

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	32 (1952)
Heft:	1
Artikel:	Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin) : zur Petrographie der Kataklastite
Autor:	Zawadyski, L.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-25822

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin)

Zur Petrographie der Kataklastite

Von *L. Zawadyński* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	2
A. Allgemeines	3
I. Einleitung	3
II. Geologisch-petrographischer Überblick	4
III. Die Verruschelungen und die Neubildungen	10
B. Allgemeines zur Kataklyse und zur Ausbildung der Verruschelungen	14
I. Zur Anlage und Entstehung der Verruschelungen. Beziehungen zu Geologie und Tektonik	14
II. Systematik der richtungslos kataklastischen Gesteine, der Kataklastite s. l.	19
III. Altersbeziehungen der Kataklasten in der Tessiner Wurzelzone	21
C. Physiographie der Kataklastite s. l.	27
I. Primäre Kakirite	27
II. Blastokataklasite	32
1. Das Verhalten der einzelnen Mineralien und Gefügeeinheiten	33
a) Quarz und Quarzgefüge	36
b) Kalifeldspat und Kalifeldspatgefüge	43
c) Plagioklas	45
d) Quarz-Feldspat- und Plagioklas-Kalifeldspat-Symplektite	47
e) Biotit	50
f) Hornblende	52
g) Neben- und Übergemengteile und Neubildungen	53

2. Zur Entstehung und Deutung der Neubildungen	58
a) Allgemeines	58
b) Die Altersabfolge der Neubildungen	59
c) Die chemischen Reaktionen	62
d) Vergleich der Mineralneubildungen mit den Mineralien alpiner Zerrklüfte	71
3. Charakterisierung der Beanspruchungen der Kataklasten III—V durch Zementierungsmineralien	75
4. Die kataklastische Veränderung der Gneise	76
a) Allgemeines	76
b) Stadien der Kataklase	80
c) Vergleiche mit Myloniten	82
d) Konvergenzen	84
III. Gang- bis Aderkataklasite (AK)	84
1. Physiographie	84
a) Allgemeines. Vorkommen und Lagerungsformen	84
b) Die mikroskopische Untersuchung der Aderkataklasite	93
α) Typus I: Die pseudotachylitischen AK	94
β) Die AK des Typus II und III	97
c) Beispiele komplexer AK	101
2. Zur Genesis der AK	102
IV. Sekundäre Kakirite	106
D. Schlußwort	107
Literaturverzeichnis	108

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI. Sie wurde mit Untersuchungen für eine Diplomarbeit an der ETH begonnen. Die ersten Feldbegehungen fanden im Sommer 1946 statt, weitere folgten in den Jahren 1948 und 1949. Das gesammelte Material und die Feldbeobachtungen wurden am Mineralogisch-Petrographischen Institut der ETH unter Leitung von Prof. Dr. P. NIGGLI verwertet. Es ist mir eine schöne Pflicht, auch an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, aufrichtigst zu danken für das stete Interesse, das er meiner Arbeit bekundete, sowie die Förderung, die er ihr angedeihen liess. Mein Dank gilt ebenso den Herren Professoren Dr. C. BURRI, Dr. R. L. PARKER und Dr. F. DE QUERVAIN für zahlreiche Ratschläge und Anregungen. Herrn Prof. Dr. J. JAKOB verdanke ich überdies eine Desminanalyse. Für besonderes Entgegenkom-

men bin ich Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD verpflichtet, der als Leiter der geologischen Arbeiten bei der Planung der Maggia-Wasserkraftwerke mir stets bereitwilligst in seine Untersuchungen Einblick gewährte und mir wertvolles Kartenmaterial überliess.

Allen Freunden, mit denen in Diskussionen Fragen bereinigt werden konnten, insbesondere E. DAL VESCO, P.-D. Dr. W. TH. EPPRECHT, Dr. H. P. EUGSTER, Dr. R. KERN und Dr. W. HUBER, möchte ich auch hier nochmals danken.

Eine schöne Erinnerung ist mir auch die Freundlichkeit und Gastfreundschaft der Bevölkerung der Valle Onsernone.

Nicht zuletzt möchte ich aber meiner lieben Mutter, meiner lieben Tante und meinem lieben Onkel danken. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

A. Allgemeines

I. Einleitung

Kataklastisch beeinflusste und verformte Gesteine sind schon häufig Gegenstand von Untersuchungen gewesen. Besonders den als Mylonite (im Sinne alpiner Geologen) bezeichneten Gesteinen wurde von jeher grosse Aufmerksamkeit geschenkt, spielen sie doch in der Tektonik eine nicht geringe Rolle. Im Raume der Tessiner Gneise, z. B. im Gebiet der Wurzelzone, bilden sehr zahlreich vorkommende junge Verruschelungen ein auch morphologisch hervortretendes Merkmal. Sie wurden vielfach erwähnt (R. BAECHLIN (1937), R. KERN (1947), P. WALTER (1950) u. a.), eine eingehende Beschreibung fehlt jedoch. Dieser jungen Kataklase der Gneise und der Neumineralisation in den Störungszonen der obere Valle Onsernone gelten die vorliegenden Untersuchungen. Zugleich ist versucht worden, die im benachbarten Centovalli, in der Zone von Ivrea sowie im Raume von Locarno von R. FORSTER (1947), R. KERN (1947) und P. WALTER (1950) aufgestellte Zoneneinteilung ins obere Onsernone fortzusetzen.

Als topographische Unterlage dienten die Blätter Verzasca W und Antigorio E der Neuen Landeskarte der Schweiz sowie für Kartierungs-zwecke eine Vergrösserung dieser Karten im Maßstab 1:25 000. Wertvollste Dienste leistete auch die mit den Feldbegehungen für die vorliegende Arbeit ungefähr gleichzeitig im Auftrage des Konsortiums der Maggia-Wasserkraftwerke unter der Leitung von Prof. Dr. W. LEUPOLD

hergestellte geologische Übersichtskarte des Maggiagebietes, die hier hinsichtlich der Verruschelungspheomene nach Westen fortgesetzt wurde.

Gneise sind Hauptgesteine des Untersuchungsgebietes, so dass sich die Arbeit vor allem mit den Kataklastoseerscheinungen an Gneisen zu befassen hat.

Da auf die ursprüngliche Genesis der Gesteine, die später der Kataklase unterworfen wurden, nicht eingegangen wird — es sei diesbezüglich auf die analoge Komplexe behandelnden Arbeiten von R. KERN (1947) und R. FORSTER (1947) verwiesen —, bleibt die Gesteinscharakterisierung rein beschreibend.

II. Geologisch-petrographischer Überblick

In der Tessiner Wurzelzone, den steilstehenden Gesteinskomplexen des unteren Tessintales und der sich gegen den Lago Maggiore öffnenden Täler, sind nach R. STAUB (1937) die Wurzeln der penninischen und ostalpinen Decken zu suchen. Über die Entwicklung der geologischen Erforschung und den Bau dieses die alpine Tektonik vor immer neue Aufgaben stellenden Gebietes gibt R. FORSTER (1947) einen zusammenfassenden Überblick.

Für die Deutung der tektonischen Verhältnisse des gesamten unterpenninischen Raumes bildet die Frage der sog. Maggiaquerzone ein zentrales Problem. Nördlich Locarno beginnt sich eine starke Divergenz in der Streichrichtung bemerkbar zu machen, indem die südlichen Gneiskomplexe der Wurzelzone mit E-W-Verlauf ins Centovalli hineinstreichen, die nördlichen jedoch stark gegen N abschwenken und gegen SW einfallen. Dieser sich gegen W fächerförmig öffnende Bau bedingt es, dass sich westlich der Maggia keilförmige, gegen E ausspitzende tektonische Gebilde einschalten wie das sog. Wurzelgewölbe des Onsernone, die Vergelettoschüssel sowie die grosse Masse der Bavonagneise, die bei Riveo-Someo im Maggiatal gewölbeartig emportaucht und zur Antigoriodecke gerechnet wird. Das Onsernonegewölbe ist die geologische Einheit des Untersuchungsgebietes. Die Streichrichtungen der Gesteine im Untersuchungsgebiet und in den angrenzenden Räumen sind in Tafel II eingetragen.

Südlich des Isorno (Talfluss des Onsernone) verläuft das Streichen konform zu demjenigen im Centovalli, d. h. E-W. Während jedoch im unteren Onsernone das Fallen noch leicht um die Saigerstellung schwankt, herrscht im oberen Talgebiet S-Fallen, das gegen den Talfluss zu flacher wird.

Nördlich des Isorno bleiben die Verhältnisse in der unteren Talhälfte dieselben, so dass im ganzen Onsernone östlich der Ribomündung (Talfluss des Vergeletto) die Gesteine Wurzelstellung zu haben scheinen und sich mit allgemeinem E-W-Streichen in diese einfügen. Westlich der Ribomündung herrscht flaches, gegen N zu immer steiler werdendes N-Fallen. Zugleich ist im Vergeletto ein Umschwenken des Streichens zunächst in NW-SE- und bald in N-S-Verlauf festzustellen (Aufbau der Vergelettoschüssel), wodurch die Gesteine schliesslich gegen E einfallen.

Das Quertal des Ribo zwischen Gresso und Crana bietet einen sehr schönen Einblick in den Bau dieses Gewölbes, das — nach lokalem Absinken gegen W im Gebiet zwischen Crana und Vocaglia — westlich Comologno erneut ansteigt und sich stark ausweitet (Tafel I). Im E ist es stark zusammengepresst, und der N-Schenkel lokal intensiv verfaltet. Noch mehr ostwärts spitzt dieses im folgenden als Wurzelgewölbe bezeichnete Element immer mehr aus. Einige Begehungen ergaben, dass bereits im unteren Onsernone die beiden Gewölbeschenkel nicht mehr voneinander unterscheidbar sind.

In den benachbarten Gebieten wurde von R. KERN (1947), R. FORSTER (1947) und P. WALTER (1950) eine Zoneneinteilung getroffen als Fortsetzung jener, die E. KÜNDIG und P. KNOBLAUCH (veröffentlicht in A. MITTELHOLZER (1936)) in der Gegend Bellinzona-Locarno durchgeführt hatten. Wendet man diese petrographisch tektonische Zonentrennung auch auf das Untersuchungsgebiet an, so wird deutlich, dass das Wurzelgewölbe ein neues Element darstellt. In seiner Gesamtheit bezeichnen wir es als Zone des Onsernone. Eingefasst wird es zu beiden Seiten von der Zone von Mergoscia. In sich weist die Zone des Onsernone komplexen Charakter auf und wurde auf Grund einiger metamorpher Sedimentzüge und damit verbundener Gesteine weiter unterteilt in die Zonen von Comologno, Ponte Oscuro, Spruga-Vocaglia und Crana.

Ein Grossteil der diese Zonen und die trennenden Züge aufbauenden Gesteine hat makroskopisch chorismatischen Charakter. (Über diese Nomenklatur vgl. H. M. HUBER (1943) und P. NIGGLI (1948).) Die Injektion, welche in der Tessiner Wurzelzone einen Hauptfaktor bei der Entstehung der Chorismite darstellt, nimmt in der Valle Onsernone gegen W deutlich ab. Eigentliche Pegmatite mit Feldspäten als Hauptgemengteilen werden ziemlich selten. Häufiger sind linsige Einlagerungen, die fast ausschliesslich aus Quarz bestehen.

Die typischen Chorismite sind als Phlebite bis Stromatite entwickelt. Ausgesprochene Ophthalmite sind selten.

Gneise verschiedenster Beschaffenheit bilden die weitaus überwiegende Masse der Gesteine des Untersuchungsgebietes. Im Gegensatz zum Centovalli treten Zweiglimmergneise gegenüber den Biotitgneisen zurück. Mächtigere Hornblendegneise sind selten; ausser in den südlichen Randbereichen des Gebietes, wo sie wohl schon zur Komplexen Gneiszone von R. KERN (1947) und R. FORSTER (1947) gehören, kommen sie noch in der Zone von Spruga vereinzelt vor. Dünne hornblendeführende Lagen sind jedoch des öfteren in den Biotitgneisen enthalten. Ausgesprochene Hornblendegneise sind vor allem an die sehr mannigfach struierten Serien der die einzelnen Zonen voneinander trennenden Gesteinszüge gebunden.

Lagengneise mit oft ausgeprägt stromatitischem Charakter sind, wie bereits erwähnt, viel häufiger als Augengneise (Ophthalmit). Letztere erscheinen in Bänken bis zu mehreren Metern Mächtigkeit, die gegenüber den phlebitischen und stromatitischen Hauptgesteinen meist scharf abgegrenzt sind. Der chymogene Anteil der Phlebite durchzieht das Gestein in Form von perl schnurartig aneinandergereihten Linsen, seltener in dünnen, länglichen Spindeln, so dass Übergänge zu feinen Lagengneisen entstehen.

Bemerkenswert ist der Mikroklinreichtum der Phlebite. Er geht meist parallel der chorismatischen Ausbildung. Treten die linsig-aderigen Bestandmassen zurück, ergeben sich oft Übergänge zu Biotit-Plagioklasgneisen.

Aplitische und pegmatitische Gneise mit linsig eingelagerten dunklen Biotitgneisen oder sich schlierig mit solchen verfingernd, bauen vor allem den innersten Teil des Wurzelgewölbes auf, wie er an der Mündung des Ribo ansteht. Daneben sind hier auch quarzarme, dioritisch anmutende Gesteine vorhanden.

In den Bändergneisen bilden helle, mikroklinreiche Gneisbänder aplitischen Charakters ein Hauptelement. Auch reine Plagioklasbänder kommen, wenn auch selten, vor. Manche helle Bestandmassen stehen deutlich im Zusammenhang mit Pegmatiten. Hornblende, Pyrit oder Magnetit können zu Kennzeichen einzelner Streifen werden. Seltener führen sie hellen Glimmer statt Biotit. Im allgemeinen unterscheiden sich die einzelnen Komponenten dieser Stromatite bloss in ihrem Biotitgehalt voneinander und sind in sich noch grossteils massig struiert. In hellen Bändergneisen, welche Amphibolite begleiten oder in den Paraserien enthalten sind, tritt auch Granat auf.

Sehr biotitreiche Gneise bis Biotitschiefer sind seltene und nur wenig mächtige Einschaltungen. Oft sind die Hüllgesteine von Pegmatiten besonders biotitreich.

Granatglimmerschiefer mit Übergängen zu Granatgneisen sind streng an die trennenden Gesteinszüge gebunden.

Die gegen W immer spärlicher werdenden Pegmatite durchsetzen die Gesteine sowohl konkordant wie diskordant. Zahlreicher sind reine Quarzadern bis Quarzlinsen.

Die Amphibolite bilden langgestreckte, plattige und dann meist gut kristallisationsschieferige Einschaltungen oder linsig-knollige Körper mit Mächtigkeiten von einigen cm bis zu mehreren Metern. Stets sind sie verknüpft mit anderen, sehr charakteristischen Gesteinen wie Granatglimmerschiefern, Kalksilikatgesteinen sowie biotitreichen und hornblendeführenden Gneisen und bauen mit diesen die Zone von Ponte Oscuro und die zonentrennenden Gesteinszüge auf. Granat, Erze, Titanit und Rutil können in Bändern und Schlieren angereichert sein. Auffallend ist, dass gerade die unmittelbar angrenzenden Gesteine oft auch Granat führen, sei es, dass es sich um schieferige Biotitgneise oder um massive aplitische bis quarzitische Bänder handelt. — In Auftreten und Beschaffenheit entsprechen diese Amphibolite ganz den von R. KERN und R. FORSTER beschriebenen.

Die Kalksilikatgesteine sind ihrem Charakter nach ebenfalls identisch mit Gesteinen, die von den beiden obigen Autoren erwähnt werden. Doch spielen eigentliche Marmore eine geringere Rolle (Alpe Casone, Strassenkehren unterhalb Gresso). — Die diese Gesteine enthaltenden Serien sind aufgebaut aus schieferigen und massigen, dunklen und hellen, groben und feinkörnigen Gneisen verschiedensten Mineralbestandes, Schiefern, Amphiboliten, seltener Quarziten, mannigfachen Felsen und dazwischen dünnen, grobkörnigen Marmorlagen oder -linsen, alles in inniger Wechsllagerung, häufig schon innerhalb weniger Zentimeter. Das Auskeilen einzelner Gesteine und der rasche Wechsel in der Zusammensetzung sind für diese Serien typisch. Die zahlreichen Mineralien wie Quarz, Feldspäte, Glimmer, Granat, Hornblende, Calcit, Diopsid, Epidotmineralien, Skapolith, Titanit und Erze ergeben vielfältigste Kombinationen. Die Gesamtmaßigkeit der stellenweise stark verfalteten Serien kann mehrere Dekameter betragen; oft aber erscheint sie (wohl infolge tektonischer Ausquetschung) auf wenige Meter oder Dezimeter reduziert. — Sehr schön sind diese Gesteine im Strassenprofil Crana-Gresso aufgeschlossen.

Die einzelnen Zonen des Untersuchungsgebietes (Tafel I) sind in bezug auf ihre geologische Lage und ihre Gesteine wie folgt charakterisiert:

Die Zone von Mergoscia besteht im oberen Onsernone vor allem aus lagigen Injektionsgneisen phlebitischer bis stromatitischer Ausbil-

dung. Da die Paragesteine der Zone von Cardada (vgl. R. FORSTER und R. KERN) westlich des Maggiatales gänzlich zu fehlen scheinen, erfolgt die Abgrenzung der Zone von Mergoscia gegen S (gegen die Komplexe Gneiszone von R. KERN) auf Grund des Wechsels im allgemeinen Ge steinscharakter, der recht deutlich ist. Hingegen ist in diesem Südast der durch das Wurzelgewölbe aufgespaltenen Zone von Mergoscia die Abgrenzung gegenüber den Gesteinen der Zone des Onsernone schwierig, weil typische Trengesteine fehlen, und grosse Ähnlichkeit zur angrenzenden Teilzone von Comologno besteht. Anhaltspunkte geben einzelne Vorkommen von Gneisen, wie sie in Verbindung mit Kalksilikat gesteinen aufzutreten pflegen, allerdings nicht unbedingt an solche geknüpft sein müssen. — Der nördliche Flügel der Zone von Mergoscia hingegen ist sehr deutlich sowohl gegen die Zone des Onsernone als auch gegen die nördlich anschliessenden Gesteine geschieden, die als Zone von Vergeletto bezeichnet wurden. Die Abgrenzung gegen die Zone des Onsernone erfolgt hier durch den Marmor-Amphibolit-Zug von Creste-Forcola-Pizzo della Croce.

Die Zone von Vergeletto besteht im Talgebiet des Ribo zunächst vor allem aus Bändergneisen, die gegen N immer mehr in biotitreiche und schieferige Varietäten übergehen. Zwischen ihr und der Zone von Mergoscia zieht der mächtige Amphibolit-Kalksilikat-Paragneiszug von Gresso durch, der die mannigfachste Folge metamorpher Sedimente birgt.

Den Mantel der Zone des Onsernone bildet die Zone von Comologno. Deren Gesteine haben grosse Ähnlichkeit mit jenen der Zone von Mergoscia. Da aber — wenigstens im N — der Marmor-Amphibolit-Zug von Creste-Forcola-Pizzo della Croce zwischen beiden eine deutliche Scheide bildet und die Zone von Comologno gegen E auszuweilen scheint, wurden ihre Gesteine von der Zone von Mergoscia abgetrennt. Dieser trennende Gesteinszug ist in Form dünner Amphibolite vorhanden, die sich in den von W. LEUPOLD (Geologische Übersichtskarte des Maggia gebietes, nicht publiziert) aufgefundenen Marmor-Kalksilikatzug vom Pizzo della Croce (nördlich Mosogno im unteren Onsernone) fortsetzen lassen. — Ein Kennzeichen der Zone von Comologno sind zwischen den Phlebiten eingeschaltete Bänke z. T. grober Augengneise. Neben den Phlebiten sind häufig auch Biotit-Plagioklasgneise und Biotit-Mikroklingneise mit zurücktretender chorismatischer Ausbildung.

Zwischen dem N-Schenkel der Zone von Comologno und der darunter folgenden Zone von Vocaglia ist ein Zug von Granatgneisen bis Granatglimmerschiefern und Amphiboliten bis Hornblendegneisen einge-

lagert. Bis auf ein kleines Vorkommen hornblendereicher Gesteine konnten diese Gesteine im S des Isorno nicht gefunden werden und scheinen auch im W des Untersuchungsgebietes vollständig zu fehlen, so dass dort eine hypothetische Trennung zwischen den Zonen von Comologno und von Spruga (dem Äquivalent der Zone von Vocaglia) auf Grund des Wechsels im Hauptgesteinsscharakter vorgenommen wurde. — Diese die Zone von Vocaglia im N umhüllenden Paragesteine erreichen nördlich Crana als Zone von Ponte Oscuro ansehnliche Mächtigkeit (teils infolge Verfaltung). Gegen W verliert sich die Zone rasch, indem die glimmerreichen Granatgneise kontinuierlich in noch schwach granatführende und schliesslich granatfreie Lagengneise übergehen, so dass keine Trennung mehr gegenüber den Zonen von Vocaglia und Comologno erfolgen kann.

Die Zone von Vocaglia besteht aus Biotitgneisen von ausgesprochen lagiger und bänderiger Ausbildung. Infolge lokalen Absinkens der Gewölbeachse taucht sie gegen W unter, um dann mit dem allgemeinen Achsenanstieg westlich Comologno als Zone von Spruga wieder zu erscheinen. Dadurch resultiert im Gewölbe eine Satteldepression. — Die Zone von Spruga ist vorwiegend aus Bändernseisen und plattigen, feinkörnigen Biotitgneisen aufgebaut, die — häufiger im Vergeletto — auch Hornblende führen können.

Die tiefsten aufgeschlossenen Gesteine des Gewölbes umfasst die Zone von Crana. Sie besteht in ihrem Kern aus mächtigen Aplitgneismassen, die sich mit schlierig angeordneten Biotitgneisen verfingern. Umhüllt werden diese Gesteine von einer wechsellagernden Serie manifacher Biotitgneise von Bänder- und Lagencharakter. Daneben erscheinen gegen E grobe pegmatitische Gneise wie auch quarzarme Gesteine von dioritischem Aussehen. — Gegen E scheint die Zone auf Kosten der anderen Teilzonen des Gewölbes an Mächtigkeit zu gewinnen. Auffallend ist ihr plötzliches Anschwellen bei Crana, wodurch die umhüllenden Gesteine lokal N-S-Streichen besitzen. In ihrem Nordteil wird sie von einem mächtigen Kalksilikatzug begrenzt, der an der Mündung der Valle dei Pizzi infolge des lokalen Achsenabtauchens gegen W verschwindet. Sein tektonisches Äquivalent dürfte der Marmor-Kalksilikatzug von Alpe Casone sein, der im oberen Vergeletto infolge des allgemeinen Achsenanstieges auftaucht. Darunter würde wiederum die Zone von Crana erscheinen.

Bei diesem Wurzelgewölbe mutet es sonderbar an, dass entgegen den Erwartungen die Mächtigkeit der Gneiszonen (z. B. von Comologno) in ihrem S-Schenkel grösser ist als im N-Schenkel. Besonders deutlich

kommt dies im Querprofil der Riboschlucht zwischen Gresso und Crana zum Ausdruck. Im Gegensatz dazu sind aber die trennenden Paragesteinszüge und die begleitenden Amphiboliteinschaltungen gerade in diesem nördlichen Gewölbeteil in ihrer grössten Mächtigkeit entwickelt, während sie im S-Schenkel fast gänzlich fehlen und im W höchstens nur in sehr reduzierter Mächtigkeit vorhanden sind. Als Ursache ihrer Mächtigkeitsabnahme gegen W könnte vielleicht die damit parallelgehende starke Verbreiterung des Gewölbes gelten, was ein Auseinanderziehen der ursprünglich sedimentären Einschaltungen bewirkt hätte.

Es erhebt sich nun die Frage, wie dieses Wurzelgewölbe mit dem Bau der Wurzelzone nördlich Locarno in Einklang zu bringen ist. Als Liegenden der Zone von Mergoscia erscheint dort nach den Zonen von Gordevio (R. FORSTER (1947)) die mächtige Coccoomasse. Kommt man dagegen von W her, so muss unbedingt angenommen werden, dass die Zone des Onsernone die normale Unterlage der Zone von Mergoscia bildet.

R. FORSTER nimmt an, dass die Fortsetzung der tektonisch zur Antigoriomasse gerechneten Bavonagneiszunge, die bei Riveo-Someo im Maggiatal gegen SE abtaucht, zwischen den Zonen von Gordevio zu suchen ist, welch letztere dann die parallelgepressten umhüllenden Gesteine darstellen würden. Zieht man in Betracht, dass sich die petrographische Beschaffenheit der Gesteine der einzelnen Zonen z. B. durch Abnahme der Injektion ändert, wie auch, dass einzelne Zonen oder Gesteinszüge auskeilen können, so ist eine Verbindung einzelner Elemente in der Tiefe denkbar. In ihrer auf grosse Mächtigkeit bänderigen Ausbildung zeigt die Bavonagneiszunge grosse Analogien zur Zone von Spruga-Vocaglia. Auch die sie umhüllenden Granatgneise sind in ihrer Beschaffenheit wie auch ihrer Vergesellschaftung mit Hornblendegesteinen sehr verwandt mit jenen der Zone von Ponte Oscuro. In Berücksichtigung dieser Umstände scheint es möglich, dass die Bavonagneiszunge mit dem Wurzelgewölbe zusammenhängt.

III. Die Verruschelungen und die Neubildungen

Die Verruschelungen stellen scharf begrenzte, meist \pm senkrecht stehende Störungszonen dar, die aus kataklastisch beanspruchten Gesteinen aufgebaut sind.

Wie im Grossen das gesamte Gebiet von einer Unmenge von Ruschelzonen verschiedenster Ausmasse durchzogen wird, so weist auch im

Kleinen das einer Störungszone entnommene Handstück ein Netz von Rissen und Klüften auf. Und dasselbe Bild findet sich wieder im mikroskopischen Bereich, im Dünnschliff, vor, ja oft sogar im Einzelkorn.

Das Untersuchungsgebiet erscheint in dieser Weise durch eine Anzahl mächtiger, auf grosse Entfernungen verfolgbarer Verruschelungen in einzelne grosse Blöcke oder Schollen zerlegt, die durch die Störungszonen gegeneinander leicht verstellt sein können. Oft ändert sich das Streichen der Gesteine seitlich der Ruschelzonen etwas.

Daneben finden sich noch Unmengen kleinerer Verruschelungen oder bereits wieder verfestigter Kataklasezonen. Auch ganze Scharen paralleler und wiederverheilter dünner Risse, die oft fingerdick herauswittern und als schnurgerade, narbenartige Stränge die Felswände durchschwärmen, sind nicht selten.

Die Verruschelung kann — in der Richtung senkrecht zu ihrem Streichen gemessen — Breiten von über 100 m erreichen, wie dies z. B. zwischen Spruga und Comogno der Fall ist. Andere Störungszonen sind nur wenige Zentimeter mächtig, wobei es sich allerdings häufig um Scharen eng benachbarter, ± paralleler Trümmerzonen handelt, zwischen denen das Gestein praktisch unversehrt ist.

Manche grosse Risse und Klüfte können stark hervortreten, sich in Abständen in gleichartiger Ausbildung und mit gleichem Streichen und Fallen wiederholen und sind als grössere Bewegungsflächen kenntlich (Fig. 1, 2, 22). Viele Flächen tragen mächtige Rutschharnische. Die meisten sind Aderkataklasite mit gemischter blastokataklastischer und chymogener Füllung.

Zwischen diesen grösseren, die Ruschelzonen in einzelne Gesteinspakete aufteilenden Schubflächen ist der Gesteinskomplex noch von einem Netzwerk von Klüften und Rissen durchsetzt, und die dazwischenliegenden Gesteinsbruchstücke sind oft nur wenige Zentimeter gross. Da auch diese feinen Risse sich parallel wiederholen können, wird oft ein gerichtetes Gestein vorgetäuscht, ohne dass es sich um eigentliche Mylonite handelt.

Tafel II (eine Zusammenstellung von unter Leitung von Prof. Dr. W. LEUPOLD ausgeführten Kartierungen und eigenen Aufnahmen) zeigt den Verlauf der wichtigsten Störungszonen in der westlichen Tessiner Wurzelzone. Manche sind auf viele Kilometer ununterbrochen verfolgbar. Dazu kommen noch zahlreiche Verzweigungen und Verbreiterungen, deren Kartierung in einem anderen Maßstab zu erfolgen hätte. Die Erscheinung, dass sich einheitliche Ruschelzonen in ganze Systeme auflösen und so Scharen von Verruschelungen resultieren, die breite, stark



Fig. 1. Schwach geneigte Überschiebungsfläche mit deutlicher Kakiritisierung des Gesteines (Straße Comologno-Spruga).



Fig. 2. Überschiebungsfläche, als mächtiger, brecciose Aderkataklasit ausgebildet. Das Liegende ist ein Blastokataklasit. Im Hangenden ausgedehnte Kakiritisierung (Straße Comologno-Spruga).

zerrüttete Zonen darstellen, zwischen denen wieder festere Gesteinskämpe block- oder lamellenartig liegen, ist nichts Seltenes.

Die Verwerfungsbeträge an den Bewegungsflächen schwanken sehr und sind meist nicht genau messbar. Bei den älteren, E-W-verlaufenden Zonen können sie nach Ansicht von W. LEUPOLD (mündliche Mitteilungen) von der Größenordnung von hunderten von Metern sein. Bei den jüngeren, die obigen schneidenden Verruschelungen mit Hauptrichtung

NNW-SSE, dürfte es sich meist um Meter bis Zehner von Metern handeln. Verwerfungen von einigen Metern innerhalb der Ruschelzonen sind häufig und zeigen oft Schleppungserscheinungen. Ähnliches gilt auch von kleineren Verstellungsbeträgen, und dasselbe wiederholt sich auch im Dünnschliff.

Ein typisches Kennzeichen der Ruschelzonen sind die jungen Mineralneubildungen auf den Kluftflächen und in den Ruschelzonen, besonders Zeolith, Epidotmineralien, Chlorit, Quarz, Calcit und Sericit. Ein Teil lässt sich bereits makroskopisch voneinander unterscheiden. Manche können stellenweise angereichert sein und grossen Gesteinspartien ein verändertes Aussehen verleihen.

Besonders auffallend sind im Feld die Massen feinen dichten Epidotes, die als gelbe oder grüne Bänder und Adern das Gestein durchsetzen oder als Schichten in Klüften freiliegen. In zerrkluftartigen Hohlräumen kommen aber auch bis 1 cm grosse Kristalle vor.

Die verbreitetste Neubildung ist daneben der Sericit. Es gibt kaum Verruschelungen, in denen die seidigglänzenden, in dickeren Schichten grün erscheinenden Sericitbeläge der Risse und Klüfte dem Kakirit nicht das besondere Gepräge verleihen. Zunächst verwechselt man ihn mit Chlorit, doch ist dieser, wenn auch verbreitet, mengenmäßig gegenüber dem Sericit stark zurücktretend. Der Chlorit erscheint auch in feinsten Äderchen dunkelgrün, bei fehlendem Seidenglanz.

Gegenüber diesen praktisch in allen Ruschelzonen auch in makroskopischen Mengen enthaltenen Neubildungen sind die folgenden nur an bestimmte Vorkommen gebunden oder höchstens mikroskopisch feststellbar. Hierher gehört in erster Linie der Quarz. In kleinen Hohlräumen sind bis 3 mm grosse Kristalle anzutreffen; meistens handelt es sich um dichte, graue, bis mehrere Millimeter breite Adern von Quarzaggregaten, die netzartig das Gestein durchsetzen.

Weisse Adern und krustenartige Beläge bildet häufig der Calcit. Bis 1 cm grosse, ± isometrische Kristalle sind nicht selten; das Rhomboeder ist Hauptform. Vereinzelt wurde Calcit auch als Papierspat gefunden.

Das Charakteristikum mancher Ruschelzonen sind die Zeolith Desmin und Laumontit. Letzterer übertrifft den Desmin sowohl mengenmäßig wie in seiner Verbreitung und erscheint im Gestein entweder als ein Netz von weissen, sehr feinkörnigen Adern verschiedener Ausmasse oder als Anflug winziger Kriställchen in Klüften. Beim Desmin hingegen finden sich nicht selten grosse Flächen bedeckende Krusten mit Kristallen bis zu 5 mm Grösse. Oft sitzt er auch auf Schichten anderer Neubildungen wie Epidot oder Laumontit.

Prehnit kommt vor allem in Amphiboliten in Form grauweisser, dichter Adern vor; seltener findet man ihn als isometrische, bis 3 mm grosse Kristalle in Hohlräumen.

Lokal sehr angereichert kann auch Hämatit sein. Ungefähr auf der Höhe von Ligunci stehen in der grossen Ruschelzone von Spruga quadratmetergrosse Hämatitspiegel an. Sonst erscheint das Mineral nur in feinen Äderchen in Kataklasten oder diese pigmentartig lila färbend.

Demgegenüber treten die beiden anderen noch vorkommenden Erzmineralien Pyrit und Magnetit stark zurück. Pyrit bildet meist in Sericit eingelagerte Würfel mit Kantenlängen bis zu 3 mm, doch sind auch zentimetergrosse Kristalle anzutreffen. Er ist stets in Limonitisierung begriffen. Magnetit ist ganz selten und nur in Klüften magnetitführender Bändergneise zu finden.

In Rissen eines Amphibolites wurde auch strahlsteinartige Hornblende beobachtet.

Mikroskopisch konnte neben diesen Mineralien zudem Neubildungen von Titanit und Kalifeldspat sowie die Umlagerung von Biotit konstatiert werden.

In Spalten, die schon als Zerrklüfte zu bezeichnen sind (im Onsernone selten; sehr schön z. B. in den Bavonagneisen bei Cevio entwickelt), können all diese Mineralien auch als grössere, wohl ausgebildete Individuen angetroffen werden.

B. Allgemeines zur Kataklyse und zur Ausbildung der Verruschelungen

I. Zur Anlage und Entstehung der Verruschelungen. Beziehungen zu Geologie und Tektonik

Im Folgenden wird versucht, das Phänomen der Verruschelungen dem Rahmen der geologischen Situation einzufügen und, basierend auf Feldbeobachtungen und die regionale Geologie und Tektonik berücksichtigend, das wahrscheinlichste Bild der Entstehung zu entwerfen.

Betrachtet man den Verlauf der Verruschelungen im Onsernone und in den benachbarten Gebieten (Tafel II), so treten zwei Hauptrichtungen im Streichen dieser Störungszonen hervor: 1. eine N-S- bis NNW-SSE-Richtung und 2. eine mehr oder weniger E-W-verlaufende Richtung. Letztere ist besonders im Centovalli häufig, während im Onsernone die erstere weit vorherrscht.

Bei der Erörterung der Entstehung dieser jungalpinen Störungszonen müssen sowohl die grossräumigen tektonischen Vorgänge wie auch die lokalen geologischen Gegebenheiten berücksichtigt werden.

Es ist wahrscheinlich, dass für diese jüngsten Bildungen schon früh Voraussetzungen in Form von Spannungszentren geschaffen wurden. Die komplizierte Tektonik der Maggiaquerfalte und ihres Fächers ist ein deutliches, bis in unsere Region sich auswirkendes Zeichen besonderer Verformungerscheinungen in diesem Teil der Tessinalpen. Zahlreiche Verruschelungen streichen parallel dieser tektonischen Einheit. Mit R. FORSTER (1947) scheint es mir zudem nicht ausgeschlossen, dass eine Volumenzunahme infolge Injektionen und jungen Intrusionen zu Spannungen im Gebirgsbau geführt hat, die zum Teil erst bei den jüngsten mechanischen Beanspruchungen zur Geltung kamen.

Zur Auslösung der Vorgänge, die sich in der Gesteinszertrümmerung manifestierten, bedurfte es eines neuen Anstosses. Es ist klar, dass in Anbetracht der weiten Verbreitung der Ruschelzonen nur ein grosstektonischer Vorgang als Ursache in Frage kommt. Es ist hiebei in erster Linie an den Aufschub der Südalpen an der Insubrischen Linie (IL) (auch als Tonalelinie bezeichnet) und an die Aufrichtung der Molasse am Alpensüdrand zu denken. Schliesslich darf nicht vergessen werden, dass die mit der Zeit eingetretene Entlastung durch Abtrag der überlagernden Massen nicht unerheblich zu Ausgleichsbewegungen Anlass gegeben haben dürfte.

Die Ausbildung der Ruschelzonen lässt sich in verschiedene Phasen zerlegen, wofür sowohl Feldbeobachtungen als auch mikroskopische Befunde sprechen. Im allgemeinen wurden Phasen langandauernder mechanischer Beanspruchung ohne wesentliche Differentialbewegungen von vermutlich nur kurze Zeit dauernden, im Vergleich zu den ersten eher ruckartig zu nennenden Bewegungsvorgängen abgelöst. Dies gilt sowohl im Kleinen, nur lokal erfolgend und kleine Gesteinspartien erfassend, wie auch im Grossen, auf mächtigere Komplexe sich erstreckend.

Es ist somit an ein Wechselspiel zwischen Spannung erzeugenden und Deformationen auslösenden Kräften zu denken, an Prozesse und Verlagerungen, die andere nach sich ziehen. Diese wirken sich besonders an schon früh vorgezeichneten und dafür prädestinierten Stellen aus. Erst durch die Gesamtheit dieser Faktoren entstanden die Ruschelzonen als Ganzes.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte aber auch, wie die Wirkungen der Kataklase lokal und sporadisch erkennbar sein können, oft ohne dass für die Selektion ursprünglich vorhandene strukturelle oder texturelle Eigentümlichkeiten der Gesteine konstatierbar sind (z. B. Zer-

fall eines Einzelkornes in ein Trümmeraggregat bei total heil erscheinender Umgebung). Bei der Deutung solcher Erscheinungen muss an die verschiedenen Festigkeitseigenschaften der Einzelkörner gedacht werden. Es ist denkbar, dass zunächst viele Mineralkörner in Spannungszustand versetzt werden, ohne vorerst zu zerbrechen. Beim Freiwerden lokal akkumulierter Energien ist es möglich, dass einzelne davon betroffene Körner zertrümmert werden, wobei für die benachbarten Individuen eine Entlastung stattfindet.

Bei den Gesteinen als Kristallaggregaten wird sich die Anisotropie des Einzelkornes wie auch jene des Gesteines, bedingt durch strukturelle und texturelle Eigentümlichkeiten, immer wieder bemerkbar machen.

Was das mechanische Verhalten der Gesteine im allgemeinen betrifft, so wechselt es bekanntlich nach Art und Dauer der Beanspruchung. Die der Erde eingegliederten Gesteine verhalten sich gegenüber lange währenden, konstanten Beanspruchungen oft wie zähe Flüssigkeiten. Bei kurze Zeit wirksamen, grossen, die Festigkeitsgrenze überschreitenden Beanspruchungen treten Bruch, Scherungsbruch oder Gleitung auf und damit Unstetigkeiten in der Bewegung. Die physikalischen Prinzipien des mechanischen Verhaltens von Gesteinskomplexen wurden schon vielfach erörtert (U. GRUBENMANN-P. NIGGLI (1924), P. NIGGLI (1948), W. SCHMIDT (1925, 1932, 1939), R. SCHWINNER (1924, 1928, 1936), H. CLOOS (1921, 1930, 1931) u. a.). In neuerer Zeit werden immer eingehender analoge Probleme an Schnee und Eis sowie an den Metallen studiert. Es seien nur die Untersuchungen von W. EPPRECHT (1952) und E. BUCHER (1948) erwähnt. Auf die Vielfalt der Faktoren und Probleme, die beim Fragenkomplex der Gesteinsfestigkeit und des mechanischen Verhaltens der Gesteine zu berücksichtigen sind, hat neuerdings P. NIGGLI (1948) zusammenfassend hingewiesen.

In den Verruschelungen müssen die Widerstände und damit die entstehenden Beanspruchungen und Belastungen lokal auf engem Raum stark variiert (bzw. lokal sich akkumuliert) haben, was aus dem raschen Wechsel zu schliessen ist, den die Intensität der Kataklase auf kürzeste Distanzen aufweisen kann. So können vollkommen zertrümmerte Partien unmittelbar neben kaum beanspruchten, nur mehr etwas durchklüfteten Gesteinen auftreten (Fig. 3).

Beim Freiwerden von inneren Kräften, verursacht durch einen äusseren Anstoss, bildet sich — wie das bei der grossen Ruschelzone zwischen Spruga und Comogno sehr schön zum Ausdruck kommt — ein System paralleler Kluft- und Überschiebungsfächen aus, längs wel-

chen sich die Teilstücke des derartig aufgeteilten Gneiskomplexes gegeneinander bewegt haben (Fig. 1, 2). Es handelt sich jedoch fast stets nur um gegenseitige Verschiebungen grösserer Gesteinspartien gegeneinander, nicht aber um stärkere, die Gesteine im Inneren überall erfassende Differentialbewegungen, wie sie zur Entstehung eigentlicher Gesteinsmylonite notwendig wären. Jüngste Zeugen solcher Bewegungen sind die Rutschharnische. Sie verdanken ihre Entstehung lokal und momentan wirksamen Kräften, die bereits vorhandene Schwächezonen benutzen. Daneben ist intern das Gestein nicht mehr in Mitleidenschaft gezogen.

An lokalen geologischen Gegebenheiten, die von Einfluss auf die Ruschelzonenbildung sein können, sind vor allem primäre, d. h. schon vorhandene Falten und Verknetungen des Gesteines zu erwähnen. So verlaufen viele Ruschelzonen in Richtung von Faltenachsen. Bereiche stärkerer Verfaltung scheinen bei der Ausbildung von Verruschelungen sowohl eine begünstigende als auch hemmende Rolle zu spielen. Einerseits hatte oft die komplizierte innere Struktur eine Versteifung zur Folge, anderseits half die Verfaltung mit, die eingangs erwähnten Spannungen zu steigern. So ist im stärker gefalteten Gebiet zwischen Crana und Ponte Oscuro eine Häufung konkordanter, aber infolge der raschen Änderungen im lokalen Streichen und Fallen nur auf relativ kurze Distanz ausgebildeter band- bis aderartiger Kataklasite festzustellen.

Prädestinierte Stellen für Ruschelzonen werden auch durch Änderungen im Axialverlauf der Grossfalten geschaffen. So zieht die grosse Störungszone von Spruga gerade dort durch, wo die Achse des Wurzelgewölbes gegen W anzusteigen beginnt. Mit einer analogen Erscheinung fällt die Störung zusammen, die das grosse Tal zwischen Crana und Vocaglia bildet.

Dass auch die Schieferungsebene der Gneise unter Umständen als Bewegungsfläche bevorzugt wird, ist zu erwarten. Dafür sprechen die konkordanten Aderkataklasite. Bei deren Verlauf, wie auch bei mikroskopischen Trümmerzonen, kann festgestellt werden, dass diese sehr oft an bereits vorhandene Unstetigkeitsflächen gebunden sind. Oft werden die angreifenden Kräfte in solche abgelenkt.

Gewissen primären geologisch-petrographischen Faktoren kommt somit ein regelnder und richtungsbestimmender Einfluss auf die einwirkenden Kräfte zu.

Da im Raume der Tessiner Wurzelzone eine mehrfache Kataklase stattfand, ist verständlich, dass neue Beanspruchungen bereits vorhandene Schwächezonen wiederbelebt haben (Fig. 3: die jungen Risse im Gneis der rechten Bildhälfte liegen in alten Aderkataklasiten). Am deut-

lichsten ist dies an den Rutschharnischen ersichtlich. Es ergaben vor allem ältere, reichlich mit Neubildungen verkittete Trümmerzonen ausgezeichnete neue Gleitflächen. Am häufigsten bekleiden Epidot und Sericit die Rutschharnische. Ist eine verheilte Trümmerpartie in sich stark verfestigt, so wird die Grenzebene zwischen ihr und dem Gestein zur neuen Unstetigkeitsfläche. — Wie im Grossen, so zeigt auch im Kleinen das mikroskopische Bild, wie erneut angreifende Kräfte alte Bahnen benutzen.

Während somit auf den ersten Blick die Bereiche der makroskopischen und mikroskopischen Gesteinszertrümmerung ausser den zwei vorherrschenden Hauptrichtungen im Streichen der Ruschelzonen in keiner Beziehung zur Geologie und Tektonik zu stehen scheinen, ergeben sich bei näherem Zusehen doch mannigfache Abhängigkeiten: Voraussetzungen für die Anlage von Ruschelzonen in Form latenter Spannungen dürften durch die komplizierte Tektonik geschaffen werden. Wenn Richtungsänderungen, Unstetigkeiten, Abweichungen der Unregelmässigkeiten in geologischen Strukturen und tektonischen Linien auftreten, so sind dies oft Bereiche, die der mechanischen Beanspruchung weniger widerstehen konnten. Dass für zahlreiche Verruschelungen lokale Voraussetzungen nicht gefunden werden können, beruht wohl darauf, dass zu jeder grösseren Störungszone ein System von begleitenden Rissen, Trümmerzonen und Bewegungsflächen gehört, längs denen die zu erwartenden Ausgleichsbewegungen stattfanden.

Viele, wenn nicht die meisten Tal- und Schluchtanlagen gehen auf Ruschelzonen zurück. Vielerorts erodiert das Wasser jedoch bereits wieder in mehr oder weniger gesundem Fels. Auch die Talanlage des Onsernone ist — wenigstens zum Teil — durch Verruschelungen verursacht, die in oder parallel der Gewölbeachse verlaufen. Ganz deutlich ist der Ribodurchbruch von Gresso bis zur Mündung durch Störungszonen bedingt. Eindrückliche Beispiele von engen Schluchten, die auf schmale, scharf begrenzte Ruschelzonen zurückgehen, stellen zahlreiche Tälchen im ganzen Onsernone dar, so z. B. die gewöhnlich wasserlose Schlucht 50 m westlich Corbella. In breiten Störungszonen entstehen stets schutterfüllte Runsen (oft mehrere parallel), wie z. B. die Täler in der Umgebung von Gresso sowie die Täler zwischen Comogno und Spruga. In letzteren finden sich prächtige Beispiele von Talfanken, die durch Schubflächen gebildet werden. — Schräg oder senkrecht zu Bergkulissen verlaufende Ruschelzonen haben in diesen sehr häufig sattelförmige Einsenkungen sowie treppenförmige Absätze zur Folge. Oft wiederholen sich solche Formen in parallelen Kulissen und zeigen den Verlauf der Verruschelung an.

II. Systematik der richtungslos kataklastischen Gesteine, der Kataklastite s. l.

Die Störungszonen des Untersuchungsgebietes sind recht heterogen zusammengesetzt. Es können darin die im Folgenden zu besprechenden Bildungen in verschiedenen Mengenanteilen vorkommen, einzelne gänzlich fehlen, andere wieder in manchen Ruschelzonen vorherrschen oder allein an ihrem Aufbau beteiligt sein.

Bei der Systematisierung der durch Kataklase entstehenden ungerichteten Bildungen schien uns neben dem Grad und der Art der Zertrümmerung auch der Grad der Rekristallisation sowie die Beteiligung von Neubildungen ein ausschlaggebendes Merkmal zu sein. Die angeführten Typen entsprechen Endgliedern, die z. T. nur in ganz untergeordneten Mengenanteilen in den Ruschelzonen verwirklicht sind. Dass die mannigfachsten Übergänge vorhanden sind, versteht sich von selbst. Es handelt sich zumeist um Bildungen, die sich einem dieser Typen der Systematik annähern oder die in sich so komplex sind, dass erst deren Einzelbauelemente in die Systematik eingeordnet werden können. Da manche Zonen zudem eine mehrfache Beanspruchung erfahren haben, kann man dort von polykataklastischen Gesteinen sprechen.

Es sind folgende Bildungen zu unterscheiden:

- A. Primäre Kakirite (Dislokationsbreccien mit Gesteinsbruchstücken; Gesteinstrümmerbreccien ohne wesentliche interne Mineralkornkataklase)
 - a) Ohne wesentliche Neubildungen
 - b) Mit Neubildungen auf den Kluftflächen
- B. Kataklastite s. str. (Zertrümmerung bis aufs Einzelkorn)
 - a) Kataklastite ohne wesentliche Neubildungen und Rekristallisationen
 - b) Blastokataklastite
 - 1. mit einfachen Rekristallisationsvorgängen
 - 2. mit zusätzlicher neuartiger Mineralbildung infolge internen Stoffaustausches
 - c) Gang- bis Aderkataklastite (Phlebite) (AK)
 - 1. mit blastokataklastischer Füllung, übergehend in solche mit gemischter und schliesslich
 - 2. mit rein chymogener Füllung
- C. Sekundäre Kakirite (Kataklastite werden neu zu Dislokationsbreccien verformt).

Da ich den Begriff Mylonit nur auf Gesteine mit makroskopisch und mikroskopisch hervortretender, durch Differentialbewegungen entstandener Paralleltextur anwenden möchte, und dies für die kataklastischen Gesteine des Onsernone, abgesehen von einigen lokalen und engbegrenzten Ausnahmen, nicht zutrifft, bezeichne ich diese Gesteine in ihrer Gesamtheit als Kataklastite s. l., wobei dazu auch die Kakirite zu zählen wären. Die unter Punkt B angeführten Gesteine wären die eigentlichen oder Kataklastite s. str. — Kataklastite und Mylonite zusammen ergeben allgemein die rupturell deformierten Gesteine.

A. Die Bezeichnung Kakirit soll im ursprünglichen Sinne von F. SVENONIUS (1911) und P. J. HOLMQUIST (1910) gebraucht werden, und zwar für Gesteinsbreccienbildung, wenn die Zertrümmerung grössere Gesteinspartien als Ganzes erfasst, ohne dass Einzelkornkataklase das Gesteinsbild beherrscht. Eine Zusammenstellung anderer für Kakirite verwendeter Bezeichnungen findet sich in der „Gesteinsmetamorphose“ S. 219. Das wesentliche Merkmal ist, dass der ganze Gesteinskomplex von unzähligen Kluftflächen aller Richtungen durchgesetzt wird, wobei die dazwischenliegenden Bruchstücke wenig oder gar nicht Kornzertrümmerung aufweisen. Die Fälle a und b sollen im physiographischen Teil gemeinsam behandelt werden, da sie sich nur im Grad der Beteiligung von Neubildungen voneinander unterscheiden.

B. Während bei Kakiriten die Gesteinsbrecciierung das wesentliche Merkmal ist, hat bei den Kataklastiten s. str. Mikrobreccienbildung stattgefunden. Die Zertrümmerung erstreckt sich hier auch auf das Einzelkorn. Ist bereits eine mit der Zertrümmerung kontemporäre oder spätere Rekristallisation und Mineralneubildung bemerkbar, so spreche ich von Blastokataklastiten. Bei den Blastokataklastiten des Onsernone fehlen in grösseren Gesteinskomplexen niemals Neubildungen; ebenso kommt der Typus der einfachen Rekristallisation nur in relativ engbegrenzten Bereichen vor.

Kataklastite, die mit scharfen Grenzen aderartig das sonst mehr oder weniger heile Gestein durchziehen, sollen in Analogie zu den lagerungsmässig identisch auftretenden Gangmyloniten als Gang- oder Ader-kataklastite (AK) bezeichnet werden. Diese AK gehören im Grunde genommen zu Punkt b 1 und b 2. Da ihr gang- und z. T. netzförmiges Auftreten jedoch so charakteristisch ist, zudem auch die Möglichkeit besteht, dass in ihnen eine Feinheit der Zertrümmerung erreicht wird, die lokal praktisch Isotropie zur Folge hat, somit ein Extremfall der Kataklase vorliegt, erschien ihre Absonderung zweckmässig.

C. Schon als Kataklaste s. str. vorliegende Gesteine können durch eine spätere Beanspruchung erneut brecciiert werden und liefern so sekundäre Kakirite im Gegensatz zu den primären, die durch Zerbrechen des noch kataklastisch unbeanspruchten Gesteines resultieren.

III. Altersbeziehungen der Kataklasten in der Tessiner Wurzelzone

Um die einzelnen Bildungen den tektonischen Vorgängen zuordnen zu können, sei zunächst auf bereits bekannte einzelne Kataklasten in der Tessiner Wurzelzone verwiesen.

E. DAL VESCO (Arbeit in Vorbereitung) fand, dass in den basischen Intrusiva im Hangenden des Castionezuges die unter Katabedingungen entstandenen Mineralien von einer Kataklaste erfasst wurden, während die unter Mesobedingungen aus den Katabildungen hervorgehenden Mineralien diese Beanspruchung nicht aufweisen. Es handelt sich hier also offenbar um eine erste, sehr frühzeitige Kataklaste (Kataklaste I). Hierher dürfte wohl auch die frühe Kataklaste gezählt werden, die P. WALTER (1950) an den Gesteinen der Ivreazone feststellt. Während diese Gesteine wahrscheinlich noch unter relativ hohem hydrostatischem Druck und hoher Temperatur standen, wurden sie unter gleichzeitiger Umkristallisation kataklastisch deformiert. Diese Beanspruchung ist auch an den angrenzenden Canavesegesteinen erkennbar. P. WALTER sieht die Intrusion der Magmen der Ivreagesteine und somit deren erste Kataklaste als alpin früh- bis synorogen an.

Wohl auf die starke Injektion und Erwärmung (Warmverformung) ist es zurückzuführen, dass die Beanspruchung, in deren Gefolge die Pegmatite eindringen konnten, mikroskopisch nur spärliche mechanisch deutbare Spuren hinterlassen hat (Kataklaste II). Sie zerfällt in mehrere Teilbeanspruchungen. So stellen die zur hydrothermalen Phase der Injektion zu rechnenden reinen Quarzadern jüngere Spaltenfüllungen dar. Auch erlitt das frühe pegmatitische Material im Gebiet von Castione mechanische Einwirkungen, während die Ausscheidungen aus Na-reichen Spätlösungen diese Kataklaste nicht mehr zeigen (A. MITTELHOLZER (1936)).

Weithin klar erkennbar ist die spätere Kataklaste, welche auch die jungen Pegmatite (also das jüngste damals vorhandene Gestein der Tessiner Wurzelzone) betroffen hat. Diese Phase ist nach H. P. CORNELIUS (1930) durch den Aufschub an der Insubrischen Linie (IL) verursacht worden. Er setzt diese Vorgänge zur Hauptsache zwischen das Ende des Oligocäns und das Mittelmiocän an (Kataklaste III).

CORNELIUS unterscheidet eine weitere, noch jüngere Beanspruchung, die mit der Aufrichtung der Molasse am Alpensüdrand zusammenhängt und zwischen das Mittelmiocän und Mittelpliocän (Transgression am Alpensüdrand) einzuordnen ist. Diese Bewegungen haben nach CORNELIUS junge Brüche im Seengebirge und in der Wurzelzone verursacht (Kataklase IV).

Es erhebt sich nun die Frage, welchen Anteil diese einzelnen Phasen an der Entstehung der Gesteine der Ruschelzonen des Onsernone haben und ob eine Parallelisierung überhaupt möglich ist.

Der äussere Charakter der Verruschelungen und die Art der Kataklase der betreffenden Gesteine ist in der gesamten Tessiner Wurzelzone ein sehr ähnlicher. So fanden E. DAL VESCO und R. FORSTER im Verzascatal und im unteren und mittleren Maggiatal dieselben jungen Kataklasite, wie sie im Onsernone, Vergeletto, Centovalli und in der Ivrea-zone von R. KERN, P. WALTER und mir angetroffen wurden. Vor allem gehören die Neumineralisation, die Kluftausfüllungen und die Wieder-verfestigung in den Verruschelungen dieser Gebiete stets demselben Typus an. Es ist somit berechtigt, die Erscheinung dieser jungen Störungszonen in der Wurzelzone und in den benachbarten Gebieten als eine Einheit zu behandeln.

Aus Feldbeobachtungen und mikroskopischen Befunden kann innerhalb der Verruschelungen des Onsernone und Centovalli mit Sicherheit nur auf drei zeitlich gut unterscheidbare kataklastische Beanspruchungen geschlossen werden, von denen indessen jede wieder mehrere Phasen aufweisen kann:

1. Im Onsernone sind die konkordant oder schwach diskordant auftretenden Aderkataklasite (AK) die ältesten Bildungen; im Centovalli alle jene meist flach gegen N einfallenden äquivalenten Gesteine. Sehr häufig durchsetzen sie total heile Gesteinsverbände, die keinerlei Kakiritierung zeigen. Manchmal handelt es sich um Bildungen, denen jedes chymogene neuausgefällte, mit ihrem Entstehungsprozess im Zusammenhang stehende Material als Zement fehlt. Diese letzteren sind unter den AK die ältesten.

2. Diese Bildungen werden von zumeist steilstehenden, gleichartig beschaffenen geschnitten, die aber alle chymogenes Material als Zement besitzen. Die Kataklase, welche diese jüngeren AK erzeugt hat, ist diejenige, welche die Entstehung des Grosssteils der Kataklasite s.l. des Onsernone zur Folge hatte. Ihr sind die meisten der so zahlreichen Ruschelzonen zuzuordnen, in denen diese auf weite Strecken ± im Streichen der Verruschelungen verlaufenden AK als Schubflächen ein hervorstechendes Merkmal bilden.

3. Ihr folgte eine nochmalige Beanspruchung, welche jedoch im wesentlichen nur noch eine intensive Kakiritisierung erzeugt. Daneben entstehen zahlreiche Rutschharnische.

Nach Ansicht von Prof. Dr. W. LEUPOLD (mündliche Mitteilungen) sind die Störungszonen, welche die in Wurzelstellung befindlichen Gneise mit flachem N-Fallen schneiden und die im Onsernone sich in den konkordanten AK wiederfinden, verursacht durch das Unterfahren an der IL. Sie entstanden durch Ausweichbewegungen nach S. Verstellungs beträge sind schwer feststellbar und dürften sehr variieren. — Es ist anzunehmen, dass die Beanspruchung bei den E-W-verlaufenden Verstellungen sich recht unterschiedlich ausgewirkt hat, und somit Ausgleichsbewegungen stattfinden mussten, die sich in den jüngeren, meist steilstehenden und NNW-SSE-streichenden Verruschelungen manifestierten. Dieser Anschauung möchte ich mich anschliessen.

Bevor nun versucht wird, diese kataklastischen Bildungen zu den einzelnen Kataklasen von S. 21 und zur Pegmatitinjektion in Beziehung zu bringen, sei festgehalten, dass sich die Bewegungen in der Zone, wo heute die Ivreagesteine liegen und die IL verläuft, über ein sehr grosses Zeitintervall erstrecken, wie aus den Untersuchungen von P. WALTER hervorgeht. Höchst wahrscheinlich gehen alle heute im Tessin feststellbaren einzelnen Kataklasen direkt oder indirekt auf diese insubrischen Bewegungen s.l. (mit den embryonalen ersten Stadien) zurück. Die folgende Gliederung bezweckt, die einzelnen Beanspruchungen mit distinkten Vorgängen zu korrelieren, wobei unter dem Aufschub an der IL nur die mit der eigentlichen Ausbildung dieser in ihrer heutigen Form vorliegenden tektonischen Fläche verbundene Bewegung gemeint ist.

Ob und welches in den Gneisen der Wurzelzone Spuren der Kataklase I sind, kann wohl nur schwer entschieden werden. Gneisifizierung und spätere Injektion haben sicher stark überprägend und verwischend gewirkt. Vielleicht sind manche gänzlich vergneiste Risse und Brüche in gefalteten Gesteinen hierher zu rechnen.

MITTELHOLZER (1936) betrachtet die Kataklasse, welche in den Pegmatiten des Castionezuges durch Na-reiche Lösungen verheilt wurde, also dort noch vor dem Ausklingen der Injektion erfolgte, bereits als mit dem Aufschub an der IL (Kataklase III) zusammenhängend. Ich glaube, diese Erscheinung als Kataklase II deutlich davon abtrennen und vordatieren zu müssen, indem bei der Ausbildung der IL (zumindest deren letzten Hauptphase) der Gesamtinhalt der Pegmatite zertrümmert wurde. So durchschneiden im Centovalli und Onsernone im Streichen der IL verlaufende älteste Kataklasite alle pegmatitischen

Tabelle I

Kata-klasse	Ursache	Vermutliche Datierung	Andere, ± gleichzeitig erfolgende geologische Vorgänge	Auswirkungen der Kataklase Resultierende Gesteine
I	S-N gerichteter gebirgsbildender Schub	Alpin früh- bis synogen	Intrusion d. Magmen der Zone von Ivrea in einzelnen Schüben. Evtl. Intrusion der alpinen Ophiolithe u. der basischen Magmen des Castione-zuges	Kataklase und Mylonitisierungen bei gleichzeitiger Umkristallisation unter Kataklasenbedingungen in den Intrusiva der Ivreazone. Ausbildung von Blastomylonitzen. Mylonitisierungen in den Canavesegesteinen, z. T. deren Epimetamorphose. Kataklase an den Kataklasenmineralien der basischen Intrusiva des Castionezuges. — In den übrigen Gesteinen stark verwischt und nicht mehr kenntlich
II	Bewegungen im Gefolge der Intrusion des Bergeller-massivs und des Tonalites von Melirolo (?). Einleitende Frühphase des Insubrischen Aufschubes	Wahrscheinlich Ende Oligocän bis spätestens älteres Miocän	Tessiner Injektion. Vermutlich auch Intrusion der weissen Pegmatite in der Ivrea- und Kinzigitzone (?)	Aufreissen der mit pegmatitischem Material erfüllten Spalten, vor allem in der Wurzelzone. Kataklase der fruhgebildeten Mineralien in den Pegmatiten und ihre Verheilung mit Na-reichen Spätlösungen im Raum von Castione. — Übergehend in Kataklase III

III	Auf-schub an der IL	Aus-weich- u. Aus- gleichs- bewe- gungen in der Wurzel- zone	Früh- bis Mit- telmiocän	Ausgedehnte Kataklase aller Gesteine in der gesamten Tessiner Wurzelzone und in den angrenzenden Gebieten. Ausbildung mächtiger Kataklasitonen längs der IL und grosser E-W-streichender Bewegungsflächen in der Wurzelzone. Starke Lösungsumsätze in den beanspruchten Gesteinen
IV	Aufricht- ung der südal- pinen Molasse	Zwischen Mit- telmiocän und Mittelpliocän		Weitgehende erneute Zerrüttung im gesamten Raum der Tessiner Gneise und im Seengebirge. Ausbildung von N-S- bis NW-SE-verlaufenden Trümmerzonen mit grossen Massen von Kakiriten und Kataklasiten. Fortdauer des starken Lösungsumsatzes und Bildung neuer Mineralien in den Trümmerzonen
V	Bewegungen in- folge allgemeiner Entlastung	Oberpliocän (?) bis rezent		Nur noch Kakiritisierungen mit Zurücktreten von Neubildungen. Rutschharnische auf Neubildungen der Kataklasen III und IV

Bildungen. Zur Zeit dieses Aufschubes muss die Injektion bereits abgeschlossen gewesen sein, denn sonst wäre sie zumindest mit leichtwandernden Lösungen auch in die mächtigen Brüche und Trümmerzonen erfolgt. Allerdings kommt P. WALTER in seinem Untersuchungsgebiet bezüglich der weissen Pegmatite in der Kinzigit- und Ivreazone zu anderen Schlussfolgerungen und vermutet für sie ein jüngeres Alter als jenes der Ausbildung der IL. — Als Kataklase II seien hier somit alle Beanspruchungen zusammengefasst, die mit dem Phänomen der Injektion in der Wurzelzone in Verbindung stehen: das Aufreissen der Pegmatitspalten und der begleitenden Klüfte und die Bewegungen während und unmittelbar nach der Injektion. Es würde jedoch die Kataklase II in die Kataklase III übergehen, und die Ursache für die Kataklase II könnte in einer einleitenden, dem eigentlichen Insubrischen Aufschub vorauselgenden Frühphase liegen.

Die ältesten kataklastischen Bildungen des Untersuchungsgebietes, die flach gegen N (durch Ablenkung teils auch gegen E) einfallenden AK und etwaige mit ihnen verbundene andere Kataklasite möchte ich der Kataklase III zuordnen. Im Centovalli und in der Zone von Ivrea gehören ihr zumindest der Grossteil der parallel der IL streichenden Kataklasezonen an. Für diese Annahme spricht der der IL konforme Verlauf dieser Bildungen, die meist Gleitzonen darstellen. — Kataklase III und die spätere Kataklase IV haben den Gesamtinhalt der Pegmatite in ein Trümmerhaufwerk verwandelt.

Die jüngeren, die Bildungen der Kataklase III quer durchsetzenden Verruschelungen wären dann die Folge von Ausgleichsbewegungen, welche gut durch die Aufrichtung der südalpinen Molasse angeregt sein könnten (Kataklase IV).

Zu den jüngsten bis rezenten Bildungen gehören vor allem jene Kakirite, deren Wiederverfestigung wenig weit gediehen ist, deren Kluftflächen nur sehr spärlich oder gar keine Neubildungen führen; sowie jene Rutschharnische, auf denen auch späteste Neubildungen ausgewalzt sind. Hierher sind auch bergschlagsähnliche Erscheinungen wie auch die allgemeine Absonderung und Durchklüftung der Gesteine zu stellen. Sie alle seien zur Kataklase V zusammengefasst, obwohl eigentlich besonders bei den letzteren von keiner im Moment der Ausbildung noch aktiven direkten Beanspruchung mehr gesprochen werden kann, sondern eher von einer verbliebenen Spannung. Die auslösende Ursache ist vor allem in der Entlastung infolge Abtrages zu suchen.

Übersichtshalber seien diese mutmasslichen Zuordnungen in Tabelle I zusammengestellt, wobei sich die zeitlichen Datierungen vor

allem auf H. P. CORNELIUS (1930), R. STAUB (1937, 1949) und P. WALTER (1950) stützen. Sie ist nur als Versuch und Arbeitshypothese aufzufassen, wie sich diese aus den Beobachtungen in der westlichen Tessiner Wurzelzone ergeben. Die neuesten Untersuchungen von R. STAUB (1949) zeigen, dass in den Südalpen bis in postmiocäne Zeit hinein noch ausgedehnte Bewegungen einzelner tektonischer Bauelemente stattgefunden haben. In der Tabelle wurden jedoch nur jene angeführt, die in der Tessiner Wurzelzone selber oder in ihrer Nachbarschaft erfolgten, so dass sich eine Beziehung zu den in jenem Raum unterscheidbaren Kataklasten aufdrängt. Aber auch sie sind — zumindest teilweise — ihrerseits durch grossräumige tektonische Phänomene des Alpenkörpers angeregt worden.

C. Physiographie der Kataklastite s.l.

I. Primäre Kakirite

Es können alle Gesteine von der Kakiritisierung betroffen werden. Diese gesteinsmässige Zertrümmerung bildet die Hauptmasse der Rutschelzonen als Ganzes. Der Fels ist nach allen Richtungen von zahllosen Kluftflächen durchsetzt (Fig. 1, 2, 3), so dass kein Handstück geschlagen werden kann, das nicht bereits durch vorbestimmte Flächen begrenzt wird. Die erhaltenen Trennflächen sind zumeist in grösserer oder kleinerem Masse mit Neubildungen ausgekleidet, vor allem Sericit, Epidot, Calcit, Chlorit Zeolithen und seltener Hämatit. Durch nachträgliche Bewegungen können diese Neubildungen wieder verworfen werden, wobei zum Teil weithin sichtbare Rutschharnische resultieren.

Kakirite ohne wesentliche Neubildungen auf den Kluftflächen sind seltener. Sie dürften wohl die Folge jüngster Beanspruchungen sein, wobei der interne Lösungsumsatz nicht genügt hat, um die Fugen auszukleiden.

Oft setzt die Kakiritisierung und somit Verruschelung ganz unvermittelt ein, wobei das benachbarte Gestein höchstens vereinzelte Sprünge aufweist (Fig. 3). Das zwischen den Klüften liegende Gestein ist also mehr oder weniger heil geblieben, es zeigt nur geringfügige interne Kataklasten. Allerdings wird die Gesteinsstruktur häufig durch den auf den Kluftflächen befindlichen grünen Sericit verschleiert. Ist dieser auf den ersten Blick nicht als eine sekundäre Schicht erkennbar, so sieht das Gestein in seiner grünlich-grauen Farbe und der durch die wachsglän-



Fig. 3. Stärkste Kakiritisierung unmittelbar neben nur relativ schwach durchklüftetem Gneis. Die Klüfte im letzteren sind neu aufgerissene diskordante Aderkatasite (graue Adern). Die die Aderkatasite erzeugenden Bewegungen sind an den Verstellungen der hellen aderartigen Bestandmassen des Gneises sichtbar.

$1/7$ nat. Größe.

zende Sericithaut durchschimmernden Gneisstruktur wie ein Kataklastit s.str. aus. Diesen oft hauchdünnen Sericithäutchen gegenüber sind die übrigen Neubildungen sogleich als Beläge bestimmbar.

In den sehr verruschen Kakiriten kann auch eine bestimmte Kluftrichtung vorherrschen, so dass das Gestein in grösserer Verbande durch diese junge Beanspruchung parallel struiert erscheint und man wiederum bei kurSORischer Betrachtung an einen Mylonit denken würde. Es zeigt sich aber auch hier, dass das zwischen den Klüften befindliche Gesteinsmaterial gleich beschaffen ist wie in den massig erscheinenden Kakiriten. Die soeben erwähnte Kakiritisierung mit pseudomylonitischer Textur ist häufig in der Nähe grösserer, ausgeprägter Überschiebungsfächen zu finden. An Schubflächen kann zudem die Gesteinsbrecciierung derart fein werden, dass die Grösse der Bruchstücke auf wenige Millimeter sinkt und ein Steinssand entsteht.

Es erhebt sich nun die Frage, inwiefern die Kakiritisierung von der Gesteinsbeschaffenheit abhängt. Es konnten gewisse Eigentümlichkeiten gefunden werden, die sehr häufig sind. Sie sind bei Kakiritisierung des betreffenden Gesteines zu erwarten, müssen aber nicht notgedrungenerweise auftreten. Dass sich zwischen den Ausbildungen der Kakirite ganz verschiedener Gneise auch alle Übergänge finden, ist selbstverständlich.

Die ausgedehntesten zusammenhängenden Kakiritmassen scheinen immer dort aufzutreten, wo das Ausgangsgestein im Grossverband recht homogen ist. D. h. in mächtigen, gleichförmig struierten Gneisen erfolgt normalerweise bei mechanischer Beanspruchung die räumlich ausge-dehntere Gesteinsbreccierung als in grob- und unregelmässig chorismatischen Gesteinen. So quert die grosse Ruschelzone von Spruga Biotit-gneiskomplexe, die in beträchtlichen Mächtigkeiten stets gleichbleibenden phlebitischen Charakter haben. In Gesteinsverbänden mit rasch aufeinanderfolgender Wechsellagerung, in denen z. B. Bändergneise mit phlebitischen und nichtchorismatischen Gneisen alternieren, können die Kakirite wohl noch zahlreich sein, doch erreicht eine Kakiritzone für sich selten Mächtigkeiten von Zehnern von Metern. Dies ist z. B. der Fall in fast allen Tälern der Zone von Spruga. Somit ist die Homogenität des Gesteinsverbandes im Grossen von Einfluss. Die mechanische Erklärung ist naheliegend.

So wie sich die Bedingtheit durch den primären Gesteinsverband im Grossen äussert, so sind es auch im Kleinen gesehen strukturelle und texturelle Eigenschaften, die von Einfluss auf das resultierende Kataklasebild im Handstück sind. Auch in der Bedingtheit der Kakritisierung im Kleinen durch die Gesteinsbeschaffenheit sind Gesetzmässigkeiten festzustellen, jedoch äussern sie sich nur so lange, als die mechanische Beanspruchung nicht zu intensiv war.

Die absolute Grösse der Kakiritbruchstücke variiert sehr je nach der Intensität der Beanspruchung. Sollen die einzelnen Bruchstücke verschiedener Gneise der Kakiritzonen miteinander verglichen werden, so erhebt sich als erste Schwierigkeit die Frage, ob die einzelnen Gesteine überhaupt unter denselben Bedingungen gestanden haben. Für ein und dieselbe Ruschelzone wäre dies, was die angreifenden Kräfte anbelangt, wohl anzunehmen, jedoch muss berücksichtigt werden, ob nicht schon gleich zu Beginn diese Kraft infolge der Inhomogenität des Gesteinskörpels im Grossen (Wechsel verschieden gearteter Gneise) aufgespalten wird und Ablenkungen erfährt, somit die Beanspruchung der einzelnen Gesteinsarten nicht gleich war. Da die Grösse der Gesteinstümmer in erster Linie eine Funktion der Intensität der mechanischen Beanspruchung ist, kann sie somit, streng genommen, jeweils nur innerhalb ein und desselben Gesteinshorizontes geprüft werden. Dort kann sie als relativer Maßstab der einwirkenden Kraft gelten.

Was die Form der Bruchstücke anbelangt, so ist diese um so unbestimmter, je intensiver die Kakritisierung war. Denn dann frägt es sich, welche Kluftflächen nun als Begrenzung eines Bruchstückes anzusehen

sind, zeigen sich doch beim Schlagen immer neue und feinere Risse, nach denen das Gestein weiter zerfällt. Von einer charakteristischen Form und Grösse der Bruchstücke kann nur gesprochen werden, sofern die Begrenzung durch (nach Alter, Ausmassen und somit auch nach Art der Neubildungen) möglichst gleichwertige Kluftflächen erzeugt wird und in den Bruchstücken keine weiteren derartigen Risse auftreten.

Wichtig für die Form ist die Homogenität, jetzt des Gesteinsverbandes im Kleinen, im Handstück; z. B. das Auftreten eines chymogenen Anteiles in Form von Injektionsaugen etc.

Im verbreitetsten Gestein des Onsernone, einem mittelkörnigen phlebitischen Biotitgneis, sind die eckigen Kakiritkomponenten von mehr oder weniger isometrischer bis länglich-linsiger Form. Ihre Flächen treffen sich in spitzen bis stumpfen Winkeln, häufig sind auch gebogene Flächen. Dieser Typus A (schematisch in Fig. 4) ist in der grossen Ruschelzone von Spruga auf das deutlichste verwirklicht (Fig. 1, 2, 3). Der häufigste Durchmesser kleinstter Bruchstücke beträgt hier im Strassenprofil (ausgenommen die Nachbarschaft von Überschiebungsfächern) etwa 3—6 cm.

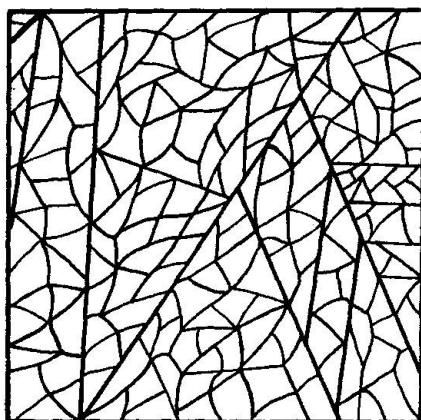


Fig. 4

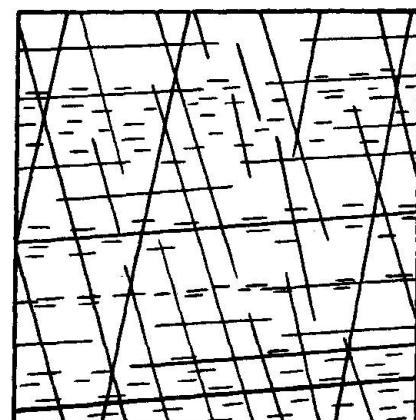


Fig. 5

Schema des Verlaufes der Kakiriklüfte in phlebitischem Biotitgneis (Typus A, Fig. 4) und in Bändergneisen (Typus B, Fig. 5). (Bänderung gestrichelt angegeben).

Charakteristisch besonders für im Grossverband achorismatische Gesteinskoplexe sind sich spitzwinklig schneidende, immer wieder auftretende Hauptklüfte, welche das Gestein in Keile aufteilen (Fig. 4).

Wo Augen oder Linsen leukokrater Gemengteile vorkommen, werden ihre Ränder um so häufiger zu Kakiritflächen, je schieferiger das

Gestein ist. Diese Bevorzugung von Inhomogenitätsflächen äussert sich noch weit stärker bei den übrigen Kataklasten und wird bei den konkordanten AK zu einem Hauptkennzeichen.

In feinkörnigen Biotitgneisen mit zurücktretendem oder fehlendem chymogenen Anteil tritt bei erhöhtem Biotitgehalt die Schieferungsebene stärker hervor und damit auch die Tendenz zu betont stengelig-prismatischer und plattig-tafeliger Ausbildung der Kakiritbruchstücke. Besassen ursprünglich die Gesteine infolge geringeren Biotitgehaltes mehr massive Textur (bei zugleich fehlendem chymogenen Material und dadurch homogener Ausbildung auch im Kleinverband), so werden die Kakiritkomponenten isometrisch, oft würfelähnlich.

Ausser mit der Intensität der mechanischen Beanspruchung geht die Zunahme der Rissanzahl parallel mit der Zunahme des Gehaltes an gut eingeregelten blättrigen Mineralien, d. h. mit der Schiefrigkeit. Dies aber nur bis zu einem gewissen Grade, indem sehr glimmerreiche Gesteine sich gegenüber der Kakiritisierung wieder als resistenter erweisen, was leicht einzusehen ist.

Die stets massigen aplitischen Gneise zeigen gegenüber den normalen Biotitgneisen ein mengenmässiges Zurücktreten besonders der feinen Risse und Klüfte. Das gerade entgegengesetzte Verhalten zeigen die bis mehrere Meter langen pegmatitischen Linsen, die oft nur aus Quarz bestehen. Sie erscheinen gewöhnlich von drei Rissystemen durchsetzt, wobei die Sprünge streng parallel und glatt begrenzt sind. Dadurch erhalten die Bruchstücke eine der Spaltform von Calcit täuschend ähnliche Gestalt. Das Auffallende ist die ungeheure Zunahme der Risse gegenüber dem umgebenden Gestein. Oft sind sie so eng geschart, dass das Gestein partienweise in millimeterdünne Lamellen zerlegt ist.

Ganz charakteristische Formen finden sich in den Bändergneisen. Ausschlaggebend ist hier die stromatitische Beschaffenheit des Gesteines einerseits, anderseits die massive Textur innerhalb der einzelnen Bänder. Dementsprechend sind gleichgeartete Bruchstücke auch in anderen ähnlichen Stromatiten die Regel, nämlich in den Kalksilikatgesteinsserien. Senkrecht oder steil zur Bänderung stehende Klüfte sind am häufigsten; eben begrenzte, geradlinig durchziehende Sprünge die Regel (Fig. 5). Dazu wirken sich die Grenzen zwischen den einzelnen Bändern als Unstetigkeitsflächen in Form häufiger Risse aus, so dass ausgesprochen würfelige bis prismatische Bruchstücke resultieren (Typus B). Bei den Kalksilikatgesteinen und den mit diesen verknüpften Gesteinen sind diese konkordanten Spalten um so mehr zu erwarten, als dort die Unterschiede im mechanischen Verhalten zwischen den einzelnen Bändern infolge

ganz anderer struktureller, textureller und mineralogischer Beschaffenheit viel grösser sind als bei den Bändergneisen. — Typisch bei diesen Kakiriten ist, dass die feineren Risse rasch auszuklingen scheinen und oft erst beim Anklopfen vollständiger Zerfall erfolgt.

Zwischen den beiden Typen A und B können alle Übergänge und Kombinationen verwirklicht sein, je nach der Art des kakiritisierten Gesteins, der Mächtigkeit und Aufeinanderfolge der einzelnen Gneiskomplexe, deren Eigenschaften und Zusammensetzung.

Bei stärkerer Kakiritisierung verschwinden diese Unterschiede. Je feiner die Zertrümmerung, um so weniger können sich die texturellen Gegebenheiten auswirken. Eine extrem feine Kakiritisierung kann schliesslich einen Gesteinssand oder ein Gesteinspulver erzeugen und so zu den Kataklasten s.str. überleiten.

Was hier bezüglich der makroskopischen Brecciierung gesagt wurde, muss bei den Kataklasten s.str. auf den mikroskopischen Bereich hin untersucht werden. Da die makroskopischen Struktur- und Textur-eigentümlichkeiten ihre Analoga im Mikroverbande besitzen, werden dort ähnliche, das Dünnschliffbild bestimmende Einflüsse zu finden sein.

Als „*in situ* breccie“ mit Absatz von Neubildungen auf den Kluftflächen können Kakirite zu Gesteinen wie Breccienmarmoren oder ähnlichen Bildungen überleiten, wie sie manche von Quarz- und Calcitadern netzförmig durchsetzte Bündnerschieferhorizonte der penninischen Decken darstellen.

Anschliessend an die Kakirite sei noch eine verwandte Bildung erwähnt, die nur als indirekte Folge von Krafteinwirkungen entstanden ist. Da sie nur spärlich oder gar nicht Neubildungen führt und auch in verfestigten Kakiriten vorkommt, dürfte es sich um eine jüngste Erscheinung handeln, etwa um eine Entlastungsklüftung und um bergschlagsähnliche Bildungen. Es sind stark gekrümmte, oft S-förmige Flächen, nach denen ganze Gesteinspartien abschälen und so, von ferne gesehen, eine Verfaltung des Gesteins vortäuschen.

Derartige Erscheinungen leiten zur allgemeinen Talklüftung über.

II. Blastokataklasite

Der Diskussion des Gesamtverhaltens der einzelnen Gesteine bei Kataklase, d. h. Zertrümmerung auch des Mineralkernes, soll zunächst eine Betrachtung der Mineralien und Gefügeeinheiten sowie der im Gestein sich abspielenden chemischen Reaktionen vorausgehen.

1. Das Verhalten der einzelnen Mineralien und Gefüge-einheiten

Auf die Anisotropie und die Struktur der Kristalle gehen schlussendlich alle ihr Verhalten bestimmenden Faktoren zurück.

Es ist naheliegend, das Verhalten der Mineralien in Analogie zu jenem der Metallkristalle bei mechanischer Beanspruchung zu setzen. Jedoch ist einerseits der innerstrukturelle Bau bei Silikaten viel komplizierter, und zudem handelt es sich bei den Gesteinen um polymineralische Aggregate mit voneinander abweichenden Eigenschaften der einzelnen Gemengteile. Doch geben die Untersuchungen, wie sie z. B. W. EPPRECHT (1952) über das Kriechen der Metalle durchgeführt hat, allgemein Aufschluss über die Prinzipien der Deformation an monomineralischen Kristallaggregaten. Die Berücksichtigung der Zeitdauer bei diesen Beanspruchungen und die Rekristallisations- und Verheilungsphänomene leiten zu den allgemeinen Problemen der Metamorphose über.

Ähnlich wie bei den Metallen sind auch in der Schnee- und Eismechanik die Prinzipien der Deformation an Kristallen besonders eindrücklich ersichtlich. Sie wurden u. a. von E. BUCHER (1948) eingehend erörtert. Nach ihm können an jeder plastischen Schneedeformation drei verschiedene Prozesse beteiligt sein: Verschiebung der Einzelkristalle gegeneinander, Oberflächenverformungen und innere Verformungen der Kristalle. Zu letzteren gehört auch die Translationsfähigkeit.

Bei gegenseitigen Kornverschiebungen bei Metallen und beim Schnee werden besondere Oberflächenphänomene von Bedeutung. Es erfolgt ein „Verschmieren“ der Kornoberfläche, wodurch dem ganzen Aggregat erhöhte Beweglichkeit verliehen wird. — Es sind dies Erscheinungen, die in silikatischen Gesteinen auch denkbar, wenngleich noch nicht in Einzelheiten erfassbar sind.

Größere Bedeutung muss hingegen den innerkristallinen Gleitprozessen zugemessen werden, wenngleich auch diese bei den Silikaten im allgemeinen nicht an das Ausmass in den Metallkristallen heranreichen werden. Wichtig ist bei der Metallaggregatverformung vor allem die Lage der Kristalle zueinander sowie zu den angreifenden Kräften, indem in bezug auf letztere die mit ihren bevorzugten Richtungen ungünstig liegenden Kristalle die Verschiebungen in den benachbarten Körnern behindern oder gar unmöglich machen können. Beim Andauern der Beanspruchung müssen solche Verhältnisse zu Rissbildung führen.

Diese Art der Behandlung der Deformationsvorgänge lässt sich ohne weiteres auf monomineralische Gesteine mit Kristallen relativ einfachen Innenbaues, wie etwa Karbonat- oder Salzgesteine, übertragen. Weit komplexer liegen jedoch die Verhältnisse bei polymineralischen Gesteinen, insbesondere Silikatgesteinen, deren Mineralien gegenüber den Metallen, den Salzen und dem Eis einen komplizierteren Innenbau besitzen.

Trotzdem dürften auch bei den Silikaten in deren Verhalten Unterschiede feststellbar sein, je nachdem, ob es sich um solche von gittergerüstartigem Aufbau oder um Band- oder um Schichtsilikate handelt.

Ob mehr plastische oder mehr rupturelle Deformation resultiert, ist eine Funktion der herrschenden Bedingungen, der Verbandsverhältnisse im Gestein und der Art der Beanspruchung. Wenn ein und dasselbe Gestein sich bei mehrfachen Beanspruchungen verschieden verhält, so heisst das, dass die einzelnen Kataklasen andersartig waren, bzw. jeweils andere Bedingungen geherrscht haben, oder aber gewisse Bedingungen nur lokal realisiert waren.

Die theoretische Behandlung der plastischen und rupturellen Deformation von Kristallen in Abhängigkeit von ihren Eigenschaften (Gitteraufbau, Translationsfähigkeit usw.) erfolgt sehr eingehend in den Arbeiten von P. NIGGLI, W. SCHMIDT u. a. Zusammenfassende Darstellungen finden sich in der „Gesteinsmetamorphose“ (1924) und in „Gesteine und Minerallagerstätten“ (P. NIGGLI (1948)).

Während der verschiedenen Kataklasen waren die chemisch-physikalischen Bedingungen nicht immer gleich. Insbesondere können lokal infolge verschiedener Beanspruchungsintensität und variierenden Zertrümmerungsgrades spezielle Verhältnisse geschaffen werden. Zudem waren einzelne Mineralien zu verschiedenen Zeitpunkten z. T. verschiedenartigen und (oder) nicht gleich intensiven chemischen Angriffen und Umsetzungen ausgesetzt.

All das ist von Einfluss auf die Rekristallisation und Verheilung der beanspruchten Mineralien. Wenn im Folgenden dennoch auch Vergleiche in diesen Belangen angestellt werden, sind sie nur bedingt zu verstehen.

Wichtig für das Verhalten der Mineralien ist ihre Ausbildung: Korngrenzen und Korngestalt. Es ist wesentlich, ob ein Korn gerade, einfache Begrenzungsfächen hat, d. h. im Aggregat Mosaikstruktur vorliegt, oder ob dasselbe Mineral mit den Nachbarindividuen verzahnt ist, die Gemeintheile lappig ineinandergreifen oder gar Symplektite bilden. Die ersten Risse entstehen sehr gerne intergranular und zwar an längeren, geraden oder ebenflächigen Grenzen, wie sie oft grösseren Körnern oder

Gefügeeinheiten eigen sind. Mit abnehmender Korngrösse treten derartige hervortretende Linien zurück. Auf den Einfluss der Korngrösse wird bei der Betrachtung der Gesteine zurückzukommen sein.

Bei einfachen Kornformen kann — immer eine nicht zu intensive und nicht plötzlich einsetzende Krafteinwirkung vorausgesetzt — noch gegenseitige Verschiebung der einzelnen Individuen erfolgen, ohne dass Zertrümmerung eintritt. Bei buchtigem Ineinandergreifen ergibt sich wohl einerseits eine Versteifung, anderseits muss beim Überschreiten einer gewissen Beanspruchung Absplittern erfolgen, es resultieren intragranulare Risse. Ob grössere, in einem Trümmerbrei schwimmende Augen eine Folge mehr zufälliger Zertrümmerung sind, d. h. erhalten gebliebene grössere Bruchstücke von Einzelkörnern darstellen, oder aber ihre Form und Entstehung wenigstens z. T. primär bedingt ist, lässt sich oft sehr deutlich erkennen. Bei vielen augenartigen Porphyroklasten lässt sich keine scharfe Grenze gegen die Kleinkornmasse bestimmen; letztere ist mit dem Einsprengling eng verzahnt. Der Porphyroklast führt dann einen Saum von Trümmern, welche den Übergang zum Kleinkorngewebe darstellen. Im Bereich der noch deutlich zum Auge gehörigen Trümmer ist zu sehen, wie sich die feinen Partikel z. T. nur sehr geringfügig vom Mutterkorn losgelöst haben, ja mit diesem noch zusammenzuhängen scheinen (intragranulare Zertrümmerung). Im Gegensatz dazu gibt es Augen (aus Einzelkörnern oder Aggregaten) mit scharfen Grenzen gegen das Trümmermus. Sie stellen primäre Korngrenzen dar, entlang denen die Loslösung aus dem Gesteinsverband erfolgte (intergranulare Risse). Die glatten, wenig gekrümmten Flächen boten auch späteren Beanspruchungen keine Angriffspunkte, und die Augen wurden nur passiv im Trümmerbrei bewegt, ohne weiter zermalmt zu werden. Die Struktur hat dann gewisse Ähnlichkeit mit derjeniger porphyrischer Eruptivgesteine. — An ein und demselben Auge können auch beide Entstehungsarten kombiniert auftreten.

Ausser dem Einfluss der Korngrenzen muss derjenige der Kornform berücksichtigt werden. Die Eigenschaften und das Verhalten sind verschieden, je nachdem, ob ein Mineral z. B. mehr stengelig oder isometrisch ausgebildet ist. Diese Faktoren leiten über zu den Einflüssen der Struktur und Textur, die bei den Gesteinen besprochen werden sollen. — Während die Korngestalt einzelner Gesteinsgemengteile weitgehend deren Gitterbau entspricht, wie z. B. bei den Glimmern, ist bei anderen Mineralien die Form durch die Entstehung des Gesteines bedingt und steht in funktionellem Zusammenhang mit der gesamten Struktur und Textur. Die in bestimmten kristallographischen Richtungen liegenden

Maxima und Minima physikalischer Eigenschaften brauchen dann nicht mehr mit den Hauptrichtungen der Korngestalt zusammenzufallen. Die sich daraus ergebenden Probleme leiten zu gefügekundlichen Untersuchungen der Gesteine über.

Von Bedeutung für die Festigkeitsverhältnisse ist der Einfluss von primären Einschlüssen oder von sich in einem Korngefüge sekundär gebildeten Neuprodukten. Auch hier existieren wiederum Analogien zu den Metallen. Bei Metallen und Legierungen entstehen oft schon während der mechanischen Beanspruchung chemische Umänderungen (Ausscheidungs- und Lösungsvorgänge). Die Neubildungen sind imstande, die Eigenschaften der Kristallaggregate weitgehend zu beeinflussen. Auch in den Mineralien der Kataklastite können solche Füllungen und Reaktionssäume versteifend wirken (z. B. Titanit-Epidot-Bildung im sich chloritisierenden Biotit; perthitische Entmischung im Kalifeldspat; Quarzstengel im myrmekitischen Plagioklas). Der Einfluss derartiger Erscheinungen wird aber bei einem polyminalischen Aggregat meist lokal auf die betreffenden Gefügeeinheiten beschränkt bleiben. Nur bei grösserer Häufigkeit und homogener Verteilung werden sie für die Festigkeitsverhältnisse des gesamten Gesteinskörpers bestimmend.

Es muss ferner die abschirmende Wirkung berücksichtigt werden, die auf Einschlüsse oder umlappte Partien eines Individuums bis zu einem gewissen Grade durch den Wirtkristall ausgeübt wird (z. B. Tropfenquarz in Feldspat).

a) Quarz und Quarzgefüge

Die ersten Anzeichen erlittener mechanischer Beanspruchung sind beim Quarz undulöse Auslöschung und eine deutliche Felderteilung, die stets parallel n' erfolgt und sich somit nicht in ein benachbartes Quarzkorn fortsetzt. A. HIETANEN (1938) fand, dass die c-Achsen solcher lamellenartiger Felder gegeneinander leicht gedreht sind. Schnitte angenähert senkrecht zur c-Achse lassen dann häufig eine (infolge fleckenhafter Auslöschung) wie verbeult aussehende Fläche erkennen. A. HIETANEN deutet diese Erscheinung als „Gleitfaltung“ (gliding-folding) nach (0001). B. SANDER (1950) spricht von Stengelung nach c.

Bei stärkerer Beanspruchung sind zwei Fälle beobachtet worden:

1. Der Quarz zerspringt nach parallelen Flächen in mehrere ebenso begrenzte Lamellen. Kleinkorn ist dazwischen häufig gar nicht vorhanden, die Lamellen sind glatt begrenzt und können längs diesen Flächen gegeneinander verschoben werden. Deren kristallographische Orientie-

rung scheint beliebig zu sein. Auf diesen Trennflächen der Lamellen können Neubildungen abgesetzt werden. Ich glaube, in dieser Erscheinung ein einer plötzlich stark angewachsenen einseitigen Beanspruchung folgendes Zerspringen zu sehen, das im Gegensatz zur regellosen Zertrümmerung in feines Korngemisch steht, wofür andersgeartete Kräfte in Frage kommen. Diese glatten Sprünge scheinen vor allem in grösseren Individuen und Quarzaggregaten vorzukommen. Sobald die Risse in feineres Korn gelangen, splittern kleinere Bruchstücke ab.

2. Ohne dass sonst im Gestein Kataklasespuren sichtbar sind, zerfallen ganz lokal einzelne Quarzkörner total in ein feines Trümmeraggregat. Es dürfte das eine Folge von nur lokal, aber dann umso intensiver sich auswirkenden Spannungen sein, die örtlich stark angestiegen waren.

Aber auch die eingangs erwähnte Aufspaltung in Lamellen kann von Zertrümmerung begleitet sein, wobei mit Bruchmaterial belegte Risse erscheinen. Das leitet über zu der gewöhnlichen Mörtelbildung.

Im Anschluss an die Felderteilung und Aufspaltung in Lamellen soll eine meiner Meinung nach davon unabhängige, meist ältere „Böhmsche Streifung“ beschrieben werden, soweit sie sich in den Gesteinen des Onsernone vorfindet, ohne allerdings darin sehr häufig zu werden.

Neben der deutlichen Felderteilung parallel n_y' wurden nämlich am Quarz zunächst noch zwei verschieden aussehende Erscheinungen beobachtet, die wie die erstere den äusseren Zusammenhang des Einzelkernes nicht zerstören:

Manche Quarze zeigen flammenartige Striemen in Form parallelbegrenzter Streifen, die bei xNi ein vom Stammkorn optisch abweichendes Verhalten besitzen. Manchmal liegen mehrere Streifen nebeneinander. Meist sind sie um 0,03—0,05 mm breit und etwas diffus, ohne scharfe linienartige Begrenzung.

An anderen Quarzindividuen wurde eine Albitzwillingen täuschend ähnliche Lamellierung beobachtet. Diese Lamellen lassen sich oft bereits bei ausgeschaltetem Analysator durch eine feine, aus Epidot bestehende Pigmentierung erkennen. Senkrecht oder schief zu einem Lamellensystem weisen manche Quarze noch ein weiteres, ähnlich ausgebildetes Lamellensystem auf (Gitterung). Die Breite der Lamellen schwankt gewöhnlich zwischen jener von feinen Albitzwillingen und einer mittleren Mikroklingitterung. Anhand der Pigmentierung ist nicht selten sichtbar, wie das eine System das andere durchschneidet, somit sicher jünger ist. Die Lamellierung kann aber auch gekrümmt sein, ähnlich wie in gebogenen Plagioklasen. Damit sind zugleich Übergänge zu den bereits

erwähnten flammenartigen Striemen gegeben, indem in solchen gebogenen Systemen viele Lamellen linsig, spießig ausgebildet sind, das Muster sich nur über einen Teil des Kristalles erstreckt und sich langsam verliert. Somit besteht kein prinzipieller Unterschied zwischen den fahnennartigen, mehr unregelmässig auftretenden Streifen und der albitzwilingsähnlichen Lamellierung, die sonst als Böhm'sche Streifung bezeichnet wird.

C. FRIEDLAENDER (1930) hat von den verschiedenen Interpretationen der Böhm'schen Streifung nach BÖHM, BECKE, FISCHER, HOLMQUIST, JUDD, MÜGGE, MILCH (alle zitiert in C. FRIEDLAENDER (1930)) (Translationsbewegungen, Zwillingstreifung, Gitterdeformation) eine zusammenfassende Darstellung gegeben. Neuere Untersuchungen stammen von H. W. FAIRBAIRN (1939, 1941) und D. GRIGGS-J. F. BELL (1938). Wenngleich nicht eindeutig bewiesen werden konnte, dass die Böhm'sche Streifung stets auf Translation beruht — experimentelle Untersuchungen zeitigten keine Resultate — werden nach H. W. FAIRBAIRN (1941) alle Phänomene am einleuchtendsten durch die Annahme von Translationen nach $[\bar{1}2\bar{1}0]$ -Richtungen (die in verschiedenen Ebenen liegen können) erklärt.

Für die in den Kataklasiten des Onsernone auftretende analoge Erscheinung dürfte in erster Linie die anfänglich von BÖHM gegebene Erklärung einer von kristallographischen Richtungen mehr oder weniger unabhängigen kataklastischen Aufteilung des Quarzkornes in zahlreiche Lamellen zutreffen (mit oder ohne dazwischenliegenden Trümmerzonen), verbunden mit darauffolgendem Eindringen von Lösungen längs den Fugen und nachträglicher gänzlicher Rekristallisation. Denn oft kann beobachtet werden, wie im Quarz die mit Trümmern erfüllten Risse mit feinen Epidotmineralien imprägniert werden. Es können alle Stufen der Rekristallisation bis zur gänzlichen Verwischung studiert werden, wobei nur noch eine streifenartige Imprägnation feinen Epidotes den ehemaligen Riss andeutet. Auf dieselbe Erscheinung, kombiniert mit einer vor ausgegangenen Aufspaltung in feine Lamellen, führe ich die Böhm'sche Streifung in den Gesteinen des Onsernone zurück, wobei die Pigmentierung submikroskopisch sein kann und zusammen mit kleinen Lageänderungen das abweichende optische Verhalten der Lamellen bewirkt. Es ist indessen durchaus möglich, dass auch im Sinne von HOLMQUIST und MÜGGE Translationen und Gleitungen mitbeteiligt sind. Dann müssten die Lösungen auf gestörten und leicht auflockerbaren Translationsebenen gewandert sein und die streifenweise Pigmentierung z. B. mit Epidot erzeugt haben.

Dass es sich jedoch vorwiegend um unorientierte verheilte Zerrisse handelt, wird durch drei Erscheinungen wahrscheinlich:

1. Oft ist so ein Streifensystem gebogen, ein anders jüngeres, dazu quer verlaufendes, dagegen nicht. Wenn die Krümmung des ersten auf Biegegleitung längs bevorzugter Richtungen beruhen würde, sollte erwartet werden, dass auch die jüngeren Streifen Biegungen zeigen. Anderseits kann beobachtet werden, wie manche ein Quarzkorn in Lamellen aufspaltende unzweifelhafte Sprünge an sich gebogene Flächen sind.

2. Es kommt vor, dass sich einzelne Striemen in ein ganz anders orientiertes Nachbarkorn fortsetzen, was generell unwahrscheinlich wäre, wenn sie mit bestimmt orientierten Translationsrichtungen zusammenfallen.

3. Oft handelt es sich nicht nur um einzelne oder parallel angeordnete Streifen, sondern um Knäuel oder Bündel von solchen, die in spitzen Winkeln zusammenlaufen.

Um unsere Deutung der „Böhm'schen Streifung“ zu bestätigen, wurden Schlitte von Blastomyloniten aus den von R. MASSON (1938) untersuchten Gesteinen der Arolla-Valpelline-Serien durchgesehen. Hierbei fanden sich (z. T. an ein und denselben Individuen) alle nur wünschbaren Zwischenstadien und Übergänge von parallelen, verschiedengradig rekristallisierten Trümmerzeilen bis zu der eine vollkommene Verheilung darstellenden Böhm'schen Streifung.

Die jetzt sichtbare einfache Felderteilung parallel n_y' ist immer jünger als die Böhm'sche Streifung. Dies ist zu erwarten, da Inhomogenitäten bei derart intensiver Rekristallisation, wie sie meiner Meinung nach zur Böhm'schen Streifung führt, ja beseitigt würden. Durch spätere einfache Felderteilung kann das Quarzkorn manchmal sekundär verbogen werden, wobei eine ältere, quer zu ihr verlaufende Böhm'sche Streifung S-förmig gekrümmmt wird.

Neben der einfachen Felderteilung parallel n_y' kommt auch eine drapierartige, unregelmässige Felderteilung vor, durch welche das Quarzkorn wie in Blöcke zerlegt erscheint. Sie kann oft neben der Böhm'schen Streifung und der Felderteilung nach n_y' im gleichen Korn beobachtet werden. Ihre Ursache scheint wieder ein Zerspringen längs Rissen zu sein, die manchmal durch feinen Epidot angedeutet sind.

Wir hätten am Quarz der Onsernonegesteine somit folgende Äusserungsarten vorangegangener mechanischer Beanspruchung:

1. Böhm'sche Streifung mit der Abart der flammenartigen Mustierung, zurückgehend auf feinste Zerlegung durch Zerrungsrisse mit Wiederausheilung.

2. Felderteilung parallel n_y' , wobei Gleitungen nach (0001) hinzukommen können.

3. Unregelmässige Aufteilung in Blöcke, bewirkt durch kataklastische Risse mit eventueller Verstellung der Blöcke gegeneinander.

Dem Quarz kommt als Ganzes eine grössere Rekristallisationsfähigkeit zu als den Feldspäten. Bei den Trümmern verschiedener Grösse sieht man, wie sie wieder mit feinster Verzahnung und Lappenbildung ineinandergreifen (Fig. 6). In vielen Rissen ist infolge der Rekristallisation ein Teil der Kleinkörner wieder mit dem Stammindividuum verwachsen, und der Riss scheint unterbrochen. So finden sich alle Übergangsstadien bis zu völliger Verheilung.

In ganz seltenen Fällen sind längliche Quarzkristalle auch gebogen worden oder weisen gegen die sie querenden Scherflächen Schleppungen auf. Da der Quarz auf kurzwährende Beanspruchungen, als welche ein Grossteil der diese Kataklasite erzeugenden Kräfte anzusehen ist (siehe darüber Abschnitt CIII 2), sonst nur spröde reagiert, so muss für diese Erscheinung eine lokale Realisierung von Bedingungen angenommen werden, ähnlich jenen, welche die gebogenen Plagioklase zur Folge haben (siehe S. 45). Da aber gerade solche Plagioklase als Produkte der jungen Beanspruchungen in der Nähe dieser gebogenen Quarze fehlen, ist dem letzteren ein rascheres und grösseres Vermögen zu derartigen Umlagerungen zuzuschreiben. Auch dürften die noch zu besprechenden quarzumsetzenden Lösungen die weitgehende Umkristallisation begünstigt haben.

All diese Erscheinungen betreffen rupturelle Deformationen mit meist nachträglicher Rekristallisation. Nur die Biegungsphänomene an Quarzlamellen und wohl auch das „gliding-folding“ nach (0001) nach A. HIETANEN (1938) sind eine Folge gleichzeitiger Umlagerung. Erst bei längere Zeit wirkenden Beanspruchungen, wie sie zur Mylonitbildung führen, und bei gleichzeitigen Umlagerungsprozessen dürften durch die hiebei verwirklichten besonderen Bedingungen die ausgewalzt erscheinenden Quarze resultieren, wie sie z. B. A. H. STUTZ (1940) beschreibt.

Die bedeutende Umlagerungsfähigkeit des Quarzes wird ausser durch die obigen Erscheinungen noch durch zahlreiche, in klaffende Spalten benachbarter Mineralien einragende Quarzfortsätze von gleicher Orientierung wie das Stammkorn bezeugt, ohne dass im Quarzkorn Trümmerisse sichtbar sind.

Im allgemeinen bildet der Quarz in den Gesteinen des Onsernone weit früher als die Feldspäte Trümmerzonen und Mörtelkränze aus; diese werden aber bei ihm auch wieder rascher verheilt.

Quarzgefüge

Innig verzahnte oder stark lappig ineinandergreifende Quarzgefüge, wie sie für pegmatitische Teilelemente der Gneise typisch sind, scheinen recht widerstandsfähig zu sein und wirken im sonst homogenen Gneis wie Fremdkörper. Bei einer die Struktur und Textur des Gesteines nicht gänzlich zerstörenden Kataklase werden sie oft deutlich von Trümmerzonen umgangen, die sich dann auffällig an die Trennungslinie zwischen pegmatitischer Linse und Gneis halten. Wo aber innerhalb der Einlagerung grössere, ebene Begrenzungsfächen vorhanden sind, erfolgt oft einfaches Abheben, Loslösen der Körner voneinander (intergranulare Risse), kenntlich an den dort abgesetzten Neubildungen.

Bei zunehmender Beanspruchung bilden sich mehrere parallele Risse aus, die intragranular durch das grobe Gefüge gehen, als ob dieses ein einheitliches Korn wäre, wobei jedoch das Aggregat mehrmals verworfen werden kann. Sprunghöhen von 0,1—0,3 mm sind sehr häufig. Sind glatte Korngrenzen vorhanden, so halten sich die Risse gerne an solche. Unebenheiten werden durchschnitten. Erst beim Auftreffen auf ein verzahntes kleinkörniges Teilaggregat verzweigen sie sich und teilen letzteres linsig auf. (Deutlicher Einfluss der Heterogenität in der Korngrösse.)

Bei einem Vergleich zwischen einem (durch frühere Lamellierung und nachträgliche Rekristallisation) gerichteten (blastomylonitischen) und einem in sich gänzlich massigen verlappten Quarzgefüge ein und desselben Schliffes zeigt es sich, dass ersteres widerstandsfähiger zu sein scheint, wenigstens was erneute Rissbildung senkrecht zur Längsstreckung der Lamellen anbelangt. Aber in beiden sind die Trümmerzonen fein im Vergleich zu denen benachbarter Gneispartien. Nur wo zwei oder mehrere Risse aufeinandertreffen, stellen sich breitere Trümmerzonen ein. In der Nachbarschaft lamellierter Quarzgefüge sind oft massenhaft Risse vorhanden. Doch setzen sie sich nicht in diese Quarzaggregate fort.

Viele kataklastische Bereiche der Gneise sind, wie schon erwähnt, mit Neubildungen, vor allem feinstem Epidot, imprägniert und so auch bei ausgeschaltetem Analysator sehr gut kenntlich. Doch sind innerhalb solcher Zementierungspartien oft scharf begrenzte, von Neubildungen freie Flecken vorhanden, die sich stets als zusammenhängende, mehr oder weniger verzahnte Quarz- oder Quarz-Feldspatgefüge erweisen. Das zeugt von deren grösserer Resistenz. Häufig sind auch sie von Scherflächen durchsetzt oder stellen ein Kleinkornaggregat dar, bleiben aber gegenüber ihrer Umgebung auch bei weiterer mechanischer Beanspru-

chung als kompakte Einheit erhalten, da auch sie sonst in stärkerem Masse Neubildungen führen müssten. Das trifft auch für in sich zertrümmerte Einzelkörner zu. Ein weiterer Umstand, der für den festen Zusammenhalt in sich zerbrochener Quarzgefüge spricht, ist die Tatsache, dass auch sie erneut von einer Schar von Scherflächen durchsetzt und in gegeneinander verschobene Keile oder Lamellen aufgeteilt werden können, genau wie ein heiles Quarzaggregat (Fig. 6). — Für diese Kompaktheit dürfte die beim Quarz rasch einsetzende feine Verzahnung durch beginnende Rekristallisation verantwortlich sein.

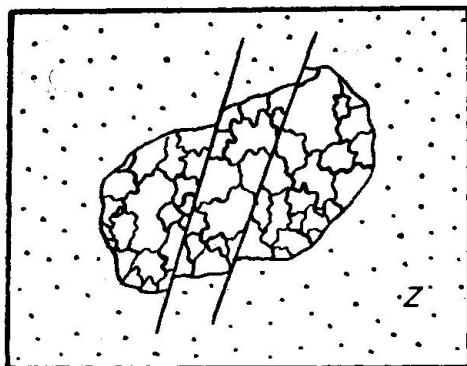


Fig. 6



Fig. 7

Fig. 6. Zertrümmertes und ventrikelartig verzahntes Quarzgefüge inmitten zementierter Bereiche (Z) wird wie ein homogenes Individuum zerschert. Vergr. 100 ×.

Fig. 7. Blastomylonitisches Quarzgefüge; links unten sich um ein Plagioklaskorn herumschmiegender. Vergr. 100 ×.

Die Ausbildung paralleler Risse ist stets ein Zeichen von Beanspruchung auf Scherung. Bei mehr allseitiger Einwirkung entstehen nach allen Richtungen ziehende Trümmerzonen verschiedenster Ausmasse. Manche Körner werden von einem so feinen Netzwerk von Rissen durchsetzt (bei häufigem Hervortreten eines Systems), dass das resultierende Kleinkorn unter 0,005 mm sinkt. Die gesamthaft betrachtete Auslösung ist dann ähnlich jener von Zeolithen oder von sphärolithischen Bildungen.

Die Lamellenaufspaltung bei Quarz stellt einen Übergang zu Mylonit-texturen dar, die lokal somit auch in den Kataklasiten des Onsernone realisiert sind. Darunter versteh'e ich bei Quarzaggregaten jene aus parallelgestreckten, stark undulösen Individuen bestehenden, innig verzahnten Gefüge, wie sie für alle quarzführenden Blastomylonite typisch sind (Fig. 7). Bei ihrer Entstehung erfolgt zunächst eine Aufteilung des Quarzes in Lamellen. Bei nun folgenden oder weiter andauernden Diffe-

rentialbewegungen (im Gegensatz zum Prozess der Bildung der Böhmschen Streifung) wird das zwischenlamellar gelegene Trümmermaterial noch zermahlen. An den Rändern der Lamellen vorhandene Unebenheiten werden abgeschert, wodurch neues Kleinkorn entsteht. Bei diesem Vorgang wird letzteres aber auch in Einbuchtungen der grösseren Partikel gepresst, analog der von P. WALTER (1950) beschriebenen Erscheinung an Hornblenden in Gesteinen der Ivreazone. Das führt bei Rekristallisation zu sägeblattartig verzahnten, ungefähr parallelstruierten Quarzgefügen.

Zusammenfassend kann gesagt werden: Innig verzahnte Quarzgefüge erweisen sich als resistenter als solche mit einfachen Korngrenzen. Brüche und Sprünge entstehen zuerst längs einfachen Korngrenzen. Bei zunehmender Beanspruchung resultieren Scharen oder Netze von Rissen, wobei Heterogenitätsstellen des Gefüges zunächst noch gemieden werden. Bei komplizierten Korngrenzen setzen die Risse geradlinig durch das ganze Gefüge, unbekümmert um kristallographische Orientierung oder Ausbildung der Einzelkörper. Erst beim Verlassen des Quarzgefüges treten oft Richtungsänderungen der Risslagen auf.

b) *Kalifeldspat und Kalifeldspatgefüge*

In den Gneisen ist der Alkalifeldspat grossteils als feingitterter Mikroklin entwickelt; die Gitterung kann indessen auch fehlen. Seltener als Gesteinsgemengteil ist optisch monoklin erscheinender Kalifeldspat.

Die erste Reaktion auf mechanische Beanspruchung ist die Ausbildung zahlreicher feinster Risse, die ein Bersten des Kernes darstellen. Sie können scharrenweise parallel angeordnet sein, oft in Abständen von nur 0,02—0,04 mm. Bei stärkerer Kataklase erweitern sie sich und führen dann auch Trümmer. Partienweise nimmt das Individuum eine Mikrobreccienstruktur an, besonders randlich, wenn die Trümmerzonen in den Kristall hineinragen. Dann liegen in solchen Buchten grössere, vom Hauptkorn losgebrochene und abgedrehte Stücke in einem feinen Trümmermus.

Die recht häufige undulöse Auslöschung bei den Kalifeldspäten kann mehrere Ursachen haben:

1. Die feinen Haarrisse können so dicht liegen, dass als Ganzes diffuse, zeolithähnliche Auslöschungsbilder entstehen. Zum Teil handelt es sich nur um submikroskopisch feine Rissysteme; denn die gerade noch mit stärkster Vergrösserung auflösbar Trümmerzonen verlieren sich in solchen diffusen Bereichen.

2. Durch mechanische Beanspruchung tritt die oft nur sehr flau oder gar nicht sichtbare Mikroklingitterung deutlicher hervor. Sie ist dann unregelmässig über das Korn verteilt, aber ausgesprochen an Partien starker Beanspruchung gebunden (Nachbarschaft von Trümmerzonen, gebogene Kornpartien). Sichtbar werdende Mikroklingitterung kann also sekundär sein.

3. Partienweise wechselnde Auslöschung entsteht durch Perthitbildung. Entweder handelt es sich um in einer Richtung angeordnete dünne Spindeln oder um ein unregelmässiges Netzwerk feinster Äderchen, die sich auch zu fetzenartigen Flecken erweitern können. Dass besonders diese letzte Form der Entmischung eine Folge mechanischer Einwirkung ist, geht daraus hervor, dass sie auf stark kataklastische Gesteinspartien beschränkt ist, während in den Alkalifeldspäten des mehr oder weniger unversehrten Gneises, wenn überhaupt, nur die spindelförmigen Perthitlamellen beobachtet werden. Bemerkenswert ist auch, dass perthitische Entmischung oft deutlich an die oben erwähnten gegitterten Partien der Mikrokline gebunden ist und an der Grenze gegen die unverzwilligten Kornteile scharf aufhört. Obschon diese Erscheinung an sich verbreitet ist, könnte im vorliegenden Fall ein Zusammenhang der Gitterung und der Perthitbildung mit der mechanischen Beanspruchung bestehen.

Alle drei Erscheinungen bewirken einzeln oder kombiniert uneinheitliches optisches Verhalten, wobei aber die bei Quarz festzustellende ausgesprochene Felderteilung fehlt. Wohl kann auch bei Kalifeldspat die Auslöschung drapierartig, fleckig sein, aber die so entstehende Musterung ist stets feiner und nie so betont wie bei Quarz. In dieser Beziehung nimmt der Kalifeldspat eine Mittelstellung zwischen Quarz und Plagioklas ein: letzterem kommt nach mechanischer Beanspruchung entweder nur eine kontinuierlich das ganze Korn durchlaufende Auslösungsvariation zu, oder aber er zerbricht in deutlich gegeneinander verdrehte Blöcke, die in sich optisch homogenes Verhalten zeigen; Felderteilung ohne Zerstörung des Kornzusammenhangs wie bei Quarz wurde nicht beobachtet.

Für das Festigkeitsverhalten der Feldspäte ist das Vorhandensein oder Fehlen ursprünglicher Zwillingsbildung wichtig. Homogene Kalifeldspäte weisen häufig massenhaft Risse auf; ein angrenzendes Feldspatkorn, sei es verzwilligter Plagioklas oder gegitterter Mikroklin, zeigt hingegen nur schwache Kataklase. Diese wird somit bei zurücktretender oder fehlender Verzwilligung sogleich stärker.

Im allgemeinen ist der Kalifeldspat gegen Kataklase weniger an-

fällig als der Quarz. Vielleicht beruht dies darauf, dass — wenigstens bei Mikroklin — zunächst noch eine mehr plastische Verformung, die Druckzwillingsbildung, als erste Anpassung an mechanische Beanspruchung möglich ist.

Kalifeldspatgefüge

Scharf abgegrenzte, allein aus Kalifeldspat bestehende Partien sind relativ selten. Bei Verlappung erweisen sie sich, entsprechend den analogen Bildungen bei Quarz, mechanisch widerstandsfähiger als das Einzelkorn. Aber auch aus polygonalen Individuen aufgebaute Bereiche (im Gneis gewöhnlich Injektionslinsen darstellend) werden — zumindest im Anfangsstadium der Beanspruchung — von Trümmerzügen umgangen, die sich auffällig an ihre Grenzflächen halten.

c) Plagioklas

In den untersuchten Gesteinen handelt es sich um Plagioklase, deren Zusammensetzung je nach der Gneisart von Albitoligoklas bis zu mittlerem Andesin variiert. In Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen kann er basischer werden.

Direkt mit dem Verhalten des Kalifeldspates sind allerdings nur die sauren Glieder obiger Plagioklase vergleichbar, denn nur diese kommen zusammen mit Kalifeldspat in den Gneisen vor. Die Andesine gehören grösstenteils kalifeldspatfreien Plagioklasgneisen an.

Die auffallendste Erscheinung beim Plagioklas sind die oft geradezu S-förmig gebogenen Individuen, was durch die Zwillingslamellierung sichtbar wird. Nicht immer handelt es sich um kontinuierliche Biegung, manchmal sind auch Knicke vorhanden, jedoch fehlt normalerweise Trümmerbildung. Bei Biegung wandert die Auslöschung kontinuierlich, an Knickstellen diskontinuierlich. Die Zwillingslamellierung ist oft auffallend scharf und dicht, beides im Unterschied zu den normal ausgebildeten Plagioklasen. Manchmal tritt sie aber auch nur am Scheitel der Biegung auf, d. h. an der Stelle der intensivsten Verformung, und verschwindet beidseitig. Dies und der Umstand, dass diese Lamellen schärfer und feiner ausgebildet sind als im unverformten Gestein, macht es wahrscheinlich, dass Druckzwillingsbildung hinzugekommen ist. Auch zeigen zwischen abgedrehten Blöcken eingeklemmte kleinere Bruchstücke eine viel feinere Lamellierung als die Blöcke, durch deren Abdrehen eine besonders starke Beanspruchung resultieren musste (Blöcke und Bruchstücke bildeten ursprünglich ein Individuum).

Diese Verbiegungen scheinen (wie auch analoge Bilder bei Quarz und Kalifeldspat) ein mancher Metallverformung entsprechendes Phänomen zu sein, ein Anpassen des Kristalles an die neuen Bedingungen während der Beanspruchung, und nicht eine statische Umkristallisation nach erfolgter Krafteinwirkung.

Die Knicke deuten darauf hin, dass plastische und katastatische Deformation nebeneinander vorkamen. Manchmal beobachtet man allerdings, wie Bruchstellen durch spätere Rekristallisation verwischt werden und so erst nachträglich eine kontinuierliche Biegung resultiert. Diese Rekristallisation ist besonders dann deutlich, wenn mit Trümmern erfüllte Risse den Plagioklas durchsetzen, einzelne Zwillingslamellen aber bereits wieder in diese feinen Trümmerpartien hineinwachsen und das Trümmermaterial in den alten Bauplan eingeregelt wird.

Im allgemeinen verlaufen die Risse kristallographisch unorientiert, wobei das Korn treppenförmig verstellt wird; selten gehen sie parallel den Zwillingslamellen. Manchmal sind es Scharen paralleler Sprünge, seltener breite, mit Trümmern erfüllte Risse. Es kommt vor, dass die das Gestein durchsetzenden Sprünge an den Grenzflächen polygonal ausgebildeter Plagioklase abbiegen und deren Korngrenzen folgen, besonders wenn der Riss auf eine Kornecke auftritt. Auch sind in stark zertrümmerten Bereichen grosse Plagioklasporphyroklasten mit primären Korngrenzen häufiger als z. B. solche von Kalifeldspat.

Dass im ganzen Plagioklas bei mechanischer Beanspruchung weniger leicht zur Zertrümmerung neigt als Quarz und Kalifeldspat, zeigt sich auch daran, dass in angrenzenden Quarzaggregaten oder Kalifeldspäten oft die typischen trümmerführenden Bruchzonen auftreten, ohne sich in den Plagioklas fortzusetzen. Erfasst die Zertrümmerung auch den Plagioklas, so wird dieser vorerst eher in \pm gleich grosse polygonale Bruchstücke zerlegt, während die Splitter bei Kalifeldspat und noch mehr bei Quarz bereits ganz unregelmässig gestaltet sind.

Wenn der Plagioklas in diesem Sinne resistenter ist, so verhält er sich gegen plötzliche heftige Beanspruchungen wie die anderen leukokratischen Mineralien spröde. Haarrisse sind eine Folge des Berstens bzw. Springens. Die durch längere andauernde Krafteinwirkungen entstehenden Trümmerzonen meiden dagegen oft den Plagioklas.

Für das zähre Verhalten von Plagioklas dürfte außer der Verzwilligung noch eine stets in grösserer oder kleinerem Ausmass vorhandene Bestäubung mit feinstem Epidot verantwortlich sein, zu der sich auch Sericitblättchen gesellen können. Ob auch gewisse im Plagioklas liegende Kalifeldspatbereiche eine verstifende Wirkung im Sinne von

Einlagerungen haben, konnte nur teilweise entschieden werden (vgl. S. 49).

Die Plagioklase sind schon bei ausgeschaltetem Analysator an der braunen, gleichmässigen Pigmentierung durch frühgebildeten Epidot kenntlich. Rekristallisierte Trümmerzonen dieser Feldspäte sind durch das Fehlen dieser Bestäubung ausgezeichnet. Sie stellen schmale, klare Bänder dar; allerdings sind manche derartige Bänder auch lediglich als mit Plagioklassubstanz endogen verheilte Zerrisse und Spalten deutbar.

Diese Kristallisierungsfähigkeit ist aber bei Quarz und Kalifeldspat im allgemeinen grösser. Denn wenn es auch, analog wie bei Quarz und Kalifeldspat, sekundäre junge Plagioklasfortsätze gibt, die in Spalten benachbarter Mineralien, z. B. Titanit oder Biotit, hineinragen, so ist dies doch nie der Fall gegenüber Quarz und Kalifeldspat; wohl aber werden umgekehrt offene Risse in Plagioklas durch Fortsätze dieser beiden verheilt.

Während sonst Plagioklas weniger leicht zerbricht als Kalifeldspat und Quarz, ist seine Umlagerungs- und Rekristallisierungsfähigkeit geringer.

Beide Tendenzen sind bei den basischeren Plagioklasen der Amphibolite und Kalksilikatgesteine (soweit Vergleiche wegen der andersartigen mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine sowie deren struktureller und textureller Beschaffenheit statthaft sind) noch ausgeprägter. Wenn diese zertrümmert werden, bildet das Kleinkorn eine Pflasterstruktur ohne jegliche Verzahnung. Während der primäre basische Plagioklas praktisch unverzwilligt ist, dafür zonar gebaut, führen seine mehr oder weniger rekristallisierten Trümmer häufiger Zwillingslamellen.

Die optischen Anomalien von Plagioklas wurden bereits mit den analogen Erscheinungen von Quarz und Kalifeldspat erwähnt.

d) Quarz-Feldspat- und Plagioklas-Kalifeldspat-Symplektite

Diese Symplektite sind nicht nur als der Kataklase ausgesetzte isolierte Gefügeeinheiten von Interesse, sondern sie spielen, da sie z. T. in recht beträchtlichen Mengen am Aufbau vor allem heller Gneise und Bestandmassen beteiligt sind, auch für das Gesteinsverhalten eine gewisse Rolle.

Im allgemeinen kann erwartet werden, dass Einlagerung, gegenseitige Durchdringung oder innige Verwachsung mit einem in seinem mechanischen Verhalten verwandten Mineral die Festigkeit im Vergleich

zum normal ausgebildeten Einzelgemengteil erhöht. Das dürfte aber nicht mehr der Fall sein, wenn es sich um in ihrem Verhalten stark von einander abweichende Mineralarten handelt, indem dann z. B. die Unterschiede in der Härte und Translationsfähigkeit sowie in den elastischen und plastischen Eigenschaften gerade zur leichteren Zerstörung solcher Symplektite beitragen können.

Die ersten Voraussetzungen sind in sehr vollkommenem Masse beim Myrmekit erfüllt. Während der einzelne Myrmekit sich im wesentlichen wie ein Einzelkorn verhält und bereits als solches von Scherflächen gemieden wird sowie sich auch dadurch auszeichnet, dass das Bersten und Zerspringen seiner Nachbarkörper ihn nicht befällt, so sind Myrmekitgruppen als grössere Bereiche von besonderem Interesse. Die in hellen Gneisen häufigen Kalifeldspatlagen werden oft randlich von einer Zeile unter sich wieder verlappter Myrmekite begleitet, wobei auch alle Stadien bis zur fast gänzlichen Aufzehrung der Kalifeldspäte vorkommen. In diesen Kalifeldspat-Myrmekit-Gefügen erweist sich der homogene Kalifeldspat sehr deutlich als weniger resistent als die Myrmekitzone. Die Kalifeldspäte können häufig von zahlreichen Rissen durchsetzt (gegitterte Mikrokline wiederum weniger als benachbarte unverzwilligte Kalifeldspäte) sein, die sich nicht in die randlichen Myrmekite fortsetzen. Breite Trümmerzonen halten sich gern an die dem Kalifeldspat abgekehrten Grenzen der Myrmekitgefuge, und wo diese enden, biegen sie ebenfalls ab, den Myrmekit-Kalifeldspatbereich deutlich linsig umschmiegend. Bei fortschreitender Kataklase werden die gröberen Myrmekite früher und stärker zertrümmert als die feinen, von sehr zahlreichen Quarzstengeln durchsetzten Symplektite.

Ähnlich wie die Myrmekite verhalten sich auch die Feldspäte mit Tropfenquarz sowie alle schriftgranitischen und chymogenen Quarz-Feldspat-Symplektite der chorismatischen Gneise. In sich sind sie wohl verlappt, bilden aber gegen aussen glatt begrenzte linsige Körper. Die Lockerung und Ausbildung der ersten Risse erfolgt stets an den Grenzen dieser im übrigen Gneis wie Fremdkörper wirkenden Gefügeeinheiten, also intergranular. Trotz ihres heterogenen Aufbaues verhalten sie sich zunächst wie homogene Körper.

Ein Beispiel für den eingangs erwähnten zweiten Fall (d. h. dadurch ausgezeichnet, dass der Symplektit aus den Eigenschaften nach stark verschiedenen Komponenten zusammengesetzt ist) stellen die Apatiteinlagerungen in Feldspäten dar. Die Grenzebene zwischen den beiden ist eine den mechanischen Beanspruchungen leicht nachgebende Unstetigkeitsfläche, an der Lockerung eintritt, indem um das Apatitkorn

häufig ein Kranz von Neubildungen abgesetzt wird. Dies ist niemals der Fall bei den besprochenen Quarz-Feldspat-Symplektiten.

Ganz deutlich ist der Unterschied des Verhaltens der Symplektite gegenüber mineralogisch ähnlichen Quarz-Feldspat-Gefügen von polygonal mosaikartiger Struktur. Hier erfolgt bei Krafteinwirkung sofort Lockerung des Gefüges längs den Korngrenzen (intergranular).

Auch zwischen verschiedenen Feldspäten kommen mannigfache Symplektite vor. Ausser jenen, die wohl mehr zufällige Produkte intergranularer Verlappung sind, müssen vor allem diejenigen erwähnt werden, die zusammen mit den Quarz-Feldspat-Symplektiten wesentlich am chorismatischen Aufbau der Gneise beteiligt sind. Es handelt sich um grosse, meist aus einem einzigen Kalifeldspatkorn bestehende Augen und Linsen, die eingelagert tropfenartige, unter sich gleich orientierte Plagioklasinseln führen. Dadurch resultiert ein manchen Quarz-Kalifeldspat-Symplektiten sehr ähnliches Bild, und analog ist auch das Verhalten dieser Gefügeeinheiten, die ebenfalls von den ersten entstehenden Trümmerzonen umgangen werden. Begünstigt wird diese Tatsache dadurch, dass solche Augen gegen aussen keine Unebenheiten aufweisen und somit wenig Angriffspunkte bieten. Etwaige in diese Augen wuchernde Myrmekite tragen nach dem oben Gesagten zur Festigkeits erhöhung bei.

In ihrer Genesis und z. T. auch in der Form andersartig sind jüngste Kalifeldspat-Plagioklas-Symplektite, die durch Umwandlung oder Verdrängung des Plagioklasses durch Kalifeldspat entstanden sind, was einen zur Albitisierung inversen Vorgang darstellt. Hiebei bilden sich im Plagioklas entweder wolkenartige, unregelmässig begrenzte Inseln von Kalifeldspat, die meist stark mit feinstem Epidot pigmentiert sind; oder es entstehen darin scharf begrenzte, oft lanzettartige Plättchen, seltener amöbenähnlich geformt, alle gemeinsam auslöschend (Fig. 12). Im letzteren Falle kann dann und wann festgestellt werden, dass diese Kalifeldspatisierung des Plagioklasses von angrenzenden Kalifeldspäten ausgeht. In beiden Fällen konnte sehr oft auch in den jungen Bildungen Mikroklingitterung beobachtet werden.

Es konnte nicht entschieden werden, ob der erste Fall der Kalifeldspatwolken eine Resistenz erhöhung bewirkt; hingegen trifft dies im zweiten Falle sicher zu, besonders bei amöbenartigem Ineinandergreifen.

Am auffallendsten wird die erhöhte Widerstandsfähigkeit all dieser Symplektite dadurch dokumentiert, dass in hochkataklastischen Gesteinen ihr Anteil an den Porphyroklasten viel höher ist, als ihrem mengenmässigen Vorkommen im Ausgangsgestein entsprechen würde. Als

Ganzes betrachtet, sind es auch spröde Einheiten; aber die so innige Verwachsung und gegenseitige Durchdringung bewirkt eine Versteifung gegenüber dem Einzelmineral, vor allem wenn es sich um feinkörnige Einlagerungen wie beim Myrmekit handelt.

e) *Biotit*

Biotit ist das weitaus wichtigste Glimmermineral der Onsernone-gesteine. Muskowit ist selten, doch dürfte sein Verhalten (wie das des Sericites und des aus Biotit entstandenen Chlorites) bei mechanischer Beanspruchung im Prinzip analog demjenigen des Biotites sein.

Das Verhalten der blättrigen Mineralien wird in erster Linie durch die besonderen elastischen und plastischen Eigenschaften charakterisiert. Bei Bewegungen senkrecht oder schief zur Blattebene, deren Betrag größenordnungsmässig die Dicke des Glimmerblättchens (im Durchschnitt 0,05—0,2 mm) überschreitet, tritt hier an Stelle des Zerbrechens ein Zerreissen und Zerfasern auf.

Das Verhalten des Biotites konnte besonders gut in Schliffen von Gesteinen studiert werden, die (als Folgen einer Durchbewegung in einer Gneislamelle) konkordante AK führen. Bruchteile von Millimetern betragende Verstellungen längs Scherflächen, die \pm in der Schieferungsebene liegen, stellen die Begleitschar der Risse zur Hauptbewegung dar. Die Biotitblätter oder -pakete zeigen nun, je nach ihrer Lage gegenüber der Schieferungsebene und der angreifenden Kraft, folgende verschiedene Deformationen:

1. Am auffallendsten sind meist senkrecht oder steil zur Spaltebene des Glimmers stehende Linien, die sowohl bei ausgeschaltetem Analysator als auch bei gekreuzten Nicols wie feine Fältchen oder Knitterungen aussehen. Es fehlen aber Verbiegungen der Spaltrisse, die auf eine Fältelungssachse in der Pinakoidfläche deuten würden. Es scheint hier eine torsionsartige Beanspruchung um eine Achse \pm senkrecht zur Spaltebene vorzuliegen, wobei die betreffenden Linien entweder wieder verheilte Zerrungsrisse oder aber feinst ineinander geschuppte Stauchungszonen sind.

2. Eine weitere Erscheinung ist jene der Gleitung und Schiebung in Ebenen parallel dem Spaltpinakoid. Wenn die Endflächen der Glimmer unregelmässig begrenzt sind, werden diese Bewegungen an treppenförmigen Verstellungen obiger Stauchungs- oder Zerrungszonen sichtbar.

Auf solche Verschiebungen gehen auch Verkeilungen zweier Teile eines Biotitblattes zurück. Es resultiert ein Bild, das an tektonische

Verschuppung im Grossen erinnert. Hierbei wird ein Biotitblatt soweit gestaucht, bis die anfänglich sich bildende Falte reisst; aber der Schub dauert gegen die feststehende Hälfte weiter an, so dass sich die beiden Teile mit parallel den Spaltflächen entstehenden Keilen ineinanderschachteln.

Auch Abscherungen sind häufig, indem durch eine Bewegung ein Spaltblättchen abgerissen wird und sich eine Strecke weiter verknittert wieder vorfindet.

3. Am verbreitetsten ist echte Fältelung bzw. Verbiegung um Achsen, die in der Pinakoidfläche liegen. Hier machen die Spaltrisse die Biegung stets mit.

Diese grosse Verformbarkeit des Biotites ist eine Folge seines innerstrukturellen schichtartigen Baues.

Dass infolge dieses Verhaltens Biotitlagen wie Puffer wirken, ist leicht einzusehen. Oft machen ganze Scharen von querverlaufenden Rissen an ihnen halt, ohne die auf der anderen Seite liegenden Gesteinspartien zu erreichen. Ebenso sind in Biotit eingelagerte körnige Mineralien meist sehr gut geschützt.

All die oben beschriebenen Erscheinungen können auch kombiniert an einem Individuum vorkommen und deuten in ihrer Gesamtheit auf bereits recht beträchtliche Krafteinwirkungen hin, wenn die übrigen Mineralien davon noch wenig verraten. Es scheint, dass in glimmerreichen Gesteinen die ersten Spannungen ganz in diese leicht deformierbaren Komponenten abgelenkt werden und durch deren Verformung ausklingen können, so dass die spröden Mineralien erst befallen werden, wenn die Auffangfähigkeit des Glimmers erschöpft ist.

Mit zunehmender Beanspruchung des Biotites verliert sein Pleochroismus an Intensität, die Farben werden blasser.

All diese Deformationen wurden am Biotit relativ frischer Gesteine beobachtet. Bei fortgeschrittener Kataklase und erhöhter Zirkulation von Lösungen kann der Biotit sehr rasch gänzlich verschwinden. Entweder fällt er direkt der Chloritisierung anheim (dies oft schon im kaum kataklastischen Gestein) und erfährt als solcher leicht Umlagerungen; oder die zerrissenen und geknitterten Biotitfetzen werden aufgelöst, und an anderer Stelle erfolgt ein Neuabsatz in Form des Chlorites. Umlagerung und Wiederabsatz von Biotit selber wurde nur in der auf S. 50 beschriebenen Form als endogene Rissverheilung beobachtet und in seltenen Fällen als feine Blättchen in mikroskopischen Rissen.

Der leichte Abbau des Biotites geht auch daraus hervor, dass er in der Nähe von Rissen oft durch benachbarte Quarz- oder Feldspatkörper

sukzessive ersetzt wird. Oft ist nur noch ein Skelett von Biotit übrig, angedeutet durch verbliebene feine Epidot-Titanit-Schnüre. Desgleichen kommen Pseudomorphosen von jungem Epidot nach Biotit vor.

f) Hornblende

Ihre Kataklase kann nur in den Amphiboliten näher studiert werden, weil andere hornblendeführende Gesteine selten sind und die Hornblende darin meist nur spärlich vorkommt.

In den Amphiboliten zerfällt die Hornblende nur schwer in Kleinkorn. In den kataklastischen Rissen fehlt zumeist feines Bruchmaterial. Deshalb sind auch die Rissbegrenzungen glatt und nicht gezackt, wie dies so oft bei Quarz und Kalifeldspat der Fall ist. Oft ist die meist stengelige grüne Hornblende von mehreren, ungefähr parallelen Rissen in dicke Scheiben aufgeteilt, die aber für sich total heil erscheinen, höchstens leicht undulös auslöschen. Diese Anomalie verstärkt sich nur noch bei den gebogenen Individuen. Solche sind relativ häufig, und diese grössere Verformbarkeit gegenüber den leukokraten Mineralien dürfte im Zusammenhang stehen mit der andersartigen strukturellen Beschaffenheit der Hornblende. Allerdings ist es nicht immer eine kontinuierliche Biegung, sondern das Korn ist in viele kleine Blöcke zerbrochen, die alle gleichsinnig leicht gegeneinander abgedreht sind, was summiert eine Biegung ergibt. Es sind aber keine klaffenden Risse wahrzunehmen, die Blöcke sind fest aneinandergefüggt.

Das Verhalten der Hornblende in den Amphiboliten wird aber auch eine Funktion des Mineralbestandes des Gesteines sein, indem der einzige weitere ins Gewicht fallende Gemengteil mittlerer bis basischer Plagioklas ist, und das Verhalten beider Mineralien in Wechselbeziehung stehen dürfte.

Eingehender konnte die Kataklase der Hornblende von P. WALTER (1950) in den Gesteinen der Ivreazone mit folgenden Resultaten studiert werden: In jenen, zur Hauptsache aus Plagioklas, Hornblende und Augiten aufgebauten Gesteinen verhält sich die Hornblende ausgesprochen resistent. Jedoch ist ihr Verhalten weitgehend durch die Anwesenheit oder das Fehlen von Augit beeinflusst. In dessen Gesellschaft verhält sie sich spröder. — Während der mechanischen Beanspruchung fand in den Ivreagesteinen auch eine Umkristallisation statt, und zwar unter Bedingungen, die jenen der Katazone entsprechen, was für die Art der Kataklase und der resultierenden Strukturen und Texturen von ausschlaggebender Bedeutung war.

g) Neben- und Übergemengteile und Neubildungen

Der Vollständigkeit halber sollen auch Beobachtungen an den übrigen Mineralien angeführt werden. Da es sich aber nur um Neben- oder Übergemengteile sowie Neubildungen handelt, ist ihr Verhalten doch sehr stark durch die benachbarten Komponenten bedingt. Immerhin können unter den Neubildungen die Epidotmineralien, Calcit, Sericit, Zeolith, eventuell auch der Prehnit lokal angereichert sein und eigene Strukturbereiche bilden, die von Einfluss auf ein späteres kataklastisches Gesamtverhalten des Gesteines werden, während die als Einzelkörner vorkommenden nur unter besonderen Umständen und nur lokal Bedeutung gewinnen (z. B. als Einschluss für das Wirtkorn, oder in spezieller, etwa zeilenartiger Anordnung für eine Gesteinspartie).

Epidotmineralien

Ihr Verhalten ist deshalb von besonderem Interesse, weil sie z. T. schon sehr frühe Neubildungen sind, in grossen Mengen auftreten können und dann von jüngeren Beanspruchungen miterfasst werden.

Die primär im Gestein auftretenden Mineralien dieser Gruppe haben stets Zonarstruktur, die durch Zunahme des Fe-Gehaltes gegen aussen gekennzeichnet ist; sehr häufig ist ein Orthitkern vorhanden, bei sonst gleichbleibender Zonenfolge. Von ihnen sind die sekundären Bildungen leicht unterscheidbar, indem diese gerade die umgekehrte Zonenfolge führen, bei fehlendem Orthitanteil.

Die Epidotmineralien zeigen den Prototyp eines gegenüber Bruch zähen Verhaltens. Das erste Anzeichen einer mechanischen Einwirkung ist fleckiges Auslöschen, was die durch die oft unregelmässige Zonarstruktur bedingte Uneinheitlichkeit der Individuen noch erhöht. Bei zunehmender Kataklase wird splitteriges Zertrümmern zu feinem Sand wie bei Quarz kaum beobachtet; häufig sind Porphyroklasten in feinem Quarz-Feldspatmus zu finden, beides Anzeichen des höheren Widerstandes dieser Mineralien. Durch Verwerfungen in Einzelkörnern entstehen Streifen feinsten Epidotbreies, die gegeneinander bewegten Teile weisen aber in sich nicht den geringsten Schaden auf. Auch bei fortschreitender Zertrümmerung des Gesteines ist bei ausgeschaltetem Analysator oft nur wenig von einer etwaigen Beanspruchung des Kernes zu sehen, es sei denn, dass durch einen Orthitkern Verwerfungen in der Zonarstruktur sichtbar werden. Denn ähnlich wie bei den Hornblenden bilden sich auch bei den Epidotmineralien bei intensiver Beanspruchung wohl zahlreiche, aber vor allem feine Risse und Sprünge, ohne den Zusammen-

hang des Kernes als Ganzes zu zerstören, weil sich längs dieser Risse die einzelnen Bruchstücke viel weniger voneinander loslösen, als z. B. bei Quarz und den Feldspäten.

Hinzu kommt die sehr hohe Rekristallisationsfähigkeit der Epidotmineralien, bedingt durch starken Lösungsumsatz. Bei xNi wird sichtbar, wie die brecciierte Zonarstruktur stets wieder durch Epidot-Zoisit verheilt wird, in den Trümmerzügen Sammelkristallisation erfolgt und das Kleinkorn wieder zum Stammindividuum eingeregelt wird. Bei primär im Gneis vorkommenden Körnern ist die verheilende Substanz immer jene der äusseren Hülle, also Fe-reich, so dass man solche Risse bei xNi sehr gut auch im Fe-ärmeren Kern erkennen kann, während bei ausgeschaltetem Analysator dem Korn nichts anzusehen ist. Interessant ist, wie Epidote junger Adern, welche Orthitkerne durchschlagen, in diesem und in seiner Umgebung gelb gefärbt sind, mit ausgeprägtem Pleochroismus zu farblos, während sie sonst kaum merkbare Absorptionsunterschiede aufweisen: ein Zeichen der veränderten chemischen Zusammensetzung durch Stoffaufnahme aus dem Orthit.

Genau wie bei der Hornblende kommen auch bei den Epidotmineralien häufig gebogen erscheinende Individuen zustande.

Ähnlich wie der Epidot verhält sich der

Titanit.

Sekundär aus der Biotitumwandlung entstehende insekteneiartige Körner überdauern infolge ihrer Kleinheit die Kataklase schadlos. Bei primären grösseren Titanitkristallen kommen Verbiegungen und Druckzwillingsbildung vor. Dieses Reagieren durch Druckzwillingsbildung leitet über zum Calcit. Die Rekristallisations- und Umlagerungsfähigkeit ist aus dem nämlichen Grunde wie bei den Epidotmineralien bedeutend. Ausser endogen verheilten Rissen kommen auch fingerartige, von Titanatkörnern ausgehende Fortsätze in Klüften benachbarter Mineralien vor.

Prehnit

Diese Neubildung kommt vor allem in kataklastischen Rissen von Amphiboliten vor. Zwar sind bei Prehnit die ersten Anzeichen von mechanischer Beanspruchung nicht eindeutig als solche erkennbar, da er schon primär die bekannte zeolithische Auslösung und mosaikartige Felderteilung besitzt. Diese Anomalien steigern sich sofort beträchtlich bei Körnern, die im Bereich von Trümmerzonen liegen.

Manche Prehnitadern werden zu bevorzugten Scherflächen, und das Mineral wird zu einem Mus von nicht mehr auflösbarer Kornfeinheit

zerrieben. Dabei braucht die Beanspruchung nicht gross gewesen zu sein, was aus der häufig gänzlichen Unversehrtheit der angrenzenden Hornblenden und Plagioklase ersichtlich ist. Diese der inneren Konstitution entsprechende Empfindlichkeit war zu erwarten. Um so grösser ist aber auch die Rekristallisationsfähigkeit des Prehnites. Sie erzeugt ganz charakteristische Formen. Primär herrscht in den Prehnitadern polygonal begrenztes Korn vor, wodurch Pflasterstruktur resultiert. In kataklastischen Partien sind die Körner ineinander verzahnt, oft mit unscharfen Grenzen zwischen Trümmern und Stammkorn. Durch die Regenerierung wird das Kleinkorn wieder eingeregelt, und das neue Individuum hat häufig eine auffallende, immer wieder rechtwinkelig absetzende Umgrenzung (Fig. 8).

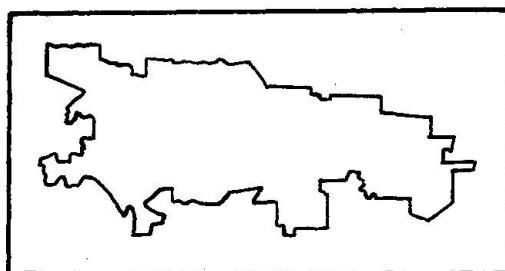


Fig. 8

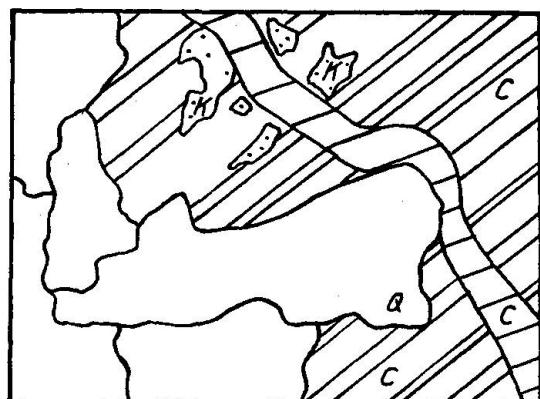


Fig. 9

Fig. 8. Kornformen an durch Sammelkristallisation regeneriertem Prehnit.
Vergr. 500 ×.

Fig. 9. Risse in Calcit (C) werden durch Quarz- (Q) und Kalifeldspateinschlüsse (K) gelenkt. Vergr. 50 ×.

Calcit

Calcit zeigt in seinem Verhalten viele Analogien zu den Epidot-mineralien, Titanit und Prehnit, sowohl in der hohen Regenerierungs-fähigkeit wie in der Eigenschaft, unter Umständen ohne Bruch auch starke mechanische Beanspruchungen zu überdauern. Dies ist der hohen Gleitfähigkeit zuzuschreiben und der sich daraus ergebenden Möglichkeit, durch Druckzwilingsbildung zu reagieren. Letztere ist denn auch sehr häufig, ebenso S-förmige Verbiegungen. Sehr ausgeprägt ist ferner die Fähigkeit zur Sammelkristallisation in schmalen Trümmerzonen mit submikroskopischen Korngrössen.

Was bei Epidot und Hornblende bereits hervortrat, ist beim Calcit am deutlichsten entwickelt: bei Zertrümmerung verlieren die Bruchstücke nur schwer ihren Zusammenhang, wohl weil Rekristallisation und

Verheilung sofort einsetzen. Bei Calcit spielt hiebei auch noch die geringe Härte eine Rolle, indem die Trümmer leicht ineinander gepresst werden.

Durch seine Neigung zu Druckzwillingsbildung ist der Calcit ein empfindlicher Anzeiger jener leichten Beanspruchungen, die sich an anderen Mineralien noch nicht äussern. Calcitbereiche lenken einwirkende Kräfte gleichsam auf sich ab. Das zeigt sich darin, dass sich durch leichte Beanspruchungen entstehende Störungszonen an Calcitpartien des Gesteines halten, ohne diese zu verlassen, selbst wenn diese unregelmässig geformt und gewunden sind. Ebenso werden von Calcit umhüllte härtere Mineralien von Rissen umgangen, die Störung verbleibt im Calcitgefüge (Fig. 9).

Apatit

Bei ihm wird deutlich, wie sehr das mechanische Verhalten von Korngrösse und Art der benachbarten Mineralien abhängt.

Apatit tritt als isometrisch ausgebildetes isoliertes Korn auf. Ist sein Durchmesser größenordnungsmässig etwa von der Breite durchschnittlicher Risse und Trümmerzüge (d. h. ca. 0,05—0,15 mm), in deren Bahn er liegt, so übersteht er unbeschadet die Beanspruchung. Ganz besonders ist dies der Fall, wenn er in plastisch sich verhaltenden Biotitlagen sitzt. Dasselbe gilt vom Titanit und Epidot. Die Biotitlagen wirken abschirmend, und auch grössere Körner werden durch sie vollkommen geschützt. — Anders ist es, wenn der Apatit inmitten leukokrater Gemengteile liegt. Kleinere Körner bleiben auch dann heil, meist erfolgt intergranularer Riss; grössere werden von durchziehenden Rissen genau wie die umgebenden Mineralien geschnitten. Entstehende Sprünge sind jedoch weniger dicht als in Quarz und Feldspat und meist ohne jegliches Trümmermaterial.

Erze

Da Hämatit nur als Neubildung und vor allem nur in sehr feinkörnigen Aggregaten oder als Pigment zwischen Kleinkorn vorkommt, konnte sein Verhalten der mechanischen Beanspruchung gegenüber nicht näher studiert werden. Die wenigen, z. T. dendristisch ausgebildeten grösseren Individuen mancher Kataklasite sind von keiner Deformation mehr ergriffen worden.

Hingegen ist der Magnetit, wenngleich ein viel seltenerer Gemengteil, so doch stets als grösseres, meist idiomorphes Korn entwickelt. Als Neubildung ist er ein sehr frühes Produkt, so dass ihn etwaige spätere Kataklasen immer befallen. Dabei wird er in wenige unregelmässige

Stücke zerbrochen, Kleinkorn fehlt. Die Sprünge sind mit Neubildungen, meist Epidot, ausgefüllt.

Dasselbe ist vom Pyrit zu sagen. Selbst innerhalb von mit Trümmern erfüllten Rissen liegende Pyritwürfel erscheinen sehr oft gar nicht beansprucht, oder es sind nur Kanten leicht abgesplittet. Meist erfolgt, wie übrigens auch beim Magnetit, intergranularer Bruch. Eine beim Pyrit nicht selten vorhandene Limonitkruste scheint die einwirkenden Kräfte aufzufangen und abzudämpfen.

Ein näheres Studium erzreicherer Gesteine dürfte ein von den Silikaten stark abweichendes mechanisches Verhalten der Erze ergeben.

Zeolithe

Dass die beiden in den Gesteinen des Onsernone gefundenen Zeolithe Laumontit und Desmin ähnlich wie der Prehnit infolge ihrer im Vergleich zu den anderen beschriebenen Silikaten eher schwammartigen inneren Konstitution empfindlich auf Kataklase reagieren würden, war zu erwarten. Obwohl sie in beträchtlichen Mengen am Aufbau von Kataklasiten beteiligt sein können und wie die Calcitgefüge besonders anfällige Schwächen darstellen, sind sie grossteils doch kaum mehr von Beanspruchungen betroffen worden, weil es sich um jüngste Bildungen handelt. Immerhin wurden vereinzelt Desmin- und Laumontitgefüge von späten Bewegungen noch miterfasst, was sich in sehr uneinheitlicher Auslöschung der Körner äussert. Da der Laumontit (ausser in Zerrissen) nie grösser als 0,1 mm wird, meist viel feiner ist, scheint er die Beanspruchung besser zu überstehen als der oft bis 5 mm grosse Desmin.

Der Desmin zeigt ausgesprochene Felderteilung meist ganz unregelmässiger Natur, teils aber auch mit Anklängen an Zonarstruktur oder deutlich an Rissverheilung gemahnend (Fig. 10). Das Bild grosser Desmine ist dasjenige typischer Mosaikkristalle. Die meist scharf begrenzten Felder löschen jeweils mit Abweichungen von 1—5° in bezug auf ein gewähltes Feld aus. Beim Einmessen der optischen Grössen im U-Tisch stellten sich bei verschiedenen Neigungen immer neue Felder ein, andere, einheitlich aussehende, zerfielen wieder in mehrere Teilbereiche. Die Auswertung der U-Tisch-Vermessung in stereographischer Projektion wie auch eine Laue-Aufnahme ergaben, dass es sich um einen sehr gestörten Kristallbau handelt, indem die Felder gegeneinander verwackelte Blöcke darstellen. Zudem ist auch das bekannte Zwillingsgesetz nach (001) vorhanden, indem ein Teil der Blöcke zu einem Individuum gehört, die anderen dazu in Zwillingsstellung stehen. Die Deutung von keil- und saumartigen Einschaltungen als verheilte Risse und Sprünge

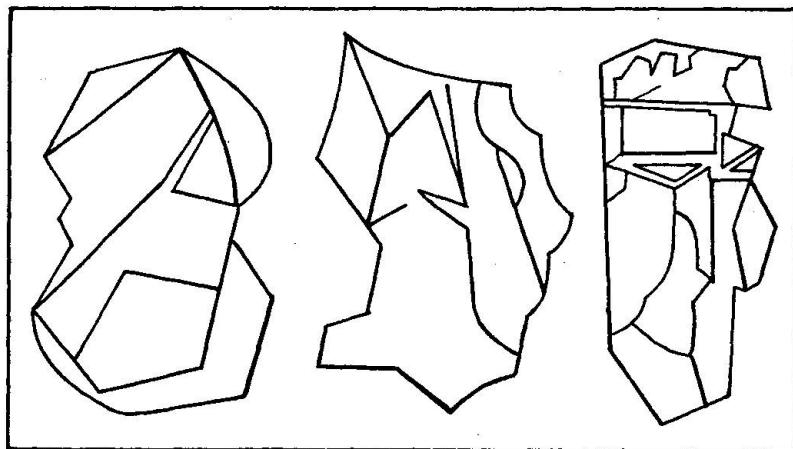


Fig. 10. Mosaikstruktur an Desminkristallen. Vergr. 60 ×.

wird dadurch nicht ausgeschlossen. Da die Laue-Aufnahme an einem aus einer Zerrkluft stammenden Desmin gemacht wurde, ist anzunehmen, dass die dort festgestellte Mosaikstruktur primär ist und nicht auf mechanische Beanspruchung zurückgeht. Andere Desmine erlitten aber sicher zusätzlich eine solche, und dort ist nicht zu entscheiden, was von den Anomalien durch diese verursacht wurde und was primär ist. Ebenso können auch die Zwillinge z. T. durch Druckbeanspruchung resultiert sein.

Schwieriger zu deuten ist eine auf den (100)-Flächen makroskopisch wahrnehmbare Naht, die auf eine parallel der Symmetrie- und Spalt ebene (010) verlaufende, aber im monoklinen System ausgeschlossene Zwillingsebene hinweist. Im allgemeinen gilt Desmin als monoklin. Indessen wurden schon 1886 von L. LANGEMANN (1886) Beobachtungen an Desmin mitgeteilt, die mit monokliner Symmetrie unverträglich sind und den Autor zwangen, für Desmin trikline Symmetrie anzunehmen.

Ausserdem kommen am Desmin auch Biegungen vor, z. T. deutlich in der Art zustande kommend wie bei der Hornblende und den Epidot mineralien. Bei manchen Individuen war jedoch auch die Möglichkeit des Wachstums unter einseitiger Beanspruchung nicht von der Hand zu weisen.

2. Zur Entstehung und Deutung der Neubildungen

a) Allgemeines

Viele ungestörte Gesteine zeigen bereits Mineralumwandlungen, die unter den allgemeinen Begriff der sekulären Verwitterung oder Epimetamorphose fallen.

In weit grösserem Ausmass finden sich aber chemische Umsetzungen in allen mehr oder weniger kataklastisch beeinflussten Gesteinen, wo infolge makroskopischer und mikroskopischer Zerrüttung die Zirkulation von Lösungen stark erhöht ist. Hinzu kommt der ganze Gesteinspartien erfassende Strain, welcher die Reaktionsbereitschaft und die Umlagerungsprozesse erheblich fördert.

Im allgemeinen kann gesagt werden, dass in Bereichen mit Neubildungen nichts abgesetzt wird, dessen Stoffinhalt (ohne Berücksichtigung der Mengenverhältnisse) nicht aus dem Nebengestein im weiteren Sinne stammen könnte. Diese endogene Entstehung ist jedoch nicht ohne beträchtliche Stoffwanderungen bei einem Teil der Neubildungen denkbar, da manche Stoffe lokal so angereichert sind, dass sie zu eigenen Gesteinstypen führen. Festzuhalten ist, dass der Ca-Gehalt der Gneise des Onsernone gering ist (der Plagioklas schwankt von Albitoligoklas bis Andesin; Hornblendegneise sind sehr spärlich, und ausser den als Nebengemengteile auftretenden Epidot und Titanit sind keine weiteren Ca-haltigen primären Mineralien vorhanden), und Ca-reiche Gesteine nur in den trennenden Paragesteinszügen vorkommen, so dass für Anreicherungen gerade Ca-reicher Neubildungen wie Epidot, Zeolith, Calcit unbedingt Stoffwanderungen angenommen werden müssen. Zudem zeigen die Gneise selbst innerhalb vieler Ruschelzonen oft nur Chloritisierung des Biotites und Epidotisierung des Plagioklases.

Versucht man diese Vorgänge zu formulieren, so muss man sich, wie immer, mit sehr idealisierten Mineralzusammensetzungen begnügen. Hinzu kommt, dass infolge der meist intensiven Kataklase und der Kornfeinheit die Mengenverhältnisse der Neubildungen nicht genau erfasst werden können.

b) Die Altersabfolge der Neubildungen

Über alle Kataklasen summirt kann in grossen Zügen immer wieder dieselbe Ausscheidungsfolge beobachtet werden, allerdings mit einzelnen Verschiebungen, was das mengenmässige Verhältnis der Neubildungen anbelangt. Aus der Art der Rissfüllungen und der Ausbildung der jungen Mineralien lassen sich folgende Beziehungen ableiten:

Wurde ein Gestein von den älteren Kataklasen ergriffen, so ist die Chloritisierung des Biotites und die Umlagerung des Chlorites einer der frühesten Vorgänge. Sie dürfte schon einsetzen, bevor die gleichzeitig im Plagioklas und Kalifeldspat entstandenen Risse durch deren Eigensubstanz verheilt werden, denn häufig ragt Chlorit von umgewandelten Biotitblättern aus in benachbarte Plagioklasspalten hinein. Doch hört

die Chloritumlagerung, d. h. Auflösung und Absatz an demselben oder einem anderen Orte, schon früh auf, denn spätere Risse im Chlorit sind bereits durch Kalifeldspat oder Quarz verheilt.

In die gleiche Zeit fällt auch die Chloritisierung der Hornblende.

Die Umlagerung von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz beginnt zu gleicher Zeit, aber jene von Plagioklas hört lange vor den anderen auf, indem viele Risse in Plagioklas nicht ganz mit Eigensubstanz verheilt sind, sondern besonders in der Zentralpartie oft auch Kalifeldspat führen. Nur um weniges jüngere Risse sind bereits ganz mit Kalifeldspat ausgefüllt.

Die junge Plagioklassubstanz, die immer aus dem verheilten Korn selbst stammt (also endogen im engsten Sinne des Wortes ist), ist im Gegensatz zum Stammindividuum frei von Bestäubung (das Umgekehrte der älteren Kalifeldspat-erfüllten Risse).

Die Rekristallisation des Kalifeldspates dauert länger. Es können darin zwei Abschnitte unterschieden werden: Während der primäre Kalifeldspat nur spärliche oder gar keine Pigmentierung führt, haben ältere, mit Eigensubstanz wieder erfüllte Risse eine starke Bestäubung mit feinstem Epidot, die sonst den primären Plagioklas kennzeichnet. Dieselbe Erscheinung wie beim Kalifeldspat ist auch beim Quarz zu beobachten. Jüngere, ebenfalls noch mit Kalifeldspat verheilte Risse sind hingegen ganz klar. In dieser Periode zertrümmerte Gesteine haben in ihren Mörtelpartien viel Kalifeldspat als Zement, der bei ausgeschaltetem Analysator als feinste, tieferbrechende Äderchen zwischen den Quarz- und Plagioklasträmmern deutlich erkennbar ist.

Die junge Kalifeldspat- und Plagioklassubstanz erscheint in den Spalten immer als homogenes, einkristallines Band. Beim neugebildeten Quarz ist dies nur in der älteren Generation der Fall.

Die Neu- und Umkristallisation des Kalifeldspates wird überdauert von jener des Quarzes. In manchen Spalten zerbrochener Feldspäte ist randlich noch Eigensubstanz abgesetzt, zentral aber als durchziehendes Band oder in Form von Einzelkristallen Quarz. Noch jüngere Risse führen nur Quarz.

In der Spätphase seiner Abscheidung erscheint der Quarz auch im Eigenkorn nicht mehr als homogenes Band, sondern in Form zahlreicher \pm idiomorpher Kristalle, die eine parkettartige Leistenstruktur erzeugen. Die Idiomorphie der Körner ist um so vollkommener, je weniger Trümmer da sind, die zementiert werden.

In allen Kataklasten sind neuabgesetzte Epidotminerale vorhanden. Die Epidotisierung des Plagioklases ist auch in unbeanspruchten

Gesteinen verbreitet. Sobald durch Kataklase der Lösungsumsatz erhöht wird, können diese Neubildungen wandern und ergeben das Zement in feinen Trümmerzonen oder Kluftfüllungen. Dabei sind, wie bereits erwähnt, die Fe-reichen Glieder älter als die Fe-armen, wie aus der Zonenfolge und aus Klinozositadern hervorgeht, die Epidotadern durchschlagen, während das Umgekehrte nie beobachtet wurde.

Die Ausscheidung dieser Mineralien dauert sehr lange an. Epidot kommt schon als Füllung ältester Spalten vor, die von allen anderen geschnitten werden. Bei der Zeolithisierung, einem sehr späten Vorgang, werden indessen erneut Epidotmineralien gebildet, die da und dort in zerbrochenen Zeolithkristallen sitzen können (es handelt sich allerdings um früheste Zeolithkristalle).

Die Bildung von Calcit scheint schon relativ früh begonnen zu haben, weil des öfteren Calcit-Titanit-Symplektite vorkommen und der Titanit, da er nur aus der Chloritisierung des Biotites hervorgeht, relativ alt ist. Die Calcitabscheidung dauert aber bis spät an, entsteht doch im Zusammenhang mit einer sehr spät einsetzenden Sericitisierung von jungen Epidotmineralien wiederum Calcit.

Unter den Zeolithen ist der Laumontit älter als der Desmin, indem Krusten des letzteren auf ersterem vorkommen, niemals aber umgekehrt.

Etwas unsicher ist die Stellung der Erze. Magnetit ist selten. Da aber zerbrochene Kristalle dieser Neubildung mit Fe-reichem Epidot verheilt sind, dürfte er ein sehr frühes Produkt sein. — Die erste Entstehung von Hämatit fällt in die Chloritbildungsperiode hinein. Da ist er älter als der pigmentfreie Kalifeldspat und etwa gleich alt wie die jüngeren Glieder der Fe-reichen Epidotmineralien. Von Calcit werden Hämatitadern meistens gequert, doch gibt es auch einen mit dem jüngeren Calcit und Sericit gleichaltrigen Hämatit. Diese Mineralien kommen zusammen auf Kakiritflächen vor. — Von neugebildetem Pyrit konnte nur festgestellt werden, dass er älter ist als zumindest ein Grossteil des Sericites.

Die Stellung des Titanites ergibt sich dadurch, dass er einerseits mit frühgebildetem Epidot zusammen vorkommt (Chloritisierung des Biotites), anderseits auch mit Calcit Symplektite eingeht.

Der Sericit ist in seinen Anfängen sicher älter als aller Calcit und reicht in seiner Bildung bis in die Chloritisierung des Biotites zurück. Anderseits erliegen gerade Fe-arme, also jüngste Epidotmineralien auch noch der Sericitisierung.

Auf Grund dieser Beobachtungen dürften die Beziehungen der Neubildungen zueinander dem Schema Fig. 11 entsprechen. Nicht enthalten

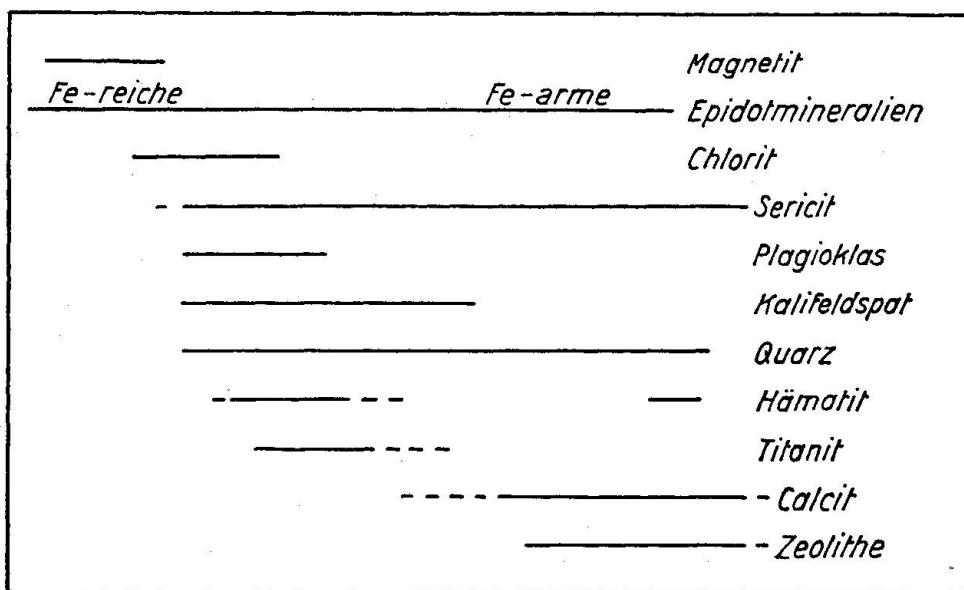


Fig. 11. Schema der Ausscheidungsfolge der Neubildungen.

sind darin ausser dem Pyrit der Prehnit und die strahlsteinartige Hornblende. Vom Prehnit kann nur gesagt werden, dass er jünger ist als die Hauptmasse der Epidotmineralien; bei der Epihornblende handelt es sich wahrscheinlich um eine frühe Bildung.

c) Die chemischen Reaktionen

Im ersten Stadium der Chloritisierung des Biotites erscheinen in den Spaltrissen und am Rande der Blättchen grüne, ausgefranste Partien. Langsam gewinnen sie an Grösse und werden zahlreicher; das ganze Blättchen wird von solchen Flecken durchsetzt, so dass ein uneinheitliches schmutziges Braun entsteht. Bei mechanisch beanspruchten Biotiten erfolgt die Chloritisierung auch gerne von den Stauchungszonen aus, so dass ein Netzwerk von Chlorit im Biotit entsteht. Zugleich erscheinen an Spaltrissen Ausbleichungen oder Sericitschuppen. Schon früh wird auch der Epidot sichtbar, der in kleinsten Körnern zeilenartig auftritt oder Nester bildet. Gleichartig tritt der Titanit auf. Der Pleochroismus des Chlorites ist weissgrün-grasgrün, die Interferenzfarben meist tintenblau oder dunkelbraun. Es handelt sich um Pennin. Nebenprodukte dieser Biotitumwandlung sind auch Hämatit und ganz selten Magnetit, die in feinen Schnüren den Chlorit durchziehen.

Der chlorisierte Biotit wird leicht umgelagert und füllt feine gewundene intergranulare Spalten. So haben viele Mineralkörper einen

feinen Rahmen von Chlorit, zu dem auch Sericit treten kann. In grösseren Klüften sitzt grobblättriger Pennin, oder er bildet nesterartige Aggregate radial struierter Kugelchen.

Die Chloritisierung der Hornblende ist in den Gneisen und Amphiboliten verschieden. In den Gneisen kann Hornblende in weiten Bereichen vollkommen umgewandelt sein, und es liegen pseudomorphosenartige Haufwerke von Chlorit, Calcit und Epidotmineralien vor. — In den Amphiboliten erfolgt die Umwandlung nur in Rissnähe. Gleichzeitig erfolgt auch die nur spärlich zu beobachtende Umwandlung der Hornblende zu einer farblosen strahlsteinartigen Varietät.

Gleichzeitig mit dem Prozess der Chloritisierung des Biotites gehen, damit gekoppelt, noch andere Mineralumwandlungen vor sich. Hierher gehört vor allem die pigmentartige Bestäubung der Plagioklase mit feinstem Epidot. Oft werden die Körner dadurch einheitlich braun gefärbt. Gegen Risse und Kataklasezonen nimmt die Pigmentierung deutlich zu. — Diese Epidotisierung des Plagioklases liefert die Hauptmasse der in allen Kataklasiten vorhandenen jungen Epidotmineralien. Sie kann zur Saussuritisierung gerechnet werden, doch sind bei letzterer die plagioklasfüllenden Komponenten meist gröber.

Zusammen damit erscheint auch häufig die auf S. 49 erwähnte Bildung von wolkenartigen Kalifeldspatbereichen innerhalb des Plagioklases. In wenig gestörten Gesteinspartien sind diese meist intensiver pigmentiert als der sie beherbergende Plagioklas; in stärker beanspruchten Partien ist das Umgekehrte sehr häufig. Erstere Erscheinung ist leicht einzusehen. Ist hingegen die Zirkulationsmöglichkeit der Lösungen durch stärkere Zerrüttung erhöht, kann Epidotsubstanz leicht abwandern, zumal der Kalifeldspat in grossem Ausmass umgelagert wird.

Die zweite Art der Kalifeldspatisierung in Form der klaren, scharf begrenzten Lamellen (vgl. S. 49) scheint vor allem in stark zerrütteten Gesteinen vorzukommen. Parallel mit der Bildung dieser Kalifeldspat-einlagerungen entstehen im Plagioklas oft auch Albitbereiche, die in ihren Formen genau den Grenzlinien der Kalifeldspatpartien folgen, aber fast nie an diese grenzen, sondern durch einen schmalen Saum des primären Plagioklases von ihnen getrennt sind (Fig. 12).

Eine sehr auffällige Erscheinung in Verbindung mit dieser Kalifeldspatplättchen- und -wolkenbildung ist, dass auch der Quarz der Korrosion von aussen durch Kalifeldspat verfallen kann. Die dadurch resultierenden sekundären Quarz-Kalifeldspatsymplektite sehen zunächst wie mikroschriftgranitische Verwachsungen aus. Randlich kann der Quarz von einem feinen Netzwerk von Kalifeldspatäderchen durchsetzt sein;

häufig sind auch buchtige Formen. Dabei entstehen am Quarz stets konkave Formen, und tropfenartige reliktische Quarzkörner schwimmen im Kalifeldspat (Fig. 13). Um eine kataklastische Struktur mit Kalifeldspat als Zement kann es sich nicht handeln, denn oft fehlt am Quarz und seiner Umgebung jede Spur von Beanspruchung, und die Quarztropfen haben gleiche Orientierung wie das Stammkorn, während bei kataklastischer Entstehung zumindest einige abgedreht wären.

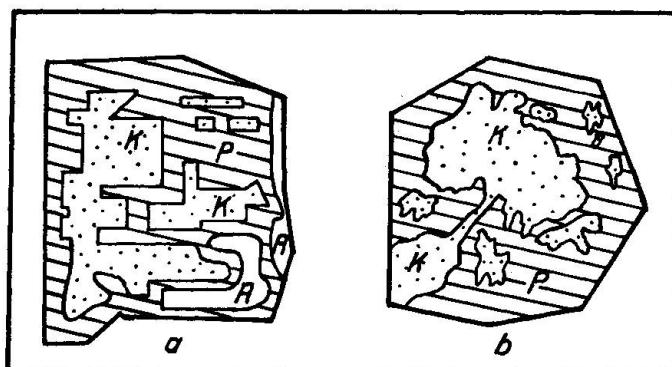


Fig. 12. Kalifeldspatisierung des Plagioklasses. a) Bildung von Kalifeldspatplättchen und -lamellen nebst Albitbereichen; b) wolkenartige Kalifeldspatisierung.
P Plagioklas, K Kalifeldspat, A Albit. Vergr. 70 ×.

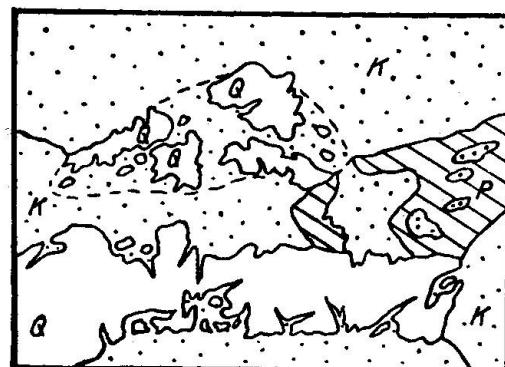


Fig. 13. Korrosion von Quarz (Q, weiss) und Plagioklas (P, schraffiert) durch Kalifeldspat (K, punktiert). Quarzinseln schwimmen in Kalifeldspat. Gestrichelt: ehemaliges Quarzkorn. Vergr. 100 ×.

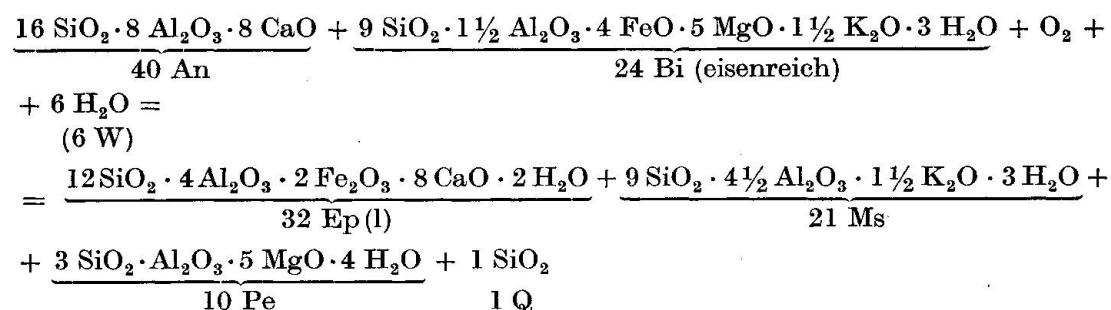
Alle diese Erscheinungen zeigen, dass bei den Epibedingungen der Kataklase im Onsernone der Kalifeldspat gegenüber dem Ca-haltigen Plagioklas unter allen Umständen die beständiger Form darstellt. Im Stadium der Pegmatitbildung aber hat man nach R. KERN (1947) sehr häufig Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas.

Bezeichnen wir (siehe P. NIGGLI (1936) und (1948)) die Formeleinheiten wie folgt:

An	Bi	Zo	Ep(l)	Ms	Or
Anorthitanteil des Plagioklases	Biotit	Zoisit	Epidot Fe-reich	idealer Muskowit bzw. Sericit	Orthoklas
Q Quarz	Pe normaler Pennin	Cc Calcit	Hm Hämatit	Mt Magnetit	W H_2O Sauerstoff

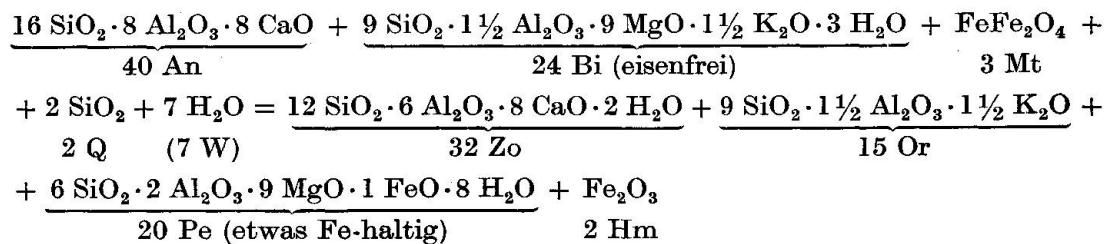
so ergeben sich folgende Beziehungen, die für sich oder in Kombination mit anderen Gleichungen für das Verhalten der Mineralien in unserem Gebiet charakteristisch sind:

1. Aus dem Anorthitanteil des Plagioklases und dem Biotit entstehen Epidot, Sericit, Pennin und etwas Quarz:



Hier hat eine Oxydation des Fe stattgefunden. Es ist zu beachten, dass bereits Biotit dreiwertiges Fe enthalten kann und ein Teil des K sowohl im Biotit wie Sericit durch Na ersetztbar ist, was eine Beteiligung des Ab-Gehaltes der Plagioklase an der Reaktion ermöglicht. Auch blieb der Titangehalt des Biotites unberücksichtigt.

2. Wiederum entstehen aus den reaktionsfähigsten Bestandteilen: Anorthitanteil des Plagioklases und dem Biotit die Neubildungen, wobei jetzt statt Sericit Kalifeldspat auftritt und das Zoisit-Epidotglied Fe-frei angenommen wird:



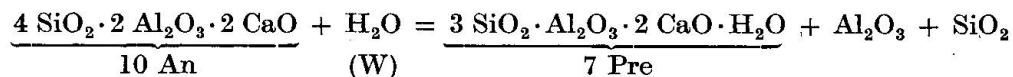
Durch Variation des Fe-Mg-Verhältnisses und Fe-Al-Verhältnisses in Biotit und Pennin bzw. Biotit und Zoisit-Epidot lassen sich weitere

Varianten ableiten. Geht ein Teil des Ca als Karbonat in Lösung, so wird SiO_2 und Al_2O_3 des Anorthitanteiles frei, wodurch sich die Mengenverhältnisse Or:Ms:Pe verschieben können; usw.

In beiden Gleichungen sind die den Symbolen beigeschriebenen Koeffizienten nahezu proportional den Mengenverhältnissen, woraus in Übereinstimmung mit den Beobachtungen hervorgeht, dass Epidot-Zoisit und Sericit in grösseren Mengen entstehen müssen als Chlorit (Pennin) oder Orthoklas.

Beschränkt auf die Plagioklase der Amphibolite und mancher Gesteine der Paraserien (jedoch auch bloss auf die Plagioklase in unmittelbarer Nachbarschaft von jungen Rissen) ist die Umwandlung zu Prehnit. Im Plagioklas bilden sich kleinere und grössere, unregelmässig begrenzte Körner dieses Minerals; daneben erfolgt auch Korrosion von aussen. — Aus diesem Prozess leiten sich die Füllungen der jungen Prehnitadern in den Amphiboliten her.

Prehnit hat die ungefähre Zusammensetzung $3\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{CaO} \cdot \text{H}_2\text{O}$, und dieser Formelgrösse entsprechen 7 Äquivalenteinheiten Pre. Nehmen wir an, dass aus dem Anorthitanteil alles Ca in Prehnit eingeht, so müssen gemäss



Tonerde und Kieselsäure frei werden, die zur Sericitbildung oder (und) Chloritbildung verbraucht werden können unter Mitbeteiligung von sich zersetzender Hornblende. Geht ein Teil des Ca des Anorthitanteiles in Calcit ein, so erhöhen sich die Mengen dieser für andere Mineralbildungen disponiblen Tonerde und Kieselsäure.

Weitaus die interessanteste Umwandlung des Plagioklases ist jene zu Laumontit und Desmin. Es sind dies späte Umsetzungen. Mengenmässig tritt die Desminbildung gegenüber der Laumontitisierung zurück. Letztere ist vor allem an stark zerrüttete Gesteine gebunden, ohne dass aber die Zertrümmerung notwendigerweise auch das Einzelkorn ergreifen müsste. Meistens ist der Biotit gestaucht, was auf intergranulare Durchbewegungen deutet. Auffallend ist, dass viele stark laumontitiserte Gesteine ausser der seltenen fehlenden Plagioklasbestäubung keine anderen Zersetzungerscheinungen zeigen, indem selbst der Biotit häufig nicht zu Chlorit umgewandelt ist, dafür aber eine nur in diesen Gesteinen vorkommende Veränderung erfährt: war der Pleochroismus ursprünglich strohgelb zu braunschwarz oder dunkeloliv, so geht er jetzt von hellbraun zu rostrot. Dies mag mit einer Folge seiner durchwegs starken

mechanischen Beanspruchung sein und dürfte auf die Oxydation des Eisens zurückgehen.

Die Zeolithisierung geht immer nur auf Kosten des Plagioklasses vor sich. Wird ein Gestein von ihr befallen, so schreitet sie rapid vorwärts. Die Art dieses Prozesses ist bei beiden Zeolithen sehr ähnlich. Ausgehend von feinen Klüften erfolgt der Angriff, indem die Rissränder zunächst sägeartig korrodiert werden. Längs Spaltrissen, Zwillingsebenen und kataklastischen Fugen schiessen die Zeolithe lanzettartig vor. Sind nur vereinzelte Risse in einem Plagioklaskorn vorhanden, so erfolgt die Korrosion ausgehend von deren Rand auf breiter Front. Bald zerfällt das Feldspatkorn in mehrere zeolithisierte Teilbereiche, oft bleiben nur

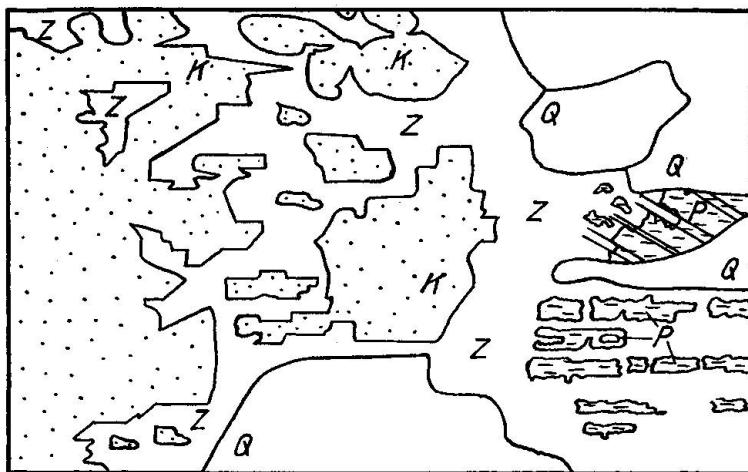


Fig. 14. Zeolithisierung eines Plagioklas-Kalifeldspat-Symplektites. Kalifeldspatinseln in Zeolith. Rechts: Korrasion eines Plagioklasses vor allem längs der schmalen Zwillingslamellen; Relikte breiter Lamellen. (K Kalifeldspat, punktiert; Z Zeolith, weiss; Q Quarz, weiss; P Plagioklas, gestrichelt). Vergr. 100 ×.

noch inselartige Relikte übrig. Schliesslich ist das Individuum vollständig pseudomorphosenartig von Laumontit oder Desmin erfüllt. Bei Desmin geht die Aufzehrung besonders gern längs den Zwillingslamellen des Plagioklasses vor sich. In dünnen Lamellen erfolgt sie rascher, da hier die Zwillingsebenen, die den Angriff erleichtern, nahe beieinander liegen. — Als Folge derartiger Verdrängungen längs Ebenen oder (und) Spaltrissen resultieren parallele, zeilenartig angeordnete reliktische Plagioklasplättchen und -stengel, die im Zeolith schwimmen (Fig. 14). Oft sind solche Zeilen nur durch einen mit Zeolith erfüllten Haarriss voneinander getrennt. — Die Laumonitisierung erfolgt meist unregelmässiger, der Plagioklas ist von einem Netzwerk von Laumontitadern durchsetzt.

Geht die Zeolithisierung nur von einer Stelle, etwa von einem einzelnen Riss aus, so liegt an Stelle des Plagioklases als Endstadium häufig ein Einkristall von Desmin oder Laumontit vor. War aber der Plagioklas vorher in mehrere Teile zerbrochen, so wird die Feldspatgestalt erfüllt von einem Pflaster von Zeolithkristallen. Diese Pseudomorphosen sind besonders in augigen Plagioklasgneisen deutlich, wo die Feldspatlinsen von Biotit eingerahmt waren und nun aus Zeolith bestehen.

Interessant ist, wie in alten Symplektiten, in denen der Plagioklas den Kalifeldspat verdrängt hatte, der Plagioklas seinerseits von Zeolith angegriffen wird, so dass Zeolithinseln in Kalifeldspat schwimmen und eine Umwandlung des Kalifeldspates vortäuschen. Oder es sind die jungen Kalifeldspatplättchen, die im Plagioklas wachsen, nun ganz in Zeolith eingebettet (Fig. 14). Auch Myrmekite können zeolithisiert werden, so dass die Quarzstengel von Zeolith umgeben sind, und das Ganze buchtig in den Kalifeldspat hineinragt. — Auf diese Weise resultieren z. T. recht komplexe Symplektite.

Nicht befallen von der Zeolithisierung werden die auf S. 63 erwähnten Albitbereiche. Dies und die Beständigkeit des Kalifeldspates zeigt, wie widerstandsfähig Ca-freie Feldspäte bei den in den Gesteinen des Onsernone bei Kataklase herrschenden Bedingungen sind.

Auch bereits sericitführende Plagioklase werden zeolithisiert. Die feinen Glimmerblättchen finden sich dann auch im Zeolith. Doch kann beobachtet werden, dass im zeolithisierten Plagioklasteil oft weniger Sericit vorhanden ist als im zeolithfreien, so dass ein partielles Aufzehren des Serizites anzunehmen ist. — Dasselbe ist auch vom feinen Epidot zu sagen. In dichtbestäubten Plagioklasen bilden sich um entstehende Zeolithflecken epidotärmere bis -freie Höfe; der Zeolith schliesst nur wenig Pigment ein.

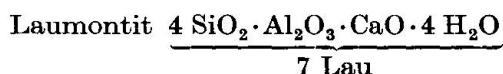
Wenn es sich um feinkörnige Aggregate handelt, so ist der Laumontit trotz der beträchtlichen Lichtbrechungsdifferenz nicht immer leicht von Desmin im Dünnenschliff zu unterscheiden. Beide sind hellrosa. In distinkten Kristallen ist aber der Laumontit \pm isometrisch ausgebildet mit Auslöschungsschäifen von n_{γ}/c bis zu 45° . Der Desmin hingegen ist stengelig bis tafelig mit einer Auslöschung n_{α}/a von $0-10^\circ$.

Makroskopisch zeigen die zeolithisierten Plagioklasbereiche ein milchigweisses, mattes Aussehen. Die eindeutige Diagnostizierung von erdig-körnigen weissen Belägen als Laumontit und grauer, dichter Krusten als Desmin erfolgte auf röntgenographischem Wege.

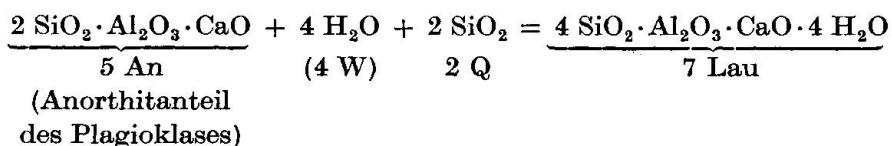
Den Prozess der Laumontitisierung in den Kontaktgesteinen von Castione hat A. MITTELHOLZER (1936) einerseits als eine Reaktion von

Anorthit mit Quarz, anderseits von Kalifeldspat mit Calcit formuliert. In der Tat zeigt die Idealformulierung von Laumontit das gleiche Verhältnis $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1 : 1$ wie in Anorthit, bei einem höheren SiO_2 -Gehalt neben wesentlichem H_2O -Gehalt.

Es wird angegeben:



Somit kann man schreiben:



Die Kieselsäure kann aus der Zersetzung verschiedener Silikate stammen.

Etwas variabler ist die Zusammensetzung des Desmins, in welchem Na_2 das Ca ersetzen kann.

Die Analyse eines Desmingemenges von Spruga (von der Analyse eines Einzelindividuums musste wegen der zu geringen Grösse der Kristalle Abstand genommen werden) — ich verdanke diese Analyse sowie die Alkalienbestimmung an einem Einzelkristall Herrn Prof. Dr. J. JAKOB — ergab die nachstehenden Werte; zum Vergleich die Analysen zweier Desmine alpiner Zerrklüfte (P. NIGGLI, R. L. PARKER und J. KOENIGSBERGER (1940)):

	I	II	III
Desmingemenge von Spruga	Desmin Gibelbach (Fiesch)	Gibelbach (Fiesch)	Riental (Uri)
SiO_2	58,24%	57,28%	56,74%
Al_2O_3	14,44	15,49	15,88
Fe_2O_3	0,00	0,05	0,24
CaO	8,10	8,00	7,38
Na_2O	0,70	0,74	0,90
K_2O	0,29	0,32	1,67
H_2O^+	16,55	15,73	15,85
H_2O^-	1,77	2,46	1,38
Summe	100,09	100,07	100,04

Interessant ist der hohe K_2O -Gehalt bei der Analyse III.

Aus diesen Analysen ergeben sich, auf 48 Sauerstoffatome berechnet, die folgenden Formeln:

Für den Desmin von Spruga: $[Si_{18,42} Al_{5,48} O_{48}] Ca_{2,74} (Na_2, K_2)_{0,27} \cdot ca. 19 H_2O$
 $(Na_2 = 0,21; K_2 = 0,06)$

Für den Desmin von Gibelsbach: $[Si_{18,15} (Al, Fe)_{5,79} O_{48}] Ca_{2,71} (Na_2, K_2)_{0,29} \cdot ca. 19 H_2O$
 $(Na_2 = 0,226; K_2 = 0,063)$

Für den Desmin von Riental: $[Si_{17,95} Al_{5,92} Fe_{0,06} O_{48}] Ca_{2,50} (Na_2, K_2)_{0,61} \cdot ca. 18 H_2O$
 $(Na_2 = 0,275; K_2 = 0,337)$

Also angenähert: $18 SiO_2 \cdot 3 Al_2O_3 \cdot 3 (CaO, Na_2O, K_2O) \cdot 18 H_2O =$
bzw. idealisiert: $6 SiO_2 \cdot 1 Al_2O_3 \cdot 1 CaO \cdot 6 H_2O$

Gewichtsprozentisch war das Verhältnis

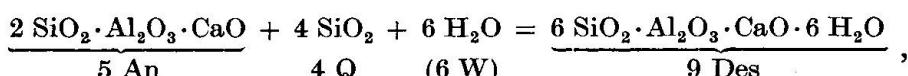
	CaO : Na ₂ O : K ₂ O	oder CaO : (Na ₂ O + K ₂ O)
Desmingemenge		
von Spruga	8,10 : 0,70 : 0,29 = 27,9 : 2,4 : 1	8,2 : 1
Desmin von Gibelsbach	8,00 : 0,74 : 0,32 = 25 : 2,3 : 1	7,5 : 1
Desmin von Riental	7,38 : 0,90 : 1,67 = 4,4 : 0,54 : 1	2,9 : 1

Die Alkalienbestimmung an einem Einzelkristall von Spruga ergab das Verhältnis

$$Na_2O : K_2O = 1,82 : 0,29 = 6,3 : 1,$$

so dass der Gehalt an Na₂O (gegenüber dem Durchschnittswert der obigen Analyse) um mehr als das Doppelte schwanken kann, dies innerhalb einer Stufe, die bloss 4 cm gross ist. Auf solche Differenzen dürfte auch ein Teil der S. 57 beschriebenen Anomalien zurückgehen, wenn dabei Lichtbrechungsunterschiede feststellbar sind, was manchmal der Fall ist.

Schreiben wir idealisiert Desmin zu $6 SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot CaO \cdot 6 H_2O$, so ergibt sich aus dem Anorthitanteil der Plagioklase



wobei allerdings Ab und Or mitreagieren können und dadurch etwas Ca durch Na₂ und K₂ ersetzt wird.

Keine befriedigende Antwort kann hinsichtlich der Sericit-Paragonitbildung gegeben werden. Eine von Dr. H. P. EUGSTER freundlicherweise ausgeführte Alkalienbestimmung an Sericitschichten von Kakiritflächen ergab die Werte

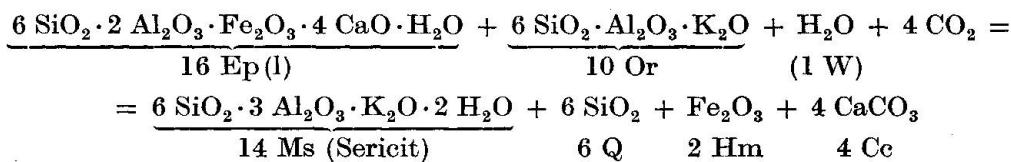
$$\begin{array}{ll} Na_2O & 0,94\% \\ K_2O & 7,18 \end{array}$$

Es ist also kein eigentlicher Paragonit festgestellt worden. Die Alkalien des Glimmerminerals müssen vorzugsweise aus Biotit und Orthoklas

und nicht aus dem Albit stammen, und wenn Sericit in Plagioklasen auftritt, hat wohl ein Alkalienu austausch stattgefunden.

Umwandlungsvorgänge treten auch bei manchen der Neubildungen ein: im Gefolge jüngster Beanspruchungen gehen Epidotmineralien in ein Gemenge von Sericit und Calcit über. Die Reaktion spielt sich vor allem längs Rissen ab. Gleichzeitig erscheinen im Innern von Kalifeld-späten Calcitinseln, die sich dendritisch ausweiten. Vor allem verdrängt Calcit die junge Kalifeldspatsubstanz in Feldspat spalten wie auch jene, die als feines Kittmaterial zwischen Trümmern wirkt. Dadurch resultiert das Bild eines wie primär mit Calcit zementierten kataklastischen Gesteins. Aber auch gänzlich heile Kalifeldspäte führen in ihrem Innern wuchernde Calcitindividuen. Auffallend ist, dass in erster Linie die mit Epidot bestäubten Kalifeldspatadern davon befallen werden, was für den Zusammenhang dieser Reaktion mit der Sericitisierung des Epidotes spricht. Nur so ist sie überhaupt zu verstehen.

Diese Umwandlung zeigt, wie in einer Spätphase die über so weite Intervalle beständigen Epidotmineralien und Kalifeldspat auch angegriffen werden:



Hier kann direkt Sericit gebildet werden. Aus dem CaO entsteht der in Mengen vorhandene Calcit.

Zusammenfassend enthält Tabelle II (S. 72) einige Hauptzüge des Verhaltens der Mineralien in mechanischer und chemischer Beziehung.

d) Vergleich der Mineralneubildungen mit den Mineralien alpiner Zerrklüfte

Einleitend wurde bereits gesagt, dass in den Ruschelzonen wie auch den vereinzelt vorkommenden Klüften nichts abgesetzt wird, das stofflich nicht im Nebengestein enthalten wäre. Damit ergibt sich eine Ähnlichkeit zu der Entstehung der Mineralien alpiner Zerrklüfte. Sie besteht auch rein äußerlich durch die Art des Auftretens dieser Neubildungen. Denn wenn auch die grössten Mengen in den eigentlichen Verruschelungen vorkommen und hier das Zement von Reibungsbreccien, die Auskleidung von Kakiritflächen und die Füllung von Gesteinsrissen dar-

Tabelle II. Verhalten der wichtigsten Mineralien bei der Zerscherung und Kataklase der Gesteine des Onsernone

Wichtigste ursprüngliche Gesteinsmineralein sowie Beanspruchungen ausgesetzte Neubildungen	Mehr mechanisches Verhalten	Mehr chemisches Verhalten
Quarz	Felderteilung, Zerspringen, Lamellierung, Zerrümmern	Leichte Rekristallisation, starke Lösungswanderung und Wiederabsatz. Kann später durch Kalifeldspat verdrängt werden
Alkalifeldspat, insbesondere Kalifeldspat	Undulöse Auslöschung, Mikroklingitterung, Rissbildung, Zerrümmern	Entmischung unter Perhititbildung. Rekristallisation. Verdrängt als Kalifeldspat metasomatisch andere Mineralien, insbesondere Plagioklas und Quarz. Unter Umständen Sericitbildung
Na-reich Ca-arm Plagioklas Ca-reicher	Wandernde Auslöschung, verstärkte Zwillingsbildung, Verbiegungen, Risse evtl. Druckzwillinge	Zertrümmerung weniger leicht vor sich gehend als bei Quarz und Kalifeldspat Weniger rekristallisationsfähig; zur Epidot-Zoisit- und Zeolith-Bildung führend. „Sericitierung“, Kalifeldspatisierung, Albitisierung Nur evtl. Rekristallisation. Liefert reichlich Calcit, Prehnit, Zeolith, Epidolithe, Epizitmineralien

Biotit	Zerfaseren bis Zerreissen, plastisch verbogen, Gleitlamellen	Ausbleichen, Chloritisierung; selten als Biotit neugebildet. Führt zu Titanit-Epidot-Bildung, evtl. Erzausscheidung
Hornblende	(undulöse Auslöschung), Zerfallen in wenige grosse Bruchstücke, seltener im Kleinkorn; Verbiegungen	Selten Strahlsteinbildung, häufiger Chloritisierung; Calcitbildung neben Chlorit und Epidot
Epidotmineralien	Undulöse Auslöschung, Verbiegungen; recht hoher Widerstand gegen Zertrümmerung	Leicht rekristallisierbar, Epidotsubstanz sehr wanderungsfähig. Unter Umständen Sericit- und Calcit-Bildung
Titanit	Verbiegungen, Druckzwillingsbildung	Leicht rekristallisierbar
Calcit	Druckzwillingsbildung leicht vor sich gehend; Verbiegungen. Zertrümmer schon mit Rekristallisation verbunden	Sehr leicht neugebildet; Absatz nach Wandlung

stellen, so sind von derartigen Bildungen alle Übergänge zu isolierten Spalten vorhanden, die sich bezüglich der Entstehung in nichts von den alpinen Zerrklüften unterscheiden.

Die Prinzipien und Vorgänge, die zur Genesis der wichtigsten auch kluftartig auftretenden Neubildungen führen, sind am augenfälligsten ersichtlich bei feinen, millimeterbreiten, oft viele Meter langen Rissen, die wiederverheilt narbenartig herauswittern (vgl. S. 100). Auf ihrer ganzen Länge sind sie von einer bis nach Zentimetern messenden Auslaugungszone begleitet: entweder ist der Biotit des Gneises darin chloritisirt oder gänzlich verschwunden, um im Riss gewöhnlich zusammen mit Epidotmineralien als Chlorit abgesetzt zu sein. Im letzteren Fall ist die Auslaugungszone ganz weiss und täuscht ein aplitisches Band vor. Der Dünnschliff zeigt, dass der Platz der Biotite pseudomorphosenartig durch benachbarte Quarz- und Feldspatkörner, ev. auch durch jungen Epidot eingenommen wurde. Die gewöhnlich mehr oder weniger stark bestäubten Plagioklase sind in der Nähe mancher Risse viel klarer oder ganz frei von dieser Pigmentierung durch Epidotmineralien. — Diese beiden Erscheinungen verdeutlichen, wie die Umsetzungen durch die Zerrüttung des Gesteines begünstigt werden und die Substanzen für die Rissfüllungen liefern.

In Abhängigkeit des Kluftinhaltes vom Nebengestein können deutlich zwei Typen von Vergesellschaftungen unterschieden werden:

1. Die Paragenesen in den Gneisen.
2. Die für Amphibolite kennzeichnenden Vergesellschaftungen.

In den Gneisen finden sich alle behandelten Neubildungen, wenn auch lokal sehr wechselnde Verhältnisse realisiert sein können, je nach dem Alter der Klüfte und entsprechend den zu diesem Zeitpunkt erfolgten Umsetzungen. Danach liessen sich die Fundstellen in den Gneisen gliedern. Kennzeichnend ist das Zurücktreten des Prehnites.

In den gewöhnlichen Amphiboliten fehlt der leicht zersetzbare Biotit oder ist nur spärlich vertreten. An der Hornblende wurden — abgesehen von lokaler Chloritisierung und geringfügiger Umwandlung zu einer Epihornblende — keine Veränderungen beobachtet. So sind es in erster Linie die intermediären und basischen Plagioklase, aus deren Abbau die Neubildungen stammen. Die Kalifeldspatisierung ist aber häufiger in den sauren Plagioklasen der Gneise. — Dementsprechend herrschen in allen Amphiboliten Epidotmineralien, Zeolithen und Chlorit als Neubildungen vor, und charakteristisch wird das Hervortreten von Prehnit und der Mangel an Quarz.

In den Kalksilikatgesteinen sind die Skapolithe besonders leicht zersetzbare und liefern Glimmerschüppchen und Zeolithen.

Im ganzen ergibt sich, dass die in Kakiritbildung, Ruschelzonen und Aderkataklasiten zur Geltung kommende, vorwiegend mechanische Verformung der Gesteine des Onsernonegebietes von Lösungsumsätze, Lösungswanderungen und internen metasomatischen Vorgängen begleitet war. Auch diese der Erdrinde eingegliederten Gesteinskörper haben sich nicht als „trockene“ Mineralgemenge verhalten, in denen lediglich atomare Diffusionen die Stoffverschiebungen erzeugten. Wässrige Lösungen zirkulierten und erzeugten Auslaugungen und Neuabsätze. Es scheint aber, abgesehen von Wasser, kaum eine eigentliche Stoffzufuhr aus der Tiefe stattgefunden zu haben, und die Temperatur war in den wichtigsten Spätphasen der Umbildung wenig hoch. Im grossen und ganzen ist von Kataklase III bis V, verbunden mit Aufstau und Erosion, eine Temperaturerniedrigung bemerkbar, die in Kombination mit den veränderten tektonischen Verhältnissen verstehen lässt, dass, unbeschadet einzelner Rekurrenzen, eine Art Ausscheidungsfolge der Neubildungen konstatiert werden kann. Alles Geschehen spielte sich unter Bedingungen ab, die in jeder Beziehung Epicharakter besitzen.

Von P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER und R. L. PARKER (1940) wurden die alpinen Mineralfundstellen klassifiziert und genetisch gedeutet. In einer Neuauflage soll den Mineralparagenesen der Ruschelzonen als besonderem Typus Rechnung getragen werden.

3. Charakterisierung der Beanspruchungen der Kataklasen III—V durch Zementierungsmineralien

Im Abschnitt über die Altersbeziehungen wurde darauf hingewiesen, dass die kataklastischen Bildungen durch die Kataklasen III—V entstanden sind. Diese Einteilung der Kataklasen wurde vor allem auf Grund von Feldbeobachtungen und tektonischer Vorgänge getroffen. Die einzelnen Beanspruchungen während dieser Kataklasen können durch die zementierenden Neubildungen charakterisiert werden.

In den Gneiskataklasiten fallen immer wiederkehrende Gesetzmässigkeiten auf. Sieht man von den in Abhängigkeit von lokalen Bedingungen entstandenen Neubildungen ab sowie von solchen, deren Ausscheidung durchlaufend unverändert erfolgte (z. B. Sericit), so ergibt sich folgendes Bild:

1. Die älteste Neubildung ist überall Fe-reicher Epidot. Die ältesten zementierten AK führen ihn als Kittmaterial. Die durch ihn zementierte

Beanspruchung sei als Epidot-verheilte Kataklaste bezeichnet. — Der Absatz von Epidotmineralien dauert fort, aber es handelt sich später um Fe-arme Glieder.

2. Die Trümmerzonen mit Fe-reichem Epidot werden geschnitten von epidotpigmentierten Kalifeldspatäderchen von 0,01—0,1 mm Breite; in Plagioklaskörnern findet sich auch endogene Plagioklassubstanz. **Plagioklas-Kalifeldspat-verheilte Kataklaste.**

3. Die nächstjüngeren kataklastischen verheilten Risse von weitester Verbreitung stellen pigmentfreie Kalifeldspatadern dar. Zugleich erscheinen auch die homogenen Quarzäderchen, meist noch deutlich von einem Quarzstammkorn ausgehend. **Quarz-Kalifeldspat-verheilte Kataklaste.**

4. Diese Bildungen werden in zunehmendem Masse abgelöst von Quarzadern, die nicht mehr homogen sind, sondern aus Parkettquarz bestehen. **Quarz-verheilte Kataklaste.**

5. Die jüngsten Risse sind vor allem mit Calcit und Zeolithen verheilt. Wie die Risse mit Quarz und Epidotmineralien, können sie auch makroskopische Ausmasse besitzen. **Calcit-Zeolith-verheilte Kataklaste.**

Von diesen im Verlaufe der Kataklasten III—V stattgehabten hauptsächlichsten Beanspruchungen reicht in die Kataklaste V höchstens noch die Calcit-Zeolith-verheilte Kataklaste.

4. Die kataklastische Veränderung der Gneise

a) Allgemeines

Im folgenden soll die Kataklaste in den Gneisen als Ganzes behandelt werden, ohne auf die Neubildungen und die Zementierung Rücksicht zu nehmen. Sie können das Dünnschliffbild stark verändern, doch wirken sie sich erst bei sekundären Beanspruchungen aus, wenn durch sie die mechanischen Eigenschaften des Gesteines beeinflusst sind. In welcher Art das makroskopische und mikroskopische Aussehen der Gesteine durch die Neubildungen bedingt wird sowie die sich daraus ergebenden Inhomogenitäten, wird bei den AK besprochen. Diese stellen nur einen Sonderfall der Blastokataklasite dar. Dort gewinnen all diese Erscheinungen erhöhte Bedeutung. In den gewöhnlichen Blastokataklasiten sind die Neubildungen auch viel spärlicher als in den AK. — Desgleichen sollen auch die genetischen Verhältnisse zusammen mit jenen der AK diskutiert werden.

Die Blastokataklasite sind deutlich an die Nachbarschaft von Bewegungsflächen gebunden. Besonders keilartig zwischen Bewegungsflächen eingeklemmte Bereiche sind stets intensiv zertrümmert.

Makroskopisch bekommen die Gneise mit zunehmender Beanspruchung im allgemeinen graugrüne, aplitische Gneise grauweisse Farbe. Bereiche schwächerer Zertrümmerung lassen noch die Struktur und Textur, ev. auch noch den Mineralbestand erkennen; sie verlieren sich jedoch zusehends, um einer hornsteinartigen Beschaffenheit zu weichen.

In den Gesteinen des Onsernone handelt es sich fast durchwegs um eine ein richtungsloses mikroskopisches Bild erzeugende Kataklase. Wenn auch alle Krafteinwirkungen Verschiebungen verursachen und sich diese in den zahllosen Scherflächen kundtun, so kann im entstehenden Trümmerbrei gewöhnlich keine Hauptrichtung festgestellt werden, die eine mylonitische Textur bewirken würde. Auch zwischen parallelen Scherflächen zeigt das Kleinkorn keine Auswalzung, die innere Textur ist richtungslos.

Die allgemeine Tendenz zielt auf einen Ausgleich in der Korngrösse und auf Schaffung eines homogenen Kleinkornes (ca. 0,01—0,03 mm), in welchem sich weitere Beanspruchungen um so rascher totlaufen müssen, je gründlicher die Korngrössenunterschiede ausgemerzt sind, d. h. je spärlicher Porphyroklasten eingestreut sind. Dieser Trümmerbrei hat stark dämpfende und stossauffangende Eigenschaften und darf gegenüber mechanischen Beanspruchungen als quasi isotrope Masse gelten. Welcher Grad der Homogenisierung und wie rasch dieser erreicht wird, hängt in erster Linie von den primären Korngrössen und der Struktur ab, indem dieser Prozess in feinkörnigen und gleichkörnigen Gesteinen leichter vor sich geht als in heterokörnigen.

Der Fortgang der Zertrümmerung ist auch stark abhängig von der mineralogischen Zusammensetzung, der Textur und der Frische des Gesteines. Auf zahlreiche bestimmende Faktoren wurde bereits in den einleitenden Bemerkungen zum Verhalten der Mineralien hingewiesen.

Im allgemeinen scheint es so, dass bei feinkörnigen Gesteinen (Korngrössen um und unter 0,2 mm) (blättrige Mineralien nicht zu stark vertreten) bei einer einen Grenzwert überschreitenden Beanspruchung sich auf einmal viele, aber feine, nach allen Richtungen verlaufende Risse ausbilden. Bei gröberen oder sehr unterschiedlichen Korngrössen wird eher die Entstehung weniger, aber bedeutender, oft sehr breiter Trümmerzonen begünstigt. Je grobkörniger das Gestein, um so mehr können sich Korngrenzen und Eigenschaften der Einzelmineralien auf die Ausbildung und Orientierung der Risse auswirken.

Auf das engste sind diese Einflüsse mit den texturellen und mineralogischen Gegebenheiten des Ausgangszustandes gekoppelt. Bereits aus dem Verhalten der einzelnen Mineralien und Gefügeeinheiten lassen sich weitgehende Schlüsse ziehen. Mit zunehmendem Gehalt eines Gemengteiles, der sich bei Kataklase spröde verhält, wird auch das ganze Gestein leichter der Zertrümmerung erliegen, indem dieses Mineral als erstes zerbricht und dadurch im gesamten Aggregat statistisch verteilt Lockerungspunkte entstehen.

Glimmerreiche und zugleich schieferige Gesteine lenken die Bewegungen in die Schieferungsebene (z. T. mit starker Beanspruchung der leicht nachgebenden Glimmerblätter verbunden, so dass die übrigen Gemengteile geschont werden) ab. Quer auf Glimmerlagen auftreffende Risse werden oft aufgefangen und klingen aus.

Die Rolle der strukturellen Eigentümlichkeiten, wie von Augen, Lagen, und damit verbundener Unstetigkeitsflächen wurde bereits hervorgehoben.

Ein wichtiger Faktor ist der Zustand des Gesteines beim Beginn der Kataklase, z. B. der Grad der säkulären Verwitterung. Doch stehen chemische Zersetzung und mechanische Zertrümmerung in wechselseitiger Beziehung, indem durch Zerrüttung des Gesteines neue Bahnen für die Zirkulation von Lösungen geschaffen werden und gestrainte Mineralien leichter reagieren. Mit fortschreitender Kataklase wird auch die Kornoberfläche und damit auch die Reaktionsfähigkeit vergrössert. — Für die Anfälligkeit eines Gesteines gegenüber chemischen Umsetzungen sind neben der mineralogischen Zusammensetzung naturgemäß Struktur und Textur von Einfluss.

Am besten ergeben sich all diese Beziehungen aus einer Gegenüberstellung verschiedener Gneise.

Die plagioklasreichen Gneise des Onsernone erweisen sich im allgemeinen weniger anfällig gegen mechanische Beanspruchungen, die das Einzelkorn erfassen, als quarz- und quarz-mikroklinreiche Gneise (Plagioklas resistenter, zusätzlich durch seine Füllung). Allerdings sind in plagioklasreichen Gneisen die Körner weniger miteinander verlappt (je plagioklasreicher, um so einfachere Kornformen), so dass besonders bei schwacher Beanspruchung weniger Kataklase des Einzelkornes, sehr gerne aber intergranulare Lockerung erfolgt. Als Folge der meist deutlichen Kristallisationsschieferung dieser Gneise sind die Körner länglich gestreckt, oft in Dimensionen um $0,2 \times 0,4$ bis $0,3 \times 0,6$ mm. — Plagioklasreiche Gneise sind in der Regel auch biotitreich, wodurch Rissbildungen abgedämpft werden können. Anderseits ist mit steigendem Biotitgehalt den Lösungen erhöhte Zirkulationsmöglichkeit geboten, und

durch eine ausgeprägte Schieferungsebene erfolgt leichtere Aufblätterung des Gesteines.

Als zähe haben sich massige Plagioklasgneise und -felse erwiesen, bei denen die sich aus der Kombination Plagioklas-Glimmer ergebende Festigkeit nicht durch den Einfluss einer Schieferungsebene beeinträchtigt wird. Ein Abnehmen der Zähigkeit ergibt sich bei chorismatischen Plagioklasgneisen, die Quarz-Kalifeldspataugen und -lagen führen. Bei lenticularer Textur werden die Ränder dieser Gefügeeinheiten zu leicht nachgebenden Unstetigkeitsflächen. Reine Quarzlagen können rasch der Zertrümmerung erliegen.

Bei einem sehr schieferigen Plagioklasgneis, bei welchem alle hellen Gemengteile einzeln in Biotit eingebettet sind, zeigen sich die Zusammenhänge zwischen Struktur, Textur, Mineralbestand, chemischer Umwandelbarkeit und mechanischer Beanspruchung besonders schön. Die Plagioklase erscheinen fast gar nicht beansprucht. Zonarbau und Füllung steigern ihren Widerstand. Alle Scherbewegungen erfolgen in den Biotitlagen, die stark gestaucht und deformiert sind, teils direkt Wirbelbildungen infolge Drehung von umhüllten Quarz- und Plagioklaskörnern aufweisen. In durchbewegten Glimmerlagen ist der Biotit auch stärker zersetzt (Erz- und Titanitabscheidung, begleitet von Farbänderungen, teils Chloritisierung), und auch der Plagioklas erscheint stärker gefüllt.

Mit steigendem Kalifeldspatgehalt nimmt lappiges ineinandergreifen der hellen Gemengteile zu; die Kristallisationsschieferung nimmt ab, die Körner werden isometrischer als in den Plagioklasgneisen. Meist handelt es sich um chorismatisch ausgebildete Biotit-Kalifeldspatgneise, bei denen sich die Grenzebenen zwischen Quarz-Kalifeldspatlinsen und stereogenem Anteil als Inhomogenitätsflächen auswirken. Die Augen sind — wie auch in den Plagioklasgneisen — oft um 2×6 bis 5×10 mm gross, während das übrige Gestein Korngrössen um 0,3—0,9 mm hat. Mikroklingneise sind — ausser den aplitischen — im allgemeinen inhomogener als die Plagioklasgneise. Risse, die auf verzahnte Gneispartien auftreffen, spalten sich auf, so dass das Dünnschliffbild bald ein Trümmerfeld darstellt. Aber auch mit dem Fortschreiten der Kataklase bleiben Quarz-Feldspataugen sowie Myrmekite als Porphyroklasten im feinen Brei erhalten.

In den massigen aplitischen Bändergneisen sind zwei Typen zu unterscheiden:

1. In plagioklasreichen Bändern liegen wieder recht einfache Kornformen vor, so dass sich die ersten Krafteinwirkungen vor allem in intergranularen Rissen äussern. Die Korngrössen liegen um 0,2—0,4 mm.

2. In den mikroklinreichen Bändern macht sich bei gleichen Korngrößen die Verlappung sofort dadurch bemerkbar, dass die Rissbildung zunächst erschwert erscheint. Bei steigender Beanspruchung entstehen intragranulare Sprünge, die infolge der Kornfeinheit und der massigen Textur meist geradlinig verlaufen.

In diesen aplitischen Gneisen wird der Zustand eines gleichkörnigen, weiteren Beanspruchungen geringe Angriffspunkte bietenden Trümmerbreies rascher als in anderen Gneisen erreicht, weil die primären Korngrößen bereits sehr einheitlich sind und schon ursprünglich ein relativ feines Korn vorlag.

Während solche feinkörnige Gneise (besonders die glimmerärmeren und mit einheitlicher Korngrösse) in blastokataklastischer Ausbildung gewöhnlich sehr zähe sind, verhalten sich grobkörnige pegmatitische Gneise oder solche mit hohem Anteil einer pegmatitischen Phase spröde. Die Kataklase ist hier, und besonders bei den Pegmatiten selber, eher eine feine Kakiritisierung zu nennen. Eine Zertrümmerung zu homogenem Brei wird kaum erreicht. Die Grobkörnigkeit wirkt sich derart stark aus, dass diese Gesteine im Felde stets zerrüttet erscheinen; dies allerdings auch deshalb, weil sie im Grossverband Schwächezonen darstellen (eben wegen der Grobkörnigkeit) und, einmal kataklastisch beansprucht, besonders leicht auch alle folgenden Krafteinwirkungen auf sich lenken.

Nichtchorismatische Amphibolite sind wiederum ein Beispiel von gegenüber Einzelkornzertrümmerung widerstandsfähigen Gesteinen. Sie haben sehr ausgeglichene primäre Korngrößen (um 0,3—0,5 mm) und bestehen aus lauter relativ zähen Mineralien (Plagioklas, Hornblende ± Epidot, Titanit, Erze). Hornblende und Plagioklas dürften sich auch gegenseitig beeinflussen. Sind in Amphiboliten gegenüber Beanspruchungen leicht nachgebende Mineralien oder besondere Textureigentümlichkeiten vorhanden (z. B. Biotitlagen), so ist die erste Lockerung typisch an diese gebunden.

b) Stadien der Kataklase

Trotz der verschiedenen Momente, die die Zertrümmerung beeinflussen, können in allen Gneisen des Onsernone mit fortschreitender Kataklase sehr verwandte Bilder beobachtet werden:

Zunächst bilden sich mikroskopische Risse aus, inter- und intragranular verlaufend. Vereinzelte Körner, besonders Quarz, werden da und dort in ein Haufwerk von Kleinkorn verwandelt. — Dieses Sta-

dium I sei, da es eigentlich nur eine sehr feine Kakiritisierung ist, mikrokakiritisch-breccios genannt.

In zunehmendem Masse erfolgt die Aufteilung der Körner in Sub-individuen. Es mehren sich die intragranularen Risse. Um noch einheitliche Körner entstehen zunächst schmale, dann immer breiter werdende Mörtelkränze. Das ganze Dünnschliffbild wird noch bestimmt durch einzelne unterscheidbare Scherflächen, die kreuz und quer sich schneidende Schnüre feinen Trümmermaterials bilden. — Stadium II, porphyroklastisch.

Die Trümmersäume der Einzelkörner und Scherflächen vereinigen sich, so dass das Kleinkorn (Korngrössen bis unter 0,01 mm) ein zusammenhängendes Netz oder flächenhafte Partien zu bilden beginnt mit darin eingebetteten grossen reliktischen Mineral- oder Gneisbruchstücken. Die Korngrössenunterschiede sind noch sehr ausgeprägt, die Porphyroklasten bestimmen das Bild, das als Ganzes sehr unruhig wirkt. Die ursprünglichen Strukturen und Texturen des Gesteines sind noch erkennbar, ebenso seine ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung. Die Glimmermineralien sind weitgehend zu kleinen Fetzen zerrissen oder zu Schuppenaggregaten zerrieben, sofern nicht chemische Zersetzung erfolgte. — Stadium III, verstärkt porphyroklastisch.

Bald überwiegt das Kleinkorn, indem nicht mehr einzelne, zu bestimmten Körnern gehörige Trümmersäume unterscheidbar sind. Ebenso sind einzelne Scherflächen kaum noch erhalten. Die ursprüngliche Gneisbeschaffenheit kann — als Ganzes genommen — nicht mehr erkannt werden; nur vereinzelte reliktische Gneisschollen verraten sie ev. noch im Kleinverband. Der neu entstandene Kataklastit ist vollkommen massig. — Dieses Stadium erinnert manchmal an die Struktur von Psammiten mit beginnender Umprägung zu Psammitgneisen. — Stadium IV, feinkataklastisch.

Sukzessive werden auch die letzten verbliebenen Augen aufgeteilt; jeder Rest von primärer Struktur geht verloren. Die Korngrösse sinkt im ganzen Schliffbild auf 0,02—0,05 mm, die Unterschiede sind weitgehend ausgeglichen. — Es ist unmöglich, auf das Gefüge des Ursprungsgesteines zu schliessen. — Stadium V, ultrakataklastisch.

In allen Stadien erscheint zwischen den Trümmern aller Grössen eine ventrikelartige Verzahnung (analog Fig. 6) — eine Folge begonnener Rekristallisation. Doch erfolgt gänzliches Verheilen von Rissen durch Regenerierung von Trümmerzonen und Sammelkristallisation nur in relativ geringem Masse; häufiger bei den Neubildungen und jenen primären Mineralien, die als solche rekristallisieren können.

c) *Vergleiche mit Myloniten*

Bei den Gesteinen des Onsernone handelt es sich fast durchwegs um Kataklase ohne begleitende scharenartig auftretende Differentialbewegungen stärkeren Ausmasses. Lokal kann zwar echte Auswalztextur vorkommen, indem besonders in den Stadien vorgerückter Kataklase Mörtelkränze grösserer Körner linsig ausgezogen sind, oder im schon recht homogenen Kleinkorn durch wiederholte Durchbewegungen eine \pm parallele Streifung resultiert. Doch überschreiten solche Bereiche selten die Dimensionen eines Dünnschliffes oder mittleren Handstückes. Desgleichen können spätere Beanspruchungen unter sich parallele Klüfte und Spalten aufreissen, in denen Neubildungen abgesetzt werden, die ihrerseits zu feinen Rutschharnischen Veranlassung geben. Das Gestein weist dann Bänderung auf; zwischen den Bändern ist es aber total massig. Diese stromatitische pseudomylonitische Beschaffenheit geht somit auf eine Art sekundäre Kakiritisierung zurück.

Wo im Kleinkorn von Scherflächenscharen viel junger Sericit spriesst, kann er sich während und im Gefolge von Bewegungen in den Scherflächen zu Strähnen aggregieren und somit partienweise eine echt mylonitische Textur hervorrufen.

Kataklasite mit richtungslosem Trümmerbrei sollten indessen sehr leicht zu Myloniten werden, wenn sie während der beginnenden Rekristallisation in ein gerichtetes Kraftfeld gelangen. Auch aus richtungslos zertrümmerten Quarzaggrenaten (analog Fig. 6) müssten dann laminierte Quarzgefüge wie Fig. 7 entstehen.

Sehr deutliche Übergänge zu Myloniten ergeben sich vor allem in den Aderkataklasiten und werden dort erwähnt.

Von R. STAUB (1915), P. TERMIER (1911) und P. QUENSEL (1916) stammen eingehende Untersuchungen über den Fortgang der inneren Zertrümmerung in Gesteinen. R. STAUB unterscheidet dabei scharf zwischen richtungsloser Kataklase und Mylonitisierung, welchem Prinzip auch in dieser Arbeit gefolgt wurde. „Mylonite sind immer geschieferste Gesteine“ (R. STAUB (1915)).

Die gleichen Bezeichnungen werden jedoch von verschiedenen Forschern in verschiedenem Sinne gebraucht. Während z. B. der Begriff Mylonit bei den meisten alpinen Geologen im Zusammenhang mit echter Paralleltextur angewendet wird (P. TERMIER (1928) will ihn jedoch für jedes zertrümmerte Gestein gebraucht wissen), verwenden P. QUENSEL (1916) und P. J. HOLMQUIST (1910) diese Bezeichnung auch für richtungslos kataklastische Gesteine. HOLMQUIST setzt Mylonit gleich kata-

klastisches Gestein und meint damit allgemein eine Mikrobreccienstruktur.

A. C. WATERS und CH. D. CAMPBELL (1935) geben eine ausgezeichnete Zusammenstellung der für rupturell deformierte Gesteine gebräuchlichen Begriffe.

Bei einem Vergleich der Stadien richtungsloser Kataklase in Gneisen mit jenen der Mylonitisierung in Graniten nach R. STAUB (1915) (P. TERMIER (1911) gab bereits eine Stufenleiter fortschreitender richtungsloser Zertrümmerung und Auswalzung) kann nur der Grad der Kataklase berücksichtigt werden. TERMIER und STAUB unterscheiden folgende Stadien:

P. TERMIER (1911)

1. Granite fissuré et brecciforme.
2. Granite incomplètement écrasé, laminé.
3. Laminage plus intense.
4. Ecrasement incomplète, sans laminage.
5. Ecrasement plus complète, aucun minéral n'est vraiment discernable à l'œil nu.
6. Purée parfaite.
7. Laminage de la purée précédente.

R. STAUB (1915)

- A. Klastogranitisch brecciös; sehr schwach lenticular.
- B. Porphyroklastisch; schwach lenticular.
- C. Grobmylonitisch ausgewalzte Mörtelstruktur; lenticular.
- D. Feinmylonitisch; wellige geflammte Lagentextur.
- E. Ultramylonitisch, vollkommene Auswalzung der Lagen; lineare Lagentextur.

Während der Typus A von STAUB noch auf das erste Stadium der richtungslosen Kataklase von Gneisen übertragbar ist, muss bei der weiteren Parallelisierung ganz von der Textur abstrahiert werden. Typus A von STAUB kann als gemeinsamer Ausgangspunkt für eine Stufenleiter der richtungslosen Kataklase und eine solche der Mylonitisierung gelten.

Tabelle III. *Gegenüberstellung von Kataklase- und Mylonitisierungsstadien bei Gneisen und Graniten*

Gneise des Onsernone	R. STAUB: Granite	P. TERMIER: Granite
Stadium I: mikrokakiritisch-brecciös	Typus A	Stadium 1
Stadium II: porphyroklastisch	Typus B	Stadium 4
Stadium III: verstärkt porphyroklastisch	Typus B übergehend in Typus D	Stadium 5
Stadium IV: feinkataklastisch	Typus D	Stadium 5-6
Stadium V: ultrakataklastisch	Typus E	Stadium 6

Typus C von STAUB hat in den Kataklasiten kein Äquivalent, weil er bloss eine betont durchbewegte Abart von Typus B ist, ohne dass die Kataklase merklich zugenommen hätte.

d) Konvergenzen

Von W. HUBER (1948) wurden an den kataklastisch verformten Gesteinen des südöstlichen Aarmassives interessante Konvergenzerscheinungen beschrieben.

In allen Gneisen des Onsernone werden, wie schon öfters erwähnt, mit zunehmender Kataklase primäre Struktur- und Textureigentümlichkeiten verwischt, und im Zuge des Homogenisierungsprozesses von ganz verschiedenartigen Gneisen stets dieselben Endstadien angestrebt. So ist bereits das Stadium IV bei allen Onsernonegneisen derartig, dass aus einem Dünnschliff kaum auf das Ursprungsgestein geschlossen werden kann, insbesondere da im Onsernone der Biotit stets rasch zersetzt wird und Stoff abwandert. Deshalb bestehen die vorgerückten Stadien, wenn man von etwaigen Neubildungen absieht, unabhängig vom Ausgangsgneis im wesentlichen aus einem Trümmerbrei von leukokraten Partikeln, dessen Deutung ohne Kenntnis der Verbandsverhältnisse im Felde um so schwieriger wird, je mehr die Korngrösse abnimmt, da dadurch die Mengenanteile von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas nicht mehr feststellbar werden.

Analoge Strukturbilder wie bei Gneisen sind mit fortschreitender richtungsloser Kataklase auch bei sauren körnigen Eruptivgesteinen sowie vielen Sedimenten von Arkosecharakter zu erwarten. Insbesondere müssen stark rekristallisierte kataklastische Derivate dieser Gesteine sehr vieldeutig werden. Die Deutungsschwierigkeit wird erhöht, wenn Prozesse vom Charakter der metamorphen Differentiation mitspielen, wie sie von W. HUBER (1948) angenommen werden.

In welchem Masse sich Konvergenzen einstellen, wird übrigens von den gleichen Faktoren beeinflusst, die den Fortgang der Kataklase bestimmen.

III. Gang- bis Aderkataklasite (AK)

Es handelt sich um räumlich lokalisierte kataklastische Zonen und Rissverheilungen, die sich deutlich von der Gesteinshauptmasse abheben und in ihr lagenartig, bandartig, gang- oder aderartig auftreten.

1. Physiographie

a) Allgemeines. Vorkommen und Lagerungsformen

In allen Gesteinen des Onsernone können diese konkordanten oder diskordanten, meist scharf begrenzten Bildungen beobachtet werden. Sie

sind besonders in der Nähe der eigentlichen Bewegungsflächen zu finden. Bei dichter Beschaffenheit sind sie identisch mit den zahlreich in der Literatur (J. WILLEMS (1937), P. BEARTH (1933), S. J. SHAND (1917), A. C. WATERS und CH. D. CAMPBELL (1935), R. MASSON (1938) u. a.) erwähnten Gangmyloniten und Pseudotachyliten. Die entstehenden Chorismite sind meist als Phlebite zu bezeichnen; bei netzförmigem, nach allen Richtungen das Muttergestein durchsetzendem Auftreten oder bei sehr heterokörnigem Aufbau einzelner Adern als Merismite.

Mächtige, weithin verfolgbare Bildungen seien hier als Gangkataklasite, dünne Schnüre oder netzartige Systeme als Aderkataklasite (AK) bezeichnet.



Fig. 15. Konkordanter Aderkataklasit in Bändergneis. Vergr. 2,5×.

Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, bestehen diese Bildungen aus mehr oder weniger feinem Trümmermaterial mit oder ohne zementierende Neubildungen. Letztere können auch überwiegen, so dass Übergänge zu Riss- und Kluftausfüllungen durch Kristallisation allein entstehen.

Je nach dem Grad der Zertrümmerung und je nach der Art der chymogenen Phase handelt es sich um verschiedenfarbige, ± dicht erscheinende Adern, teils mit noch makroskopisch erkennbaren darin schwimmenden Mineral- und Gesteinsbruchstücken, teils ohne diese und dann eine homogene, hornsteinartige Masse von muscheligem Bruch bildend. Fig. 15, 16 und 23 zeigen konkordante AK mit Gneisrelikten in Bändergneisen.

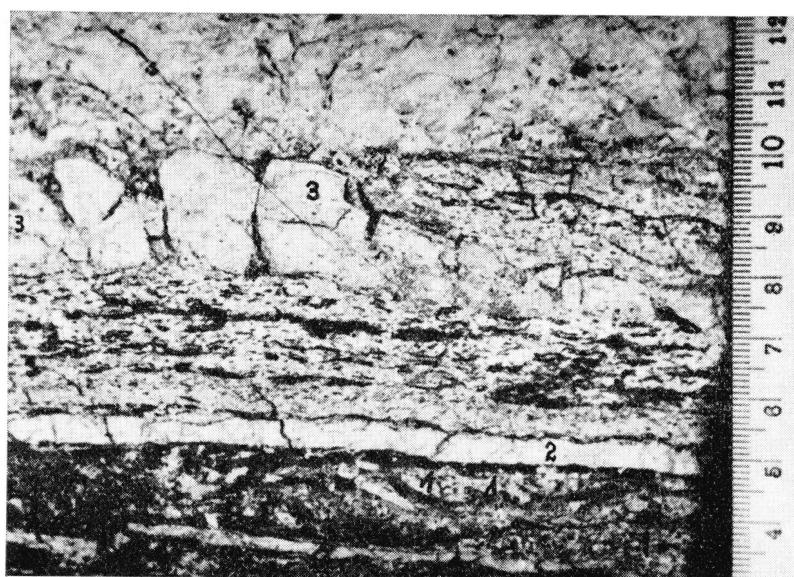


Fig. 16. Bändergneis mit konkordantem Aderkataklasit (1), reich an Gneisrelikten; 2: Quarz-Feldspat-Lage; 3: Aplitgneis, aufgeteilt in Schollen und wieder zementiert: Übergang von streifenweise kataklastischem Gneis zu Aderkataklasit.

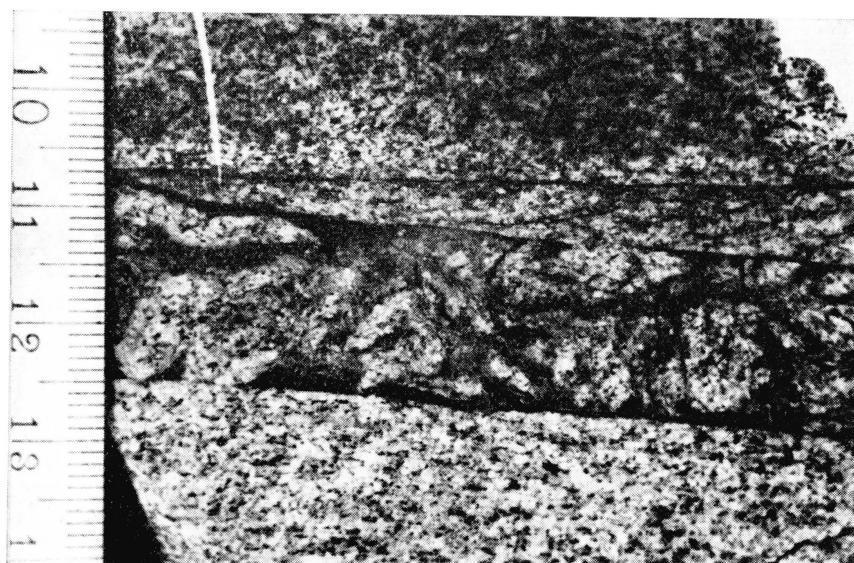


Fig. 17. Konkordanter Aderkataklasit, zur Hauptsache aus gedrehten Gneisschollen bestehend. Eine dünne Ader (oben) zweigt vom Hauptstrang ab und verläuft zu diesem \pm parallel.

Die auffälligsten AK sind jene, die, soweit der Aufschluss reicht, zusammenhängend und in unveränderter Lage durchziehen. Als koncordante Bildungen stellen sie in den Gneisen zwischengeschaltete, planparallel begrenzte, bis 5 cm (und mehr) dicke Bretter dar.

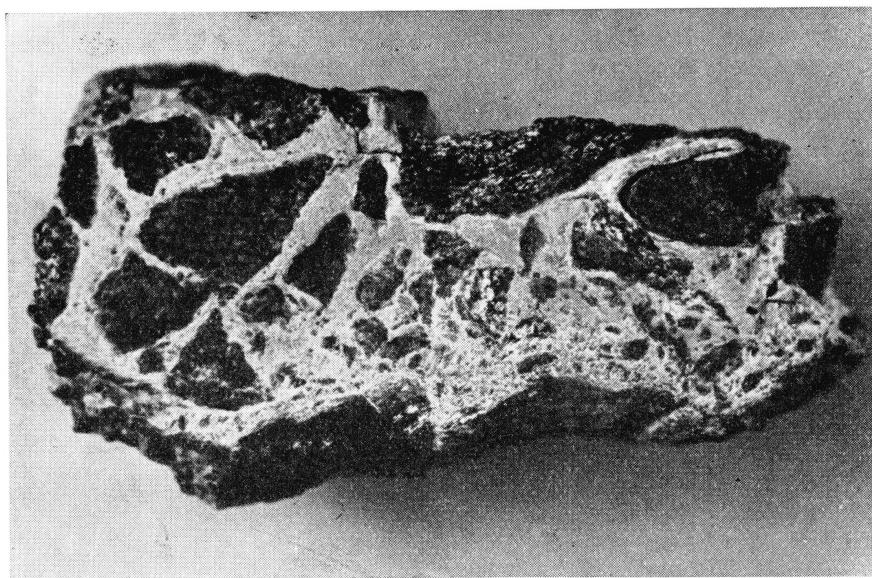


Fig. 18. Tektonische Breccie: Gneisschollen schwimmen in einer aus Reibungsresten und Zeolith bestehenden Grundmasse. Die Gneisschollen führen feine, nur aus Zeolith aufgebaute Säume (weisse Linien). Vergr. 1,5 ×.

Mit abnehmender Mächtigkeit ergeben sich alle Übergänge zu mikroskopischen Rissen.

Je mächtiger die AK sind, um so inhomogener erscheinen sie normalerweise, da dann immer noch verschiedengradig beanspruchte und oft gedrehte Gneisschollen darin eingeschlossen sind (merismitischer Aufbau der Adern) (Fig. 17). Das ergibt Übergänge einerseits zu streifenweise kataklastisch beanspruchtem Gneis (Fig. 16), anderseits zu tektonischen Breccien, wenn scharf begrenzte Gneisschollen, in einer aus feinen Bruchstücken und Zement bestehenden Grundmasse schwimmend, das Bild bestimmen (Merismite) (Fig. 18).

Nicht selten findet man auch bis dezimeterbreite Systeme, die sich aus mehreren parallel verlaufenden AK aufbauen und untereinander durch ein System spitzwinkelig sich schneidender Risse und Adern höherer Ordnung netzartig verbunden sind. Letzteres führt wieder zu Merismiten. Es handelt sich um gehäufte Ruschelzonen im Kleinen. Dazwischen liegen mehr oder weniger beanspruchte Gneislamellen und -spindeln. Dadurch wird eine gerichtet erscheinende, an Mylonite gemahnende Textur erzeugt. Auch homogene AK können sich streckenweise derartig aufspalten, was eventuell mit einem schwachen Anschwellen des Bandes verbunden ist. Auch Zerfasern zu einem richtungslosen Netzwerk von Adern kann erfolgen, ohne dass sich die Einzelrisse wieder zu einem eine

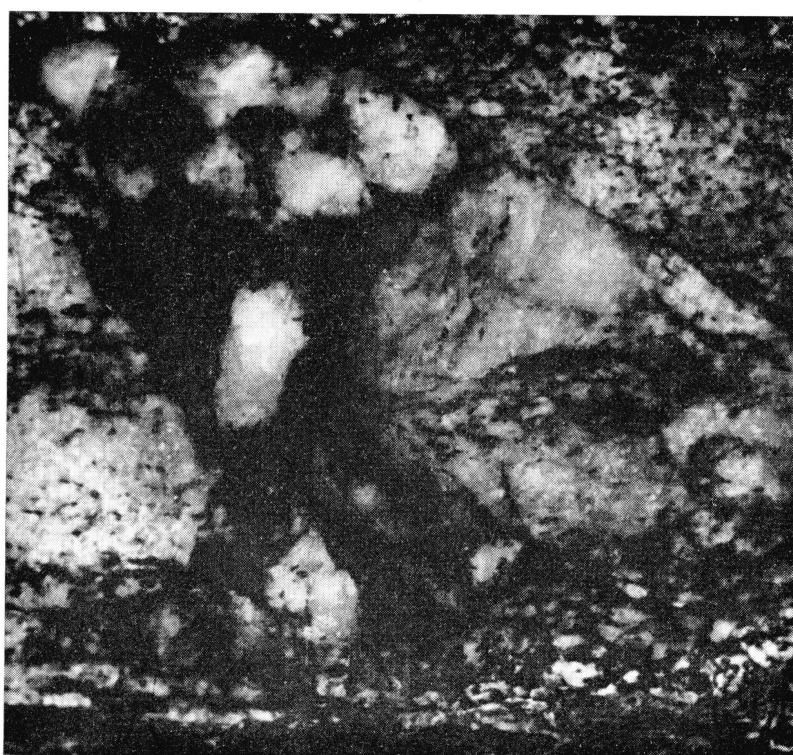


Fig. 19. Netzwerk von pseudotachylitischen Aderkataklasiten in Bändergneis.
Vergr. 2×.

Einheit bildenden Strang zusammenfinden; dies allerdings nur bei disjunkten AK. Durch nachträgliche Beanspruchung erfolgt oft Lockierung des Gesteines längs diesen Rissen, und es resultiert ein kakiritisches Gestein.

Aus solchem Verhalten der AK ergeben sich alle Übergänge zu gewöhnlichen Blastokataklasiten, die von Trümmerzonen mit Neubildungen durchzogen werden.

Die den Pseudotachyliten analogen Bildungen sind schwarze, dichte Bereiche, die zwickelartig zwischen oft verdrehten Gneisblöcken eingeklemmt erscheinen (Fig. 19 und 20) oder eine zusammenhängende aderbis netzartige Bestandmasse bilden, die gleich einer chymogenen Phase das Gestein durchsetzt. Die mikroskopische Untersuchung erweist auch für sie die gleiche Entstehung wie für die anderen AK, so dass sie hier nicht als Pseudotachylite abgetrennt werden.

Die makroskopische Inhomogenität der AK sowie auch jene der gewöhnlichen Blastokataklasite kann ganz verschiedene Ursachen haben:

Die meisten Inhomogenitäten sind direkt oder indirekt bedingt durch verschiedenartig verlaufende Zertrümmerung. Selten fehlen in

feinem Trümmermus eingestreute Gesteins- und Mineralbruchstücke. Der Grad der Zertrümmerung hat Einfluss auf die Farbe und den Bruch des betreffenden AK-Bereiches (es sei zunächst von Neubildungen abgesehen), indem mit abnehmender Korngrösse dunkle Färbung und hornsteinartiges Aussehen betonter werden. Makroskopisch dichte AK können noch immer geflecktes bis schlieriges Aussehen haben. Viele AK weisen auch eine nach Millimetern oder Bruchteilen davon messende Bänderung auf, wobei sich die einzelnen Streifen lediglich in der Korngrösse unterscheiden.

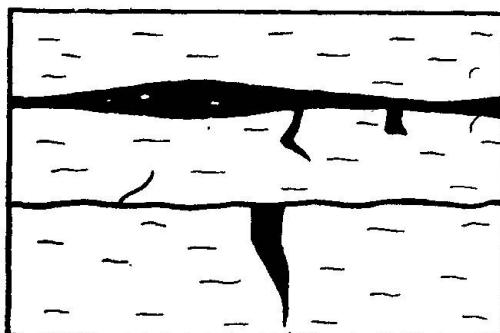


Fig. 20. Lagerungsformen pseudotachylitischer Aderkataklasite. Nat. Grösse.

Durch Neubildungen werden solche Inhomogenitäten noch hervorgehoben. Diese beeinflussen vor allen die Farbe des AK. Korngrösse und Verteilung der Neubildungen sind aber weitgehend durch die Korngrössen in den zementierten Bereichen bedingt. Je feiner die Neubildungen sind, um so dunklere Eigenfarbe des verkittenden Minerals weisen im allgemeinen die zementierten Bereiche auf. Nur Laumontit- und Calcit-zementierte AK erscheinen stets hellgrau bis weiss. Natürlich sind für den Farbton auch die Mengenanteile von Neubildung und Trümmermaterial wichtig.

Schlieriger Aufbau ist oft auch dadurch bedingt, dass mehr als eine Neubildung vorhanden ist, wobei dann abwechselnd das eine oder andere Mineral überwiegt (z. B. Hämatit-Epidot-zementierte AK).

Häufig sind die Inhomogenitäten eine Folge wiederholter Beanspruchungen. Am häufigsten entstehen dadurch neue Risse oder Hohlräume, die mit anderen als den den AK primär zementierenden Neubildungen ausgefüllt werden (z. B. in der Längsrichtung des AK verlaufende zerrkluftartige Risse (Fig. 26) oder querstehende Verstellungen (Fig. 23); desgleichen Brecciierungen, wobei die Verkittung z. B. durch Zeolithen erfolgt und scharf begrenzte helle Bereiche mit dunkleren alternieren und das Gestein ein gespenkeltes Aussehen erhält).

Wiederholte Differentialbewegungen erzeugen in AK oft gebänderte Texturen. Aufeinanderfolgen besonders dünner Streifen (Millimeter oder Bruchteile davon) stellen Scharen von Scherflächen und die diese begleitenden Trümmerzonen dar. Andere Bänder sind zerrkluftartig mit chymogenem Material gefüllte Spalten oder imprägnierte Trümmerzonen. — Solche Bildungen können äußerlich stark an Hällefinte erinnern.

Auf S. 101 sind zwei solche komplexe AK beschrieben.

Die Wiederverfestigung der AK ist vor allem abhängig von der Stärke der Kataklase und der Art der zementierenden Mineralien. Finden fortwährende Bewegungen statt, so können Lockeraggregate bis lehmig sich anführende Bänder in den Gneisen entstehen, die an Gangletten erinnern.

Bei diskordanten AK sind Verwerfungen von 5—7 cm (Fig. 3) häufig, auch nach Metern messende sind nicht selten, wobei Schleppungen vorkommen.

Am auffallendsten am Auftreten der konkordanten AK ist deren beharrliches Gebundensein an Unstetigkeitsflächen. Was bereits beim Verhalten von Gefügeeinheiten hervorgehoben wurde, wird hier zu einer immer wieder bestätigten Regel. Viele Bändergneise, z. B. der Umgebung von Crana und der Zone von Spruga, führen AK, die mit Vorliebe an den Trennflächen der einzelnen Bänder vorkommen oder aus solchen Bändern hervorgehen (Fig. 15). Ganz allgemein werden in chorismatischen Gesteinen, deren Teilelemente sich mechanisch verschieden verhalten, die Ebenen zwischen denselben bevorzugt. Fig. 21 zeigt, wie die dunklen Adern deutlich um den Aplitgneiskeil herumgehen, im viel leichter der Beanspruchung nachgebenden Biotitgneis verbleiben bzw. sich aussprochen an die Trennfläche zwischen den beiden halten. Der Aplitgneis verjüngt sich auch senkrecht zur Bildebene, und stets folgen die AK der Grenzzone dieser Linse. In Fig. 16 verbleibt der AK stets unter der Quarz-Feldspatlage.

Liegen grössere Quarz-Feldspataugen in einer AK-Ebene und überschreitet die Mächtigkeit des AK nicht wesentlich jene des Auges, so wird dieses umgangen, der AK schmiegt sich um das linsige Körperelement, dünnnt aus, um nach dem Hindernis wieder die normale Dicke zu erlangen.

Bei den diskordanten AK bleibt aus Mangel bevorzugter Ebenen die Lage unbestimmter. Doch halten sich vereinzelte AK z. B. an die Grenzebenen Gneis — diskordante pegmatitische Adern oder Gneis — älterer AK. Besonders letztere geben als Schwächezonen leicht nach (Fig. 3 und 26). Alte Bahnen werden häufig neu belebt.

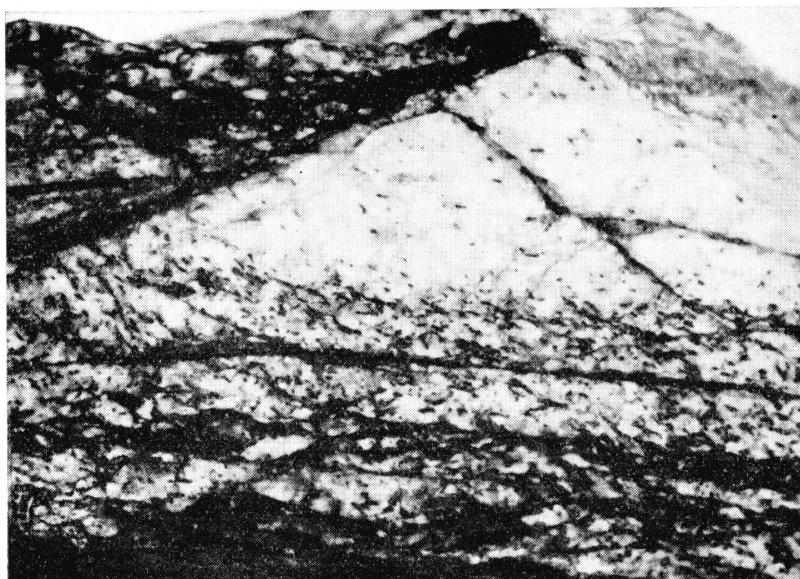


Fig. 21. Unterschiedliches Verhalten verschiedener Gneise: Die Aderkataklasite (schwarze Linien) dringen nur schwer in den Aplitgneiskeil (weiss) ein, bevorzugen die Grenzebene gegen den Biotitgneis. $\frac{5}{4}$ nat. Grösse.

Nach Alter, Lagerungsverhältnissen und zementierenden Neubildungen lassen sich im Feld drei Typen von AK unterscheiden:

1. Die ältesten (und auch seltensten) sind die schwarzen, den Pseudotachyliten analogen Bildungen. Sie sind stets scharf gegen den Gneis abgegrenzt. Im Gegensatz zu den beiden anderen Typen führt dieser Typus I nur Neubildungen, die als Folge der feinen Zerreibung nach der Entstehung des AK sich in diesem selbst gebildet haben. Das angrenzende Gestein ist frisch, unzersetzt. — Gewöhnlich sind diese AK nur wenige Millimeter bis 1 cm dick. Schöne Vorkommen finden sich in den Hängen über der Strasse Crana-Ponte Oscuro (Bereich intensiver Zusammenpressung!) und am Bach westlich Crana auf Punkt 689825/117600/960. Hier finden sich auch echte Blastomylonite (Typus I).

2. Typus II: Hierher gehören die im Onsernone meist flach gegen N oder — infolge Ablenkens in die Schieferungsebene — gegen E einfallenden, im N des Isorno zugleich konkordant liegenden AK. Sie haben als chymogene Füllung feinsten, den AK grasgrün bis schwarzgrün färbenden Epidot, \pm Sericit, seltener Hämatit, der sie schon in kleinsten Mengen dunkelviolett färbt. Sind auch andere Neubildungen in wesentlichen Mengen vorhanden, so sind sie erst im Gefolge späterer Beanspruchungen eingedrungen. — Für diesen wie auch den Typus III ist kennzeichnend, dass das Gestein in ihrer Nähe deutlich zerstört ist: der Biotit

ist chloritisiert, die Plagioklase durch die Epidotisierung, Sericitisierung milchig-weiss. Die Wiederverfestigung der konkordanten Bildungen ist meist vollkommen. — Fig. 22 (ich verdanke die Aufnahme Herrn Prof. Dr. F. DE QUERVAIN) zeigt solch einen mächtigen AK im Gelände, Figuren 15, 16, 17, 23 sind Handstückbilder. — Eindrücklich sind die Vorkommen am Weg von Spruga zur Grenze, in der grossen Ruschelzone zwischen Spruga und Comologno auf Pkt. 687075/118225/1480 sowie auch bei den obigen Vorkommen des Typus I.

3. Typus III: Die in allen Lagen vorkommenden (im speziellen auch konkordanten), meist aber steilstehenden, die obigen Typen schneidenden AK (in Fig. 23 verstehen sie den AK Typ II), in denen alle Neu-

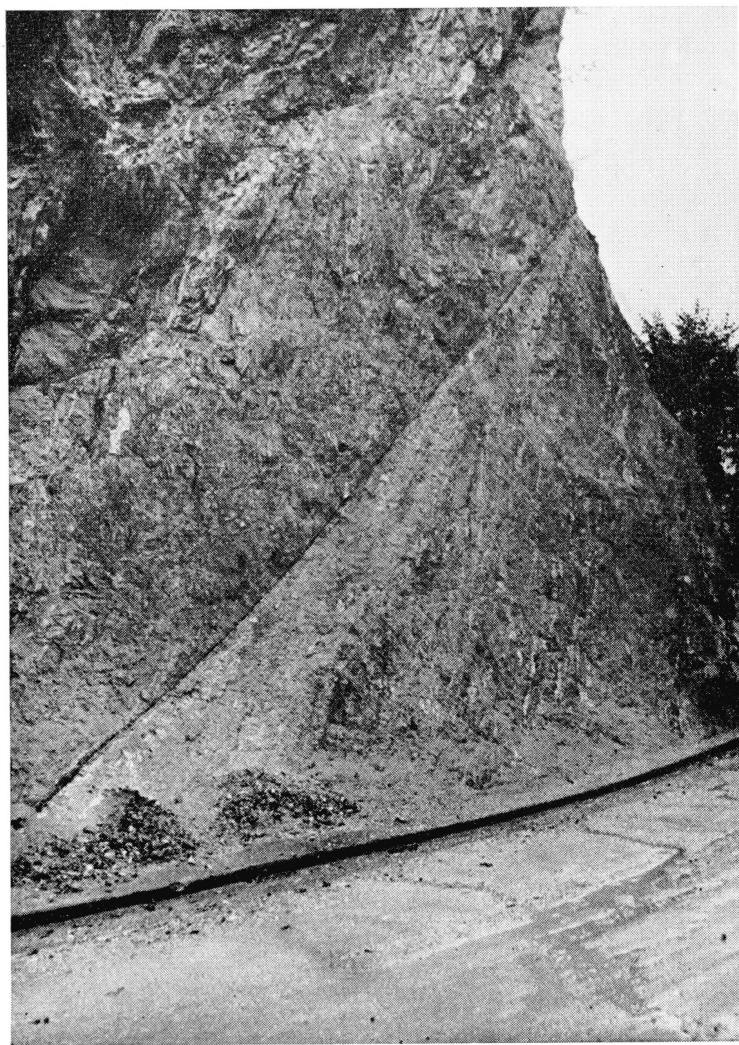


Fig. 22. Steilstehende Injektionsgneise mit gangartig durchsetzendem Aderkataklasit. Centovallistrasse zwischen Camedo und Palagnedra Stazione.

bildungen als Zement vorkommen können, die meist aber gelb (durch Fe-ärmere Epidotminerale), weiss (durch Zeolith und Calcit) oder graugrün (durch Quarz und dann völlig hornsteinartig aussehend) gefärbt sind. Durch spätere Bewegungen werden sie zu mächtigen Rutschharnischen. — Infolge der Vielfalt der Neubildungen und mannigfachster Lagerungsformen umfasst dieser Typus äußerlich sehr verschiedenartige, meist stark inhomogene Bildungen bis zu breccios struierten Gesteinen. Hierher gehören auch die extremen Fälle der rein chymogenen zerrkluftartigen Füllung von Spalten. — Kennzeichnend für diesen Typus III ist, dass sich diese AK oft zu einem Netzwerk aufspalten oder zertrümmern. Sie bilden auch gekrümmte Ebenen.

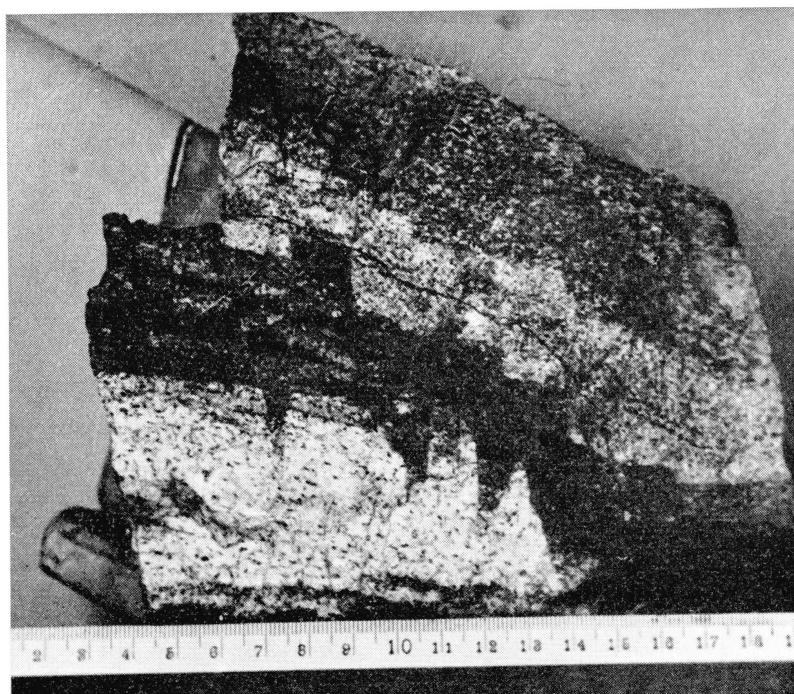


Fig. 23. Konkordanter Aderkataklasit (dunkel) des Typus II in Bändergneis, ruinenartig verstellt durch Aderkataklasite des Typus III.

Das mikroskopische Bild dieser drei Typen bietet, bis auf die Beteiligung von Neubildungen, keine prinzipiellen Unterschiede. Für gewisse strukturelle und texturelle Eigentümlichkeiten ist nur der Grad der Zertrümmerung verantwortlich, und dieser kann sehr variieren.

b) Die mikroskopische Untersuchung der AK

Man kann die AK als mikroblastische Reibungsbreccien kennzeichnen. Auch der Dünnschliff zeigt eine Ruschelzone im Kleinen.

Im Nebengestein aller AK sind die sich spitzwinkelig schneidenden, den Gneis linsig aufteilenden makroskopischen und mikroskopischen Scherflächen und Trümmerzonen zu finden. Dabei fällt auf, dass diese bei vielen konkordanten AK in den Randpartien des hangenden Gneises zahlreicher sind als im Liegenden. Gneisschollen sind dann deutlich von der Auflagerungsfläche losgelöst und abgedreht.

Am Rande sind die AK in bezug auf die Korngrösse häufig inhomogener als im Innern. Besonders in den ersten Stadien der Zertrümmerung kann durch zahlreiche \pm einsinnig verlaufende Scherflächen eine mylonitartige Textur entstehen. Wird die Trümmermasse des AK nicht zu sehr von Neubildungen verdeckt, so sind in ihr lokal auch linsige Trümmeraggregate und sprossende längsgestreckte Sericithäute wahrnehmbar. Diese die Genesis des AK verratenden Anzeichen verlieren sich jedoch gegen das Innere zu, das gewöhnlich um so gleichmässiger erscheint, je weiter die Zertrümmerung gediehen ist. Schliesslich resultiert ein in der Korngrösse sehr ausgeglichener feinster Brei mit \pm ventrikelförmiger Verzahnung durch beginnende Rekristallisation.

Im allgemeinen sinkt die Korngrösse der Neubildungen parallel mit jener des Trümmermaterials. In gröberen Trümmeraggregaten, in der Nähe von inselartigen Relikten oder in porenaartigen Hohlräumen, die in Größen bis zu 0,2 mm nicht selten sind, werden die Neubildungen sofort gröber. Diese Abhängigkeit der Korngrösse der Neubildungen deutet darauf, dass zumindest die ersten von ihnen abgesetzt wurden, als in der Masse des AK die eigentliche Wiederverfestigung durch Rekristallisation kaum begonnen hatte.

Die zementierenden Mineralien können die Trümmermasse weitgehend überdecken, so dass die grösseren Bruchstücke augenartig hervortreten.

Die Grundmasse aller AK übt eine nicht geringe Pufferwirkung aus, indem sich jüngere Verwerfungen des Nebengesteines in ihr nur stark abgeschwächt vorfinden oder ganz ausklingen. Im AK erscheinen manchmal Porphyroblasten verstellt, ohne dass im umgebenden Trümmermus etwas von der Verwerfung zu bemerken wäre.

α) Typus I: Die pseudotachylitischen AK

Bei ausgeschaltetem Analysator sind diese Adern im Dünnschliff farblos oder nur leicht gelb bis braun gefärbt, letzteres vorzugsweise durch in ihnen nachträglich entstandene Neubildungen. Die Zertrümmerung kann partienweise einen Grad erreichen, der mikroskopische Isotropieeffekte hervorruft. Mit dem Gipsblättchen können jedoch auch

dann Körnung und Inhomogenitäten in der Interferenzfarbe festgestellt werden. Vereinzelt sind z. T. noch diagnostizierbare Mineralbruchstücke vorhanden, die Hauptmasse des AK hat aber Korngrössen um 0,003 bis 0,001 mm, oft sogar darunter. Da diese Grösse unter der Schliffdicke liegt, wirken sich optisch Überlagerung der Körner und daraus resultierende Kompensation aus. Die makroskopisch dunkle Farbe kommt vor allem durch Totalreflexion und Streuung des Lichtes zustande.

Überall in der Grundmasse finden sich winzige Körnchen und Blättchen, teils als Epidot, Chlorit oder Sericit diagnostizierbar. Besonders letzterer kann sich anreichern und zusammenhängende Netze bilden, die als Sericithäute schollenartige Grundmassepartien umhüllen. Im Dünnschliff ist dieser Sericit farblos bis oliv gefärbt, zeigt dann leichten Pleochroismus und besitzt hohe Doppelbrechung, wandernde Auslöschung und ziemlich grossen Achsenwinkel. Er entsteht nachträglich im AK durch Blastese, analog wie in einem Ton, dem ja der Korngrösse nach die Grundmasse entspricht. Z. T. leitet sich der Sericit aus dem Biotit her, der im AK nur feinstverrieben in tiefdoppelbrechenden Aggregaten vorkommt, die alle Übergänge zu ihm zeigen. Daneben sprießt er verschiedenenorts aus dem Kleinkorngewebe heraus.

Am auffallendsten in manchen AK sind in der Grundmasse in wechselnden Mengen eingestreute rundliche Gebilde von 0,01—0,2 mm Durchmesser. Oft erweist sich die Gesamtmasse grossteils als aus solchen winzigen Kugelchen aufgebaut. Der Kern besteht häufig aus einem grösseren Korn oder einem sich wie ein Einzelkorn verhaltenden Aggregat. Er kann aber auch fehlen. Darum herum lagert sich eine Sericit-, eventuell auch Epidot- und Chlorit-führende Zone (Hauptzone) aus Trümmermaterial. Sie stellt die Hauptmasse des Gebildes dar (Fall 1). Sehr oft ist noch ein äusserer Ring vorhanden, bestehend aus einem tief licht- und doppelbrechenden, blättrigen hellrosa Mineral, das infolge seiner Feinheit nicht näher bestimmt werden konnte. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich um einen Zeolith. Es ist radial gegen den Kern angeordnet. — Bei diesem konzentrisch-schaligen Aufbau des Gebildes ist die Grenzlinie zwischen sericitischer Zone und äusserem Saum im Kleinen gezackt und unregelmässig. Bei Kugelchen, die ganz in Sericithäuten eingebettet sind, fehlt der Zeolithring oder ist sehr dünn. Immer folgt er aber sehr genau den Formen der inneren zonaren Struktur, und diese ist wiederum bestimmt durch die Form des Kernes. Manchmal enthalten die rundlichen Gebilde auch mehrere Kerne.

In anderen AK ist die Hauptzone des Gebildes stark limonitisch und führt zahlreiche, radial angeordnete blättrige bis lanzettförmige,

braune oder farblose Kriställchen (Fall 2). Die braunen Bestandteile lassen manchmal noch schwachen Pleochroismus erkennen und sehen wie feinverriebener Biotit aus. Mit Immersionen konnte beobachtet werden, dass manche Blättchen fleckig sind und besonders randlich farblos erscheinen. Die farblosen Kriställchen gemahnen an Sericit. Zwischen ihnen liegt in Zwickeln Limonit. — Um diese Zone lagert der Zeolithring. — Fig. 24 zeigt diese mikroophthalmitische Ocellartextur.

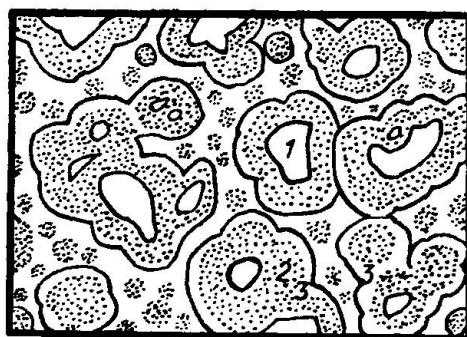


Fig. 24. Mikroophthalmitische Ocellarstruktur in pseudotachylitischen AK.
1: Kern, 2: Hauptzone, 3: Zeolithsaum. Vergr. 50 ×.

Der Kern ist stets mehr oder weniger sericitfrei. Er bildet mit dem dazugehörigen Trümmerhof der Hauptzone eine kompakte Einheit. Offenbar setzten in der fein zermahlenen Grundmasse infolge der sehr grossen Oberfläche und der anzunehmenden Durchtränkung mit Lösungen von gewissen Stellen aus Reaktionen ein, die u. a. zur Sericitbildung (Sericithäute) führten (Fall 1).

Für den Fall 2 der stark limonithaltigen Aureole mit den radial angeordneten Blättchen muss angenommen werden, dass es sich um die Kataklase eines sehr biotitreichen Gneisbandes handelt, in dem die hellen Gemengteile einzeln ganz in Biotit eingebettet waren. Porphyroklastaggregate verblieben in einer Hülle feinstzerriebenen Biotites, in welcher Umsetzungen zu Sericit, begleitet von Limonitausscheidung, stattfanden. — Gestützt wird diese Erklärung durch die Tatsache, dass in biotitreichen kataklastischen Gneisen am Rande gegen AK vollkommen in Biotitschüppchen eingehüllte Mineralbruchstücke sehr zahlreich vorkommen. Sie stellen ein Vorstadium der obigen Kugelchenbildung dar.

Für die Deutung des Zeolithsaumes sind folgende Erscheinungen wichtig:

1. Es fehlt eine Durchaderung des AK durch den Zeolith, der streng als Saum an die Kugelchen gebunden ist. Doch ist nicht zu entscheiden,

ob er submikroskopisch nicht auch die Hauptzone des Gebildes durchtränkt.

2. Eine spätere Zuwanderung der Zeolithsubstanz von aussen her in den AK fällt ausser Betracht, da nirgends im beherbergenden Gneis Zeolith gefunden wurde. Das Mineral ist im AK selbst entstanden.

3. Wo die Kugelchen in sprossenden Sericitblättern eingebettet sind, ist der Zeolithring viel schmächtiger oder fehlt ganz.

Es konnte nicht entschieden werden, ob die Zeolithbildung unabhängig von der Beschaffenheit des AK, d. h. den in der Grundmasse eingelagerten Kugelchen, erfolgt oder nicht. Die Zeolithringe können mit zerkluftartig ausgefüllten Spalten verglichen werden, da sich die Kugelchen bei späteren Beanspruchungen anders als die Grundmasse verhalten haben und sich wohl von ihr lostrennen konnten. Da, wo Sericit ein weichplastisches Hüllmaterial bildet, konnte das Loslösen nur in geringem Masse oder gar nicht erfolgen, und dementsprechend ist dann der Zeolithring dünn oder fehlt völlig. — Gleichartige, an Inhomogenitätsstellen gebundene Säume finden sich oft auch um reliktische Gneisschollen und zwischen Bereichen verschiedenen kataklastischen Ursprungs (Fig. 18 und 26).

Über die zeitweilige Beschaffenheit der AK-Masse geben buchtige, fingerartige Fortsätze Aufschluss, die von Hauptadern abzweigen und blind endigen. Oft hängen an ganz dünnen schwarzen AK dicke Beutel (Fig. 20). Feinster Chlorit, Sericit und Epidot können darin schlierig, in gewellten Zügen auftreten oder so angeordnet sein, dass das Gebilde schaligen Aufbau erhält. Alles deutet darauf hin, dass öfters das Material in breiartigem Zustand durch weitere Bewegungen in zwinkelartige Hohlräume passiv hineingepresst oder eingeschleppt wurde. Solche Bildungen können auch ganz isoliert vorkommen, sofern später der zuführende Kanal abgesichert wurde.

Nachträgliches Bewegen der kataklastischen Masse, kombiniert mit primärer Adertextur, erklärt auch die netzartig angelegten pseudotachytischen AK.

AK des Typus I von grober Korngrösse sind selten und identisch mit gewöhnlichen Blastokataklasiten.

β) Die AK des Typus II und III

Sie sind in den typischen Ausbildungen als Mikobreccien zu bezeichnen. Grössere Mineral- und Gesteinsbruchstücke schwimmen in einer durch Neubildungen verkitteten feineren Masse. Ist die Zertrüm-

merung nur geringfügig und treten die Neubildungen zurück, handelt es sich um streifenweise kataklastischen Gneis (Fig. 16).

Im Gegensatz zu den AK des Typus I ist bei diesen Typen zumindest ein Grossteil des Stoffbestandes der Neubildungen von weiter her aus dem Nebengestein zugewandert, wie schon die begleitende Zersetzung- und Auslaugungszone im Nebengestein zeigt, die beim Typus I fehlt.

Auch bei den Typen II und III kann die Kataklase lokal Isotropie erzeugen. Durch die gewöhnlich in grossen Mengen vorhandenen Neubildungen sind solche Stellen jedoch schwieriger zu erkennen.

Buchtig ins Nebengestein greifende Erweiterungen haben den analogen Aufbau wie beim Typus I.

Nach den wichtigsten Neubildungen, die im Gefolge der den AK erzeugenden Beanspruchung diesen vermittelten (wobei wegen der Kornfeinheit zwischen den Fe-reichen und Fe-armen Gliedern der Epidotmineralien sehr oft nicht unterschieden werden kann), können die AK der obigen drei Typen eingeteilt werden in:

1. AK, frei von Neubildungen oder nur in beschränktem Masse solche führend, die nachträglich in ihnen selbst entstanden sind. Vor allem AK des Typus I. Sie wurden bereits beschrieben.
 2. Epidot-zementierte AK
 3. Hämatit-zementierte AK
 4. Epidot-Hämatit-zementierte AK
 5. Quarz-zementierte AK
 6. Quarz-Zeolith-zementierte AK ± Calcit
- AK vor allem des Typus II;
Nr. 2 auch sehr häufig als
Typ III
AK des Typus III

Ein Grenzfall der zementierten AK sind die Adern mit rein chymogener Füllung; meist diskordant und dem Typus III angehörend.

Sericit ist überall in wechselnden Mengen vorhanden, selten fehlen eingestreute Epidotmineralien völlig. Neugebildeter Kalifeldspat tritt in diesen feinstzertrümmerten Partien gegenüber den anderen Mineralien mengenmäßig stark zurück.

Die Epidot-zementierten AK zeichnen sich alle durch grosse Mengen von Neubildungen aus. Sie sind die häufigsten AK. Oft scheint es sich um mehr oder weniger reine Epidotadern zu handeln, denn der Epidot ist gewöhnlich so dicht aggregiert, dass nur noch die grösseren Porphyroblasten, die als helle Augen hervortreten, sichtbar werden. Die Korngrösse des Epidotes liegt meistens unter 0,003 mm, so dass durch Überlagerung eine nicht aufzulösende grauschwarze Masse resultiert. Bei abgedeckter Lichtquelle zeigen solche Aggregate von Epidotmineralien

einen charakteristischen weissgrauen Schimmer. Beim Durchfokussieren der Schlifffdicke mit eingeschaltetem Kondensator und stärkster Vergrösserung erkennt man, dass in Wirklichkeit der Epidot eine Tarnmasse darstellt, in der gewöhnliches Trümmermaterial eingebettet ist.

Sehr ähnlich ist das Bild bei den Hämatit- und den Epidot-Hämatit-zementierten AK. Der Hämatit bildet in den meisten Fällen ein feinverteiltes Pigment, doch ist er in viel geringeren Mengen vorhanden, als es die makroskopisch dunkelviolette Farbe vermuten lässt. Meistens ist die Trümmerstruktur des AK noch gut erkennbar. Zwischen gröber kataklastischen Partien sind auch dünne, gewundene Hämatitaderen häufig, ebenso grössere hämatitreiche Flecken. Distinkte Hämatitkristalle sind äusserst selten und dann dendritisch ausgebildet. — Die gemischten Epidot-Hämatit-zementierten AK mit ihrem makroskopisch schlierigen Aufbau von Grün zu Lilaschwarz zeigen im Mikroskop einen streifenweisen Wechsel epidot- und hämatitreicherer Partien.

Nicht ganz einfach ist die Unterscheidung sehr feinkörniger Quarz-zementierter AK von solchen mit rein blastokataklastischer Füllung. Denn bei sehr homogener und intensiver Zertrümmerung ist der junge Quarz nicht mehr als Parkettquarz ausgebildet und kann nicht vom zermahlenen, primär im Gestein vorhandenen Quarz unterschieden werden. Gehen aber Hohlräume mit idiomorphem Quarz in die Grundmasse über, so muss deren Durchtränkung mit quarzreichen Lösungen angenommen werden. Es resultiert dann ein Bild innig verzahnter Körnchen, das an sehr feinkörnige Hornfelse erinnert. — Meistens sind diese AK jedoch voller Gesteinsbruchstücke, die in Bereichen von mit Trümmern vermengtem, mehr oder weniger idiomorphem Parkettquarz schwimmen. Ist wenig Trümmermaterial vorhanden, so haben diese Quarzbereiche in sich ± gleiche Korngrösse. Diese kann bis 0,2 mm betragen.

Die Quarz-Zeolith-zementierten AK führen in wechselnden Mengen oft zugleich Calcit. Laumontit bildet viel häufiger als Desmin die Hauptzementmasse.

In Adern oder in gröberen Partien ist der Laumontit idiomorph und bildet eine Pflasterstruktur. Mit sinkender Korngrösse der Trümmermasse ist er bei xNi von dieser schwer unterscheidbar. Die Einzelkörner greifen lappig ineinander. Bei ausgeschaltetem Analysator erkennt man teils ein Netzwerk, teils zusammenhängende Massen von hellrosa Farbe und tiefer Lichtbrechung, mit feinverteilten Mineralbruchstücken darin (höhere Lichtbrechung).

Die Struktur der Desmin-zementierten AK ist insofern verschieden, als der Desmin immer zu stengeliger Ausbildung neigt, so dass in desmin-

reichen Partien ein sperriges Gefüge resultiert, das an jenes von Plagioklasleisten in Ergussgesteinen erinnert. Gewöhnlich aber findet sich der Desmin in Form einzelner isolierter Stäbchen (im Durchschnitt 0,02 bis 0,1 mm gross), erkennbar an der niederen Lichtbrechung, in einer bereits durch Quarz zementierten Grundmasse eingestreut.

In feinkörnigen Bereichen verhält sich der Quarz hier genau wie bei den reinen Quarz-zementierten AK. Mit steigender Korngrösse bildet er zahlreiche idiomorphe Einschlüsse in der Laumontitmasse, in der die sechseckigen oder leistenförmigen Quarzquerschnitte infolge der höheren Lichtbrechung sofort auffallen. Ist ausserdem Calcit vorhanden, so kann auch er diese Quarzeinschlüsse führen.

Durch Zurücktreten des Quarzes gehen diese AK in Zeolith-Calcitzementierte AK über.

Da der Laumontit leicht Wasser abgibt, sind seine AK immer sehr brüchig. Deshalb erwecken sie im Feld oft den Eindruck von lockeren Kluftfüllungen.

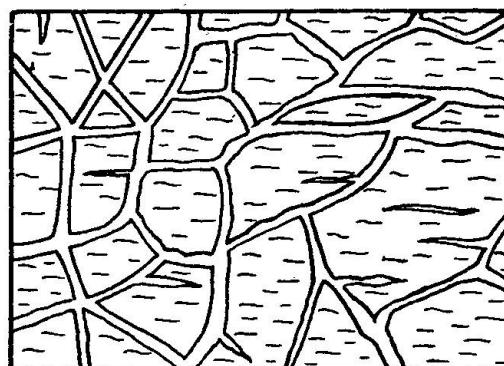


Fig. 25. Dichte Quarzadern erzeugen einen brecciösen Gneis. Nat. Grösse.

Von diesen zementierten AK ergeben sich alle Übergänge zu rein chymogenen Adern. Sie entstehen dann, wenn sich die Beanspruchung nur mehr im Aufreissen von Spalten äusserte. Das Zwischenstadium sind die zahlreichen Adern mit Reibungsresten. Oft sieht das Gestein breccios aus (Fig. 25). Am häufigsten sind Adern mit Chlorit und Epidotmineralien, die die sog. „Narben“ ergeben und bereits S. 74 erwähnt wurden. Es sind mikroskopisch feine bis millimeterbreite ausgeheilte Risse, die in Scharen schnurgerade, parallel oder sich schneidend, ganze Gesteinskoplexe durchsetzen und als fingendicke Stränge herauswitern. Entscheidend für ihren erhöhten Widerstand gegenüber der Verwitterung ist nicht die Härte der neugebildeten Mineralien, sondern der Umstand, dass es sich überhaupt um Ausheilungsstellen, echte Narben handelt.

Das zeigt sich deutlich bei breccienartigen Bildungen wie Fig. 25, wo auch Zeolithen das Zementierungsmaterial von Reibungsresten in den Adern bilden können. Die Gneisschollen, die mehr oder weniger zersetzt sind, setzen dem Angriff der Atmosphärelinen geringeren Widerstand entgegen als die Adern, so dass kavernöse Hohlräume resultieren und die Adern als skelettartiges Gerüst herauswittern. Analoge Erscheinungen sind auch beim Eis zu beobachten: narbenartig verheilte Risse im Gletschereis werden vom Schmelz- und Regenwasser herausmodelliert und treten wulstig hervor.

c) Beispiele komplexer AK

Es seien noch zwei Beispiele von komplexen AK beschrieben, die zeigen mögen, wie verschiedenartig die Aderkataklasite erzeugenden Vorgänge sein können.

1. Einer der untersuchten AK hat einen makroskopischen Aufbau wie Fig. 26. Das innerste Band (1) (graugrün) ist der eigentliche AK. Es

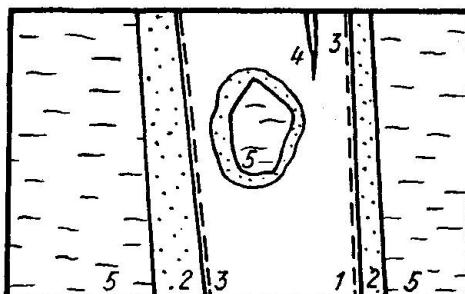


Fig. 26. Komplexer Aderkataklasit. 1: eigentlicher AK; 2: Quarzbänder; 3 (gestrichelte Linie): Desminadern; 4: Zerrklauft mit Desmin; 5: Gneis. Nat. Grösse.

enthält feinstes Trümmermaterial (0,01 mm und kleiner), das in Rekristallisation begriffen ist, mit eingestreuten Desminstäbchen. Epidot und Chlorit sind in kleinen lockeren Nestern aggregiert sowie gleichmäßig spärlich eingestreut. Hauptzementmineral der Grundmasse ist junger xenomorpher Quarz. Die äusseren Bänder (2) — auch um das schollenartige Gneisstück (5) vorhanden — sind hellgrau und scharf gegen die innere Partie abgegrenzt. Sie bestehen aus jungem Quarz mit etwas Desmin. Der Quarz liegt teils idiomorph, teils in lappig ineinandergrifffenden Körnern von 0,03—0,05 mm vor und zeigt undulöse Auslöschung. Im Quarzgefüge ist Desmin eingestreut. In einzelnen Adern oder Linsen wird der Quarz 0,05—0,1 mm gross. Einzelne Desminkristalle erreichen makroskopische Ausmassen (1—2 mm). Zwischen Band 1 und 2 liegt eine

feine weisse Linie (3, gestrichelt), die vorwiegend aus Desmin besteht. Eine feine Spalte (4) trägt makroskopisch erkennbaren Desmin.

Für diese Ausbildung des AK sind ganz verschiedene Beanspruchungen verantwortlich: Band 1 ist durch die erste und Hauptzertrümmerung entstanden. Es löste sich im Gefolge einer erneuten Krafteinwirkung von der Gneiswand und der eingelagerten Gneisscholle, d. h. an ausgesprochenen Diskontinuitätsflächen, etwas los. Der Zwischenraum wurde von Quarz und wenig Desmin ausgefüllt. Eine dritte Beanspruchung (undulöse Auslöschung des Quarzes in Band 2) erzeugte zerrkluftartige Risse (3 und 4), die z. T. auch makroskopische Desminkristalle führen.

2. Sehr häufig sind Bildungen, die als Aderkataklasit-Breccien (Breccien im tektonischen Sinn) zu bezeichnen sind. Makroskopisch können in hellen AK oft dunkle eckige Schollen wahrgenommen werden, deren Grösse jedoch meist unter 2—3 mm liegt. Stellenweise können sie zu dunklen Schlieren angereichert sein.

Unter dem Mikroskop (ausgeschalteter Analysator) schwimmen schwarzbraune eckige und runde Epidot-zementierte Brocken verschiedener Grösse in einer hellen Trümmermasse. Sie sind selber uneinheitlich, enthalten ihrerseits helle Augen. Am Rande ist ihr Epidot noch feinkörniger und dichter als im Innern. Die Zwischenmasse, in der diese Schollen eingelagert sind, besteht aus Gesteinstrümmern verschiedener Grösse sowie Neubildungen, z. B. Quarz und Desmin. Sie ist zweifelsohne eine spätere Bildung als die Epidot-zementierten Schollen. Wir haben hier nebeneinander zwei Generationen von verkitteten Trümmern: ein Epidot-zementierter AK wurde aufgerissen und zertrümmert und ergab die dunklen Brocken. Durch Bewegungen wurden entstandene Unebenheiten an den Risswänden beseitigt, wobei auch der angrenzende Gneis in Mitleidenschaft gezogen wurde. Die dunklen Relikte wurden durch Bewegungen verschleppt und teilweise gerundet, ihr Epidotzement ist randlich verschmiert worden.

Diese Bildung kann bei erneuter Beanspruchung derart verändert werden, dass nun alte Relikte und junge Aderkataklasitmasse gemeinsam von noch jüngeren Adern gequert werden.

2. Zur Genesis der Aderkataklasite

Die in den vorangegangenen Beschreibungen enthaltenen zahlreichen genetischen Folgerungen seien nochmals zusammengefasst und Angaben aus der Literatur gegenübergestellt.

Schon die Häufung der AK in bestimmten Bereichen zeugt davon, dass es sich um Bildungen handelt, die bei lokal besonders starken Gesteinsbeanspruchungen resultierten. In erster Linie häufig sind AK in der Nachbarschaft von Überschiebungsfächen — alle Blastokataklasite sind durchwegs an solche gebunden —, es ist somit Bewegung der wesentliche erzeugende Vorgang. Reich an AK ist die Umgebung von Crana, ein Gebiet intensiver tektonischer Zusammenpressung, wo die Voraussetzungen zur Ausbildung von AK besonders günstig waren.

Die zahlreichen Vorkommen konkordanter Gangkataklasite im Onsernone sind besonders bemerkenswert, wenn man berücksichtigt, dass die analogen Bildungen im Centovalli viel steiler stehen (oft 50° N und mehr), während sie nördlich des Isorno oft nur ein N-Fallen von 10 bis 20° besitzen. Und im oberen Onsernone, westlich Spruga, fallen sie gar gegen E ein. Es musste also dort, wo die Schieferungsebene nicht zu stark von der angreifenden Kraft nachgebenden Ebene abweicht, ein Ablenken in diese erfolgen. Für die Bevorzugung der Schieferungsebene spricht auch der Umstand, dass manche konkordante AK in nur leicht verbogenen Bändergneisen diese Textur nachbilden können; es werden also auch unter erschwerten Bedingungen die primär im Gestein vorhandenen Unstetigkeitsflächen ausgenutzt. Unter Umständen fällt es somit leichter, entlang unebenen Flächen Kataklasebänder auszubilden, als die vorhandenen Texturen zu queren. Wenn kleine, 2—3 mm messende Verwerfungen die Schieferungsebene verstellen, verlässt der AK diese häufig nicht, sondern macht die Unebenheit mit. (Gneisverbiegung und Verstellung sind sicher älter als der betreffende AK.)

Neben Unstetigkeitsflächen begünstigen einzelne besonders leicht verformbare Gesteinspartien die Ausbildung der AK. Biotitreiche Gneisbänder geben viel eher einer Beanspruchung nach, und die gesamte Bewegung kann in sie abgelenkt werden. Das erklärt, warum das einen konkordanten AK enthaltende Nebengestein häufig nur ganz spärliche Kataklasespuren aufweist, im AK aber eine an Isotropie grenzende Kornzertrümmerung erreicht wurde. Derselbe Grund spielt wohl auch dort mit, wo AK trotz Hindernissen in einer vorbestimmten Ebene verbleiben. Es besteht auch eine grosse Abneigung, in aplitische Gneise einzudringen (Fig. 21). Ist dies trotzdem der Fall, so dünnen die AK deutlich aus oder zerfasern.

Über die wirksam gewesenen Kräfte und Bewegungen ist folgendes zu sagen:

Dass Differentialbewegungen stattfanden, wird sowohl durch Feldbeobachtungen (linsiges Umgehen von Hindernissen; gedrehte Gneis-

schollen) als auch durch mikroskopische Befunde (im benachbarten Gneis Häufung der Scherflächen gegen den AK zu; linsige und streifige Texturen in manchen AK; Längserstreckung der sprossenden Sericitblätter) erhärtet. Dennoch resultiert innerhalb des AK bzw. seiner Teilbereiche im allgemeinen keine echte mylonitische Walztextur. Dasselbe gilt von den Blastokataklasiten. Es muss sich also im wesentlichen um relativ kurzdauernde Bewegungen gehandelt haben, und Rekristallisation und Absatz der Neubildungen erfolgten zur Hauptsache im bereits wieder entlasteten Gestein. Für die Entstehung mancher mylonitischer Texturen halte ich lange, möglichst unverändert wirksame, gerichtete Kräfteeinwirkung und gleichzeitig vor sich gehende Regenerierungsprozesse und Blastese für notwendig. Anklänge an echt mylonitische Texturen entstehen sowohl in den AK wie auch den gewöhnlichen Blastokataklasiten nur partienweise. Daran nimmt vor allem junger Sericit teil, der entlang Scherflächen die für Mylonite typischen Strähnen bilden kann.

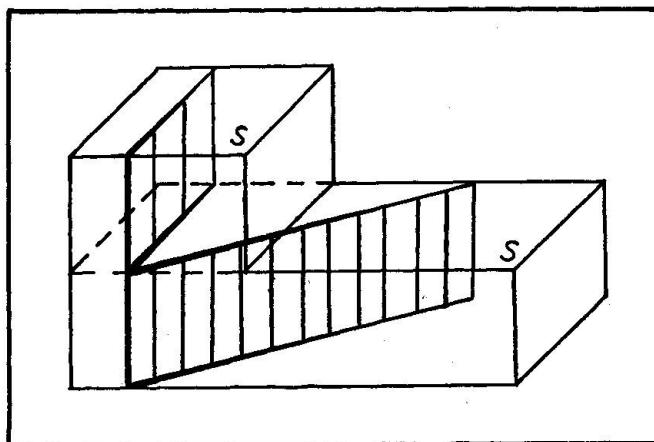


Fig. 27. Schematisches Bild der Verstellung eines diskordanten AK (schraffiert) durch eine Bewegung um eine Achse senkrecht zur Schieferungsebene (S).

Gewöhnlich denkt man bei Kräften, die eine Verwerfung bewirken oder sich in einer Scherfläche äussern, nicht an Drehbewegungen oder Torsionen. Bei diskordanten AK könnten sich letztere in verschiedenem Streichen und Fallen zu beiden Seiten des AK kundtun. Bei konkordanten AK werden aber oft diese Torsionsachsen senkrecht zur Schieferungsebene stehen, und die Bewegung kann nur an durch sie verstellten diskordanten Bildungen erkannt werden (Fig. 27).

Besonderheiten der konkordanten AK, wie das Umgehen von Hindernissen oder Verbleiben in bestimmten ausgezeichneten Ebenen, lassen

vermuten, dass die Beanspruchungen nur teilweise ruckartig erfolgten und dass auch etwas langsamer verlaufende Vorgänge sich mitbeteiligen konnten. So dürfen vielleicht manche Verschiebungen, die zur Ausbildung der AK der Typen I und II führten, noch als relativ langsam angesehen werden im Vergleich zu jenen, die den Grossteil der AK des Tyus III erzeugten.

Unter den diskordanten AK dürften vor allem die rein chymogenen Adern und Bildungen mit wenig feinen, jedoch makroskopisch erkennbaren Trümmern (wie alle breccienartigen Gesteine wie Fig. 18 und 25) bei einer stossartigen Beanspruchung entstanden sein, die ein Aufreissen zahlreicher Spalten und Klüfte zur Folge hatte. Das Nachbargestein ist gewöhnlich von zahllosen Rissen durchsetzt und erscheint stark zerrüttet.

Nicht zuletzt wegen der Art der sie erzeugenden Vorgänge sind die konkordanten AK im allgemeinen in sich viel verfestigter als die diskordanten Bildungen. Sie beeinträchtigen die Verbandsfestigkeit des gesamten Gesteinskomplexes oft gar nicht. Auch handelt es sich bei den konkordanten AK meist um ein einzelnes Band; im Falle mehrerer Stränge sind diese stets eng geschart, und das Nachbargestein ist wenig oder gar nicht in Mitleidenschaft gezogen.

Bei der Frage nach der Herkunft der Trümmerfüllmasse vor allem bei steilstehenden AK des Typus III muss auch die Möglichkeit der relativen Ortsfremdheit berücksichtigt werden, was schon bei den AK-Breccien angedeutet wurde. Es ist durchaus denkbar, dass in klaffende Klüfte Einrieseln von Material verschiedenster Grösse erfolgen kann, das dann zusammen mit an Ort und Stelle entstandenen Trümmern zementiert wird.

Die Genesis der als Pseudotachylite, Gangmylonite und Flinty crush-rocks bezeichneten Bildungen, die ähnlich wie eruptive Adern die Gesteine durchsetzen, ist sehr umstritten. Solche Erscheinungen wurden aus verschiedensten Gebieten eingehend beschrieben, so z. B. aus Südafrika (A. L. HALL-G. A. F. MOLENGRAAFF (1925), S. J. S. SHAND (1917), J. WILLEMS (1937) u. a.), Schottland (T. J. JEHU-R. M. CRAIG (1925), T. J. JEHU (1925) u. a.) und den Alpen (P. BEARTH (1933), R. MASSON (1938) u. a.). Die Diskussion geht vor allem darum, ob infolge von Reibungswärme Schmelzungen stattgefunden haben. Während diese Frage von vielen bejaht wird — z. T. allerdings bedingt, indem z. B. SHAND, der auch zahlreiche Argumente gegen einen Schmelzzustand der von ihm untersuchten Pseudotachylite anführt, die Mitbeteiligung empordringender Gase vermutet —, verneinen sie andere Forscher. — A. C. WATERS und CH. D. CAMPBELL (1935) geben eine ausgezeichnete Zu-

sammenstellung aller wichtigeren früheren Arbeiten auf diesem Gebiete sowie der Deutungen und Argumente.

Mit Hilfe mikroskopischer, chemischer und vergleichender röntgenographischer Untersuchungen an künstlich feinst zermahlenem Granit, Pseudotachyliten und Gangmyloniten, künstlich geschmolzenem Granit und vulkanischem Glas hat J. WILLEMS (1937) überzeugend nachweisen können, dass die in Frage stehenden Pseudotachylite aus Südafrika niemals in geschmolzenem Zustand vorgelegen haben. Dieselben gegen eine Aufschmelzung sprechenden Feststellungen haben R. MASSON (1938) und P. BEARTH (1933) an alpinen Bildungen machen können.

Bei den schwarzen, vollkommen dichten AK des Onsernone gibt es zwar isotrop scheinende Partien, die sich aber mit Immersionen stets als aus Einzelkörnern bestehend erweisen. Wirkliches Glas konnte nirgends festgestellt werden, ebenso sind keine Anhaltspunkte für stattgefundene Aufschmelzungen mit nachträglicher Auskristallisation gefunden worden (Fehlen von gerundeten Formen bei den Einsprenglingen sowie jeglicher skelettartiger Bildungen, wie sie für Gläser typisch sind).

Zur Frage, ob Aufschmelzungen im Gefolge kataklastischer Vorgänge im Prinzip auftreten können, ist zu sagen, dass sehr hoher Stress und plötzlich ansteigender Druck starke Schmelzpunktserniedrigung und rasche Temperaturerhöhung bewirkt. Es ist deshalb theoretisch denkbar, dass lokales Sintern sich einstellt, wenn die entstehende Wärme nicht abgeführt werden kann. Schmelzungen grösseren Ausmasses, wie sie manche Autoren postulieren — J. J. DOZY (1935) spricht sogar von injektiven Vorgängen in deren Gefolge —, erscheinen jedoch unwahrscheinlich, auf alle Fälle in Erdrindentiefen, wie sie während der mechanischen Beanspruchung in unserem Untersuchungsgebiet angenommen werden müssen.

Hingegen verhält sich die Bestandmasse dieser Bildungen infolge der erreichten Kornfeinheit (das Hinzukommen einer exogenen Lösungsphase ist auch denkbar) wie eine bewegliche Paste, die als solche in Spalten und Öffnungen gepresst wird, was zu fluidaler Textur und schliebrigem Aufbau führen kann.

IV. Sekundäre Kakirite

Durch erschütterungsartige Beanspruchungen wird ein Blastokataklasit wie jedes andere Gestein kakiritisiert und ergibt einen sekundären Kakirit. Während jedoch bei den primären Kakiriten gerichtete Ursprungstexturen auf die Klüftung einen Einfluss haben können, han-

delt es sich bei den erneut beanspruchten Blastokataklasiten meistens um gänzlich massige Gesteine, die um so weniger von einem statistisch isotropen Aggregat abweichen, je weiter die Kataklase und Verfestigung gediehen sind, d. h. je feiner und ausgeglichenener die Korngrößen sind. Sehr feinkörnige Blastokataklasite verhalten sich daher meist wie quasi-isotrope Körper. Nur in stark inhomogenen Bildungen, die noch zahlreiche makroskopische Gesteinsschollen oder gegenüber ihrer Umgebung sich fremdartig abhebende Bereiche aufweisen, werden selektiv kakiratische Risse entlang dieser Unstetigkeitsflächen entstehen.

So erscheinen viele Blastokataklasite voller unregelmässig verlaufender feiner, oft gewundener Sprünge, die wie in primären Kakiriten wiederum mit Neubildungen besetzt sein können.

Selbstverständlich gibt es auch sekundäre Blastokataklasite nach mehrfach das Einzelkorn erfassender Beanspruchung. Sie können als Polykataklasite bezeichnet werden. Doch ist streng genommen jedes blastokataklastische Gestein das Produkt mehrfacher verschiedenartiger Krafteinwirkungen. In den bisherigen Ausführungen musste ja mehrfach auf die Rolle solcher wiederholter Beanspruchungen hingewiesen werden.

Es konnten auch Bildungen beobachtet werden, die Blastokataklasitbreccien sind. Sie bestehen aus einem Haufwerk vollkommen dichter Blastokataklasitschollen, die z. B. durch jungen idiomorphen Quarz zementiert werden.

D. Schlußwort

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, das Phänomen der jungen Verruschelungen in der Tessiner Wurzelzone einer mineralogisch-petrographischen Untersuchung und tektonischen Darstellung zu unterwerfen. Die Feldbeobachtungen ergaben Abhängigkeiten der Russchelzenbildung von lokalen geologischen Verhältnissen, wobei die ursächlich bedingenden und auslösenden Faktoren in der Grosstektonik zu suchen sind. — Desgleichen zeigt sich, dass die durch den Verruschungsvorgang entstehenden Bildungen weitgehend von der petrographischen Beschaffenheit des Ausgangsgesteines abhängig sind. Insbesondere sind es strukturelle und texturelle Eigentümlichkeiten, die im Kleinverband auf den Kataklaseverlauf einwirken und das mechanische Verhalten von Gesteinskomplexen verändern können. Grösste Bedeutung kommt Inhomogenitätsflächen zu.

Durch die Kataklase ermöglicht oder beschleunigt, setzten in den beanspruchten Gesteinen Mineralumsetzungen und -neubildungen ein, deren Produkte den Ruschelzonen ein auch äusserlich charakteristisches Gepräge verleihen. Überraschend wirkt die vollkommene Beständigkeit des Kalifeldspates im Vergleich zum Plagioklas: nicht nur, dass bloss der Plagioklas von der Zeolithisierung und anderen Umwandlungen befallen wird; er wird auch von neugebildetem Kalifeldspat angegriffen und verdrängt. Das ist um so erstaunlicher, als bis zum Einsetzen der pegmatitischen Injektion gerade für diese Gneise der Wurzelzone eine myrmekitische Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas erwiesen ist. — Die entstehenden Neubildungen fungieren als Zement in Rissen und kataklastischen Bereichen.

Abschliessend sei betont, dass die Übertragung der aus den Beobachtungen dieser Arbeit gezogenen Folgerungen über die richtungslose Kataklase nur geschehen kann unter Berücksichtigung der besonderen Bedingungen, die in den Gneisen des Onsernone geherrscht haben, sowie der die Kataklase beeinflussenden Faktoren.

Literaturverzeichnis

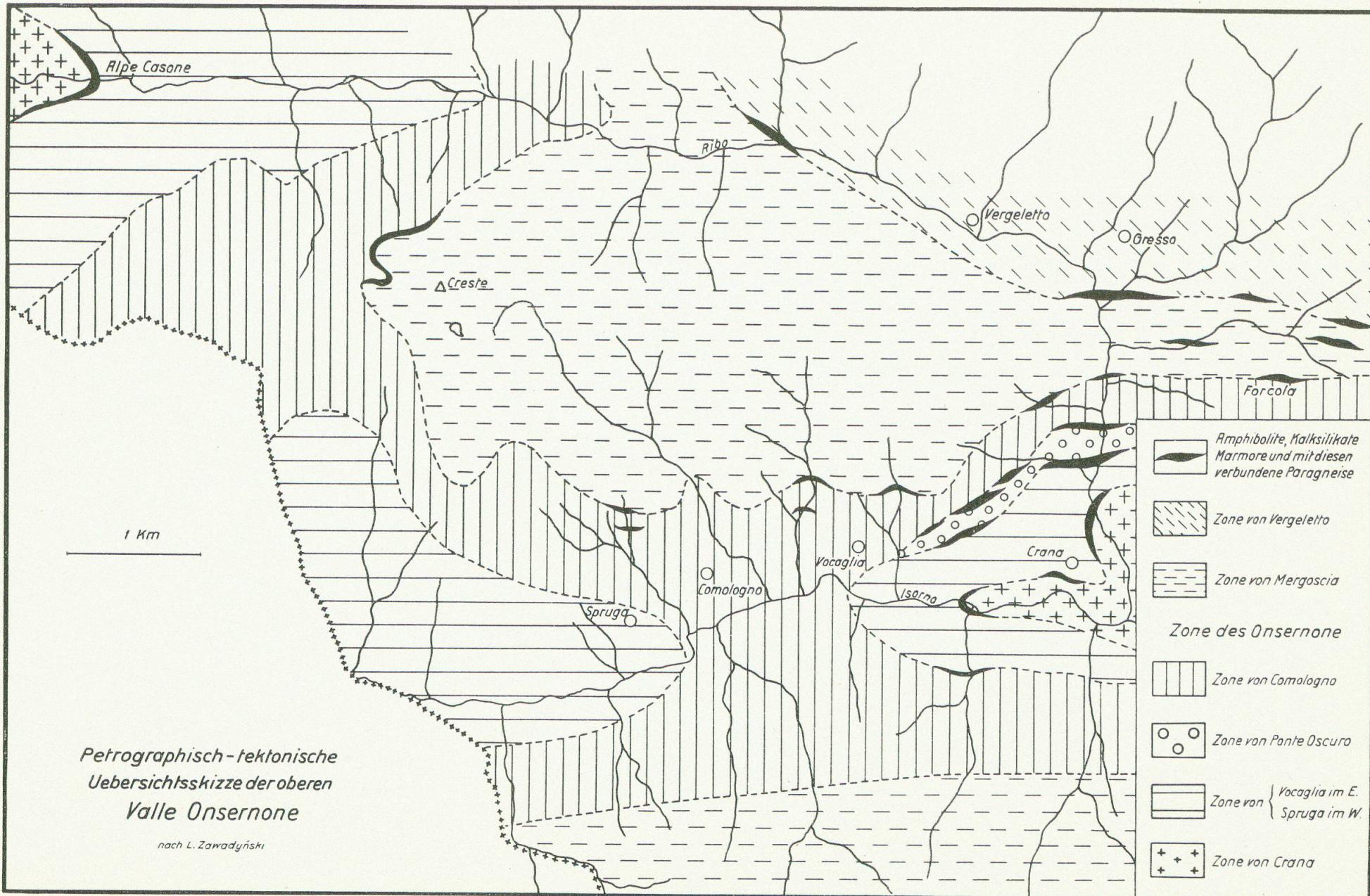
- BAECHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17.
- BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13.
- BUCHER, E. (1948): Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbau. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie, Lief. 6.
- CROOS, H. (1921): Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig.
- (1930 und 1931): Zur experimentellen Tektonik. Naturwissenschaften, Bd. 18, H. 34, und Bd. 19, H. 11.
- CORNELIUS, H. P. und FURLANI, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Klasse, Bd. 102.
- DAL VESCO, E.: Genesi e metamorfosi delle rocce basiche ed ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogeno pennidico (studio geologico-petrografico della catena Gaggio-Basal, Ct. Ticino). Diss. E.T.H. Im Druck.
- DOZY, J. J. (1935): Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Meded.
- EPPRECHT, W. TH. (1952): Röntgen-Feinstruktur-Untersuchungen über das Kriechen von Stahl. Schweiz. Arch. angew. Wiss. Techn., 18. Jahrgang, Heft 1.
- FAIRBAIRN, H. W. (1939): Correlation of quartz deformation with its crystal structure. Am. Miner., vol. 24.
- (1941): Deformation lamellae in quartz from the Ajibik formation, Michigan. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 52, No. 8.

- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiet nördlich von Locarno. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 27.
- FRIEDELAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Diss. Univ. Zürich.
- GRIGGS, D. and BELL, J. F. (1938): Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 49.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose, I. Teil. Berlin.
- HALL, A. L. and MOLENGRAAFF, G. A. F. (1925): The Vredefort Mountain Land in the Southern Transvaal and the Northern Orange Free State. Verh. der Koninklijke Akad. van Wetenschappen te Amsterdam, Tweede Sectie, Vol. 24, No. 3.
- HETANEN, A. (1938): On the petrology of finnish quartzites. Government Press, Helsinki.
- HOLMQUIST, P. J. (1910): Die Hochgebirgsbildung am Torneträsk in Lappland. Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 28.
- JEHU, T. J. (1925): Observations on flinty crush rocks. Trans. Edinburgh Geol. Soc., vol. 11.
- JEHU, T. J. and CRAIG, R. M. (1925): Geology of the Outer Hebrides, Part I, II. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 53.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli (Tessin). Diss. ETH, Helsinki.
- LANGEMANN, L. (1886): Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Harmotom, Phillipsit und Desmin. N. Jb. f. Min. etc., Bd. II.
- MASSON, R. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valseline. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 18.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16.
- NIGGLI, P. (1933): Zur Zusammensetzung und Bildung der Sericite. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13.
- NIGGLI, P. (1936): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I. Basel.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen, Bd. I und II. Basel.
- QUENSEL, P. (1916): Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert am Material aus dem Kabnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Vol. 15.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil: Die Korngefüge. Wien-Innsbruck.
- SCHMIDT, W. (1925): Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, Bd. 3.
- (1932): Tektonik und Verformungslehre. Berlin.
- SCHMIDT, W. und LINDLAY, H. W. (1939): Scherung. Min. u. Petr. Mitt., Neue Folge, Bd. 50.
- SCHWINNER, R. (1924): Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Centralblatt f. Min. etc., Nr. 15.

- SCHWINNER, R. (1928): Der Begriff „Scherung“ in der Tektonik. Centralblatt f. Min. etc., Abt. B, Nr. 1.
- (1936): Lehrbuch der physikalischen Geologie. I. Berlin.
- SHAND, S. J. (1917): The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State). Quart. Jour. Geol. Soc., vol. 72.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Viertelj. Zürch. Naturf. Ges., Bd. 63.
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und dem Mittelmeer. Viertelj. Zürch. Naturf. Ges., Bd. 82.
- (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Ecl. Geol. Helv., Vol. 42, Nr. 2.
- STUTZ, A. H. (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline, Provinz Aosta (Italien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20.
- SVENONIUS, F. (1911): Die schwedische Hochgebirgsfrage. Geol. Rundsch. 1911, Bd. 2.
- TERMIER, P. (1911): Sur les mylonites de la région de Savone. Compte rd. Acad. des Sc., vol. 152.
- TERMIER, P. et MAURY, E. (1928): Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale: phénomènes d'écrasements et de laminage; mylonites et brèches tectoniques. Compte rd. Acad. des Sc., vol. 186.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 30.
- WATERS, A. C. and CAMPBELL, CH. D. (1935): Mylonites from the San Andreas Fault Zone. Am. Jour. Se., vol. 29.
- WILLEMSE, J. (1937): On the old granite of the Vredefort Region and some of its associated rocks. Trans. Geol. Soc. South Africa.

Karten

- Neue Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000, Blätter 551 und 552 und Vergrösserungen dieser Blätter auf 1 : 25 000.
- Wasserkräfte des Maggiatales: Geologische Übersichtskarte 1 : 50 000, Zusammengestellt von W. LEUPOLD (unveröffentlicht).



Leere Seite
Blank page
Page vide

Uebersichtskarte der postalpinen Störungen in der westlichen Tessiner Wurzelzone

nach W. Leupold und L. Zawadyński.

— Systeme meist steilstehender Störungsfächen, Verwerfungen und Verruschelungen.

↗ Streichen und Fallen der Gneise.

↙ Vertikales Einfallen

1 Km

