

Zur Interpretation von Morphologie und Intensität der Klüftung von Sandsteinen

Von FRANZ JOSEF BROSCHE*)
 Mit 13 Abbildungen und 2 Tabellen

Steiermark
 Grazer Paläozoikum
 Dolomitsandsteine
 Gefügekunde
 Klüftung

Österreichische Karte 1 : 50.000
 Blatt 164

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	9
1. Einleitung	9
2. Allgemeines	10
3. Klüftung der Dolomitsandsteine	12
3.1. Klüftintensität	16
4. Schlußbemerkung	19
Literatur	20

Zusammenfassung

Einleitend werden die gängigen Vorstellungen zur Klüftgenese rekapituliert. Die Klüfte der Dolomitsandsteine lassen sich nach ihrer Raumstellung in fünf Scharen gliedern. Ihre Klüftwandungen tragen teilweise charakteristische Strukturen, welche den Schluß nahelegen, daß das Klüftsystem aus konjugierten Scherflächenscharen und einer Trennklüftschar besteht. Eine daraus abgeleitete kinematische Interpretation ergibt für die klüftbildenden Spannungsverhältnisse eine flach NW-tauchende größte Druckspannungskomponente. Die Klüftungsintensität der Sandsteine ist von deren Bankdicke abhängig; ein Einfluß der Überlagerung ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen.

Summary

Introductory the common theories of the genesis of joints are presented. With respect to their orientation the joints of the "Dolomit-Sandstein" series can be grouped into five sets. Their joint surface features lead to the conclusion that the joint system is built up of pairs of conjugate shear-joints and tensional joints. Thus a kinematic interpretation gives a slightly NW-plunging axis for the largest joint generating stress. Joint frequency depends on the thickness of the sandstone beds. The influence of overburden could not be proved to be significant.

1. Einleitung

Den SW-Teil des Paläozoikums im Raume Graz nehmen Gesteine der gut erforschten Rannachfazies (Höheres Silur bis Namur, ?Westfal) ein, deren mächtigste Einheit die Dolomitsandsteinfohle (?Gedinne bis Emisium bzw. Givet?) darstellt. Einen Überblick über den

Forschungsstand und die reichhaltige Literatur geben FLÜGEL (1975), TOLLMANN (1977) und EBNER, FENNINGER & HOLZER (1980). Die Dolomitsandsteinfohle kann örtlich anhand eines Diabastuff-Horizontes in eine obere, sogenannte Dolomitbank und eine untere, sogenannte Dolomitsandsteinbank gegliedert werden [detaillierte Untersuchungen von FLÜGEL (1956) und besonders FENNINGER & HOLZER (1978)].

Unten angeführte Beobachtungen wurden an dolomitisch zementierten Quarz- (bis Dolomit-) Sandsteinen der Dolomitsandsteinbank in folgenden Aufschlüssen gemacht (siehe Abb. 1):

- A) „Punkt 399“ (Steinbruch)
- B) „Quelle Tomasini“ (Kleinaufschlüsse am Ausgang des Labgrabens)

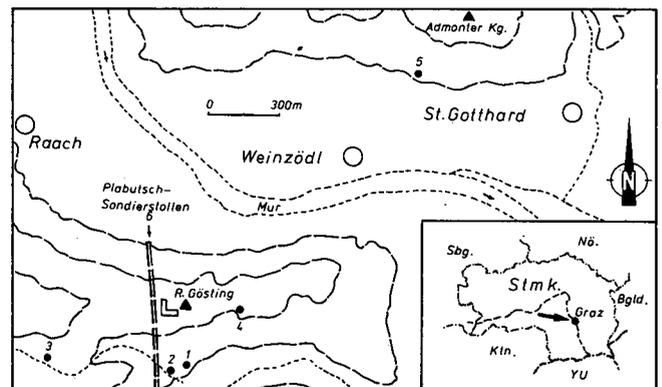


Abb. 1: Geographische Übersichtsskizze des Untersuchungsgebietes.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ JOSEF BROSCHE, Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.

- C) „Labgraben“ (mehrere Kleinaufschlüsse)
- D) „Ruine Gösting“ (Kleinaufschlüsse)
- E) „Klettergarten“ (am Admonterkogel)
- F) „Tunnel“ (nördlichster Abschnitt des Plabutsch-Sondierstollens).

Anregung und Ausgangspunkt für die vorliegende Untersuchung waren geologische Problemstellungen am Plabutschtunnel-Sondierstollen. Es zeigte sich, daß in Sandsteinstrecken die Profilhaltigkeit des Gebirges mit zunehmender Schichtdicke durch das Ausbrechen grober Klüftkörper deutlich schlechter wurde, während der Wasserzudrang abzunehmen schien.

Da sich sowohl Überprofile (Mehrbeton) als auch Abdichtungsarbeiten (Injektionen) sehr kostenintensiv auswirken, lag es nahe, die Klüftigkeit der Sandsteine näher zu bearbeiten, um für spätere Ausbruchsarbeiten, bzw. geologisch ähnlich situierte Projekte schon durch die baugeschichtliche Geländeaufnahme Aussagen über die Wegsamkeit, Maß- und Profilhaltigkeit, eventuelle Fräsbarkeit, Verbandsfestigkeit und Teilbeweglichkeit des Gebirges, sowie über die Abmessungen des anfallenden Haufwerkes treffen zu können. Neben oben angeführten Gründen wurden die Sandsteine wegen ihrer straff geregelten Klüftung, ihrer im Bankbereich anzunehmenden weitgehenden Isotropie, Homogenität und ihres spröden Deformationsverhaltens ausgewählt.

2. Allgemeines

Dem ungenetischen Oberbegriff „Fuge“ (als \pm planare Diskontinuität) wird die Bezeichnung Ruptur untergeordnet, wenn es sich bei der Trennfläche (Unterbrechung des natürlichen Zusammenhaltens) um ein mechanisch erzwungenes Element handelt. Darunter fallen die Klüfte als Fugen im Gestein, an denen keine mit freiem Auge sichtbaren Dislokationen parallel der Bruchflächen stattgefunden haben (vgl. CLOOS, 1936). Neben den zahlreichen Erscheinungsformen atektonischer (endogener) Klüfte bilden die sogenannten tektonischen Klüfte (exogene Klüfte) das verbreitetste Strukturelement des Gebirges. Kennzeichnend für sie ist das Auftreten in Scharen (untereinander subparallele Trennflächen mit weitgehend gleichen Eigenschaften und Abständen) und Systemen (mehrere oft ungleichwertige Scharen), welche häufig hinsichtlich Raumstellung und Eigenschaften auf eine erzeugende Deformation – zumindest symmetriologisch – beziehbar sind. Risse im Mikrobereich, Fissuren oder Riesenklüfte mit regionaler Bedeutung werden meist nicht als Klüfte bezeichnet; im ingenieurgeologischen Schrifttum erfolgt die Benennung Klüft ungenetisch im Sinne von Fuge (ISRM, 1977) oder bei größerer Erstreckung auch als Störung (MÜLLER, 1963).

Als Ergebnis ursprünglich tektonisch (eine gravitative Komponente ist stets vorhanden) generierter Kräfte und bruchhafter Deformation fester Körper (NADA, 1950) werden Klüfte durch Normal- sowie Tangentialspannungen aufgerissen und stellen i. a. Sprödbrüche dar. Die Bruchbildung wird – gemäß der Theorie von GRIFFITH (1921) – an Fehlerstellen im Material (z. B. Korngrenzen, vgl. GALLAGHER, 1974) initiiert, dem Durchreißen geht eine Intensivierung und Scharung der Mikrorisse voraus (HOEK & BIENIAWSKI, 1966; BIENIAWSKI, 1967). Normalspannungen werden über Zug-(Trenn-)Klüfte abgebaut; die dabei wirkende effektive Zugspannung ist entweder induziert bei stark unterschiedlicher Größe von drei Druckspannungen (Labor-Extremfall: einachsige

Belastung ohne Endflächenreibung) oder als direkte Zugbeanspruchung (selten) auftretend. Die Bruchfläche liegt normal zur kleinsten Druckspannung (größte Zugspannung) und beinhaltet die Achsen von größter und mittlerer Normalspannung; Bruchoberflächen sind charakteristisch rau, aus der Instabilität der Reißfront resultiert häufig ein welliger, gebogener Verlauf (dreidimensionale Reißausbreitung). Diese Trennflächen entstehen bevorzugt bei geringen Manteldrücken (BROWN, 1970; AKAI & HIROAKI, 1970; PRICE 1959, 1966, 1974; GRAMBERG, 1966; BOCK, 1980; siehe dagegen LAJTAI, 1977).

Tangentialspannungen (aus Schub- bzw. Scherbeanspruchung) schaffen Scher- bzw. Verschiebungsbrüche, welche häufig in paarweise konjugierten Scharen auftreten und als Mohr'sche Flächen, konjugierte Brüche oder Scherflächenpaare bekannt sind. Die Bruchflächen schließen untereinander Winkel ungleich 90° ein, liegen somit nicht in den Ebenen größter Tangentialspannung, sondern umfassen mit ihrem spitzen Winkel die Achse der größten Druckspannung beim Sprödbbruch. Der Scherflächenwinkel ist von der inneren Reibung, der „Kohäsion“ des Materials, den Vorzeichen der Spannungskomponenten, dem Porendruck und in geringem Maße auch von der mittleren Hauptnormalspannung abhängig, deren Achse durch die Verschnittspur der Flächen gegeben ist. (Vgl. dazu ANDERSON, 1951; BRADY, 1970; SECOR, 1965; BOCK, 1976; KASTNER, 1953; MÜHLBERGER, 1961; DENNIS, 1969; HOBBS, MEANS & WILLIAMS, 1976). Scherbrüche sind eben, rau bis etwas geglättet, tragen jedoch primär keine Bewegungsspuren (z. B. Harnische).

Obwohl theoretisch gut abgesichert und in der Praxis belegt, scheint die Scherbruch-Theorie zur Genese der Klüfte in jüngster Zeit für spröde Materialien wieder an Attraktivität zu verlieren (siehe Bock, 1980 cum lit.).

Die Bildung von Zug- und Scherklüften stellt einen zusammengehörigen Prozeß dar, wobei (wegen der geringen Zugfestigkeit der Gesteine) zuerst bzw. bei ein- bis zweiachsiger Beanspruchung Zugklüfte aufreißen, hierauf dürften sich besonders bei höheren Manteldrücken die Scherklüfte entwickeln. (ROSEBLAD, 1970; BROWN, 1970; TROLLOPE & BROWN, 1966; PETERS, 1980; PRICE, 1966 u. a.); ein gegenseitiges Versetzen von Klüftscharen ist kein sicherer Beweis für Altersverschiedenheit (ASHGIREJ, 1963), doch kann aus Klüftfüllungen sowie den Strukturen der Bruchwände ein Altersverhältnis abgeleitet werden.

In den meisten Fällen ist eine Beweisführung, ob Klüfte als Scher- oder Zugbrüche entstanden sind, aussichtslos, da

- die Spannungsverhältnisse am Ort und zur Zeit des Aufreißens nicht klar bzw. erst in einiger Entfernung vom Bruch als homogen anzusehen sind;
- Tangential- und Normalspannungen zugleich an verschiedenen Stellen der Bruchoberfläche zu dessen Ausbreitung beitragen können (SYME GASH, 1971; BANKWITZ, 1966).

Auf keinen Fall kann die Klüftöffnung einen Anhaltspunkt zur Unterscheidung bilden, da diese von den Vorzeichen der Spannungskomponenten beim Bruch und Materialeigenschaften abhängig ist (DENNIS, 1970; PETERS, 1980).

Die Durchtrennung des betroffenen Gesteinskörpers erfolgt nach der Auffassung von PRICE (1966) und DENNIS (1969) (dagegen ROBERTS, 1961; vgl. BOCK, 1980)

durch ein Nachlassen der tektonischen Beanspruchung bei Aufsteigen der Gesteine in höhere Krustenniveaus oder nach GRAMBERG (1966) durch Spannungsabbau im Gefolge von plastischem Ausgleich (Strömungen). Dabei gibt das entstehende Klüftgefüge die ursprünglichen Deformations- bzw. Spannungsverhältnisse wieder, wobei bestehende Anisotropien, wie etwa Falten, „berücksichtigt“ werden und dadurch die bekannten Symmetriebeziehungen zwischen Falten und Klüftung entstehen. Daneben sind andauernde Spannungen in den obersten Krustenbereichen, sowie vorwiegend gravitativ ausgelöste Bruchbildung nahe der freien Felsoberfläche

für die Klüftung maßgebend.

Rückschlüsse auf die Gesteinsfestigkeit zur Zeit der Bruchbildung sind nur möglich, wenn:

- die Spannungskonzentration an der Reißfront,
- Ermüdungserscheinungen,
- Schockwelleninterferenzen und die Reflexionsbedingungen,
- die Verformungsrate und
- der Porendruck

weitgehend bekannt sind (SECOR, 1965; BANKWITZ, 1966; BRIGHENTI, 1970; SYME GASH, 1971; PRICE, 1974).

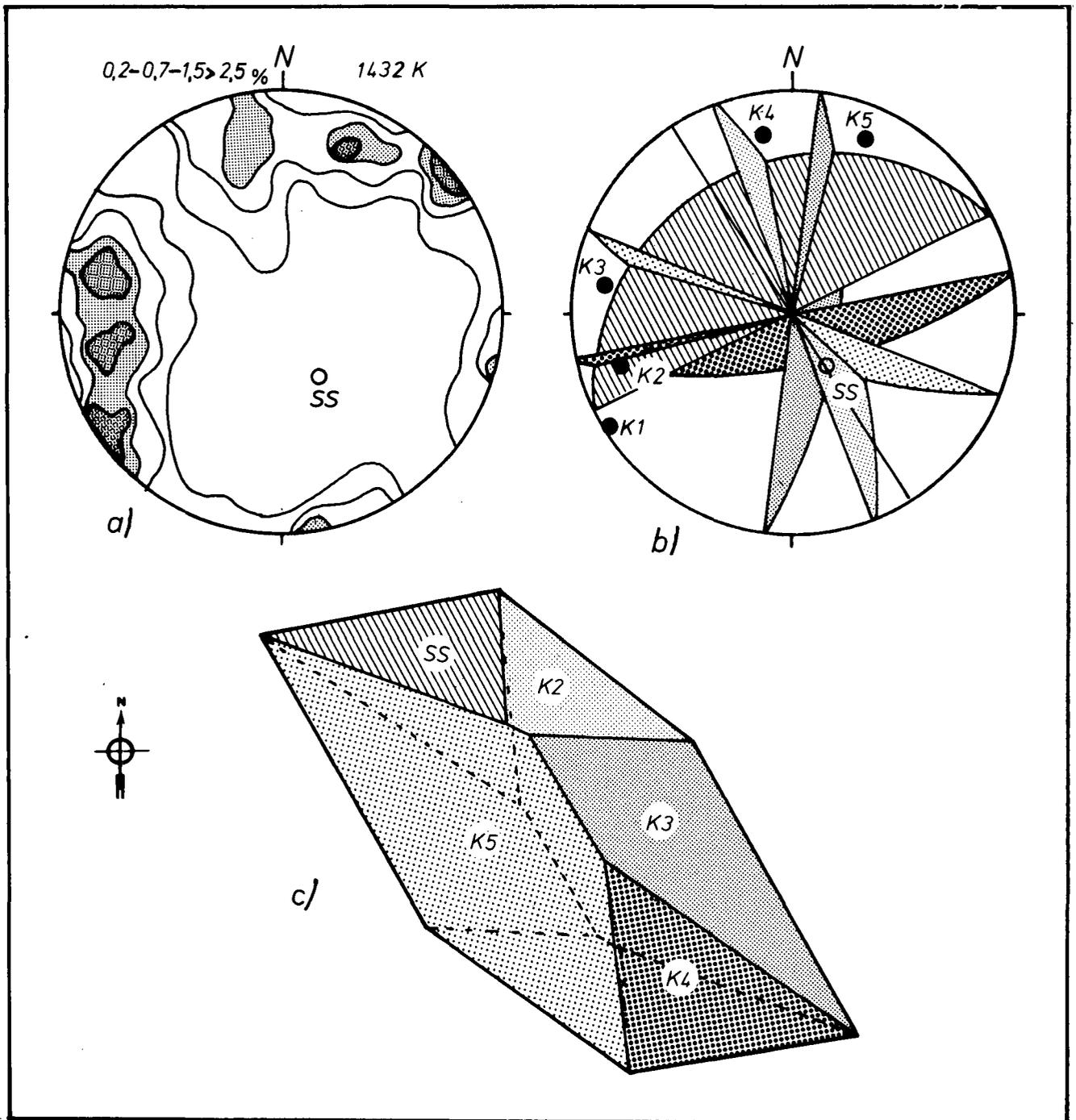


Abb. 2: Raumstellung und relative Häufigkeit von Klüften aus dem Plabutschunnel-Sondierstollen (ca. 300 Messungen) und den Obertagsaufschlüssen (ca. 2100 Daten).

a) Polpunkt-Dichteplan des gemessenen Gesamtklüftinventars; b) Idealisierte (gemittelte) Polpunkte für die Haupttrennflächenscharen; c) Idealer Klüftkörper der Dolomitsandsteine (ohne K₁!). Als mittlerer Klüftabstand wurde etwa die halbe Bankdicke (ss-Abstand) gewählt.

3. Klüftung der Dolomitsandsteine

Die Raumstellung und relative Häufigkeit von Klüften aus dem Plabutschunnel-Sondierstollen (ca. 300 Messungen) und den Obertagsaufschlüssen (ca. 2100 Daten) geht aus Abb. 2a hervor. Das synoptische Diagramm enthält mehrere Felder dichter Polbelegung, wobei aber je Aufschluß nur zwei bis drei Kluffstellungen verwirklicht sind. Zur besseren Trennung der verschiedenen Kluffscharen wurden für jeden Aufschluß die Einzelmessungen (pro Schar) nach der in RAMSAY (1967) dargestellten Vektoraddition (vgl. KIRÁLY, 1969) gemittelt – ein Verfahren, das bei verwertbaren Unterschieden (hinsichtlich Stellung oder Eigenschaften) hinreichend genau ist (BOCK, 1974). Jeder Polpunkt wird durch die Winkel α , β , γ definiert, mit welchen der Punkt von drei orthogonalen Achsen (\pm) X, (\pm) Y und Z (senkrecht zur Bildebene) abweicht. Die gemittelten Winkel $\bar{\alpha}$, $\bar{\beta}$, $\bar{\gamma}$ ($=\bar{\angle}$) für den Pol der idealen (mittleren) Kluff einer Schar ergibt sich aus

$$\cos \bar{\angle} = \frac{\sum \cos \angle}{\sqrt{(\sum \cos \alpha)^2 + (\sum \cos \beta)^2 + (\sum \cos \gamma)^2}}$$

Die wiederum gemittelten, mittleren Pollagen aus Einzelaufschlüssen ergeben die in Abb. 2b dargestellten Pole (K1 bis K5) des idealisierten Gesamtkluffinventars. In den Aufschlüssen kommen zusammen schwerpunktmäßig stets die Klüfte der Stellungen K2 und K4 bzw. K3 und K5 vor. In größeren Aufschlüssen kann allerdings ein Pendeln der Einzelflächen alternierend zwischen Stellung K2 und K3 bzw. K4 und K5 beobachtet werden. In wechselndem Umfang, doch immer streng geregelt treten dazu die etwa saigeren Klüfte der Gruppe K1; der ideale Kluffkörper (MÜLLER, 1950) für das Kluffsystem der Dolomitsandsteine stellt sich wie in Abb. 2c abgebildet dar (Kluffabstände siehe unten).



Abb. 3: Bildmitte: Bogig verlaufende Hauptklufffläche mit Radialkluffschar im Bereich stärkerer Krümmung. Auf den Klüften der darüber liegenden Bänke divergentstrahlige Kluffbesen.

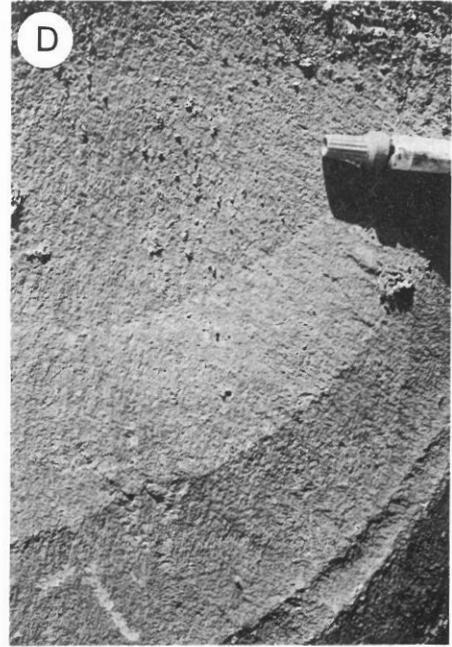


Abb. 4: Gekrümmte Knicke in der Hauptklufffläche, wohl als grobe, unvollständig entwickelte Ringstruktur zu deuten.

Die Kluffwandungen der Scharen K2–K5 sind eben, rau in dickeren Bänken durch Radialklüfte (Nomenklatur nach BANKWITZ, 1966) etwas gestuft und zeigen undeutliche bis grobe, garben- bis fächerartige lineare Zeichnungen (Kluffbesen), sehr selten Knickzonen (siehe Abb. 3, 4).

Schar K1 zeichnet sich durch unebene, rauhe und (in dickeren Bänken) gekrümmte Oberflächen aus, vereinzelt finden sich ovale konzentrische Ringstrukturen, begleitet von feinen radialen Rippen, welche sich auch an einigen großen unebenen Flächen der Stellung K5 (Klettergarten) finden.

Radialklüfte (Abb. 5) sind flach rosettenförmig aufgefächerte Subindividuen auf Hauptkluffflächen. Ihr Ausgangspunkt (Wurzelzone) liegt stets an der Schnittkante Hauptkluff/Schichtfuge bzw. Hauptkluff/Hauptkluff. Die Radialkluffkanten verlaufen bogig-sichelförmig, wobei der Öffnungswinkel gegen das Kluffzentrum bis zur ungefähren Parallelität der Schnittkanten abnimmt. Nie überstreichen die Schnittkanten des Radialklufffächers mehr als einen Viertelkreis; auch bei durchgehender Hauptkluff enden die Radialklüfte an Bankungsfugen. Sie können jedoch, mit gemeinsamem Ausgangspunkt an der Schnittkante, auch auf der jeweils zweiten Hauptkluffschar auftreten. Die Ausbildung der Stirnflächen läßt zwei Typen unterscheiden, die nicht gemeinsam auftreten:

- etwa im rechten Winkel zur Radialklufffläche stehend, sehr rau, uneben, mit subparallelen, die Stirnfläche querenden linearen Strukturen;
- weniger rauhe, recht ebene Flächen mit ausgerundeten Übergängen (Kehlen) im Winkel von 60° – 75° zur Radialklufffläche, ohne deutliche Strukturen.

Der sehr kleine Divergenzwinkel ist nur nahe der Wurzelzone meßbar, nach wenigen cm schwenken die Einzelflächen etwa in Parallelstellung zueinander ein, auch die Abweichung gegenüber der Hauptkluff wird geringer, doch können ausgedehnte Radialklufffächer in ein Abbiegen der Hauptkluff überleiten. Auf der gleichen Hauptkluffschar und zumindest innerhalb einer

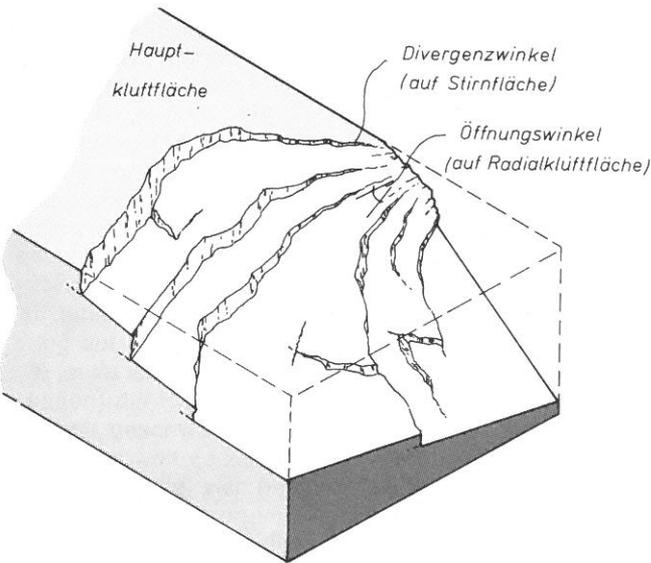
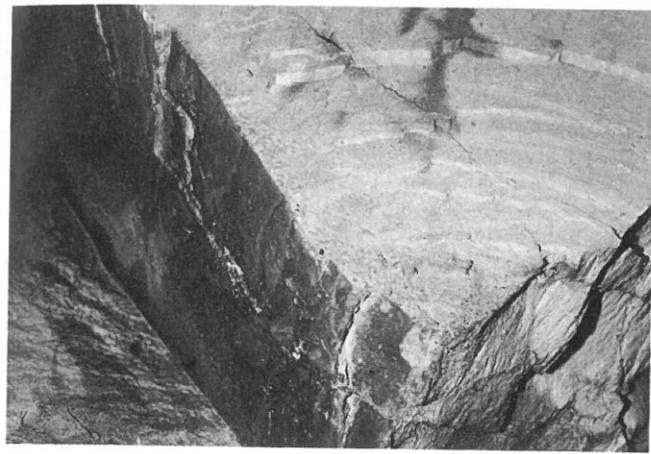


Abb. 5: Erscheinungsbild und Merkmale der Radialklüfte.

Bank bleibt der Sinn der Winkelabweichung von Radialklüften gegenüber der Hauptklüft gleich.

Die Deutungen von Radialklüften führen diese auf Änderungen in der Rißausbreitungsgeschwindigkeit mit Anwachsen der riß-öffnenden Kräfte (bis zur Schallgeschwindigkeit) zurück, andererseits dürfte der Energiezuwachs während des Kohäsionsverlustes ein Aufblättern der Primärfläche mit Zunahme der Reibung ermöglichen und somit keine anwachsende Geschwindigkeit erfordern (siehe BANKWITZ, 1966). Daneben wird auch der Einfluß von Torsionsspannungen bzw. geringfügiges, lokales Auspendeln der Normalspannungen diskutiert.

Kluftbesen (balai, plumes, Federn) sind wechselnd deutlich als engständige gerade, schwach gekrümmte oder büschel-garbenförmig auffächernde Strukturen auf K2-K5 verbreitet, die den von HODGSON (1961, fig. 3-7) abgebildeten plumes gleichen. Deutlich bilateral-symmetrische Strukturen mit gut entwickelter Besenachse sind in den begangenen Aufschlüssen im Anstehenden nicht zu finden, doch können diese Strukturen an Lesesteinen im Steinbruch 399 sowie an Bausteinen im Bereich von Gösting beobachtet werden. Die Besenachse liegt stets einer Schichtfuge angenähert und verläuft parallel zu deren Spur (Abb. 6, 7). Das Auftreten solcher Kluftbesen mit zentraler Achse an Bruchsteinen ist ein Hinweis auf die technogene Natur (durch Sprengen?) der betreffenden Bruchfläche, umso mehr,

als SYME GASH (1971) nachweist, daß Brüche mit derartigen Strukturen energieaufwendiger als solche mit normal fächerförmigen Zeichnungen sind.

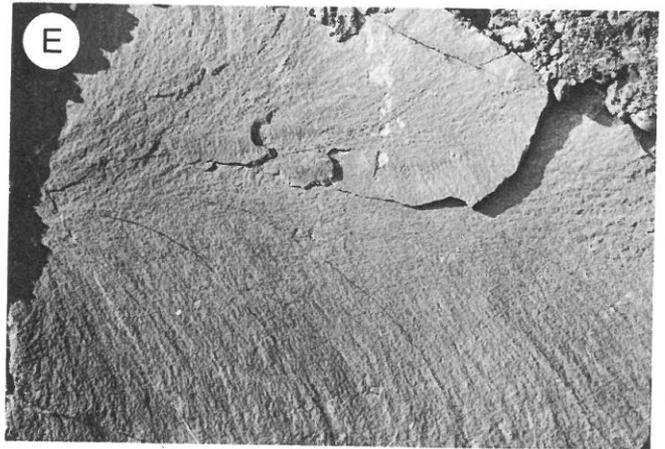


Abb. 6: Achsiale Besenzeichnung auf einem Bruchstein, die Besenachse liegt außerhalb der Bankmitte, daher asymmetrisch entwickelte Federhälften. Lange Bildkante ca. 40 cm.



Abb. 7: Durch Sprengung hervorgerufene, sehr grobe federartige Struktur mit gekrümmter Achse; entlang den Wülsten im linken Bildteil blättert das Gestein in mm-dicken Schuppen ab, der etwas feinere Teil der Struktur (rechts) zeigt sehr steile Abgangswinkel der Federäste und Endwinkel an den Schichtflächen (parallel zur Bildlängskante) bis zu mehr als 90°. Bildausschnitt ca. 25x40 cm.

Achsiale Besenzeichnungen (Federn) treten nur in geschichteten, feinkörnigen und schwach porösen Medien auf und gelten als typische Spröbruchstrukturen. Die strukturbesetzte Fläche geht nach manchen Forschern (z. B. GRAMBERG, 1966; BOCK, 1980; mit Einschränkung BANKWITZ, 1965; 1966) auf einen Zugbruch zurück. Dagegen setzt ROBERTS (1961) "plumes" in Beziehung zum Scherbruch, wobei die Scherbrüche unscharf als "joints due to compression" beschrieben und ac-Klüfte in Falten dazugezählt werden, andererseits nach JAEGER (1956) als Bruchpaare etwa in der Ebene der größten Schubspannung definiert werden (vgl. PRICE, 1959; 1966).

Die Zugbruchnatur der strukturbesetzten Klüfte wird vor allem auf das Fehlen von Bewegungsspuren auf den Klüften und auf den Umstand zurückgeführt, daß Bewegungen in der Bruchebene die feinen Besenstrukturen zerstören müßten. Dem ist entgegenzuhalten, daß

der „Schub“ lediglich einen Spannungszustand darstellt, die minimale Deformation zur Aktivierung desselben kann

- im elastischen Bereich des verformten Materials liegen und nach dem Sprödbbruch nicht mehr feststellbar sein;

- als finite Verformung im Kristallgitter- und/oder Kornbereich geschehen und keine Bewegungsspuren (makroskopisch) auf der Bruchfläche erkennen lassen.

Darüberhinaus heben BANKWITZ (1966) und ROBERTS (1961) hervor, daß die Tangentialspannungen lediglich

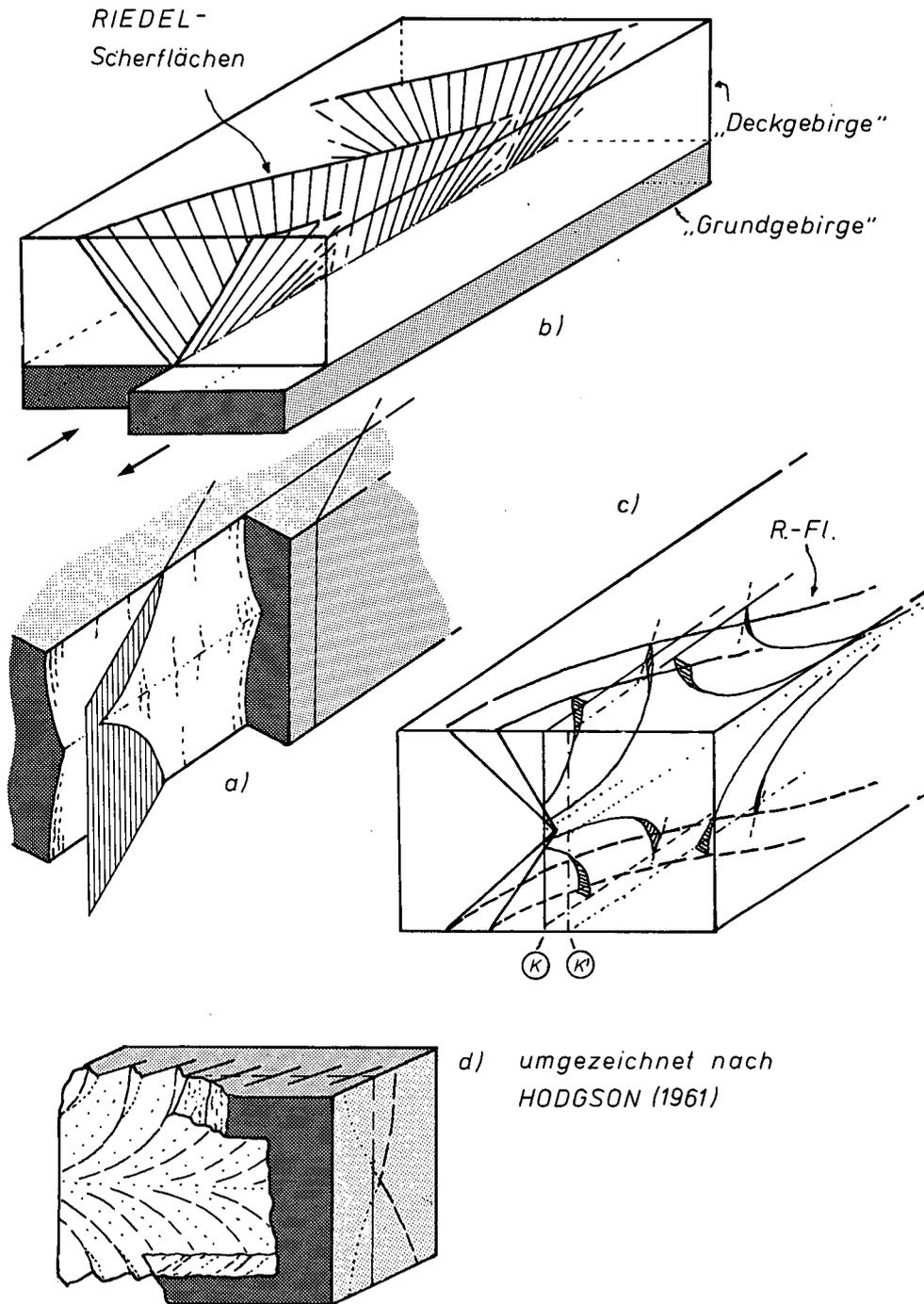


Abb. 8: Zur Genese radialer Klüftbesen (Federn).

- Mögliche Entstehung von axialen Federzeichnungen durch den Verschnitt von (Riedel-) Scherflächen mit einer sanft doppelt geschwungenen Bruchfläche, stark vergrößert dargestellt.
- Schraubig gekrümmte Riedelflächen im tektonischen Experiment, die Krümmung der Spuren von R-Flächen an der Stirnseite des Modells ist nicht dargestellt.
- Zur besseren Übersicht wurde eine Hälfte der sich X-förmig überkreuzenden R-Flächenspuren weggelassen. Ist z. B. die Ebene K die manifeste Bruchfläche bei der Schubbeanspruchung des Modells, so ergeben sich auf ihr durch den Verschnitt mit den R-Flächenscharen axiale Federzeichnungen, die sich nach „hinten“ öffnen; bei Annahme der Bruchfläche K' öffnet sich der Besen nach „vorne“. Die hervorgehobenen kleinen Randflächen-Sektoren sind je einmal als Trennbruch- bzw. Scherbruchflächen dargestellt.
- Die von HODGSON (1961) dargestellte Struktur- und Flächenbeziehung ist in dieser Form nur bei Annahme einer knapp außerhalb der Verschnittspur der R-Flächen liegenden Bruchfläche (wie auf der rechten Stirnseite eingezeichnet) bei Schubbeanspruchung möglich.

punktförmig verteilt in der späteren Bruchebene auftreten können und nur für die Bruchauslösung entscheidend sind. SYME GASH (1971) betont die Scherflächennatur der Federklüfte, welche ihre Zeichnungen aus der Interferenz von Longitudinal- und Transversalwellen erhalten, wobei Zugspannungen im Bereich der Besenachse und zeitgleich Tangentialspannungen an den Bruchrändern (fringe) auftreten.

Kann die Zugbruch-Hypothese radiale bzw. konzentrische Strukturen zwanglos erklären (im Idealfall Aufreißen der Klüfte als kreisförmig-elliptische Scheibe vom Initialfeld aus), erscheint diese Deutung für die bilateralsymmetrischen Besen mit etwa zentraler Achse und beachtlicher Längserstreckung bei geringer Höhe weniger einleuchtend. (Eine Umkehrung der Federrichtung bei gleichbleibender Achse in der gleichen Kluffebene wurde m. W. noch nicht beobachtet).

Für eine Entstehung der achsialen Bruchstrukturen auf Klüften, deren Genese auf Tangentialspannungen zurückgeht, mögen folgende Überlegungen sprechen.

Wie SYME GASH (1971), HILLS (1976), HOBBS, MEANS & WILLIAMS (1979) angeben [siehe auch die von mehreren Autoren übernommenen Originalabbildungen in HODGSON (1961) und BANKWITZ (1966); vgl. Abb. 8d] sollen die Federzeichnungen aus dem Verschnitt von en echelon gestaffelten Rissen (f-joints) mit der Bruchebene, gegen deren Spur sie Winkel zwischen 5° und 25° einschließen, resultieren. Eine achsiale Federzeichnung auf der Bruchebene ist dabei dann möglich, wenn bei etwa ebenen Staffelfrissen (im Sinne von Fiederspalten) die Hauptbruchfläche eine im Querschnitt sanft doppelt geschwungene Form zeigt (Abb. 8a), zu deren Erklärung weitere Zusatzannahmen notwendig sind. Andererseits zeigt sich bei tektonischen Experimenten mit Blattverschiebungen im „Grundgebirge“ und passiv mitbewegter „Sedimenthülle“, daß die im Deckgebirge aufreißenden Riedel-Flächenstaffeln (R-shears) mit der Tiefe in doppelter, propellerartiger Krümmung gegen die aktive Verschiebungsbahn einschwenken (Abb. 8b). Jeder Verschnitt einer Riedelfläche mit einer etwa vertikalen Ebene parallel zur aktiven Verschiebung (jedoch nicht in deren direkter Fortsetzung) ergibt dabei die Kurve, welche einem einzelnen Federast der achsialen Kluffbesen gleicht. Eine spiegelsymmetrische Erweiterung des Modells (nach „unten“) ergibt die bilateralsymmetrische Ausbildung der Federäste zur Achse. Hier zeigt das Modell aber auch, daß die Öffnungsrichtung der Federäste davon abhängt, welche Neigung der Riedelflächen von der gedachten Ebene angeschnitten wird, d. h. auf welcher Seite der idealen Achse die Ebene liegt. Dies läßt zweifelhaft erscheinen, ob aus der Federöffnung auf die Richtung der Kluftausbreitung geschlossen werden darf. Die beobachtete ungleiche Ausbildung beider Federhälften hinsichtlich Öffnungs- und/oder Randwinkel ist durch eine Neigung der gedachten Ebene erklärbar.

Die Übertragung der Modellüberlegungen auf die strukturbesetzte Kluft läßt die makroskopische Kluffläche mit der gedachten (Vertikal-)Ebene gleichsetzen; die aktive Verschiebungsfäche ist dabei auf eine (ideal in Bankmitte liegende?) Gerade = Besenachse zu reduzieren. Der Kraftfluß ist demnach in der realen Gesteinsbank in einer Ebene, meist parallel zu den Schichtfugen, konzentriert, das Gestein ober- und unterhalb reagiert dabei weitgehend wie passiv mitgeschlepptes „Deckgebirge“ mit Aufreißen von Riedel-Flächen, in Abhängigkeit von den Reibungsverhältnissen

auf beiden Endflächen (Schichtgrenzen). Die Besenachse könnte bildhaft als Stützlinie der betroffenen Gesteinsbank bezeichnet werden.

Die meist oval-elliptischen, konzentrischen Ringstrukturen auf Klüften der Gruppe K1 (seltener auch auf K5) laufen etwa parallel zueinander; Aufspreizen bzw. Zusammenlaufen der Strukturen ist auf Bereiche stärkerer Krümmung beschränkt. Die Ringe selbst sind, besonders bei sehr großen Klufflächen, flache, (mm- bis ca. 1,5 cm) rundliche, intern konzentrisch geriefte Wülste oder kantige Knicke mit flachdachförmigem, dreieckigem Querschnitt. Radiale Zeichnungen auf den Ringflächen resultieren aus zahlreichen kleinen, rosettenartig gefächerten Trennflächen, welche in sehr spitzem Winkel in die Hauptkluffebene einschleifen und dünne Gesteinsplättchen (Schuppen) absplittern lassen (Abb. 9). Ringe und Radialstrukturen werden von durchreißenden, anders orientierten Kluftscharen nicht abgelenkt oder beendet und dürften damit Strukturen auf relativ älteren Klüften darstellen.



Abb. 9: Unvollständig ausgebildete, etwa konzentrische Ringstrukturen mit elliptischer (?) Krümmung und sehr engständigen, radial aufgefächerten Rißscharen (feine, radiale Riefung). Die Ringe haben einen flach dreieckig-dachförmigen Querschnitt. Bildausschnitt ca. 50×40 cm.

Ringstrukturen werden als typische Erscheinungen des spröden Zugbruches, besonders bei Bruchauslösung durch eine punktförmige Belastung (NADAI, 1950) beschrieben, doch lassen die radialen Rißfächer auch hier die Wirkung von Tangentialspannungen aus einer Torsion vermuten. Die Bildung der Ringe ist mit der Instabilität der Rißfront beim Zugbruch bzw. rhythmischem Auspendeln der Hauptnormalspannungen, hervorgerufen durch die beim Aufreißen entstehenden Longitudinalwellen im Material, zu erklären. Allgemein gelten konzentrische Strukturen als Isochronen der Rißausbreitung. Die für Zugbrüche charakteristische Tendenz zur welligen, dreidimensionalen Ausbreitung (mit abschließender Stabilisierung des Rißes durch Parallelstellung zur Zugspannung) ist bei den Flächen der Gruppe K1 durch den unebenen, teilweise schaufelartig

Verfeinerungen für streuende Klufscharen siehe BEYER (1982).

Entsprechend der Bedeutung der Klüftigkeit (Kluftdichte, linearer, flächiger, räumlicher Durchtrennungsgrad etc.) in der praktischen Geologie, liegen darüber zahlreiche Untersuchungen vor. Weiteste Verbreitung zur Kennzeichnung der Kluffintensität hat die Klüftungsziffer „k“ nach STINI [siehe CLAR (1939), MÜLLER (1963, cum lit.)] gefunden, doch setzt diese streng genommen völlig gleichmäßig geklüftetes, quasi isotropes Gebirge voraus (BOCK, 1971). Neuere Forschungen stammen von BEYER (1982) sowie BEYER & ROLOFS (1981a, b); siehe auch PETERSS (1980).

Mehrere Faktoren (Gesteinszusammensetzung, Festigkeit, Dichte, Kompetenzunterschiede, gespeicherte Energie) scheinen sich neben direkt tektonischen Einflüssen auf die Kluffintensität auszuwirken, als bedeutendsten Faktor anerkennt man allgemein die Schichtdicke (PRICE, 1959; 1960; BANKWITZ, 1966 cum lit.; EISBACHER, 1973; BOCK, 1971; PETERSS, 1980 cum lit.)

Eine lineare Beziehung zwischen Schichtmächtigkeit und Klüftigkeit nehmen PRICE (1966), HARRIS et al. (1961) sowie BOCK (1971, nur für „Nebenkluft“) an (für „Hauptklüfte“ fordert BOCK eine quadratische oder kubische Funktion). Bei RAC (1962) und KNORING (1965), beide fide PETERSS (1980) hat die Beziehung eine Parabelform. Eine Abhängigkeit in hyperbolischer Form ergaben die Forschungen von FOCARDI et al. (1970) und SMECHOW (1975, in PETERSS, 1980). FOCARDI gibt zwei Kurvengleichungen:

$$a) y = \frac{a_1}{x} + b_1$$

x: Schichtmächtigkeit

y: Summe der Klüftigkeitsziffern für jede Schar

$$b) y = \frac{a_2}{x^{b_2}}$$

wobei die Kurve b) bei Vorwiegen von Bänken unter 30 cm bessere Ergebnisse liefert. Nach beiden Kurven ergibt sich keine deutliche Änderung in der Kluffrequenz (Kluffanschnitte/m²) ab ca. 1,5 m Bankungsabstand, während sich bei SMECHOW (l. c.) schon ab ca. 0,5 m keine nennenswerten Änderungen mehr ergeben. Den Einfluß der Tiefe auf die Kluffintensität heben BORETTI-ONYSZKIEWICZ (1966) und besonders MANEV (1970) hervor. Nach diesem Autor zeigt die Funktion der Klüftigkeit gegen die Entfernung von der freien Oberfläche Hyperbelform nach der Gleichung

$$i = \frac{A}{H + 0,3} + B \quad (H: \text{Tiefe in m})$$

Zur Erfassung der Abhängigkeiten zwischen Bankdicke und Klüftigkeit (Abb. 12) aus den Messungen im Arbeitsgebiet wurden – getrennt nach Obertags- und Tunnelaufschlüssen – zahlreiche Regressionskurven mit folgenden Ergebnissen berechnet:

a) Geländeaufschlüsse

Die Kurve Bankdicke (\bar{D}) gegen mittleren Kluffabstand (\bar{d}_{iso}) wird erst durch ein Polynom 5. Ordnung hinreichend genau beschrieben ($r = 0,9711$), Polynome niedrigeren Grades ergeben ebenfalls noch gute Korrelationskoeffizienten, zeigen jedoch bei den gleichzeitig durchgeführten F-Tests noch übersignifikant hohe Werte. Die Kurve Bankdicke (\bar{D}) gegen Summe der Klüftigkeitsziffern ($\Sigma^{1/d}$) ist durch Polynome 3. Grades be-

schreibbar, die geringste Abweichung ergab sich aber bei der Angleichung an eine Hyperbel der Form

$$y = \frac{x}{x^b} + c$$

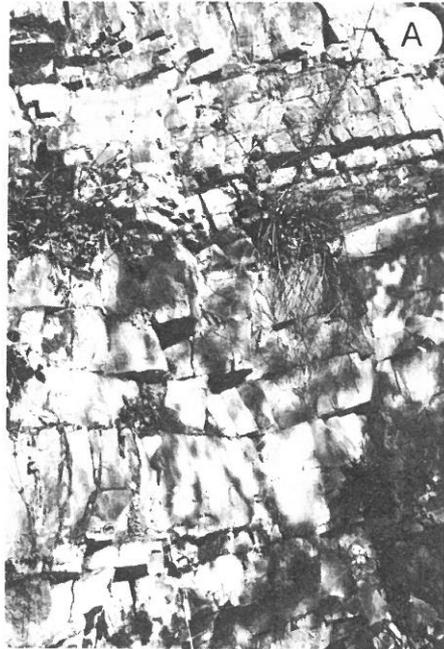


Abb. 12: Im unteren Bildteil dicke Bänke mit recht grober Klüftung, darüber (oberes Bilddrittel) dünnbankige, engständig geklüftete Sandsteine; Steinbruch Punkt 399.

b) Tunnel

Die Wertpaare \bar{D} gegen \bar{d}_{iso} gehorchen einer parabolischen Funktion ($y = a_0 + a_1x + a_2x^2$); der Korrelationskoeffizient von 0,993 wird auch von Polynomen höherer Ordnung nicht mehr erreicht. Für \bar{D} gegen $1/d$ ergibt auch hier obige Hyperbel die beste Anpassung.

Obige Ergebnisse stellen mathematisch-statistische Angleichungen von Kurven an vorgegebene Punktanordnungen (Stützpunkte) dar. Die Polynomkurven berücksichtigen mit zunehmendem Grad stärker die Einzelpunkte, was bei einer größeren Streuung und geringer Dichte der Stützpunkte schnell zu Kurven großer Welligkeit führt. Wie aber aus Abb. 13 hervorgeht, sind ab ca. 70 cm Bankdicke nur noch wenige und stark streuende Werte vorhanden und nur deren Verteilung erfordert Kurvengleichungen in Form höhergradiger Polynome. Da auch aus geologischen Gründen nicht ersichtbar ist, warum bei dickeren Bänken die Beziehung \bar{D} gegen \bar{d}_{iso} bzw. $\Sigma^{1/d}$ einer Funktion mit stark „welligem“ Kurvenverlauf gesetzmäßig gehorchen sollte, ist es naheliegend, im vorliegenden Fall zur Regressionsberechnung nur x-Werte (\bar{D}) bis ca. 70 cm zu berücksichtigen, wozu einfach gekrümmte Kurven ausreichen.

Eine Berechnung unter diesen Voraussetzungen ergibt, daß die Abhängigkeit \bar{D} gegen \bar{d}_{iso} bestens durch Parabeln dargestellt wird (Abb. 13a). Weniger gut, doch immer noch hoch (positiv) korreliert, eignet sich eine Exponentialkurve der Form

$$y = a \cdot e^{bx} \quad (r = 0,86 \text{ bzw. } 0,92 \gg r \text{ 99 \%})$$

Für die Wertpaare \bar{D} gegen $\Sigma^{1/d}$ bleibt die beschriebene Hyperbel (siehe Abb. 13b) kennzeichnend.

Die im Tunnel erhobenen Daten können wie jene aus den Geländeaufschlüssen durch die gleichen Funktionen (mit geänderten Parametern) beschrieben werden.

Tabelle 1 (Fortsetzung auf der gegenüberliegenden Seite): Klüftungsdaten der Geländeaufschlüsse, geordnet nach Kluffgruppen und zunehmender Bankdicke.

\bar{D} (cm)	DATEN DER KLUFFTGRUPPEN :										GELÄNDE	
	1		2		3		4		5		\bar{d}_{iso} (s ²)	$\sum \frac{1}{d}$
	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)										
3,8			1,94 (0,76)	7,8 (12)			2,25 (0,98)	6,6 (19)			2,09 (0,21)	95,99
5,5	3,12 (1,38)	6,2 (23)	3,96 (2,5)	8,5 (19)			3,75 (1,93)	5,5 (25)			3,61 (0,43)	55,4
5,7			4,02 (2,89)	9,2 (178)			2,71 (1,10)	5 (49)			3,36 (0,92)	61,77
6,8			4,18 (1,64)	7,8 (11)			4,45 (3,05)	11,5 (19)			4,31 (0,19)	56,04
7,0					5,32 (2,74)	10 (17)	4,2 (2,36)	9,1 (20)			4,76 (0,79)	55,59
7,6	5,63 (2,36)	8 (33)	7 (3,27)	10,3 (28)			5,5 (2,19)	11,5 (32)			6,04 (0,83)	50,22
8,0					3,98 (1,47)	5,5 (33)			4,67 (3,35)	11 (21)	4,32 (0,48)	46,53
9,0					3,69 (1,60)	3 (13)			4,38 (1,16)	2,5 (9)	4,03 (0,48)	49,93
9,2					4,80 (0,83)	2 (5)			4,28 (0,95)	1,8 (7)	4,54 (0,36)	44,19
11,0	5,38 (3,26)	9,5 (19)			8,78 (4,40)	16,5 (35)			7,6 (4,20)	18 (43)	7,25 (1,72)	27,58
11,3			8,17 (3,69)	19 (58)					6,84 (3,40)	11,8 (33)	7,50 (0,94)	26,85
11,66							6,02 (3,1)	14 (37)	6,90 (4,70)	12,7 (21)	6,46 (0,62)	31,10
13,28			7,32 (2,94)	12 (47)					7,0 (3,84)	13,2 (21)	7,16 (0,22)	27,94
13,8	9,9 (4,1)	23,5 (50)	11,4 (6,9)	24,4 (46)			10,37 (4,89)	21 (45)			10,55 (0,76)	18,95
14,0			10,9 (5,38)	15 (47)			10,8 (3,28)	18,6 (16)			10,85 (0,07)	18,43
17,0					10,3 (4,15)	13,9 (18)			12 (5,4)	19 (17)	11,15 (1,20)	18,04
18,5	10,4 (4,2)	21,3 (19)			9,04 (3,3)	12 (22)			8,66 (3,69)	13 (9)	9,36 (0,91)	21,36
20			8,3 (4,07)	15,9 (24)			10,03 (4,7)	15,2 (26)			9,16 (1,22)	22,01
21,3			13,4 (4,4)	17 (16)			15,3 (7,07)	27 (29)			14,35 (1,34)	13,99
22,0	14,63 (6,89)	24 (11)			12,95 (4,50)	19 (20)	12,07 (5,04)	22,5 (25)			13,21 (1,20)	15,14
22,3					11,25 (6,6)	11 (8)			17,25 (7,38)	23,9 (12)	14,25 (4,24)	14,68
23,5			14,12 (6,94)	34,3 (25)					13,95 (6,3)	20,1 (22)	14,03 (0,12)	14,25
25							10 (4,1)	14 (22)	12,74 (6,0)	17 (27)	11,37 (1,93)	17,84
29					11,69 (4,98)	14,4 (18)			14,09 (5,9)	20 (11)	12,89 (1,69)	15,65
30			13,8 (5,42)	22,2 (19)			15,46 (6,0)	16,8 (13)			14,63 (1,17)	13,64
30,7					14,22 (4,62)	15 (22)			12,3 (5,63)	20 (10)	13,26 (1,35)	15,16

\bar{D} (cm)	DATEN DER KLÜFTGRUPPEN :										GELÄNDE	
	1		2		3		4		5		$\bar{d}_{\frac{1}{2}so}$ (s)	$\sum \frac{1}{d}$
	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)		
31,5	21,9 (8,66)	31,4 (20)							11,15 (7,82)	31 (21)	16,52 (7,60)	13,53
34,3	10,21 (6,0)	17,2 (14)			17,61 (5,8)	22,5 (13)			9,96 (4,9)	16 (30)	12,59 (4,34)	15,88
36	18,7 (8,57)	27,5 (24)					18,46 (8,69)	30 (44)			18,58 (0,16)	10,76
36,9					17,6 (2,96)	7 (5)			18,8 (5,4)	12,5 (5)	18,20 (0,84)	11,0
39,5			19,2 (5,7)	18 (7)					18,5 (6,54)	24,3 (16)	18,85 (0,49)	10,61
40	18,05 (6,7)	17,6 (17)					17,2 (4,8)	15 (23)			17,62 (0,60)	11,21
43	27,1 (9,9)	29 (5)					19,0 (4,62)	18 (4)			23,05 (5,9)	8,95
52,3					20,36 (6,5)	23 (11)			19,3 (5,1)	13,4 (8)	19,83 (0,74)	10,09
56					27,0 (10,0)	32,5 (11)			20,8 (5,3)	18 (15)	23,9 (4,38)	8,51
63	33,17 (15,3)	53 (17)			17,9 (6,5)	26,3 (16)					25,5 (10,7)	8,55
69,5	35,69 (16,3)	58 (14)							33,0 (8,19)	31 (4)	34,34 (1,90)	5,83
70,2					23,8 (16,8)	57 (11)			28 (10,7)	37 (10)	25,9 (2,96)	7,77
73	24,76 (14,75)	56 (44)					24,8 (16,34)	58 (23)			24,78 (0,02)	8,07
ca. 110	21,71 (11,2)	38 (21)			20,1 (4,1)	56 (22)			10,7 (4,42)	26 (17)	17,5 (5,94)	11,42
ca. 140	27,7 (12,8)	55 (31)					34,52 (21,9)	87 (20)			31,11 (4,68)	6,50

Obwohl sich graphisch eine systematisch geringere Klüftungsintensität im Tunnel (Überlagerung zwischen ca. 70 und 120 m) abzeichnet, liegen nach dem t-Test die Unterschiede zu den Geländedaten noch unterhalb der 95 %-Signifikanzschwelle.

Mangels geeigneter Aufschlüsse muß vorerst dahingestellt bleiben, ob auch bei dickeren Bänken die Klüftungsintensität mit obigen Kurven annähernd beschrieben werden kann, ob sie einer eigenen Funktion gehorcht, oder ob hier weitere Randbedingungen eine Abhängigkeit völlig verwischen.

4. Schlußbemerkungen

Die Klüftung als „allgemeinste aller geologischen Strukturen“ (PRICE, 1966) hat als Anisotropie-erzeugendes Element überragende Bedeutung für ingenieurgeologische und felsmechanische, praktische und theoretische Fragestellungen (Einfluß auf den Verformungsmodul, Gründungs-Stabilitäts-Abbauprobleme, Speichereigenschaften, Wegsamkeit etc.). Daraus resultiert eine unüberschaubare Anzahl von Arbeiten über die Rolle der Klüftigkeit und die Eigenschaften des geklüfteten Materials (z. B. CLAR, 1939; 1963; MÜLLER, 1963 cum lit.; 1981; TESS, FECKER & MÜLLER, 1973; BIENIAWSKI, 1977; HEITFELD et al., 1981; REIK & SCHNEIDER, 1979

sowie die Veröffentlichungen der ISRM aus den letzten zwei Jahrzehnten). Der Verbreitung und Bedeutung der Klüftung steht eine eher beiläufige Behandlung in den verbreiteten Lehrbüchern der Strukturgeologie gegenüber.

Für Zeit, Ort und Mechanismus der Klüftbildung wurden zahlreiche Vorstellungen veröffentlicht; in letzter Zeit scheint sich die Auffassung einer sehr frühen Entstehung des „fundamentalen“ Klüftsystems (BOCK, 1980) vorwiegend unter effektiven Zugspannungen durchzusetzen, wobei letztlich auch die willkürliche Trennung tektonischer und atektonischer Klüftung hin-fällig wird.

Neben den bekannten Eigenschaften der Klüfte (Stellung, Erstreckung, Rauigkeit, Öffnung, Verlauf) dürfte die Untersuchung der Klüftwand-Morphologie noch aufschlußreiche Daten zur Erklärung der Klüftigkeit beisteuern. Darüberhinaus ist festzuhalten, daß die makroskopisch manifeste Klüftebene von einer Vielzahl kongenetischer, kleinerer Trennflächen (zusätzlich: Mikrorisse) begleitet ist und ein Flächenensemble darstellt (BANKWITZ, 1966). Ein solches verhält sich mechanisch anders als etwa ein glatter Schnitt und dürfte auch die Rolle von Materialbrücken zwischen angeklüfteten Bereichen negativ beeinflussen.

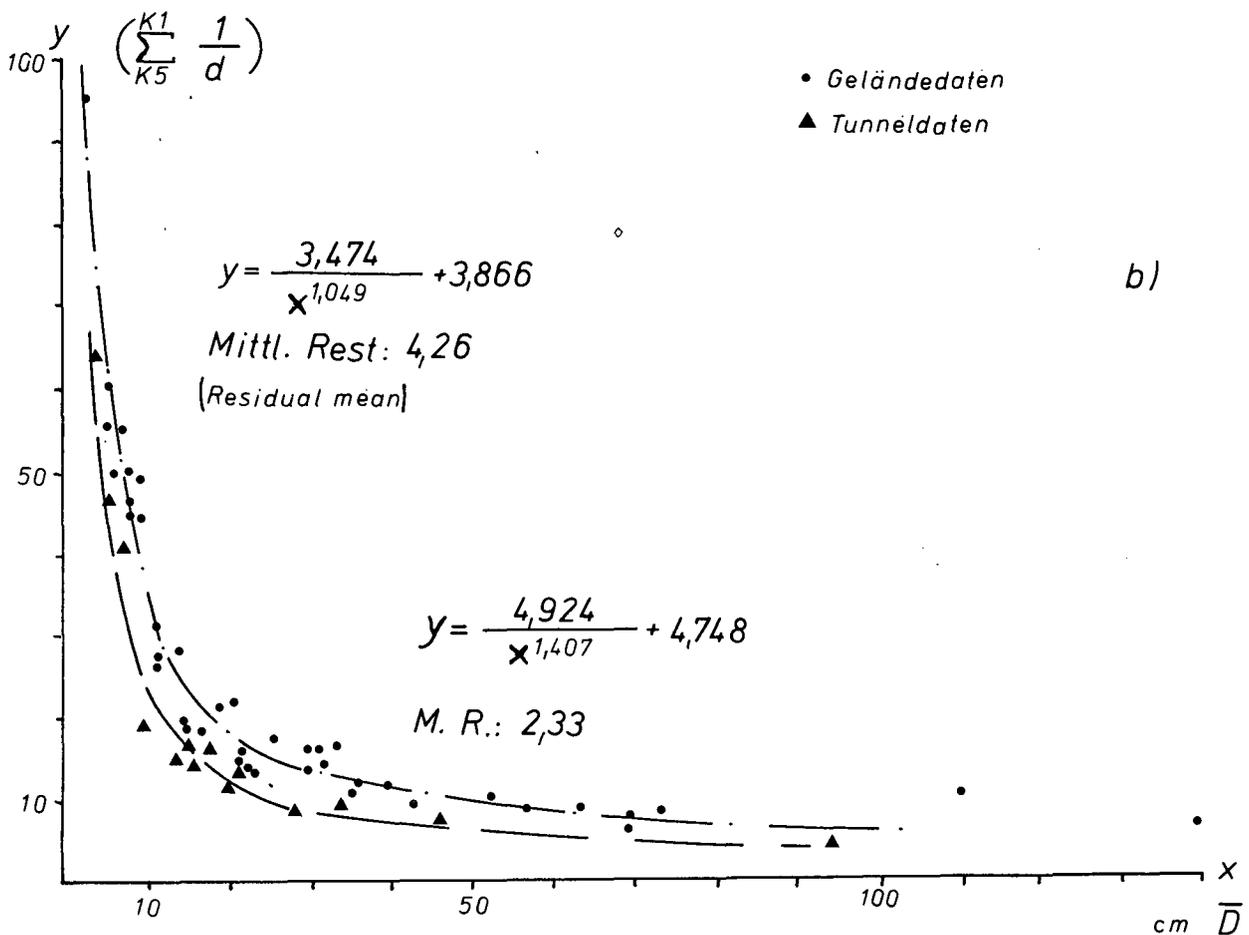
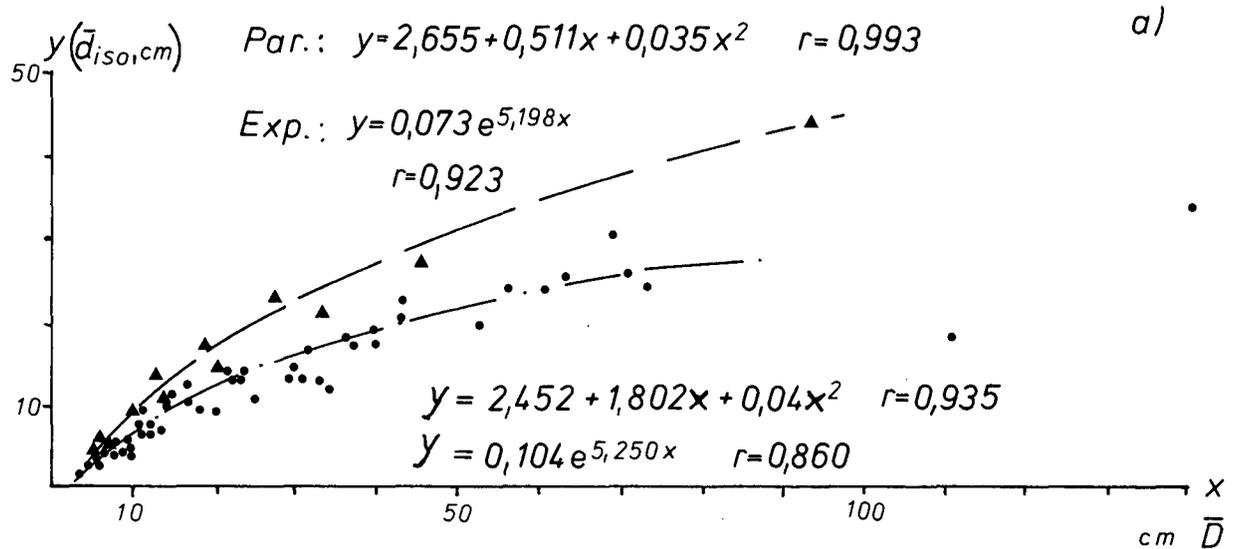


Abb. 13: Die Abhängigkeit der Klüftung von der Bankdicke (D).

a) Bankdicke gegen mittleren Kluftabstand: die obere Kurve stellt die Beziehung der Meßdaten aus dem Tunnel, die untere jene aus den Geländeaufschlüssen dar; b) Beziehung Bankdicke und Klüftungszyiffer bzw. Klüftungsfläche/m³.

Die Berechnungen wurden, nach dankenswerter Einführung durch Herrn Dr. K. STATTEGGER, mit Programmen eines Rechners HP 10 am geologischen Institut der Universität Graz bzw. mit BMDP-Programmen am Univac-1100-System des Rechenzentrums Graz ausgeführt.

Literatur

AKAI, K. & HIROAKI, M.: Ein Versuch über [den] Bruchmechanismus von Sandsteinen unter mehrachsigen Spannungszu-

stand. – Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Belgrad, 2, 209–213, Belgrad 1970.

ANDERSON, E. M.: The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. – 206 S., Edinburgh (Oliver & Boyd) 1951.

ASHGIREJ, D. G.: Strukturgeologie. – 572 S., Berlin (VEB Deutsch. Verl. Wiss.) 1963.

BANKWITZ, P.: Über Klüfte II. Die Bildung der Klüftflächen und eine Systematik ihrer Strukturen. – Geologie, 15, 896–941, Berlin 1966.

BEYER, F.: Zum mittleren Kluftabstand aus der Anzahl von

Tabelle 2: Daten aus den Messungen im Plabutschunnel-Sondierstollen; sonst wie Tab. 1.

\bar{D} (cm)	DATEN DER KLUF TGRUPPEN :										TUNNEL	
	1		2		3		4		5		\bar{d}_{iso} (s ²)	$\sum \frac{1}{d}$
	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)	\bar{d} (cm) (s ²)	R (N)		
4,4					3,05 (1,2)	3,4 (16)			3,2 (2,1)	4 (12)	3,12 (0,10)	64,36
6					3,36 (2,11)	7,8 (11)			5,9 (2,04)	10,0 (13)	4,63 (1,79)	46,71
7					5,43 (2,38)	7,5 (14)			4,6 (1,25)	3,1 (15)	5,01 (0,58)	40,15
9,8	9,09 (2,8)	9 (10)							12 (2,8)	11,5 (11)	10,5 (2,12)	19,33
12,9			13,0 (5,6)	13,1 (21)					13,06 (5,3)	14,8 (16)	13,03 (0,04)	15,04
14,5	11,0 (3,7)	9 (8)			12,6 (4,9)	10,5 (5)			11,33 (4,77)	16 (11)	11,64 (0,84)	17,18
15,0	13,2 (2,8)	8,5 (8)			14,1 (5,9)	13 (7)					13,65 (0,63)	14,66
17,0					15,0 (4,3)	17 (5)			10,4 (4,55)	12,5 (10)	12,7 (3,25)	16,28
19,1	17,6 (4,52)	7,5 (4)	17,0 (4,42)	11 (5)							17,3 (0,42)	11,56
21,0	13,85 (9,85)	32 (14)							15,5 (7,9)	26,5 (12)	14,67 (1,16)	13,67
28,0	25,8 (5,77)	16 (7)			22,4 (8,95)	29 (11)	21,12 (12,2)	28 (5)			23,06 (4,46)	8,67
33,8	22,6 (7,5)	13 (3)			19,4 (4,2)	12,5 (7)					21,0 (2,26)	9,57
45,5					21,2 (6,72)	26 (5)			33,2 (13,3)	29 (6)	27,2 (8,48)	7,72
94	43,7 (16,1)	47 (7)			44,5 (19,5)	48 (7)					44,1 (0,56)	4,53

Kluftanschnittlinien. — Rock Mech. Engin. Geol., 14, 235–251, Wien 1982.

BEYER, F. & ROLOFS, F.: Integralgeometrische Bestimmung geotechnisch wichtiger Kluftigenschaften. — Rock. Mech. Engin. Geol., 14, 43–56, Wien 1981.

BEYER, F. & ROLOFS, F.: Kluftkörpergrößenverteilungen aus Messungen auf Anschnitten. — Rock. Mech. Engin. Geol., 14, 105–113, Wien 1981.

BIENIAWSKI, Z. T.: Mechanism of brittle fracture of rock. — Part I: Theory of the fracture process. — Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 4, 395–406, Oxford 1967.

BIENIAWSKI, Z. T.: Rock mass classification in rock engineering. — Proc. Symp. Expl. Rock Engin. Johannesburg, 1, 97–106, Johannesburg 1977.

BOCK, H.: Über die Abhängigkeit von Kluftabständen und Schichtmächtigkeiten. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 517–531, Stuttgart 1971.

BOCK, H.: Ein Beitrag zur statistischen Kluftuntersuchung. — Festband L. Müller, 99–111, Salzburg 1974.

BOCK, H.: Einige Beobachtungen und Überlegungen zur Kluftentstehung in Sedimentgesteinen. — Geol. Rdsch., 65, 83–101, Stuttgart 1976.

BOCK, H.: Das fundamentale Kluftsystem. — Z. dt. geol. Ges., 131, 627–650, Hannover 1980.

BORETTI-ONYSKIEWICZ, W.: Joints in the flysch sandstone on the ground of strength examination. — Proc. 1. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lissabon, 1, 153–157, Lissabon 1966.

BRADY, B. T.: Effect of the intermediate principal stress on the fracture of brittle rock. — In: SOMERTON, W. H. (Hrsg.): Rock mechanics-theory and practice. — Proc. 11. Symp. Rock mech. Berkeley (1969), 267–280, Berkeley 1970.

BRIGHENTI, G.: Mechanical behaviour of rocks under fatigue. — Proc. 4 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Montreux, 1, 65–70, Montreux 1970.

BROWN, E. T.: Models of failure in jointed rock masses. — Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Belgrad, 2, 293–298, Belgrad 1970.

CLAR, E.: Zur Darstellung der Klüftung von Felsaufschlüssen. — Geol. u. Bauw., 1, 1–3, Wien 1939.

CLAR, E.: Gefüge und Verhalten von Felskörpern in geologischer Sicht. — Geol. u. Bauw., 28, 4–15, Wien 1963.

CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. — 503 S., Berlin (Borntraeger) 1936.

DENNIS, J. G.: Zur genetischen Unterscheidung von gemeinen Klüften und Verschiebungen. — Geol. Rdsch., 59, 222–228, Stuttgart 1969.

EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 45–65, Graz 1980.

EISBACHER, G. H.: In situ Gesteinsspannungen und Mechanismen der Kluftöffnung. — Geol. Rdsch., 62, 29–53, Stuttgart 1973.

FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. — Mitt. österr. geol. Ges., 69, 109–162, Wien 1978.

FLÜGEL, H. W.: Die Sandsteinfazies des Mitteldevons von Graz. — Anz. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 94, 45–57, Wien 1956.

- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum Sh. 1, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Zur Trennung jungvariszischer und altpaläozoischer Tektonik im Paläozoikum von Graz. – Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, 2, 105–113, Leoben 1981.
- FOCARDI, P., GANDOLFI, S. & MIRTO, M.: Frequency of joints in turbidite sandstone. – Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Belgrad, 1, 97–101, Belgrad 1970.
- GALLAGHER, J. J.: Experimental studies relating to microfracture in sandstone. – Tectonophysics, 21, 203–247, Amsterdam 1974.
- GRAMBERG, J.: A theory on the occurrence of various types of vertical and subvertical joints in the earth crust. – Proc. 1. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lissabon, 443–450, Lissabon 1966.
- GRIFFITH, A. A.: The phenomena of rupture and flow in solids. – Phil. Trans. Roy. Soc. (London) A, 221, 163–198, London 1921.
- HARRIS, J. F., TAYLOR, G. L. & WALPER, J. L.: Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 44, 1853–1873, Tulsa 1960.
- HEITFELD, K. H., HESSE, K. H. & TIEDEMANN, J.: Untersuchungen über die ingenieurgeologische Bedeutung des Trennflächengefüges in oberdevonischen Schichten des Ahrtales. – Ber. 3. Nat. Tag. Ing. Geol. Ansbach, 55–66, Ansbach 1981.
- HODGSON, R. A.: Classification of structures on joint surface. – Amer. J. Sci., 259, 493–502, New Haven 1961.
- HOEK, E. & BIENIAWSKI, Z. T.: Fracture propagation mechanism in hard rock. – Proc. 1. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lissabon, 243–249, Lissabon 1966.
- [ISRM]: Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. – Int. Soc. Rock Mech.; Committee on field tests, Doc., 4. In: Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 15, 319–368, London 1977.
- KASTNER, H.: Über die Anwendung der technischen Mechanik in der tektonischen Geologie. – Geol. u. Bauw., 20, 56–75, Wien 1953.
- KIRÁLY, L.: Statistical analysis of fractures (orientation and density). – Geol. Rdsch., 59, 125–151, Stuttgart 1969.
- KOHLBECK, F. & SCHEIDEGGER, A. E.: On the theory of the evaluation of joint orientation measurements. – Rock Mech. Engin. Geol., 9, 9–25, Wien 1977.
- KOHLBECK, F., SCHEIDEGGER, A. E. & ROCH, K. H.: In situ stress measurements in Austria. – Rock Mech. Engin. Geol. Suppl., 9, 21–29, Wien 1980.
- LAJTAI, E. Z.: A mechanistic view of some aspects of jointing in rock. – Tectonophysics, 38, 326–338, Amsterdam 1977.
- MANEV, G.: On the valuation of strength and resistance condition of the rocks in natural rock massif. – Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Belgrad, 1, 59–65, Belgrad 1970.
- MÜHLBERGER, W. R.: Conjugate joint sets of small dihedral angle. – J. Geol., 69, 211–219, Chicago 1961.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau. – Band 1, 1. Teil, 624 S., Stuttgart (Enke) 1963.
- MÜLLER, L. (Hrsg.): Rock mechanics. – Intern. Centre Mech. Sci., Courses and lectures, 165, 390 S., Wien – New York (Springer) 1981.
- MÜLLER, L., TESS, C., FECKER, E. & MÜLLER, K.: Kriterien zur Erkennung der Bruchgefahr geklüfteter Medien – Ein Versuch. – Rock Mech. Engin. Geol. Suppl., 2, 71–92, Wien 1973.
- NADAI, A.: Theory of flow and fracture of solids. – 572 S., New York (Mc Graw-Hill) 1950.
- PETERS, K.: Klüfte – Merkmale, Entstehungsdeutungen, ihre Verwendbarkeit für die Rekonstruktion von Spannungen sowie ihre Bedeutung für die Erdöl-Erdgas-Industrie. – Z. geol. Wiss., 8, 853–877, Berlin 1980.
- PRICE, N. J.: Mechanics of jointing in rocks. – Geol. Mag., 96, 149–167, Cambridge 1959.
- PRICE, N. J.: Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. – 176 S., London (Pergamon Press) 1966.
- PRICE, N. J.: The development of stress systems and fracture patterns in undeformed sediments. – Proc. 3. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Denver, 1, A, 487–496, Washington 1974.
- REIK, G. & SCHNEIDER, H. J.: Die Bestimmung quantitativer ingenieurgeologisch-felsmechanischer Gebirgskennwerte. – Geol. Jb. C, 23, 3–21, Hannover 1979.
- ROSENBLAD, J. L.: Failure modes of models of jointed rock masses. – Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Belgrad, 2, 75–81, Belgrad 1970.
- SECOR, D. T.: The role of fluid pressure in jointing. – Amer. J. Sci., 263, 633–646, New Haven 1965.
- SCHEIDEGGER, A. E.: Alpine joints and valleys in the light of the neotectonic stress field. – Rock Mech. Engin. Geol. Suppl., 9, 109–124, Wien 1980.
- STATTEGGER, K.: Tektonische Rekonstruktionen von Bohrprofilen aus dem Grazer Paläozoikum (Schönberg-Bohrungen, Passailer Gruppe) mit Hilfe von Zeitreihenanalysen. – Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt S5, 103–132, Leoben 1982.
- SYME GASH, P. J.: A study of surface features relating to brittle and semibrittle fracture. – Tectonophysics, 12, 349–391, Amsterdam 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1, 766+XVI S., Wien (Deuticke) 1977.
- TROLLOPE, D. H. & BROWN, E. T.: Effective stress criteria of failure of rock masses. – Proc. 1. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lissabon, 1, 515–519, Lissabon 1966.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Jänner 1983.