale (Albit, Quarz, Glimmer) ein, und einzelne Teile können losgerissen und fortgeschoben sein; ja sogar im Innern sind in seltenen Fällen die primären Plagioklaseinschlüsse, die übrigens im Schutze des Kalifeldspatkristalles als Reste der Erstarrungsstruktur noch oft erhalten sind, wenn diese im übrigen Gestein sonst schon ganz unkenntlich geworden ist, in kleine Körner zerfallen. Die Einheitlichkeit des umgebenden Kalifeldspates setzt die Fähigkeit seiner Substanz voraus, den erlittenen Schaden auszugleichen. Häufig sind die Neubildungen frei von Perthit, aber löschen mit dem übrigen Kristall gleich aus. An der Grenze oder im Rande liegen dann Einschlüsse von Albit, Quarz und Glimmer, manchmal auch von Kalkspat (Taf. IV, Fig. 8). Perlschnurartige Reihen solcher Minerale im einheitlichen Kalifeldspat liegen in heute geschlossenen Klüften. Es konnte sogar beobachtet werden, daß zwei parallel verschobene perthitische Mikroklintrümmer durch klare Substanz verbunden sind, die von einer lockeren Reihe aus Albit, Biotit und Quarz in der Fortsetzung einer Glimmerfaser des umgebenden Gesteins durchzogen wird. Diese Tatsachen werden hier zum Teil vorweggenommen, da sie in den Kalifeldspaten der folgenden Gesteine immer wieder beobachtet werden können, so daß sich dann dort eine nähere Beschreibung erübrigt. Sehr spärlich nur geht eine Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit vor sich. Bedeutsam ist die Rolle des Biotits in den bisher beschriebenen Gesteinen. Schon in den schwächer beanspruchten unter ihnen und um so mehr in den stärker ausgewalzten Typen sind die zermahlenden Zonen die bevorzugten Wachstumsplätze der deutlich porphyroblastischen Biotitkristalle, die mitunter recht groß werden und trotzdem keine Verbiegungen erlitten haben (Taf. IV, Fig. 7). Das Wachstum von Biotit in Zonen, wo die primäre Erhaltung kaum möglich erscheint, kennzeichnet ihn als wesentlich posttektonische Neubildung. Die linsenförmigen Quarzaggregate der ehemaligen Granitquarze zeigen zunehmende Streckung der Körner und ebenfalls verstärkte Abtrennung von Körnern, die im Mörtel aufgenommen werden.

Zunehmende Zerkleinerung von Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz und Auswalzung bei kräftigem, zum Teil posttektonischem Wachstum von Muskowit und weniger Biotit führt zu Typus 6 mit nur mehr kleinen zerdrückten Plagioklasresten (Taf. II, Fig. 4). Der Endeffekt ist in dem gleichkörnigen Gestein von Typus 7

erreicht, in dem kaum primäre Plagioklasreste mehr vorkommen (Taf. III, Fig. 5). Ins Extrem gesteigerte Verwalzung erzeugt Tektonite vom Typus 8, in denen die Glimmer die Oberhand erhalten und sekundäre Verquarzung hinzukommt.

Allerdings wird dieses letzte Stadium nur selten an schmalen Zonen mit lang andauernder, sehr kräftiger Bewegung verwirklicht, wo man sogar mit Zerstörung des Kalifeldspates rechnen muß. Meist setzt schon bald Neubildung und Wachstum albitreicher Plagioklase ein. Die Anfänge liegen schon in der Umlagerung der Albitsubstanz durch die Zermörtelung, wobei die Mikrolithen in Freiheit gelangen. Sammelkristallisation beginnt die Körner des Albitgruses zu vergrößern. Bedingung für das Albitwachstum ist weitgehende Zermalmung des Gesteins, die kräftigen Lösungsaustausch ermöglicht, wie die Tatsache beweist, daß Gneise mit reichlich großen Porphyroblasten keine primären Plagioklasreste mehr enthalten. Zunächst wächst da und dort ein Albitkorn und das Grundgewebe bildet ein gegenüber normalem Mörtelgrus vergrößertes Pflaster rundlicher Albitkörner. Die Reste gefüllter Plagioklase erhalten breite Albitsäume. Sind auch diese Reste verschwunden, so zeigt gemäß den bisherigen Beobachtungen nur mehr das Vorkommen nunmehr größerer Muskowitkristalle und Epidotkörner die ehemalige Anwesenheit kalkhaltiger Plagioklase an. Basische Säume an den Albitporphyroblasten bezeichnen eine durch stärkere Erwärmung ausgezeichnete Periode der Metamorphose. Hand in Hand mit der Albitneubildung geht eine wechselnd starke Verdrängung von Kalifeldspat durch wolkig verteilte und mit den Perthitspindeln meist gleich auslöschende Albitsubstanz. Die damit jedenfalls verbundene Lockerung des Gefüges gestattet auch Glimmer, Quarz und Kalkspat das Eindringen in den Raum des ehemaligen Kalifeldspates. Schachbrettalbite und Albite mit kurz absetzenden Zwillingslamellen sind fortgeschrittene Stadien der Verdrängung.

In den Randzonen und einigen Bewegungszonen im Innern des Zentralgneiskörpers steigert sich die Albitneubildung ins Extrem (Taf. III, Fig. 6). Bis auf spärliche Reste ist der Kalifeldspat verschwunden. Zahlreiche große, auch wieder zertrümmerte Albitporphyroblasten sind bezeichnende Erscheinungen. Muskowit und Epidot sind ganz selbständig und Biotit ist spätere Kristallisation, was sich gelegentlich neben der Frische darin

äußert, daß Biotit gleich orientiert an den Enden größerer Muskowite ansetzt, so daß also diese Muskowitkristalle unbedingt früher diese Größe erreicht haben müssen. Nur in ehemaligen basischen Schlieren deuten noch kleine Epidothäufchen die umgelagerten Reste gefüllter Plagioklase an. Chlorit ist unabhängig von Biotit gebildet. Neben den spärlichen Reststrukturen ist vor allem der Verband mit richtigen Augengneisen für die Deutung als extrem umgewandelte Zentralgneise maßgebend.

In dem Verschwinden des Kalifeldspates scheint ein Widerspruch zu liegen, da wir dessen gute Erhaltungs- und Regenerationsfähigkeit früher festgestellt haben. Wenn wir uns aber vergegenwärtigen, daß die Bewegungen unter sehr oberflächennahen Bedingungen begonnen haben und sich der Hauptangriff der tektonischen Kräfte zuerst auf den Rand und wenige weiter innen gelegene Bewegungszonen konzentrierte, so ist hier die Möglichkeit der Zerstörung von Kalifeldspat jedenfalls gegeben. Es kann hier sowohl Serizitisierung und Auflösung als auch Verdrängung durch Albit vor sich gegangen sein (Vgl. M. Stark, 1912). In den basischen Schlieren entstand zuerst durch Diaphthorese Chlorit und erst später kam neuerlich Biotit hinzu. Sogar die in noch kenntlichen, eingeschichteten Gängen vorkommenden Aplite sind sehr dünn geschiefert, muskowitreich und kalifeldspatarm.

Bei manchen Gneisen liegen in stark zermahlenem Material wohlgebildete, große Titanitkristalle, die kaum anders denn als Neubildung gedeutet werden können. Die Substanz kann z. T. aus den zerstörten primären Biotiten und Titaniten stammen.

Die Granaten sind im Laufe der Durchbewegung gewachsen. Diaphthorese fehlt ihnen vollkommen.

Die aplitischen Gesteine machen keine Ausnahme; ihre Metamorphose entspricht ganz der des Zentralgneises und Zermahlung, Grusbildung usw. zeigt sich in ganz gleicher Weise. Auch hier hat sich, allerdings spärlich, Muskowit gebildet und der recht seltene Biotit zeigt den gleichen Charakter wie im Zentralgneis. Größere Gänge können ganz verschiefert sein und Aplite im Gebiete der Albitgneise enthalten Albitporphyroblasten. Die oft zu beobachtende annähernde Erhaltung der ursprünglichen Gang- oder Aderform findet eine Erklärung in dem geringen Verschiebungsbetrag bei der Auswalzung in den umgebenden Zentralgneisen. Schieferungsflächen im Gneis setzen sich in die Aplite hinein fort oder verschieben sie. Dadurch kommt die ge-

wundene Form quer zur Schieferung liegender, ursprünglich wohl mehr geradliniger Gänge und Adern zustande. Denn parallel zur Schieferung liegende Adern sind oft ganz gerade. In stärker geschieferten Gneisen wird das Geäder von Apliten undeutlich oder verschwindet, und Schieferzonen schneiden es ab.

Der gleichen Metamorphose waren auch die basischen Gesteine unterworfen. In Schlieren und Biotitschiefern sind fast durchwegs die Plagioklase zerkleinert und entmischt und zahlreiche Epidotkörner, deren Hauptmasse aus eben diesen Plagioklasen entstanden ist, sind in den Glimmermassen verstreut. Das gleiche läßt sich in den gangförmigen Massen erkennen, wo die Mikrolithen der Plagioklase ebenfalls selbständig geworden sind. Der saure Plagioklas wächst leicht zu kleinen Porphyroblasten aus, die dann die fast immer zu beobachtende inverse Zonarstruktur sehr deutlich zeigen. Die vielfach in der Schieferungsebene liegenden oder oft ganz ungeordnet und unorientiert verteilten großen Biotite zeigen ungemein typische Porphyroblastenformen und sind unversehrte Neubildungen. Bei nicht ausreichendem Kaligehalt des Gesteins dürfte statt dessen Chlorit entstanden sein, der auch nicht selten als Produkt der Metamorphose vor der später einsetzenden Biotitbildung gebildet wurde. Die Hornblenden sind bis auf die Reste und noch kenntliche Spuren primärer Hornblenden stets sekundär, welcher Umwandlungsvorgang wahrscheinlich auch der alpinen Metamorphose zuzuschreiben ist. Daß trotzdem die Gangform erhalten bleiben kann, mag damit zusammenhängen, daß die Gangfüllung als Ganzes gegenüber dem Zentralgneis anders reagiert. Sie ist wie in einen Schraubstock eingeklemmt. Der auch hier geringe Verschiebungsbetrag in dem umgebenden Zentralgneis kann bei kleinen Gängen Verbiegungen des Ganges hervorrufen. Bei größeren ist heute nicht mehr das Ausmaß etwa eingetretener Verstellungen und Verlagerungen feststellbar.<sup>3)</sup>

<sup>3)</sup> Die von A. Kieslinger in der eingehenden Studie über die Ganggesteine vom Zirmsee (1936) in diesen festgestellte „Art Regionalmetamorphose“ ohne Deformation ist an sich kaum möglich und wird nicht allen Erscheinungen gerecht, denn die weitgehende Entmischung der Plagioklase und das Selbständigwerden der Klinozoisite kann nur auf Pressung und dadurch verursachte Mobilisation der Lösungen zurückgehen. Daß eine solche Mobilisation auch vorhanden war, beweist die Abscheidung inverser Zonen um die Plagioklase und das Wachstum der Biotitporphyroblasten, die ich auch in einer mit schwacher Paralleltexur ausgestatteten Type vollkommen frisch angetroffen habe. Schließlich müßte sich diese Regionalmetamorphose im umliegenden



Die einzig mögliche Folgerung aus dem angeführten Tatsachenmaterial ist, daß der Zentralgneis mit allen Differenziaten eine Umwandlung in fester Form durchgemacht hat, er also als kristalliner Schiefer angesprochen werden muß. Die Strukturen sind Kristalloblastische Strukturen — womit die Feststellung des guten Kenners der Zentralgneise F. Becke bestätigt wird (vgl. auch A. Bianchi, 1934) — und die Neubildungen bezogen ihr Material aus der allernächsten Umgebung und dem primären Stoffbestand. Weitreichende Stoffzufuhr ist ausgeschlossen, denn beispielsweise sind Gesteine, denen von Anfang an die chemischen Voraussetzungen zur Biotitbildung fehlen, auch jetzt biotitarm und diejenigen, welche durch geringe Mikrolithenbildungen im Plagioklas kaum Muskowit zu bilden imstande wären, führen auch heute fast keinen, d. h. daß der Stoffbestand wesentlich gewahrt blieb. Kurz zusammenfassend mag der Vorgang charakterisiert werden: Zuerst Pressung und Auswalzung mit Muskowitbildung, dann vielfach fortschreitendes Albitwachstum; schließlich folgt Biotitporphyroblastenbildung und eventuell Bildung inverser Zonarstrukturen unter dem Einflusse der enorogenen Regionalmetamorphose (F. E. Suß, 1937) infolge der Erwärmung unter dem aufgefürmten Deckenmantel der Alpen (siehe auch H. P. Cornelius, 1921).

Wie ich schon 1936 auseinandergesetzt habe, ist in der Schieferhülle das Wachstum von Albitporphyroblasten sehr verbreitet und das Dünnschliffbeispiel lehrt, daß auch inverse Zonarstrukturen, und zwar gar nicht selten, vorkommen. Biotitneubildung ist allgemein verbreitet, und zwar ebenfalls oft in Porphyroblastenform und ihre späte Bildungszeit steht außer Frage. Zufuhr dieser Minerale aus dem Zentralgneis hat nicht stattgefunden. Das beweist, daß die Metamorphose von Zentralgneis und umgebender Schieferhülle gleichzeitig erfolgt und durch gleiche Faktoren bedingt ist, also identisch ist.

Wie schon in der Einleitung bemerkt wurde, ermöglichen die rein sachlichen Beschreibungen in der Literatur und die zahlreichen Schriffe F. Beckes eine Verallgemeinerung der aufge-

Zentralgneis ebenfalls in einem Freiwerden der Plagioklasmikrolithen äußern, was sichtlich ohne mechanischen Einfluß nicht vorkommt. Lokale Erhaltung primärer Strukturen liegt im Bereich der Möglichkeit.

stellten Grundsätze. Modifiziert werden die Vorgänge höchstens durch örtlich länger andauernde Bewegungen, die auch zu post-kristalliner Deformation führen können, was lokal in allen Gesteinen vorkommen kann. Die im Hochalpmassiv verbreiteten dioritischen Gesteine enthalten meist grüne Hornblende von uralitischem Charakter mit Resten und Spuren primärer Minerale. In stärker verschleiften Typen dieser Art kann die Hornblende deutlich chloritisiert werden. Der Biotit ist im Grunde genommen, wenn er auch manchmal den Hornblenden benachbart gewachsen ist, recht unabhängig von ihnen und verhält sich sonst genau so wie der der bisher beschriebenen Gesteine, obwohl stoffliche Beziehungen bestehen dürften. Seine Kristalle sind frisch, obwohl manchmal stärkere Verbiegungen das Andauern der Bewegungen zur Zeit der Biotitbildung bezeichnen. Biotitblätter häufen sich oft als unverbogene Kristalle an den zermahlenden Rändern der Plagioklase. Pseudomorphosierung der Hornblende durch Biotit wurde aber bereits von Tschermak beschrieben; ob sie alpin oder älter ist, entscheide ich nicht.

III. Nun sind noch die bestehenden, andersartigen Anschauungen kurz zu erörtern. Die Ansicht E. Weinschenk's braucht hier nicht allein besprochen zu werden, da sie in den Anschauungen der neueren Autoren wieder auftaucht. Als gemeinsamer Zug der Arbeiten von F. Angel, E. Christa und L. Kölbl ist hervorzuheben, daß die rein petrographische Beschreibung der Zentralgneise oft sogar bis in Einzelheiten meinen Beobachtungen entspricht, so daß ich also diese für die Verallgemeinerung meiner Ergebnisse verwerten kann. Die Folgerungen weichen dagegen weit ab, indem die hier als Folgen reiner Durchbewegung erkannten Strukturen als magmatisch bezeichnet werden.

F. Angel (1929) ordnet die Minerale des Zentralgneises zu einer magmatischen Ausscheidungsfolge: Magnetit, Rutil, Granat, Epidot, Glimmer, Chlorit, Plagioklas, zuletzt Mikroklin und Quarz. Die Mikrolithenfüllung der Plagioklase soll auf magmatischen Einfluß zurückgehen. Die magmatische Ausscheidungsfolge stimmt zum Teil mit der kristalloblastischen Reihe überein. Es muß die Frage gestellt werden, warum diese kristalloblastische Reihe unbedingt magmatisch entstanden sein soll. Kontaktgesteine fehlen doch größtenteils oder sind vollkommen unkenntlich geworden. Die Albitgneise des Zentralgneisrandes erwiesen sich als besonders stark umgewandelte Zentralgneise und haben mit Kontakt-

gesteinen nichts zu tun. Die Verteilung von Albit und Biotit in der Schieferhülle schließt eine Zufuhr vom Zentralgneis her aus, und die Verteilung derselben Mineralien im Zentralgneis selbst zwingt zum gleichen Schluß, denn wir haben hervorgehoben, daß in Gesteinen mit geringen Zerstörungen der Minerale höchstens sehr kleine Albitneubildungen auftreten, während in solchen mit regem Albitwachstum die primären gefüllten Plagioklase meist gänzlich fehlen, wo doch nicht einzusehen ist, warum die albitische Phase der magmatischen Erstarrung in den schwach gestörten Typen nur unbedeutende, jüngere Albitbildungen hervorgerufen imstande sein soll, während in stark schiefrigen Gesteinen das Gegenteil eintritt. In der Untersuchung schiefriger Typen liegt der Schlüssel zur Klärung der Frage.<sup>4)</sup> Hier können in stark mylonitischem Gefüge sehr häufig unversehrte Glimmer beobachtet werden. Wenn nun in der Regel die Muskowitmenge mit der Schieferigkeit auffallend zunimmt, eine Erscheinung, die in dynamometamorphen kristallinen Schiefen beheimatet ist, so geht es nicht an, hier den Muskowit zu einem magmatischen Mineral zu stempeln. Daß nun vollends alle Übergänge mechanischer Zerkleinerung, Zerbrechungen und Zertrümmerungen, eine deutliche Beziehung der Neukristallisationen zu diesen und die vollständige Übereinstimmung der prinzipiellen Kristallisations- und Umwandlungsvorgänge im Zentralgneis und in der Schieferhülle festgestellt werden können, scheint mir genügend zu beweisen, daß der Zentralgneis ein in fester Form umgewandelter kristalliner Schiefer ist.

E. Christa (1931) folgert aus den mit meinen Beobachtungen ausgezeichnet übereinstimmenden Tatsachen ein kompliziertes Zusammenwirken magmatischer Erstarrung und tektonischer Beanspruchung, welche sich infolge Änderungen des chemischen Gleichgewichtes der Schmelze in der Form der Minerale äußert. Auf das Problem der Mikrolithenbildung im Plagioklas soll hier nicht weiter eingegangen werden, da H. P. Cornelius (1935) das Wesentliche gegen die Mikrolithenbildung im Augenblick der Plagioklasbildung bereits gesagt hat. Hervorgehoben werden soll die Angabe korrodierter Formen mit buchtigen Rändern an Plagioklasen, die am schönsten dort erhalten sind, wo sie besonders in Kalifeldspat als Produkt der Restschmelze hinein-

<sup>4)</sup> Das einzige in seiner Abhandlung beschriebene schiefrige Gestein wird nur in einem Absatz ohne weitere Erklärung behandelt.

ragen (S. 560). Einschlüsse identischer Gestalt konnte ich in größeren Kalifeldspaten außeralpiner Granite fast immer beobachten, doch unterscheidet sie der Mangel an richtigen Mikrolithen. Es sind das normale Erstarrungsstrukturen, bei denen höchstens spätere tektonische Vorgänge Veränderungen hervorgerufen haben können, wie ja aus meinen Angaben hervorgeht. Die einschlußarmen bis einschlußfreien Säume der Plagioklase sind entweder primär oder Neubildungen, die besonders in Gesteinen mit regem Albitwachstum hervortreten, wo dann buchtige Ränder mit Korrosion schon gar nichts gemeinsam haben. Auf die von Christa als unbedeutend übergangenen inversen Zonenstrukturen lege ich großes Gewicht. Die Mikrokline lassen manchmal Albithüllen beobachten, in die dünne, gekrümmte Apophysen hineinragen, so daß auch der Kalifeldspat korrodiert war, bevor sich Albit aus der Restschmelze unter gegenseitiger stofflicher Einwirkung ausschied, worauf noch einmal Mikroklinscheidung erfolgen kann (S. 562). Dem steht meine Beobachtung gegenüber, daß solche Albithüllen — wenn sie nicht etwa aus eingeschlossenen Mörtelbestandteilen bestehen — mit den Perthitspindeln gleichzeitig auslöschen und also eine engere Beziehung zum Perthit und Kalifeldspat aufweisen, als durch bloße Umhüllung zustandekommen dürfte, was unbedingt für die Verdrängung des Kalifeldspates durch Albit ohne vorausgehende Korrosion spricht. Interessant ist auch Biotit. Seine zerfranste und korrodierte Form (S. 552) zeigt gewisse Spuren von Beanspruchung. Daß noch in seiner Umgebung Mörtelgrus angeschoppt ist, zeigt mir, daß auch hier Biotitporphyroblasten in Mörtelzonen sitzen.

Wenn wir nun noch festhalten, daß Quarz in der Regel xenomorph ausgebildet ist, so finden wir, daß fast jedes Mineral korrodiert ist und keines gute kristallographische Begrenzung besitzt, welcher Umstand nach F. Becke (1903) Grubenmann (1924) und anderen als Hauptmerkmal kristalloblastischer Struktur gilt. Die Bedeutung von Muskowit und sein gelegentliches Überhandnehmen wird kaum gewürdigt und keine Entscheidung gefällt, wie weit Vergneisung die unmittelbare Ursache seines Auftretens ist (S. 564) und ähnlich steht es mit dem als selten bezeichneten Epidot. Den Körnerzerfall der Plagioklase und sonstige Spuren mechanischer Beanspruchung verlegt Christa noch in die Zeit der liquidmagmatischen Phase der Erstarrung. Die Zerstörungen an den Plagioklasen scheinen mir

aber in keinem Verhältnis zu stehen zu der unter liquidmagmatischen Bedingungen, sogar wenn noch fluide Stoffe zugegen sind, vorauszusetzenden kräftigen Kristallisationstendenz dieser Mineralien, wo doch die Metamorphose bei weit tieferer Temperatur schon kräftige Neukristallisation anzuregen vermag. Eine bloße randliche Vergrusung der Plagioklase in Typen mit sonst erhaltener Erstarrungsstruktur erfordert in festem Zustand nur eine geringe Pressung, während die Durchbewegung sehr heftig sein muß, um die inmitten der Schmelze gut kristallisierenden Körner des Gruses klein zu erhalten oder zu zerkleinern.

Alle die komplizierten magmatischen Vorgänge mit gleichzeitiger Bewegung, Unterbrechungen der Kristallisation, Korrosion, Grusbildung unter tektonischen Wirkungen, Kristallisation der Restschmelze usw. schwinden, wenn wir eine Umformung des Zentralgneises in fester Form unter Mitwirkung gleichzeitiger und posttektonischer Kristallisation annehmen.

Zu Christas Darstellung basischer Massengesteine sind noch einige Worte hinzuzufügen. Die aus dem Zillertaler Kern vorliegenden Schiffe F. Beckes zeigen, daß die Hornblenden stets sekundär uralitisch oder porphyroblastisch, auch Biotite porphyroblastisch sind und selbständiger Chlorit auftreten kann in Übereinstimmung mit den Angaben Christas. Das Grundgewebe ist aber deutlich zerstoßen und zum größeren Teile entmischt, doch können manchmal noch Plagioklasreste erhalten sein. Bemerkenswert ist, daß ich in fast jedem Schiffe, in einigen sogar besonders deutlich, inverse Zonarstrukturen und Andeutungen von Paralleltexturen beobachtet habe, alles prächtige Anzeichen für kristalline Schiefer. In bezug auf die Erhaltung von Gangformen usw. siehe Seite 444. Daß auch Christa bei den Apliten die gleichen mechanischen Zerstörungen wie im Zentralgneis beschreibt, ist eine wertvolle Unterstützung meiner im Sonnblick und an den Beckeschliffen gemachten Beobachtungen.

Die Charakteristik L. Köbls (1932) vom Zentralgneis des Großvenedigermassivs stimmt in den meisten Punkten mit E. Christa überein, weshalb die dort vorgebrachten Gegenstände auch hier gelten. Abweichungen ergaben sich gegenüber Christa und Angel in der Beurteilung der Mikrolithenbildung, indem Kölbl die Piezokristallisation ablehnt und statt dessen eine Einwirkung von Restlösungen auf den bereits verfestigten

Plagioklas annimmt, die noch vor Abscheidung des Kalifeldspates erfolgte, weil dieser die korrodierten gefüllten Plagioklase umschließt. Auch hier kann ich wieder auf die von H. P. Cornelius (1935) angeführten Gegengründe verweisen. Die Korrosion bedeutet Unterbrechung der Kristallisation; es folgte neuerlich Kristallisation unter geänderten Bedingungen. Ausschwärmenden Restlösungen werden gleiche Umwandlungsvorgänge in den benachbarten Schiefen wie im Gneis zugeschrieben. Dieser Angabe wurde ebenfalls schon Seite 445 widersprochen. Jüngere Neubildungen von Albit sind verbreitet. Wenn nun auch auf Bewegungen während der Kristallisation hingewiesen wird, so brauchten wir uns im großen und ganzen nur mehr die „Restlösungen“ durch die bei Metamorphose in festem Zustand immer mitwirkenden, sicher nicht magmatischen und kaum weit wandernden Lösungen ersetzt zu denken, um auch aus den von Kölbl gebrachten Tatsachen eine deformative Umwandlung im festen Zustand herauszulesen.

Bei B. Sanders (1920) Tauernkristallisation spielen Intrusionen und besonders Granitisation in größerer Rindentiefe mit ihrer hohen Temperatur eine große Rolle. Die in den Tauern wahrscheinlich erreichten Temperaturen bei der Deckenüberlastung (Grubenmann-Niggli, 1924; F. E. Sueß, 1937) reichen keinesfalls zur Hervorrufung von Granitisation aus, die lokal höchstens an größeren Eruptivkörpern auftreten könnte, sonst aber eine Erscheinung der periplutonischen Regionalmetamorphose ist (F. E. Sueß, 1937). Eine stärkere Zuhilfenahme von Intrusionen aber begegnet den gleichen Einwänden, wie sie vorhin bei unserer Erörterung gebracht wurden, ebenso die Zufuhr von Lösungen aus dem Zentralgneis in die Schieferhülle.

IV. Mit der Feststellung einer deformativen Metamorphose im festen Zustande stehen auch die geologischen Befunde in Einklang. Zahlreiche, ungefähr gleichgerichtete, kräftig verschieferte Gesteinsblätter zerlegen die Zentralgneiskörper in einen Stoß von Gleitbrettern, in denen sich schwächer, mitunter fast gar nicht umgewandelte Zentralgneispartien samt Apliten usw. erhalten haben. Alle Übergänge vom Zentralgneis bis zu verquarzten Tektoniten können da studiert werden. B. Sander hat das am Tauernwestende als Riesenlagenbau bezeichnet. Die Ränder der Zentralgneismassen sind auf sehr große Strecken tektonische Flächen, an denen wohl vereinzelt Kontaktgesteine be-

schrieben werden, während diese sonst ganz verschwunden oder unkenntlich geworden sind. In den Randteilen sowie in Verschiebungszonen erscheinen nicht selten Falten. M. Stark (1912) hat im Sonnblickgebiete sehr anschaulich die enormen Verschleifungen am Zentralgneisrand beschrieben, wo sogar Blätter von Schieferhüllegesteinen eingeschuppt sind. Dünne Lamellen von Zentralgneis wurden abgerissen und in die Schieferhülle eingeschuppt und eingefaltet, von denen manche heute vollkommen vom Zentralgneis abgetrennt sind (z. B. Flugkogelgneis, L. Schurk, 1915, wahrscheinlich auch die Zentralgneisspäne in der Schieferhülle der Fleißtäler im Sonnblickgebiet), deren petrographischer Charakter genau dem entsprechenden Typen der großen Massive entspricht; das zeigt, daß diese ganz die gleichen Umwandlungen durchgemacht und das gleiche Schicksal erlebt haben, wie die Gneise der großen Massive. Kräftige Faltungen an den Rändern dieser Späne und ihr unmittelbarer Kontakt mit Gesteinen, die keine Spur von Kontaktmetamorphose zeigen (z. B. Marmore der Rote Wandgneisdecke) sprechen für tektonischen Einschub. Der übereinstimmende metamorphe Charakter im Verein mit der Lagerung spricht entschieden gegen eine Apophysenbildung.

Verschiedene geologische Tatsachen sprechen dafür, daß die Zentralgneismassive infolge ihres starren Widerstandes eine nicht unerhebliche Rolle in der Gestaltung des Tauernfensters gespielt haben, welchen Gedanken F. E. Sueß (1934) öfter ausgesprochen hat. Die in der Glocknergruppe von H. P. Cornelius und E. Clar (1935) und in ihrem östlichen Teile von A. Hottinger (1936) und mir beobachteten Querstrukturen und die mehrfachen Deckenbildungen lassen sich durch Einpressung in eine ursprünglich bestehende Lücke zwischen den Zentralgneismassiven und Stauung an dem weit südlich stehenden Sonnblickmassiv erklären. Hier im Osten wurde die Schieferhülle in einem weiten Raum nördlich der Zentralgneismassen zusammengestaut, während die Schieferhülle nördlich vom Zillertaler und Tuxer Kern sehr schmal und dafür im Süden breiter ist. All das kann mit einer verschiedenen ursprünglichen Lage der Intrusivkörper zur Achse des Gebirges in Beziehung gebracht werden. Über den Zentralgneismassiven bildete die Schieferhülle zum Teil um Gneiskerne große liegende Falten und Decken. Es ergibt sich aber daraus, daß eine Deckenparallelisierung, besonders auf Grund der

Gneisgesteine, über die Querstrukturen der Glocknergruppe hinweg erheblichen Schwierigkeiten begegnen dürfte, wie allein schon aus der tektonischen Skizze in den Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes zu ersehen ist (H. P. Cornelius, 1935).

Die Möglichkeit einer syntektonischen Intrusion ist also auf Grund der petrographischen und geologischen Befunde auszuschließen.

### ERKLÄRUNG ZU DEN TAFELN.

#### TAFEL I,

- Fig. 1: Nicht metamorpher Zentralgneis. Große Leisten von Plagioklas mit Trübung. Links unten: Mikroklin. Dazwischen in Körner zerfallener Quarz. Oben Mitte schwarz: Biotit. Zirka 50fach.
- Fig. 2: In der Mitte mikrolithenerfüllter Plagioklas in Dunkelstellung, umgeben von einem Mörtelkranz mit vergrößerten Muskowitschüppchen (Mu). Rechts desgleichen. Links oben: Quarzkörner, links im Eck und unten Mitte Biotit (Bi). Zirka 80fach.

#### TAFEL II,

- Fig. 3: Mitte und links mikrolithenerfüllter Plagioklas, am Rande in Plagioklaskörnergrus aufgelöst. Darin viele größere Muskowitkristalle (einige mit Mu bezeichnet) und Epidot (E). Beginnende Ausbildung einer Paralleltexur in den Mörtelzonen. Zirka 100fach.
- Fig. 4: Plagioklasreste mit Mikrolithen in lang ausgeschwänzten Plagioklas-mörtelstreifen mit größeren Glimmerblättern (Muskowit Mu, etwas Biotit Bi) und Epidot (E). Links oben ausgewalztes Quarzaggregat. Deutliche Paralleltexur. Zirka 100fach.

#### TAFEL III,

- Fig. 5: Weitgehend ausgewalzter und entmischter Plagioklasmörtel mit sehr spärlichen mikrolithenerfüllten Plagioklasresten (Pl) und etwas Quarz (Qu). Im Mörtel große unversehrte Glimmer (Muskowit Mu und Biotit Bi), Epidotkörner (E) und Orthit (O), fast alle wesentlich aus den Plagioklasmikrolithen entstanden. Ausgeprägt dünnstiefriges Gestein.
- Fig. 6: Aus einem Albitgneis des Zentralgneisrandes. Große, einschlußführende Albitporphyroblasten, dazwischen stärker verzahnte Quarzkörnergruppen (z. B. links oben und rechts unten Qu). Die verbogenen Glimmerfasern (Gl) mit Muskowit und Biotit sind deutlich. Zirka 40fach.

#### TAFEL IV,

- Fig. 7: In der Mitte große, unverbogene Biotitporphyroblasten in einer Mörtelzone, die aus Plagioklas und wenig Quarz besteht, und eine gewisse, von links unten nach rechts oben verlaufende Paralleltexur aufweist. Links Quarzkörner. Zirka 80fach.
- Fig. 8: Regeneration von Kalifeldspat. Rechts oben perthitischer Mikroklin mit klarem neugebildetem Rand; an der Grenze ein myrmekitischer Plagioklas und Quarzkörner eingeschlossen. Links unten Plagioklas und Quarz. Zirka 80fach.



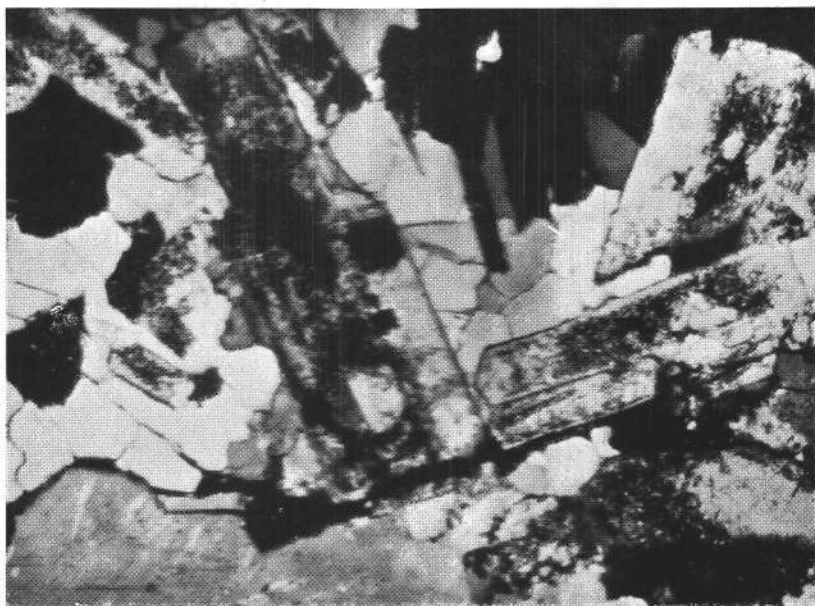


Fig. 1.

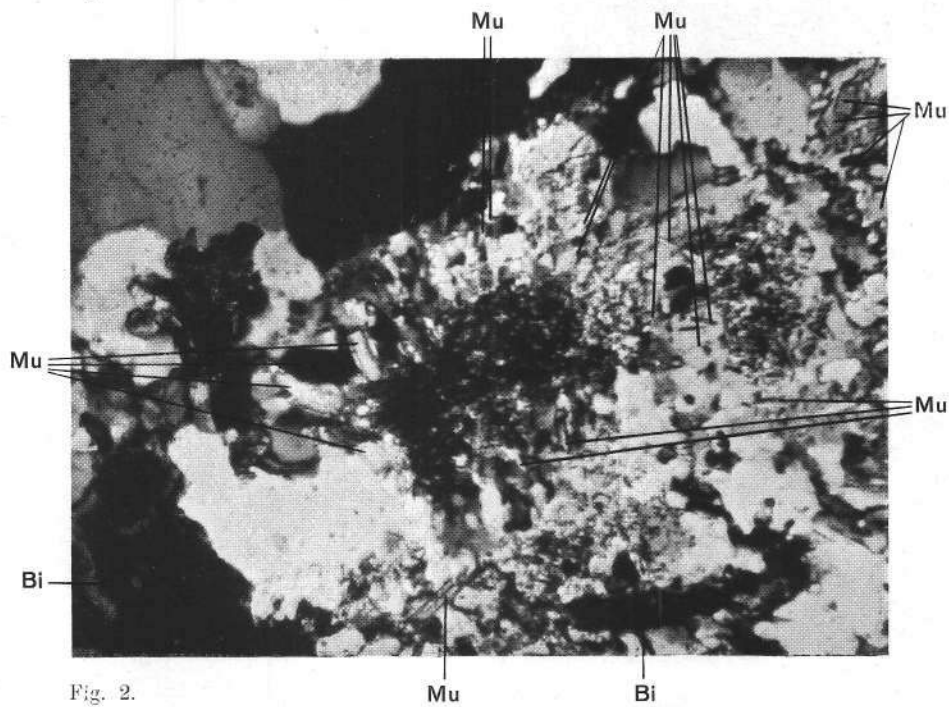


Fig. 2.

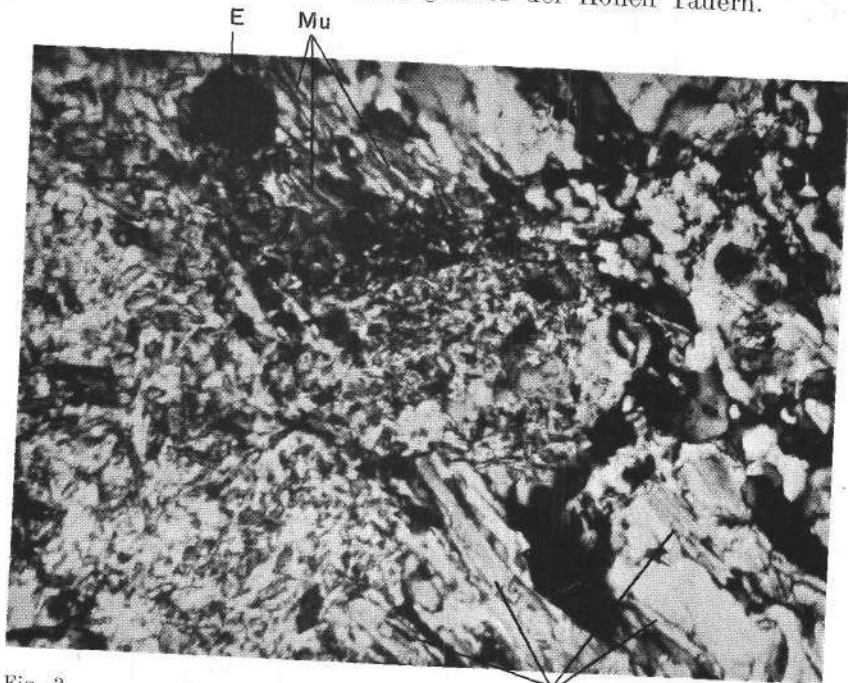


Fig. 3.

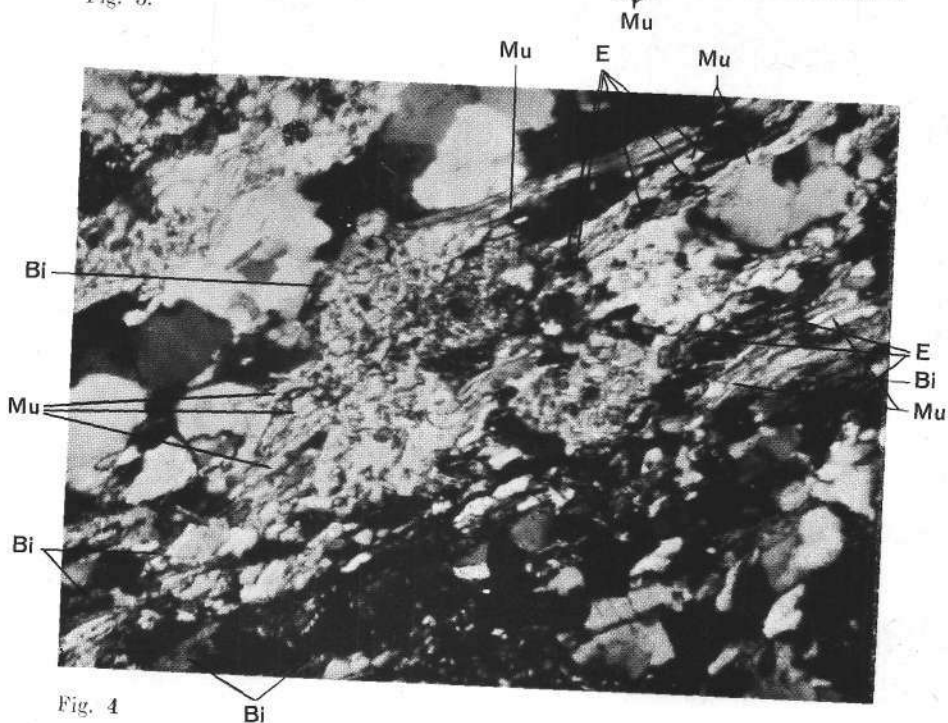


Fig. 4

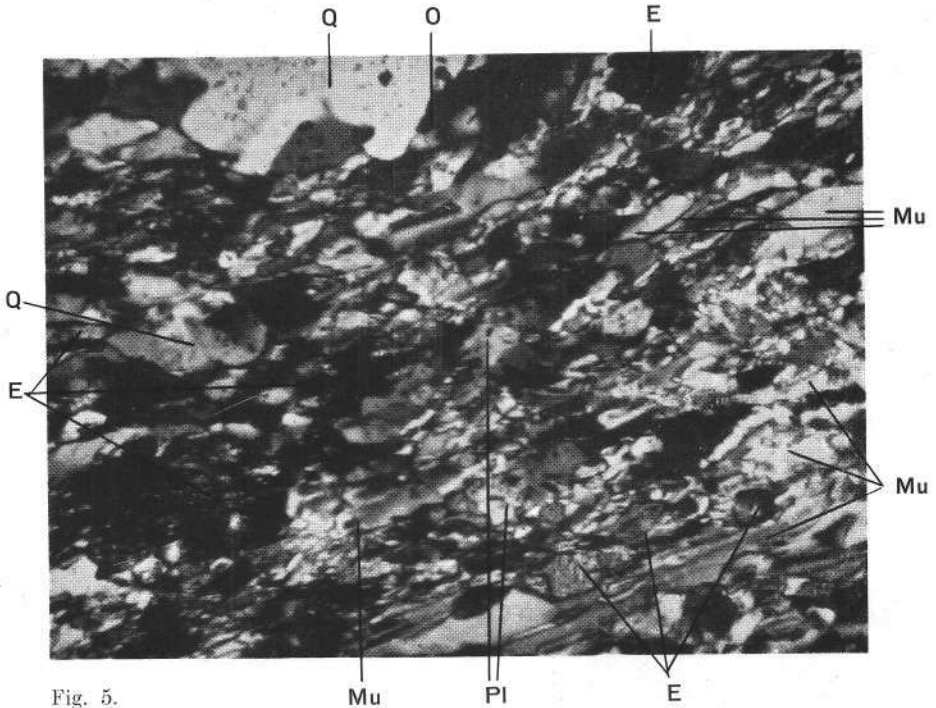


Fig. 5.

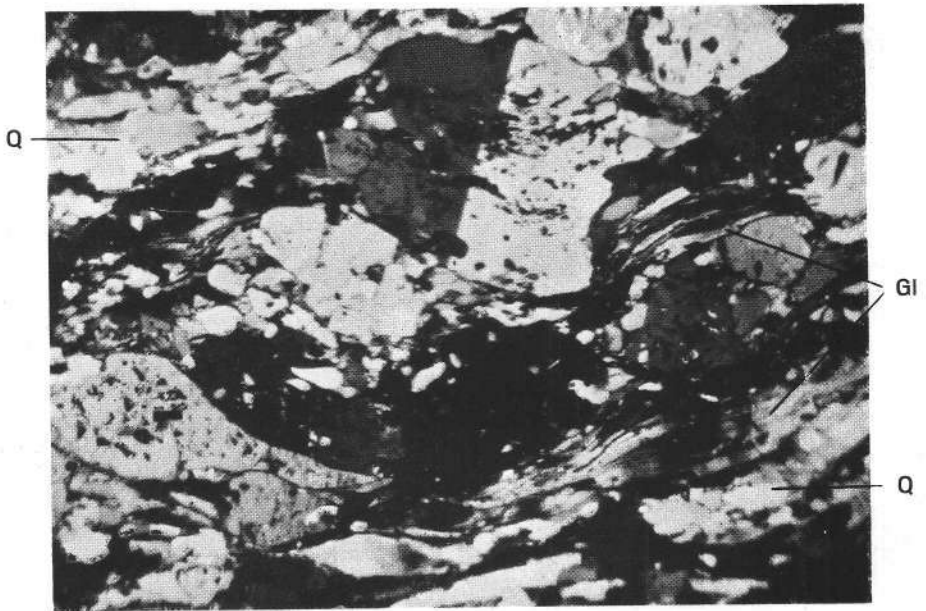


Fig. 6.

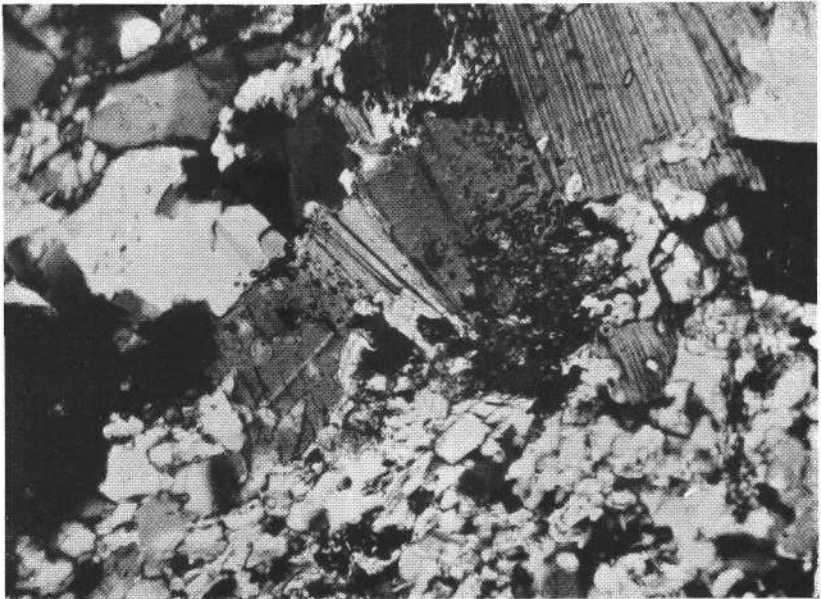


Fig. 7.

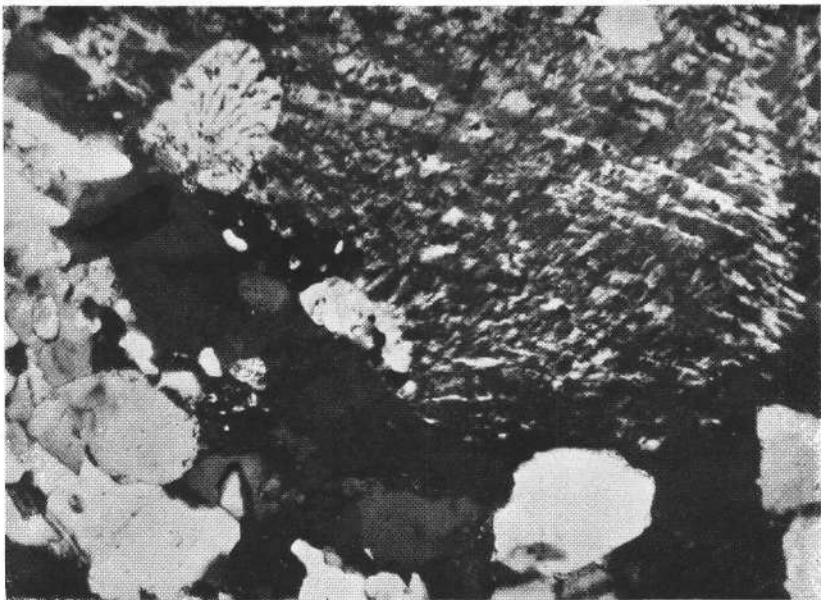


Fig. 8.

### WICHTIGERE ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN.

- Angel F.,  
1929: Gesteine vom südlichen Großvenediger. Neues Jahrb. Min., Bd. LIX.
- Becke F.,  
1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Internat. Geologenkongreß, Wien, C. R. IX.  
1906: Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. Internat. Geologenkongreß, Mexiko.  
1908: Bericht über Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 117. Bd.  
1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalpkerns. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 118. Bd.  
1912: Intrusivgesteine der Ostalpen. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., XXXI.  
1923: Differentiationserscheinungen im Zentralgneis. Neues Jahrb. Min.
- Becke F. und Uhlig V.,  
1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 115. Bd.
- Bianchi A. und Dal Piaz G.,  
1934: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova, X.
- Christa E.,  
1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. Geol. B. A. Wien, Bd. 81.
- Cornelius H. P.,  
1921: Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen der Alpen. Zentralbl. f. Min., Stuttgart.  
1931: 2. Bericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verb. G. B. A. Wien.  
1935: Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Zürich, Bd. 15.
- Cornelius H. P. und Clar E.,  
1932: Desgleichen 3. Bericht Verb. Geol. B. A. Wien.  
1935: Geologische Karte der Glocknergruppe 1:25.000 mit Erläuterungen. Wien, Verlag d. Geol. B. A.
- Grubenmann-Niggli,  
1924: Gesteinsmetamorphose. Berlin, Bornträger.
- Hammer W.,  
1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 86.
- Hottinger A.,  
1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick—Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae. Geol. Helvet., XXVIII.
- Kieslinger A.,  
1936: Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 86.

- Kober L.,  
1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Ak. d. Wiss., Wien, Bd. 98.
- Kölbl L.,  
1932: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 141.
- Prey S.,  
1936: Zur Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. (Vorl. Mitt.) Anz. d. Ak. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Nr. 11.
- Sander B.,  
1920: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jahrb. d. Geol. B. A. Wien.
- Schurk L.,  
1915: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm—Ankogelmassiv. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. XXXIII.
- Stark M.,  
1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Tauernfenster und über Beziehungen der Schieferhülle des Zentralgneises. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 121.
- Staub R.,  
1924: Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 52. Liefg.
- Suess F. E.,  
1904: Über Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.  
1934: Vergleichende Orogenstudien (vorl. Ber.). Anz. d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Nr. 13, Wien.  
1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Berlin, Bornträger, Band XIII.
- Uhlig V.,  
1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 2.
- Weinschenk F.,  
1894: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. I. und II. Abh. d. bayr. Ak. d. Wiss., II. Kl., 18, 3. Abt.  
1895: Zur Kenntnis und Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten in den östlichen Zentralalpen. N. Jb. f. Min.  
1903: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Zentralbl. f. Min.
- Winkler-Hermaden A.,  
1926: Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Jb. d. Geol. R. A. Wien.
-