

Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Von **Bruno Sander.**

Eine hinsichtlich schon anderwärts veröffentlichter Grundlagen gekürzte, anderseits erweiterte Übersicht der bei Gelegenheit eines Vortrages an der Wiener Zweigstelle der Reichsstelle für Bodenforschung am 2. April 1940 gebrachten allgemeinen und regionalen Neuergebnisse.

Allgemeines.

Die Gründe, für Blatt Matrei am Tauern-W-Ende die beträchtliche Arbeitsaufwendung einer jahrelangen Gefügeuntersuchung zu verantworten, waren regionalgeologische und weit mehr noch untersuchungsmethodische. Was erstere anlangt, so sollten angesichts der Behauptungen gegen Behauptungen im Schrifttum neue Beobachtungen beigebracht werden, was besonders der neuere Stand der tektonischen Gefügeanalyse ermöglicht, nachdem schon die unvoreingenommene Betrachtung der tektonischen Symmetriepläne die Erkenntnis steilachsiger Gebiete und unhaltbarer Deckensystematik gezeitigt hatte. Ferner schienen mir gerade am Tauern-W-Ende meine petrographischen Ergebnisse eine Revision der Synthesen zu fordern, und schließlich lag die Anknüpfung an meine Darstellung von 1921 nahe, wo ich zum erstenmal daran ging zu untersuchen, wie weit alpine Baue mehrtektonische Überprägungen in verschiedener Richtung sind, so daß man irren muß, wenn man sie auf eine einzige vertikale Profilebene der Prägung bezieht. Unter den allgemeinen untersuchungsmethodischen Aufgaben standen: Die dringlich gewordene Frage nach dem aufnahmsgeologischen Wert der B-Achsen (beziehungsweise Symmetriepläne der Tektonik und Gefügebildung) und nach den Zusammenhängen zwischen dem linearen und flächigen Parallelgefüge; eingehendere Kennzeichnung des Zusammenhanges zwischen Gefügedeformation und Kristallisation, kurz der tektonischen Fazies im Kristallin; Ausbau von Untersuchungsverfahren für vernachlässigte tektonische Dimensionen (zum Beispiel Falten von Metern und Meterzehnern) und für Untersuchungen ohne die Möglichkeit räumlich lückenloser Beobachtungen (Bohrungen, Bergbau, schlecht erschlossenes Gelände, Reisen mit lückenhafter Probenahme); Steigerung der Wahrnehmbarkeit tektonischer Gesetzmäßigkeiten in der statistischen Anordnung nutzbarer Lagerstätteninhalte und deutlichere Wahrnehmung der den körnigen Plutoniten mit Parallelkontakt und anderen kornweise mobilisierten Tektoniten zukommenden, bezeichnenderweise ganz gleichen Bewegungsbilder.

üblich, den Übergang vom Handstückgefüge auf den größeren, in bezug auf definierte Gefügedaten (sowie zu diesen korrelierte Teilbewegungen und gerichtete Einflüsse) homogenen Bereich; das ist also die Bestimmung des Bereiches, in welchem in bezug auf definierte Gefügedaten Homogenität besteht. Fällt hierbei das betrachtete Gefügedatum (zum Beispiel B eines B-Tektonits) einer zum homogenen Bereich zu summierenden Handstückoleate in eine beharrende (persistente) Häufung der Sammeloleate, so bedeutet das die Unzufälligkeit der Lage des betrachteten Hand-

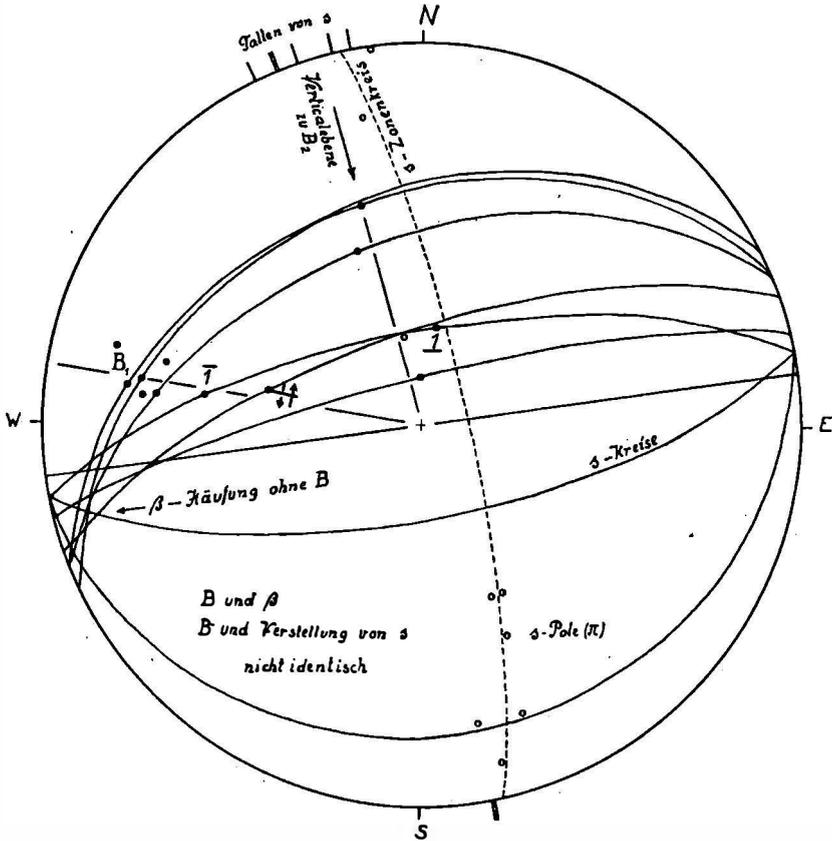


Abb. 2.

stückdatums auf der Handstückoleate und zugleich, daß man sich noch im Homogenitätsbereich befindet. Durch Streuung der Häufung auf den Sammeldiagrammen wird die statistische Homogenität nicht aufgehoben, wohl aber in deutbarer Weise durch Verzerrung und durch Wandern des Häufungsschwerpunktes. Nicht die Besetzungsdichte, sondern das örtliche Beharren der Häufung auf der Sammeloleate und das Hineinfallen des einzelnen Gefügedatums in eine solche Häufungsstelle der Sammeloleate entscheidet über Unzufälligkeit des Einzeldatums und darüber, ob man

sich noch im Homogenitätsbereich befindet (also das „Persistenzkriterium“, ganz wie in der Korngefügekunde).

Die Handstückoleate enthält: s-Flächen als Großkreise und als Pole (Lote auf s); damit auch Streichen und Fallen von s; B mit Streichen (=Vertikalebene in B errichtet) und Fallen. Die Sammeloleate sammeln diese Daten zu Häufungen: Häufungen der s-Pole, isometrisch oder auf Großkreis mit Pol π liegend (=in der Kristallographie bekannter Zonenkreis tautozonaler Ebenen); Häufungen von B isometrisch oder auf gemeinsamer Vertikalebene („Achsenebene“), also auf Oleatendurchmessern, oder auf geneigtem Großkreis (zum Beispiel verschiedene B auf den s eines isoklinen Pakets). Auf der Sammeloleate tritt nun neu auf ein ungemein wichtiges Datum, nämlich die Verteilung der Schnittpunkte aller s-Großkreisbögen des Bereiches, als Häufung mit dem Buchstaben β bezeichnet und diesfalls wie π ein Maß für die im Bereiche herrschende Tautozonalität der s-Flächen. β besagt also dasselbe wie π und fällt damit zusammen, nur tritt praktisch bald der Polkreis der s-Flächen, bald die Häufung ihrer Schnittgeraden deutlicher hervor.

In manchen Fällen bedeutet die Persistenz eines Datums noch nicht Homogenität. So zum Beispiel liefert eine einzige den Bereich füllende krummschenkelige Falte in ihren Messungen von s-Fallen und -Streichen auf den Schenkeln eine einzige persistente β -Häufung; alle Tangentalebene an den Faltenschenkeln schneiden sich ja bei ganz verschiedenem Streichen und Fallen gemeinsam in β , welches mithin nicht einen statistisch homogenen Bereich bezeugt; dieser bedarf also der Begehung.

B und β fällt in der Sammeloleate des homogenen Bereiches entweder auseinander oder zusammen. Das ergibt: Ob eine tautozonale Flächenstellung mit (Zusammenfallen von B und β) oder ohne Prägung des betreffenden B erfolgt ist; damit, ob die vom Geologen mit oder ohne Berechtigung in Vertikalebene profilierte Flächentektonik mit oder ohne Teilbewegung in kleineren Bereichen erfolgt ist. Ob ein vorhandenes B zum Beispiel im Korngefüge oder in einem größeren Bereich, mit seiner kontrollierbaren Beziehung zu Kristallisationen, mit einer tautozonalen Flächenstellung (zum Beispiel bei tektonischer Einengung oder Bremsung eines Transportes) auf eine gleich symmetrische Kräfteanordnung zurückgeht, also syntektonisch sein kann. Fällt β und B-Häufung zusammen, so läßt sich aus dem Korngefüge leicht feststellen, ob B eine echte B-Achse mit Symmetrieebene \perp B ist, und es ist dann auch für die koinzidente β -Häufung diese Symmetrieebene anzunehmen. Das heißt, daß die gemeinsame Schnittgerade β einer Flächenmehrheit unzufällig und durch Flächenverstellung mit jener Symmetrieebene zustande kam und also ein echtes tektonisches Profil (in der kinematischen „Ebene der Bewegung“) ist. Der Vergleich zwischen B und β und die Typisierung der möglichen Verhältnisse zwischen B und β lehrt also verschiedene Prägungen eines Gebietes mit mehrfacher Tektonik scheiden und zusammenfassen. Man geht dabei aus von der Symmetrie der Kräfte und des zugehörigen symmetriegerechten tektonischen Gefüges. Es gibt kein Areal mit einander überlagerten Parallelgefügen von Geraden und Ebenen, welches man ohne die symmetrologischen Gefügebetrachtungen analysieren kann. β ist nichts als eine persistente Häufung aller ideellen Schnittgeraden aller s eines Gebietes und bezeugt für sich allein nur Tautozonalität ohne Bewegungsbild (wie bei

echten B gefordert). Das gewöhnlich gemessene Streichen ist nur in den glücklicherweise häufigen Gebieten mit horizontalen β brauchbar; andernfalls ungeeignet zur Konstruktion von Bewegungsbildern. Die Winkel zwischen mehreren s-Streichen ergeben nicht die Schnittgerade der s und also nichts Eindeutiges über Kräfte- und Bewegungsbilder.

Die symmetrologische Definition von B als Lot auf die Symmetrieebene des Gefüges und seiner Erzeuger unterscheidet B von beliebigen Schnittgeraden zweier Ebenen (zum Beispiel $s_1 \wedge s_2 = B_1$; $s_1 \wedge s_3 = B_2$; $s_2 \wedge s_3$ kein B). B ist in dieser Eigenschaft sowie hinsichtlich seines Bewegungsbildes (ebene oder krumme Gleitung; internrotationelle und externrotationelle mehrscharige Scherung; einsinnige und mehrsinnige Relativverschiebungen im Bewegungsbilde zu B) heute gefügekundlich kontrollierbar; ebenso in bezug auf stoffliches (stoffkonkordantes) und nichtstoffliches (stoffdiskordantes) B; ebenso hinsichtlich der Altersbeziehungen mehrerer B im selben Bereiche und der Analyse mehrfacher symmetriekonstanter oder schiefer Überprägungen verschiedener B-Achsen im selben Bereiche. Mit solchen Überprägungen befaßt sich eine große Reihe von Innsbrucker Arbeiten; nach den älteren (B. SANDER, REITHOFER, FELKEL, INGERSON) nunmehr auch neuere (W. SANDER, Tso LIN Ho), welche spätere Prägung von Quarz B nachweisen und für die geologische Tauernsynthese verwendbar machen, wie andernorts ausgeführt wird.

Das relative Alter verschiedener B auf ebenem s wird mit der Stereolupe auf s abgelesen (Kriterium: Verwischung älteren Gefüges durch jüngeres) oder durch das Verhalten der Teilbewegung zu Kristallisationen bestimmt; das relative Alter von B (durch Faltung) und B' (auf den Faltschenkeln) ist durch Abrollen der zu B gehörigen Falten bestimmbar (Anlegen von Papier an B, Aufzeichnung von B', Ausebnen des Papiers) oder durch Visieren, und zwar nach dem Kennzeichen: B' auf B nicht in einer Ebene liegend ist älter als B; B' nach Abrollung der Falte B eine Kurve bildend ist jünger als B.

Eine genauere Kennzeichnung der zu B gehörigen Bewegungsbilder (aus affinen oder nichtaffinen Teilbewegungen $\perp B$ und $//B$) ergibt nunmehr die Möglichkeit, unter anderem gerade auch im Falle typischer (linsiger und umgefalteter) Phyllonite schon aus Serien orientierter Handstücke auf das letzte Bewegungsbild größerer Bereiche zu schließen. So ist ein Vorwalten ausgesprochen mehrscharig internrotierter Prägungen (also mit höherer als monokliner Symmetrie) nicht einem Transporte, sondern einer Einengung im betrachteten Bereich unmittelbar zuzuordnen. Dasselbe gilt von mehrsinnigen Relativbewegungen im selben Bereich im Bewegungsbilde einer zweischarigen Zerpressung, daraus hervorgehender linsiger Scherkörper und schließlich in den daraus hervorgehenden unebenen s.

Teilbewegung $//B$ deutet auf anhaltenden, allseitig massierenden Umfassungsdruck $\perp B$ und Ausweichen $//B$, übrigens aber auch bei Plutonen nicht etwa auf Einströmen einer Schmelze in Richtung $//B$ in einen Raum. Reine Bewegung $\perp B$ findet sich nicht solchen Vorgängen, zum Beispiel einer Massage zwischen starrerem Backen, zugeordnet, wohl aber zum Beispiel der Bremsung von Transporten. Für umgefaltete Phyllonite sind abwickelbare Biegefalten, Stengel $//B$, im Relativsinn der Teilbewegung wechselnde („turbulente“) Falten, mehrscharige Zerschering, bisweilen mit

konstruierbaren Pressungsgeraden, bezeichnend, was auf Einengung und nicht auf Transport als letzten Präger des Gesteinscharakters weist.

Aus solchen Beziehungen zum tektonischen Bewegungsbilde des Profilbereiches ergibt sich die Wichtigkeit, die Ablesbarkeit von Relativsinnen der Teilbewegung aus dem Gefüge möglichst weit zu treiben. Dies ist durch Diskussion der Bedeutung von S-förmigen und von spiegel-S-förmigen Krümmungen im Gefüge, je nachdem es sich um Scherfalten oder Einschlußwirbel (W. SCHMIDT) handelt, durchgeführt. Falten kann man (experimentell-konstruktiv) durch Scherung entweder entkrümmen oder stärker krümmen, je nach Lage der Scherung zur Vorzeichnung.

Durch alle bisher genannten Mittel lassen sich sowohl homogene als inhomogene Bereiche tektonisch analysieren, ohne daß man bei Beginn der Arbeit ein bestimmtes — in bezug auf die korrelierten Teilbewegungen und damit auch in bezug auf sein Zustandekommen mehrdeutiges — tektonisches Bewegungsbild voraussetzt. Das wurde für wichtige Stellen am Tauernbogen teils durchgeführt (W-Ende; B. SANDER), teils zur Bearbeitung gegeben (Gerlos-Pinzgau; F. FUCHS), ebenso für das Gebiet von Sterzing und Brixen südlich des Brenners begonnen (B. SANDER).

Als ein Beispiel von bei solchen Analysen begegnetem, schematisch typisierbarem Verhalten auch vom Anfänger leicht einmeßbarer Größen nenne ich verschiedene Fälle der Ab- und Zunahme von $\zeta = B \wedge s$ -Streichen und $\zeta \psi = s$ -Fallen.

1. ζ und ψ wächst gleichzeitig: B und s stellen sich gleichzeitig steil; das bedeutet zunehmende steilachsige Einengung des Bereiches.
2. ζ nimmt ab, ψ wächst: s stellt sich steil, B horizontal; das bedeutet zunehmende tangentialachbiale Einengung des Bereiches.
3. ζ konstant. ψ veränderlich; das s-Fallen ändert sich mit konstantem s-Streichen, ein nicht syntektonisch, sondern vorher aufgeprägtes B bleibt erhalten und bekommt eine Anordnung auf Kegelmantel um s-Streichen.
4. ζ ändert sich gleichsinnig in einem isoklinen s-Paket also ψ konstant; Bedeutung: Torsion um Achse \perp s, also inhomogener Bereich und inhomogenes Bewegungsbild (die einzelnen Handstücke können ganz homogen sein).

Neben der Kennzeichnung des flächigen und linearen Parallelgefüges und deren gegenseitigen Beziehungen aus dem Richtungsgefüge mit derzeit weitgehend ausgebauten Mitteln der Gefügeanalyse im Aufschluß, Handstück und Schliiff, also in definierten Bereichen und deren definierten Teilbereichen steht gleichwertig die Kennzeichnung des Verhältnisses zwischen mechanischen Deformationen des Gefüges und Kristallisation der einzelnen Minerale, eine Aufgabe, an der sich im Glocknergebiet CORNELIUS und CLAR im Anschluß an ihre Kartierung mit wertvollen Beiträgen beteiligt haben. Am Tauern-W-Ende habe ich jenes Verhältnis zwischen Gefügedeformation und Kristallisationen der Minerale hinsichtlich der Prägung der meist mit der Flächentektonik syntektonischen B-Achsen (B-Häufung = β -Häufung) — man kann dieses Verhältnis kurz die petrotektonische Fazies nennen — untersucht mit 250 \perp B geschnittenen Schliiffen mit geeigneter Beziehung zwischen Korngröße und Ausmaßen von B (meist Faltenscharniere) an Quarzphyllit (Tuxer Voralpen—Brenner),

Kalkphyllit (ebenso), Unterer Tauernhülle, Tuxer Grauwacken und Arkosefazies der Tarntaler Breccie. Treibt man die Analyse der petrotektonischen Fazies an geeigneten Präparaten sorgfältig genug, so treten genauere Fassungen vielfach an Stelle üblicher (zum Beispiel „höherkristallin“, „Diaphthorit“ leichtfertiger Definition, „Kristallin mittlerer Stufe“ usf.), und es ergeben sich mehr oder weniger eingehende zeitliche Gliederungen des Ablaufes der Deformationen und unselten die Trennung verschiedener Prägungen (B) voneinander, wie sie auch das Richtungsgefüge kontrolliert. Es ist für den Tektoniker ebenso wichtig wie für die Gesteinskundler zu untersuchen, was an den Gesteinen vor, während und nach ihrer Anordnung übereinander entstanden ist; andernfalls können sich für den Gesteinskundler unrichtige „Tiefenfazies“, für den Tektoniker unrichtige vortektonische Folgen und Bewegungsbilder und für jeden der beiden unrichtige Annahmen darüber, was der andere sicher weiß, ergeben.

Regionales.

Die regionale Anwendung der angeführten Gesichtspunkte auf das von mir 1:25.000 kartierte Gebiet des Tauern-W-Endes wurde für dessen reichsdeutschen Anteil dargestellt: 1. Durch Sammeloleaten, welche die Schwerpunkte der Häufungen von B und β enthielten und örtlich auf die Kartenskizze 1:25.000 gelegt waren; das ergab für das ganze Gebiet eine der geologischen Karte zugeordnete Übersicht der linearen und der flächigen Parallelgefüge, des Verhältnisses der beiden zueinander (syntektonische Koinzidenz oder nicht), der tektonischen Homogenbereiche und der tektonischen Kräftesymmetrie für diese: Die Lotebene auf B und β ist die kinematische Symmetrieebene für das achsiale (B) und flächige (β) tektonische Gefüge, und in ihr liegt der diese Gefüge erzeugende Hauptdruck, keineswegs übrigens für alle Bereiche horizontal wie die Bestimmungen von Pressungsgeraden (als Symmetralen des größeren Winkels bei zweischariger Scherung und Plättung) ergaben.

Eine solche Darstellung der B auf verschieden geneigten s muß durch diese rasch und leicht durchführbare, in der Gefügekunde übliche konstruktive Rotation aller s mit ihrem B in die Horizontalebene — kurz als „Horizontalstellen“, „Horizontalstellung“ zu bezeichnen — daraufhin geprüft werden, ob sich dadurch — wenn also an Stelle geneigter B horizontale treten — die B-Häufungen wesentlich verschieben; dies trat im vorgehenden Fall sehr oft nicht ein. Bisweilen aber ergab sich beim Horizontalstellen eine sehr deutliche Verlagerung und zugleich Verdichtung der Häufung, was auf Prägung von B auf noch horizontalem s hinweist, ein Kriterium, welches schon von F. FUCHS in den östlicheren Arbeitsgebieten verwendet war.

Eine Erörterung des tektonischen Linear- und Flächengefüges am Tauern-W-Ende ist nur angesichts des vorgelegten Kartenplanes für B und β bei Gelegenheit von dessen Veröffentlichung durchführbar. Allgemeine Züge werden schon andernorts (B. SANDER, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1939, S. 326—328*) kurz zusammengefaßt. Seither ließen sich

*) Ich nehme Gelegenheit zu einer Richtigstellung: Am Ende von Absatz 2 auf Seite 328 sollte sinngemäß nicht „nachmesozoisch“, sondern „nachjurassisch“ stehen.

noch in weiteren Fällen ältere und jüngere Achsen voneinander trennen, was ja keineswegs immer durchführbar ist, und es ergibt sich als Altersfolge die im Schema (Abb. 3) gezeichnete, wobei jüngere Achsen höhere Zahlen haben. Die NW- (WNW-) Achsen sind die ältesten bis auf zwei Sonderfälle (Tuxer Phyllite; Gneise am Steinernen Lamm); WE ist zeitlich meist zwischen WNW und ENE; im Kalkphyllit des Hinterschmirn und im Quarzphyllit der Lizum aber fanden sich auch WE-Achsen jünger als ENE-Achsen. Es gibt demnach eine ältere und eine jüngere achsenprägende meridionale Beanspruchung des Tauern-W-Endes, und die jüngere ist ebenso wie die ENE-Achse Einengung. Wie es zu dem am Tauern-W-Ende so schön hervortretenden Nebeneinanderauftreten auch stofflicher WE- und ENE-Achsen kommt, läßt sich erst nach Prüfung des Baues im obersten Ahrntal und am O-Ende der Zillertaler Tauerngneise, wo bereits wesentliche Beiträge von F. FUCHS vorliegen, in ein größeres Bewegungs-

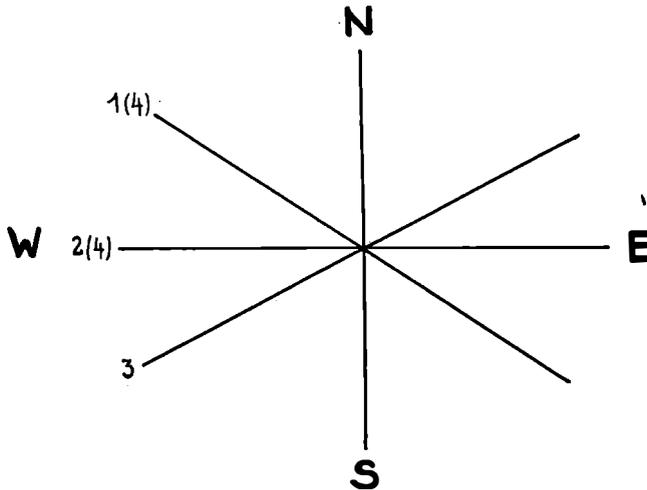


Abb. 3.

bild bringen. Übereinstimmend hat in den Gebieten westlich der Tauern F. FUCHS (in der Verfaltung von Quarzphyllit in Trias) NW älter als NE gefunden, ebenso SPENGLER 1921 in seinen kalkalpinen Arbeitsgebieten. SCHMIDEGG fand in den Villgrattner Bergen im S NW jünger als NE.

Außer dem Umstande, daß dieselben Achsensysteme nördlich, südlich, westlich der Tauern alle nachweislich nachtriadisch (und zeitlich einander auch durch gleiche Beziehungen zu gleichen Metamorphosen nahegerückt) geprägt wurden, läßt sich durch die Darstellung von B und β folgendes erhärten: Das Beanspruchungs- und Bewegungsbild der achsialen Parallelgefüge B ist wegen des Zusammenfallens von B und β in den weitaus meisten Fällen nicht trennbar von der Flächentektonik und ist eines der Mittel zur unvoreingenommenen Untersuchung der auch von der Großtektonik und von der praktischen Geologie verwendeten Aufschlüsse. Die mit den achsialen Prägungen syntektonischen Verstellungen der Flächen schaffen die erschlossene wirkliche Tektonik auch im Profilbereich durch

Einengung einer vortektonischen Folge, sei sie Bewegungshorizont oder nicht. Keineswegs sind die Achsen einem Teig, dessen wesentliche Tektonik fertig war, nur aufgeprägt worden: sie sind von großtektonischen Formen wie Tauernbogen, Triasverfaltung mit Quarzphyllit, Bau der Quarzphyllite bei Brixen untrennbar. Eben auf diesem Punkt hin war die Gegenüberstellung von B und β gerichtet. Was also am Tauern-W-Ende und sonst oft für den Tektoniker übrig bleibt, der ohne Beachtung der Symmetriepäne und ihrer petrographischen Lesbarkeit vorgeht, ist entschieden weniger als was dieser Tektoniker für einen anderen zu tun übrig läßt.

Beziehungen zwischen Gefügedeformation und Mineralkristallisationen.

Aus diesen Beziehungen wird hier ein umrißweiser Auszug gegeben. Die Beachtung von Einzelheiten und Ausnahmen bleibt ausführlicher Darstellung vorbehalten.

Einige Definitionen werden in Erinnerung gebracht und schärfer gefaßt. Nachkristallin heißt eine Gefügedeformation in bezug auf Mineral M, wenn M in einer dieser Gefügedeformation (zum Beispiel B-Achse durch Faltung oder Scherung) als Teilbewegung zugeordneten Weise stetig (Translation, Biegegleitung, Zwillingschiebung) oder unstetig (Rupturen mit oder ohne Verlust des Zusammenhanges) mechanisch deformiert ist. Geringe Grade solcher nachkristalliner Deformation, etwa letzte symmetriekonstante Aufprägungen ohne Rekristallisation, unterscheidet man von stärkeren Graden bis zu den für das Zustandekommen der Gefügedeformation als Teilbewegung „ausreichenden“ Korndeformationen. Zum Beispiel eine B-Achse durch Faltung oder Scherung oder eine neu angelegte Querschieferung ist ausreichend nachkristallin in bezug auf Hellglimmer. Dieser selbst ist zuweilen nachweislich primär (allotigen im Sediment, kristallisiert aus Schmelze) oder sekundär, autigen im Gestein kristallisiert. Auch diese Unterscheidung ist nötig, wenn man etwa aus dem Nebeneinandervorkommen mechanisch deformierter und rekristallisierter Körner von M in einer Gefügedeformation auf deren parakristallinen Charakter schließen will; dieser Schluß ist nur zulässig, wenn die mechanisch deformierten Körner autigen kristallisierte Körner sind (siehe unten).

Vorkristallin heißt eine Gefügedeformation, welche in bezug auf Mineral M mechanisch unversehrt oder unzureichend deformiert im deformierten Gefüge liegt und sich zeigt, daß es nicht etwa als relativ starres Korn bei der Gefügedeformation mechanisch geschont wurde, sondern seine Unversehrtheit auf eine zeitlich nach der Gefügedeformation oder während der Gefügedeformation stattgehabte, diese zeitlich überdauernde Kristallisation zurückgeht. Parakristallin sind also jene seltener als die vorkristalline Deformation nachweisbaren Gefügedeformationen, bei welchen sich Kristallisation von M und Gefügedeformation zeitlich überlagert. Der Nachweis parakristalliner vorkristalliner Deformationen ist unselten möglich, zum Beispiel durch nebeneinander vorkristallin und nachkristallin deformierte Körner von M in der Gefügedeformation oder durch Umwachsung mechanisch deformierter M-Körner durch neukristallisierte Körner von M (Protoklase in genauer und allgemeiner Definition) oder im Falle parakristalliner Deformation des Gesamtgefüges in der Umwachsung

(si) oder Verkittung (Blastomylonite) älteren mechanisch deformierten Gefüges durch M.

Im folgenden ist der im Gefüge kristallisierte neue Albit (Verzweigung; si) als „n-Albit“ bezeichnet.

Kalkphyllite von Tux bis Brenner („Obere Schieferhülle“).

1. **Typische Kalkphyllite.** Teilweise rekristallisierte B-Tektonite von Natronarkosen mit allotigenem und autigenem Albit, allotigenem und autigenem Quarz, allotigenem Eisendolomit, autigenem Kalzit, allotigenem und autigenem Hellglimmer. Gemeinsame feinbrecciöse Fazies identifizieren diese Kalkphyllite mit der Tarntaler Breccie im Radiolarit: Jura.

Für alle Achsenlagen von W—E bis N—S gilt die Regel: Nachkristallin bezüglich Glimmer — dies und nicht eine Diaphthorese bedingt den Phyllonitcharakter der Kalkphyllite —, vorkristallin und parakristallin bezüglich Kalzit, Quarz, n-Albit. Diese Regel gilt auch in Fällen gekreuzter, ungleich alter B auf demselben s. Die gesamte tektonische Deformation der Kalkphyllite fällt in einen Zeit-Raum-Bereich fast ohne Hellglimmerkristallisation, aber mit Kristallisation von Quarz, Kalzit und n-Albit. Letztere Kristallisation bemerken wir auch in undurchbewegten Tarntaler Jura-breccien, einer Fazies des Kalkphyllits. Mithin sind diese Kristallisationen durch die tektonische Durchbewegung vielleicht gefördert, nicht aber bedingt.

2. **Begleiter der Kalkphyllite.** Kalkmarmore; Quarzite; weiße Chlorit-Chloritoidphyllite; Radiolarite mit und ohne neue Natronminerale; Kalkphyllonite der Lizum; Natronarkosen Junsjoch, Lizum.

Bei den Marmoren ergibt sich keine Unterscheidbarkeit der Achsen hinsichtlich der Kristallisation und gleiches Verhalten wie im Kalkphyllit, wie zu erwarten. Besonders tritt parakristalline Deformation des Kalzits dieser geregelten Marmore hervor mit gelegentlich deutlicher nachkristalliner Deformation als letzte symmetriekonstante Überprägung.

Quarzite. Keine Unterscheidbarkeit der Achsen bezüglich Kristallisation, zum Beispiel W—E und N—S vollkommen gleichermaßen nachkristallin bezüglich Hellglimmer und Quarz, parakristallin bezüglich geregelten Quarzgefüges. Alle Achsen sind nachkristallin bezüglich Hellglimmer, parakristallin bezüglich geregelten Quarzgefüges.

An der mehr oder weniger reinen Marmor- (Kalzit-Hellglimmer) und Quarzit- (Quarz-Hellglimmer) Fazies der Kalkphyllite ist, wie am Kalkphyllit selbst, nachkristalline Deformation des Glimmers neben nachkristalliner + vorkristalliner = parakristalliner Deformation des geregelten Kalzits in Kalzit- und „Quarz in Quarz“gefüge bezeichnend.

Weißer Phyllite mit Chlorit- und Chloritoidtöpfeln. Einige Achsen aus Ebene NW—SE im Tuxer Tal erwiesen sich als nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Chlorit und Chloritoid.

Phyllonite mit Chlorit, Albit, Epidot, Hornblende. Vereinzelte Fälle solcher (im Gegensatz zur Hochfeilerhülle) in der Tuxer Hülle selteneren basischen Einlagerungen zeigten B nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Chlorit, Hornblende, Epidot und Apatit; in allen

(drei) Fällen war die tektonische B-Durchbewegung (darunter auch eine steile Achse 32 N—E), wie bei den Kalkphylliten, in welchen diese Gesteine liegen, von Albitkristallisation begleitet, also parakristallin bezüglich n-Albit (si).

Radiolarite. Als solche stehen hier meist tonig-kieselige, gelegentlich aber auch kalkphyllitische Schiefer, Hämatitquarzite mit den unsehrten wohl erhaltenen oder eindeutig auf solche rückführbaren Radiolarien (Gebiet der Lizumer Alm). Zu ihnen gehören auch die Tonschiefer und Quarzite mit Arfvedsonit (und Akmit) unter dem Serpentin des Reckners. Wie in den Kalkphylliten, so sind in den Radiolariten B-Achsen jeder Achsenebene von W—E bis N—S vertreten, und zwar bei den Kalkphylliten vorzugsweise auf mittelsteilen, bei den Radiolariten auf flachen s.

Im ganzen ergibt sich für die Radiolarite kein eingreifender Unterschied im Verhältnis Deformation zur Mineralkristallisation für die verschiedenen Achsenlagen. Im Schema gilt für alle: nachkristallin bezüglich Glimmer, vorkristallin und parakristallin bezüglich Quarz, Albit, Kalzit. Von den Natronmineralen ist n-Albit mit si, wie immer, am spätesten noch kristallisationsfähig und überdauert alle Prägungen. In zwei Ausnahmefällen unter fünfzehn Achsen mit Natronmineralen fanden sich auch die Natronminerale mechanisch deformiert (südlich Reckner, W—E-Achse). Nicht nur die besonders reichlich vertretenen N—W-Achsen, sondern auch WSW—ENE- und SW—NE-Achsen sind von der Natronmineralisation überdauert. Man findet Tremolit noch nachkristallin deformiert, den bei der Natronisierung Tremolite ersetzenden Arfvedsonit bereits unversehrt. Alle Prägungen sind vorkristallin, bisweilen nachweislich parakristallin in bezug auf die Natronminerale (n-Albit, Arfvedsonit, Akmit).

Wie bei den Kalkphylliten des Tuxer Tales, so bei den Radiolariten (Kalkphyllonite und Quarzphyllonite des Jura) des Lizumer Gebietes erfolgten alle Achsenprägungen unter den Bildungsbedingungen für dieselbe Mineralfazies. Fast keine Kristallisation von Hellglimmer; Kristallisation von Quarz, Kalzit und namentlich n-Albit, ferner von Chloritoid aus Eisenmagnesiumkarbonat im Zuge Tux—Gerlos und von Natronhornblende aus Tremolit im Gebiet des Reckner.

Kalkphyllonite der Lizum. Hierher einige gegenüber den Tuxer Kalkphylliten feinkörnigere und durchwegs nachkristallin deformierte Kalkphyllite des Lizumer Gebietes. Ihre Achsen verschiedener Lage (W—E, WSW—ENE, SW—NE, NNW—SSE, N—S) sind voneinander ununterscheidbar nachkristallin bezüglich Hellglimmer (auch sicher autigen), Quarz, Albit, ohne die für die Tuxer Kalkphyllite bezeichnende Kristallisation von Quarz, Albit, Kalzit.

Natronarkosen bis Quarzite Junsjoch, Eiskarl, Zirbnach, Hippold, Mieslkopf. Diese vertreten wie die Tarntaler Breccie und die Radiolarite als Fazies der Jurakalkphyllite diese in der Lizum. Auch diese Achsen verschiedener Lage (W—E, WSW—ENE, SW—NE, NW—SE) sind voneinander ununterscheidbar nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Quarz, bis auf etwas Rekrystallisation an Quarz und Kalzit.

Was noch im besonderen die B-Achsen der Brennersenke betrifft, so wurden 13 Achsen untersucht: 9 Achsen in Ebene W—E westfallend ergaben mit Ausnahme einer gänzlich nachkristallinen Achse (Hellglimmerfilz, Kalzitfilz, geregelt kataklastisches Quarzgefüge, also etwas Rekre-

stallisation) vom Padaunerberg, ebenso wie die Achsen WSW—ENE, WNW—ESE und NW—SE: nachkristalline Prägung in bezug auf Hellglimmer, vorkristalline Prägung in bezug auf Quarz, Kalzit, n-Albit, etwas ganz unzureichende letzte nachkristalline Prägung an Kalzit und ganz geringe Rekristallisation kleiner Hellglimmerschüppchen. Typischer aber an n-Albit sehr reicher Kalkphyllit von St. Jodok (Stafflerwand) zeigt die zu B (in W—E westfallend) gehörige Kleinfältelung als si aus Graphit, Quarz, Kalzit, von den nach der Prägung der B-Achse kristallierten Albiten umschlossen. Es besteht also auch im petrotektonischen Verhalten der Kalkphyllite kein Unterschied zwischen dem N-Rand und dem W-Rand der Tuxer Gneise.

Überblickt man sämtliche Kalkphyllite (Tux—Brenner, Lizum) und ihre Begleiter, also die Jurafazies, mit der Frage, ob sich die B-Achsen der Haupttrichtungen (W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NE—SW, NW—SE, NNW—SSE, N—S) voneinander in ihrem Verhältnis zu den Kristallisationen irgendwie unterscheiden lassen, so ergibt sich ohne Unterschied, bis auf eine etwas stärkere Rekristallisation der nachkristallin deformierten Hellglimmer in den B der Achsenebene NE—SW für alle B: nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Titaneisen, vorkristallin und oft nachweislich parakristallin in bezug auf Quarz, n-Albit, Kalzit (letzten unzulänglich nachkristallin nachgeprägt).

Quarzphyllit der Tuxer Voralpen. Quarzphyllit (Albitblastophyllonit), Kalkmarmore, Quarzit, Chloritschiefer; Granat-Stauroлит-Fazies (= Ötztal und Stubai); Untere Tauernhülle im Quarzphyllit (Albit-Karbonat-Fazies), Tauerngneis von Lans (Mikroclin-Blastomylonit).

1. Quarzphyllit im engeren Sinn. Im allgemeinen ein Albit-Blastophyllonit mit in bezug auf Glimmer nachkristalliner Umfaltung, welche die Glimmerhäute und damit den Phyllonitcharakter bedingt (nicht Diaphthorit!). Das Quarz-Albit-Mosaik ist im häufigsten Falle mechanisch unversehrt und füllt die gebogenen Glimmerstrahlen der B-Deformation, welche diesfalls vorkristallin, gelegentlich nachweisbar parakristallin gegenüber Quarz und Albit ist, jedenfalls überdauert von der Umkristallisation größerer Plagioklase in Quarz-Albit-Mosaik. In anderen Fällen ist die Deformation auf Glimmer nachkristallin vollzogen oder fortgesetzt als das Quarz-Albit-Mosaik vorhanden war und als versteifte Stelle weiterer Durchbewegung entzogen, also „geschont“ blieb. Im Gebiete der Lizum, am Hohen Nopf (Schmirntal) und am Brenner finden sich restlos nachkristallin deformierte Quarzphyllite unweit von Triaseinfaltungen. An den mit Trias verfalteten Quarzphylliten westlich des Brenners hat F. FUCHS (Jahrb. d. Zweigst. Wien f. Bodenf.) an meinem Materiale des Innsbrucker Quarzphyllits J. LADURNER (unveröffentlicht) abwickelbare Falten in bezug auf Quarz nachgewiesen. Damit sind auch in bezug auf Quarzgefüge Biegefallen der Quarzphyllitumfaltung und Phyllonitisierung nachgewiesen, und es ist meine Auffassung gegenüber der Annahme von Scherfaltung bei der Phyllitumfaltung neuerlich bestätigt. B-Achsen in Achsenebene W—E (17) nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Biotit, Titaneisen, Chlorit, Granat, Turmalin (Quarz, „Quarz-Albit-Mosaik“ als Ganzes). Die vollständig nachkristallin geprägten B-Achsen, Lizum und Brenner, sind nachkristallin auch in bezug auf Quarz, Albit, Karbonat. Vorkristallin sind diese B-Achsen bezüglich Quarz-Albit-Mosaik mit kleinsten Hellglimmerschüppchen, nach-

weisbar parakristallin in Einzelfällen bezüglich n-Albit, Chlorit, Quarz, Karbonat, was zu den typischen Einlagerungen von Unterer Tauernhülle im Quarzphyllit überleitet. Dasselbe gilt von 5 Achsen in WSW—ENE, von 5 Achsen in WNW—ESE, von 4 Achsen in NE—SW, 3 Achsen in NW—SE, 5 Achsen in N—S, 3 Achsen in NNE—SSW. Wie bei Kalkphyllit ergibt sich auch bei Quarzphyllit keine Unterscheidbarkeit der Achsen verschiedener Achsenebene nach dem Verhältnis Deformation zu Kristallisation. Diese Ununterscheidbarkeit ließ sich in einem Falle gekreuzter Achsen W—E (älter, Feinfältelung) und NE—SW (jünger, Zentimeterfaltung) auch am selben Handstück sehen.

2. Untere Tauernhülle in Quarzphyllit. Muskowitgneis mit Albit, Albit-Karbonat-Hellglimmerschiefer, Albit-Karbonat-Phyllonit, Albitphyllite, Albit-Chlorit-Epidotschiefer. Mit unterer Schieferhülle der Tauern mineralfaziell übereinstimmende Typen und petrographisch identisch mit unterer Tauernhülle, wenn im Gegensatz zum Quarzphyllit auch der Hellglimmer unversehrt ist. Alle 5 B in W—E sind kräftig nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Biotit, Chlorit (Hornblende, Quarz, n-Albit, Epidot), vorkristallin bezüglich Quarz, Albit, Kalzit. Ebenso die Achsen in WSW—ENE nachkristallin wie W—E und außerdem bezüglich Titaneisen, Turmalin, vorkristallin bezüglich Quarz, Albit, Karbonat. Die Achsen in NE—SW und NNW—SSE sind vollkommen vorkristallin (bezüglich Hellglimmer, Albit, Chlorit, Quarz, Karbonat); ohne nachkristalline Deformation zu B. Diese Achsen entstammen alle drei dem hinteren Voldertal (Steinkaser), die nachkristallin deformierten aber der Brennersenke.

3. Granat-Stauroolith-Albit-Fazies. In dieser Fazies sind weit verbreitete Gesteine von Stubai—Ötztal am Aufbau des Quarzphyllitgebietes beteiligt, vor allem am Patscherkofel—Glungezer, wo sie mit Gabbroamphibolit des Quarzphyllits (Tuxer Joch, Brixner Quarzphyllit, Klausen, Penser Tal, Weißhorn bei Pens) verbunden sind. Es ist (Rosenjoch, Penken, Steinkogel im Pinzgau) nicht bei allen Vorkommen leicht, zwischen der Albitfazies Typus Untere Tauernhülle und Albitfazies Typus Stubai—Ötztal—Alte Gneise (auf Blatt Sterzing—Meran) zu entscheiden. Dies kann nicht befremden, wenn man die Beteiligung letzterer Fazies an der Unteren Tauernhülle des Hochfeiler, die Gleichstellung älterer Gneise des Ötztals und älterer Tauerngneise (1911, Denkschr. Akad. Wien) und die Vertretung typischen Quarzphyllits in der Unteren Tauernhülle (Dannelscharte, Hochfeiler, Tuxer Gneise) bedenkt; es liegt eben in der Unteren Tauernhülle dasselbe vortektonische Ausgangsmaterial mit später oft divergierendem petrotektonischem Schicksal vor. Hier ist nur von der ausgesprochensten Granat-Stauroolith-Albit-Fazies die Rede, deren Identifizierung mit Stubai Schiefern nicht nur wegen der Mineralfazies, sondern auch wegen der bis ins einzelne gehenden Gleichheit der ungemein gliederbaren Entstehung des petrotektonischen Gefüges (vgl. Falte vom Sonntagsbergl bei der Pichlerhütte, Jahrb. Reichsanst. Wien, 1914, S. 614) unabweislich ist.

Alle Achsen (in NE—SW, W—E, N—S) verhalten sich gleich, nämlich nachkristallin bezüglich Stauroolith, Disthen, Granat, mehr oder weniger Hellglimmer und Biotit, Titaneisen, vorkristallin bezüglich Quarz und n-Albit und mehr oder weniger Hellglimmer und Biotit. Vielleicht in NE—SW etwas mehr nachkristalline Glimmerdeformation als in den anderen Fällen. Bezeichnend aber ist bezüglich der Glimmer gegenüber den

Glimmern der Quarzphyllite einerseits die mehr oder weniger vollständige vorkristalline Deformation, andererseits die zu den Phylloniten überleitende mehr oder weniger nachkristalline Deformation der Glimmer. Staurolithe und Granaten bergen undeformiertes *si*, welches gelegentlich zur Zeit der Staurolithbildung schon den Zustand des heutigen *se* erreicht hatte. Die B-Achsen erzeugende Deformation (Faltung) erfolgt gelegentlich zeitlich zwischen zwei Kristallisationen: 1. Kristallisation: Staurolith, Granat, Biotit, Hellglimmer, Quarz; Prägung der B-Achse. 2. Kristallisation: Quarz, Albit, Biotit, Hellglimmer. Es ist dieselbe Deformation, welche einmal mit, einmal ohne Rekristallisation bei Glimmer erfolgt (Patscherkofelkuppe). Gelegentlich findet man Quarzgefüge schon vor der Staurolithbildung geregelt, von Staurolith umschlossen und Albitkristallisation von der ältesten bis zur letzten Zeit der Gefügebildung, so daß auch noch die Staurolithbildung in die Mineralfazies der Albitbildung hineinfällt. Immer aber ist auch hier wie in den Quarzphylliten und Kalkphylliten Albit das Mineral, dessen Kristallisation die Deformationen am deutlichsten überdauert und alles Deformierte als *si* umschließt. Was immer die Bewegungsbilder größerer Bereiche sind, sicher ist, daß die im Quarzphyllit auftretenden, im Stubai- und Ötztal viel stärker vorwaltenden Staurolith-Albit-Fazies ihre gesamte Durchbewegung und ihre tektonische Stellung im Bewegungsbild in bezug auf alle Achsenprägungen, beziehungsweise Einspannungen SW—NE, W—E, N—S vor und während der Albitkristallisation erhielten, und zwar sowohl im Quarzphyllit der Tuxer Voralpen als im Stubai- und Ötztal, sowie der Quarzphyllit selbst. Mit diesem sind sie durch diese paralbitische Tektonik, also ein hierin gemeinsames petrotektonisches Schicksal, verbunden, in welchem sie allerdings häufig (im Gegensatz zu den Phylloniten) Rekristallisation der Glimmer und Kristallisation von Staurolith, Granat, Disthen erfuhren. Sie sind mit Quarzphyllit auch durch Mischtypen und Übergänge verbunden, und zwar im S als Laasergesteine, in der Hochfeilerhülle, im Gebiet des Inntaler Quarzphyllits und voraussichtlich auch im Gebiet Stubai—Ötztal, in welchem sich bei genügend eingehender Schliiffuntersuchung auch Quarzphyllit, das heißt Albitphyllonit unserer Kennzeichnung unterscheiden lassen wird.

4. Tauerngneis von Lans in Quarzphyllit. Dieser BECKES klassischer Schilderung der Mineralfazies eines Orthogneises der Tauern Wort für Wort entsprechende Tauerngneis liegt als syntektonisch mit dem Blastophyllonit „Quarzphyllit“ geprägter Blastomylonit im Innsbrucker Quarzphyllit. Er zeigt ohne jeden Unterschied zwischen den häufigen NW—SE-Achsen und einer W—E-Achse B nachkristallin in bezug auf Hellglimmer und Kaliefeldspat auch bereits randlich albitisierte Kaliefeldspate zerbrochen und die Rupturen jünger als die weitverbreitete randliche Albitisierung; B vorkristallin in bezug auf alle Minerale außer den großen dunklen Kaliefeldspaten (Mikroklin), deren Rupturen mit korrespondierenden Trümmergrenzen sie mit mechanisch unversehrtem Gefüge füllen. Also vorkristallin in bezug auf Hellglimmer, Quarz, n-Albit und die Rupturen füllenden Mosaiks: Albit + Orthoklas + Quarz; Quarz + Hellglimmer + Albit; jüngerer Mikroklin + Albit; Quarz + Kalzit; normales, mechanisch unversehrtes Grundgefüge des Gesteins, in welchem Grundgefüge eben die zerbrochenen Mikrokline mit vielfach noch korrespondierenden Trümmergrenzen schwimmen; Quarz + Hellglimmer + Albit-

mosaik, welches zerbrochene und auch an den Bruchrändern wieder albitisierte Mikrokline verheilt. In bezug auf s und B und in bezug auf alle Minerale parakristalline blastomylonitische Tektonite der Albitisationszeit. Diese Tauerngneise sind hinsichtlich der Albitisation, aber auch hinsichtlich der Kristallisation von Mikroklin (große alte Mikrokline und kleine neue in deren Rupturen) und Glimmer protoklastische Blastomylonite, womit die Protoklastik definiert, aber nichts über eine „erste Erstarrung einer Schmelze“ ausgesagt ist. Zur Kennzeichnung dieser Protoklastik dient auch si aus Quarz und Hellglimmer in Quarz und in n-Albit. Ein Parallelflächengefüge war also schon vor der Kristallisation von Quarz und Albit vorhanden, ja si aus Quarz schon vor dem fleckigen Kalinatronfeldspat. Mikropegmatit findet sich randlich albitisiert, dann zerbrochen, dann neuerdings randlich albitisiert, dann mit Quarz und Kalzit verheilt. Es sind also Blastomylonite von der Kalifeldspat- bis zur Kalzitkristallisation, besonders aber während der alles durchdauernden und überdauernden Albitkristallisation. Dies gilt in bezug auf die Achsen in NW—SE und in W—E. Ein dem Lansergestein im übrigen vollkommen gleiches vom Kaiserbrünnl, Hintertux, ist nachkristallin deformiert in bezug auf alle Minerale außer Quarz und nur hinsichtlich Quarz ein Blastomylonit.

Quarz des Quarzphyllits zeigt am Grafarter B nachkristallin bezüglich Hellglimmer, parakristallin bezüglich Quarz mit Lamellen und Überindividuen; ebendort auch geregeltes, also wohl parakristallines Quarzgefüge eines Quarzitgraphits. Gänzlich nachkristallin deformiert sind dagegen die Quarzite der Brennergegend (Graphitquarzit unter Sattelberghaus und Felperbach bei Steinach) sowohl WSW—ENE als SW—NE.

Rein nachkristallin deformiert ist ein Kalkmarmor von Astegg mit B NE—SW.

Von basischen Einschaltungen im Quarzphyllit zeigt ein Andesin-Chlorit-Schiefer (Diabas) mit Achse in W—E und in SW—NE gänzlich nachkristalline Deformation in bezug auf den primären Andesin und den Chlorit und keine Albitbildung. Ein Biotit-Epidot-Albit-Schiefer mit B in W—E hat B nachkristallin in bezug auf Biotit, Titaneisen, Epidot, vor-kristallin in bezug auf Quarz, Karbonat und n-Albit, dessen Kristallisation alles andere überdauert. Albit kristallisiert nach und während der Prägung von B und entstand nicht vor der Phyllonitbildung oder vor einem tektonischen Transport. Es handelt sich also nicht etwa um eine tektonische Einschaltung einer aus der Nähe der Tauerngneise verschleppten Albitfazies der Unteren Tauernhülle, sondern um dieselbe syntektonische oder nachtektonische Albitbildung wie sie die Albitphyllonite „Quarzphyllit“ zeigen. Auch der Albit-Chlorit-Phyllonit vom Rosenjoch gehört hierher.

Versucht man das petrotektonische Verhalten, das heißt das typische Verhältnis von Deformation zu Kristallisation der Einzelminerale in den B-Achsen erstens verschiedenen Achsenrichtungen, zweitens verschiedenen Gesteinsarten, drittens verschiedenen Arealen des kartierten Gebietes zuzuordnen, so ergibt sich:

1. Eine Zuordenbarkeit zu den verschiedenen Hauptrichtungen der B-Achsen, also zu den wesentlich einengenden Prägungen aus verschiedener Richtung, besteht nicht.

2. Auch eine Zuordenbarkeit bestimmter petrotektonischer Verhalten an bestimmte vortektonisch verschiedene Ausgangsmaterialien (Gesteine)

läßt sich nicht erkennen, wobei allerdings zu beachten ist, daß die für diese Frage erwünschten Gesteinsanalysen nicht vorliegen. Fest steht, daß alle Gesteinsarten des Quarzphyllitgebietes unter den Bedingungen der Albitkristallisation deformiert wurden wo sie nicht mit Mesozoikum verfaltet sind.

3. Dieser Einheitlichkeit des petrotektonischen Verhaltens und damit der geologischen Deformationsbedingungen für verschiedene Achsen- und Ausgangsgesteine stehen Verschiedenheiten des petrotektonischen Verhaltens an verschiedenen Stellen des Kartenbildes gegenüber.

Welchen Stellen und geologischen Bedingungen diese Verschiedenheit des petrotektonischen Verhaltens zugeordnet ist ergibt sich folgendermaßen:

Im Innsbrucker Mittelgebirge finden wir parakristalline Blastomylonite (Tauerngneis am Lanser Moor), während Albitkristallisation deformiert, eingebettet in vorkristallin deformierte Blastophyllonite, ebenfalls während Albitkristallisation deformiert.

Auch die tektonische Deformation der Stubai Schiefer der Patscherkofelkuppe ist von der Albitkristallisation überdauert, aber auch Glimmerkristallisation überdauert dort oft die Deformation: Nichtphyllonite sind typisch. Es ist bezeichnend, daß am Patscherkofel die Lagerung unten Quarzphyllit (also Albitphyllonite, nicht etwa Diaphthorite), oben Stubai Kristallin mit rekristallisierten Glimmern (Nichtphyllonite), wie immer sie zustande kam, jedenfalls bei überdauernder Albitkristallisation in beiden Gesteinen zustande kam, und mit Übergängen zwischen beiden Gesteinen, was das Verhalten der Glimmer angeht.

Mit großer Gleichförmigkeit auch des Schlibbildes herrschen gegen O und S normale Albitphyllonite, bis auf die Schiefer des Rosenjochs und auf nichtphyllonitische Untere Tauernhülle im Hinteren Voldertal (Steinkaser), mit kaum deformierten Glimmern.

Am S-Ende des Quarzphyllits gegen Kalkphyllit tritt nachkristalline Deformation nicht nur wie bei allen Albitphylloniten am Glimmer, sondern auch bei Quarz und Albit stärker hervor. Es ist das Gebiet der Verfaltung des Quarzphyllits mit Mesozoikum (Mieslkopf, Lizum), und in der Lizum wird es besonders deutlich, daß die Verfaltung der Quarzphyllite mit der Trias nicht von der für die normalen Quarzphyllite (Albitphyllonite) und deren tektonischen Deformation bezeichnenden Albitkristallisation begleitet und überdauert war.

In diesen Gebieten handelt es sich um stärker als im Albit-Blastophyllonit nachkristallin deformierte Achsen folgender Ebenen: W—E, SW—NE und einmal WSW—ENE. Auch die seit KERNER bekannten Verfaltungen zwischen Quarzphyllit und Trias am Brenner sind nach F. FUCHS gänzlich nachkristallin erfolgt und mit abwickelbaren Quarzfalten in Achsen der NW—SE- und der SW—NE-Ebene.

Eine deutliche Vertretung vollständig nachkristallin deformierter Quarzphyllite neben blastophyllonitischen tritt ferner in der Zone tektonischer Triaseinschaltungen Hinterschirm—Hintertux—Astegg hervor, wobei es sich um Achsen in SW—NE und N—S handelt.

Auch an der Brennerlinie ist eine im Vergleich zu normalen Blastophylloniten stärker nachkristalline Deformation der Quarzphyllite über den Kalkphyllit deutlich an Achsen in W—E, SW—NE und WSW—ENE.

Zusammengefaßt ergibt sich: Die mit Mesozoikum verfalteten Quarzphyllite und die Quarzphyllite über dem Kalkphyllit am Brenner sind nicht nur in bezug auf Glimmer, wie die normalen Albit-Blastophyllonite, sondern auch in bezug auf Quarz, Kalzit, Albit nachkristallin deformiert und nicht rekristallisiert. Die Verfaltung mit Trias und die Prägung der W-fallenden Achsen der Quarzphyllite an der Brennerlinie ist zwar mit gleichen Achsen, aber unter anderen Bedingungen erfolgt, als die tektonische Prägung der Hauptmasse des Quarzphyllits, welche letztere einem nochmaligen Auftauchen der Tauern, beziehungsweise ihrer Hülle entspricht und ihre vorkristalline tektonische Prägung unter bis ins einzelne gleichen Bedingungen erhielt wie die vorkristallin tektonisch geprägten Schiefer von Stubai.

Die Bedingungen für die stark nachkristalline Prägung der mit der Trias verfalteten Quarzphyllite waren vielleicht durch geringere Rindentiefe der Durchbewegung, vielleicht durch vorgeschrittene Inaktivierung granitisierender Tiefenherde geologisch gegeben, petrographisch jedenfalls durch geringe Albitmobilisation.

Tuxer Grauwacken. Kalinatronarkosen mit Porphyroiden und Geröllführung mit und ohne Karbonat, welche ich schon seit dreißig Jahren neben die Grauwacken der steirischen Grauwackenzone stellte. Allotigener staubiger Kalifeldspat, allotigener gefüllter Albit sind mechanisch deformiert, ersterer ohne gleichphasige Rekristallisation, letzterer als n-Albit rekristallisiert (wie im Quarzphyllit). Die Porphyroide sind nachkristallin deformierte Quarzporphyre ohne jede Rekristallisation. Die verschieden gelegenen Achsen (in W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NW—SE, NNW—SSE) sind, ohne sich hierin voneinander zu unterscheiden, nachkristallin deformiert in bezug auf Hellglimmer und Allotigene, namentlich Kalifeldspat, vorkristallin deformiert in bezug auf Quarz, n-Albit, Quarz-Albit-Glimmer-Mosaik (Kalzit). Die Gesteine sind hinsichtlich aller Achsen parakristalline Blastomylonite und Blastophyllonite; als solche können sie vom Quarzphyllit (Albitphyllonit) ununterscheidbar werden. Nimmt die Rekristallisation zu und rekristallisieren auch die Glimmer (Dettenjoch), so erfolgt damit der Übergang zu den kristallinen Arkosen der Unteren Tauernhülle, welche ich stratigraphisch seit 1911 als tauernkristalline Grauwacken betrachtet habe.

In ihrem Verhältnis zwischen tektonischer Deformation und Kristallisationen, also in ihrer tektonischen Fazies und damit auch in ihrer tektonischen Vergangenheit, gehören die Tuxer Grauwacken mit den Blastophylloniten (Albitphylloniten) des Quarzphyllits zusammen; beider Verfahren sind in der Unteren Tauernhülle, also näher den Graniten, in vorkristallin deformierter tektonischer Fazies vertreten.

Örtlich, am Kleinen Kaserer, finden sich die Achsen WSW—ENE und WNW—ESE vollständig nachkristallin deformiert in Begleitung ebenfalls vollständig nachkristallin deformierten Marmors. Auch für die Grauwacken tritt also, ganz wie wir das für den Quarzphyllit feststellen können, gänzlich nachkristalline Prägung, nicht einer Achsenrichtung zuordenbar, auf, aber an Stellen der Verfaltung mit Trias (Schöberspitzen). Abwickelbare Fallen aus geregeltem Quarz und mit Quarzregelung syngenetische, stärkstens nachkristalline Deformation des Kalzitgefüges finden sich. Wie im Quarzphyllit ist der Verfaltung mit Trias keine Rekristallisation der

deformierten Gefüge gefolgt, und keine Kristallisation hat diese Verfallung und ihre Teilbewegungen begleitet, während dies für die anderen Bereiche der Tuxer Grauwacken ganz in derselben Art wie für Quarzphyllit der Fall war. Nachkristallin deformierte Grauwacke findet sich neben nachkristallin deformiertem Quarzphyllit auch am Grafmarter, und es zeigt sich, daß diese Deformation einen kleinen Aplitgang in der Grauwacke, welcher neben die Albit-Turmalin-Pegmatite der Grauwacke zu stellen ist, bereits vorgefunden hat.

Untere Schieferhülle der Tuxer Gneise. Die tauernkristalline Fazies der Kalinatronarkosen (Tuxer Grauwacken). Örtlich (Riffler Höhlner) entsteht vollständig typischer albitphyllonitischer Quarzphyllonit als deren tektonische Fazies.

Achsen in W—E finden sich im Hangenden der Tuxer Zone sowohl vollständig vorkristallin (besonders Hinteres Valser Tal) als blastomylonitisch parakristallin (Vals) und blastophyllonitisch, nachkristallin deformiert bezüglich Glimmer, vorkristallin deformiert bezüglich Quarz, Albit, Kalzit und etwas Hellglimmer (Sillesköpfl am Brenner). Die Achsen in WSW—ENE sind alle parakristallin blastophyllonitisch deformiert; die Achsen in NW—SE teils rein nachkristallin, teils rein vorkristallin. Es besteht demnach auch bei diesen Gesteinen kein deutlicher Zusammenhang zwischen Achsenrichtung und dem Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation.

Gekreuzte Achsen sind besonders am Sillesschartl häufig, also an der Stelle zwischen W-Rand und N-Rand der Tuxer Gneise. Hier ist an einem Hellglimmerschiefer mit Albit die Achse in NW—SE die ältere und vorkristallin in bezug auf Hellglimmer, Quarz, Albit, die Achse in W—E ist die jüngere und nachkristallin in bezug auf Hellglimmer. Aber gleich an einem anderen Stück ist die Achse in NW—SE nachkristallin in bezug auf Glimmer, Albit, Tremolit und Epidot mit etwas parakristallinen Zügen bezüglich Albit und Epidot. In einem anderen Falle hat die Achse in WNW—ESE gänzlich vorkristalline Hellglimmerfältchen, die Achse in NE—SW parakristalline bis nachkristalline Hellglimmerdeformation, vorkristallin bezüglich n-Albit und Quarzmosaik.

In der regionalen Verteilung tritt vorkristalline Deformation der Achsen im Hinteren Valser Tal hervor gegenüber nachkristalliner und vorkristalliner Deformation am Sillesschartl, also bei Annäherung an den Brenner.