

Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher
Druckbeanspruchung in der tektonischen Geologie

L. P. Becker

15 Abbildungen

Anschrift:
Dr. Leander Peter Becker
Institut für Geologie und Paläontologie
der Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

| | | | |
|---------------------------------------|----|----------|------------|
| Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. | 25 | S. 63–79 | Wien, 1978 |
|---------------------------------------|----|----------|------------|

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| 1. Einleitung | 65 |
| 2. Mechanische Grundlagen | 65 |
| 2.1 Der einfache Spannungszustand | 65 |
| 2.2 Der einachsige Spannungszustand bei Druckbeanspruchung | 65 |
| 3. Bruchstrukturen bei Druckbeanspruchung | 67 |
| 3.1 Allgemeines | 67 |
| 3.2 Primäre Deformationserscheinungen (Scherbrüche) | 69 |
| 3.3 Sekundäre Deformationserscheinungen | 71 |
| 3.4 Lineation | 73 |
| 3.5 Sammeldiagramm | 75 |
| 4. Beispiele aus einem Kristallin-Gebiet (Nördliche Stubalpe, Stmk.) | 75 |
| 5. Schlußbemerkungen und -folgerungen | 78 |
| 6. Literatur | 79 |

1. EINLEITUNG

In dieser Arbeit wird ein Grenzgebiet behandelt, das einerseits seine Grundlagen und Grundgedanken aus dem physikalischen bzw. mechanischen Bereich, andererseits aber auch aus dem geologisch-tektonischen Bereich als Anwendungsgebiet bezieht. Hier soll jedoch mehr die geologische Seite im Vordergrund stehen, wobei jedoch auf einfache mechanische Grundlagen nicht verzichtet werden kann.

2. MECHANISCHE GRUNDLAGEN

2.1 Der einfache Spannungszustand

Zunächst zur Definition der Spannung: SPANNUNG (σ) ist die Verteilung einer Kraft (P) über eine (Querschnitts-)Fläche (F).

Bei gleichförmiger (mittiger) Kraftverteilung (Abb. 1a) werden alle Teilkräfte ΔP bei gleichen Teilflächen ΔF gleich sein und wir definieren als Dichte der Kraftverteilung den Quotienten

$$\sigma = \frac{\Delta P}{\Delta F} = \frac{P}{F} \text{ und bezeichnen}$$

σ als Spannung (genauer als Normalspannung), die eine abgeleitete Größe ist. Gemessen wird die Spannung in [kp/cm^2] bzw. [N/cm^2]. Bei ungleichförmiger (außermittiger) Kraftverteilung (Abb. 1b) sind trotz gleichem ΔF alle ΔP verschieden, es muß hier jede Teilspannung für sich eigens angegeben werden:

$$\sigma_1 = \frac{\Delta P_1}{\Delta F} \text{ und } \sigma_2 = \frac{\Delta P_2}{\Delta F} \text{ (hier: } \sigma_1 > \sigma_2 \text{)}.$$

Dies bedeutet, daß die Größe der Kraft nicht ein geeignetes Maß für die Anstrengung des Materials ist, sondern vielmehr der Anteil der Kraft, der auf eine bestimmte Flächeneinheit fällt (siehe Beispiel der Abb. 2). Normalspannung bedeutet, daß die Krafrichtung senkrecht (also normal) zur Schnittfläche steht. Schubspannung bedeutet, daß die Krafrichtung parallel zur Schnittfläche steht. Einfache Beispiele für Normal- und Schubspannungen zeigt die Abb. 3.

Nun kurz zur Unterscheidung von Schubspannung und Scherspannung. Wenn Druck und Gegendruck in einer Ebene liegen, dann liegt Scherspannung vor, wenn beide Drucke nicht in einer Ebene liegen, dann sprechen wir von einer Schubspannung (Abb. 3b).

Da im tektonischen Bereich der Fall der reinen Scherung bzw. Scherbeanspruchung – laut Definition – nie vorkommt, ist es also streng genommen unrichtig, von Scherkraft, Scherspannungen und den damit verbundenen Scherflächen zu sprechen, es müßte also, z. B. Schubflächeneinheiten heißen. – im englischen oder im romanischen Sprachgebrauch wird jedoch zwischen beiden Begriffen nicht unterschieden, so daß mit einem gewissen Vorbehalt auch im Deutschen von Scherspannung anstelle von Schubspannung gesprochen werden darf.

2.2 Der einachsige Spannungszustand bei Druckbeanspruchung

Durch jeden Körper (Abb. 4) kann man senkrecht zueinander stehende Raumachsen legen. Greifen nun die äußeren Kräfte nur in einer dieser Achsen an, so spricht man von einem einachsigen (bzw. einaxialen oder linearen) Spannungszustand.

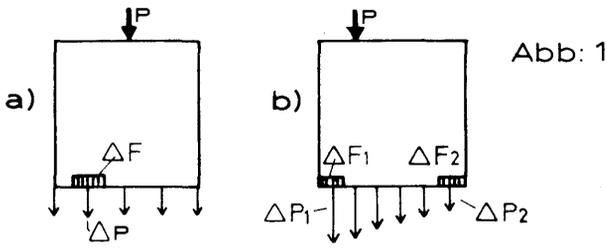


Abb: 2

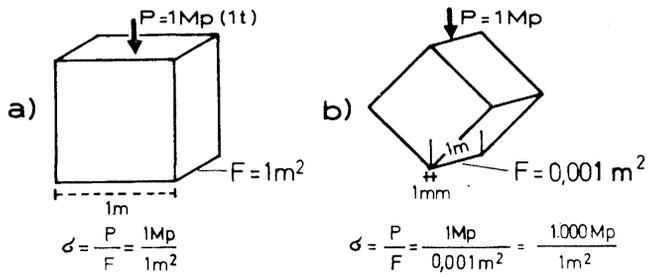
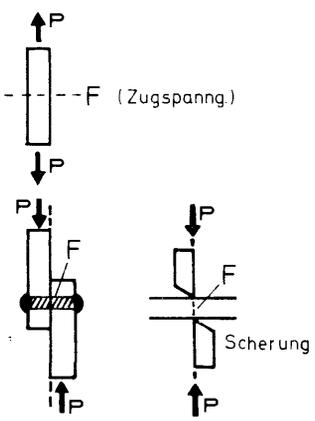
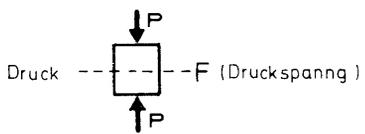


Abb: 3

a) Beispiel für Normalspannungen (σ): Zug



b) Beispiel für Schubspannung bzw. Scherspannung (τ): Schub

Abb: 4

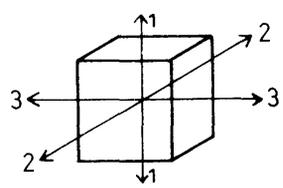
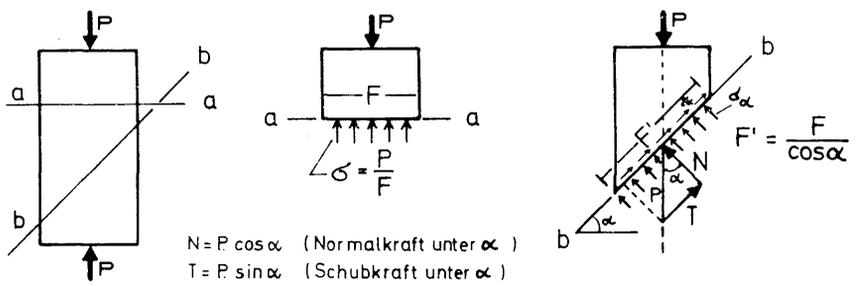


Abb: 5



Beispiel hierfür wäre der Belastungszustand eines Probekörpers aus Beton (Betonwürfel), der auf seine Festigkeit (hier auf Druckfestigkeit) untersucht werden soll.

In jedem Schnitt senkrecht zur Krafrichtung treten, wie schon erwähnt, Normalspannungen auf, hingegen in schiefen Schnitten Normalspannungen σ_a und Schubspannungen (Abb. 5). Im Schnitt b–b beträgt die Normalspannung bei mittlerer Belastung:

$$\sigma_a = \frac{N}{F'} = \sigma \cdot \cos^2 a$$

und die Schubspannung:

$$\tau_a = \frac{T}{F'} = \frac{P \cdot \sin a \cdot \cos a}{F} = \sigma \cdot \sin a \cdot \cos a = \sigma / 2 \sin 2 a$$

$$\text{d.h.: } \tau_a = \frac{\sigma}{2} \cdot \sin 2 a$$

Bei $\sin 2 a = 1$, d. h. für $2 a = 90^\circ$ bzw. $a = 45^\circ$ erreicht nach obiger Gleichung die Schubspannung ihren Höchstwert und es wird:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma}{2}$$

Selbst bei reiner Druckbeanspruchung treten demnach Schubspannungen von der Größe der halben Normalspannungen auf und so kommt es, daß Prüfkörper für Druckproben aus Stoffen, die im Vergleich zu ihrer Druckfestigkeit nur eine geringe Schubfestigkeit besitzen, nicht in Flächen senkrecht zur Belastungsachse, sondern in schrägen, nahezu 45° verlaufenden Flächen („MOHRsche Scherflächen“) zerstört werden. Die absoluten und relativen Bewegungen der getrennten Teile sind in der Abb. 6 angegeben.

Anders ausgedrückt: bei Druckbeanspruchung eines Gesteinswürfels oder im Größeren gesehen, eines Gebirgskörpers, erfährt dieser, weit bevor er seine Druckfestigkeit erreicht hat, eine Scherverformung durch seine geringere Scherfestigkeit.

| | | |
|---------------------|--------------------------------------|--------------------------|
| Beispiel für Gneis: | $\sigma_{DW} = 2000 \text{ kp/cm}^2$ | (Würfeldruckfestigkeit) |
| | $\sigma_{DG} = 80 \text{ kp/cm}^2$ | (Gebirgsdruckfestigkeit) |
| | $\tau_G = 30 \text{ kp/cm}^2$ | (Gebirgsscherfestigkeit) |

Soweit zu den theoretischen bzw. den mechanischen Grundlagen zum Bruchvorgang eines noch ungeklüfteten Körpers.

3. BRUCHSTRUKTUREN BEI DRUCKBEANSPRUCHUNG

3.1 Allgemeines

Wir kommen nochmals zum Beispiel der Gesteinsauflockerung beim einfachen Druckvorgang zurück. Wir haben bisher nur stark vereinfacht das Bruchverhalten – und zwar in Form von zwei annähernd senkrecht aufeinander stehenden Scherflächenbildungen – betrachtet. In Wirklichkeit erzeugt die Entfestigung ein wesentlich komplizierter geklüftetes Medium. Lag vor der Beanspruchung noch ein „Einkörpersystem“ im Sinne L. MÜLLERs bzw. E. CLAR (1963) vor, so wurde dieses nun in ein „Vielkörpersystem“ überführt. Die auftretenden Brüche sind hierbei vom makroskopischen bis zum mikroskopischen Bereich zu verfolgen. Die nachfolgenden Skizzen (Abb. 7) geben etwa die tatsächlichen makroskopischen Bruchstrukturen wieder, und zwar einmal für den Fall bei niederem bis keinem seitlichen Manteldruck und daneben für einen hohen Manteldruck (zweiachiale Druckbeanspruchung).

Abb: 6

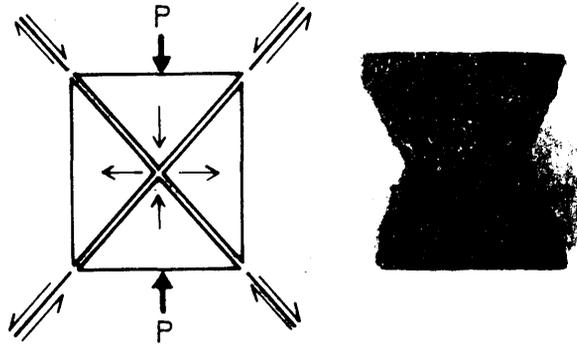


Abb: 7

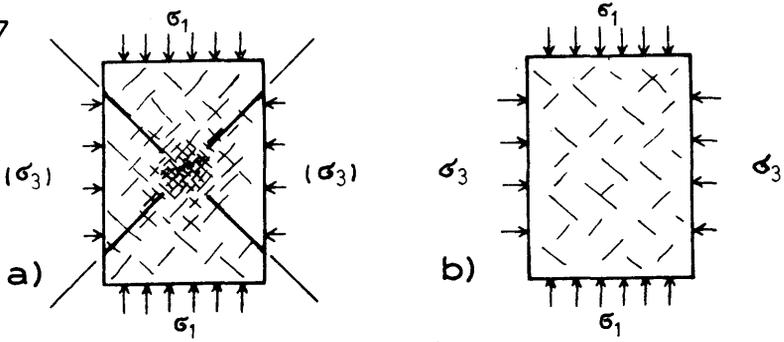


Abb: 8

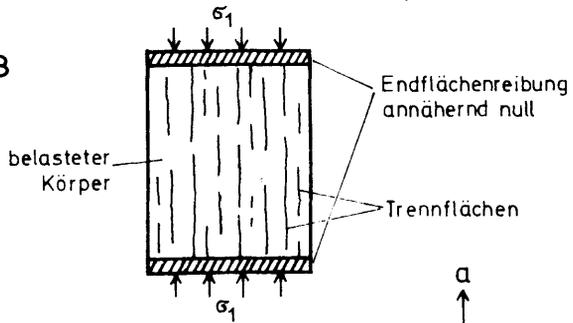
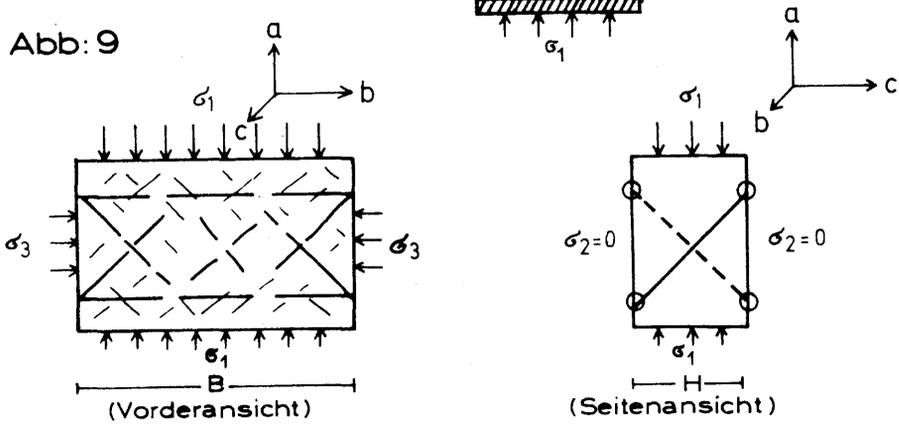


Abb: 9



Bei den bisherigen Versuchen wurde für den Grenzbereich der Lastangriffsfläche eine hohe Endflächenreibung des Probekörpers angenommen, ein Fall, wie er auch in der Natur fast immer anzutreffen ist. Bei stark verringerter Endflächenreibung hingegen vereinfachen sich die Bruchstrukturen, es werden in diesem Falle nicht die typischen, winkelig aufeinanderstehenden Scherflächen ausgebildet, sondern reine Trennflächen in Form von \pm klaffenden Klüften, die zu der Krafrichtung parallel stehen. Diese Verformungen werden durch reines Gleiten entlang der Endflächen ausgelöst, wobei zunächst feine Zugrisse senkrecht zu den Belastungsflächen entstehen, die dann bei stetiger Spannungszunahme von beiden Seiten her den ganzen Bereich durchtrennen (Abb. 8). Voraussetzung für diesen Fall ist natürlich ein unbehindertes, seitliches Ausweichen des Materials.

Bei breiten, den geologischen Verhältnissen sehr nahe kommenden Körpern, d. h. bei Körpern mit einem Verhältnis Breite/Mächtigkeit > 1 bilden sich Bruchstrukturen etwa als Kombination des einachsialen und zweiachsialen Spannungszustandes (Abb. 9). Bei dem Gebirgskörper wird zu Beginn seiner Deformation, bis alle offenen, älteren Klüfte geschlossen sind, seitlich ein leichtes Ausweichen möglich sein (einachsialer Zustand), dann allerdings baut sich – bedingt durch eine verhinderte Querdrehung in der Richtung b – ein zweiachsialer Belastungszustand auf. Da die Zerschierung auch auf der Schmalseite (ac -Ebene) wirksam wird, stellen sich naturgemäß auch hier ein oder zwei Scherflächen ein, die auf der ab -Ebene als Bruchflächen senkrecht zu σ_1 (d. h. mit Streichen $\parallel b$) vorliegen.

Makroskopisch werden sich zunächst folgende Hauptbruchrichtungen einstellen (Abb. 10 a):

| | |
|----------------------------------|--|
| Fläche 1 mit NE–SW Streichen | als Folge der zweischarigen Zerschierung in der ab -Ebene |
| Fläche 2 mit NW–SE Streichen | |
| Fläche 3 und 4 mit E–W Streichen | als Folge der ein- oder zweischarigen Zerschierung in der ac -Ebene. |

Im Schmidt'schen Netz eingetragen ergibt sich für die erwähnte ab -Ebene (d. h. Kartenebene) das Gefügediagramm der Abb. 10 b.

3.2 Primäre Deformationserscheinungen (Scherbrüche)

Wir wollen nun vom Kartenbereich kommend den Aufschluß- bis Handstückbereich näher betrachten. Hiefür werden wir im Detail den Anriß einer beliebigen Scherfläche untersuchen, um die Spannungsverteilung in und an dieser z. T. aufgerissenen Trennfläche zu studieren. H. BOCK (1972) weist mit Hilfe der Finite-Element-Berechnung nach, daß, sobald an der Spitze des Anrisses (siehe H. BOCK 1972, Abb. 5–6) die Festigkeit des Materials überschritten wird, die Rechnung zu Beginn einen Neubruch angibt, und zwar interessanterweise mit zwei komplementären MOHR'schen Scherflächen.

Erst in einem weiteren Rechenschritt wird entschieden, welche dieser beiden Richtungen als Gleitfläche wirksam wird. Entscheidend hiefür ist die Größe des Reibungswinkels der Diskontinuitätsfläche. Ist dieser kleiner als der Materialreibungswinkel, dann werden diejenigen Scherflächen aktiviert, die dem Anriß parallel liegen. Ist er jedoch größer, so entstehen Gleitflächen fast ausschließlich in der komplementären Richtung. Bei gleichem Winkel bilden sich etwa zu gleichen Teilen Gleitflächen der einen und der anderen Richtung (siehe H. BOCK 1972, Abb. 7).

Abb: 10

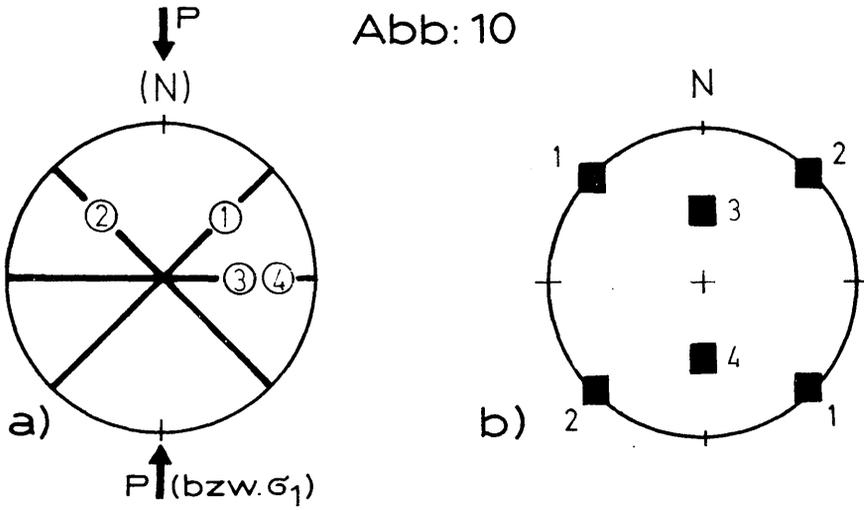


Abb: 11

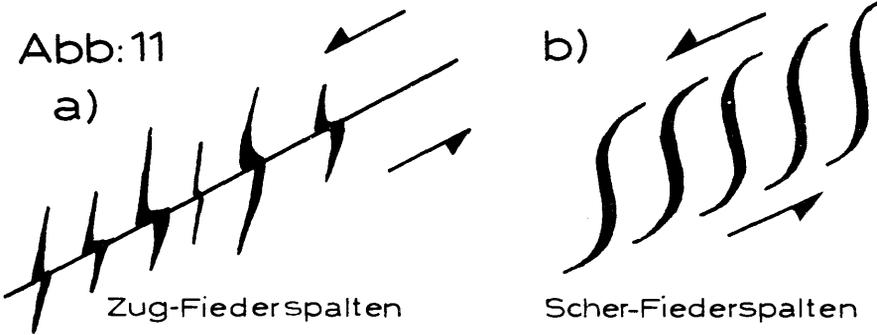
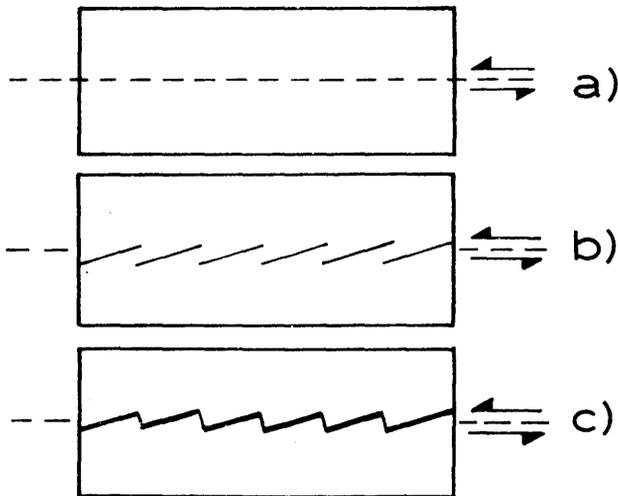


Abb: 12



3.3 Sekundäre Deformationserscheinungen

Neben den erwähnten Hauptscherbruchflächen können naturgemäß auch weitere untergeordnete, sekundäre Scherbrüche bzw. auch anders geartete Deformationserscheinungen als Folge des einfachen Scherbruches auftreten.

Wie BOCK feststellte, können komplementäre Gleitflächen die Hauptscherbewegung sperren. Hier treten dann örtlich Spannungslagerungen auf, die ein neues Scherflächenpaar im Sinne der MOHRschen Gleitflächen schaffen.

Die primären Scherflächen gemeinsam mit den mechanisch wirksamen sekundären Scherflächen bilden komplexe Gleitflächen, die dann wiederum eine Weiterführung der Scherbewegung ermöglichen.

Beide Deformationsvorgänge (d. h. primäre und sekundäre Gleitflächen) erzeugen in der Scherbruchzone Gefügebilder, wie wir sie schon von B. SANDER (1948) her kennen, nämlich eine „linsige Zerschering“.

Allerdings muß hier genetisch klar unterschieden werden:

- a) die SANDERschen (intern rotierten) Scherlinsen entstehen durch eine zweischarige, gesteigerte Zerschering (also reine primäre Scherflächen), die im Extremfall zur Plättung (P) führen kann, wobei die Längsachsen der Scherlinsen jeweils senkrecht zur äußeren Druckbeanspruchung liegen;
- b) die Scherlinsen von BOCK hingegen sind das Produkt des Zusammenspiels von primären und sekundären Scherflächen, wobei die Längsachsen dieser Scherlinsen etwa spitzwinklig zur äußeren Hauptspannungsrichtung liegen.

Die letztgenannte Möglichkeit zur Scherlinsengenese ist wohl auch die in der Natur am häufigsten beobachtbare. Erfasst diese doch den Bereich beginnender Scherbruchbeanspruchung wie auch die Hauptscherbruchphasen, wogegen die SANDERschen Scherlinsen erst in der Endphase der Deformation entstehen können, was natürlich große Teilbeweglichkeiten voraussetzt.

Das Zusammenspiel primärer und sekundärer Scherflächen kann aber auch zum besseren Verständnis von Fiederkluftbildungen führen. Die bisher allgemein bekannten Entstehungsfälle sind in der Abb. 11 a und 11 b wiedergegeben. Für den Fall der Abb. 11 a muß eine bereits wirksame Scherfläche vorhanden sein, und zwar als mehr oder minder scharfe Bewegungsbahn durch das Zentrum der einzelnen Fiederklüfte. Hier werden, bedingt durch die Spannungsspitzen an den Randzonen beidseitig der Durchtrennungsfläche, bei Überschreiten der Zugspannungen des Materials feine Trennflächen erzeugt, die derart gelagert sind, daß mit der Bewegungsbahn ein Winkel im allgemeinen zwischen 45° und 60° gebildet wird. Bei fortschreitender Deformation öffnen sich diese Risse zu Spalten, wobei „der spitze Winkel gegen die Verschiebungsrichtung geöffnet ist“ (W. RIEDEL 1929, S. 360). Schleppungen, als Folge fortschreitender Deformation entlang der Hauptfuge können als weitere Bestimmung des Bewegungssinnes herangezogen werden.

Die zweite Bildungsmöglichkeit ist nicht an eine durchtrennte Scherkluft, wohl aber an eine Scherzone gebunden. Hierbei muß natürlich eine \pm sichtbare Deformation (Scherverformung) eingesetzt haben, die Scherfläche bzw. -zone selbst darf aber noch keine scharfe Durchtrennung aufweisen. Es finden dabei in der Zone „Auflockerungen“ statt, die durch das Zusammenwirken von äußeren Scherdeformationen und inneren Trennbrüchen entstehen. Die spitzen Enden der S bzw. Spiegel-S der Fiederklüfte weisen entgegengesetzt zum relativen Bewegungssinn der jeweiligen Blockanteile

hin. Besonders deutlich hervorgehoben werden diese staffelförmig angeordneten „Diagonalklüfte“ (CLOOS, H. 1922; später 1928: „Fiederspalt“), wenn sie mit Quarz, Calcit oder anderen Mineralien gefüllt sind.

H. BOCK (1972) hat auf Grund rechnerischer Untersuchungen für die letztgenannte Fiederklüftbildung ein weiteres Interpretationsmodell angegeben, wobei „... sekundäre Scherbrüche zur Entwicklung komplexer Gleitflächen... führen...“, die aus primären und sekundären Gleitflächenelementen bestehen. Finden entlang der komplexen Gleitflächen relativ große Verschiebungen statt (Abb. 9 c und Abb. 17 c), so sind in einem der beiden Gleitflächenelemente Öffnungsbewegungen zu erwarten. Scherbewegungen an einem und Öffnungsbewegungen am anderen Gleitflächenelement ergeben eine Struktur, die Fiederklüften ähnelt (vgl. Fig. 3–28 in RAMSAY, 1976)“.

Zur besseren genetischen Differenzierung und zur klaren Definition der beiden Fiederklüfttypen schlage ich vor, die erstgenannten Fiederspalt, die an einer bereits bestehenden Schertrennfuge sich als Folge von Zugspalten bilden, als „Zug-Fiederspalt“ (Abb. 11 a) zu bezeichnen, hingegen der zweite Typ, der sich vornehmlich in einer (noch nicht aufgerissenen) Scherzone entwickeln kann, als „Scher-Fiederspalt“ (Abb. 11 b).

Optisch den Scher-Fiederspalt ähnlich, jedoch genetisch völlig anders geartet, können (besonders bei staffelförmiger Anordnung) durch einscharige, nichtaffine Zergleitung entstandene Schleppfalten ausgebildet sein, wie sie B. SANDER (1948) beschrieben hat. Der wichtigste Unterschied zu den Fiederspalt liegt hier in der Vorzeichnung eines älteren Gefüges (altes s-Gefüge), das durch eine jüngere Winkelung, zum älteren s stehende Zerschering „geschleppt“ wird und so zu S bzw. Spiegel-S förmigen Scherfalten verformt wird. Wichtig ist, daß bei diesen Falten der Bewegungssinn der Scherbeanspruchung umgekehrt zu dem der Fiederspalt gerichtet ist.

Über die Bildung dieser Schleppfalten (ob als „Zwischenfalte“ oder „Gleitbrettfalte“) schreibt B. SANDER (1948, S. 151):

„1. Indem bei Relativbewegung im Sinne der Pfeile eine Zergleitung des Bereiches für Ausgangslage n längs der S-Flächen erfolgt. Dabei bleibt n in seiner Anfangslage unzerschert (n') erhalten und wird in s geschleppt bis zerrissen. Dies ist das Merkmal, welches diesen Fall und seine Relativbewegung oft eindeutig erkennen läßt. Der Fall wird hier der Kürze halber als Zwischenfalte bezeichnet (Abb. 51, z).

2. Indem eine ebene Scherung schief zur Anfangslage n erfolgt (sch in Abb. 51) und dabei n überall durchschierend eine Schmidt'sche Gleitbrettfalte bildet (sch). Die Scherfalten z und sch haben gleichen Relativsinn der Bewegung in s (und \perp B). Dieser Sinn ist bei z eindeutig ablesbar, bei sch nicht immer (s. unten). Es ist also vor allem zu unterscheiden, ob es Zwischenfalten oder Gleitbrettfalten sind, welche den betrachteten in s zerscherten Bereich erfüllen.“

Es sollte daher detailliert untersucht werden, ob hier eine alte Gefügeanlage vor der Zerschering vorlag und ob weiterhin eine engständige, planare Zerschering diese überprägt hat, da sonst eine falsche Interpretation des Relativsinn der Scherbewegung durchgeführt wird. Der gesamt beobachtbare Körper muß also nach den von SANDER aufgestellten Kriterien bzw. Merkmalen analysiert werden. Wenn auch die Scher-Fiederspalt in ihrer Geometrie den SANDER'schen Schleppfalten gleichen oder ähneln, so ist doch kinetisch eine scharfe Trennung zu führen, besonders bei Angaben von Faltenachsen. Schlepp- bzw. Gleitbrettfalten besitzen Flexurachsen im Sinne E. HAARMANNs (1923), aber keine Scherung-Bachsen, da SANDER diese klar definierte als Schnittgeraden tautozonaler Scherflächensysteme (mindestens zwei) mit

Zergleitrungen senkrecht zu diesen Geraden. Scher-Fiederspaltan hingen besitzen keine, wie auch immer geartete B - A c h s e .

In vereinfachter, aber ähnlicher Weise wie BOCK hat bereits W. RIEDEL (1929) auf komplexe Gleitflächen in tektonischen Scherzonen hingewiesen. An Tonmodellen hat RIEDEL beobachten können, daß unter bestimmten Voraussetzungen (bei Zugfestigkeit größer als Scherfestigkeit) sich Risse einstellen, die unter Winkeln zwischen $12-17^\circ$ zur Verschiebungsrichtung liegen, also wesentlich flacher liegende Trennfugen als die früher erwähnten (dort Scherfestigkeit größer als Zugfestigkeit). W. RIEDEL (1929, S. 362) bezeichnet dieses flach liegende und sekundäre Parallelfüge als S c h e r u n g s r i s s e .

G. MANDL (1976) hat mittels experimenteller Untersuchungen ebenso Sedkundärstrukturen in tektonischen Scherzonen nachgewiesen und diese nach ihrem mechanischen Verhalten und strukturellen Form näher behandelt. In diesem Zusammenhang verweist er auch auf die bereits besprochenen „RIEDEL'schen Scherungsrisse“, wobei er auf eine interessante Problematik hinweist, nämlich auf die Überlagerung von Hauptscherflächen und Sekundärscherflächen. Die Abb. 12 zeigt schematisch diese Entwicklung von der vorgegebenen Hauptscherzone über das Auftreten der RIEDEL'schen Risse bis zum eigentlichen Scherbruch durch Aufreißen der Materialbrüche zwischen den Scherrißflächen.

Würde man in einem Geländeaufschluß lediglich den Fall c der Abb. 12 vor sich haben, so würde man – nach allgemeiner Lehrbuchmeinung (wo es heißt: Widerstandsgeringere Richtung beim Abtasten mit der Handfläche zeigt Richtung der Scherbewegung des Gegenkörpers an) – einen entgegengesetzten Bewegungssinn der Scherverformung annehmen. Allerdings bei Harnischen mit treppenförmigen Absätzen („Stufenharnische“) gilt wiederum die allgemeine Regel des Verschiebungssinnes.

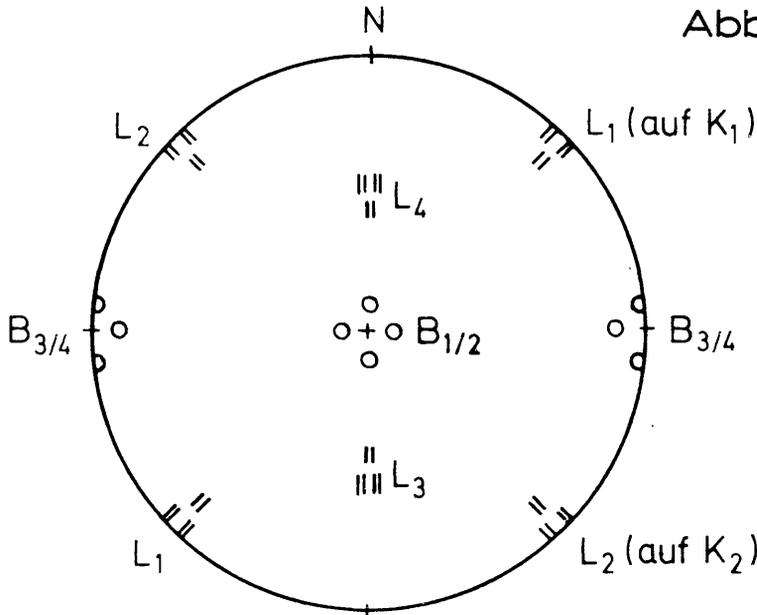
3.4 Lineationen

Bei all den erwähnten Verschiebungsflächen als Folge einfacher Druckbeanspruchung muß es zwangsläufig auch zur Bildung von Lineationen kommen. Hierbei sollen allerdings alle Lineare ausgeschaltet werden, die als reine Verschnidungsgerade planarer Gefügeelemente (ohne Bewegungen auf diesen) entstanden sind, da diese für unsere Betrachtung nicht typisch und auch genetisch nicht von Bedeutung sind. Weit wichtiger sind Lineationen, die durch Aufeinandergleiten zweier Gesteinspakete entstanden sind, wie R u t s c h s t r e i f e n (Rillungen), also Folge ein- oder zweischariger Zergleitung mit beobachtbaren Relativbewegungen (a-Lineationen) und auch bei tautozonaler Anordnung dieser Scherflächen deren Verschnidungsgeraden, die früher bereits als S c h e r u n g s - B - A c h s e n im Sinne SANDERs definiert wurden.

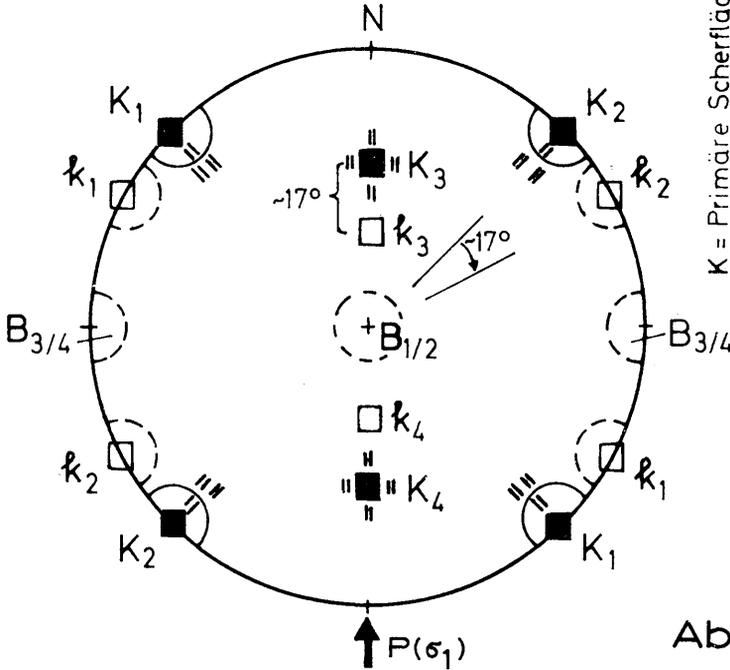
Die genetisch möglichen a-Lineare (Richtung maximaler Verschiebung) als Bewegungstreifen auf den primären Scherflächen (K_1-K_4) wie auch die Scherungs-B-Achsen sind im Diagramm der Abb. 13 eingetragen.

Hierbei bedeuten: L_1 als Rutschstreifen auf den K_1 -Flächen L_2 die auf den K_2 -Flächen und L_3 bzw. L_4 die Rillungen auf den E-W streichenden Scherflächen K_3 bzw. K_4 , $B_{1/2}$ bzw. $B_{3/4}$ die Verschnidungsgeraden der Flächen K_1 mit K_2 bzw. K_3 mit K_4 bedeuten.

Abb: 13



$\downarrow P(\sigma_1)$



K = Primäre Scherfläche
 k = Sekundäre Scherfläche ("Scherungsrisse" nach RIEDEL)
 || = Rutschstreifen (Rillung)
 B = Scherungs - B - Achsen

Abb: 14

3.5 Sammeldiagramm

An der Abb. 14 (Sammeldiagramm) wurden nun sämtliche Flächen und Lineare, die bisher besprochen wurden, zusammengezeichnet, einschließlich der RIEDELSchen Flächen (k_1 – k_4). Das Diagramm zeigt sehr anschaulich, wie viele gefügebildende Elemente bei einfacher Druckbeanspruchung zustandekommen können. Es läßt ferner erkennen, wie wichtig es ist, vor der Interpretation von Gefügediagrammen zunächst einmal kinematisch und kinetisch den betrachteten Bereich aufzulösen und zu untersuchen, um so zu einer klaren und exakten Genese zu gelangen. Verschieden gerichtete Rutschstreifen, Scherflächen und Scherungsachsen bedeuten nicht zwangsläufig zeitlich verschiedene Deformationsphasen. Wichtig ist natürlich hierbei, zusammenhängende Elemente zu einer Baueinheit zu bringen, d. h. geologisch verschieden alte tektonische Gefüge voneinander zu trennen, womöglich auch unter Berücksichtigung der Stratigraphie und Mineralogie/Petrographie. Weiterhin ist es natürlich von Bedeutung, die Homogenität-Inhomogenität und Isotropie-Anisotropie des Gesteines bzw. des Gebirges zu berücksichtigen und dementsprechend die Diagramme zu interpretieren. Das Diagramm makroskopischer Gefüge kann natürlich noch (was in verschiedenen Fällen auch von entscheidender Bedeutung sein kann) durch das Korngefüge ergänzt werden.

4. BEISPIEL AUS EINEM KRISTALLIN-GEBIET (Nördliche Stubalpe, Stmk.)

Das zu besprechende Gebiet der nördlichen Stubalpe wurde vom Autor in den Jahren 1968–1970 (BECKER, L. P. 1971 und 1973) neu aufgenommen, geologisch handelt es sich hierbei um einen Teil des „Muralpen-Kristallins“, eines Metamorphitkomplexes im Übergangsbereich der Stubalpe zur nördlich anschließenden Gleinalpe. Zur folgenden, gefügetektonischen Betrachtung wurde die zentrale – in diesem Falle auch die liegendste – Zone berücksichtigt, regional als „Gneis-Amphibolit-Serie“ bezeichnet. Der west- bis nordwestliche Streifen dieser Serie wurde nicht miteinbezogen, da dieser durch eine gegenüber der reinen Bruchtektonik älteren Überschiebungs- und Verschuppungstektonik stark beansprucht wurde und es damit äußerst schwer ist, die Gefügeelemente dieser älteren Deformationsphase von der jüngsten zu trennen.

Bedingt durch das generelle Umschwenken des Schieferungsstreichens von N-S im südlichen, über NE-SW im mittleren bis E-W im nördlichen Bereich werden drei Gefügediagramme (Abb. 15) besprochen, um auch die Wechselbeziehungen der tektonischen Flächen bzw. Lineare mit den Lagerungsverhältnissen der Schieferung (sf-Flächen) berücksichtigen zu können. Im mittleren und südlichen Abschnitt können, wenn auch untergeordnet, durch Faltungen Nebenmaximen der sf-Polpunkte auftreten.

a) Zu Diagramm des Teilbereiches Nord (N)

Der Teilbereich N zeigt ein sehr klares Bild der Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gefügeelemente. Die Schieferung (sf) liegt streng E-W streichend mit etwa 50° nach S einfallend. Die Maxima der beiden Hauptkluftrichtungen K_1 und K_2 stehen saiger wobei K_1 NE-SW streicht, K_2 um NW-SE. In K_1 liegt ein Störungsmaximum (KK_1) mit K_1 -Streichen, jedoch mit mittelsteilem bis steilem NW-Einfallen. Im Kern des Schieferungsmaximum stellte sich ein sf-paralleles Störungsmaximum (KK_3) ein, das deutliche Bewegungsfugen mit Harnischen und Rutschstreifen (L_3) beinhaltet. Generell, dies trifft auch auf das Gesamtgebiet zu, sind diese Störungsflächen bzw. -zonen von lokaler Natur, sie sind im 10er bis 100er m Bereich verfolgbar und weisen deutliche Zwischenmittel in Form von tektonischem Grus bis

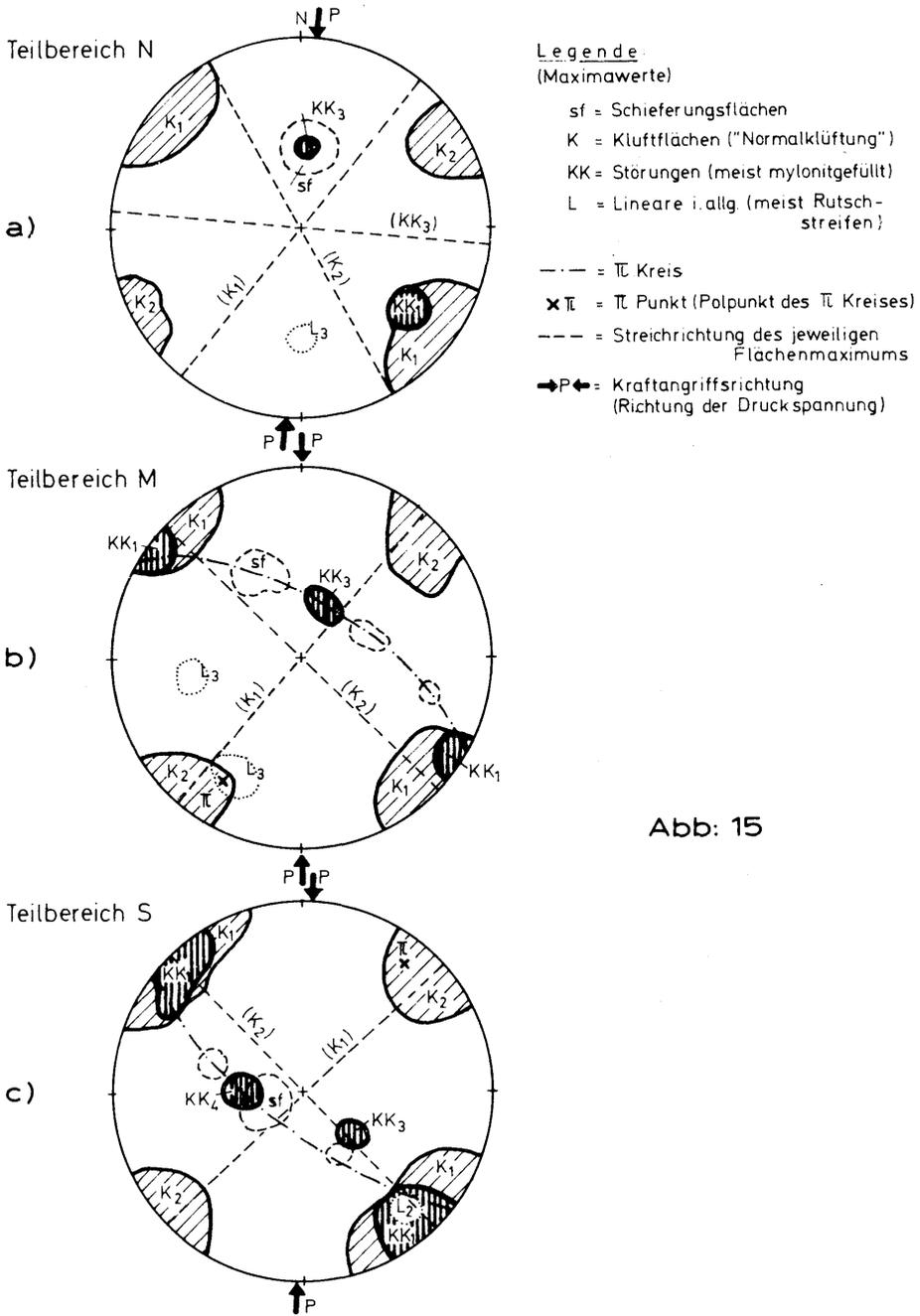


Abb: 15

Feinstmylonit auf. Die Mächtigkeit der zerstörten Streifen liegt zwischen einigen cm bis mehrere dm.

Aus dem Gefügebild ergibt sich – unter Berücksichtigung der früher erwähnten Merkmale – eine recht klare Hauptdruckrichtung (P), die N-S und dabei horizontal angreift, in diesem Beispiel exakt 5° (= N 5° E) durch konstruktive Ermittlung. Für K_1 (bzw. KK_1) und K_2 lag ein „pseudohomogenes“ Gebirge vor, da ihre Richtungen von der sf-Lagerung nicht beeinflusst werden konnten. Anders hingegen verhält es sich mit KK_3 , das, bedingt durch die Vorgabe der sf-Flächen, der vorgezeichneten Inhomogenität und Anisotropie Folge leisten mußte, sich also sf parallel einstellte. Die Ausbildung einer zweiten, ihr symmetrischen Klufflächenschar mit E-W Streichen und N Einfallen (K_4 bzw. KK_4) konnte naturgemäß nicht erzeugt werden, da der Scherbruch nur entlang der Flächen mit geringster Scherfestigkeit erfolgen konnte.

b) Zu Diagramm des Teilbereiches Mitte (M)

Das sf-Flächengefüge besitzt mit NE-SW Streichen und SE Einfallen ein Hauptmaximum, es sind aber durch den \pm synmetamorphen Faltenbau entlang des π -Kreises weitere Nebenmaxima vorhanden. Der π -Punkt (Polpunkt des π -Kreises) entspricht dabei der gemittelten Lage der einmeßbaren Faltenachsen (Biege- bis Biegescherachsen), die für unsere Betrachtungen jedoch nicht von besonderer Bedeutung sind. Entsprechend dem Wandern der sf (bzw. der KK_3) entlang des π -Kreises verschieben sich auch die Linearen L_3 (Rutschstreifen sf paralleler Gleitungen). Die Störungen KK_1 sind ausnahmslos von der sf-Flächenlage zu trennen, wenn sie auch im vorliegenden Falle eine Zugehörigkeit vortäuschen, da sie als Steiflächen auf dem π -Kreis liegen. Die Geländebeobachtung zeigt eindeutig, daß alle KK_1 -Flächen dort auftreten, wo die Schieferung annähernd senkrecht dazu steht (d. h. bei sf Lage von etwa NW-SE Streichen und flach gegen SW Einfallen). K_1 bzw. K_2 sind wie beim Diagramm des Bereiches N steilstehende NE-SW bzw. NW-SE gerichtete Kluffsysteme.

K_1 (mit KK_1) und K_2 geben die Lage der Hauptspannung vor, die auch hier streng N-S gerichtet ist. Das Auftreten der KK_3 -Flächen mit ihrem Maximum bei ESE-WNW Streichen / flach S Einfallen bestätigen diese Angriffsrichtung ebenso wie die Anhäufung der Teilbewegungen (L_3) in der Einfallsrichtung dieser Störungs- bzw. Schieferungsflächen.

c) Zu Diagramm des Teilbereiches Süd (S)

Das südliche Teilgebiet zeigt bruchtektonisch ein ähnliches Bild wie der mittlere Bereich, doch unterscheidet er sich prinzipiell durch das weitere Abschwenken des sf-Streichens in N-S Richtung mit entsprechenden Nebenmaxima entlang des π -Kreises bis zur NE-SW Richtung. Der dazugehörige π -Punkt taucht dabei flach gegen NE ein. Die beiden saiger stehenden K_1 bzw. K_2 Flächensysteme streichen NE-SW bzw. NW-SE, stehen also annähernd senkrecht zueinander, wobei K_1 noch eine starke Anhäufung von ausgeprägten Störungsflächen (KK_1) beinhaltet. In K_2 liegen deutliche, flach liegende Rutschstreifen. KK_3 und KK_4 als flach liegende Störungsmaxima passen sich den Maxima der sf-Flächen an. Im isotropen Material sollten diese Trennflächen zwar E-W streichen, jedoch durch die hier vorliegende schieferungsbedingte Anisotropie müssen sich beide relativ flachen Störungsscharen dem vorgegebenen, flachen sf-Flächengefüge anpassen. Entscheidend zur Aussage über die Hauptspannungsrichtung (auch hier etwa N-S) sind K_1 (mit KK_1) und

K_2 , da beide stark von der Schieferungslage abweichen und daher in ihren Richtungen kaum beeinflusst werden können.

Alle drei Teilbereiche (betrachteter Gesamtbereich etwa 30 km^2) ergaben bei der Interpretation der Gefügediagramme eine N-S verlaufende Hauptspannungsrichtung (N-S Schub, σ_1). Senkrecht dazu, in horizontaler Lage, muß zwangsläufig durch die seitliche Einspannung des Gebirges ein E-W gerichteter Seitendruck (σ_3) angenommen werden. Durch den vertikalen Überlagerungsdruck kann ein weiteres, vertikal gerichtetes Spannungsfeld (σ_2) angenommen werden, womit im Gesamtbereich ein mindestens zwei-, wenn nicht gar dreiachsialer Spannungszustand wirksam war. Die einzelnen Spannungsgrößen können nicht bzw. kaum eingeschätzt werden, dennoch kann die Relation angegeben werden, nämlich $\sigma_1 > \sigma_3 > \sigma_2$.

In einer horizontalen Schnittebene, in der σ_1 und σ_3 liegen, sind die Anstellwinkel der Hauptkraftrichtung (σ_3) zum vorgegebenen sf-Flächengefüge sehr verschieden. Dort, wo der Anstellwinkel sehr flach oder aber sehr hoch ist, kommt es zu deutlicher Ausbildung der K_1 - und K_2 -Flächen, es kommt folglich zur Gesteinsauflockerung im Sinne der zweischarigen (MOHRschen) Scherbruchflächen. Bei Anstellwinkel, die dazwischen liegen, kommt es generell zu sf-parallelen Zergleitungen (KK_3 bzw. KK_4) mit deutlichen Teilbewegungen. MÜLLER, L. 1963, MÜLLER, L. und PACHER, F. 1965 und MÜLLER, L. et al. 1973 haben mittels Modellversuchen bzw. Rechenverfahren (Widerstandszifferverfahren nach MÜLLER - PACHER) sehr klar auf diese Festigkeitsanisotropie geschieferter bzw. geschieferter Gebirge und Gesteine hingewiesen und diese auch belegt.

5. SCHLUSSBEMERKUNGEN UND -FOLGERUNGEN

Das eben erwähnte Interpretationsbeispiel von Gefügediagrammen (junger Bruchtektonik) wird durch weitere regionale Beispiele aus steirischen Kristallingebieten fortgesetzt. Erste Betrachtungen zeigen bereits, daß die N-S Hauptspannungsrichtung (mit geringen Abweichungen) großteils vorherrscht. Es wird jedoch notwendig sein, die einzelnen Gefügeelemente (ob planare oder lineare) deutlicher voneinander zu trennen, d. h. wesentlich exakter noch zu beschreiben. Ich denke hiebei besonders an die Relativbewegungen und ihre Größe, an die Klüftigkeitsziffer von STINI, an den Durchtrennungsgrad von PACHER, an die Wertigkeit der einzelnen Trennflächen (nach Ausbildung der Kluftwände, Vorhandensein von Teilbewegungen durch Auf-, Ab- oder Blattverschiebungen, an die Kluftzwischenmittel), an die scharfe Trennung (vor allem altersmäßig) der B-Achsen, ob Biege-, Biegescher- oder reine Scherachsen, an das Erfassen der Fiederspalten usw.

Die Berücksichtigung all dieser Gefügemerkmale wird sicher ein besseres und verständlicheres Bild der Deformationsphase bringen. Allzu gern werden in der Geologie Sammeldiagramme zu wenig oder gar falsch interpretiert, wie schnell ist man bereit, für verschiedene Kluft- oder Störungsmaxima in Verbindung mit einzelnen Linearmaxima auch verschiedene Deformationspläne zu erstellen und auszudiskutieren. Besonders sollte im Aufgabenbereich der Ingenieurgeologie diese Problemstellung kritischer betrachtet werden. Vor allem im Felsbau werden exakt beschriebene Diagramme von Bedeutung sein, vermitteln diese doch das Raumgebilde des Gebirges mit all seinen ungünstigen oder auch günstigen Teilbereichen. Schon bei der Vorplanung von Bauwerken auf oder im Fels wird es von Interesse sein, Einzelbereiche anhand von Diagrammen näher beschreiben zu können, d. h. Aussagen zu treffen über stärker oder schwä-

cher zerklüftete Bereiche, über Lagerungsverhältnisse dieser Trennfugen, über Zonen stärkerer Auflockerungen bis Zerstörungen und damit auch Bereiche keiner oder geringer Restspannungen von solchen mit relativ hohen Druck-, Scher- oder Zugspannungen zu trennen.

6. LITERATUR

- BECKER, L.-P. 1971: Die Geologie des Gebietes zwischen Amering- und Gleinalpenmassiv. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Graz, 190 S., 52 Abb., 11 Beil., Graz.
- 1973: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub/Gleinalmzuges, Steiermark. – Mitt.-Bl. Abt. Miner. L.-Mus. Joanneum, 1973, H. 1, 1–31, 10 Abb., 2 Beil.
- BOCK, H. 1972: Vielfache Bruchstrukturen bei einfachen Beanspruchungen. – Geol. Rundschau, 61, H. 3, 824–849, 19 Abb., Stuttgart.
- CLOOS, H. 1922: Klüftung in Aplitgängen. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 89, 82–92, Berlin.
- 1928: Bau und Bewegung der Gebirge. – Fortschr. Geol. Paläont., 7, H. 21, 1–327, 6 Taf., 16 Abb., Berlin.
- HAARMANN, E. 1923: Zur Terminologie der Falten und Flexuren. – Z. dt. geol. Ges., 74, 121–125, Berlin.
- MANDL, G. 1976: Sekundärstrukturen in tektonischen Scherzonen. – Vortrag 25. Geomechanikkolloquium der Österr. Ges. Geomech., Salzburg.
- METZ, K. 1967: Lehrbuch der tektonischen Geologie. – 231 S., Stuttgart (Enke).
- MÜLLER, L. 1963: Der Felsbau. – XVI + 624 S., 307 Abb., 22 Taf., Stuttgart (Enke).
- MÜLLER, L. & PACHER, F. 1965: Kriterien zur Erkennung der Bruchgefahr in geklüfteten Medien. – Rock Mech., Suppl. 2, 71–92, 18 Abb., Wien-New York (Springer).
- RAMSAY, J. G. 1967: Folding and fracturing of Rocks. – 568 S., New York (Mc. Craw Hill).
- RIEDEL, W. 1929: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, 1929, 354–368, Stuttgart.
- SANDER, B. 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. – 215 S., 66 Abb., Wien (Springer).