©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jb. Geol. B. A.	Bd. 104	S. 151—211	Wien, Juli 1961

Petrographisch-tektonische Studien an den Gesteinen der östlichen Sarntaler Alpen

Von Herbert Skall*)

Mit Tafel 8 und 9, 2 Phototafeln im Text (10, 11) und 1 Textabbildung

Inhalt

Seite

Vorwort 151
Einleitung 152
1. Tektonik 152
2. Quarzphyllonite 162
3. Gneise und Glimmerschiefer 175
4. Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer 190
5. Die Kontaktfacies des Brixner Granits 196
6. Die Ganggesteine 200
7. Zusammenfassung 207
Literatur 210

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Josef Ladurner, Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Innsbruck, ausgeführt.

Die Geländearbeit erstreckte sich auf die Sommermonate der Jahre 1955 bis 1957. Die in diesen Jahren gesammelten Ergebnisse wurden durch einige Kontrollbegehungen im Sommer 1958 ergänzt und gefestigt. Die Untersuchung des gesammelten Materials erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Josef Ladurner, möchte ich für seine wohlwollende Unterstützung und seine Anregungen danken. Ebenso möchte ich Herrn Professor Dr. Bruno Sander für die mir freundlicherweise zur Verfügung gestellten Vergleichsschliffe meinen Dank aussprechen. Besonderer Dank gilt dem Deutschen Alpenverein, der durch eine einmalige Beihilfe diese Arbeit finanziell unterstützte.

*) Adresse des Verfassers: Dr. H. Skall, dzt. Stilfontein, Buffelsfontein G. M. Co., W. Tvl, South Africa.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Einleitung

Die östlichen Sarntaler Alpen gehören größtenteils zum Verband des Brixner Quarzphyllonits. Die Westgrenze des in dieser Arbeit behandelten Gebietes bildet die Talfer zwischen Sarnthein im Süden und Asten im Norden des Pensertales. Die Basalbildungen des Bozner Quarzporphyrs mit Tuffen und Tuffbreccien (diese finden sich nebst untergeordneten Augitporphyren auch noch ohne lokalen Zusammenhang mit dem Porphyr südlich des Hundskopfes oberhalb Brixen) bilden die Südostgrenze des Aufnahmsgebietes. Die rötlichen und violetten Tuffe setzen im Norden am Jocherer Berg ein, wo sie sich gut durch den Farbkontrast von den nach Norden folgenden Phylloniten abheben. Die Grenze Tuff-Phyllonit verläuft am Totenkirchl vorbei und senkt sich von dort stetig, von häufigen Quellaustritten begleitet, zum Schloß Reineck (Castel Regio) oberhalb Sarnthein ab (siehe R. v. Klebelsberg 1923). Die Südgrenze verläuft vom Latzfonser Kreuz entlang dem Blankenbach bis unterhalb Latzfons. Im Osten bildet der Eisack die Grenze. Am Vahrner See setzen die Intrusiva der Brixner Masse ein und begrenzen das Gebiet im Norden bis Asten im Pensertal.

Das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen ist der Quarzphyllonit. Innerhalb der phyllonitischen Gesteine finden sich Einschaltungen von Hellglimmerschiefern und -gneisen, Quarziten, Chlorit-Epidot-Gneisen, Zweiglimmerschiefern und -gneisen, Porphyrgneisen und Porphyroiden. Hinzu kommen Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer sowie Kontaktgneise und mehrere, den Phyllonit durchsetzende Ganggesteine. Die quartären Ablagerungen, die ausgedehnte Flächen einnehmen, werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

Die von B. Sander (Erläuterung 1929) durchgeführte geologische Kartierung 1 : 100.000 lag vor. Der vorliegenden Arbeit oblag die Aufgabe, eine Analyse der vorliegenden Gesteinstypen zu geben, vorhandene Deformationspläne zu untersuchen und deren zeitliche Beziehung zueinander und zu den einzelnen Kristallisationen herzustellen.

Als geologische Kartengrundlage dienten die Blätter Brixen und Meran der „Carta Geologica delle Tre Venezie". Zur Neuaufnahme wurden die Meßtischblätter des Istituto Geografico Militare benutzt, die in den Jahren 1904 bis 1912 aufgenommen wurden. Bei den Ortsangaben werden in dieser Arbeit die deutschen Namen bevorzugt. Nur wo es sich zwecks einer besseren Orientierung nicht vermeiden läßt, werden die italienischen Namen in Klammern beigefügt.

Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse fußen auf der Untersuchung von 150 Dünnschliffen und ungefähr 2000 im Gelände aufgenommenen Daten von B-Achsen, s-Flächen und Klüften.

1. Tektonik

Flächengefüge

In bezug auf das Flächengefüge lassen sich vier Homogenbereiche unterscheiden (siehe tektonische Karte, Tafel 8):

I. Homogenbereich

Er umfaßt das Flaggertal (Valle Vallaga), den Hang NE von Alpbach (Rio dell'Alpe) und das Seebachtal (Rio Sebia). Er ist gekennzeichnet durch NW-Streichen des Schieferungs-s, das durchschnittlich 20 bis 30°

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nach SW einfällt und in den Kontaktgneisen gegen den Brixner Granit fallweise bis 60° Steilstellung erreichen kann. NW-Streichen und SW-Fallen erstreckt sich nach Westen bis zur Teufelsalpe im oberen Pensertal.

II. Homogenbereich

Nach Südosten (Schalderertal) geht das NW-Streichen dieses Homogenbereiches allmählich in ein EW-Streichen über, das sich in den Hängen des Eisacktales und an der Nordseite des Blankenbaches mit einigen Ausnahmen in ein WNW-Streichen abändert. Das S-Fallen von 30 bis 40° im Schalderertal verflacht sich im allgemeinen im Eisacktale zwischen Vahrn und Brixen und wird in der Gegend von Verdings und Garn wieder auffallend steiler.

III. Homogenbereich

Zwischen Pt. 2556 m und Schönjöchlspitze geht das I. Homogengebiet über in das Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal, das sich durch meist horizontale oder nur schwach geneigte s-Flächen von den anderen Gebieten deutlich unterscheidet. Obwohl als Homogenbereich zusammengefaßt, ist das Flächenstreichen nicht annähernd so konstant wie in den anderen Arealen. Überwiegt auch horizontales s, so ist neben SW-Fallen an der Farnalpe auch noch flaches NW- und N-Fallen stellenweise im Pensertal vorhanden.

IV. Homogenbereich

Lassen sich zwischen den bisher erwähnten Homogenbereichen I, II und III allmähliche Übergänge feststellen, so stehen die Hänge an der Ostseite des mittleren Durnholzertales mit der Bichelbergalpe (Alpe M. Colle), Morgenrast (M. Mattina), Hirscheck (Punta del Cervo), Getrum- und Kassianspitze als östliche Begrenzung in einem scharfen Gegensatz zu den im Westen, Norden und Osten folgenden Homogenbereichen I, II und III. Dieses Homogengebiet begrenzt im Süden der Getrumbach, dessen Einschnitt nach R. v. Klebelsberg (1923) eine Dislokation darstellt. Im Westen wird es vom Bereich III durch den Durnholzer Bach getrennt, der nach B. Sander (1929) einer verdeckten Störung folgt. Im Norden erweist sich das Alpbachtal als Grenze zwischen den nach SW einfallenden Phylloniten des Homogenbereiches I und dem südlich anschließenden Komplex von Phylloniten und Gneisen dieses Homogenbereiches IV. Der Alpbach benutzt in seinem Lauf eine Störungslinie, die sich bis zur Farzellscharte verfolgen läßt. Das Schieferungs-s der im Homogenbereich IV liegenden Gesteine streicht allgemein NS und fällt 10 bis 30° gegen Westen ein. Durch die südlich des Blankenhorns (Corno Bianco) einsetzende Störung, die bis zum Lückl Phyllonite und Gneise trennt und durch eine zweite, die wahrscheinlich durch die Gneise der Kassianspitze verläuft und sich bis zur Lorenzenspitze (Cima S. Lorenzo) fortsetzt, wird der Gegensatz zwischen den nach Westen einfallenden Phylloniten dieses Bereiches und dem Süd- bzw. SW-Fallen der sich nach Südosten anschließenden Phyllonite des Blankenbaches offenbar. Festzuhalten ist also: Stetige Verbiegungen der Flächenlagen sind zwischen den Homogenbereichen I, II, III vorhanden, während der Homogenbereich IV durch Brüche von den anderen Homogenbereichen getrennt ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Diagramme der s-Flächen aus den Phyllonitgebieten des Seebergs und des Osthanges des Sarntales zwischen Astfeld (Campolasta) und Sarnthein zeigen recht unterschiedliche Flächendaten. Die verhältnismäßig wenigen Aufschlüsse erlauben jedoch keine Aussagen über eine mögliche Inhomogenität.

Achsengefüge

Die um Nord—Süd streichende Hauptachse variiert statistisch im Aufnahmegebiet wenig. Die östlichen Sarntaler Alpen bilden also in bezug auf diese Achse einen Homogenbereich. In bezug auf die anderen Achsen ist es aber zweckmäßig, die östlichen Sarntaler Alpen in fünf Bereiche zu unterteilen, die durch entsprechende Sammeldiagramme charakterisierbar sind (siehe tektonische Karte, Tafel 8).

Flaggertal, Seebachtal und die nach Süden geneigten Hänge des Alpbachtales

Das Sammeldiagramm der B-Achsen D 1 a (Tafel 9) (sämtliche Gefügedaten sind mit Hilfe des SCHMIDTschen Netzes in die untere Halbkugel projiziert worden), das 22 Teildiagramme dieses Gebietes vereint, zeigt bei 10° Südfallen ein generelles Streichen von N 12 W der Hauptachse. Das senkrecht zum Hauptmaximum stehende Nebenmaximum (N 85 W; 15 W) kennzeichnet einmal Feinfältelungen, zum anderen jedoch weitaus häufiger dezimetergroße Stauchfalten, auf die im folgenden noch eingegangen wird. Alle vorhandenen linearen Richtungen streuen in den Aufschlußbereichen derart, daß sie sich nur schwer voneinander trennen lassen. Das Sammeldiagramm gibt daher keinen Aufschluß über die Anzahl unterscheidbarer Achsen, sondern lediglich über die statistische Verteilung der einzelnen Achsen; es läßt also die vorliegenden Deformationspläne nur mangelhaft erkennen. Selbst die Teildiagramme ergeben oft kein eindeutiges Bild von der Anzahl der im betreffenden Aufschlußbereich unterscheidbaren Achsen.

Sehr wichtig für die Achsenanalyse sind daher die auf derselben s-Fläche sich kreuzenden Linearen. Finden sich so innerhalb der Aufschlußbereiche auf verschiedenen s-Flächen jeweils NS streichende Feinfältelungen zusammen mit beispielsweise NE—SW streichenden, NW—SE streichende mit EW verlaufenden, und treten diese miteinander kombiniert auf, so kann man auch bei schwankender Streichrichtung der einzelnen Fältelungsachsen vier verschiedene Achsenrichtungen mit Sicherheit annehmen. Neben den im Sammeldiagramm D 1 a durch Haupt- und Nebenmaximum gekennzeichneten zwei Achsenrichtungen sind noch zwei weitere vorhanden, die wohl in den Teildiagrammen aufscheinen, im Sammeldiagramm D 1 a aber keine speziellen Maxima bilden, und deren Raumdaten daher nicht statistisch angegeben werden können. Es ist dies eine NE- bzw. NW-streichende Achse. Die NS und EW streichenden Achsen lassen sich fast in jedem Teildiagramm erkennen. Alle vier Achsenrichtungen sind häufig nicht in jedem Aufschlußbereich vorhanden. In den Teil- und Sammeldiagrammen wird die NS-Achse mit B, die NE- mit B′, die NW- mit B″ und die EW-Achse mit B‴ bezeichnet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die in die Teildiagramme eingetragenen Pole der s-Flächen lassen sich meistens in ein π-Maximum zusammenfassen. Daneben ist in einigen Fällen zumindest die Andeutung eines π-Kreises zu erkennen. Die senkrecht zu diesen Kreisen stehenden, mit β bezeichneten Schnittgeraden tautozonaler Flächen fallen in den einzelnen Aufschlußdiagrammen genau oder annähernd teils mit B, teils mit B‴ oder mit B′ zusammen.

Die in die einzelnen Teildiagramme eingetragenen Faltenachsen (b) von Falten im Dezimeter- bis Meterbereich sind durch Einmessen der Faltenschenkel konstruktiv ermittelt worden. Sie decken sich in den Teildiagrammen gut mit B, B′ und B‴. In das Punktsammeldiagramm sind Lineare (B, B′, B″, B‴), Achsen von Großfältelungen (b) und die Maxima der Schnittgeraden tautozonaler Flächen (β) der Teildiagramme differenziert eingetragen worden. Es läßt sich erkennen, daß die Häufung von b mit dem Maximum von B zusammenfällt. Gleichfalls liegt die NE-, EW- und möglicherweise auch die NW-Achse als Großfältelung vor. Obwohl bei vier vorhandenen linearen Richtungen β auch bei zufälliger Lage leicht einem der B zugeordnet werden kann, so ist es dennoch wahrscheinlich, daß die vorhandenen β-Maxima unzufällig sind. So fallen die β mit B, B′ und B‴ zusammen. B″ ist im Gebiet des Flaggertales wie auch im ganzen Aufnahmebereich nur schwach ausgebildet. Die Großfältelungen (b) und die fallweise aus den Teildiagrammen ersichtlichen β sind syntektonisch zu den Prägungsakten der Linearen. Eine über weitere Bereiche sich erstreckende Großfaltung ist nicht vorhanden.

Eine eigenartige Ausbildung zeigt die EW streichende Stauchfalte. Sie ist in ihrem Verlauf sehr unregelmäßig und variiert von N 60 E bis N 60 W, wobei Überkreuzungen und Gabelungen dieser Stauchfalten nicht selten sind (Bild 1, Tafel 10). Diese Stauchfalte ist wahrscheinlich ein „B′ ⊥ B“ der NS streichenden Hauptachse.

D 1 b zeigt die Anordnung der in unmittelbarer Umgebung der Flaggerscharte eingemessenen Klüfte. Das Maximum der Kluftpole deckt sich mit dem des Achsensammeldiagramms D 1 a. Das Maximum in D 1 b stellt ac-Klüfte zur NS-Achse dar. Die dominierende Rolle der die NS-Achse prägenden Deformation läßt sich also auch deutlich im Kluftbild ablesen.

Schalderer- und Spiluckertal

Das Sammeldiagramm D 2, das acht Teildiagramme umfaßt, zeigt als bevorzugte Achsenrichtung eine Achse, die N 8 W streicht und die entsprechend den steiler stehenden Schieferungsflächen 25° gegen Süden einfällt. Das Nebenmaximum in EW des Diagramms stellt wieder die Stauchfalte dar, die in gleicher Ausbildung und Häufigkeit auch im Flaggertal vorhanden ist und auch hier wiederum ein „B′ ⊥ B“ zur NS streichenden Hauptachse darstellt. Daneben ist noch eine — allerdings seltene — zirka EW streichende Lineare vorhanden. Mit wenigen Ausnahmen, wie z. B. am Ostgrat des Scheibenberges, wo nur die NE-Achse vorliegt, oder innerhalb eines Aufschlusses im unteren Schalderertal, in dem zwar die NS-Achse vorhanden ist, jedoch gegenüber der NE-Achse zurücktritt, läßt sich die NS-Achse in den meisten Teildiagrammen als bevorzugte Richtung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

erkennen. In keinem der eingemessenen acht Aufschlußbereiche sind alle vier linearen Richtungen vorhanden. Bei synoptischer Betrachtung der Teildiagramme ergeben sich jedoch wieder wie im Flaggertal vier Achsenrichtungen, wobei die NE- und NW-Achse in D 2 als Maxima nicht hervortreten.

Die Flächenpole der Teildiagramme bilden teilweise einen π-Kreis. β deckt sich mit B′; ist also sicherlich nicht zufällig. In einigen Fällen decken sich die β-Maxima nicht mit den entsprechenden Häufungsstellen der Linearen. Sie könnten jedoch nach Kenntnis der zwar nicht im betreffenden Aufschluß vorliegenden, aber im weiteren Bereich vorhandenen Achsen B′ und B‴ diesen zugeordnet werden. Aus dem Punktsammeldiagramm, in das Lineare (B) und die vorhandenen β der einzelnen Teildiagramme differenziert eingetragen wurden, geht hervor, daß die drei β-Maxima der Teildiagramme sich der NE- und EW-Achse zuordnen lassen, während die zirka NS streichende Achse wohl als bevorzugte Lineare vorhanden ist, daß aber eine Verstellung der s-Flächen um eine Tautozonalitätsachse (β) homotaktisch zur NS-Achse nicht erfolgt ist.

Eisacktal und Blankenbachtal

Das aus den Achsendaten von elf Teildiagrammen zusammengesetzte Sammeldiagramm D 3 zeigt weitgehende Übereinstimmung mit den Sammeldiagrammen des Flagger- und Schalderertales. Die Hauptachse streicht auch hier N 7 W und fällt 14° gegen Süden ein. Die EW-Achse (B‴) liegt horizontal und streicht N 78 E. Die Stauchfalte ist im Eisacktale sehr häufig und in typischer Ausbildung vorhanden, tritt aber im Blankenbachtal und in der Umgebung der Königangerspitze stark zurück. Wie im Flagger- und Schalderertal tritt die NW- und NE-Achse statistisch im Sammeldiagramm nicht hervor. Die NS-Achse ist auch hier die am häufigsten auftretende Achse. In den Gneisen und Phylloniten dieses Gebietes, die meistens in s liegen, konnten nur zwei Achsen von Großfältelungen eingemessen werden. Die Faltenachsen (b) der Großfältelungen streichen beide NS und fallen entsprechend dem B der Feinfältelungen im Sammeldiagramm leicht nach Süden ein. In einem Aufschluß im Bereiche NE Schnauders deckt sich b mit dem B der Feinfältelung. In einem Aufschluß im oberen Thinnebachtal, wo B fehlt und B″ hervortritt, deckt sich b nicht mit B″.

Die β-Maxima der Teildiagramme decken sich genau oder annähernd mit B. Im Punktsammeldiagramm fallen b und β mit B zusammen. Ihre Prägungen sind also syntektonisch zur Haupteinengung erfolgt.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der östlichen Sarntaler Alpen, die ein ausgeprägtes s mit feinen Linearen zeigen, kommen jedoch besonders im Bereich zwischen Latzfons, Verdings und Garn teilweise intensiv verfältelte Phyllonite vor. Sind bisher nur Falten im Dezimeter- bis Meterbereich beobachtet worden, so ist möglicherweise eine großräumige Falte mit zirka EW streichender Achse zwischen Verdings und Garn vorhanden. Das zwischen den beiden Ortschaften aufgenommene Teildiagramm der s-Pole und der Linearen zeigt ein deutliches β in zirka EW des Diagramms. Die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Achsen der Feinfältelungen fallen jedoch nicht mit β zusammen, sondern streichen von NNW bis NNE und fallen teils nach Norden, teils nach Süden ein. Die konstruktiven Ebnungen, die an Hand der Diagramme durchgeführt wurden und die eine relativ zeitliche Beziehung der vorliegenden Durchbewegungspläne ableiten sollten, blieben ergebnislos. Das ist insofern nicht überraschend, da die linearen Richtungen, wie schon erwähnt, sehr stark in den einzelnen Aufschlußbereichen streuen und schlecht voneinander abzugrenzen sind.

Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal

Während in den bisher behandelten Gebieten die Hauptachse (B) um N 10 W streicht, geht sie, wie aus dem Sammeldiagramm D 4 a ersichtlich, im Gebiet zwischen Durnholzer- und Pensertal in eine N 15 E-Streichrichtung über. B variiert in den einzelnen Teildiagrammen von N 15 W bis N 25 E. Mit einigen Ausnahmen, in denen die NE-Achse (B′) dominiert, ist B in den Teildiagrammen als bevorzugte Richtung vorhanden. Die Stauchfalte tritt fast völlig zurück und wird durch eine seltene, ungefähr N 80 W streichende Lineare abgelöst. Die NW-Achse ist am schwächsten ausgebildet, während die NE-Achse deutlicher ist.

Bei Betrachtung des Punktsammeldiagramms zeigt sich, daß die β-Maxima der einzelnen Teildiagramme mit einer Ausnahme nicht mit B zusammenfallen, sondern mit B′. Dies gilt ebenso für die Faltenachsen (b) der Großfältelungen. Es sind also b und β überwiegend während Prägung der NE-Achse (B′) entstanden.

Das stärkere Hervortreten von B′ kommt auch im Kluftsammeldiagramm (D 4 b) zum Ausdruck. Das Hauptmaximum in D 4 b stellt ac-Klüfte zur NE-Achse dar.

Die Einengungen wirkten sich derart aus, daß die leichter deformierbaren Phyllonite gefältelt wurden, während die starren Gneislagen diese Fältelung vielfach nicht mitmachten. Aber auch innerhalb der Gneise kann man verschiedenes Festigkeitsverhalten der einzelnen Typen beobachten. So zeigt besonders deutlich ein Aufschluß westlich des Hurlach (M. Corlo) im Bereich zwischen Penser- und Durnholzertal im Liegenden kompakten, kaum durchbewegten und im Aufschluß ziemlich homogen wirkenden, rötlichen Gneis. Das Hangende hingegen wird von inhomogenem, mit Quarzknauern durchsetztem Gneis gebildet, der intensiv verfältelt ist. Bild 2 auf Tafel 10 zeigt einen anderen Aufschluß zwischen Hurlach und Kollmannspitze. Im rechten Teil der Abbildung liegen Phyllonit (unten) und Gneis (oben) im ursprünglichen Verband, während im linken Teil der Abbildung wohl der Phyllonit als Unterlage der Gneise vorhanden ist, die Gneise selbst aber fehlen. Sie sind entlang einer zirka NW streichenden und steilstehenden Schubfläche ausgeschert worden. Die Schubfläche bildet nicht etwa eine scharfe Trennfläche, sondern der Phyllonit ist stellenweise noch in den Gneis hineingepreßt worden. Dieses Hineinpressen des Phyllonits in den Gneis ist im Anschluß an die Ausscherung erfolgt; beides geschah zu einer Zeit, als laminares Gleiten im Phyllonit stattfand, also während eines Prägungsaktes. Das unterschiedliche Festigkeitsverhalten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Gesteinstypen bewirkte also, daß sich die Einengungen in Phylloniten und Gneisen nicht gleichartig vollzogen. Dies ist vielfach der Grund für die komplizierte Lagerung, wie sie in Bereichen wechsellagernder Phyllonite und Gneise verbreitet ist und die im Kartenbild kaum annähernd zum Ausdruck kommen kann. Neben anderen, weniger augenfälligen Beispielen stehen sich Phyllonite und Gneise tektonisch begrenzt am Hurlach, im oberen Getrumtal südlich des Blankenhorns, am Lückl (Kassianspitze) gegenüber. Ebenso verläuft wahrscheinlich eine Störung entlang dem Oberlauf des Kollmannbaches (Rio Colma) im mittleren Durnholzertal. Sie wird von Gehängeschutt verdeckt und trennt die Gneise der Radelspitze von den sich nach Norden anschließenden Phylloniten.

Ob es sich in den einzelnen Fällen um eine während einer Achsenprägung erfolgten Ausscherung starrer Gneislagen oder um unabhängig von den Achsenprägungen erfolgte Dislokationen handelt, ist schwer zu entscheiden. In den Fällen, wo es sich um Verschiebungen von mindestens 300 bis 400 m handelt, wie am Kollmannbach oder südlich des Blankenhorns und am Lückl (Kassianspitze), dürften diese durch Dislokationen entstanden sein, die unabhängig von den achsenprägenden Einengungen erfolgten. Betrachtet man die einzelnen Flächenhomogenbereiche (I, II, III, IV) und vergleicht ihre unterschiedlichen, generellen Flächendaten, so läßt sich erkennen, daß die Prägung dieser Daten nicht in einem ersichtlichen kausalen Zusammenhang mit den B-Achsen prägenden Einengungen steht; d. h. also, daß die verdeckten und sichtbaren Dislokationen, welche die Bereiche gleicher Flächendaten zum Teil voneinander trennen, nicht den vorliegenden Einengungsplänen zuzuordnen sind. Es lassen sich zwei in ihrer Mechanik unterschiedliche Bewegungsbilder erkennen:

a) Achsenprägende Einengungen und gleichzeitige, oben beschriebene, selektive Ausscherung starrer Bereiche.

b) Eine mit a) nicht im Zusammenhang stehende Bruchtektonik.

Das Gebiet zwischen Durnholzerbach, Getrum- und Alpbach

Eine Achsenanalyse des im Sammeldiagramm D 5 zusammengefaßten Gebietes zu geben, ist insofern schwierig, da die einzelnen Linearen derart variieren, daß es oft nicht möglich ist, sie mit den in den anderen Bereichen analysierten Achsenrichtungen zu konfrontieren. Das Hauptmaximum in D 5 gibt als Hauptachse eine Lineare mit NS Streichen und 15° Südfallen an. Das untergeordnete Nebenmaximum (N 20 E, 20 S) ist wahrscheinlich die NE-Achse (B′), während aus der Lage des Nebenmaximums (N 60 W) nicht sicher hervorgeht, ob es sich um eine verstellte NW-Achse oder um eine etwas verstellte EW-Achse handelt. Die ungefähr EW streichende Stauchfalte ist, wie im Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal, sehr selten. Aus dem Punktsammeldiagramm geht hervor, daß die β-Maxima der Aufschlußdiagramme häufig mit B′ zusammenfallen. Während Prägung der NE-Achse ist also gleichzeitig in vielen Fällen eine tautozonale Verstellung der Flächen homotaktisch zu dieser erfolgt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bild 1

Stauchfalten

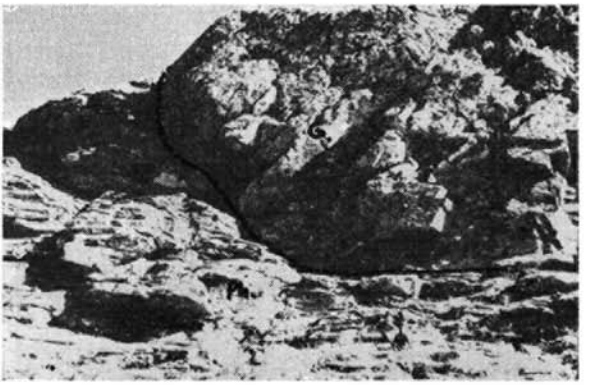


Bild 2

Gneis und Phyllonit stehen sich an einer steil stehenden Schubfläche konkordant gegenüber.

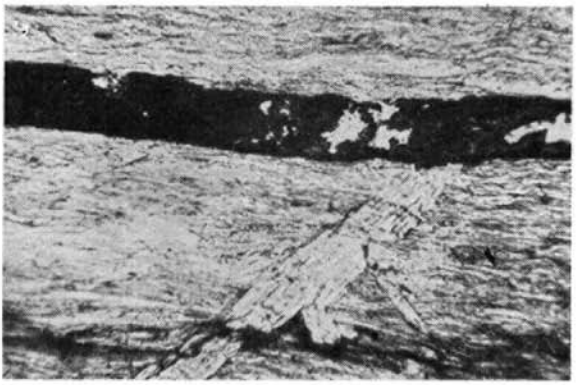


Bild 3

Hellglimmerneubildung mit si von kleinen Hellglimmern. Daneben sekundäres Erz. ‖ Nikols.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Alter der Deformationen und ihre Beziehungen zur Intrusion des Brixner Granits und zur Eruption des Bozner Quarzporphyrs

Da, wie schon erwähnt, eine relative Altersbestimmung der einzelnen Achsen durch konstruktive Ebnung kein Ergebnis brachte, bleiben nachfolgende Untersuchungen auf Beobachtung der sich kreuzenden Linearen und auf vereinzelte, diesbezügliche Korngefügeuntersuchungen beschränkt. Diese zeigten in einem Fall, daß die NS-Achse im Bereich des untersuchten Handstückes bei Prägung der NE-Achse schon vorhanden war. Die Beobachtungen der sich auf s-Flächen kreuzenden linearen Richtungen mit Hilfe des Binokulars brachten nur insofern ein eindeutiges Bild, als festgestellt werden konnte, daß die ungefähr EW streichende Stauchfalte die NS-Achse und fallweise auch die NE- und NW-Achse verstellt. Bei den sich kreuzenden B, B′, B″ jedoch konnte in keinem Fall mit Sicherheit eine Aussage über das relative Alter gemacht werden. Das an Hand der einzelnen Belegstücke vermutete Alter der Deformationen begünstigt die Annahme, daß eine zeitliche Überlagerung der einzelnen Prägungen möglich ist.

Versucht man eine Beziehung zwischen den Einengungen und der Prägung der generellen s-Daten der Flächenhomogenbereiche I, II, III, IV bzw. der Bruchtektonik herzustellen, so ergeben sich zwei Möglichkeiten:

a) Die achsenprägenden Einengungen sind jünger. Die B-Achsen wurden auf teils süd-, südwest-, fallweise auch nordfallenden oder horizontalen Schieferungsflächen der Bereiche gleicher Flächendaten entsprechend der jeweils vorhandenen Struktur (zum Teil ziemlich steil) geprägt.

Viel wahrscheinlicher ist aber die Annahme, daß

b) die Einengungsvorgänge älter sind; die Achsen und auch die vorhandenen β wurden nachträglich entsprechend den generellen Flächendaten der Homogenbereiche vertikal verstellt. Die Dislokationen, welche die einzelnen Flächenhomogenbereiche zum Teil voneinander trennen, dürften demnach also jünger als die Achsenprägungen sein.

Die südlich vom Jocherer Berg einsetzende Störung, welche die Phyllonite und die Tuffe des Bozner Quarzporphyrs voneinander trennt, zieht sich nach R. v. Klebelsberg (1923) bis in die Gehänge von Klausen. Parallel zu dieser verläuft die Störung südlich vom Blankenhorn (Corno Bianco), die Gneise und Phyllonite trennt und sich bis zum Lückl (Passo del Lucolo) verfolgen läßt. Beide laufen ungefähr parallel zur Villnösser Linie und sind möglicherweise eine Fortsetzung dieser Störungslinie nach Westen. Nach M. v. Mojsisovics (1879) durchsetzt die Villnösser Linie weiter im Osten sämtliche mesozoische Bildungen bis hinauf zur Kreide. Die nachweislich letzten Bewegungen an der Villnösser Linie sind demzufolge spätkretazisch bis tertiär. Für die Störung südlich vom Jocherer Berg, längs der Phyllonite und permische Tuffe gegeneinander versetzt sind, ist mit Sicherheit alpines Alter anzunehmen. Alpines Alter ist ebenso für die unabhängig von den Achsenprägungen erfolgten übrigen Dislokationen wahrscheinlich.

Die mit den Basaltuffen des Bozner Quarzporphyrs zu Tuffbreccien verkitteten Aufarbeitungsprodukte des Untergrundes, also der Phyllonite und Gneise, sind, wie bereits F. v. Wolf (1908) feststellte, deutlich geschie-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fert. Auf ihren Schieferungsflächen finden sich Feinfältelungen, so daß nach B. SANDER (1929) sicher ist, daß Achsenprägungen älter sind als die permischen Ergüsse des Bozner Quarzporphyrs. Das durch die Granitintrusion steilgestellte s der Kontaktgesteine der Südumrandung des Brixner Granits weist selten, aber doch stellenweise Lineare auf. Da nicht angenommen werden kann, daß die Achsen auf den durch das Aufbrechen des Granits aufgestellten s-Flächen steil geprägt wurden, ist die Deutung gerechtfertigt, daß der Granit die bereits metamorphen und eingeengten Phyllonite antraf und sie kontaktmetamorph veränderte. (Siehe Kapitel: Die Kontaktfazies des Brixner Quarzphyllonits.)

Betrachtet man die vorliegenden, unterscheidbaren Achsenlagen, so lassen sich auf Grund der von F. KARL (1954) zusammengestellten B-axialen Gefügeuntersuchungen in den Ostalpen Vergleiche mit den Achsenlagen anderer Gebiete anstellen. Unterscheidbare Achsen in gleicher Anzahl und ähnlicher Lage wie im Brixner Quarzphyllonit kennzeichnet das Altkristallin südwestlich in der Nähe des Brenners, ferner den Bereich der Steinacher Decke, in dem allerdings die Prägungen der NW- und NS-Achsen nachweislich posttriadisch sind. Auffallende Übereinstimmung in Anzahl und Lage unterscheidbarer Achsen ist ebenfalls im westlichen Bereich des Innsbrucker Quarzphyllonits vorhanden, wobei hier festgestellt werden konnte, daß die ENE-Achse jünger ist als die EW- und WNW-Achse. Außerdem läßt sich hier ein jüngstes Aufleben der EW-Achsenprägung erkennen. Die Gesteine des Tauernwestendes lassen mit einer Ausnahme, nämlich östlich bis nordöstlich des Brennerpasses, wo westfallendes B von einem jüngeren NS-β überprägt wurde, ein NS-B vermissen. Im Gebiet des Gerlostales sind neben den vom Tauernwestende bekannten Richtungen (EW, N 70 E und N 75 W), NNW, NW, NE streichende Achsen und ein NS-B als jüngste Richtung vorhanden.

Aus den weiter westlich gelegenen, bisher untersuchten Gebieten (Ötztal—Silvretta Kristallin, Landecker Quarzphyllonit) sind kaum NS streichende B vorhanden.

2. Quarzphyllonite

Sie stellen das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen dar. Bereits B. SANDER nahm als Ausgangsmaterial Tone und Quarzsandsteine an. Das Alter der Gesteine des Brixner Quarzphyllonits kann mit Sicherheit als palaeozoisch angenommen werden. Jedoch sind die detaillierteren Angaben von I. PELTZMANN (1935), die sich auf zweifelhafte Graptolithenfunde aus der Gegend von Afers stützen und die für die dortigen Schiefer ein obersilurisches bis karbonisches Alter wahrscheinlich machen würden, sehr zweifelhaft.

Innerhalb der Phyllonite liegen zentimeter-, dezimeter-, fallweise meterdicke Quarzlagen, die sich nicht über weite Bereiche verfolgen lassen, sondern meistens nach einigen Metern auskeilen. Sie liegen parallel oder fast parallel zur Schieferung.

Im Handstück bis Profilbereich überwiegt meistens das flächige Gefügeelement. Besonders gut zeigen dies die Phyllonite am Westhang des Eisacktales von Vahrn bis Velturns. Sie lassen jedoch auch hier auf ihren Schieferungsflächen Feinfältelungen (Lineare) erkennen, die einen Überblick

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

über die vorhandenen Durchbewegungspläne erlauben. Stark durchbewegte Phyllonite sind selten. Sie finden sich am Nordhang des Getrumtales im Bereich des Blankenhörnels, südlich vom Lückl, im Gebiet des Latzfonser Kreuzes, am Seeberg und zwischen Latzfons und Verdings.

Die graue Farbe des Phyllonits verändert sich selten in eine rötlichbraune oder schwarze. Rötlich-braune Phyllonite finden sich im Gebiet der Radelspitze, westlich der Schönjöchlspitze und am Durchbach östlich Guffl (Osteria del Covolo) im mittleren Durnholzertal. Sie weisen gegenüber den grauen Phyllonittypen eine besondere Anreicherung von Hämatit auf. Der in den Phylloniten nur diffus vorhandene Graphitgehalt kann fallweise zum Hauptgemengteil werden und bildet so schwarze Kohlenstoffphyllonite, seltener Kohlenstoffquarzite. Zu den bereits von B. SANDER beschriebenen Vorkommen (oberhalb Rabenstein, bei Durnholz und Schnauders) gesellen sich noch einzelne Vorkommen im Gebiet von Verdings und Garn und im oberen Blankenbachtal auf dem Weg von Latzfons zur Klausener Hütte.

Der Mineralbestand der Phyllonite beschränkt sich auf Quarz, Hellglimmer, Dunkelglimmer, Albit, Chlorit, Granat, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, primäres und sekundäres Erz. Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit und Erz treten meistens nur als akzessorische Gemengteile auf. Albit, Granat und Dunkelglimmer sind schon von B. SANDER als Neubildungen beschrieben worden.

Interessant ist das Verbreitungsgebiet der Granatneubildungen. Starke Granatführung zeigen die Phyllonite des oberen Flaggertales. So wurden z. B. nördlich der Jakobspitze (Cima S. Jacomo) auf einer s-Fläche von zirka 300 cm² 100 Granaten gezählt mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 5 mm. Derartige Häufungsstellen sind besonders in Granitnähe nicht selten. Granathältige Phyllonite finden sich noch im Schalderer- und Spiluckertal, im Seebachtal und am orographisch rechten Hang des Alpbachtales, während am linken nur noch vereinzelte, kleine Granaten vorhanden sind. Ein Nachlassen der Granatführung kann man auch im Gebiet Durnholzer Jöchl—Hurlach—Kollmannspitze—Radelspitze feststellen. Ebenso abnehmender Granatgehalt kennzeichnet die Phyllonite der Bereiche Hundskopf, Königangerspitze (M. del Pascolo), Kassianspitze und Blankenbachtal. Selten ist Granat im Bereich des Getrumbaches, im unteren Durnholzertal und in der Umgebung von Sarnthein festgestellt worden.

Zum Granit hin — diese Feststellung beschränkt sich auf das von mir untersuchte Gebiet — ist also eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zu beobachten. Diese Tatsache verleitet zu der Annahme, daß die Granatbildung in einem kausalen Zusammenhang mit der Intrusion des Brixner Granits steht. Jedoch ist ein Zusammenhang der Granatbildungen vom Granit entfernterer Bereiche, wie Hundskopf, Königangerspitze, Blankenbachtal und Kassianspitze, mit Skepsis zu betrachten.

Zufolge einer leichten Verwitterbarkeit bildet der Phyllonit sanfte Geländeformen. Aufschlüsse sind in den unteren, mit Wald- und Wiesenboden bedeckten Gehängen nicht häufig. So gewähren meistens nur die Bachläufe gute Aufschlüsse. Aber auch in Höhen über 2000 m nehmen Gehängeschutt und Almböden ausgedehnte Flächen ein. Die Wechsel-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lagerung von Gneisen und Glimmerschiefern mit Phylloniten tritt besonders gut südlich der Radelspitze, im Dreieck Talfer—Durnholzerbach morphologisch hervor. Gneise und Glimmerschiefer setzen der Verwitterung größeren Widerstand entgegen und bilden Steilstufen im Gelände.

Der schon im Mikrobereich sichtbare Wechsel quarzarmer, glimmerreicher und glimmerarmer, quarzreicher Lagen der Phyllonite kann derart variieren, daß die quarzreichen Lagen mächtiger werden oder die glimmerreichen ausdünnen. Die Mächtigkeit der einzelnen, sich abwechselnden Lagen kann mikroskopische Dimensionen haben, aber auch Zentimeter, Dezimeter, Meter und mehr betragen. Es entsteht in den meisten Fällen ein kontinuierlicher Übergang von Phylloniten über Glimmerschiefern zu Gneisen und fallweise Quarziten, der eine genaue Abgrenzung meistens unmöglich macht. Sehr häufig sind unter Gneis und Phyllonit ausgeschiedene Areale in ihrer eingezeichneten Mächtigkeit weder typische Gneise noch typische Phyllonite, sondern stellen Bereiche dar, die aus überwiegend gneisigen bzw. phyllonitischen Lagen aufgebaut sind. So kann die geologische Karte nur ein schematisches Bild der Übereinanderfolge von Phylloniten, Glimmerschiefern und Gneisen geben. Der in der Karte punktiert eingezeichnete Phyllonitgneis der Reinswalder Gegend und südlich Vahrn ist schlecht zu den benachbarten Phylloniten und Gneisen abzugrenzen. Es sind Gesteinstypen, die durch abwechselnde, meist zentimeter- bis dezimetermächtige phyllonitische und gneisige Lagen gekennzeichnet sind und daher weder den Phylloniten noch den Gneisen zugeordnet werden können.

Der schon erwähnte Wechsel quarzarmer, glimmerreicher mit quarzreichen, glimmerarmen Lagen im Mikrobereich kann durch chemische Entmischung während der Metamorphose entstanden sein. Abwechselnde Lagen im Dezimeter-, Meter- oder gar Profilbereich lassen sich durch chemische Entmischung nicht erklären, sondern dürften durch zeitlich-räumlichen Wechsel von überwiegend tonigem oder sandigem Ausgangsmaterial entstanden sein. Scharfe Begrenzungsflächen zwischen Phylloniten und Gneisen sind nicht häufig, lassen jedoch, wenn sie nicht tektonisch bedingt sind, erkennen, daß sie konkordant zum Schieferungs-s der Phyllonite und Gneise liegen. Die Phyllonite sind karbonatfrei. Ein von B. SANDER beschriebenes kleineres Marmorvorkommen am Hundskopf konnte nicht wieder aufgefunden werden.

Qualitativer Mineralbestand

Quarz ist mit einer Ausnahme in allen Schliffbereichen vorhanden. Allgemein zeigt Quarz zwei Ausbildungsarten:

1. Polygonale Quarze der eingangs beschriebenen, den Phyllonit durchziehenden Quarzlagen. Diese Quarzlagen enthalten fast keine Glimmer. Statistisch wurde bei annähernd isometrischen Querschnitten ein Durchmesser von 0,47 mm ermittelt.

2. Quarze der gewöhnlichen glimmerarmen, quarzreichen Lagen. Ihr Durchmesser beträgt durchschnittlich 0,07 mm und erreicht Extremwerte von 0,016 und 0,15 mm.

Die Querschnitte der Quarze beider Ausbildungsarten sind meistens annähernd isometrisch und nur in Ausnahmsfällen deutlich oblong. Die Körner sind häufig leicht undulös. Jedoch geht die mechanische Bean-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

spruchung nicht so weit, daß der Quarz nicht mehr statistisch einmeßbar ist. In einigen Fällen umschließt der Quarz Serizitschüppchen und kleine Erzpartikel. Besonders bei den im Schliffbereich s-tektonischen Typen ist die rhythmische Anordnung von quarzarmen, glimmerreichen und quarzreichen, glimmerarmen Lagen deutlich wahrzunehmen. Als Einschluß (in Granat, Oligoklas) zeigt Quarz ausnahmslos gerundete Querschnitte in Schliffen ⊥ B.

Ungefähr die Hälfte der untersuchten Schliffe läßt deutlich zwei Größenordnungen der Hellglimmer unterscheiden. Die kleinen Hellglimmer (HGl-I) haben eine durchschnittliche Blättchendicke von 0,003 mm und liegen an der Grenze des Einmeßbaren. Sie bilden innerhalb des Schliffbereiches mächtige, zusammenhängende Lagen und sind in jedem Fall deutlich gebogen. Die großen Hellglimmerindividuen (HGl-II) liegen z. T. leicht gebogen, z. T. unversehrt innerhalb der HGl-I-Lagen. Sie weisen fallweise ein unverlegtes bis kaum verlegtes si von HGl-I, Graphit und seltener kleinen Erzpartikeln auf (Bild 3, Tafel 10). Ihre Blättchendicke ist in verschiedenen Schliffen in Mittel- und Extremwerten festgestellt worden:

klein	—	mittel	—	groß
0,016	—	0,024	—	0,032 mm
0,008	—	0,035	—	0,128 mm
0,008	—	0,059	—	0,24 mm
0,008	—	0,029	—	0,056 mm
0,008	—	0,034	—	0,144 mm

In bezug auf die Ausbildung der Hellglimmer lassen sich zwei Phyllonittypen unterscheiden:

1. Phyllonite, die deutlich zwei Größenordnungen von Hellglimmer aufweisen (Typ 1).

2. Phyllonite, bei denen HGl-I nur reliktisch oder nicht vorhanden ist bzw. bei denen der Korngrößenunterschied zwischen HGl-I und HGl-II verwischt ist und so nicht mehr zwei Größenordnungen unterscheidbar sind (Typ 2).

Die durchschnittliche Blättchendicke der Hellglimmer vom Phyllonittyp 2 beträgt 0,026 mm. Die zwei Typen unterscheiden sich aber nicht nur durch die Ausbildung der Hellglimmer, sondern es ist auffällig, daß Phyllonittyp 2 meist etwas quarzreicher bzw. glimmerärmer als Phyllonittyp 1 ist. Durch Steigen des Quarzanteils geht Typ 2 in Glimmerquarzit über.

Figur 2 stellt die Abhängigkeit der Blättchendicke der Hellglimmer (bei Phyllonittyp 1 ist nur HGl-I berücksichtigt worden) vom quantitativen Glimmer- und Chloritanteil dar. Auf der Abszisse ist der prozentuale Anteil von Hellglimmer und Chlorit angegeben, auf der Ordinate die Blättchendicke der Hellglimmer in Millimeter. Jeder Punkt gibt somit das Verhältnis des Glimmer- und Chloritanteils zur Blättchendicke der Hellglimmer innerhalb eines Schliffbereiches wieder. Die Glimmerblättchen werden allgemein dicker bei abnehmendem Glimmer- und Chloritgehalt. Dies wird besonders beim Vergleich von Gneisen und Glimmerschiefern mit Phylloniten auffällig.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Hellglimmer vom Phyllonittyp 2 liegen häufig in zusammenhängenden Lagen. Sie sind häufig gebogen.

Plagioklas enthält Einschlüsse von ausnahmslos gerundetem Quarz, ferner Hellglimmer, Dunkelglimmer, Turmalin, oxydisches, seltener sulfidisches Erz, Leukoxen, Apatit und fallweise ein si von Graphit. In wenigen Schliffbereichen liegt Plagioklas in zwei Typen vor:

a) z. T. leicht serizitisierte, nicht idiomorphe Individuen mit Einschlüssen von Hell- und Dunkelglimmer, seltener Quarz. Sie sind nicht verzwillingt und ohne Spaltbarkeit. Oft liegt Hellglimmer (HGl-I) als unverlegtes bis nicht deutlich verlegtes si im Plagioklas. In einigen Fällen zeigt der Plagioklas Überwachsungen, die sich vom Kern durch verschiedene optische Orientierung unterscheiden. Fallweise umschließt der Kern ein si von Erzpartikeln, das in der Umwachsung fehlt. Nicht selten zeigen diese Plagioklase leichte bis deutliche undulöse Auslöschung. Sehr selten sind

b) von Hellglimmer umschmiegte, annähernd idiomorphe Plagioklase mit Einschlüssen von Quarz, seltener Hellglimmer. Sie sind nicht mechanisch beansprucht und zeigen häufig Zwillingslamellierung.

Die Größe der Plagioklase ist sehr unterschiedlich. Ihr Durchmesser schwankt in verschiedenen Schliffbereichen von 0,1 bis 1,6 mm. Die nach dem Quarz-Feldspat-Vergleich durchgeführten Untersuchungen ergaben eine kleinere Lichtbrechung als Quarz. Die Messungen der Achsenwinkel ergaben für Typ a $2V \times 94°$ mit Grenzwerten von 78 bis 102°; für Typ b $2V \times 101°$ (94 bis 106°). Typ a ist Oligoklas (An 13%), Typ b ist Albit (An 5%).

Die in vielen Schliffbereichen vorhandenen Granatholoblasten werden von Hellglimmer umschmiegt und umschließen fallweise primäres und sekundäres Erz, Leukoxen, gerundeten Quarz, Turmalin, seltener Hellglimmer oder Chlorit. Ungefähr 30% der granathältigen Schliffe enthalten Granaten mit helizitisch S-förmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Die Lage des helizitischen s bleibt innerhalb aller Körner eines Schliffbereiches konstant. So ist ein Umschließen von Quarzfalten unwahrscheinlich und die Deutung als Einschlußwirbel, also die Bildung dieser Granaten als paratektonisch gerechtfertigt. Häufig verlaufen die helizitischen Einschlüsse nicht durch das ganze Korn, sondern es sind nur die Randzonen der Granaten von helizitisch angeordneten Quarzeinschlüssen siebartig durchlöchert.

Die oft beobachtete kelyphitische Umwandlung des Granats geht fallweise so weit, daß bei Freiwerden von Eisenlösung der ganze Granat in Chlorit umgesetzt ist.

Die Dunkelglimmer sind seltener als die HGl-II. Sie sind meistens deutlich größer als die Hellglimmer. Die Blättchendicke beträgt durchschnittlich 0,39 mm mit Extremwerten von 0,12 mm bis 0,58 mm. Die Dunkelglimmer sind teils frisch, teils chloritisiert und enthalten Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen und Hellglimmer (HGl-I und HGl-II), seltener Quarz, Turmalin und Erz. Dunkelglimmer ist teils unversehrt, teils leicht bis deutlich gebogen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chlorit ist in fast allen Schliffen vorhanden. Besonders große Chlorite enthalten Einschlüsse von Hellglimmer und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise ist Chlorit parallel mit Hellglimmer verwachsen. Er liegt oft in der Größenordnung der Dunkelglimmer vor, jedoch lassen sich auch viel kleinere Individuen beobachten. Ebenso wie Hell- und Dunkelglimmer zeigt er häufig mechanische Beanspruchung. Sehr oft läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer und Granat feststellen.

Akzessorische Gemengteile

Die kleinen, höchstens mittelgroßen Körner von Turmalin sind z. T. rekristallisiert und umschließen in einigen Fällen Hellglimmer. Turmalin liegt als Einschluß in Granat und Oligoklas. In Basisschnitten ist oft zonarer Bau zu erkennen. Turmalin zeigt in Längsschnitten kräftigen, blaubraunen Pleochroismus. Apatit und Zirkon kommt in kleinen, selten mittelgroßen Körnern vor. Graphit durchzieht stellenweise in dünnen, untergeordneten Lagen, die z. T. intensiv verfältet sind, den Phyllonit und ist nur in Kohlenstoffphylloniten und Kohlenstoffquarziten als Hauptgemengteil vorhanden. Sehr verbreitet ist Leukoxen als Umwandlungsprodukt aus Rutil oder Ilmenit. Die im Auflicht milchig weißen Kristalle sind meistens stengelig und in verfälteten und durchbewegten Bereichen fallweise mehr oder weniger stark gebogen. Ebenfalls sehr häufig ist Magnetit, Hämatit pseudomorph nach Magnetit, Limonit, während sulfidisches Erz anteilmäßig zurücktritt.

Die aus der Verwitterung eisenhältiger Minerale entstandenen Erzlösungen (hämatitisch ?) dringen nicht selten entlang Klüften und s-Flächen in das Gestein ein und von dort aus in feinster Verteilung in die HGl-I-Lagen und bewirken so eine braune „Färbung" der kleinen Hellglimmer. Auffallend ist, daß die von feiner Erzlösung imprägnierten HGl-I-Bereiche einen Pleochroismus zeigen, der typisch für Dunkelglimmer ist. Es ist jedoch im Schliff ersichtlich, daß es sich nicht um Dunkelglimmer in der Korngröße der HGl-I handeln kann. Die innerhalb der imprägnierten Bereiche liegenden HGl-II sind von der Erzlösung nicht beeinflußt worden. Eine Erklärung des Pleochroismus ist möglicherweise folgende:

Hämatit kristallisiert häufig in trigonalen Täfelchen, wobei $c = x = E$ ist. Pleochroismus $0 > E$. Liegt E mehr oder weniger in der Schliffläche, so herrscht bei Längserstreckung der Täfelchen parallel zur Polarisatorschwingung stärkster Pleochroismus. Die von den s-Flächen und (h0l)-Klüften in und zwischen die sehr kleinen Hellglimmer dringende Erzlösung wird nach der ihr gebotenen besten Wegsamkeit kristallisieren. Beste Wegsamkeit stellen in diesem Fall Spalt- und Begrenzungsflächen der kleinen Hellglimmer dar, wobei der Pleochroismus der imprägnierten HGl-I-Bereiche dadurch zustande kommt, daß sich die Hämatitblättchen parallel zu (001) der Hellglimmer stellen. Der die (h0l)-Klüfte ausfüllende Hämatit zeigt keinen Pleochroismus. Hier stand wahrscheinlich genügend Raum zur Verfügung, der ohne Bevorzugung einer Wachstumsrichtung von Hämatit ausgefüllt wurde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Quantitativer Mineralbestand

Die Mengenanteile der Mineralkomponenten wurden von 16 ausgesuchten Schliffen mit dem Integrationstisch nach Rosival ermittelt. Der Glimmer- und Chloritanteil steigt maximal bis 97,3%. Die Phyllonite können jedoch auch erheblich glimmerärmer werden und in Glimmerquarzite übergehen, die nicht selten nur noch 20% Glimmer und Chlorit enthalten. Der Quarzgehalt der Glimmerquarzite steigt bei den untersuchten Schliffen bis auf 72%. Quarz fehlt nur in einem Schliff völlig, ebenso Plagioklas. Albit-Oligoklas nimmt bei den Phylloniten maximal 28,5% ein, bei den Glimmerquarziten 16%. Der Anteil an Granat steigt bis 7%, an Akzessorien bis 5,6%.

Figur 1 zeigt den quantitativen Mineralbestand der Phyllonite, Glimmerschiefer und Gneise, wobei jeder Punkt den Anteil an Glimmer und Chlorit, Feldspat und Quarz eines Schliffbereiches darstellt. Der Anteil von Glimmer und Chlorit+Feldspat+Quarz ist gleich 100% gesetzt worden.

Korngefügeanalysen

Mit dem U-Tisch wurden die Quarz-c-Achsen und die (001)-Pole der Hell- und Dunkelglimmer eingemessen. Aus praktischen Erwägungen, insbesondere in Hinsicht auf das Verhältnis der Mineralkristallisationen zu den einzelnen Deformationen, wird eine Einteilung vorgenommen und an Hand dieser die Teilgefüge diskutiert. Es wurden unterschieden:

I. Bereiche mit homotaktischer Regel der vorhandenen Gefügegenossen zu der um NS streichenden, bevorzugten linearen Richtung B, das NNW bis NS östlich des Durnholzer Baches und NNE zwischen Durnholzer Bach und Talfer streicht.

II. Bereiche mit homotaktischer Regel zu den NE (B′), NW (B″), EW (B‴) streichenden Achsen bzw. Bereiche mit heterotaktischer Regel der Gefügegenossen.

I. (Homotaktische Regel zu B)

Die Schliffe sind senkrecht B gelegt.

Quarzgefüge

Die Externquarze sind in deutlichen Gürteln senkrecht zu B geregelt. Neben einer peripheren Gürtelbesetzung ist in fast allen Diagrammen zumindest die Andeutung eines Kleinkreises um B als Zentrum vorhanden. Der Radius des Kleinkreises beträgt durchschnittlich 30°. In einem Fall sind zur Überprüfung eines Schnitteffektes die Quarzachsen in einem Schliff, der 50° schief zu B liegt, eingemessen worden. Das so erhaltene Diagramm (D 6 b) ist nach entsprechender Rotation in das Diagramm D 6 a (senkrecht zu B) überführbar. Ein Schnitteffekt ist damit ausgeschlossen.

Die in Granat eingeschlossenen, helizitisch angeordneten, gerundeten Quarze sind wie die Externquarze in einem deutlich peripheren Gürtel geregelt; jedoch mit stärkerer Betonung des Kleinkreises. Bereits aus der S-förmigen, helizitischen Anordnung der Quarzeinschlüsse in Granat ist

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

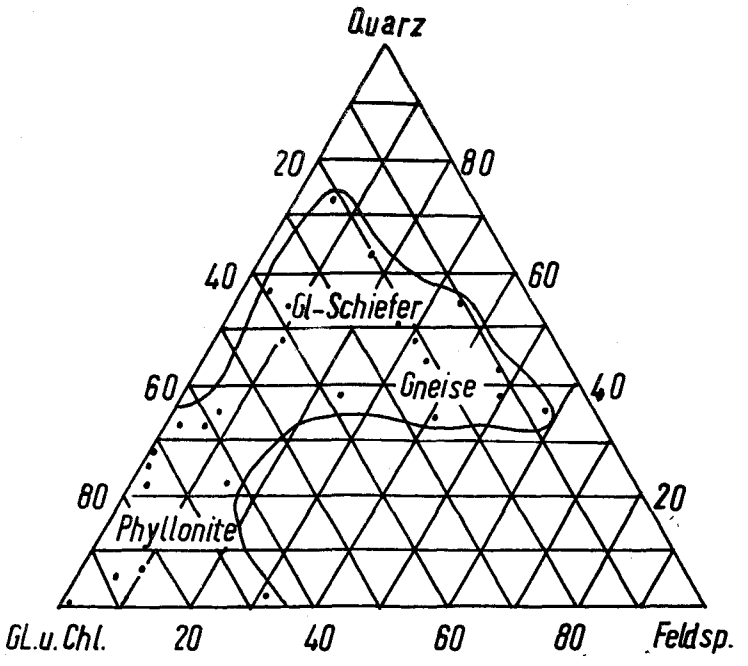


Fig. 1

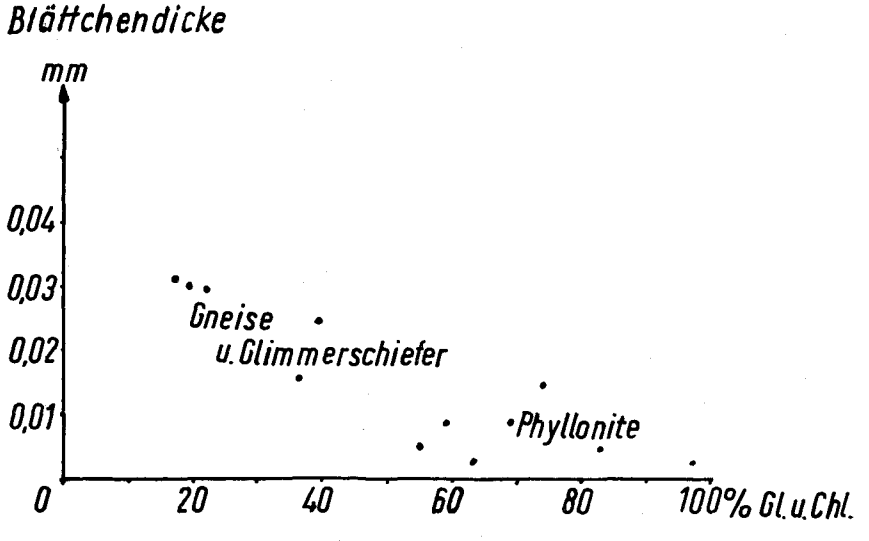


Fig. 2

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ersichtlich, daß die betreffenden Granaten während der Durchbewegung gewachsen sind. Die Internquarze sind mit gleicher B-Achse zu den Externquarzen geregelt. Während Großwerden von Granat hielt also die symmetriekonstante Prägung (eben dieser NS-Achse) an.

Die Kleinkreisbesetzung um B ist ebenfalls besser ausgeprägt beim Quarz-si in Feldspat verglichen mit der Externregel der Quarze.

Um festzustellen, ob die Ausbildung der Quarze, deren Achsen den Kleinkreis bilden, verschieden ist von der Ausbildung der Quarze, deren Achsen den peripheren Gürtel besetzen, wurden in einem Schliff die Quarzachsen differenziert eingemessen, und zwar von Quarzen mit und ohne undulöse Auslöschung und Seriziteinschlüsse. Es zeigte sich, daß sich die Quarze diesbezüglich nicht unterscheiden. Es konnte lediglich während des Besetzungsvorganges beobachtet werden, daß die Quarze, deren Achsen den Kleinkreis bilden, durchschnittlich etwas kleiner sind.

Hellglimmer des Phyllonittypus 1

Betrachtet man die Regel der externen HGl-I und HGl-II, so läßt sich folgendes feststellen:

a) Die Regel der HGl-I deckt sich (D 7 a, D 7 b) mit der Regel der HGl-II. Die HGl-II sind teils unversehrt, teils leicht bis deutlich gebogen. Ihre Bildung begann also vor oder während der Prägung von B, wobei sich HGl-II weitgehend nach der durch die Regel der älteren HGl-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie regelte.

b) HGl-I und HGl-II zeigen nicht deckbare Regeln (D 8 a, D 8 b). Zwar sind die zwei Maxima in D 8 b, die bevorzugten Faltenteilen der HGl-I-Lagen zugeordnet werden können, noch im Diagramm der HGl-II vorhanden, jedoch treten sie gegenüber zwei neuen Maxima in D 8 a zurück. Die HGl-II regeln sich also nur z. T. nach der Gefügeanisotropie, wie sie die Regel der HGl-I zeigt; hauptsächlich jedoch nach Scherflächen, welche die Regel der HGl-I nicht deutlich beeinflußten. Die Durchscherung erfolgte symmetriekonstant zur Fältelungsachse B bei Bevorzugung einer Scherfläche S_3, die das am Handstück deutlich ersichtliche s darstellt. Der Unterschied in der Regel der älteren vortektonischen HGl-I und der jüngeren, fallweise gebogenen HGl-II entstand dadurch, daß eine die Fältelung ablösende, symmetriekonstante Durchscherung Hellglimmerneubildungen schuf, die sich bevorzugt zu dieser Scherung regelten. Die durch die Scherung erzeugten Maxima decken sich mit den entsprechenden Untermaxima des Quarzdiagramms. Verschiedene Regel zeigen auch die HGl-I und HGl-II eines anderen Schliffbereiches. Zwar ist in beiden Diagrammen das gleiche Maximum vorhanden, daneben ist aber noch im HGl-II-Diagramm ein deutlicher peripherer Gürtel senkrecht B vorhanden, der im Diagramm der HGl-I fehlt.

Der Vergleich der Externregel der HGl-I und HGl-II mit der Internregel der HGl-I und HGl-II in Albit-Oligoklas zeigt Deckbarkeit der Maxima. Während oder nach Großwerden der Oligoklase sind keine wesentlichen Änderungen im Externgefüge der Hellglimmer eingetreten. Plagioklas ist also nicht vortektonisch, möglicherweise aber bei Abklingen der B prä-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genden Einengung gebildet worden. Diese Annahme wird unterstrichen durch Beobachtung von fallweise deutlich undulösem Oligoklas in Schliffbereichen, die in bezug auf B (NS-Achse) homotaktische Regel der Gefügegenossen zeigen.

Hellglimmer des Phyllonittypus 2

In einem Schliffbereich, der deutlich eine Wechsellagerung von quarzarmen, glimmerreichen und quarzreichen, glimmerarmen Lagen zeigt, wurden die Hellglimmer der quarzreichen (D 9 a) und die typisch in s liegenden Hellglimmer der glimmerreichen Lagen (D 9 b) getrennt eingemessen. In beiden Diagrammen ist das gleiche Maximum vorhanden, daneben läßt sich noch in D 9 a ein peripherer Gürtel senkrecht B andeutungsweise erkennen. Die dabei (D 9 a) neben dem Hauptmaximum auftretenden untergeordneten Häufungsstellen könnten auf Scherflächen hinweisen, die innerhalb der quarzreichen Zwischenlagen besser hervortreten. Ob dabei eine Plättung als Differentialbewegung einer Scherung oder Zerscherung schon vorhandener s-Lagen vorliegt, kann nicht entschieden werden.

In vielen Fällen decken sich die Häufungsstellen der Hellglimmer nicht gut mit den korrelaten Minima der Quarzdiagramme. Verständlich wird diese Tatsache, wenn man bedenkt, daß häufig noch Quarz, aber nicht mehr Hellglimmer beim Abklingen der achsenprägenden Deformation auf eine Beanspruchung reagiert.

Dunkelglimmer

Die bei einem Phyllonit (Typ 2) bis Glimmerquarzit vorgenommene Einmessung von Dunkelglimmer ergab eine gleiche Regel wie die gute Homotropie der Hellglimmer.

II. (Homotaktisch zu B″ und B′ sowie heterotaktisch geregelte Bereiche)

a) Zu B″ (NW-Achse) homotaktisch geregelte Korngefüge. Die Quarze (c-Achsen) (D 10 a) sind in einem deutlichen peripheren Gürtel geregelt. Bei Phyllonittyp 1 sind HGl-I (D 10 b) und HGl-II (D 10 c) getrennt eingemessen worden. Der Vergleich der Diagramme zeigt gleiche Lage der Maxima, wobei in D 10 c noch ein peripherer Gürtel ⊥ B″ vorhanden ist. Im Schliff ist zu sehen, daß auch die HGl-I in bezug auf die Einengung, welche die NW-Achse prägte, vortektonisch kristallisiert sind. HGl-II und Dunkelglimmer sind fallweise leicht mechanisch beansprucht. Ebenso löscht Oligoklas fallweise deutlich undulös aus. Die Bildung von HGl-II, Dunkelglimmer und Oligoklas begann also vor oder während Prägung von B″.

b) Die Korngefügeuntersuchungen der senkrecht zu B′ (NE-Achse) angelegten Schliffe ergeben folgendes:

Die c-Achsen der Externquarze (D 11 a) besetzen einen deutlichen peripheren Gürtel, während die gerundeten, von Granat eingeschlossenen, teils helizitisch angeordneten Quarze eine deutliche Regel vermissen lassen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(D 11 b). Die in verschiedenen Schliffen vorhandenen helizitischen, S-förmigen Einschlüsse in Granat, und zwar in Bereichen mit homotaktischer Regel zu B, B′ und B″ sind innerhalb der Granaten eines Schliffbereiches immer gleich gelagert. Es läßt sich also innerhalb eines Schliffbereiches ein Relativsinn der Teilbewegung erkennen. Jedoch ist dieser in den Schliffbereichen, die aus verschiedenen Aufschlüssen stammen, nicht gleichsinnig, so daß ein für das ganze Gebiet geltender Relativsinn der Teilbewegungen nicht vorhanden ist.

Die Regel der in einem Schliff vom Phyllonittyp 1 eingemessenen HGl-I und HGl-II ergibt strenge Homotropie. Es ist auch hier ersichtlich, daß die HGl-I in bezug auf die Prägung der NE-Achse vortektonische Bildungen sind. Die HGl-II sind teils unversehrt, teils deutlich gebogen und regeln sich nach der von der Regel der HGl-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie. Die Bildung der HGl-II begann also vor bzw. während Prägung der NE-Achse. Oligoklas löscht auch in Schliffen, deren Mineralregel durch Prägung der NE-Achse (B′) entstanden ist, fallweise leicht undulös aus.

c) Heterotaktische Regel der Gefügegenossen. Die hier diskutierten Gefügeregeln charakterisieren Handstückbereiche, die deutlich zwei oder drei lineare Richtungen erkennen lassen.

Die in einem senkrecht zur NS-Achse angelegten Schliff untersuchte Gefügeregel zeigt, daß die ebenfalls am Handstück vorhandene EW streichende Lineare im Korngefüge nicht hervortritt. Der Vergleich der Diagramme ergibt homotaktische Regel von Quarz, Hell- und Dunkelglimmer zur NS-Achse. Das Quarzdiagramm weist einen peripheren Gürtel auf. Hell- und Dunkelglimmer sind gleich geregelt.

Im Quarzdiagramm (D 12 a) aus einem Graphitphyllonit mit B′ und B‴ ist neben einer schwachen peripheren Besetzung (in bezug zu B‴) ein zweiter Gürtel angedeutet, dessen Achse mit der am Handstück sichtbaren Linearen B′ zusammenfällt. Das entsprechende HGl-II-Diagramm (D 12 b) zeigt nur eine periphere Gürtelbesetzung in bezug zu B‴ bei Betonung zweier Maxima. Die HGl-II sind nicht mechanisch beansprucht. Sie sind posttektonisch nach der besten Wegsamkeit kristallisiert, geben in ihrer Regel also eine Abbildungskristallisation von Falten wieder mit B‴ (EW-Achse) als Faltenachse. Die HGl-I konnten wegen des verschmierten Graphitgehaltes nicht eingemessen werden.

Im Quarzdiagramm eines Phyllonits mit B, B′ und B‴ ist neben einem peripheren Gürtel um B (NS-Achse) ein zweiter Gürtel gegeben, welcher der am Handstück sichtbaren Achse B′ zugeordnet werden kann. Die am Handstück allerdings nur schwach ausgebildete EW-Achse (B‴) tritt im Gefüge nicht hervor. Die im selben Schliff eingemessenen Hellglimmer liegen deutlich in s.

Einen Sonderfall der HGl-II-Regel eines Phyllonits mit B und B″ stellt D 13 b dar. Während die HGl-I gut in s geregelt sind (D 13 a), besetzen die (001) Pole der HGl-II neben einem peripheren Gürtel (senkrecht B) einen zweiten von der Peripherie entfernten, dessen Achse mit der am Handstück gegebenen Lineare B″ übereinstimmt. Quarz ist im betreffenden Schliff nicht vorhanden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Vorhandensein von zwei Gürteln, die mit entsprechenden Achsen am Handstück konfrontiert werden können, schließt, wenn sie innerhalb eines Diagramms auftreten, einen Schnitteffekt aus.

Weiter wurde ein Handstück aus dem mittleren Pensertal mit zwei 20° voneinander abweichenden linearen Richtungen (B und B′) untersucht. Der Schliff ist senkrecht zu B′ (NE-Achse) angelegt.

Der Vergleich der Externquarze (D 14 a) mit den Internquarzen (in Feldspat) (D 14 b) mit Gürteln senkrecht B′ ergibt gewisse Übereinstimmung, wobei in D 14 b eine deutlichere Kleinkreisbesetzung zu beobachten ist. Die Hauptmaxima sind im Diagramm der Externquarze D 14 a näher zusammengerückt. Diese schwache Abweichung der Intern- von der Externregel des Quarzes erlaubt noch keinen Schluß über relativ zeitliche Einordnung der Albitisierung, da nach SANDER (1950) bei ausnahmslos korrodierten Quarzeinschlüssen die Regel der Internquarze nicht lediglich ein Dauerpräparat des zur Zeit des Einschließens vorliegenden Externgefüges darstellt, sondern auch durch Korrosionsauslese ungünstiger Kornlagen entstanden sein kann. Betrachtet man die Regel der externen HGl-I und die der internen HGl-I (in Oligoklas), so ist gleiche Regel festzustellen. Vergleicht man die HGl-I-Diagramme (D 14 c, D 14 d) mit den HGl-II-Diagrammen (D 14 e, D 14 f), so läßt sich erkennen, daß die HGl-I einen Gürtel senkrecht zur NS-Achse, die HGl-II in der Mehrzahl einen Gürtel senkrecht zur NE-Achse besetzen. Die HGl-II in Oligoklas weichen in ihrer Regel deutlich von den extern HGl-II ab. Da die von Albit umgebenen HGl-II-Einschlüsse nicht chemisch beansprucht sind, sie also ein Dauerpräparat des Externgefüges zur Zeit des Einschließens darstellen, ergibt sich, daß während oder nach dem Großwerden von Oligoklas eine Umscherung durch wahrscheinlich zwei Scherflächen s_1 und s_2 mit Scherungsachse B′ (D 14 e) zu einer ins „Freie" führenden Scherfläche s_3, (Maximum in D 14 f) erfolgt ist. Unter Umscherung muß nicht unbedingt verstanden werden, daß bereits vorhandene HGl-II sich vollends in die neue Scherfläche legen, vielmehr, daß bei Anlegung einer solchen HGl-II sich mit (001) parallel dieser aus HGl-I neubildet, und zwar in dem Ausmaß, daß die vorher vorhandene HGl-II-Regel statistisch nicht mehr oder kaum hervortritt.

Die HGl-I sind stark deformiert. Ihre Bildung erfolgte also bereits vor Prägung der NS-Faltenachse. HGl-II wurde hauptsächlich während Überprägung der NS-Achse durch die NE-Achse symmetrisch zur letzten, in diesem Fall jüngeren, neugebildet. Oligoklas entstand ebenfalls während Prägung von B′ (NE-Achse). Zu dieser letzteren Achse sind auch In- und Externquarze in ac-Gürteln geregelt.

Genese

Zusammenfassend kann also gesagt werden: NS-, NW-, NE- und EW-Lineare sind echte B-Achsen, wie es das Korngefüge beweist. Die ungefähr EW streichende, im Kapitel Tektonik behandelte Stauchfaltung macht sich im Korngefüge nur durch Rupturen bemerkbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Hellglimmer des Phyllonittypus 2 sind während bzw. vor der achsenprägenden Einengung gebildet worden, es ist jedoch auch sehr wahrscheinlich, daß ihre Bildung die Einengungen überdauerte. Die Hellglimmer dieses Phyllonittypus werden in relativ quarzreichen Bereichen beobachtet.

Die HGl-I des Phyllonittypus 1 sind vortektonische Bildungen in bezug auf die NS-, NE-, NW- und EW-Achse. Wenn auch das relative Alter der achsenprägenden Einengungen nicht angegeben werden kann, so ist doch sicher, daß die Kristallisation der HGl-I bereits vor der ersten Achsenprägung erfolgte. Die HGl-II dieses Phyllonittypus sind symmetrisch in ac-Gürteln zu allen Achsen geregelt. Berücksichtigt man, daß die HGl-II teils unversehrt, teils leicht und nur selten stark innerhalb von jedem der einzelnen Schliffbereiche beansprucht sind, also sicherlich keine starke Umregelung durch eine Überprägung älterer Achsen durch jüngere bei Verwischung der älteren erfuhren, so ist anzunehmen, daß die HGl-II im großen und ganzen während jeder Deformation kristallisierten, also jede Achsenprägung mehr oder weniger in den betroffenen Bereichen eine Mobilisation hervorrief, die aus vorhandenen HGl-I Neubildungen von HGl-II schuf. Es ist als sicher anzunehmen, daß die HGl-II-Neubildungen nicht nur während der Deformationen stattfanden, sondern daß diese vielfach die achsenprägenden Einengungen noch überdauerten, wie dies besonders an einem Beispiel ersichtlich ist, wo HGl-II unversehrt und sperrig eine Falte abbilden, deren Achse eine EW streichende Lineare ist.

HGl-II regelt sich z. T. nach der von der Regel der HGl-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie, z. T. nach neuen, die Regel der HGl-I nicht deutlich abändernden, symmetriekonstanten Umscherungen. In einigen Fällen besteht jedoch heterotaktische Regel der HGl-I und HGl-II, und zwar derart, daß HGl-I gut in s (s-Tektonit), HGl-II aber zu beiden am Handstück vorhandenen Achsen in ac-Gürteln (B-Tektonit) geregelt ist, oder HGl-I zur älteren, HGl-II zu einer jüngeren, von der ersten richtungsverschiedenen Achse sich regelt.

Die Regel der Dunkelglimmer ist homotrop zu der der Hellglimmer des Phyllonittypus 2 bzw. zu der Regel der HGl-II des Phyllonittypus 1. Dunkelglimmer umschließt (wenn vorhanden) in allen Schliffen fallweise Hellglimmer (HGl-I und HGl-II) und ist in jedem Schliff teils unversehrt, teils gebogen. Er ist ebenfalls wie die HGl-II während jeder Achsenprägung gebildet worden, und zwar anschließend an die Kristallisation der HGl-II. Auch die Dunkelglimmerbildung überdauerte die Deformationen.

Die in den untersuchten Schliffen fallweise vorhandenen S-förmigen Einschlüsse von Quarz in Granat charakterisieren die betreffenden Granatbildungen als paratektonisch, und zwar zur Prägung der NS- und NE-Achse. Es bleibt aber durchaus die Möglichkeit offen, daß Granat ebenfalls in bezug auf die Prägung der NW- und NE-Achse zumindest teilweise paratektonische Bildung ist. Es ist auch hier sehr wahrscheinlich, daß die Granatbildung die Deformationen überdauerte.

Oligoklas umschließt in allen Schliffen Hellglimmer (HGl-I und HGl-II) und Dunkelglimmer. Oligoklas zeigt teilweise undulöse Auslöschung, wobei leicht undulöse Körner neben nicht undulösen Körnern im gleichen Schliffbereich vorkommen. Es gibt aber auch Fälle, wo im Schliffbereich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

völlig unversehrte Oligoklase vorliegen. Man kann also sagen, daß auch Oligoklas teilweise von den achsenprägenden Deformationen beansprucht wurde. Ebenfalls beweisen auch Korngefügeanalysen, daß während oder nach Großwerden von Oligoklas die Achsenprägungen noch nicht immer abgeschlossen waren.

In bezug auf jede der vorliegenden Prägungen ergibt sich folgende Beziehung zwischen Deformation und Kristallisation:

	Hellglimmer (HGl-I)	Vortekt. Kristallis.
Achsenprägung	Hellglimmer (HGl-II) Dunkelglimmer Oligoklas, Granat	Paratekt. Kristallis.

Posttekt. Kristallis.

3. Gneise und Glimmerschiefer

Die verschiedenen Gneis- und Glimmerschiefertypen konnten auf der geologischen Karte nicht getrennt ausgeschieden werden. Es sind dies Hellglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Hell- und Zweiglimmergneise, Chlorit-Epidotgneise, Porphyrgneise und Porphyroide. Diese Gesteinstypen konzentrieren sich auf die Gebiete zwischen Penser- und Durnholzertal, finden sich aber auch östlich des Durnholzer Tales an der Morgenrast, Getrumspitze, Kassianspitze, im Bereich des Hundskopfes und verlieren sich nach Osten und Norden.

Das bei den Phylloniten beobachtete Vorherrschen flächiger Gefügeelemente im Handstück- bis Profilbereich tritt bei den Glimmerschiefern und Gneisen noch stärker in Erscheinung. Seltener sind axiale Gefügeelemente. Nur in den Typen, die in ihrem Äußeren den Phylloniten ähneln, also in Glimmerschiefern, aber auch in Gneisen, die durch Quarzknauern und Lagen recht inhomogen wirken, treten B-axiale Gefügeelemente etwas häufiger auf. Innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer sind die gleichen Achsenrichtungen wie in den Phylloniten vorhanden. Diese B-tektonitisch geprägten Gneise und Glimmerschiefer lassen sich nicht regional beschränken, sondern sind in vielen Teilen des untersuchten Gebietes vorhanden.

Hellglimmerschiefer und Hellglimmergneise

Durch Abnahme des Hellglimmergehaltes und Zunahme von Quarz und Feldspat gehen die Phyllonite in Hellglimmerschiefer und Hellglimmergneise über. Dieser Übergang ist kontinuierlich, und es ist eine exakte Abgrenzung beider Typen nicht möglich. Die Abgrenzung wird dadurch erschwert, daß nicht nur in der Übereinanderfolge, sondern auch bei Verfolgen einer Gneislage im Streichen häufig ein facieller Wechsel von Phylloniten, Hellglimmerschiefern und -gneisen eintritt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Farbe dieser Gesteine ist hell- bis dunkelgrau und kann bei Anreicherung von Chlorit in eine grau-grüne übergehen. Nur selten zeigen Hellglimmergneise eine in der Anwitterung rötliche, im frischen Bruch bräunliche oder bräunlich-graue Farbe. Sie erinnern in dieser Ausbildung an Porphyrgneise, lassen sich jedoch bereits makroskopisch von diesen durch fallweises Vorkommen von Granat unterscheiden.

Hellglimmerschiefer und -gneise zeigen ein deutliches Schieferungs-s. Sie sind feinkörnig. Außer Hellglimmer, der den Schieferungsflächen einen hell schimmernden Glanz verleiht, lassen sich andere Mineralkomponenten am Handstück nur fallweise erkennen. So in einigen Handstücken stecknadelkopfgroße Granaten, Quarz in Lagen und Linsen und bei Hellglimmergneisen mm-große Knötchen von Feldspat. Im Handstückbereich ist die Verteilung der Mineralkomponenten meistens eine ziemlich homogene; jedoch sind auch Gesteinstypen vorhanden, die in mm- bis cm-Abständen dünne Hellglimmerlagen aufweisen, die sich von den hellgrauen Zwischenlagen, die fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat bestehen, deutlich abheben.

Hellglimmerschiefer und -gneise sind weit verbreitet. Sie bilden den Hauptbestandteil der sogenannten unteren Gneislagen des Penser- und Durnholzertales und sind außerdem noch am Nordhang des Seeberges (M. del Lago) oberhalb Reinswald in großer Mächtigkeit ausgebildet. Sie finden sich ebenfalls im Thinnebachtal, Alpbachtal und sind auch — allerdings nicht ausscheidbar — im Schalderertal und Flaggertal vorhanden.

Mikroskopische Untersuchung

Der Quarz der Hellglimmerschiefer zeigt typische Pflasterstruktur. Die Quarzkörner sind miteinander polygonal verzahnt. Die Querschnitte der Körner sind meistens isometrisch, jedoch auch in einigen Schliffen deutlich oblong, wobei die Längserstreckung der Körner in s eine deutliche Regel erkennen läßt. Der Mittelwert der Durchmesser isometrischer Quarze liegt bei 0,09 mm. In einem Schliffbereich konnten zwei Ausbildungsarten von Quarz beobachtet werden, die sich in ihrer Größe deutlich voneinander unterscheiden. So bilden 0,06 mm große Quarze mit Hellglimmer, Chlorit und gleich großen xenomorphen Albiten das „Grundgewebe", in dem 0,4 mm große Quarze mit annähernd isometrischen Kornquerschnitten liegen. Zwei verschiedene Größen von Quarzkörnern sind häufiger bei Hellglimmergneisen zu beobachten, jedoch nicht so typisch ausgebildet wie bei den später behandelten Porphyrgneisen und Porphyroiden.

Auch bei den Hellglimmergneisen bilden Quarze in homogener Verteilung zusammen mit gleich großen, xenomorphen Albiten das Grundgewebe. Sie besitzen bei annähernd isometrischen Querschnitten einen Korndurchmesser von 0,035 mm. Diese kleinen Quarze sind nicht sehr deutlich miteinander verzahnt. Innerhalb des Grundgewebes liegen größere, polygonale Quarze — oft deutlich miteinander verzahnt —, die in Lagen, Linsen oder Nestern angeordnet sind und sich mit einem Korndurchmesser von 0,15 mm von den Grundgewebsquarzen gut unterscheiden. Die großen Quarze sind nicht selten gelängt. Ihre Längsachsen liegen in s, bei Bevorzugung einer Richtung in s. Die Nester, Linsen und Lagen lassen sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nicht gut vom Grundgewebe trennen; ihre Begrenzung ist meist unregelmäßig, mit Übergängen zum Grundgewebe. Quarz zeigt mechanische Beanspruchung in Form undulöser Auslöschung und einzelner Rupturen, wovon weniger die Grundgewebsquarze betroffen sind. Als Einschluß im Quarz finden sich selten kleine Hellglimmer.

Hellglimmer, der in den Hellglimmerschiefern neben Quarz und Feldspat den Hauptbestandteil bildet, tritt in den Hellglimmergneisen meistens etwas zurück. Er ist meistens gut in s geregelt, teils in einzelnen Körnern vorhanden oder bildet angereichert dünne, zusammenhängende Lagen. Die Konzentrierung der Glimmer auf einzelne, zusammenhängende Lagen (s des Gefüges) kann, wie in einem Fall, so weit gehen, daß die quarz- und feldspatreichen, mm- bis cm-mächtigen Zwischenlagen fast keinen Hellglimmer mehr enthalten. Der Hellglimmeranteil der Hellglimmergneise kann sehr gering werden. Es entstehen so Typen — sie sind allerdings sehr selten —, deren Hauptbestandteile Quarz und serizitisierter Feldspat sind, wobei beide lagenweise abwechseln.

Die Hellglimmer besitzen eine durchschnittliche Plättchendicke von 0,035 mm bei Extremwerten von 0,014 bis 0,08 mm. Sie zeigen in s-tektonischen Typen meist keine mechanische Beanspruchung, jedoch kann man auch hier fallweise gebogene Hellglimmer beobachten. In gefälteten Bereichen sind die Glimmer deutlich gebogen, aber auch z. T. unversehrt. Sowohl in s- als auch in B-tektonischen Typen kommen manchmal „Quermuskowite" vor.

Dunkelglimmer tritt gegenüber Hellglimmer stark zurück und ist nur in wenigen Schliffen akzessorisch vorhanden. Er ist teils frisch, teils weitgehend chloritisiert und umschließt häufig Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise ist Dunkelglimmer deutlich gebogen. Pleochroismus: farblos, hell- bis mittelbraun.

Chlorit dürfte in den meisten Fällen durch Umwandlung aus Dunkelglimmer und Granat entstanden sein. Der Chloritanteil ist meistens gering, kann aber manchmal dem von Hellglimmer gleichkommen. Es entstehen so grau-grüne Gesteinstypen, die einen Übergang zu den nachfolgend behandelten Chlorit-Epidotgneisen darstellen. Chlorit liegt meistens in mittelgroßen, idiomorphen Schüppchen vor, und nur dort, wo er als Umwandlungsprodukt von Granat auftritt, bildet er Aggregate aus kleinen Körnchen. Der Pleochroismus ist für x farblos, für y und z grün.

Beim Feldspat handelt es sich ausschließlich um Albit mit einer Lichtbrechung, die kleiner ist als die von Quarz, und einem Achsenwinkel von $2V \times 101°$ bis $104°$. Die Albite der Hellglimmerschiefer und der Hellglimmergneise besitzen den gleichen An-Gehalt. Hellglimmerschiefer haben meistens ein gleichmäßiges, körniges Gefüge. Die Albite sind gleich groß oder etwas größer als die Quarzkörner. Ihre Durchmesser betragen im Mittel 0,1 mm. Die Körner sind meist leicht serizitisiert. Frische Individuen lassen nicht selten eine gute Spaltbarkeit nach (001), eine weniger gute nach (010) erkennen. Albit ist meist polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt, weniger häufig ist Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz. Die Albitkörner enthalten fallweise Einschlüsse von Hellglimmer (manchmal ein si bildend), Chlorit, gerundete Quarze, seltener Epidot.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In den Hellglimmergneisen lassen sich deutlich zwei Größenordnungen von Albit unterscheiden: 1. Albitkörner des Grundgewebes in der Größe der Quarze. Sie haben xenomorphe Begrenzung, sind meist leicht serizitisiert und zeigen manchmal Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung. Einschlüsse von kleinen Hellglimmern (si) sind nicht selten. In einem Schliffbereich besteht ein kontinuierlicher Übergang von Grundgewebsalbiten zu Albitporphyroblasten [1]).

Die Albitporphyroblasten sind nicht eigengestaltet. Manchmal ist eine idiomorphe Begrenzung angedeutet. Sie sind im Gegensatz zu den Grundgewebsalbiten fast immer unzersetzt. Die Porphyroblasten liegen meistens als Einzelkörner innerhalb des Grundgewebes oder schließen sich seltener zu Gruppen einander durchdringender Körner zusammen. Im Mittel beträgt ihr Durchmesser 0,7 mm. Sie sind also 13mal größer als die Grundgewebsalbite. Einschlüsse in ihnen sind nicht sehr häufig. Sie beschränken sich auf Serizit, Glimmer, Chlorit, gerundete kleine Quarze und Erz. Häufig werden die Albitporphyroblasten von Glimmer umschmiegt. Ein Glimmersi konnte in keinem Fall beobachtet werden. Die mechanische Beanspruchung tritt bei den Albitporphyroblasten deutlicher hervor als bei den Grundgewebsalbiten. Die großen Albite sind nicht selten undulös oder rupturell durchschert, wobei in einem Korn längs einer Ruptur die Zwillingslamellen gegeneinander versetzt sind und man so eine relative Sprunghöhe erkennen kann. Verzwillingung nach (010), seltener nach (001). Grundgewebsalbite und Albitporphyroblasten haben den gleichen An-Gehalt (An 5%).

In allen Schliffen ist Zirkon und Apatit vorhanden. Zirkon in kleinen Körnern mit hoher Licht- und Doppelbrechung, mit pleochroitischen Höfen in Dunkelglimmer und Chlorit. Apatit in mittelgroßen Körnern mit mausgrauer Interferenzfarbe. Die in einigen Schliffen in Hellglimmerschiefer und -gneis vorhandenen Granatkörner schließen manchmal gerundete Quarze ein, jedoch ohne si- oder Einschlußwirbel. Randlich sind die Granaten oft umgewandelt in Chlorit. Die Chloritisierung kann längs Rissen ins Granatkorn vordringen und so zu einer völligen Umwandlung des Granats führen. In einzelnen Schliffen ist Epidot in kleinen, länglichen, farblosen bis trübgelblichen Körnern vorhanden. Die Lichtbrechung ist hoch. Die Interferenzfarben sind meist fleckig und gehören der zweiten Ordnung an. Die Längserstreckung der Epidotkörner liegt häufig parallel s des Gefüges mit deutlicher Regel in s. Turmalin ist nicht selten, fehlt aber in vielen Schliffen völlig. Er zeigt in Längsschnitten kräftig braun-blauen Pleochroismus. Von den opaken Mineralen sind Magnetit, Leukoxen — mit im Auflicht weißgelblicher Reflektionsfarbe —, dann Hämatit zu nennen. Sekundäre Fe-Lösung ist an Klüften und s-Flächen ins Gestein eingedrungen.

Chlorit-Epidot-Gneise

Es sind feinkörnige, grünliche Gesteine mit meist gutem Schieferungs-s. Am Handstück lassen sich teilweise kleine helle Knötchen von Feldspat erkennen. Die Chlorit-Epidot-Gneise sind gegen die anderen Gesteinstypen oft schwer abzugrenzen und gehen kontinuierlich in chloritärmere

[1]) Unter Porphyroblasten sollen hier Gemengteile verstanden werden, die sich durch ihre Größe von den anderen Komponenten unterscheiden, ohne vorerst über ihre Genese etwas auszusagen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Typen über. Sie sind weit verbreitet, wenn auch nicht so häufig wie die Hellglimmerschiefer und -gneise. So finden sich z. B. Chlorit-Epidot-Gneise mit dm dicken Quarzlagen und -knauern in größerer Mächtigkeit in der unteren Gneislage NNE St. Valentin bei Astfeld, und sie sind ebenfalls in den unteren Gneislagen des westlichen Durnholzertales recht häufig.

Unter dem Mikroskop

Quarz ist wie bei den Hellglimmerschiefern nur in einer Größenordnung vorhanden. Die Querschnitte sind meist isometrisch mit einem mittleren Durchmesser von 0,09 mm. Sie haben typische Pflasterstruktur und sind häufig deutlich undulös.

Hellglimmer tritt gegenüber Chlorit, Quarz und Feldspat zurück. Es sind meist Einzelkörner, jedoch bilden sie auch manchmal dünne, zusammenhängende Lagen. Hellglimmer ist mit (001) meistens in s geregelt. Einzelne Blättchen sind fallweise gebogen.

Dunkelglimmer ist nur sporadisch vorhanden und fast vollständig in Chlorit umgewandelt.

Chlorit ist sehr häufig und das charakteristische Mineral dieses Gesteinstyps. Er ist meist idiomorph und liegt mit (001) parallel s. Die nicht selten innerhalb der Chloritkörner liegenden Mikrolitheneinschlüsse dürften umgewandeltes Erz und kleine Epidotkörnchen sein. Chlorit tritt auch hydrothermal als Kluftausfüllung auf. Es sind dann keine Blättchen, eher Sphärolithe, die bei gekreuzten Nikols radiale Anordnung erkennen lassen. Der aus der Umwandlung des Granats hervorgegangene Chlorit bildet Aggregate kleiner bis mittelgroßer Körner.

Epidot ist in allen Schliffen reichlich vorhanden und in der Häufigkeit ebenso charakteristisch für diesen Gesteinstyp wie Chlorit. Epidot zeigt teils leicht stengelige, teils rundliche Querschnitte. Die kleinen bis mittelgroßen Individuen haben mittlere Lichtbrechung und fleckige Interferenzfarben der zweiten Ordnung. Ihre Farbe im Dünnschliff ist trüb-gelblich. Eine Spaltbarkeit ist meistens nicht zu erkennen. Ihre Querschnitte haben im Mittel eine Größe von 0,03 mm. Pleochroismus fehlt. Der Achsenwinkel beträgt $2V \times 75°$, vermutlich also Fe-reicher Epidot.

Der Feldspat zeigt gleiche Ausbildung wie bei den Hellglimmerschiefern. $2V \times 99°$ (An 6%). Die Lichtbrechung ist kleiner als bei Quarz. Die Albitkörner sind nicht eigengestaltet, liegen in der Größenordnung der Quarze vor, und nur vereinzelt treten größere Körner auf. Die Albite lassen z. T. beginnende Serizitisierung erkennen. Die Einschlüsse sind die gleichen wie bei den Albiten der Hellglimmerschiefer. Weniger zersetzte Individuen zeigen Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung.

Akzessorisch treten auf: Apatit, Zirkon, Turmalin, oxydisches Erz, Leukoxen und kelyphitisierter Granat (Umwandlung in Chlorit und Serizit). Sehr häufig ist zu erkennen, daß Fe-Lösung längs s-Flächen und Klüften ins Gestein drang.

Zweiglimmerschiefer bis Zweiglimmergneise

Es sind hell- bis dunkelgraue Typen, die stellenweise in der Anwitterung eine bräunlich-rötliche Farbe annehmen können. Die Gneise sind feinkörnig, mit deutlichem Schieferungs-s. Am Handstück lassen sich Dunkelglimmer und fallweise kleine weiße Feldspatknötchen erkennen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eine genaue Abgrenzung der Zweiglimmerschiefer und -gneise zu Phylloniten, Chlorit-Epidot-Gneisen und Hellglimmergneisen läßt sich nicht durchführen. Sie treten anteilmäßig gegenüber den anderen Gesteinstypen zurück, sind jedoch relativ häufig im Gebiet zwischen Durnholz und Durnholzer Jöchl und bilden die Gneisauflage der Schönjöchlspitze nördlich Durnholz.

Unter dem Mikroskop

Quarz findet sich in gleicher Größe und Ausbildung wie bei den Hellglimmergneisen.

Hellglimmer liegt in einzelnen Schuppen meistens mit (001) parallel s. Seltener sind zusammenhängende Glimmerlagen. In einigen Fällen ist Hellglimmer parallel verwachsen mit Dunkelglimmer. Er läßt nur selten mechanische Beanspruchung erkennen. Die durchschnittliche Blättchendicke beträgt 0,03 mm. In einem Schliff fällt bei Hellglimmer Pleochroismus von farblos bis zu grünlich auf. Der bei diesen Hellglimmern ermittelte Achsenwinkel schwankt zwischen $2V \times 12°$ bis $40°$.

Dunkelglimmer ist reichlich vorhanden und manchmal gegenüber Hellglimmer überwiegend. Er ist meistens mit (001) parallel s geregelt. Manchmal kommen auch Querbiotite vor. Die Dunkelglimmer haben eine durchschnittliche Blättchendicke von 0,05 mm (nicht selten bis 0,1 mm) und sind nur selten gebogen. Dunkelglimmer ist meistens frisch und nur wenig chloritisiert. Er umschließt häufig kleine Körner von Zirkon mit pleochroitischen Höfen und Epidot.

Der Chloritanteil ist geringer als der von Dunkelglimmer, ist aber häufig größer als der Anteil von Hellglimmer. Chlorit ist idiomorph. Als Einschlüsse in Chlorit finden sich Zirkon und Epidot.

Feldspat zeigt gleiche Ausbildung wie bei den Hellglimmer- und Epidot-Zoisit-Gneisen. $2V \times 99°$. Lichtbrechung kleiner als bei Quarz. Größe: 0,5 mm. Die Feldspatkörner eines Schliffbereiches haben sehr schwankende Achsenwinkel, so daß möglicherweise neben Albit auch Kalifeldspat vorhanden ist. Wegen der Serizitisierung ist aber eine genaue Einmessung nicht möglich.

Akzessorisch sind Apatit und Zirkon, ebenso Epidotkörner. Sekundär ist Hämatit ?, Limonit ? längs Klüften und s des Gefüges vorhanden. Ein Schliff enthält Aggregate feiner Nädelchen von gemeiner Hornblende mit $2V \times$ um $79°$. Pleochroismus x, y hellgrün; z dunkelgrün. Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ auf $(010) \sim 20°$.

Porphyrgneise und Porphyroide [1])

Die nach der Untersuchung mit dem P. M. vorgenommene Unterteilung und Benennung soll so verstanden werden, daß jene Typen als Porphyrgneise bezeichnet werden, bei denen der Korngrößenunterschied zwischen

---

[1]) Porphyroide Hälleflintgneise SANDERS (SANDER 1929).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Grundgewebskörnern und Feldspatkristalloblasten porphyrähnlich ist, ohne jedoch schon auf ihre Genese Bezug zu nehmen. Porphyroide zeigen ähnliche Ausbildung; sie sind jedoch weniger stark metamorph und weisen Reliktgefüge auf, die eine Genese aus porphyrischem Material als sicher erscheinen lassen.

Porphyrgneise und Porphyroide zeigen meistens in der Anwitterung eine bräunliche bis rötliche Farbe, die von eisenreichen Verwitterungslösungen stammt. Im frischen Bruch sind sie grau bis graubraun oder auch rötlich, wobei im Handstückbereich eine Wechsellagerung von grauen und bräunlich-rötlichen Lagen nicht selten ist. Das Gestein ist feinkörnig mit bis zu 5 mm großen einsprenglingsartigen Feldspäten. Sie sind teils bräunlich wie das Grundgewebe oder heben sich durch eine hellere Farbe von diesem ab. Die Gneise zeigen keine deutliche Fältelung. Ihr Schieferungs-s ist meist gut ausgeprägt.

Porphyrgneise setzen zwischen Durnholzer- und Pensertal im Gebiet des Durnholzer Jöchls ein, sind am Gentersberg (M. di Quaire), M. dei Masi vorhanden, treten am Hurlach (M. Corlo) auf, wo sie mit Phylloniten am Ostgrat wechsellagern. Sie bilden den sich nach Osten öffnenden Halbkessel der Radelspitze, wo sie eine Mächtigkeit von 600 m erreichen. Sie sind noch in der oberen Gneislage zwischen Durnholzer- und Pensertal vorhanden und verlieren sich nach Süden. Nach Osten zu sind Porphyrgneise noch westlich der Morgenrast (M. Mattina), an der Getrum- und Kassianspitze vorhanden. Weiter östlich sind sie seltener und geringer mächtig. Letzte Vorkommen nach Osten sind die Porphyrgneise, die um die Radelseespitze (Bereich Hundskopf) streichen. Innerhalb der Porphyrgneise der Kassianspitze finden sich drusenförmige Hohlräume, die von milchig-trüben Quarzen zum Teil ausgefüllt sind.

Porphyrgneise liegen konkordant zwischen den anderen Gesteinen und sind durch scharfe Grenzflächen von diesen getrennt, wodurch sie sich deutlich von Hellglimmer-, Zweiglimmer- und Chlorit-Epidot-Gneisen unterscheiden, die untereinander und zu Phylloniten allmähliche Übergänge bilden. Porphyrgneise sind vorwiegend in hangenden Partien des Quarzphyllonits eingelagert, seltener in tieferen Horizonten. Ausnahmen sind einige kleinere Vorkommen im unteren Teil des Penser Kirchbaches und im nördlich davon gelegenen, parallel zu letzterem gelegenen Bach. Ein kleineres Vorkommen von Porphyrgneis liegt in Astfeld an der Straße nach Durnholz. Die in unteren, vegetationsreichen Talhängen vorhandenen Gneisvorkommen sind nur schlecht aufgeschlossen und erlauben keine Aussage über ihre Lagerung.

Innerhalb der meist rötlichen Porphyrgneise treten Gesteinslagen auf, die sich nach eingehender petrographischer Untersuchung als Porphyroide erweisen. Die hieraus entnommenen Handstücke entstammen einmal einer Porphyrgneislage ostnordöstlich der Schaldererscharte, zum anderen der Porphyrgneislage unterhalb der Radelseespitze. Porphyroide bilden teils nicht deutlich geschieferte, teils gut geschieferte Lagen innerhalb der Porphyrgneise. Sie sind von hellgrauer bis bräunlich-rötlicher Farbe. Feldspateinsprenglinge lassen sich am Handstück gut erkennen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unter dem Mikroskop

Quarz ist bei den Porphyrgneisen meistens in zwei Größenordnungen vorhanden:

1. Quarze mit isometrischen Querschnitten im Grundgewebe mit einem Korndurchmesser von 0,04 mm. Sie sind mit Glimmer, Chlorit und gleich großen Feldspäten homogen im Grundgewebe verteilt. Dieses Grundgewebe geht bei den Porphyroiden in eine kryptokristalline Grundmasse über. Grundgewebsquarze sind xenomorph und nicht selten undulös auslöschend.

2. Innerhalb des Grundgewebes der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der porphyroiden Typen liegen feldspatfreie bis -arme Lagen, Nester und Linsen, die von durchschnittlich 0,13 mm großen, miteinander polygonal verzahnten Quarzen gebildet werden. Diese Quarze löschen meist deutlich bis stark undulös aus und sind oft oblong nach s des Gefüges, wobei ihre längsten Durchmesser eine bevorzugte Richtung in s einnehmen. Der längste Durchmesser ist ungefähr doppelt so lang wie der kürzeste. Auch sind fallweise in s perlschnurartig aneinandergereihte Quarze zu beobachten. In wenigen Schliffen von Porphyrgneis ist Quarz nicht in zwei gut voneinander zu trennenden Größenordnungen vorhanden und bildet so mit anderen Gefügegenossen ein gleichmäßig körniges Grundgewebe. Diese letzten sind ebenfalls deutlich undulös und oft oblong. Größe: 0,12 mm. In einem Porphyroid wurde innerhalb eines xenomorphen Quarzkornes einer Quarzlage, das einseitig von Grundmasse begrenzt wird, ein sich nach innen verbreiternder, mit Grundmasse gefüllter Korrosionsschlauch gefunden (Bild 4 auf Tafel 11).

In allen untersuchten Schliffen von Porphyrgneis zeigen die Feldspate zwei in ihrer Größe und Korngestalt deutlich unterscheidbare Ausbildungsarten:

1. Feldspatkörner des Grundgewebes. Sie haben die Größe der Grundgewebsquarze, z. T. die der Quarze, die in Nestern, Linsen und Lagen angeordnet sind. Die Körner sind xenomorph und leicht serizitisiert. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung lassen sich nur selten erkennen. Es ist Albit mit durchschnittlichem Achsenwinkel von $2V \times 100°$ und Kalifeldspat mit $2V \times 75°$. In manchen Schliffen konnten gegitterte Grundgewebsmikrokline festgestellt werden.

2. Im Grundgewebe der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der porphyroiden Gesteinstypen liegen durchschnittlich 1 mm große Feldspatporphyroblasten, meistens als Einzelkörner. Jedoch kommen auch Korngruppen vor, in denen die Feldspate ein z. T. sperriges Gefüge bilden, wobei bei den einzelnen Körnern fallweise xenomorphe Begrenzung gegeben ist. Die Feldspate sind häufig frisch, deutlich idiomorph, manchmal eckengerundet, jedoch auch nicht selten randlich teilweise zum Grundgewebe unscharf abgegrenzt oder ohne idiomorphe Kornbegrenzung. Der Feldspat ist teils Albit mit einem durchschnittlichen Achsenwinkel von $2V \times 101°$ (An 5%), teils Kalifeldspat mit $2V \times 74°$. Zur Bestimmung des An-Gehaltes wurde bei Albit (Perthit) neben der Indikatrix noch die Spaltbarkeit bzw. Verwachsungsebene von (001) und (010) eingemessen. Nach dem Stereogramm I (Normalengesetz) von v. d. Kaaden (W. E. Tröger)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

konnte ein An-Gehalt von 0 bis 5% ermittelt werden. Die Pole von (001) und (010) der Albite der Porphyrgneise und auch der Porphyroide fielen in die unmittelbare Umgebung der Tieftemperaturkurve. Tieftemperaturoptik bei Albit ist für die Porphyrgneise zu erwarten und ist durchaus nicht überraschend für die Porphyroide, da nach F. KARL (1954) Tieftemperaturoptik bei Plagioklas selbst in leicht tektonisch beanspruchten Vulkaniten nicht selten ist.

Albit ist meist nach dem Albit- und Karlsbadergesetz verzwillingt. Sehr selten sind Periklinzwillinge. Zwillingsbildung ist bei Kalifeldspat nicht so häufig. Es sind Zwillinge nach dem Karlsbader- und Manebachergesetz. Nicht selten ist Mikroklin mit typischer Gitterzeichnung. Fehlt diese, so ist es nicht möglich, zu entscheiden, ob ungegitterter Mikroklin oder Orthoklas vorliegt, da die Spaltbarkeit nach (010) mangelhaft ist, so daß gerade oder schiefe Auslöschung und somit monokline oder trikline Symmetrie nicht festgestellt werden kann.

Kalifeldspat- und Albitporphyroblasten zeigen häufig mechanische Beanspruchung in Form undulöser Auslöschung und Rupturen. Rupturen werden häufig von Quarz, Chlorit und Fe-Lösung ausgefüllt. In einem Albitkorn wurde Kalifeldspat als Ausfüllung angetroffen.

In einigen Fällen wird Albit von ungegitterten Kalifeldspatanwachsrändern umgeben (Bild 5 auf Tafel 11), die zum Teil kleine gerundete Quarze enthalten, die im Albitkern fehlen. Die Kalifeldspatporphyroblasten zeigen häufig eine Pigmentierung durch Fe ?-Staub, die meistens in der Randzone fehlt. An zwei Feldspatkörnern aus Porphyroiden wurden nach dem Innern zu sich verbreiternde Korrosionsschläuche beobachtet (Bild 6 auf Tafel 11), die mit Grundmasse gefüllt sind. Hiebei ist an einem Korn mit Pigmentierung auffällig, daß diese nicht nur in der Randzone, sondern auch in unmittelbarer Umgebung des Korrosionsschlauches fehlt. Die Gestalt des Feldspates ist also auch außerhalb des Korrosionsschlauches eine korrosive.

Sehr häufig sind perthitische und antiperthitische Verwachsungen von Kalifeldspat (mit und ohne Mikroklingitterung) und Albit. Der innerhalb des „Wirtskristalls" nicht zusammenhängende, fleckig verteilte Albit bzw. Kalifeldspat löscht immer einheitlich aus. Bei perthitisiertem Kalifeldspat liegt Albit nicht nur innerhalb des Kalifeldspates, sondern in manchen Fällen wird das Kalifeldspatkorn randlich zum Teil von Albit umsäumt, wobei die Albitrandzone die gleiche optische Orientierung wie der fleckig verteilte Albitanteil innerhalb des Kalifeldspates besitzt. Fallweise weist auch Albit einen Kalifeldspatsaum auf, der optisch gleich orientiert ist wie die Flecken von Kalifeldspat innerhalb des Albits. Die Randzonen sind meistens nicht isoliert, sondern mit einzelnen Albit- oder Kalifeldspatflecken im Inneren des Wirtskristalls verbunden. Die Verwachsung von Albit und Kalifeldspat ist oft derart, daß man nicht unterscheiden kann, ob Perthit oder Antiperthit vorliegt. Im gleichen Gestein können bei Feldspatporphyroblasten Übergänge von nicht perthitisiertem Kalifeldspat über Perthit zu Albit vorhanden sein. Perthitische und antiperthitische Verwachsungen begrenzen sich entweder unregelmäßig oder nicht selten regelmäßig, wobei die Grenzen parallel zu bevorzugten kristallographischen Richtungen (Spaltbarkeiten) des „Wirtskristalls" verlaufen. Es können

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

so regelmäßig geometrische, z. B. stufenförmig begrenzte oder rhombenförmige Verwachsungsfiguren entstehen. Manchmal findet sich Schachberttalbit.

Einschlüsse in den Feldspatporphyroblasten sind selten, sie sind jedoch relativ häufig bei nicht idiomorphem Kalifeldspat. Sie beschränken sich auf Apatit, oxydisches Erz, Serizit, Hellglimmer, Chlorit, gerundete kleine Quarze und Feldspäte der Grundmasse bzw. des Grundgewebes. Es sind meist Einschlüsse von einzelnen Körnern, aber auch feinkörnige, zusammenhängende Teile des Grundgewebes der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der Porphyroide. In einigen Fällen konnte ein si (unverlegt) von Hellglimmer in nicht idiomorphem Kalifeldspat beobachtet werden. Viel häufiger jedoch wird Hellglimmer nicht von Feldspatporphyroblasten eingeschlossen, sondern umschmiegt diese. Manchmal umschließen größere Kalifeldspatkörner idiomorphe Feldspatporphyroblasten, die perthitisch oder antiperthitisch verwachsen sind. Ein ungegittertes Kalifeldspatkorn beherbergt xenomorphe, ältere Mikrokline, die untereinander gleich auslöschen und die ebenso die gleiche optische Orientierung wie ein kleines, an den Kalifeldspat grenzendes Mikroklinkorn besitzen. Ein xenomorpher, nicht perthitisierter Kalifeldspat umschließt in einem anderen Fall kleine gerundete, ältere Albitkörnchen, die z. T. noch Zwillingslamellen erkennen lassen, deren Auslöschungsstellung die gleiche ist wie die Lamellen eines den Kalifeldspatwirt xenomorph begrenzenden Albits mit antiperthitischer Verwachsung. Der Kalifeldspatwirt und die unregelmäßig begrenzten Antiperthitflecken im Albit haben ungleiche Auslöschung und befinden sich nicht in Zwillingsstellung. Myrmekitquarz konnte in keinem Schliff beobachtet werden.

Auffällig bei den Porphyrgneisen und besonders bei den Porphyroiden ist der deutliche Korngrößenunterschied der Komponenten. So ist der Durchmesser der Feldspatporphyroblasten bei den Porphyroiden im Mittel 120mal größer als der der kaum auflösbaren Grundmassekörner. Von der kryptokristallinen Grundmasse der porphyroiden Typen sind allmähliche Übergänge zu feinst- und feinkörnigem Grundgewebe der Porphyrgneise zu beobachten, wodurch der Korngrößenunterschied der Komponenten geringer wird.

Die Hellglimmer der Porphyrgneise kommen meistens in einzelnen, mit (001) in s geregelten Körnern vor. In manchen Schliffen konzentrieren sich die Hellglimmer in dünnen Schlieren. Die durchschnittliche Blättchendicke der Glimmer beträgt 0,035 mm. Die Blättchen sind meistens mechanisch unversehrt, jedoch beobachtet man in fast allen Schliffen nicht selten vereinzelte Hellglimmer, die deutlich bis stark gebogen sind. Hellglimmer ist fallweise mit Chlorit parallel verwachsen. Selten zeigt Glimmer farblosen — hellgrünen Pleochroismus. Hellglimmer ist ebenfalls in Porphyroiden vorhanden.

Dunkelglimmer tritt gegenüber Hellglimmer bei weitem zurück und ist nur in wenigen Schliffen sporadisch vorhanden. Er ist z. T. frisch, z. T. ist eine beginnende Umsetzung in Chlorit zu beobachten. Dunkelglimmer enthält Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise beobachtet man eine Parallelverwachsung mit Hellglimmer. Die Dunkelglimmer sind nur selten deutlich mechanisch beansprucht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

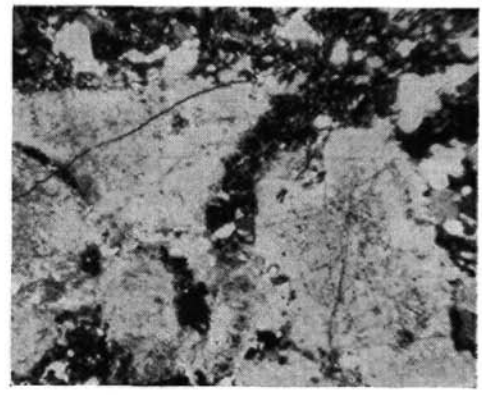


Bild 4

Korrosionsschlauch in Quarz.
+ Nikols.

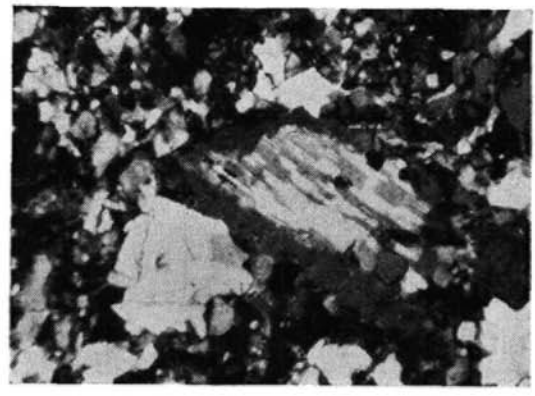


Bild 5

Kalifeldspatanwachsrand
um Albit.
+ Nikols.

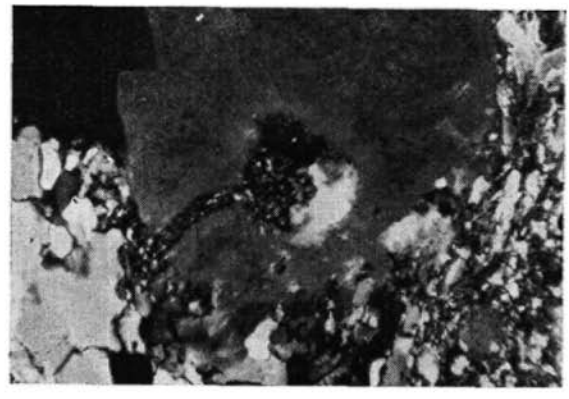


Bild 6

Korrosionsschlauch
in Feldspat.
+ Nikols.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chlorit ist fast immer vorhanden. Es sind meist Blättchen, seltener Aggregate kleiner Körnchen. Nicht selten tritt Chlorit als Kluftausfüllung auf.

Die Akzessorien beschränken sich auf Apatit, Zirkon, Erz, seltener Leukoxen. Bei den Porphyroidvorkommen am unteren, östlichen Talhang des Pensertales in der Nähe von Pens tritt Epidot, der sonst völlig fehlt, als akzessorischer Gemengteil auf. Turmalin und Granat konnte in keinem Schliff festgestellt werden. Das Erz ist Magnetit, z. T. pseudomorph nach Hämatit, feinverteilter Hämatit (Fe?-Staub). Häufig läßt sich erkennen, daß Fe-reiche Lösungen (hämatitisch? limonitisch?) längs s und (h01)-Klüften ins Gestein eingedrungen sind, z. B. in die Intergranulare des Grundgewebes der Porphyrgneise, so daß die Pflasterstruktur auch ohne gekreuzte Nikols gut zu erkennen ist. In einigen Fällen wird Chlorit durch Fe-Lösung bräunlich gefärbt. Hämatit feinverteilt oder sekundär durch eisenreiche Lösungen eingedrungen, gibt den Porphyrgneisen und Porphyroiden eine bräunlich-rötliche Farbe.

Quantitativer Bestand

Die nach Rosival mit dem Integrationstisch ausgezählten Mineralanteile von 5 Schliffen ergaben für Glimmerschiefer, Hellglimmergneise und Zweiglimmergneise:

Glimmer und Chlorit	22,2%
Quarz	46,5%
Feldspat	28,5%
Akzessorien	2,8%

Für Porphyrgneise (4 Schliffe) im Mittel:

Glimmer und Chlorit	13,2%
Quarz	42,6%
Feldspat	42,6%
Akzessorien	1,6%

Von zwei Handstücken von Porphyrgneisen sind chemische Analysen gemacht worden.

(Analyse I: Porphyrgneis vom Hurlach; Analyse II: quarzreicher Porphyrgneis von Pt. 2053 m nördlich Astfeld). Analysator: J. Terlunen.

	I	II
SiO_2	76,65%	83,62%
Al_2O_3	11,50%	10,00%
Fe_2O_3	2,25%	1,80%
MnO	0,35%	Spuren
MgO, CaO	< 0,10%	< 0,10%
K_2O, Na_2O	2,36%, 5,40%	3,40%
H_2O	0,85%	1,00%
	99,46±0,1%	99,92±0,1%

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Petrogenese

Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation bei Glimmerschiefern und Paragneisen ist nicht immer leicht zu kennzeichnen. Zwar wirkten sich die horizontalen Einengungen auch innerhalb der Gneise aus, jedoch bei weitem geringer als bei den Phylloniten, welche die Einengungen auffingen und durch Fältelungen und Scherungen abbildeten. Paragneise und Glimmerschiefer zeigen meistens selbst im Schliffbereich typisch flächiges Gefüge. Liegen Fältelungen vor, so ist Hell- und Dunkelglimmer fallweise deutlich bis stark gebogen, jedoch auch unversehrt. Selbst in typischen s-Tektoniten sind fallweise einige Glimmer deutlich mechanisch beansprucht. Daneben kommen nicht selten quer zu s stehende, unversehrte Glimmerleisten (Quermuskowite, Querbiotite) vor. Die Kristallisation der Glimmer begann also vor oder während der Deformation und überdauerte diese. Quarz ist in allen Typen undulös und polygonal miteinander verzahnt, also rekristallisiert. Die amöboid begrenzten, häufig leicht serizitisierten Albite der Hellglimmerschiefer sind ebenfalls nicht selten mechanisch beansprucht. Sie enthalten fallweise ein si von Hellglimmer, das immer unverlegt zum externen se liegt. Die Albitporphyroblasten der Hellglimmergneise sind oft rupturell deformiert oder undulös. Ein si konnte in keinem Fall beobachtet werden. Hingegen werden die Porphyroblasten häufig von Glimmer umschmiegt. Dagegen, daß etwa die Albite der Hellglimmergneise allothigene Komponenten darstellen, sprechen Korngestalt und Gefüge. Sie könnten demnach eher einer frühen Albitisierungsphase zugeordnet werden. Granat ist nicht sehr verbreitet und zeigt keinerlei si oder Wirbeleinschlüsse, so daß eine genetische Beziehung zur Deformation und zur Bildung bzw. Rekristallisierung der anderen Gefügegenossen nicht möglich ist.

Im Gegensatz zu den Paragesteinen stehen Porphyrgneise und Porphyroide, die sowohl zu Phylloniten als auch zu den übrigen Paragesteinen stets scharf abgegrenzt sind. So heben sich Porphyrgneise und Porphyroide bereits im Gelände von den übrigen Gesteinstypen ab. Sie unterscheiden sich von Glimmerschiefern und den übrigen Gneisen durch den auffallenden Korngrößenunterschied der Grundgewebskörner (Grundmasse bei Porphyroiden) und den Feldspatporphyroblasten, die häufig idiomorphe Ausbildung zeigen. Ebenso ist Kalifeldspat vorhanden, der in den übrigen Gesteinstypen fehlt. Epidot ist in den Porphyroiden nicht vorhanden und tritt in den Porphyrgneisen stark zurück. Auffällig ist ebenfalls ein völliger Mangel von Granat und Turmalin in Porphyrgneisen und Porphyroiden.

Das Vorkommen von Kalifeldspat ausschließlich in Porphyrgneisen und Porphyroiden schließt eine Zufuhr von weither aus und läßt vermuten, daß Kalifeldspat in Porphyroiden und Porphyrgneisen bereits primär vorhanden war.

Der porphyrische Ursprung der Porphyroide ist durch Reliktgefüge (Korrosionsschläuche in Quarz und Feldspat) offensichtlich. Reliktgefüge fehlen aber in den stärker metamorphen Porphyrgneisen. Läßt sich so bei letzteren eine Herkunft aus porphyrischem Material nicht eindeutig beweisen, so machen doch allmähliche Übergänge von kryptokristalliner Grundmasse der Porphyroide zu feinst- und feinkörnigem Grundgewebe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Porphyrgneise, gleiche Mineralzusammensetzung und gleiche Ausbildung der Feldspatporphyroblasten eine gleiche oder ähnliche Herkunft der Porphyrgneise und Porphyroide wahrscheinlich, wobei die Porphyroide von der Schiefermetamorphose schwächer betroffen wurden, also Relikte innerhalb der Porphyrgneise darstellen könnten.

Ebenso sprechen die chemischen Analysen nicht gegen eine Herkunft der Porphyrgneise aus porphyrischem Material oder dessen Tuffen. Die Analyse I entspricht der eines gewöhnlichen Quarzporphyrs, wobei das deutliche Vorherrschen von Na_2O gegenüber dem Anteil an K_2O auffallend ist. Die Analyse II zeigt sehr hohen SiO_2-Gehalt. Ähnlich hohen, durch Einkieselung entstandenen SiO_2-Gehalt gibt O. Mügge (1893) von z. T. geschieferten Quarzkeratophyren (Lenneporphyren) aus dem Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge an. Neben einschlußarmem Albit, perthitisch bzw. antiperthitisch verwachsenem Feldspat und Kalifeldspat — z. T. mit Mikroklingitterung — ist noch ungegitterter, nicht perthitisierter, nicht idiomorpher Kalifeldspat vorhanden, der manchmal Einschlüsse von Glimmer (si), Chlorit, gerundeten Quarzen, xenomorphem Albit und Mikroklin sowie idiomorphen perthitisch bzw. antiperthitisch verwachsenen Feldspatporphyroblasten enthält und sich folglich als Neubildung erweist. Im Zusammenhang mit dieser Kalifeldspatneubildung entstanden Kalifeldspatanwachsränder und Rupturausfüllungen bei Albit bzw. Antiperthit.

Die Feldspatporphyroblasten sind häufig mechanisch beansprucht, was durchaus zu erwarten ist, nimmt man porphyrisches Ausgangsmaterial an und betrachtet die Porphyroblasten als ehemalige Porphyreinsprenglinge, die im Verlauf der Schiefermetamorphose und der Deformation mechanisch beansprucht wurden. Jedoch selbst die Kalifeldspatneubildungen sind nicht selten undulös. Die Kalifeldspatneubildungen begannen also vor bzw. während der Deformation, wobei angenommen werden kann, daß diese Neubildungen die Deformation überdauerten, was Rupturausfüllungen bei Albiten durch Kalifeldspat vermuten lassen.

Das Verhältnis Kristallisation der Glimmer zur Deformation ist gleich wie bei den Paragneisen. Die Kristallisation begann vor bzw. während der Deformation und überdauerte sie. Hydrothermale Kluftausfüllungen durch Chlorit, Fe-Lösung, sekundären Quarz und in einem Fall Epidot bilden ähnlich wie bei Paragesteinen abschließende Vorgänge.

Die Quarzlinsen, -nester und -lagen der Porphyrgneise und Porphyroide können im Laufe der Metamorphose durch Auswalzung von Porphyrquarzen entstanden sein. Im Fall eines porphyroiden Gesteins, wo mir die Häufigkeit und Größe der Linsen und Nester diese Annahme unwahrscheinlich machten, wurden die Quarzachsen (c-Achsen) der die einzelnen Linsen und Nester bildenden Quarze getrennt eingemessen. Hiebei zeigt sich (D 15 a bis D 15 d), daß die aus den einzelnen Teilbereichen gewonnenen Diagramme recht unterschiedliche Regeln der Quarze besitzen; z. T. die eines typischen s-Tektonits (D 15 d) mit Maximum in a des Gefüges oder die Andeutung einer Gürtelbesetzung eines B-Tektonits (D 15 b, D 15 c) oder eine nicht deutbare Regel, (D 15 a). Die Diagramme zeigen keine einheitliche Symmetrie, was eine gemeinsame Prägung der einzelnen Teil-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bereiche innerhalb des vorliegenden Gesteins ausschließt, so daß die Annahme, die Quarzlinsen und -nester seien allothigene, bereits geregelte Komponenten des Nebengesteins, berechtigt erscheint.

Im Fall eines gut geschieferten Porphyrgneises wurden die Quarze zweier voneinander getrennter Quarzlagen gesondert eingemessen. Beide Diagramme zeigen die gleiche Regel und zwar eines s-Tektonits mit Maximum I nach SANDER und deutlicher bzw. weniger deutlicher Häufung der Quarzachsen um c des Gefüges. Die Teilbereiche wurden also gemeinsam im vorliegenden Gestein geprägt.

4. Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer

Zu den von B. SANDER 1929 an der Meieralpe östlich Rabenstein im Pensertal festgestellten Vorkommen eines gabbroiden Amphibolits kommen noch neue Funde von Amphiboliten und Chloritschiefern. Die gabbroiden Amphibolite sind grobkörnig und zeigen kein Schieferungs-s. Sie besitzen das Gefüge eines Massengesteins. Am Handstück lassen sich deutlich dunkelgrüne Hornblendekristalle bis zu 1 cm erkennen. Die einzelnen Hornblendekristalle verbindet eine hellgrüne bis weißliche Zwischenmasse, die hauptsächlich aus Feldspat und Epidot besteht. Diese gabbroiden Typen treten gegenüber gut geschieferten, mittel- bis feinkörnigen Amphibolit- bis Chloritschiefern jedoch zurück. Das Schieferungs-s der mittel- bis feinkörnigen Amphibolit- und Chloritschiefer tritt am Handstück durch abwechselnde feinste grüne und weißliche Lagen hervor. Die helleren Lagen bestehen bei Amphibolitschiefern zum größten Teil aus Feldspat, bei Chloritschiefern aus Feldspat, Quarz und Calcit. Amphibolit- und Chloritschiefer liegen konkordant zu Phylloniten bzw. Gneisen. Bei gut ausgebildetem Schieferungs-s sind bei feinkörnigen Amphibolit- und Chloritschiefern Feinfältelungen nicht selten.

Feinkörnige Amphibolit- und Chloritschiefer treten in einigen Aufschlüssen in den bewaldeten Hängen zwischen der Meieralpe und Rabenstein zutage und streichen bis ins untere Pensertal, was man an Hand von Fallstücken und kleineren Vorkommen, z. B. an den Bachläufen nördlich Kofel in 1375 m und nördlich Nußbaumer in 1340 m verfolgen kann.

Die Amphibolite am Osthang des Pensertales liegen häufig im Verbande rötlicher Porphyrgneise, so bei den Amphiboliten der Meieralpe, die im Hangenden und Liegenden von roten Porphyrgneisen begrenzt werden. Amphibolit- und Chloritschiefer beschränken sich nicht auf das Pensertal, sondern lassen sich über einzelne Aufschlüsse am NW-Grat der Cima delle Laste, an der Farzellscharte (Forcella di Cassiano), Schrüttenseen (Lago Grlato), westlich vom Hundskopf und am oberen Thinnebachtal am Steig zwischen Latzfons und Klausener Hütte nach Osten verfolgen.

Unter dem Mikroskop

Hornblende bildet bei gabbroidem Amphibolit und bei Amphibolitschiefern den Hauptanteil . Die Hornblenden des gabbroiden Amphibolist liegen in zwei Größenordnungen vor, die sich nicht im Chemismus, sondern lediglich in ihrer Größe unterscheiden. Es sind einmal kleine Kristalle von stengeligem bis säuligem Habitus und grüner Farbe, aber auch feinste Nädelchen. Diesen gegenüber stehen größere Individuen mit ebenfalls

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

grüner Farbe, deren Stengelachsen im Mittel 5 mm betragen. Sie umschließen kleine Hornblenden, Erz, seltener Epidot oder xenomorphen Albit. Es sind meist Einzelkörner, die einander durchdringen. Die Stengelenden sind häufig aufgefasert. Sie lassen ebenso wie die kleineren Hornblenden keine Regel erkennen. Innerhalb der großen Hornblenden fallen manchmal hellere, wahrscheinlich eisenärmere Flecken auf. Die großen Körner sind fallweise leicht geknickt oder von Rupturen durchzogen. Längs dieser Rupturen drang häufig bräunlich-rötliche Eisenlösung ein und verfärbte die in unmittelbarer Nähe der Rupturen liegenden Partien der Hornblenden. Nur wenige Kristalle sind verzwillingt, und zwar nach (100). Der mit dem U-Tisch ermittelte Achsenwinkel liegt durchschnittlich bei $2V \times 76°$ und schwankt von $2V \times 70°$ bis 84°. Die Achsenebene liegt parallel (010). Pleochroismus: x hellgelb, y grün, z bläulichgrün. Die mittlere Auslöschungsschiefe $c \perp z$ in Schnitten parallel (010) schwankt in den einzelnen Kristallen von 13 bis 17° und liegt im Durchschnitt bei 15°. Diese Daten treffen sowohl für Mischungsglieder der Aktinolithreihe als auch für gemeine Hornblende zu.

Die Hornblenden der Amphibolitschiefer sind kleiner. Jedoch lassen sich auch hier manchmal zwei Größenordnungen unterscheiden. Größere Körner enthalten wie beim gabbroiden Typ häufig kleinere Hornblenden, seltener Erz, Plagioklas und Epidot. Die optischen Daten sind die gleichen wie bei den Hornblenden des gabbroiden Amphibolits. Meistens jedoch ist nur eine Größenordnung von kleinen bis mittelgroßen, stengeligen Hornblenden vorhanden. In s-tektonitischen Typen liegt die Stengelachse in s bei Bevorzugung einer Richtung. Es entsteht so häufig ein typisch nematoblastisches Gefüge der Hornblenden.

In manchen Schliffbereichen läßt sich eine schwache Fältelung erkennen. In diesen Bereichen sind die Hornblendestengel häufig gebogen oder geknickt. Ihre kristallographische c-Achse liegt meist senkrecht zu B des Gefüges. Nicht selten werden aber in Schliffen, die senkrecht zu B angelegt sind, neben Stengeln auch Basisschnitte der Hornblenden angetroffen.

Der Anteil der Hornblende in den Chloritschiefern ist nur gering. Oft fehlt Hornblende völlig. Es sind meist kleine Stengel mit gleichen optischen Daten wie jene in gabbroiden Amphiboliten und Amphibolitschiefern.

Epidot ist immer reichlich vorhanden und ständiger Gemengteil sowohl in gabbroiden Typen als auch in Amphibolitschiefern und Chloritschiefern. Er kann bei Chloritschiefern stellenweise zum Hauptgemengteil werden. Es sind kleine bis mittelgroße Körner mit einem Durchmesser, der im Mittel 0,25 mm beträgt. Epidot ist nicht deutlich idiomorph, z. T. etwas gerundet. Die Körner sind meist farblos; nur bei größeren Körnern läßt sich ein gelblicher Pleochroismus erkennen. Epidot kommt als Einzelkorn, aber auch in Kornaggregaten vor. Die Interferenzfarben sind meist fleckig und gehören der zweiten Ordnung an. Häufig sind randlich niedere Interferenzfarben zu beobachten. Der ermittelte Achsenwinkel schwankt von $2V \times 66°$ bis 96°. Es ist meist Pistazit, daneben kommt untergeordnet Klinozoisit vor mit optisch positivem Charakter und grauen bis stahlblauen Interferenzfarben. Nur in seltenen Fällen überwiegt der Anteil an Klinozoisit den von Pistazit. Epidot ist frei von Einschlüssen, ledig-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lich in einem größeren Korn eines Amphibolitschiefers konnte ein kleiner Hornblendestengel als Einschluß festgestellt werden. Epidotkörner sind beim gabbroiden Amphibolit und bei Amphibolitschiefern annähernd gleichmäßig über den Schliffbereich verteilt, bei Chloritschiefern aber häufig lagenweise, was zu chloritarmen, epidotreichen und chloritreichen, epidotarmen Lagen führt. Epidot bildet auch zum Teil zusammen mit Plagioklas und Chlorit Kluftausfüllungen, ist also dann eine jüngere Bildung.

Feldspat hat einen mittleren Korndurchmesser von 0,5 mm. Die Feldspate im gabbroiden Amphibolit sind Plagioklase mit einem Achsenwinkel von durchschnittlich $2V \times 99°$ mit Grenzwerten von 86 bis 104°. Das Einmessen von x, y, z (001) und (010) ergab nach den Rheinhardschen Migrationskurven (Reinhard 1931) Albit, seltener Oligoklas. Die Lichtbrechung ist kleiner oder höchstens gleich groß wie die von Kanadabalsam. Neben den sauren Plagioklasen sind noch Kalifeldspate vorhanden. Sie haben geringere Licht- und Doppelbrechung. Der Achsenwinkel ist klein: $2V\ x = 44°$ (36 bis 52°). Wegen Fehlens kristallographischer Richtungen konnte die Indikatrix nicht in bezug zu diesen gebracht werden. Es bleibt daher offen, ob es sich um Orthoklas oder Anorthoklas handelt. Zwillingsbildung ist beim Kalifeldspat selten. Die Plagioklase sind nach dem Albit, Periklin- und Aklin- bzw. Manebach-Ala-Gesetz verzwillingt. Die Feldspate sind meist frisch, zeigen aber auch stellenweise beginnende Serizitisierung. Plagioklase und Kalifeldspate sind xenomorph; grenzen sie an größere Hornblendekristalle, so werden die Kornumrisse in ihrem Verlauf von der Hornblende diktiert. Sie umschließen manchmal kleine Hornblenden, Erz, seltener Epidot. Innerhalb von Kalifeldspat liegen manchmal perthitähnliche Flecken von Albit, die sich vom Wirtskristall schon durch höhere Licht- und Doppelbrechung abheben. Die Albitflecken innerhalb eines Wirtskornes haben untereinander gleiche optische Orientierung. Feine Nädelchen von Hornblende durchsetzen manchmal gleichmäßig Albitflecken und Alkalifeldspatwirt. Alle Feldspate der gabbroiden Amphibolite zeigen kaum mechanische Beanspruchung.

Die Amphibolit- und Chloritschiefer enthalten selten Kalifeldspate. Entsprechend dem allgemein feinkörnigerem Gefüge der Amphibolit- und Chloritschiefer sind die Plagioklase klein (0,05 mm). Feldspat ist in den Amphibolitschiefern reichlich vorhanden, tritt bei den Chloritschiefern aber etwas zurück. Es ist Albit bis Oligoklas mit annähernd gleichem Chemismus wie beim gabbroiden Typ. Die Körner sind xenomorph und fallweise miteinander verzahnt, teils frisch mit erkennbarer Spaltbarkeit und Lamellierung, teils fortschreitend serizitiert. Sie weisen Einschlüsse von kleinen Hornblenden — mit z. T. unverlegtem si — Epidot und Chlorit auf. Die Plagioklase sind entweder gleichmäßig über den Schliffbereich verteilt oder in einzelnen Lagen angereichert. An einem Plagioklas innerhalb eines Amphibolitschiefers wurde ein ungleich zum Kern orientierter Anwachsrand beobachtet. Fallweise ist Plagioklas deutlich undulös.

Beim gabbroiden Amphibolit ist Chlorit nur akzessorisch in vereinzelten Aggregaten von kleinen Körnchen vorhanden. Chlorit wird bei den Amphibolitschiefern häufiger und bildet bei den Chloritschiefern den Hauptanteil. Es sind häufig idiomorphe Schüppchen. Oft lassen sich zwei verschiedene

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Minerale der Chloritgruppe im gleichen Schliffbereich unterscheiden: 1. Leisten mit dunkler, schmutzig gelb-brauner Interferenzfarbe. Pleochroismus grün ∥ (001) und grünlich-gelb ⊥ (001). Zu (001) steht z′ senkrecht. In vielen Fällen ist die Kornform wie die der stengeligen Hornblenden. Es läßt sich in diesen Fällen eine Pseudomorphose nach Hornblende feststellen. Daneben bewahrt aber Chlorit manchmal feinste Kristallrelikte mit deutlich höherer Doppelbrechung und gerader Auslöschung parallel (001) des Chlorits. Chlorit dürfte in diesen Fällen durch Umwandlung aus Dunkelglimmer entstanden sein.

Daneben tritt untergeordnet 2. ein Mineral der Chloritgruppe auf mit ebenfalls grünlichem Pleochroismus, jedoch mit x′ senkrecht (001). Die Interferenzfarbe ist grau bis lavendelblau. Manchmal kann durch Relikte eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer festgestellt werden. Dieses Mineral tritt auch als Kluftausfüllung auf, und zwar häufig in sphärolitischer Ausbildung.

Beide Chloritminerale schließen manchmal kleine Körnchen von Epidot ein. In gefälteten Bereichen ist Chlorit häufig gebogen. Manchmal wird Chlorit von sekundärer Fe-Lösung bräunlich verfärbt.

Quarz fehlt beim gabbroiden Amphibolit. Ebenfalls enthalten typische Amphibolitschiefer nur fallweise Quarz akzessorisch. Hingegen ist Quarz bei Chloritschiefern manchmal recht häufig und kann mengenmäßig gegenüber Feldspat vorherrschen. Es sind meist kleine bis mittelgroße, z. T. polygonal miteinander verzahnte Körner, die oft in einzelnen Lagen angereichert sind. Sie zeigen nicht selten undulöse Auslöschung. Quarz ist arm an Einschlüssen. Sie beschränken sich auf kleine Körnchen von Epidot, Schüppchen von Chlorit und kleine Körnchen von Calcit.

Calcit ist meist in Gestalt mittelgroßer Körner (0,3 mm) ohne Eigengestalt vorhanden. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung kann man häufig beobachten. Zum Teil liegt Calcit aber auch in Aggregaten feinster Körner vor. Die Calcite sind häufig in Nestern oder bevorzugten Lagen angeordnet. In einzelnen Schliffbereichen sind im Calcit Einschlüsse von gerundeten kleinen Quarzen oder Feldspaten, Epidot, seltener Chlorit anzutreffen. Als Kluftausfüllung ist Calcit eine jüngere Bildung. Auffallend ist die Paragenese. Gabbroiden, Amphiboliten und typischen Amphibolitschiefern fehlt Calcit. Tritt der Anteil an Hornblende zurück oder fehlt Hornblende gar, wie es meistens bei den Chloritschiefern der Fall ist, so ist jeweils eine Anreicherung von Chlorit, Quarz und Calcit auffällig.

Dunkelglimmer tritt bei den Hornblende, Chlorit, Epidot und Calcit führenden Amphibolitschiefern am NW-Grat der Cima delle Laste im Bereich Hirscheck im Durnholzertal auf. In Schnitten senkrecht s sind es kleine bis große, maximal 1,3 mm lange Querschnitte mit einem Pleochroismus von farblos bis hellbraun. Größere Körner beherbergen nur wenig Chlorit, jedoch reichlich Epidot, so daß ein poikilitisches Interngefüge der Dunkelglimmer vorliegt. Eine große Glimmerleiste mit einer zu (001) parallelen Kluft wird von Chloriten ausgefüllt, welche mit ihrer (001) Spaltbarkeit senkrecht zur Fläche (001) des Dunkelglimmers angeordnet sind. Dunkelglimmer ist mechanisch beansprucht; besonders einige große Individuen sind deutlich gebogen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Akzessorisch sind primäres oxydisches Erz in Klüften und s-Flächen sekundärer, durch hydrothermale Fe-Lösung entstandener Hämatit? und Limonit? In gabbroiden Amphiboliten und bei Amphibolitschiefern werden manchmal Aggregate kleinster, erdig-brauner, anisotroper Körnchen angetroffen, wahrscheinlich Rutil oder Titanit. Die im Auflicht weißliche Reflektionsfarbe deutet auf teilweise Umwandlung in Leukoxen hin, das in Amphiboliten und Chloritschiefern sehr verbreitet ist.

Betrachtungen zur Genese und ein Vergleich mit den Amphiboliten bei Klausen und denen am Penser Weißhorn

Wie bereits B. Sander (1929) feststellte, zeigen die Gabbroamphibotite vom Gröllerjoch unter dem Mikroskop, geschieferte als auch ungeschieferte Amphibolite mit erhaltener Massengesteinsstruktur, dieselbe Ummineralisierung zu den normalen Mineralien eines Zoisit-Amphibolits. Schieferung und Ummineralisierung verlaufen demnach in diesem Falle voneinander unabhängig. Das Vorkommen von zwei Größenordnungen von Hornblenden beim gabbroiden Typ und auch fallweise bei den Amphibolitschiefern, wobei kleinere Körner häufig von größeren eingeschlossen werden, weist auf zwei Kristallisationsphasen bei der Bildung der Hornblenden hin. Die größeren, jüngeren Hornblenden sind manchmal mechanisch beansprucht. Für diese läßt sich also vor- bis paratektonischer Kristallisationsbeginn nachweisen. Feldspat ist sicher jünger als die kleinen Hornblenden. Die größeren Hornblenden diktieren zwar die Umrißformen des Feldspats besonders beim gabbroiden Typ, was aber noch nicht für eine jüngere Bildung des Feldspats in bezug auf die Kristallisation der großen Hornblenden spricht, da die Kristallisation der Hornblenden mit größerer Formenergie vonstatten geht als die des Feldspates. Feldspat ist fallweise deutlich undulös. Der Kristallisationsbeginn dieser Plagioklase ist ebenso wie der der Hornblenden vor- bis paratektonisch. Die Dunkelglimmer der Chloritschiefer NW der Cima delle Laste sind Neubildungen. Sie dürften wahrscheinlich als letzte Kristallisation des betreffenden Gesteinsbereiches anzusehen sein, wobei der Bildungsbeginn der Dunkelglimmer vor- bis paratektonisch anzusetzen ist, wie fallweise deutlich gebogene Dunkelglimmer beweisen. Dabei ist es sehr wahrscheinlich, daß die Kristallisation der Dunkelglimmer sowie der Feldspate und der großen Hornblenden die Deformation überdauert hat.

Das Zurücktreten von Hornblende bei gleichzeitiger Anreicherung von Chlorit und Calcit bei den Chloritschiefern läßt innerhalb dieser Typen eine Umwandlung der Hornblende in Chlorit und Calcit, wohl auch Epidot vermuten. Ebenso kann Quarz, der in den Chloritschiefern sehr häufig ist, bei dieser Umsetzung aus Hornblende bei fallender Temperatur neben Epidot und Chlorit entstehen, so daß die Chloritschiefer, wie sie im Pensertal, an der Cima delle Laste, Farzellscharte und bei den Schrüttenseen vorkommen, als diaphthoretische Facies der Amphibolitschiefer anzusehen sind.

B. Sander (1929) stellt den gabbroiden Amphibolit der Meieralpe östlich oberhalb Rabenstein in eine Gruppe mit den Amphiboliten am Penser Weißhorn, Tuxerjoch, Klausen usw. Der von B. Sander erwähnte streichende Zusammenhang der Amphibolite bei Klausen, welche schon von Th. Ohnesorge neben die vom Patscherkofel gestellt wurden, und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

denen oberhalb Rabenstein konnte durch oben beschriebene Vorkommen von Amphibolit- und Chloritschiefern, die längs einer ungefähr EW streichenden Verbindungslinie liegen, bestätigt werden.

Eine Vergleichsmöglichkeit ist durch die Bearbeitung des Gufidauner Amphibolits bei Klausen von E. CASTEGNARO (1954) und an Hand von 9 Schliffen des Weißhornamphibolits, die mir Professor Dr. B. SANDER zur Verfügung stellte, gegeben.

Die von E. CASTEGNARO untersuchten Amphibolite von Klausen ähneln stark den Amphiboliten meines Aufnahmegebietes. Es sind teils Typen mit Massengesteinsstruktur mit Aktinolith, Albit, der häufig eine erste Generation femischer Bestandteile enthält, und Epidot (teils Pistazit, teils Klinozoisit). Hornblende und Albit sind häufig mechanisch beansprucht. Daneben sind deutlich geschieferte Amphibolite mit nematoblastischem Gefüge der Hornblenden vorhanden, ebenfalls Chlorit, Albit, Epidot, Hornblende und Dunkelglimmer führende Typen. Auch ist Calcit vorhanden. Die chemischen Analysen ergaben für die Klausener Amphibolite die Zusammensetzung eines gabbroiden Gesteins. Als Kriterium für eine eruptive Herkunft hält E. CASTEGNARO das sporadische Auftreten einer braunen Hornblende, da nicht denkbar ist, daß eine Umwandlung von Aktinolith in eine basaltische Hornblende stattfand, da diese Oxydation nur bei einer Temperatur von 800° C bei Verlust von H-Ionen vonstatten geht. Braune Hornblende konnte in den von mir untersuchten Amphiboliten nicht festgestellt werden. Bemerkenswert ist in den Klausener Amphiboliten ein völliger Mangel an Quarz, der hingegen bei den Chloritschiefern der östlichen Sarntaler Alpen nicht selten ist. Größere Karbonatvorkommen, wie sie J. LADURNER (W. HEISSEL u. J. LADURNER 1936) innerhalb der Klausener Amphibolite beschreibt, sind in den Amphiboliten und Chloritschiefern zwischen Eisack und Talfer nicht vorhanden. Die Amphibolite des Penser Weißhorns ähneln zum Teil denen der östlichen Sarntaler Alpen. Sie enthalten grüne bis farblose Hornblenden, Plagioklas, Epidot, Quarz, Chlorit, Granat und Erz (Leukoxen), seltener Dunkelglimmer. Jedoch konnte in keinem der untersuchten Schliffe Karbonat festgestellt werden. Epidot ist meistens Klinozoisit, seltener Pistazit. Epidot ist vielfach größer und besser eigengestaltet als bei den Amphiboliten und Chloritschiefern der östlichen Sarntaler Alpen. Manchmal können korrosionsähnliche Erscheinungen an Epidoten und Hornblenden beobachtet werden, deren Beziehungen zu den diese ausfüllenden Quarzen von J. LADURNER (1951) beschrieben werden. Es sind so Amphibolittypen vorhanden, die mir in den östlichen Sarntaler Alpen nicht begegnet sind. In einem in dieser Hinsicht auffallenden Vergleichsschliff vom Weißhornamphibolit, der bei Fehlen von Quarz und Epidot fast ausschließlich aus frischem, pflasterförmig begrenztem Plagioklas und farbloser Hornblende mit säuligem Habitus besteht, wurden Hornblende und Plagioklas mit dem U-Tisch eingemessen. Für Hornblende ergab sich ein durchschnittlicher Achsenwinkel von $2V \times 92°$ mit Grenzwerten von 84° bis 98° und eine Auslöschungsschiefe von $c \wedge z$ 18° (14° bis 22°) in Schnitten parallel (010).

Bei Plagioklas beträgt die Auslöschung x′ zur Spur von (010) in Richtung [100] gesehen +26° (+20° bis +30°). Das entspricht nach A. RITTMANN einem An-Gehalt von 45%. Nach den Migrationskurven von M. REIN-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HARD (1931) ergab sich ein An-Gehalt von 49%. Die Lichtbrechung ist erheblich größer als die von Kanadabalsam. Der Achsenwinkel schwankt von $2V \times 90°$ bis 104°. Es ist basischer Andesin bis saurer Labradorit.

Bei den Weißhornamphiboliten wie auch bei den Amphiboliten und besonders bei den Chloritschiefern zwischen Eisack und Talfer läßt sich feststellen, daß bei Zunahme von Quarz Hornblende zurücktritt bzw. ganz fehlt.

An Hand des Materials, das mir zur Verfügung stand, hat es den Anschein, daß die Amphibolite der östlichen Sarntaler Alpen denen von Klausen näher stehen als den Amphiboliten des Penser Weißhorns. Allerdings, und das muß hier abschließend gesagt werden, können die Amphibolite hier nur im Rahmen der geologischen Aufnahme behandelt werden. Ebensowenig charakterisieren die wenigen Vergleichsschliffe, in die ich Einsicht nehmen konnte, den Weißhornamphibolit. Ein Vergleich der Amphibolite der östlichen Sarntaler Alpen mit denen von Klausen, vom Penser Weißhorn und ferner vom Patscherkofel und Tuxerjoch in bezug auf Herkunft und Genese muß einer speziellen petrographisch-chemischen Analyse vorbehalten bleiben.

5. Die Kontaktfacies des Brixner Granits

Die Intrusion des Brixner Granits schuf, wie schon B. SANDER (1906) kartierte, einen ausgedehnten Primärkontakt mit dem Quarzphyllonit. In einer ersten Phase des Kontaktes kamen nach SANDER (1929) aufblätternde Intrusionen des Granits und Verfeldspatung (Bändergneise) des Quarzphyllonits zustande. Eine zweite Phase ist gekennzeichnet durch „Übersichbrechen" zahlloser aplitischer Gänge und durch die Bildung gewaltiger Intrusivbreccien aus dem bereits in der ersten Phase gebildeten Schiefermaterial. Innerhalb des von mir untersuchten Gebietes erstreckt sich dieser Primärkontakt vom hinteren Pensertal bis zum Vahrner See. Die Mächtigkeit dieser Kontaktzone liegt in diesem Bereich durchschnittlich zwischen 100 und 200 m. Sie kann jedoch auch stellenweise geringer werden. Die Zone der Parallelvergneisung kann zum Phyllonit hin durch einen allmählichen Übergang schlecht abgegrenzt werden. Andererseits greift der Granit mit zahlreichen Gängen in die Kontaktgesteine hinein und erschwert so eine genaue Abtrennung. Die Farbe dieser Kontaktgesteine ist hell- bis dunkelgrau, in der Nähe des roten Flagger Kalkgranits am Roten Mandl und an der Sulzspitze auch rötlich-grau. Karbonatgänge, wie sie im roten Flagger Kalkgranit häufig anzutreffen sind, durchziehen auch stellenweise die an den Kalkgranit angrenzenden Kontaktgesteine (nach mündlicher Mitteilung von F. HASER). Das Schieferungs-s der Kontaktgneise ist meistens gut erkennbar. Oft beobachtet man mm-mächtige, sich wiederholende hellere und dunklere Lagen und Schlieren. Nur in unmittelbarer Nähe des Granits ist das Schieferungs-s weniger gut ausgebildet. Durch Aufbrechen des Granits ist die Schieferung der Kontaktgneise steil — häufig bis 60° — aufgestellt worden. Axiale Richtungen lassen sich in den Gesteinen der Kontaktzone nur selten feststellen. Meistens verwischte die Kontaktmetamorphose die Linearen. Sind stellenweise noch Feinfältelungen zu erkennen, so können die mit der Schieferung steil gestellten Achsen schlecht mit denen in relativ flach lagernden Phylloniten konfrontiert

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

werden. Charakteristisch für die Kontaktgneise sind diffus verteilte, millimetergroße dunkle Knötchen, die besonders im Anschliff gut zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese als Granat, der aber meistens in Chlorit oder Serizit umgewandelt ist; seltener sind einzelne große Körner von Turmalin. Häufiger jedoch bestehen diese Knötchen aus Anhäufungen von Dunkelglimmer und einer gelben, nicht näher bestimmbaren Substanz.

Mikroskopische Untersuchung

Der Mineralbestand der Kontaktgneise ist: Quarz, Hellglimmer, Dunkelglimmer, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat, Chlorit, Granat, ein nicht näher bestimmbares Zersetzungsprodukt?, Apatit, Zirkon, Turmalin und Erz.

Quarz kommt in isometrischen Körnern mit einem mittleren Durchmesser von 0,1 mm vor. Die Quarze zeigen ein pflasterförmiges Gefüge oder sind polygonal miteinander verzahnt. Sie enthalten häufig kleine Serizit- oder Chloritschüppchen. Quarz ist meistens nicht oder nur schwach undulös. In Schliffen, die von Kontaktgneisen aus unmittelbarer Nähe des Granits stammen (bis maximal 2 m Entfernung), werden häufig größere, polygonale Quarze angetroffen mit poikilitischem Interngefüge. Sie enthalten Einschlüsse von Chlorit, Glimmer und Akzessorien; daneben auffallend häufig kleine gerundete Körner von Feldspat. Die großen, poikilitischen Quarze sind ebenfalls nur selten leicht undulös.

Hellglimmer. Es ist meistens Serizit, jedoch sind auch untergeordnet größere Hellglimmerblättchen vorhanden. An den Serizitschüppchen läßt sich eine mechanische Beanspruchung nicht erkennen. Ebenfalls sind die größeren Hellglimmerblättchen nicht deutlich mechanisch beansprucht, wenn man von einer leichten Undulation auf ihren (001) Flächen absieht. Serizit und größere Hellglimmer sind häufig gleichmäßig über den Schliffbereich verteilt, oft auch angereichert in Lagen und Knötchen. Serizitanhäufungen hat nach W. Petrascheck (1904) bereits F. Teller beschrieben, und zwar erwähnt Teller, daß diese Anhäufungen wahrscheinlich aus einem Kontaktmineral hervorgegangen sein könnten.

Dunkelglimmer. Es sind meist kleine bis mittelgroße, seltener größere Blättchen (bis 0,6 mm Blättchendicke). Dunkelglimmer ist teils wenig, teils reichlich vorhanden und kann so dem Anteil von Hellglimmer gleichkommen. Größere Dunkelglimmer umschließen fallweise Hellglimmer, Quarz und Zirkon. Seltener sind kleine Feldspateinschlüsse. Dunkelglimmer ist meist frisch und hat hellgelben dunkelbraunen Pleochroismus. Nur vereinzelt zeigt er hellgelben dunkelgrünen Pleochroismus. Dunkelglimmer ist teils unregelmäßig verteilt, teils aber in Knötchen oder Lagen angereichert. Abgesehen von undulöser Auslöschung auf (001) Flächen, zeigen die Dunkelglimmer keine mechanische Beanspruchung.

Feldspat ist meist reichlich vorhanden, kann jedoch auch stark zurücktreten. Er zeigt immer beginnende bis starke Serizitisierung. Selten sind Spaltbarkeit und Zwillinge zu beobachten. Es sind meist kleine bis mittelgroße Körner in der Größenordnung der Quarze. Die in mehreren Schliffen eingemessenen Achsenwinkel schwanken von $2V \times 70°$ bis $96°$. Es ist somit sicher, daß neben Plagioklasen (Albit bis Oligoklas) auch Kalifeld-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

spate vorhanden sind. In den Kontaktgneisen zum roten Flagger Kalkgranit sind die Feldspate durch Mikroeinschlüsse rötlich gefärbt. Sie ähneln also in ihrer Farbe den Feldspaten des roten Kalkgranits. Quarzite (wohl Kontaktgneise?) mit rötlichem Feldspat waren schon F. TELLER (nach W. PETRASCHECK) an der Abdachung der Schulzspitze (Sulzspitze?) zum Berge hin bekannt.

Sehr häufig und geradezu charakteristisch für die Kontaktgneise ist eine gelbe Substanz mit einer Lichtbrechung von zirka 1,6 und niedriger Interferenzfarbe. In den meisten Fällen ist die Substanz isotrop, dann aber auch anisotrop. Pleochroismus ist nicht vorhanden. Ebenso ist eine Spaltbarkeit nicht deutlich zu erkennen. Häufig werden ganze Knötchen aus diesem Mineral gebildet. Sie weisen Einschlüsse von Serizit, Chlorit, Glimmer, Turmalin, Zirkon und Quarz auf. Dieses häufig poikilitische Gefüge erinnert an das der Granaten wie überhaupt die fragliche Substanz ein Umwandlungsprodukt aus Granat sein könnte.

Chlorit. Der Pleochroismus ist farblos-grün. Senkrecht zur Fläche (001) steht x'. Die Interferenzfarben sind grau bis lavendelblau. Chlorit liegt in idiomorphen Blättchen und in Aggregaten kleiner Körnchen vor. Seltener ist eine sphärolitische Ausbildung. Manchmal läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer erkennen. Granat ist in den Kontaktgneisen fallweise vorhanden; er ist aber meistens stark kelyphitisiert oder bereits ganz in ein Gemenge von Serizit, seltener Chlorit umgewandelt. Es ist aber auch möglicherweise eine Umwandlung in Dunkelglimmer und in die oben beschriebene Substanz in Erwägung zu ziehen, da diese Minerale häufig knötchenförmig auftreten und diese Knötchen ähnlich wie Granat ein poikilitisches Interngefüge von Quarz aufweisen.

In einigen Schliffen wurde innerhalb von Granat ein si von oblongen Quarzen beobachtet, das ungefähr senkrecht zum externen se steht. Die Externquarze hingegen sind nicht oblong, sondern annähernd isometrisch.

Akzessorien sind: Oxydisches Erz, Leukoxen, Apatit, Zirkon und Turmalin. Die Größe und Ausbildung der Turmaline ist meist ähnlich wie bei den Phylloniten. Daneben trifft man auch auffallend große, idiomorphe Turmaline.

Genetische Betrachtungen

Hellglimmer- und Dunkelglimmerblättchen sind, abgesehen von undulöser Auslöschung, auf ihren (001)-Flächen nicht deutlich gebogen. Bei Dunkelglimmer ist, wenn dieser nur auf die Knotenbereiche beschränkt ist, nicht festzustellen, ob es sich um durch Kontaktmetamorphose entstandene Neubildungen handelt oder um Umwandlungsprodukte aus Granat. Dunkelglimmer ist nicht nur auf die Kontaktgneise beschränkt, sondern findet sich ebenfalls in den nach Süden anschließenden Phylloniten, ist also nicht als typisches Kontaktmineral anzusehen. Jedoch läßt das häufigere Auftreten von Dunkelglimmer innerhalb der Kontaktgneise die Vermutung zu, daß es sich in den meisten Fällen um Neubildungen handelt. Die Dunkelglimmer der Knotengneise unterscheiden sich durch ihre mechanische Unversehrtheit von den Dunkelglimmern der von der Kontaktmetamorphose verschonten Gesteine, in denen häufig gebogene Dunkelglimmer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beobachtet werden konnten. Wie bereits B. SANDER (1929) feststellte, sind die Minerale der Kontaktgneise mechanisch unversehrt. Die Intrusion des Brixner Granits und damit die Bildung der Kontaktgneise erfolgte also, als die Achsenprägungen bereits abgeschlossen waren.

Die Quarze sind nur sehr selten leicht undulös. Große Quarze mit poikilitischem Interngefüge sind nur im innersten Kontakthof vorhanden. Ihre Entstehung läßt sich durch eine Sammelkristallisation während der Kontaktmetamorphose erklären, bei der bereits vorhandene, andere Mineralkomponenten in den neugebildeten Quarzen eingeschlossen wurden. In zwei Schliffbereichen aus der Nähe des Granits wurden große, poikilitische und kleine Quarze getrennt eingemessen. Der Vergleich der Diagramme zeigt annähernde Deckbarkeit in der Regel der großen und der kleinen Quarze, wobei die Regel nicht näher deutbar ist. Eine Übereinstimmung in der Regel der kleinen und der großen, durch die Kontaktmetamorphose entstandenen Quarze ist wohl zu erwarten, wenn man annimmt, daß die Sammelkristallisation von „Quarzkeimen" ausging, die bereits durch eine vorangegangene Deformation ihre Regel erhalten hatten.

Auf eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zum Granit hin ist bereits im Kapitel Phyllonite hingewiesen worden. Es hat also den Anschein, als seien die Granaten auch auf weitem Raum — innerhalb der im Kapitel Phyllonite angegebenen Bereiche — eine Bildung unter Kontakteinfluß. Innerhalb der Phyllonite sind aber sehr häufig Granaten vorhanden, die Einschlußwirbel aufweisen. Die Kristallisation dieser Granaten fand während einer Deformation statt. Da aber sicher ist, daß die Granitintrusion den bereits fertig geprägten Phyllonit antraf, ist die Bildung dieser Granaten nicht kontaktmetamorph erfolgt. Dies gilt ebenso für Granaten mit verstelltem si. Granaten, die keine Einschlußwirbel oder verstelltes si haben, lassen diesbezüglich keine Aussage zu. Die Granaten innerhalb der Kontaktgneise sind meistens zersetzt, auch wurde hier in den Granaten häufig ein zum externen se verstelltes si beobachtet, was wiederum gegen eine kontaktmetamorphe Bildung spricht. Von Süden, nach Norden, also zum Granit hin, kommt man in immer tiefere Lagen des Quarzphyllonits. Die nach Norden zu auftretende, allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat läßt darauf schließen, daß die Granatbildung an tiefere Lagen der Phyllonite gebunden ist, wobei es durchaus wahrscheinlich ist, daß eine thermische Einwirkung vorhanden war, und zwar von einem tieferen Magmaherd, aus dem dann später, nach Abschluß der Achsenprägungen im Phyllonit, die Intrusion des Granits erfolgte, die eine nachtektonische Parallelvergneisung schuf.

Die Kalifeldspate der Kontaktgneise können bei steigender Temperatur aus Muskovit nach folgender Gleichung entstehen:

$$H_2KAl_3Si_3O_{12} \longrightarrow KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$$

Muskovit ⟶ Kalifeldsp. + Andalusit + Wasser (nach P. ESKOLA).

Andalusit und auch Cordierit wurden allerdings in den von mir untersuchten Schliffen nicht angetroffen; wohl aber hat sie SANDER aus anderen Teilen des Granitkontaktes als typische Neubildungen beschrieben. Auch erwähnt W. PETRASCHECK (1904) von BECKE beschriebenen Andalusit-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

glimmerfels als Kontakt des Brixner Granits mit einem wahrscheinlich tonigen Sediment bei Schabs. Dieser Kontakt war bereits PICHLER bekannt.

Bei der Bildung von Feldspat muß aber auch an eine Stoffzufuhr von K_2O aus dem aufsteigenden Granit gedacht werden. Für letztere Annahme sprechen die rötlichen Feldspäte, die sowohl im Flagger Kalkgranit auftreten und auch in den an diesen angrenzenden Kontaktgneisen zu finden sind.

6. Die Ganggesteine

Der Quarzphyllonit wird von zahlreichen Ganggesteinen durchsetzt. Bereits bekannte Gänge befinden sich am Feichterhof westlich Tils, bei Tils und südlich vom Bahnhof Brixen (alle petrographiert von A. GISSER 1926). Bereits von B. SANDER kartierte Gangvorkommen finden sich noch bei Sarnthein und nördlich vom Nußbaumer-Hof im Pensertal; ferner in den zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago, zwischen Mutnelle und P. 2556 m und zwischen P. 2556 m und der Geißscheibe (Cima d. Capra). Daneben wurden während der Aufnahme noch einige kleinere Vorkommen von Ganggesteinen aufgefunden: Nördlich oberhalb Schalders, WSW der Karspitze, an der Marktspitze und an dem zum Seebachtal abfallenden Hang der Mutnelle, zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharte und zirka 250 m am Weg NE von Stilums im Eisacktal.

Die hier angeführten Gangvorkommen lassen sich durch weitere Begehungen sicherlich noch vervollständigen. Die im folgenden behandelten Vorkommen mögen hier nur abschließend, als zum Gesteinskomplex der östlichen Sarntaler Alpen gehörend, erwähnt werden; eingehendere Untersuchungen, insbesondere chemisch-petrographischer Art, überschreiten jedoch den Rahmen dieser Arbeit.

Die Gänge am Feichterhof, bei Tils und SSW vom Bahnhof Brixen

Der Gang, der südlich vom Bahnhof Brixen aufgeschlossen ist und sich nach Westen bis zur Straße, die von Brixen ins Tschötscher Mittelgebirge führt, zieht, wird von einem dichten, graugrünen Gestein gebildet. Im Anschliff erkennt man bis zu 3 mm große, helle Knötchen von Feldspateinsprenglingen. A. GISSER (1926) beschreibt Einsprenglinge von Plagioklas (Labradorit). Die Grundmasse wird von leistenförmigem Labradorit, wenig Orthoklas, teilweise serizitisiertem Biotit und etwas Quarz gebildet.

Der Gang bei Tils, am Weg zum Feichterhof, ist nach A. GISSER wesentlich basischer, das Gefüge nicht sehr deutlich porphyrisch. Es ist ein quarzführender Pyroxenklausenit.

Die Ganggesteine am Feichterhof lassen innerhalb einer grau-grünen oder auch rötlich-braunen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz und Feldspat erkennen, daneben bis 1 mm große Flecken, die sich im Dünnschliff als Dunkelglimmer oder Chlorite erweisen. Nach A. GISSER besteht der Mineralbestand aus korrodierten Quarzeinsprenglingen und Einsprenglingen von idiomorphem, gedrungenem Oligoklas-Andesin und untergeordnet Orthoklas und Biotit. Die Grundmasse besteht aus Quarz, saurem Plagioklas und etwas Orthoklas, daneben aus kleinen Leistchen von basischem Plagioklas und wenig Biotit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zu diesen Angaben GISSER's ist folgendes hinzuzufügen: Die Feldspateinsprenglinge sind ausnahmslos leicht zersetzt (serizitisiert). Häufig wird aber auch eine Umwandlung in Chlorit beobachtet, wobei das Innere der Kristalloblasten chloritisiert ist, während eine schmale Randzone noch aus Feldspat besteht. Manchmal beobachtet man konzentrische Anwachsstreifen im Feldspat, die zum Teil besonders dadurch auffallen, daß konzentrisch gelagerte Streifen in Chlorit umgewandelt sind. Zwillingslamellierung ist recht häufig. Ein lamellierter Feldspat wird von einer 0,015 mm breiten Kluft durchzogen, die mit unzersetztem Feldspat verheilt ist. Es zeigt sich, daß die Orientierung dieser Kluftverheilung sich nach der optischen Orientierung der jeweils durchsetzten Zwillingslamelle richtet. Innerhalb der rötlichen, eisenreichen Typen werden Klüfte, die häufig die Feldspatkristalloblasten durchziehen, von Fe-Lösung ausgefüllt. Innerhalb der Feldspatporphyroblasten sind häufig untereinander gleich orientierte Flecken von Feldspat, die im Vergleich zu dem „Wirtskristall" eine etwas niedrigere Doppelbrechung besitzen. Die Lichtbrechung dieser Flecken kann wegen der Trübung der Feldspate nicht in bezug zu der Lichtbrechung des „Wirtsfeldspates" gebracht werden. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß es sich um Antiperthit handelt. Als Einschlüsse weisen die Oligoklaseinsprenglinge Epidot, Hämatit, Dunkelglimmer, Serizit und Apatit auf. Die Dunkelglimmereinschlüsse sind teils groß, einsprenglingsartig, teils sehr klein und finden sich dann häufig längs kristallographischen Richtungen (Spaltbarkeit) der Feldspateinsprenglinge angeordnet. Diese kleinen Dunkelglimmereinschlüsse sind sicherlich durch Diffusion entstandene jüngere Bildungen als der Feldspat.

Dunkelglimmer ist einmal in der gleichen Größe wie Quarz und Feldspat der Grundmasse (bis 0,16 mm) vorhanden; zum Teil sind es aber auch einsprenglingsartige, größere Blättchen. Innerhalb der größeren Individuen sind Einschlüsse von kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen der Grundmasse nicht selten. Weitere Einschlüsse sind: Erz, Apatit und kleine Körnchen von Epidot. Letztere liegen bevorzugt längs der (001)-Spaltbarkeit der Dunkelglimmer. Bei den grau-grünen Typen sind die Dunkelglimmer fast vollständig in Chlorit umgewandelt. Dunkelglimmer ist nicht selten deutlich gebogen.

Die akzessorischen Gemengteile beschränken sich auf Hämatit, Leukoxen, Zirkon, Apatit und Epidot.

Gangvorkommen nördlich oberhalb Schalders bei P. 1744 m

Es sind mehrere kleine, auf engem Raum den Phyllonit durchsetzende Gänge. Aus der grau-grünen Grundmasse ragen bis 5 mm große, weiße Feldspatknoten und ebenso große Quarze hervor. Daneben sind noch etwas kleinere, dunklere Knötchen vorhanden, die sich im Schliff als Chlorite erweisen. Makroskopisch ist bereits eine starke Ähnlichkeit mit den grau-grünen Typen vom Feichterhof auffällig.

Die Einsprenglingsquarze sind ausnahmslos randlich angefressen, wobei man jedoch manchmal noch idiomorphe, vier- oder sechsseitige Umrisse erkennen kann. Teilweise finden sich im Quarz Grundmasseein-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schlüsse und Korrosionsschläuche. Neben diesen Einsprenglingen sind in der Grundmasse kleine Quarze vorhanden. Quarz zeigt keinerlei mechanische Beanspruchung.

Die Feldspateinsprenglinge sind vielfach serizitisiert. Es sind meist Einzelkörner, aber auch Korngruppen einander xenomorph durchdringender Körner. Ein Einsprengling zeigt Zonarstruktur. Die Feldspatporphyroblasten beherbergen als Einschlüsse Hämatit, Chlorit, Pistazit, Serizit, selten kleine Quarze. Die Feldspate der Grundmasse sind sehr klein, xenomorph und ebenfalls trübe. Die Lichtbrechung der Feldspate liegt meist unter der von Quarz und Kanadabalsam. Sie ist selten größer als die von Kanadabalsam.

Die Chlorite sind oft sehr groß, einsprenglingsartig. Daneben kommen aber auch kleinere Körner vor. Zur Fläche (001) steht x′ senkrecht. Die Interferenzfarben sind grau bis lavendelblau. Die Einsprenglinge sind gut ausgebildete Blättchen. Die kleineren Chlorite sind meistens ebenfalls idiomorph, jedoch auch manchmal sphärolitisch. Häufig können Einschlüsse von Epidot, Titanit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Hämatit, seltener kleine Quarze und Feldspate beobachtet werden. Einschlüsse kleinerer Körner sind bevorzugt längs der Spaltbarkeit (001) angeordnet. Einige große Chlorite sind deutlich gebogen.

Untergeordnet tritt Epidot und Titanit in kleinen Körnchen oder Aggregaten auf. Ferner Zirkon, Hämatit und oxydisches Erz. Dunkelglimmer ist ebenfalls nur vereinzelt vorhanden und meist in Chlorit umgewandelt.

Ganggestein innerhalb der zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago

Innerhalb der dunkelgrauen Grundmasse erkennt man bis 4 mm große helle Knötchen von Feldspat und bis zu 7 mm große Quarzporphyroblasten, daneben bis 1 mm große dunkle Flecken, die sich im Schliff als Dunkelglimmer, seltener als Hornblenden erweisen.

Die Quarzporphyroblasten sind ausnahmslos stark undulös und von Klüften durchzogen, die zum Teil mit Calcit verheilt sind. Es sind stark gerundete Einsprenglinge, die häufig Korrosionsschläuche aufweisen, auch sind tropfenförmige Einschlüsse der Grundmasse zu beobachten. Quarzporphyroblasten enthalten manchmal Einschlüsse von Grundmassefeldspat mit einer Lichtbrechung, die kleiner als die von Quarz ist. Bemerkenswert ist ebenfalls ein Einschluß eines großen Dunkelglimmerblättchens, das wiederum kleine Quarzkörnchen beherbergt. Neben den großen Quarzeinsprenglingen sind in diesem Ganggestein noch vereinzelte kleine Grundmassequarze vorhanden. Die Feldspatporphyroblasten zeigen die gleiche Ausbildung wie in den bisher beschriebenen Ganggesteinen. Zu den gewöhnlichen Einschlüssen kommen hier noch kleine Körnchen von Calcit und Hornblende. Die Grundmassefeldspate sind xenomorph und etwas zersetzt, jedoch sind auch kleine, idiomorphe Feldspatleisten vorhanden. Die Lichtbrechung der Einsprenglinge und der Grundmassefeldspate ist meist kleiner, seltener größer als die von Quarz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Dunkelglimmer sind teils klein, teils einsprenglingsartig (bis 1 mm). Neben Zirkon, kleinen Körnchen von Titanit, seltener kleinen Feldspaten sind häufig Einschlüsse von feinen dunkelbraunen, meist isotropen Nädelchen, die bevorzugt in schmalen Streifen angeordnet sind und eine sagenitähnliche Anordnung zeigen. Sehr häufig sind die Dunkelglimmer deutlich gebogen. Manchmal ist Dunkelglimmer chloritisiert.

Akzessorisch sind grüne Hornblenden, Zirkon, Titanit und Erz, ferner Aggregate von Calcit innerhalb der Grundmasse und als Kluftausfüllung.

Ganggestein bei Sarnthein (Nordheim)

Der Porphyrit besteht aus einer hellbraunn Grundmasse, innerhalb der Quarz- und rostbraune Feldspateinsprenglinge liegen. Dieses Vorkommen ist makroskopisch ähnlich jenem nördlich von Nußbaumer im Pensertal. Der Gang bei Sarnthein wird von einem zirka 20 cm breiten Schwerspatgang durchsetzt.

Die Quarzeinsprenglinge sind meistens gerundet. Manchmal beobachtet man auch idiomorphe, vier- oder sechsseitige Umrisse. Korrosionsbuchten sind recht häufig. Neben diesen großen Einsprenglingen ist Quarz in der Grundmasse in xenomorphen, kleinen Körnchen vorhanden.

Die Feldspatporphyroblasten sind teils idiomorph, teils unregelmäßig begrenzt. Die Einsprenglinge sind ausnahmslos getrübt, manchmal vollkommen serizitisiert. Die Einsprenglinge sind arm an Einschlüssen. Innerhalb der Grundmasse sind runde, radialstrahlige Aggregate vorhanden, die manchmal konzentrische Streifung zeigen. Diese Aggregate kommen entweder allein in der Grundmasse vor oder sie ummanteln die Quarzeinsprenglinge. Ihre Lichtbrechung ist immer kleiner als die von Quarz. Das läßt sich dort gut beobachten, wo Quarzeinsprenglinge von einem derartigen radialstrahligen Saum umgeben sind. Dieser Saum hat immer die gleiche optische Orientierung wie der Quarz im Zentrum. Innerhalb dieser radialen Bildungen sind häufig bei gekreuzten Nikols kleine, dunkle, gut begrenzte Stellen erkennbar, die sich bei starker Vergrößerung durch Licht- und Doppelbrechung als idiomorphe Feldspate erweisen. Ähnliche Ränder um Quarz beschreibt B. Sander (1912) bei einem der Essenberggänge im Sarntal. Er stellt diese Ränder als Anschmelzungszonen dar, in welche ohne Desorientierung der Quarzsubstanz zahlreiche winzige Teilchen der Grundmasse eingewandert sind. Solche Zonen dürften sich nach Sander bei Resorption im unbewegten Magma gebildet haben.

In der Grundmasse sind neben Serizit noch große Hellglimmerblättchen vorhanden, die sehr stark mit Hämatit durchsetzt sind. Hämatit und wohl auch Limonit (?) sind recht häufig, besonders innerhalb und in der Umgebung der Feldspate.

Ganggestein WSW der Karspitze zwischen P. 2426 m und P. 2550 m

Es ist ein ungefähr EW streichender Gang. Das Gestein ist graugrün mit millimetergroßen Feldspateinsprenglingen und selteneren Quarzeinsprenglingen.

In der feinkörnigen Grundmasse finden sich neben weniger großen Einsprenglingquarzen noch kleine Quarze der Grundmasse.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die meist deutlich lamellierten Feldspatporphyroblasten haben im Mittel einen Durchmesser von 1,4 mm (maximal bis 5,3 mm). Sie sind nur zum Teil idiomorph. Eine leichte Serizitisierung bzw. Saussuritisierung macht sich an allen Körnern bemerkbar. Als Einschlüsse finden sich Epidot, Zoisit, Chlorit und Serizit als Umwandlungsprodukte; daneben kleine Körnchen von Titanit, seltener kleine Feldspate, Quarze der Grundmasse und Calcit. Die Feldspate der Grundmasse haben eine Durchschnittsgröße von 0,05 mm. Es sind teils unregelmäßig begrenzte Körner, teils deutlich idiomorphe Leisten. Zwillinge sind seltener als bei den Porphyroblasten. Die Grundmassefeldspate sind getrübt. Die Lichtbrechung der Feldspate (die der Einsprenglinge und die der Grundmasse) ist kleiner als die von Quarz; sie ist gleich groß oder kleiner als die von Kanadabalsam. Innerhalb mancher Feldspateinsprenglinge fallen untereinander gleichorientierte Flecken von etwas geringerer Doppelbrechung auf. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um antipertitische Verwachsung von Kalifeldspat und Plagioklas.

Die Chlorite zeigen xenomorphe, lappige Umrißformen. Sie haben die Größe der Grundgewebskörner, sind aber auch manchmal etwas größer. x′ steht senkrecht zu (001). Fallweise läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer erkennen.

Untergeordnet kommt Epidot als Umwandlungsprodukt aus Feldspat und sekundär als Kluftausfüllung vor. Karbonat ist häufig innerhalb von Chloritaggregaten oder in deren unmittelbarer Umgebung anzutreffen. Es sind kleine Körnchen, die manchmal Zwillinge erkennen lassen.

Akzessorisch ist Apatit, Titanit, der zum Teil in Leukoxen umgewandelt ist, und oxydisches Erz.

Gang am Grat zwischen Mutnelle und P. 2556 m

Es ist ein dunkelgraues Gestein mit muscheligem Bruch. In der Anwitterung lassen sich etwa 1 mm große Einsprenglinge von hellem Feldspat erkennen.

Die Feldspatkristalloblasten sind weitgehend in Chlorit und Serizit umgesetzt. Spaltbarkeit und Zwillingslamellen lassen sich nicht erkennen. Neben diesen Einsprenglingen sind in der kaum auflösbaren Grundmasse kleine, ebenfalls zersetzte Feldspatleisten vorhanden, deren Anordnung ein Fließgefüge erkennen läßt. An einigen weniger zersetzten Feldspatkristalloblasten läßt sich eine Lichtbrechung größer als die von Kanadabalsam nachweisen.

Kleine Körnchen eines nicht näher bestimmbaren Minerals von gelbbrauner Farbe und mittlerer Doppelbrechung liegen innerhalb der Grundmasse. Die Körnchen bilden oft Aggregate in der gleichen Größe wie die Einsprenglinge mit annähernd regelmäßiger Begrenzung, so daß es sich möglicherweise um ein Umwandlungsprodukt aus Feldspat oder auch femischen Mineralen handelt. Innerhalb dieser Aggregate finden sich kleine Feldspate, Chlorit und Leukoxen.

Quarz ist als Einsprengling nicht vorhanden. Allgemein ist die Grundmasse auch frei von Quarzen. Jedoch finden sich in ihr einige Linsen, die hauptsächlich von mittelgroßen, sehr stark undulösen und miteinander verzahnten Quarzen bestehen. Innerhalb dieser Linsen findet sich noch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chlorit, Erz und Serizit. Im Schliff erscheint die Längserstreckung dieser Linsen parallel zu dem durch die Lage der Feldspatleisten der Grundmasse ersichtlichen Fließgefüge. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei um allothigene, beim Empordringen der Schmelze mitgerissene Teile der metamorphen Umgebung handelt.

Innerhalb der Grundmasse ist noch Serizit, Chlorit, Titanit und Calcit in kleinen Körnern untergeordnet vorhanden.

Gang am Grat zwischen der Geißscheibe und P. 2556 m

Es ist ein grau-grünes, dichtes Gestein. Am Handstück lassen sich keinerlei Einsprenglinge erkennen. Unter dem Mikroskop kann man jedoch deutlich porphyrisches Gefüge beobachten.

Die mehr oder weniger stark zersetzten Feldspateinsprenglinge sind idiomorph und haben eine Größe von 0,3 mm. An einigen weniger zersetzten Körnern konnte festgestellt werden, daß die Lichtbrechung größer ist als die von Kanadabalsam. Die Feldspate der Grundmasse sind klein (0,02 mm), teils unregelmäßig begrenzt, teils leistenförmig. Sie sind ebenfalls getrübt. Daneben wird die Grundmasse von kleinen Chloriten gebildet, häufig in Aggregaten sphärolitischer Körner. Chlorit kommt aber auch sekundär als Kluftausfüllung vor. Untergeordnet ist Hämatit, Limonit, Epidot, Titanit und Leukoxen in der Grundmasse vorhanden.

Gang zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharte

Innerhalb des dichten, dunkelgrauen Gesteins fallen bis 1 mm große Hornblenden auf.

Die Einsprenglinge bestehen aus vollkommen serizitisierten Feldspaten in einer Größe von 0,75 mm und aus 0,45 mm großen, grünen Hornblenden mit nicht deutlich idiomorphen Umrissen. Fallweise finden sich bei Hornblende Zwillinge nach (100). Häufig ist Hornblende parallel verwachsen mit Dunkelglimmer. Der Achsenwinkel der Hornblenden beträgt durchschnittlich $2V \times 80°$, die mittlere Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ auf (010) durchschnittlich 14°; es ist wahrscheinlich gemeine grüne Hornblende.

Die Grundmasse wird von kleinen Feldspaten, Hornblenden, Dunkelglimmern, Leukoxen und vereinzelten Quarzen gebildet.

Klassifikation und Alter der Ganggesteine

Die Porphyrite von Sarnthein (Nordheim) und nördlich vom Nußbaumer Hof im Pensertal ähneln sehr den von B. Sander (1912) beschriebenen Quarz-Glimmer-Porphyriten des Essenbergs im Sarntal, mit denen sie auch in unverkennbarem, regionalem Zusammenhang stehen, so daß sie diesen zweifellos zuzuordnen sind. Sander stellt die Quarz-Glimmer-Porphyrite des Essenbergs denen von W. Hammer (1903) aus dem Ultental beschriebenen, hornblendefreien Quarz-Glimmer-Porphyriten nahe. Diese werden von W. Hammer wegen ihres Gefüges und wegen des Vorherrschens von Plagioklasen unter die Dioritporphyrite eingereiht. Sie entsprechen ebenfalls nach Sander denen von U. Grubenmann (1896) aus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dem Randtonalit der Kreuzbergmasse beschriebenen Quarz-Glimmer-Porphyriten. Die Porphyrite des Essenbergs unterscheiden sich nach SANDER jedoch von den von A. CATHREIN und B. SPECHTENHAUSER (1898) beschriebenen Diorit- und Noritporphyriten aus dem Pustertal.

Die Ganggesteine zwischen Mutnelle und P. 2556 m, zwischen der Geißscheibe und P. 2556 m und zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharte sind den Diorit- und Noritporphyriten SPECHTENHAUSER's ähnlich. Ebenfalls das Ganggestein südsüdwestlich vom Bahnhof Brixen, das A. GISSER (1926) als porphyrischen Biotitquarzklausenit bezeichnet, da es mit manchen Typen der Masse von Säben vollständig übereinstimmt. Die Ganggesteine vom Feichterhof beschreibt GISSER als lamprophyrische Tonalitporphyrite. Diesen Gängen stehen die Porphyrite nördlich oberhalb Schalders nahe, möglicherweise auch das Gangvorkommen in den zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago und das WSW der Karspitze zwischen P. 2550 m und P. 2426 m.

GISSER stellt die Quarz-Glimmer-Porphyrite HAMMER's und GRUBENMANN's (die Porphyrite SANDER's erwähnt er nicht), den Tonalitporphyr des Feichterhofes, den Biotit-Quarz-Klausenit SSW vom Bahnhof Brixen und die Diorit- und Noritporphyrite SPECHTENHAUSER's in die Reihe der klausenitischen Gesteine. Zu den klausenitischen Gesteinen faßt GISSER u. a. die von LECHLEITNER (1892) beschriebenen Diorite aus dem Spiluckertal, ebenso die Diabase F. TELLER's (1886) aus der Umgebung Lüsens und der Plose, sowie die Ortlerite, Suldenite, Vintlite, Töllite und die Tonalitporphyre BECKE's (1893) zusammen. GISSER geht in seiner Klassifikation so weit, daß er das südliche Tirol samt einem Teil Kärntens mit großer Wahrscheinlichkeit als eine petrographische Provinz darstellt, in der die meisten Eruptivgesteine (Granite, Tonalite, Klausenite und der Bozner Quarzporphyr) als blutsverwandte Glieder einer und derselben petrographischen Sippe gekennzeichnet sind, deren primäres Stammmagma der wahrscheinlich oberkarbonische Tonalit ist.

W. SALOMON (1897) gibt für die Diorite von Klausen ein spätcretazisch bis känozoisches Alter an. Er fußt dabei auf der Beschreibung von F. TELLER und C. v. JOHN (1882) und hält die Intrusion des Diorits für jünger als die Villnösser Linie, die nach M. v. MOJSISSOVICS (1879) spätcretazisch bis tertiär ist. Neuere Untersuchungen am Klausener Diorit von H. P. CORNELIUS (1926) ergaben, daß die Villnösser Linie von Osten über Gufidaun ins Eisacktal streicht, dieses quert und in mehreren Ästen den Klausenit durchzieht und offenbar in der Gegend zwischen dem unteren Thinnebach und dem Villarbach erlischt. Demnach ist der Klausenit sicherlich älter als wenigstens die letzten Bewegungen an der Villnösser Linie.

GISSER erwähnt zwar, daß einige klausenitische Gänge das Perm durchschwärmen, also sicherlich jünger als der Bozner Quarzporphyr sind, jedoch betrachtet er diese als Ausnahmen, also als Nachschübe dioritischer Intrusion und stellt die Diorite von Klausen sowie die überwiegende Mehrzahl der klausenitischen Gänge, die sich in großer Zahl in Südtirol finden und unzweifelhaft in genetischer Beziehung zu den Dioriten von Klausen stehen, altersmäßig zwischen die Tonalitintrusion des periadriatischen Bogens und die permischen Quarzporphyrergüsse, wobei er die klauseniti-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schen Gesteine als halblamprophyrische Nachschübe der Tonalitintrusion betrachtet, mit denen sie auch lokal in unverkennbarem Zusammenhang stehen.

Diese Altersangabe widerspricht nicht den Beobachtungen von CORNELIUS am Klausener Diorit, ebenfalls nicht denen von SANDER, der für die Quarz-Glimmer-Porphyrite des Essenbergs im Sarntal jungpaläozoisches Alter vermutet.

Die Ganggesteine zeigen häufig mechanische Beanspruchung und zwar derart, daß Grundmasse und Porphyroblasten von Rupturen durchsetzt werden, Quarzeinsprenglinge undulös und einsprenglingsartige Glimmer bzw. Chlorite nicht selten deutlich gebogen sind. Die mechanische Beanspruchung geht aber nie so weit, daß das porphyrische Gefüge verändert wird. Es ist unwahrscheinlich, daß die Intrusion dieser Gänge vor den achsenprägenden Einengungen stattfand. Vielmehr muß angenommen werden, daß diese Ganggesteine jüngere Bildungen sind und ihre mechanische Beanspruchung von den im Kapitel Tektonik beschriebenen, den Achsenprägungen folgenden, wahrscheinlich alpinen Bewegungen herrührt.

7. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen, den Quarzphyllonit, sowie die Einschaltungen von Glimmerschiefern, Paragneisen, Porphyrgneisen, Porphyroiden, Amphiboliten, Amphibolitschiefern und Chloritschiefern; sowie den Primärkontakt zum Brixner Granit und die zahlreichen, den Phyllonit durchsetzenden Ganggesteine.

Die Tektonik des Gebietes ist, wie bereits B. SANDER (1929) feststellte, gekennzeichnet durch vorpermisch erfolgte Achsenprägungen, da in den Basalbildungen des Bozner Quarzporphyrs, den permischen Tuffbreccien, bereits gefältelte Phyllonite als Aufarbeitungsprodukte des Untergrundes vorhanden sind, die den heute vorliegenden Phylloniten völlig gleichen. Die Hauptfaltenachse des untersuchten Gebietes streicht um NS. Sie liegt teils horizontal oder fällt entsprechend dem Flächenfallen der Teilbereiche leicht nach S oder SW ein. Neben dieser Hauptachse sind noch untergeordnet NE, NW und EW streichende Achsen vorhanden. Alle Achsen treten sowohl in den Phylloniten, als auch in den Glimmerschiefern, Gneisen, Amphibolitschiefern und Chloritschiefern auf. Neben diesen mehr oder weniger flach liegenden Achsen treten in unmittelbarer Nähe des Granits stellenweise steile Achsen (bis 60°) auf. Ihre Steilstellung steht wohl im Zusammenhang mit dem Aufbrechen des Brixner Granits. Was nun das relative Alter der einzelnen B-Achsen prägenden Deformationen betrifft, so kann für das gesamte Gebiet keine Altersfolge der verschiedenen achsenprägenden Einengungen angegeben werden. Wohl kann festgestellt werden, daß ungefähr EW streichende Stauchfalten, die ein $B' \perp B$ der NS streichenden Hauptachsen darstellen, diese NS-Hauptachsen verstellen, also jünger sind.

Die Achsenprägungen wirkten sich in Phylloniten und Gneisen verschieden aus und zwar derart, daß die leichter deformierbaren Phyllonite gefältelt wurden, während die starren Gneislagen diese Fältelungen häufig nicht in dem Maße mitmachten, so daß während der Einengungen z. T. ihr

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ursprünglicher Verband zerstört wurde. Neben diesen durch horizontale Einengungen entstandenen B-Achsen sind noch sichtbare und verdeckte Dislokationen vorhanden, deren Entstehung nicht in einem ersichtlichen kausalen Zusammenhang mit den Achsenprägungen stehen. Diese Dislokationen sind jünger, vermutlich alpinen Bewegungsplänen zuzuordnen.

Die an Phylloniten durchgeführten Korngefügeanalysen zeigen, daß die NS, NE, NW und EW streichenden Faltenachsen echte B-Achsen sind. Darüber hinaus läßt sich feststellen, daß die Bildung von Hellglimmer (neu), Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat weitgehend während der Einengungen, und zwar während der Prägung der NS-, der NE-, der NW- als auch während der Prägung der EW-Achse, erfolgte, wobei die Kristallisation aller dieser Minerale die Deformationen noch überdauert hat. Eine paratektonische Bildung von Biotit, Oligoklas und Granat gibt bereits B. Sander (1929) an.

Das gleiche Verhältnis Kristallisation—Deformation in bezug auf jede der vorliegenden Achsenprägungen wirft nun die Frage auf, ob die einzelnen Prägungsakte jeweils eine erneute Mobilisation auslösten, d. h. ob die oben beschriebene Kristallisation in einem kausalen Verhältnis zu den Deformationen steht, also Hellglimmer (neu), Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat deformationsabhängige Bildungen sind, oder ob die Kristallisation nur „zufällig" parallel zu den achsenprägenden Vorgängen verlief, also einen deformationsunabhängigen Vorgang darstellt.

Die Phyllonite enthalten oft zwei Generationen von Hellglimmer. Die älteren, kleinen Hellglimmer sind in bezug auf jede der Achsenprägungen eine vortektonische Bildung. Die größeren Hellglimmer (Hellglimmer neu) enthalten oft ein si von kleinen Hellglimmern. Die großen Hellglimmer sind also jünger als die kleinen Hellglimmer, und zwar lassen Schliffbetrachtungen und Gefügeanalysen es als sicher erscheinen, daß die Hellglimmerneubildung deformationsabhängig erfolgte, also jeder achsenprägende Vorgang eine Mobilisation hervorrief, die aus vorhandenen kleinen Hellglimmern Neubildungen von größeren Hellglimmern schuf. Ob es sich bei der Kristallisation von Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat ebenfalls um deformationsabhängige Bildungen handelt, soll im folgenden erörtert werden:

Von Süden nach Norden, also zum Granit hin, kommt man in immer tiefere Lagen des Quarzphyllonits. Nach Norden zu ist eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zu beobachten. Da sich nun die Achsenprägungen in liegenden wie in hangenden Lagen des Quarzphyllonits gleichartig vollzogen, granathältige Phyllonite im Süden aber äußerst selten auftreten, kann die Bildung von Granat nicht deformationsabhängig sein. Vielmehr hat es den Anschein, als seien die Granaten auch auf weitem Raum — innerhalb der im Kapitel Phyllonite angegebenen Bereiche — eine Bildung unter Kontakteinfluß. Es finden sich jedoch sowohl in den Phylloniten als auch in den Kontaktgneisen in unmittelbarer Nähe des Granits sehr häufig Granaten mit Einschlußwirbel oder mit einem zum externen se verstellten si. Die Bildung der Granaten geschah weitgehend während der Achsenprägungen. Da aber sicher ist — und diese Ansicht vertritt schon B. Sander (1929) —, daß die Intrusion des Brixner Granits erfolgte, als die Achsenprägungen bereits abgeschlossen waren, kann die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Granatbildung nicht in Zusammenhang gebracht werden mit der eigentlichen Intrusion des Granits und der damit verbundenen Parallelvergneisung (Primärkontakthof des Brixner Granits). Vielmehr kann angenommen werden, daß eine thermische Einwirkung vorhanden war, durch welche die Granatbildung gefördert wurde, und zwar von einem in der Tiefe liegenden Magmaherd, aus dem dann später, nach Abschluß der achsenprägenden Einengungen, die Intrusion des Granits erfolgte. Es kann also gesagt werden, daß die Kristallisation von Granat deformationsunabhängig geschah, wobei die Vorgänge, die zur Bildung von Granat führten nicht oder kaum an deformative Vorgänge kausal geknüpft erscheinen. Eine deformationsunabhängige Bildung ist ebenfalls für Dunkelglimmer und Oligoklas anzunehmen, was allerdings nicht bewiesen werden kann.

Es lassen sich im Quarzphyllonit von Süden nach Norden fortschreitend in bezug auf die Mineralführung drei Zonen erkennen:

1. Eine südliche Zone mit Quarz, Hellglimmer der beiden Generationen, Chlorit, Dunkelglimmer und Oligoklas als Hauptbestandteil.

2. Eine nördliche Zone, in der neben den oben genannten Mineralen noch Granat häufig vorhanden ist.

3. Die schmale Primärkontaktzone des Brixner Granits, in der — allerdings als nachtektonische Bildung — Dunkelglimmer, Kalifeldspat, seltener Turmalin hinzutritt.

Dunkelglimmer und Turmalin ist zwar ebenfalls in den Phylloniten, Glimmerschiefern und teilweise in den Gneisen vorhanden. Die Dunkelglimmer des Primärkontakthofes unterscheiden sich jedoch von denen in den Phylloniten durch ihre mechanische Unversehrtheit. Ebenso ist der Turmalin der Kontaktgneise meistens auffallend größer als in den Phylloniten.

Gneise und Glimmerschiefer liegen immer konkordant zum Schieferungs-s der Phyllonite. Dies kommt im Kartenbild besonders deutlich im südlichen Dreieck zwischen Talfer und Durnholzer Bach bei horizontaler Lage wechsellagernder Phyllonite und Gneise zum Ausdruck. Glimmerschiefer und Paragneise bilden untereinander und zu Phylloniten allmähliche Übergänge, sowohl in der Übereinanderfolge als auch im Streichen. Die Kalifeldspat führenden Porphyrgneise sind jedoch scharf von den übrigen Gesteinsarten abgegrenzt. Die innerhalb der Porphyrgneise auftretenden, Lagen oder Linsen bildenden Porphyroide mit mehr oder weniger deutlichem Schieferungs-s zeigen Reliktgefüge, die auf eine porphyrische Herkunft schließen lassen. Fehlen diese auch in den Porphyrgneisen, so machen doch Übergänge von kryptokristalliner Grundmasse der Porphyroide zu feinkörnigem Grundgewebe der Porphyrgneise, gleiche Mineralzusammensetzung und gleiche Ausbildung der Feldspatkristalloblasten eine gleiche oder ähnliche Herkunft (Tuffe) von Porphyrgneisen und Porphyroiden wahrscheinlich, wobei die Porphyroide von der Schiefermetamorphose schwächer betroffen wurden, also Relikte innerhalb der Porphyrgneise darstellen könnten. Das Verhältnis Kristallisation—Deformation von Hell- und Dunkelglimmer bei Glimmerschiefern, Paragneisen, Porphyrgneisen (bzw. Porphyroiden) ist ähnlich wie bei der Bildung von Hellglimmer (neu) und Dunkelglimmer bei den Phylloniten, also para-bis posttektonisch.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Was das Verhältnis von Quarzphyllonit zu Glimmerschiefern und Paragneisen innerhalb des Brixner Quarzphyllonits und der mit anderer Tektonik sich jenseits des Granitzuges des Brixner Granits nach NW anschließenden Zone der alten Gneise betrifft, so sagt SANDER (1929): „Der Vergleich mit dem Areal der Maulser Gneise ist unabweisbar: Im Areal von Brixen herrschen die Quarzphyllite und es treten die Phyllitgneise zurück, im Areal von Mauls herrschen die Phyllitgneise mit Laaser Gesteinen und es treten die Quarzphyllite zurück. In beiden Arealen scheint mir eine vortektonische Folge Phyllitgneis (bzw. dessen Ausgangsmaterial) und daneben noch Quarzphyllit erkennbar trotz aller differenzierenden Einflüsse von Durchbewegung und Kristallisation."

Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer setzen im Westen bei Rabenstein im Pensertal ein und lassen sich über kleinere Vorkommen von Amphibolitschiefern und deren diaphthoretischen Facies, den Chloritschiefern, nach Osten bis in die Gehänge des Eisacktales verfolgen. Sie stellen somit eine ungefähr EW streichende Verbindung zu den Amphiboliten bei Klausen her und bekräftigen den von B. SANDER vermuteten streichenden Zusammenhang der Klausener Vorkommen mit denen bei Rabenstein. Ob die Vorkommen von Amphibolitschiefern und Chloritschiefern immer im gleichen Horizont auftreten, kann wegen der Dislokationen, an denen die einzelnen Bereiche gegeneinander abgesetzt sind, nicht sicher festgestellt werden.

Den Phyllonit durchsetzen zahlreiche Ganggesteine. Es sind dies Quarz-Glimmer-Porphyrite, Tonalitporphyrite und Dioritporphyrite. Die Intrusion dieser Gänge erfolgte nach Abschluß der Achsenprägungen.

Literatur

1879 E. v. MOJSISOVICS: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien. S. 128.

1882 F. TELLER u. C. v. JOHN: Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jb. d. geol. R. A. Wien. B. 32. Heft 4.

1886 F. TELLER: Über porphyritische Eruptivgesteine der Tiroler Centralalpen. Jb. d. geol. R. A. Wien. B. 36. Heft 4.

1887 F. TELLER: Über ein neues Vorkommen von Diabasporphyrit bei Rabenstein im Sarnthale. V. R. A.

1887 F. v. FOULLON: Über den Diabasporphyrit von Rabenstein im Sarnthale. V. R. A.

1892 H. LECHLEITNER: Eine neue Lagerstätte dioritischer Gesteine bei Vahrn am Eisack, im Spiluckertal. V. R. A.

1893 O. MÜGGE: Untersuchungen über die „Lenneporphyre" in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. N. Jb. Min. Beil. 8.

1893 F. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. B. 13 Teil 3.

1896 U. GRUBENMANN: Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. B. 16.

1897 W. SALOMON: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Wien.

1898 A. CATHREIN: Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal. Z. D. G. G.

1898 B. SPECHTENHAUSER: Diorit- und Noritporphyre von St. Lorenzen aus dem Pustertal. Z. D. G. G.

1903 W. HAMMER: Porphyrite und Diorite aus den Ultentaler Alpen. Jb. d. geol. R. A. Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1904 W. Petrascheck: Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jb. d. geol. R. A. Wien.

1906 B. Sander: Geologische Beschreibung des Brixner Granits. Jb. d. geol. R. A.

1908 F. v. Wolf: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozner Quarzporphyrs. N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal.

1912 B. Sander: Porphyrite aus den Sarntaler Alpen. Zeitschr. d. Ferdinandeums. Innsbruck.

1923 R. v. Klebelsberg: Zur Geologie der Porphyrplatte zwischen Eisack- und Sarntal. Verh. d. geol. B. A. Wien.

1926 H. P. Cornelius: Zur Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen. Zbl. f. Min. Abt. B.

1926 A. Gisser: Zur Petrographie der Klausenite. Schlernschriften. Heft 11.

1929 B. Sander: Erläuterung zur Geologischen Karte Meran—Brixen. Ber. d. naturw.-mediz. Vereins in Innsbruck.

1931 M. Reinhard: Universaldrehtischmethoden.

1935 E. Peltzmann: Paläozoikum im Brixner Quarzphyllit V. B. A.

1936 W. Heissel u. J. Ladurner: Geologie des Gebietes Villnöß—Gröden—Schlern—Rosengarten. Jb. d. geol. B. A. Wien.

1937 R. v. Klebelsberg: Geologie der Brixner Gegend. Brixner Heimatbuch. Mar. Verlagsbuchh.

1948 und 1950 B. Sander: Einführung in die Gefügekunde. I. und II. Teil. Springer Verlag. Wien und Innsbruck.

1951 J. Ladurner: Deformation und Regelung der Epidote als Gefügekorn und Einkristall. N. Jb. f. Min. Bd. 82. Heft 3.

1954 E. Castegnaro: Le anfiboliti prasinitiche di Chiusa (Bolzano). Memorie d. Acc. patavina: cl. di sc. mat. e nat. Volume LXVI.

1954 F. Karl: Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklas und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 4.

1954 F. Karl: Der derzeitige Stand B-axialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. G. B. A. Wien.

Karten

Carta d'Italia. 1 : 25.000. Blätter: Sarentino, Lazfons, Bressanone, Sonvigo, Pennes, Mezzaselva, Fortezza.

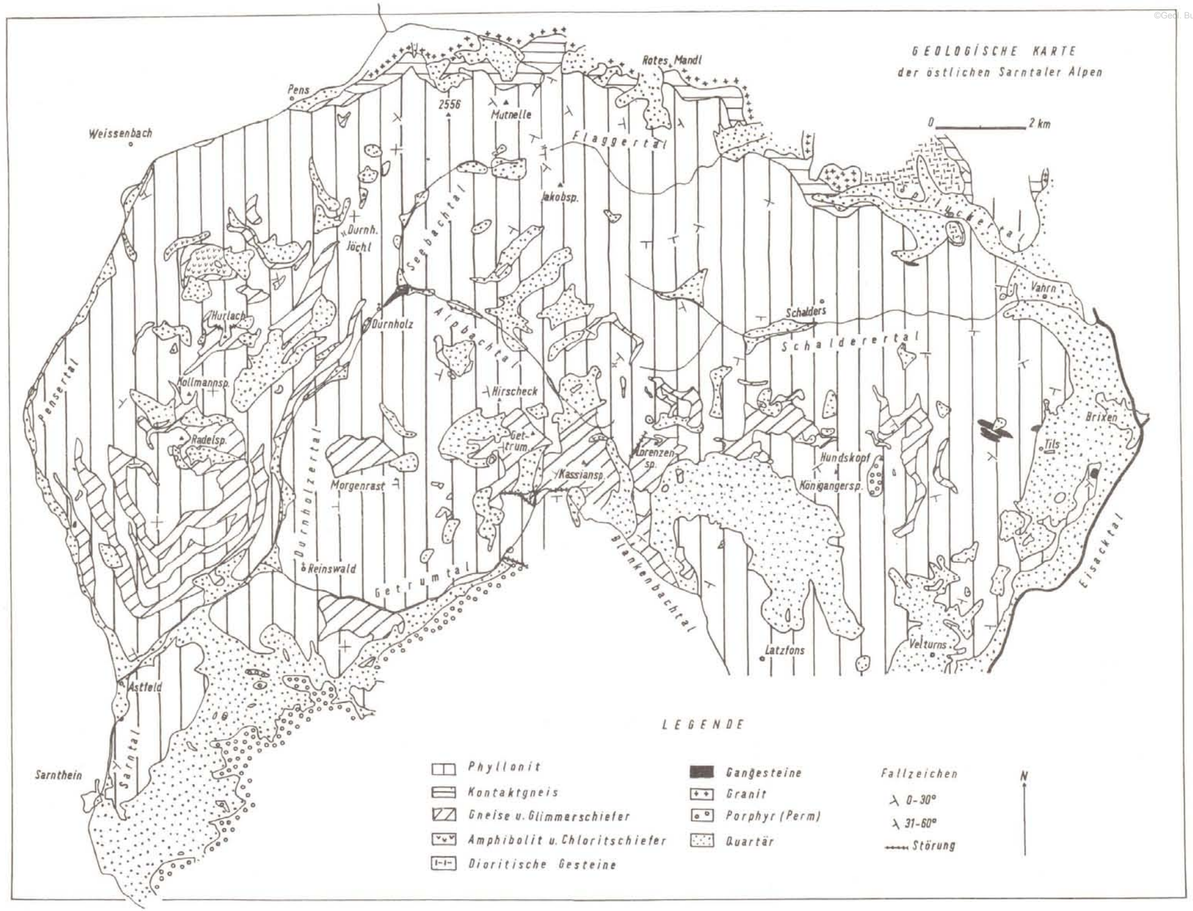
Carta Geologica delle Tre Venezie: 1. „Merano", 2. „Bressanone".

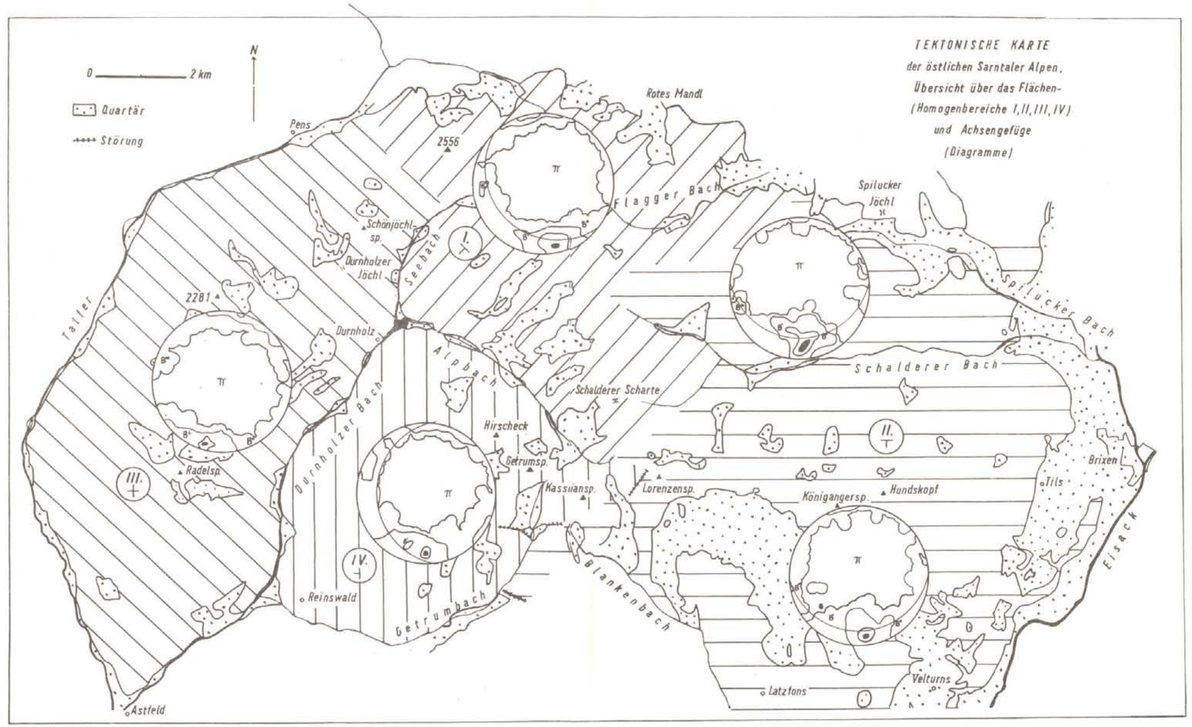
Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle acque — Venezia.

Foglio V della Carta d'Italia al 100.000 dell'Istituto Geografico Militare.

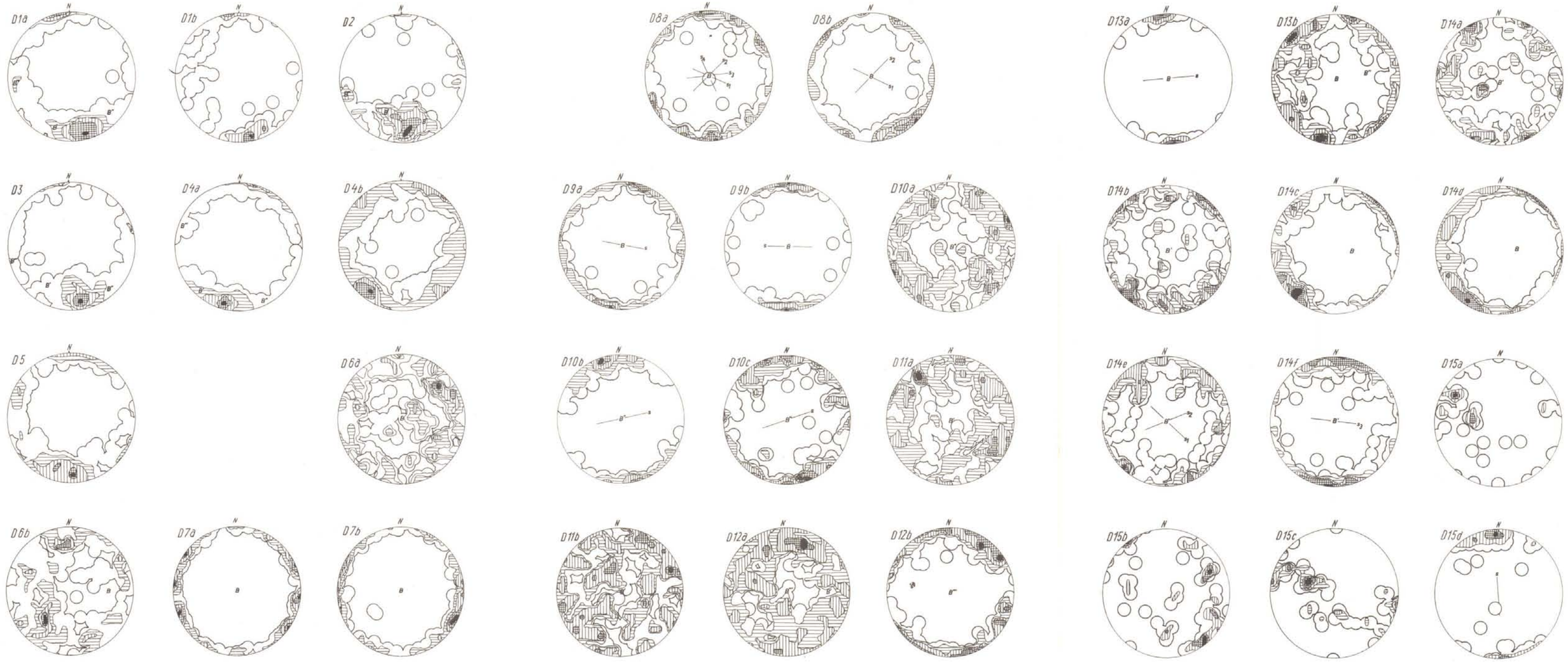
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SKALL : SARNTALER ALPEN





©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: 104

Autor(en)/Author(s): Skall Herbert

Artikel/Article: Petrographisch-tektonische Studien an den Gesteinen der östlichen Sarntaler Alpen 151-211