

Peter Bankwitz

Tiefkrustale Bildung von Klüften in Granitplutonen

1. Einführung

Zugbrüche, im natürlichen Gestein geologisch auch als Klüfte bezeichnet, sind weltweit eines der verbreitetsten Phänomene als das Ergebnis einer vorangegangenen Deformation. Sie treten in allen Materialien auf und in jeder Größe, von Mikrometer-Dimension in Metall, Glas und Gestein (Inglis 1913, Irwin 1957) bis zu km-Länge in einer Sandstein-Formation in Nevada (Cruikshank & Aydin 1995). Der Bruch spielt eine große Rolle, sowohl bei der Gestaltung der Erdkruste, als auch im täglichen Leben des Menschen. So entwickelte sich die neuere Bruchforschung bezeichnenderweise u. a. aus Untersuchungen der Reißgefährdung an Werkstoffen im Flugzeugbau. Der Versuch praktischer Schadensbegrenzung führte durch experimentelle Messungen und Berechnungen zur Ableitung grundlegender Gesetze der modernen Bruchphysik, vor allem initiiert durch Griffith (1920).

2. Kenntnisstand Bruchphysik

Die grundlegende Theorie der Reißausbreitung in Festkörpern geht auf Griffith (1920) zurück. Danach müssen zwei Bedingungen erfüllt sein, damit ein Bruch eintritt: 1. Der Bruch muß energetisch gewünscht sein und 2. muß es einen molekularen Mechanismus geben, durch den der Energietransfer erfolgen kann. Der neue und entscheidende Gedanke von Griffith war, die Oberflächenenergie von Bruchflächen mit der Deformationsenergie beim Bruchvorgang (potentielle Energie) zu korrelieren. Schließlich war bis dahin nicht ohne weiteres klar, daß Oberflächen eines Festkörpers Energie besitzen, so wie Wärme, elektrische Energie, mechanische Energie usw.

Diese Theorie begründete die Bruchmechanik und besagt, daß sich ein Reiß immer dann ausbreitet, wenn die durch die Reißausbreitung freiwerdende Energie größer ist, als für die Bildung der zwei neuen Bruchflächen nötige Oberflächenenergie und für eine plastische Zone an der Reißspitze. Der Nach-

teil des Griffith-Modells ist, daß die Lösungen an den Reißenden unendlich hohe Spannungen ergeben. Das Problem wurde durch Barenblatt (1962) so gelöst, daß atomare bzw. molekulare Kohäsionskräfte angenommen werden können, welche zu einem Schließen der Reißenden führen. Diese Erweiterung des Griffith-Modells ist besonders in der geologischen Literatur aufgegriffen worden.

Der Griffith-Riß ist am einfachsten zu beschreiben als langer schmaler Riß in einem unter Zug stehenden Körper (Blumenauer & Pusch 1982). Seine flächige Ausdehnung führt, durch radiale Bruchausbreitung vom Initialpunkt aus, zum „pennigfrmigen“ Riß, woran die primären „penny-shaped“ Klüfte besonders in vielen Granitmassiven erinnern.

Voraussetzung für den Bruch sind Materialdefekte („flaws“) in der Mikrodimension, wie sie in allen Realmaterialien vorkommen.

Fraktographie

Die Bedeutung phänomenologischer Studien an Brüchen wurde an Untersuchungen der 60er Jahre ersichtlich, die in eine sich neu entwickelnde Forschungsrichtung einmündeten: die Fraktographie. Diese Betrachtungsweise der Brüche trägt wesentlich zum Verständnis der Bruchprozesse bei. Wesentliche Erkenntnisse kamen aus experimentellen Untersuchungen, vor allem von seiten der Materialwissenschaften. Die ersten Beschreibungen von fraktographischen Kennzeichen auf geologischen Klüften gehen vereinzelt schon auf die Zeit um 1900 zurück, sie wurden jedoch erst nach 1960 intensiver untersucht (e.g. de Freminville 1914; Hodgson 1961; Bankwitz 1966; Kulander et al. 1979; Pollard et al. 1982; Bahat 1991).

Die geologische Anwendung der Fraktographie auf Kluftuntersuchungen ermöglichte einen großen Fortschritt in der Kluftinterpretation. Diese Kluftoberflächen-Morphologie enthält Informationen über Art und Verlauf des Bruchprozesses selbst (Bankwitz 1966; Bankwitz & Bankwitz 1984, 2000; Kulander & Dean 1985; Segall & Pollard 1983; Lacazette & Engelder 1992; Engelder et al. 1993; Bahat et al. 2003).

Erkennbar sind: das Zentrum der Bruchentstehung und die Bruchffnungsarten (Modi) sowie Richtungen der Bruchausbreitung (Abb. 1); abzuleiten sind: die Spannungsverteilung, die Art des Bruchs (Ermüdung, Spröd- oder duktiler Bruch; verursacht durch Impakt oder thermische Einflüsse), Eigenschaften des initialen Risses, und ob die Oberflächenmerkmale einen einzelnen oder einen vielphasigen Bruchprozeß abbilden. Die Fraktographie ist damit eine Basis für bruchmechanische Analysen, für die Ableitung der Bruchspannung, der Bruchzähigkeit und damit verbundener Parameter von Klüften.

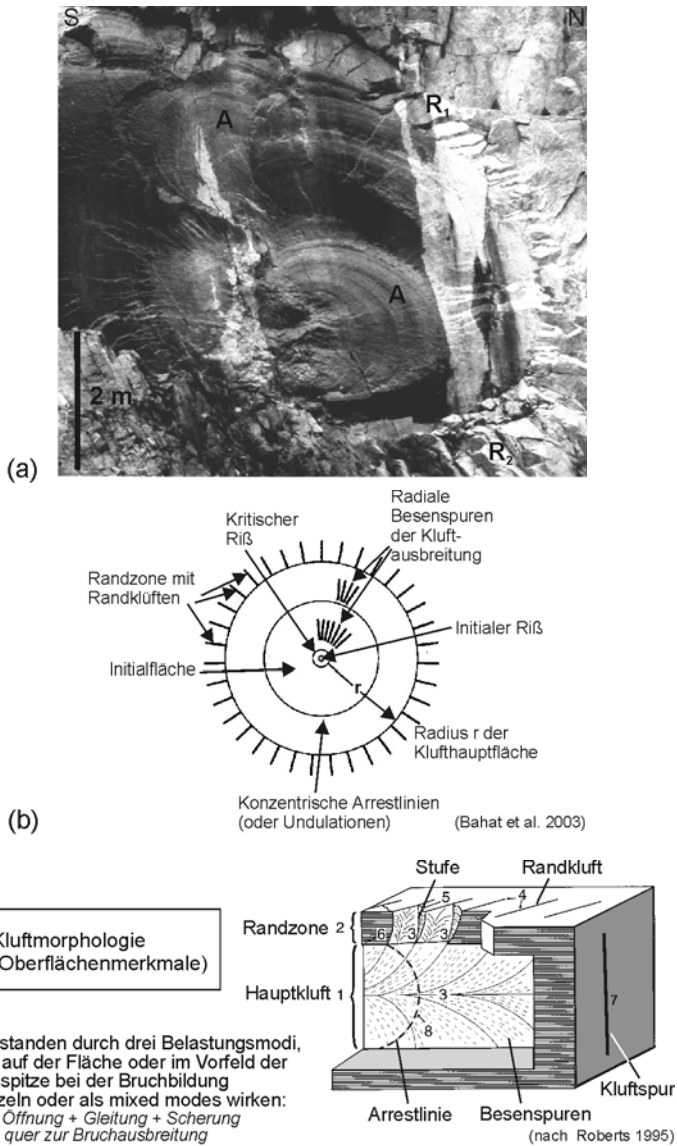


Abb. 1: (a) Kluf mit Arrestlinien ,A' und Randklüften ,R' (Sunne-Granit, Schweden). (b) Termini der Klufoberflchenmerkmale. (c) Klufmerkmale in 3D-Darstellung.

Fraktographische Untersuchungen befaßten sich geologisch bisher nahezu ausschließlich mit Sedimentgesteinen bzw. experimentell mit Glas, Keramik, Metallen, Baustoffen etc.

3. Untersuchte Probleme

Variation von Kluffmerkmalen

Die Ausbreitung eines Bruches wird häufig durch Inhomogenitäten oder bereits vorhandene Flächen im Gestein (z.B. Schichtung in Sedimenten) infolge der dort herrschenden lokalen Spannungen behindert. Deshalb können Klüfte ihre volle Größe (in Abhängigkeit von der Spannung) und die charakteristischen Bruchmerkmale (in Abhängigkeit vom Bruchmechanismus und der Reißöffnungsart) nur in isotropen Materialien entwickeln. Am ehesten ist ein solcher *Proto-Typ einer geologischen Kluff* in einem undeformierten, quasi-isotropen Granit zu untersuchen, sofern man große Aufschlüsse hat, denn diese Klüfte werden 10 m bis mehr als 100 m groß.

Die fraktographischen Kluffmerkmale sind vermutlich je nach *Entstehungszeitpunkt* im Ablauf der Kristallisations- und Exhumierungsgeschichte oder *Bildungsort* unterschiedlich ausgebildet. Einige dieser Merkmale treten gehäuft in manchen Plutonen auf, so z.B. Kluff- und Gang(kontakt)oberflächen mit vielen Arrestlinien oder bestimmte Abweichungswinkel der Randzone oder der Randklüfte von der Hauptfläche oder aber besonders rauhe oder besonders glatte Oberflächen. Eine bisher überhaupt nicht in Betracht gezogene Frage war, ob die *Variationen* der Kluffkennzeichen *zufällig oder systematischer Art* sind und eventuell zusätzliche Informationen über einen Pluton liefern können, möglicherweise verbunden mit Anhaltspunkten für eine grobe Abschätzung der *Entstehungstiefe dieser Klüfte*.

Mögliche Krustentiefe der Kluffentstehung

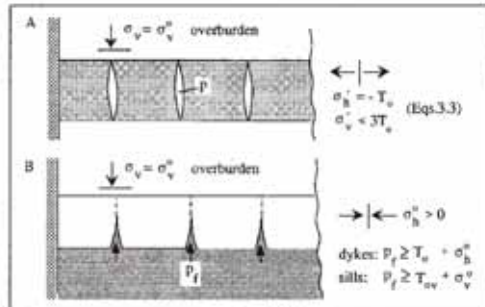
Seit langem in Diskussion ist die Frage nach der Tiefe, in der Klüfte noch entstehen können. Bereits Crosby (1882) argumentierte, daß Zugspannungen in tief abgesenkten Gesteinen wegen der Wärme und des enormen Überlagerungsdrucks nicht existieren. Hubbert (1951) vertrat die Auffassung, daß die vertikale Spannung in einer gegebenen Tiefe gleich dem Überlagerungsdruck ist und sich deshalb in der tieferen Kruste Klüfte nicht bilden können, weil es für jedes Material eine kritische Tiefe gibt, unterhalb der die horizontalen Spannungen kompressiv sind. Bereits in geringer Krustentiefe sollten absolute Zugspannungen nicht mehr möglich sein. Griggs & Handin (1960) mein-

ten, dies sei schon unterhalb weniger hundert Meter der Fall. Secor (1965, 1969) dagegen postulierte, daß Zugbrüche sich bis in einigen 1000 Metern Tiefe entwickeln können, wenn ein *interner Flüssigkeitsdruck*, ungefähr so groß wie die kleinste kompressive Spannung im Gestein, auf die Innenseiten des Bruches wirkt. Wenn eine Flüssigkeit den Bruch vorantreibt, entstehen hydraulische Klüfte oder Gänge. Auf der Grundlage der Theorie von Secor vermutete Engelder (1985) die Bildung tektonischer Klüfte in Tiefen zwischen 0,5 und 2,5 km, die von hydraulischen Klüften bis in 5 km Tiefe. Segall & Pollard (1983) ließen die Frage offen, in welcher Tiefe erste Granitklüfte entstehen, wiesen jedoch als erste auf die Möglichkeit hin, daß dies zwischen der Intrusionstiefe (im von ihnen untersuchten Granit auf 15 km geschätzt) und ca. 1000 m unter der Oberfläche sein könnte.

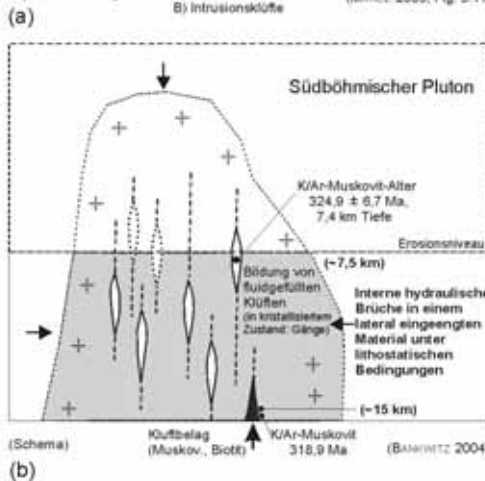
Secor (1965, S. 41) schrieb: „Wenn ein geologisches Phänomen unter Anwendung physikalischer und mathematischer Methoden analysiert wird, tendieren die Resultate zu einer Aura von Präzision und Eleganz, welche nicht gerechtfertigt ist. Es muß daran erinnert werden, daß Gesteine extrem komplizierte Systeme darstellen und die Anwendung physikalischer Gleichungen im günstigsten Fall eine grobe Annäherung und ein armseliger Ersatz für empirische Daten über das Verhalten des Gesteins ist. ... Zugbrüche in der Tiefe der Erdkruste sind ein *unglaublich komplizierter Vorgang*.“

Hydraulische Brüche

In großer Bildungstiefe, unterhalb mehrerer Kilometer, sind unter lithostatischen Bedingungen nur noch hydraulische Klufbildungen möglich durch Druck auf die Innenwände eines Haarrisses und durch Weiterwachsen des Bruches zu einer Kluft durch ständig oder wiederholtes Nachdringen von Fluida (Engelder et al. 1993). Das gleiche gilt für spätgranitische Gänge, die in Tiefen mit lithostatischen Bedingungen entstehen: *Bekannt ist*, daß sie a) entweder in hydraulisch entstandene Klüfte innerhalb des Plutons intrudieren (hydraulische Intrusionskluft) oder daß sich b) ein Gang durch das Eindringen einer Restschmelze in den sich dabei synchron bildenden Bruch entwickelt (interner hydraulischer Bruch; Mandl 2000; Abb. 2a). Im letzteren, als dominierend angenommenen Fall, sind Kluftfläche (als Gangwand = Kontakt) und Kluftfüllung (= kristallisierte Schmelze = Gang) zwei genetisch zusammengehörige Teilformen eines „internen hydraulischen Zugbruchs“ (Abb. 2b–c).



Hydraulische Zugbrüche: A) interne Klüfte B) Intrusionsklüfte (Mandl, 2000, Fig. 5.11)



(b) (Schema) Kluftbelag (Muskov., Biotit) K/Ar-Muskovit 318,9 Ma (Bankwitz 2004)

Abb. 2: Interne hydraulische Klüfte.

(a) Bruchphysikalische Betrachtung nach Mandl (2000). A: interne hydraulische Zugklüfte in einem horizontal eingegengten Material, mit einem Flüssigkeitsdruck, der sich innerhalb des Materials entwickelt. B: hydraulische Intrusionsklüfte, die von einem Reservoir außerhalb der Materialschicht gefüllt werden.

(b) Schema der ersten Bruchbildung im Mrákotín-Granit (Tschechische Republik) in Form von internen hydraulischen Zugklüften, deren Füllung aus dem Material der direkten Umgebung des Bruchs stammt. Am unteren Ende (schwarz): hydraulische Intrusionsklüfte im Weinsberg-Granit (Österreich) mit hydrothermale Kluftbelag.

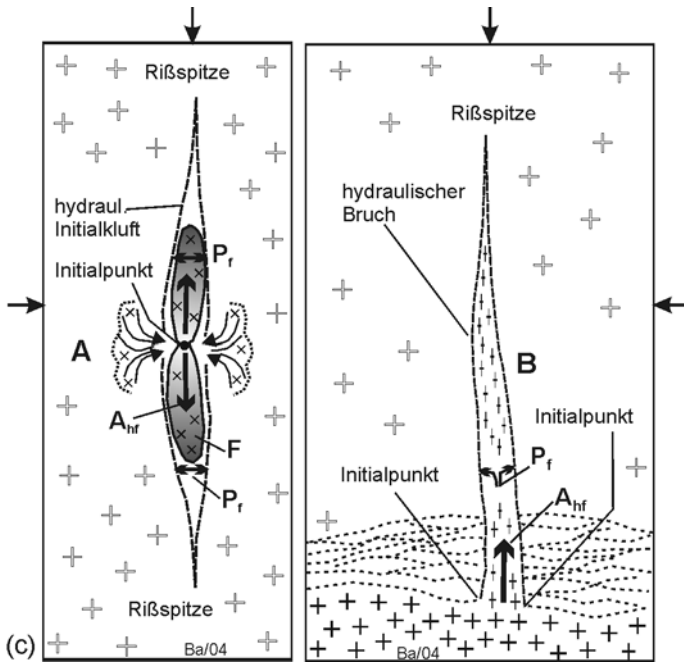


Abb. 2: (c) Einströmen der Flüssigkeit in den Initialpunkt eines Bruchs mit unterschiedlicher Ausbreitung im ständig größer werdenden Bruch: in Typ A vom zentralen Initialpunkt aus in alle Richtungen, in Typ B von unten nach oben. P_f : Flüssigkeitsdruck; A_{hf} : Ausbreitung der Flüssigkeit.

Nicht bekannt war bisher, bis in welche Tiefen derartige hydraulische Klüfte entstehen können. Theoretische bruchphysikalische Berechnungen ergaben bei Berücksichtigung spezieller bruchmechanischer Bedingungen, jedoch nur unter Anwesenheit eines starken Überdrucks, eine theoretische maximale Bildungstiefe von ca. 8 km (Mandl 2000).

Granitklüfte besitzen in nicht wenigen Fällen Oberflächenmerkmale, die ein zyklisches Rißwachstum anzeigen und auf denen außerdem Gangmaterial erhalten ist. Merkmale einer zyklischen Kluftausbreitung sind von Sedimenten seit langem bekannt (z.B. Lacazette & Engelder 1992) und können als Sprödbbruch-typische Formen in allen sich spröde verhaltenden Materialien auftreten. Von Graniten waren die hier vorgestellten Kluftformen bisher nicht bekannt. Sie wurden erstmals von Bankwitz et al. (2004), Bahat et al. (2001, 2003) sowie Bankwitz & Bankwitz (2000, 2004) dargestellt.

4. Lösungsweg und Teilergebnis

Spätgranitische Gänge in einem Pluton haben entweder den Bruch selbst produziert, in dem sie jetzt stecken (Kontaktflächen des Ganges), oder die Klufft war prä-existent. In beiden Fällen liefern *Analysen des Gangmaterials* Informationen sowohl über den Gang als auch über seine Kontaktwände, d.h. die Klufftfläche selbst. Eine Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen im Gang ermöglicht die Berechnung seiner Abkühlungstiefe und damit der Tiefe, in der die hydraulisch entstandene Bruchwand des Ganges gebildet wurde. Für den Fall prä-existenter Brüche ist das eine Mindesttiefe. An Muskoviten des Gangmaterials kann das Abkühlungsalter der Gang- und Bruchbildung bestimmt werden. Diese Daten wurden erstmalig für zwei Gänge im Südböhmischen Pluton (SBP) ermittelt. Das Ergebnis ist in Abbildung 2b schematisch veranschaulicht.

Altersdatierung

Zum Nachweis eines frühen Zeitpunktes der ersten Bruchbildung im Mrákotín-Granit (N-Teil des SBP) sind K/Ar-Datierungen an Muskoviten in spätgranitischem Gangmaterial auf zwei Zugklüften (Wemmer, in Bankwitz et al. 2004) vorgenommen worden sowie weitere Bestimmungen für den Weinsberg-Granit selbst (S-Teil des SBP). Die Alter von 324.9 Ma und 318.9 Ma korrelieren mit dem Intrusionsalter der Plutone (Scharbert 1998).

Thermometrische Untersuchungen an Granitproben

Aus der Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen (n=17) in dem Gangmaterial des Mrákotín-Granits (Tab. 1) ist das Krustenniveau der Gangbildung und der dazu gehörigen Kontaktflächen (Thomas, in Bankwitz et al. 2004) bestimmt worden. Fluid-Einschlüsse in dem Füllmaterial der Klüfte sind z.B. nach Srivastava & Engelder (1992) besonders hilfreich, um Daten der Druck- und Temperatur-Bedingungen des bruch-antreibenden Fluids zur Zeit der Bruchausbreitung zu gewinnen.

Probe	Salinität (NaCl- Äquiv.%)	Homogenisierungs- temperatur (°C)	n	Bildungs- temperatur (°C)	Bildungs- druck (kbar)	Tiefe (km)
FK-1	5.8 ± 0.6	375 ± 6	17	620	1.89	7.4
FK-11	13.8 ± 0.2	332 ± 10	20	662	3.65	14.3

Tab. 1: Ergebnis der Fluid-Einschluß-Analysen. FK-1: Mrákotín-Granit; FK-11: Weinsberg-Granit. Zur Methode: siehe Thomas, in Bankwitz et al. (2004, im Druck).

Fraktografische Untersuchungen

Die hier vorgestellten Ergebnisse beruhen auf eigenen Geländebeobachtungen in zahlreichen Graniten in Europa, wo systematische Flächen- und Winkel-Messungen an den Kluftoberflächen und ihren Oberflächenmerkmalen (Morphologie; Winkel der Abweichungen aus der Hauptfläche) vorgenommen wurden. Grundlage der Betrachtung war die räumliche Verteilung und Raumlage der Hauptkluftscharen und vor allem ihre *relativzeitliche Abfolge*. In die vorliegende Auswertung wurden nur die jeweils *ältesten Klüfte* (vor allem aus dem Südböhmischen Pluton: SBP) einbezogen, da die frühesten Klüfte möglicherweise in größerer Tiefe gebildet wurden als spätere.

Es wird allgemein angenommen, daß viele Klüfte erst während der Krustenexhumierung und damit in höheren Krustenniveaus, oder nahe der Oberfläche (Entlastungsklüfte) entstanden. Deshalb werden spätere Kluftbildungen dafür nicht berücksichtigt. Die relativzeitliche Bruchabfolge wurde ermittelt nach den gebräuchlichsten Kriterien: Initiierung jüngerer Klüfte oder deren Beendigung an präexistente Brüchen; auch das Abbiegen jüngerer Kluftflächen bei Annäherung an eine älteren Kluft (Bankwitz 1966; Bankwitz & Bankwitz 1984, 2000; Bahat 1991; Engelder et al. 1993).

Mit diesen drei Methoden, der fraktographischen Untersuchung, der physikalischen Alterdatierung und der thermometrischen Flüssigkeitseinschluß-Analyse, wurde die Bildung der *ersten* Klüfte in einem Pluton vor 324,9 Ma in 7,4 km bzw. 15 km Tiefe (Tab. 1) nachgewiesen.

5. Bruchmerkmale als Ergebnis von Spannungsbedingungen und Antriebskräften

Form und Oberflächenmerkmale von Klüften, die per definitionem stets Weiteungsbrüche sind, variieren nicht nur in den verschiedenen Graniten, sondern auch von Kluftschar zu Kluftschar im gleichen Pluton. Da die Kluftscharen in der Regel zu unterschiedlichen Zeiten entstanden sind, gehen ihre Formen auf unterschiedliche Spannungsverhältnisse zurück, die jeweils zur Zeit ihrer Bildung bestanden. Orthogonale Richtungen bilden nicht unbedingt ein zeitgleich entstandenes Kluftsystem. Klüfte, die nacheinander entstanden sind und auf verschiedene Ereignisse im Granit oder im regionalen Umfeld zurückgehen, können sich signifikant unterscheiden.

Das *lokale Spannungsfeld* an der Rißspitze kann das Wachstum des Bruchs bewirken, ebenso das jeweilige *pluton-interne* Spannungsfeld (Druck-Temperatur-Regime) oder das *regionale*, „*ferne*“ Spannungsregime

außerhalb des Plutons. Jedes Spannungsfeld beeinflusst die Orientierung und die Oberflächenmorphologie der Klüfte. Während der Kluftausbreitung bis zum natürlichen Ende (Abb. 3) können die genannten Spannungsbedingungen wechseln und, damit verbunden, die den Bruch vorantreibenden Kräfte und Bruchmechanismen. Engelder & Fischer (1996) unterscheiden vier Antriebskräfte: (1) Dehnung senkrecht zur Kluft, (2) thermoelastische Kontraktion, (3) durch Fluida angetriebener Bruch, (4) „axial splitting“ parallel zur maximalen Kompression. Die fluid-getriebenen Klüfte sind natürliche hydraulische Brüche.

Vor allem in quasi-isotropen Materialien, z.B. in undeformierten Graniten, entsteht der Prototyp einer Kluft: runde bis elliptische „penny-shaped“ Initialklüfte (Abb. 3), wie sie z.B. im Südböhmischen Pluton auftreten. Fluid-getriebene Klüfte zeigen häufig \pm konzentrische Arrestlinien in Form von Ringen oder Flächenundulationen, die auf Verzögerungen infolge des zu langsam nachfließenden Fluids als Antriebs-Agens zurückgehen. Diese Arrestlinien könnten auch auf eine seismisch getriggerte Bruchausbreitung hinweisen (Engelder et al. 1993). Unter lithostatischen Bedingungen in größerer Tiefe wird der Trigger-Effekt hauptsächlich das Nachfließen des Fluids beschleunigen, und partiell einen kurzzeitigeren Ablauf der hydraulischen Kluftbildung ermöglichen.

Den äußeren Rand der Klüfte bilden aus der Fläche abbiegende Randzonen (tilt-Winkel, Abb. 4), die meist besetzt sind mit rotierten Randklüften (twist-Winkel). Verantwortlich ist der Trend des lokalen Spannungsfeldes (Wechsel der Zug-/Druckspannungen) an der voranschreitenden Rißspitze bzw. im Vorfeld (Abb. 4, A und B), oft verursacht durch das lokale Spannungsfeld einer benachbarten Kluft oder einer anderen Inhomogenität des Gesteins (Bankwitz 1966; Kulander & Dean 1985; Dyer 1988; Pollard & Aydin 1988; Olson & Pollard 1989). Den dabei auftretenden Scherspannungen (Modus II oder III) weicht die Rißspitze durch Rotation (tilt-/twist-Winkel) aus, um sich weiterhin im Modus I (Rißöffnungsmodus) öffnen zu können. Die weitere Kluftausbreitung verläuft stets senkrecht zur Zugspannung (Y) oder kleinsten Kompressionsspannung (Lawn & Wilshaw 1975; Atkinson 1987). Das Schema der Abb. 4 zeigt lediglich Kluft-Ausschnitte von in der Regel runden bis elliptischen Initialflächen (s. Abb. 3) mit umlaufenden Randzonen.

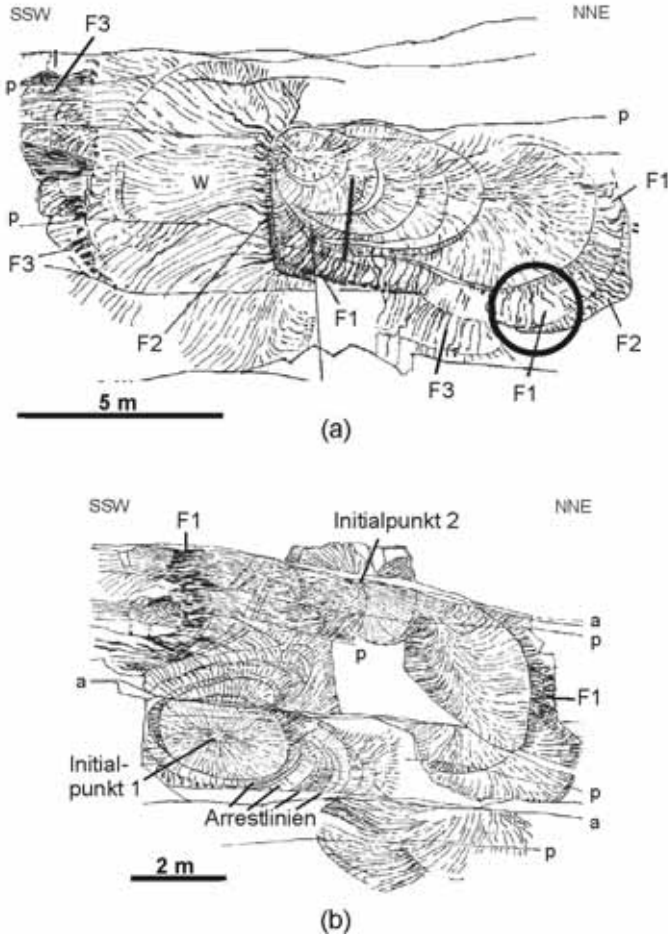


Abb. 3: Beginn der Bruchausbreitung im jeweils innersten Ring. F1–F3: Randzonen; a: prä-existente alte Lagerklüfte; p: junge Entlastungsklüfte. Radiale Besenspuren (plumes): Ausbreitungsrichtung. Arrestlinien (ringförmige Strukturen) belegen ein zyklisches Bruchwachstum. (a) Der Riß breitete sich lateral zunächst nur in NNE-Richtung aus. Nach Erreichen der Randzone 2 (F2) endete dieses Rißwachstum und die Kluft breitete sich anschließend nur nach SSW aus (Gesamtlänge: 15 m). Kreis: Probenahmepunkt für Altersdatierung und Paläo-Tiefenbestimmung auf der äußeren Randzone. (b) Zwei Initialpunkte, welche während der weiteren Bruchausbreitung miteinander wechselwirkten. Aufschluß: Stbr. Boršov.

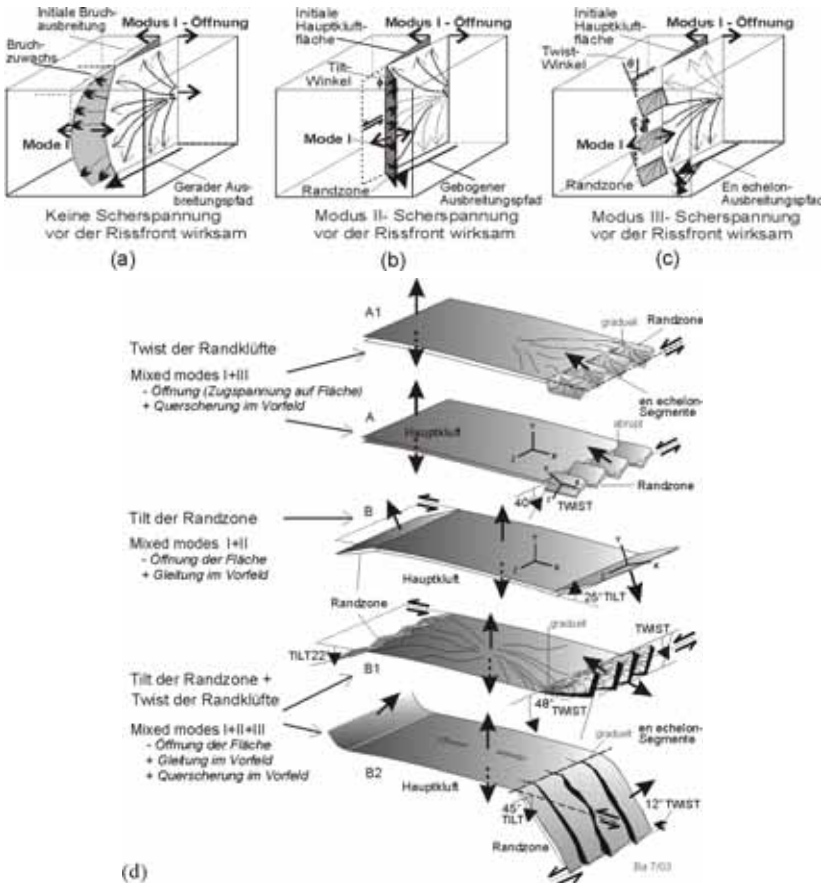


Abb. 4: Rißfront mit einem kleinen Zuwachs an neuer Bruchfläche (grau). (a) Planarer Bruchausbreitungspfad unter Modus I-Bedingungen (Öffnungsmodus). (b) Aus der Hauptfläche abgebogener (tilted) Pfad, infolge einer lokal wirksamen Scherspannung vor der Rißfront der geöffneten Hauptklüffelfläche (mixed mode I + II). (c) Aus der Hauptfläche herausgedrehter (twisted) Ausbreitungspfad der Klüft infolge von Scherspannung im Vorfeld des Risses (mixed mode I + III). (b) und (c): Der Riß wandert aus der Scherspannungsrichtung in eine Position senkrecht zur Zugspannung, weil er sich nur in dieser Stellung öffnen kann (Modus I). Verändert nach Pollard & Aydin (1988). (d) Verschiedene Arten von Randzonen (A1–B2) mit Indikationen ihres Bildungsverlaufs und der Spannungsverhältnisse an der Rißspitze (Modus I, II oder III) sowie der Rißöffnungsarten. A und B: Grundformen; Rotationswinkel: der Randzone (tilt, B–B2) und der Randklüfte (twist, A–A1 und B1–B2). X – Richtung der maximalen, Y – der kleinsten Spannung.

6. Varianz von Modus II und III (tilt und twist) in unterschiedlicher Entstehungstiefe

Ändern sich *zeitlich* oder auch *räumlich* die Spannungsbedingungen, so ändern sich auch die Klufftmerkmale: z.B. die Form der Hauptklufftfläche, der Randzone und ihrer Randklüfte sowie, als besonderes Kennzeichen, die Winkel der Abweichung aus der Hauptklufftfläche (tilt und twist). Diese Änderungen treten offenbar besonders mit zunehmender Tiefe auf. Betrachtet man nur die jeweils *zuerst entstandenen Granitklüfte*, stellt man eine offensichtlich systematische *Variation der Merkmale* in den verschiedenen Plutonen fest. Das betrifft nicht nur ihre Größe, die Ebenheit oder Rauheit ihrer Hauptfläche, sondern besonders den Grad der Abweichung der Randzonen und der Randklüfte aus der Hauptfläche (tilt- und twist-Winkel, wie in Abb. 4 demonstriert).

Es scheint, daß tief-intrudierte Granite eine andere Winkel-Kombination an den Klufträndern aufweisen als flachere Intrusionen. Voraussetzung für diese Annahme ist, daß Intrusions- oder Platznahme-Tiefen wenigstens ungefähr bekannt sind. Exakte Daten dazu fehlen häufig. Abbildung 5 zeigt summarisch die am häufigsten gemessenen Formen und Winkelbeziehungen der ersten vertikalen Granitklüfte, so wie sie im Gelände beobachtet worden sind. Die Winkelgröße von 25° wurde empirisch für die Abgrenzung der Gruppen A und B gewählt, auf der Grundlage der Beobachtungen im Gelände. Tilt-Winkel bis nahe 90° sind selten, fast nur in Ausnahmefällen zu beobachten, Winkel darüber praktisch überhaupt nicht.

Die bevorzugten Winkelkombinationen (großer tilt-/kleiner twist-Winkel und umgekehrt) in Abbildung 5 ergaben sich allein aus der Messung morphologischer Details von vielen tausend Klufftoberflächen (Bankwitz & Bankwitz 2004). Diese Korrelation erwies sich als ein offensichtlich systematischer Trend in vielen Graniten. *Sie belegen eine Abnahme der vertikalen Scherung in der Bruchfläche (Modus II) und eine Zunahme der lateralen Scherung quer zur Fläche (Modus III) mit der Tiefe.* Das deutet auf einen Zusammenhang mit den veränderten Spannungsbedingungen der tieferen Erdkruste hin.

Ein Vergleich der gemessenen Klufftmorphologie mit der wahrscheinlichen Tiefe der ersten Bruchbildung in Graniten war möglich, da für einige Granite die Intrusionstiefe mit Hilfe von Flüssigkeitseinschlüssen (Süd- und Mittelböhmischer Pluton: 7,4 km und 14,3 km; Thomas in Bankwitz & Bankwitz 2004; Erzgebirgsplutone: ~3 km, Thomas & Klemm 1997; Rönne-Granit/Bornholm: ca. 15–20 km, Thomas, pers. Mitt. 2003) oder die finale Platznahme in der metamorphen Hülle durch P-T-Pfade der Mineralparage-

nesen bestimmt worden sind (Granite der Oberpfalz, wie Falkenberg-, Flossenbürg-, Leuchtenberg-, Steinwald-Granit: 9–12 km, Zulauf et al. 1993),

	Randzonen - Randkluft - Variationen		Tiefe der Kluff-ausbreitung
	Mixed modes I+II	Kombiniert mit mixed modes I+III	
A	<p>Große TILT-Winkel $\angle 25^\circ - 60^\circ (-90^\circ)$</p>	<p>Kleine TWIST-Winkel der en echelon-Segmente $\angle 10^\circ - 25^\circ$</p>	<p>FLACH</p> <p>hohes Krusten-niveau: bis wenige km</p>
B	<p>Kleine TILT-Winkel $\angle 3^\circ - 18^\circ (-25^\circ)$</p>	<p>Große TWIST-Winkel der en echelon-Segmente $\angle 25^\circ - 65^\circ$</p>	<p>TIEF</p> <p>tiefes Krusten-niveau: bis >> 10 km</p>
C	<p>Beide Winkel können klein sein; nicht nur in tief, sondern auch in flach intrudierten Graniten, in Abhängigkeit von den wirksamen Bruchmechanismen (joint-driving mechanisms) und dem Zeitpunkt der Kluffbildung im Verhältnis zur Entwicklungsgeschichte des Granits.</p>		<p>TIEF & FLACH</p>

Abb. 5: Verbreitete Kombination von tilt- und twist-Winkeln der frühesten Sprödbrechklüfte in verschiedenen Graniten Mitteleuropas. Ausgewertet wurden zahlreiche Einzelplutone in 14 Granitmassiven von Skandinavien bis zur Insel Elba. In den hochkrustal-intrudierten Graniten (Gruppe A, z.B. Erzgebirgsgranite) dominieren große Rotationswinkel (tilt) der Randzone und kleine Rotationswinkel der Randklüfte ($\text{twist} < 25^\circ$, empirische Grenze). In tief-intrudierten Graniten (Gruppe B, z.B. Südböhmischer Pluton) ist eine umgekehrte Beziehung das beherrschende Phänomen: flach aus der Hauptklufffläche abweichende Randzonen tragen Randklüfte mit beachtlicher Rotation quer zur Ausbreitungsrichtung ($\text{twist} > 25^\circ$). Mixed modes: Spannungsverhältnisse an der Rißspitze (Abb. 4). Klüfte mit sehr schwach ausgebildeter Oberflächenmorphologie besetzen die Gruppe C. Q : Quotient tilt/twist-Winkel. a,b,c und a',b',c': vergleichbare Lokalitäten in der 3D-Skizze und im Schnitt durch die Randzone.

und von vielen Graniten die Erstarrungstiefe durch petrologische Daten in Verbindung mit geologischen und geophysikalischen Schweredaten annähernd geschätzt werden konnte (z.B. Bohus-Granit in Schweden, Granite von Donegal/Irland, Mte. Capanne-Granit/Elba). Eine systematische Beziehung zwischen manchen Bruchformen und der Tiefe ihrer Entstehung zeichnet sich ab.

Konzentriert man die Betrachtung auf das Verhältnis Hauptkluft/ Randzonen, so können drei Gruppen von Bruchformen unterschieden werden (Abb. 5, A–C). Offenbar ist jeweils eine dieser Gruppen typisch für die erste Bruchbildung in einem Pluton. Die Kluffentwicklung in als flach intrudiert angesehenen

henen Graniten war in den Aufschlüssen durch große Abweichungswinkel der Randzone (tilt) gekennzeichnet, kombiniert mit einem kleinem Drehwinkel (twist) der Randklüfte (Gruppe A, z.B. Erzgebirgsgranite). In tief intrudierten Graniten dominieren erste Klüfte mit einem schwach oder nicht abgelenktem Rand, der jedoch mit Randklüften besetzt ist, die stark aus der Hauptfläche herausdrehen (Gruppe B). Die letzte Gruppe C umfaßt Klüfte mit sehr schwach ausgebildeter Oberflächenmorphologie und kleinen tilt- und twist-Winkeln.

Die Meßwerte der twist- und tilt-Winkel einer Kluft zeigen für flach intrudierte Granite (≤ 3 km) und für Plutone mit tiefkrustaler Platznahme (7–15 km, Tab. 1) eine signifikant unterschiedliche Verteilung (Abb. 6a). Die Verteilungsmuster unterstreichen eine Tiefenabhängigkeit dieser Klufformen. In den tief intrudierten Graniten bleibt die jeweilige Abbiegung der Randzone aus der Hauptkluft mehr oder weniger gleich und ist generell gering (tilt $< 25^\circ$), dagegen variiert der twist-Winkel der Randklüfte stark und wird sehr groß (vertikale Punktwolke; deutliche en echelon-Ausbildung). Die Streubreite des tilt geht ein wenig auf die Schwierigkeit zurück, viele Daten mit sehr ähnlichen Werten auf engstem Raum darstellen zu müssen.

In den flacher intrudierten Graniten ist das Verteilungsmuster anders. Die horizontale Punktwolke zeigt ein großes Spektrum der Abbiegungswinkel von Randzonen (tilt), variiert vertikal jedoch nur um ca. 10° . Das heißt, die Randklüfte selbst sind nur ganz schwach aus der Hauptfläche herausgedreht (kleiner twist-Winkel) und ihre en echelon-Stellung ist schwach entwickelt.

Betrachtet man das Winkelverhältnis tilt/twist, so ist zu erkennen, daß mit zunehmender Tiefe der Granitintrusion oder Granitplatznahme die Variation der Quotienten kleiner wird (Abb. 6b). In den flacher intrudierten Graniten (Erzgebirge und Insel Elba) variiert der Quotient um mehr als zwei Größenordnungen (0,1 bis >10).

In den tieferen Intrusionen (Süd- und Mittelböhmischer Pluton) liegen die Werte ganz überwiegend innerhalb einer Größenordnung und unter „1“, was eine relativ kleine Abbiegung der Randzonen (tilt) im Verhältnis zur größeren Drehung der Randklüfte (twist) anzeigt. Den extrem tief intrudierten Weinsberg-Granit (~15 km Paläotiefe des heutigen Anschnitts) charakterisiert ein Winkel-Quotient von 0,4–1,0. Die Quotienten stellen sich mit zunehmender Tiefe unter „1“ ein, offenbar um den Wert von ca. 0,7. Die Winkel im Weinsberg-Granit sind nach dem Geländebefund generell kleiner als z.B. im Mrákotín-Granit (Boršov) im N-Teil des Plutons.

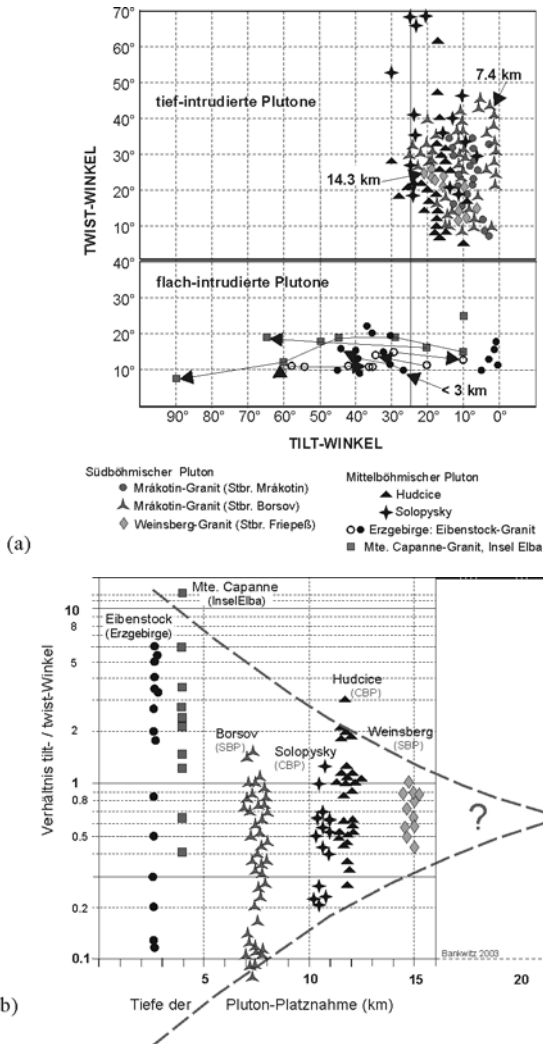


Abb. 6: (a) Tilt- und twist-Winkel von Randzonen der ersten Klüfte in Granitplutonen, deren Intrusionstiefe nach Literaturangaben und eigenen Untersuchungen bekannt ist. Intrusionstiefe in km auf der Grundlage von Schmelz- bzw. Flüssigkeitseinschlüssen für das Erzgebirge und den Südböhmischen Pluton (Thomas 1994, Thomas in: Bankwitz et al. 2004) und nach petrologischen und Schwerdaten. (b) Das Winkelverhältnis twist/tilt gegen die Tiefe der Granitintrusionen. Die Namen bezeichnen verschiedene Granitplutone.

Die *Daten* in Abb. 6 zeigen, daß tiefere Granite andere Klufformen entwickeln als höher intrudierte. Das „Eichdatum“ des Granits von Boršov, in dem die untersuchten Klüfte im Kristallisationsniveau der Gänge gebildet wurden, mit vergleichbarem Alter zur Platznahme des Granits selbst, legt die *Annahme* nahe, daß die ersten Klüfte sich auch in anderen Graniten bereits während der Kristallisation und Platznahme gebildet haben könnten.

Die zunehmend unter „1“ liegenden Quotienten in Abbildung 6b weisen darauf hin, daß die wandernde Reißfront der Klüfte sich in den tieferen Plutonen immer weniger aus der Hauptfläche heraus bewegt. In großer Tiefe (15 km) gibt es offenbar nur noch schwache Abbiegungen (Abb. 6a) und auch die Drehung (twist) der Randklüfte wurde im Weinsberg-Granit kleiner. Die asymptotische Abnahme der Quotienten oberhalb und unterhalb „1“ in Richtung auf den Quotienten 0,7 könnte auf eine Möglichkeit der Bruchbildung bis in 20 km Tiefe hindeuten, möglicherweise auch noch darüber hinaus. Für eine endgültige, gesicherte Kurvenfestlegung sind allerdings noch mehr Daten nötig.

Man könnte das Argument ins Feld führen, daß man sich hier im Bereich einer *duktilen Kruste* befindet, unter P-T-Bedingungen, die einem Spröbruch nach bisherigen Kenntnissen widersprechen. Daß dies kein Argument gegen Spröbruchbildungen in dieser Tiefe ist, machen Reißbildungen in einem nicht vollständig verfestigtem Granit nahe dem Solidus deutlich, wie sie als Stockscheider bekannt sind. Allerdings können sich in diesem Niveau überhaupt nur hydraulische Klüfte bilden.

Mit dem Ergebnis in Abbildung 6b deutet sich ein tiefenabhängiges bruchphysikalisches Verhalten an, wodurch man über die daraus resultierenden spezifischen Klufformen nach sorgfältiger Kluffanalyse in Granitkörpern die Kluffbildungstiefe und über diese die Tiefe der Granitplatznahme in groben Kategorien abschätzen kann. Allerdings ist einzuräumen, daß derartige Aussagen weiterer Untersuchungen und einer statistischen Absicherung bedürfen.

7. Zeitpunkt und Ort der ersten Granitkluff-Bildung

Um den Vorgang einer Spröbruchentstehung in großen Krustentiefen (>7 km) verstehen zu können, wurde das Verhalten der granitischen Schmelze zwischen den Liquidus- und Solidus-Zuständen und im Verlaufe der weiteren Abkühlung untersucht (Thomas et al. 2000, 2003). Die weiteren Ausführungen zur Möglichkeit der Bruchbildung nahe dem Solidus folgen dem Beitrag von Thomas in Bankwitz et al. (2004).

P-T-Entwicklung in Schmelzen

Die Diagramme der Abbildung 7a und b zeigen die P-T-Entwicklung einer primär wasser-untersättigten granitischen Schmelze unter Bedingungen am Ort der Platznahme. Der P-T-Pfad ist ein Abkühlungspfad, nicht unbedingt ein Exhumierungspfad. Eine Schmelze wird auch bei konstanter Überlagerung kristallisieren. Das Kristallwachstum in der Schmelze (Pfad in Richtung zum Solidus: Punkt I nach II) belegt Abkühlung, wobei die Wärme an die Hüllgesteine abgegeben wird.

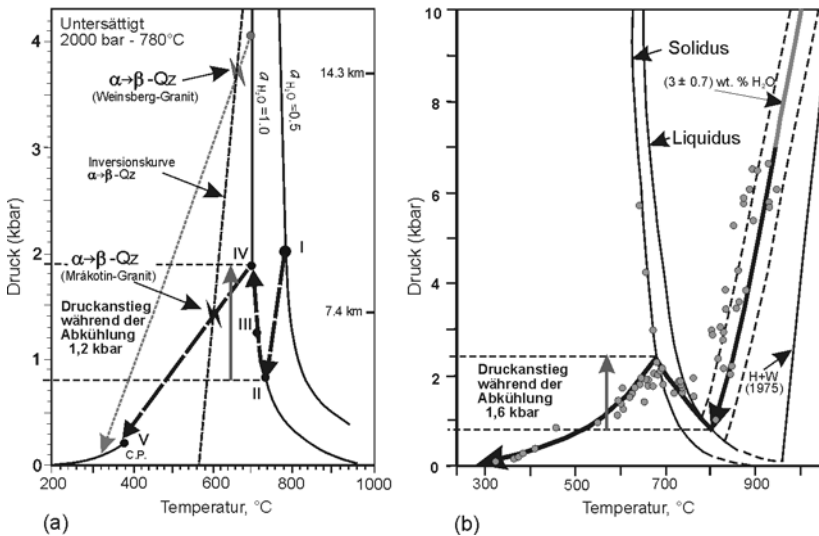


Abb. 7: P-T Pfade während der Kristallisation in Graniten, abgeleitet aus Flüssigkeits- und Schmelzeinschlus-Studien (z. T. nach Thomas 1994 und in: Bankwitz et al. 2004; Student & Bodnar 1996). (a) Abkühlung in zwei Sub-Plutonen des Südböhmischen Plutons; Blitzzeichen markieren die Bildung der Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz am α - β -Übergang, der mit einer Volumenänderung von etwa 1% verbunden ist. Die Flüssigkeitseinschlüsse stellen minimale P-T-Bedingungen dar. $\alpha_{H_2O}=1$: Wasseraktivität. Dicke Linien, markiert durch $\alpha_{H_2O}=1$ und $\alpha_{H_2O}=0.5$ stellen die wasser-gesättigten und wasser-untersättigten Soliduskurven dar. Punkte: I, Schmelzeinschlüsse gebildet bei wasser-untersättigten Bedingungen, Punkte II bis IV markieren die P-T Bedingungen der Schmelzeinschlüsse in Wasser-gesättigter Schmelze im Bereich des Solidus. C.P., kritischer Punkt des Salz-H₂O Systems in den Flüssigkeitseinschlüssen. (b) Daten von verschiedenen Erzgebirgsplutonen, welche einen Druckanstieg während der Abkühlung zwischen dem Liquidus und Solidus zeigen (Thomas 1994). Die grauen Punkte sind Daten von Schmelz- und Flüssigkeitseinschlüssen. (s. Thomas in Bankwitz et al. 2004).

Schmelzeinschlüsse bilden sich, wenn ein kleiner Magmentropfen in einem wachsenden Kristall, wie z.B. Quarz, eingeschlossen wird und wenn dieser

Kristall als Container in der Lage ist, die Einschließungsbedingungen zu bewahren. Trifft das zu, dann kann man Informationen über ehemalige magmatische Bedingungen aus der Untersuchung solcher Schmelzeinschlüsse erhalten. Die verschiedenen Schmelz- und Flüssigkeitseinschlüsse bilden sich zu unterschiedlichen Zeiten und unterschiedlichen P-T-Bedingungen der sich abkühlenden Schmelze und charakterisieren die verschiedenen Stadien der Abkühlungsgeschichte.

Die Entwicklung des Granitmagmas während Aufstieg, Platznahme und Abkühlung kann durch das Verhalten der Schmelzeinschlüsse in sehr vereinfachter Weise modelliert werden. Die Entstehung der Flüssigkeitseinschlüsse gibt die frühe post-magmatische Geschichte wieder, welche mit einem Wechsel der Dichte und der Bildung von Mikrorissen verbunden ist.

Der P-T-Pfad der Flüssigkeitseinschlüsse (Mrákoún-Granit, Abb. 7a) repräsentiert Abkühlung und Kristallisation der Granitschmelze (dicke Linie) vom Startpunkt I (= völlige Homogenisierung der Einschlüsse auf der wasseruntersättigten Solidus-Kurve) bis zum Punkt II. Während dieser Zeit wird Wasser durch das Kristallwachstum in die Restschmelze abgegeben. Nahe am wasser-gesättigten Solidus ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$) bewirkt dieser Prozeß ein starkes Anwachsen des H_2O -Drucks („Überdruck“: Punkte II bis IV) um 1,2 kbar, was eine Bruchbildung auslösen kann. Dieser Überdruck ist nachgewiesen durch zahlreiche Messungen des zunehmenden Drucks der Einschlüsse zwischen den Punkten II und IV (Daten in Abb. 7a nicht dargestellt; die Eckpunkte I bis V kennzeichnen den Kurvenverlauf der Verteilung von Meßdaten), für die Erzgebirgsgranite (Abb. 7b) erkennbar an den Datenpunkten im Bereich zwischen 680° und 800°C .

Druckanstieg am Solidus und Rißbildung

Die Druckzunahme von Punkt II nach IV ist die physikalische Konsequenz des Kristallisationsprozesses. Die Reaktion: OH-haltige Schmelze \rightarrow Kristalle + H_2O -Dampf erfolgt bei Volumenzunahme und damit unter Druckzunahme. Der *Druckanstieg* zwischen den Punkten II und IV während der Abkühlung und der Wasser-Separation ist belegt durch zahlreiche Messungen von Thomas (1994), wie in Abb. 7b für die Erzgebirgsgranite, und von Student & Bodnar (1996) und Student (2002) für den Fall primär wasseruntersättigter Schmelzen nachgewiesen worden. Burnham (1979) hat gezeigt, daß bei konstanten Volumenbedingungen während der Kristallisation einer felsischen Schmelze sehr hohe Drucke entstehen können, theoretisch bis zu mehreren 10 kbar.

Der Betrag des *Überdrucks* hängt vom mechanischen Verhalten der Schmelze ab. Die späteste Schmelzphase kann unter sehr niedrigen Temperaturen ($\sim 500^\circ\text{C}$, 1 kbar) flüssig und damit mobil sein, wenn der Gehalt an Volatilen (H_2O , B, F) und Semi-Volatilen (P_2O_5 , seltene Alkalien) hoch genug ist. In einem quasi-geschlossenen System treten hydraulische Risse als Ergebnis der wechselnden Dichte der Schmelze während der Kristallisation auf. Diese Risse werden mit Fluida gefüllt oder mit dem Rest der intergranularen Schmelze, weil der sich öffnende Riß mit dem gesamten Granitkörper kommunizieren kann. Der Vorgang ist ähnlich der gut bekannten Rißgeneration im Dach von Granitkörpern mit der Entwicklung von Stockscheider-Pegmatiten. Experimente zeigen, daß solche Restschmelzen durch einen hohen Gehalt an Wasser, niedrige Dichte, niedrige Viskosität (*ähnlich der von Wasser*) und hohe Mobilität (Thomas & Webster 2000, Thomas et al. 2000, 2003) gekennzeichnet sind. Möglicherweise stellt die Restschmelze ein superkritisches Fluid dar, welches vom kristallisierenden Granit abgetrennt worden ist.

Dieses überkritische Fluid, zusammen mit dem Druckanstieg nahe am Solidus, kann zur Reaktivierung und zu wiederholtem Schmelzen führen, wobei kleine Mengen neuer granitischer oder pegmatitischer Schmelzen entstehen.

Abfolge der Ereignisse bei der ersten Klüftbildung

Wir nehmen an, daß die Abfolge der lokalen Prozesse in einem sich abkühlenden Granit und die Bedingungen einer frühen Klüftenstehung in der Weise vonstatten gehen, wie in Abb. 8 dargestellt ist. Diese vereinfachte Abfolge von Vorgängen enthält verschiedene Momente und Bedingungen, unter welchen eine hydraulische Bruchbildung (Mandl 2000) möglich ist. Zusätzlich können Dichte- und Volumenänderungen während der Kristallisation (thermoelastische Kontraktion) zur weiteren Ausbreitung der Risse führen. Vorgesprochen wird deshalb hier das „*Magma-selfmade*“-Bruch-Konzept der *in situ*-Rißentstehung (s. Abb. 2c) infolge des Überdrucks und der mobilen Restschmelze und Bildung einer neuen Schmelzgeneration in dem geschlossenen System des abkühlenden, sich verfestigenden Granits. Fleckenartig verteilte scheibenförmige Klüfte mit zyklischen Ausbreitungsmerkmalen (wie z.B. konzentrische Undulationen; s. Abb. 3) sind die mit diesen Prozessen verbundenen Bruchformen. Die im SBP vorhandene regelmäßige Ausbreitung dieser fleckenförmigen Zentren in SSW-NNE-Richtung setzt zusätzliche Kräfte voraus, wie die Kontrolle durch ein regionales Spannungsfeld.

**Abfolge von Ereignissen in felsischen Magmen bei der Erstarrung
und frühen Bruchbildung**



Abb. 8: Abfolge von Vorgängen in einer kristallisierenden granitischen Schmelze, die zu langsam sich ausbreitenden hydraulisch induzierten Klüften führt. Diese erste Ribbildung ist genetisch verbunden mit dem Eindringen von hochmobiler Restschmelze geringer Viskosität in den Rib-Initialpunkt.

Der Beweis eines sich einstellenden Überdrucks nahe dem Solidus anhand von Flüssigkeits- und Schmelzeinschlüssen liefert Argumente gegen Zweifel daran, daß *hydraulische Risse in tiefkrustalen Gesteinen* entstehen könnten. Segall & Pollard (1983) berechneten für Granitklüfte in der Sierra Nevada

eine relative Zugspannung (mittlere regionale Spannung plus interner Fluiddruck) von ungefähr 0.1 kbar bis 0.4 kbar. In einer kristallisierenden Schmelze beträgt der entstehende Überdruck (overpressure) nahe am Solidus ca. 2 kbar. Die Zunahme des H₂O-Drucks um 1.6 kbar bzw. 1,2 kbar, wie er für die Erzgebirgsgranite berechnet wurde und im Südböhmischen Pluton auftritt (Bankwitz et al. 2004), ist eine Größenordnung höher als der von Segall & Pollard (1983) abgeleitete und kann damit auf jeden Fall Brüche initiieren.

Aus bruchphysikalischer Sicht ist unter lithostatischen Bedingungen ein vertikaler „interner hydraulischer Zugbruch“ (s. Abb. 2) nur in Anwesenheit eines großen internen Überdrucks möglich. Bei Annahme einer zunehmenden Auflast von 15 MPa/Tiefen-km müßte in ca. 3 km Tiefe ein Flüssigkeitsüberdruck von ca. 50 MPa herrschen, und in ca. 9 km ein Überdruck von ca. 117 MPa, um die Entstehung eines solchen internen Zugbruchs in dieser Tiefe möglich zu machen (Mandl 2000). Dieser Überdruck ist während der Abkühlung im Granit nahe am Solidus nach den Messungen von Thomas im SBP gegeben (s. Abb. 7).

8. Rißwachstumsregime (Beispiel: Klüfte im Südböhmischen Pluton)

Nach Secor (1969) treten in impermeablen Gesteinen, wozu man Granite rechnen kann, kurze und cm-ständige Brüche auf, während Klüfte in permeablen Gesteinen lang sein sollten und sich in großen Abständen bilden. Jedoch sind die von uns beobachteten ersten Klüfte in Graniten oft sehr ausgedehnt (10er Meter) und haben untereinander große Abstände (dm bis mehrere Meter). Damit liefern sie nach Secor (1969) Hinweise darauf, daß „pressurized fluids“ zum Zeitpunkt der Bruchbildung anwesend waren. Thomas konnte 1994 und später zeigen, daß diese in einem konsolidierenden Magma tatsächlich auftreten.

Fluida sind in magmatischen Gesteinen häufig, z.B. nach der Wasserfreisetzung aus der kristallisierenden Schmelze nahe dem Solidus (Abb. 7). Hinweise auf fluidgetriebene Brüche sind besonders die quasi-kreisförmigen „Sonnen“-artigen Klüfte, verbunden mit wellenförmigen Undulationen, wie sie z.B. im Steinbruch Boršov aufgeschlossen sind. Sie zeigen eine sehr langsame Bruchausbreitung an, die jeweils von der Zufuhr der Fluida abhängt und zeitweilig verzögert ist. Generell sind solche typischen Flächen in anderen Graniten relativ selten zu beobachten. Sie sind im Mittelböhmischen Granit, Bohus-Granit und Sunne-Granit (beide in Schweden) aufgeschlossen. Diese runden Initialflächen sind jedoch nicht die einzige Form fluid-getriebener hydraulischer Klüfte (Lacazette & Engelder 1992; Bahat 1991).

Die hier geschilderte frühe Bruchbildung erfolgt durch langsame subkritische Rißausbreitung. Eine spannungs-abhängige Geschwindigkeit wurde für Langzeitbelastung bei Anwesenheit von chemisch wirksamen Fluida gefunden (Abb. 9, nach Wiederhorn 1972 und anderen Autoren, u. a. Rabinovitch & Bahat 1979). In dieser Wiederhorn-Kurve wurde die Spannungsintensität (K_I) in Beziehung zur Riausbreitungsgeschwindigkeit (V) gesetzt. K_I ist die Bruchspannung eines Modus I-Bruches mit stabiler subkritischer Bruchausbreitung. K_{IC} ist die kritische Bruchspannung eines Modus I-Bruches mit instabiler superkritischer Bruchausbreitung. Es wird generell angenommen, daß Klüfte in der Oberkruste, die unter Fluiddruck entstehen, stabil reißen und sich damit im Abschnitt I bis III der Kurve in Abbildung 9 ausbreiten (Atkinson & Meredith 1987).

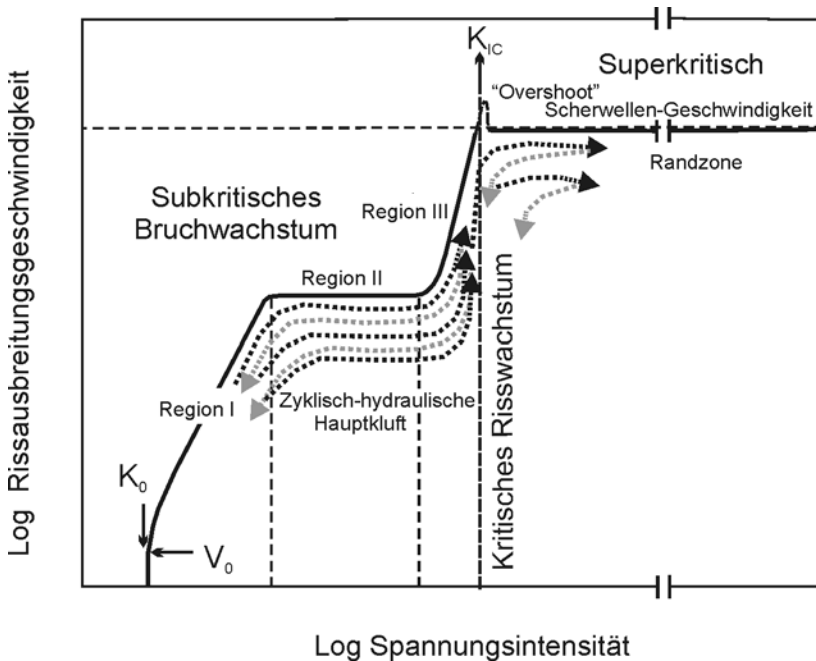


Abb. 9: Variation der Rißgeschwindigkeit, V als Funktion der Spannungsintensität K an der Rißspitze für subkritische, kritische und superkritische Bruchausbreitung. Ein Geschwindigkeits-*overshoot* 'O' nach berschreiten von K_{IC} (kritische Bruchspannung) und noch vor Erreichen des Plateaus der Endgeschwindigkeit (= Scherwellengeschwindigkeit) ist von Rabinovitch & Bahat (1979) vorhergesehen worden. Nach Bahat et al. (2003).

Stabiles Rißwachstum erfolgt, wenn das antreibende Fluid langsam in den Bruch nachfließt. Dieser Vorgang scheint für die ersten Boršov-Klüfte zuzutreffen. Sich langsam ausbreitende hydraulische Klüfte (Abb. 3) besetzen die Regionen I bis III der subkritischen Bruchspannungskurve (Abb. 9). Der zentrale Teil der runden Initialklüfte in Boršov bildete sich offensichtlich in der Region I der Wiederhorn-Kurve. Während der weiteren Bruchausbreitung bildet sich die erste rauhe ringförmige Zone (oft mit kleinen Randklüftchen besetzt) in der Region III der Kurve, nahe an der kritischen Bruchspannung (K_{IC}). Durch Mangel an nachdringendem Fluid verlangsamt sich das Rißwachstum oder kommt zum Stillstand, um danach wieder erneut in Region I einzusetzen und sich zu steigern. Abb. 9 verdeutlicht das zyklische Wachstum der Kluft. Randzonen, besetzt mit gut entwickelten Randklüften wie in Abb. 3f, überschreiten bei ihrer Bildung jedoch den Wert K_{IC} (kritische Bruchspannung). Die Randzonen-Ausbreitung verläuft dann zumindest zu Beginn im superkritischen Bereich, um anschließend während des weiteren Wachstums wieder langsamer zu werden. Fraktographische Merkmale belegen diesen Prozeß (Bahat et al. 2001).

In vielen Fällen wurde der Bruchprozeß an den äußeren peripheren Grenzen der Initialklüfte, im Übergangsbereich zur Randzone, autonom und es erfolgte eine *Aufgabelung in mehrere Randkluftflächen* (Bankwitz 1966; Bahat et al. 2001, 2003), was eine *superkritische Kluftausbreitung* anzeigt. Die kurzzeitige Zunahme der Rißgeschwindigkeit und Bruchintensität führte zu einer Segmentierung der Randzone in von der Initialkluft abweichende Randklüfte. In manchen Fällen nahm die Rißgeschwindigkeit anschließend wieder ab und die Bruchausbreitung kehrte in den subkritischen Bereich der Wiederhorn-Kurve zurück, um nach einem weiteren Flächenwachstum der Randklüfte erneut in den superkritischen Bereich zu wechseln (Abb. 9). Die Klüfte wurden in einigen Fällen weiterhin durch spätgranitische Schmelze in ihrer Ausbreitung vorangetrieben und treten heute als Begrenzungsflächen von Gängen in Erscheinung. Die vertikale Ausbreitung der en echelon-Randklüfte am unteren und oberen Rand der Initialflächen belegt die Dominanz der vertikalen Kompression zu diesem Zeitpunkt, durch die Auflast einer Gesteinssäule von mindestens 7 km Mächtigkeit.

9. Schlußfolgerungen

Bankwitz et al. (2004) konnten erstmalig nachweisen, daß sich hydraulisch induzierte Granitklüfte in großer Tiefe (im SBP in mind. 7.4 km) und sehr früh bilden können (Bankwitz: bezogen auf die Initialquelle, den Bruchmechanis-

mus und die Antriebskräfte; Wemmer: bezogen auf das absolute Intrusionsalter; Thomas: bezogen auf die Konsolidierung des Granitmagmas und den damit verbundenen Überdruck). Eine solche Tiefe war von Bahat et al. (2003) wahrscheinlich gemacht worden. Damit wird eine neue Sicht eröffnet auf frühe Bruchvorgänge im Granit unter hohen Temperaturen und nahe dem Solidus. Nicht alle Fragen sind geklärt, vor allem nicht für alle Plutone. Die Fakten eröffnen jedoch eine Basis für weitere Betrachtungen und Diskussionen.

Bei den ersten Granitklüften des SBP handelt es sich um hydraulische Brüche. Diese Bruchvorgänge verliefen langsam und in Intervallen, da fluidgetrieben, im subkritischen Bereich der Bruchausbreitung. Das könnte typisch sein für *frühe Klüftung in magmatischen Intrusiva*. In Tiefen um 7 km können sich nicht-hydraulisch gebildete Klüfte nicht entwickeln, da die horizontale Spannung in diesem Niveau generell kompressiv ist. Der aus den fraktographischen Kluftoberflächenmerkmalen eines Gangkontaktes ableitbare Bruchmechanismus stimmt überein mit frühen Klüften in Sedimenten. Es dürfte sich bei dem vorgestellten Konzept also um ein generelles Modell der Bruchbildung in >3 km Tiefe handeln für natürliche hydraulische Brüche, die offenbar in der Natur stärker verbreitet sind, als vorhandene Füllungen der Klüfte (magmatische Gänge, Quarz-, Calcit-Beläge) anzeigen.

Die *Berechtigung zu dem hier vorgestellten „Magma-selfmade“-Bruch-Konzept*, als einem Grundprinzip des natürlichen hydraulischen Bruchs, und zur Annahme einer Beziehung zwischen Kluftform und Tiefe der Entstehung ergibt sich aus mehreren Fakten:

1. Es ist nachgewiesen, daß sich Klüfte in 7.4 km Tiefe vor 325 Ma bildeten, durch Datierung von Granitgängen auf zwei Klüften (Wemmer) und durch Bestimmung der Intrusionstiefe des einen Ganges (Thomas, beide in Bankwitz et al. 2004). In der Oberpfalz sind Bruchflächen von Gängen besetzt, welche diskordant von 305 Ma alten Lamprophyren durchschlagen werden (Zulauf 1993). Die Exhumierung dieser Kruste erfolgte etappenweise erst später (Bankwitz et al. 2004), so daß die Bildung dieser Brüche in großer Tiefe stattfand.
2. Untersuchungen zur Abkühlung felsischer Magmen belegen, daß nahe am Solidus die Freisetzung von Wasser und damit verbunden ein bemerkenswerter Druckanstieg stattfindet (Burnham 1979, Student & Bodnar 1996, Thomas et al. 2000, Thomas in Bankwitz et al. 2004): z.B. im SBP 1,2 kbar, im Erzgebirge 1,8 kbar. Olson & Pollard (1989) berechneten für Granitkluftbildung einen Druck von 0,1 bis 0,4 kbar. D.h. im Granit entwickelt sich ein vielfach höherer Druck, als er zur Bruchbildung benötigt wird.

3. Dieser Überdruck führt zu Rissen, in die Restschmelze eindringt und hydraulische Klüfte erzeugt. Der Vorgang erfolgt im Niveau der Platznahme des Granits.
4. In die vorliegende Auswertung sind nur die im Steinbruch nachweisbar zuerst entstandenen Klüfte einbezogen worden, da sie am ehesten für eine Bildung am Ort der Intrusion bzw. Erstarrung in Frage kommen.

Für diese Auswertung sind vor allem Klüfte benutzt worden, die nach ihrer Oberflächenmorphologie hydraulischer Entstehung sind, die also am wahrscheinlichsten durch freigesetztes Wasser (und Restschmelze) im Bereich des Überdrucks nahe am Solidus gebildet wurden. Bei der Bildung der frühen Klüfte in Graniten spielen hohe Fluiddrucke eine Schlüsselrolle (Mandl 2000), die zu diesem Zeitpunkt auf den Druckanstieg bei der Erstarrung des Granits zurückgehen. Die fluide Phase hat bewirkt, daß die Kluft als „interner hydraulischer Zugbruch“ entstand mit einem sehr geringmächtigen Granitbelag (wenige cm mächtig, erhalten bei einer Kluftausdehnung von über 20 x 50 m). Für eine schlüssige Interpretation ist die Beachtung fraktographischer Kennzeichen eine unabdingbare Voraussetzung. Konzentrische Arrestlinien belegen eine zyklische Kluftausbreitung in kleinen Schritten (increments) durch pulsende Fluide (Abb. 9). Diese Merkmale sind im Südböhmischen Pluton (CZ) sehr gut entwickelt. Offenbar kommt hydraulischen Klüften bei der Bruchdeformation der tiefen Kruste generell eine bedeutende Rolle zu (Lacazette & Engelder 1992; Mandl 2000; Bankwitz et al. 2004).

Eine europaweite statistische Bewertung der *tilt- und twist-Winkel* von Randkluftzonen in Graniten erbrachte den Hinweis darauf, daß das Verhältnis dieser Kluftwinkel, d. h. daß bestimmte Kluftformen typisch für eine größere oder kleinere Tiefe der Granitplatznahme sein kann. Bei Intrusionstiefen um 15 km (bzw. möglicherweise um 20 km) tendiert offenbar das Winkelverhältnis *tilt/twist* zu <1 , was auf eine mit der Tiefe steigende Tendenz zu kleinerer Varianz der Winkelgrößen und zu einer stärker ebenen Gestaltung der Hauptklüfte und ihrer Randzonen hindeutet. Dieses Verhalten von tiefkrustalen Zugklüften wurde erstmalig von Bankwitz & Bankwitz (2004) beobachtet. Umgekehrt erlaubt vermutlich die Geometrie der jeweils frühesten Granitklüfte nach sorgfältiger Kluftanalyse in günstigen Fällen eine grobe Abschätzung der relativen Paläotiefe der betreffenden Granite u.a. mit Hilfe fraktographischer Merkmale.

Anmerkung

Ich danke den Koautoren mehrerer gemeinsamer Arbeiten zum Problem „Klüfte in Granit“: Prof. D. Bahat, Beer Sheva/Israel, Dr. K. Wemmer, Göttingen, Dr. H. Kämpf und Dr. R. Thomas, Potsdam, für die Geländetätigkeit, Diskussionen und für Laboruntersuchungen, besonders meiner Frau.

Literatur

- Atkinson, B. K., Meredith, P. G. (1987): The theory of subcritical growth with applications to minerals and rocks. In: Atkinson, B. K. (ed.), *Fracture Mechanics of rocks*, Academic Press, Orlando: 111–166.
- Bahat, D. (1991): *Tectonofractography*. Springer Verlag, Berlin: 1–354.
- Bahat, D., Bankwitz, P., Bankwitz, E. (2001): Changes of crack velocities at the transition from the parent joint through the en echelon fringe to a secondary mirror plane. *J. Struct. Geol.*, 23: 1215–1221.
- Bahat, D., Bankwitz, P., Bankwitz, E. (2003): Pre-uplift joints in granite: evidence for sub critical and post critical fracture growth. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 115: 148–165.
- Bankwitz, P. (1966): Über Klüfte, II. Die Bildung der Klufffläche und eine Systematik ihrer Strukturen. *Geologie*, 15: 896–941.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E. (1984): Die Symmetrie von Kluftoberflächen und ihre Nutzung für eine Paläospannungsanalyse. *Z. geol. Wiss.*, 12: 305–334.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., 2000. Granitklüftung – Kenntnisstand 80 Jahre nach Hans Cloos. *Z. geol. Wiss.*, 28, 87–110.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Bahat, D., Breiter, K. & Kämpf, H. (2001): Excursion B, South Bohemian Pluton. – In: *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der GGW*, 212: 129–156.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E. (2004, im Druck): The relationship of tilt and twist of fringe-cracks in granite plutons. In: Engelder, T. & Cosgrove, J. (eds.), *The Initiation, Propagation and Arrest of Joints and Other Fractures*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 231: 183–208.
- Bankwitz, P., Thomas, R., Wemmer, K., Kämpf, H. (2004, im Druck): Age and depth evidence for pre-exhumation joints in granite plutons: fracturing during the early cooling stage of felsic rock. In: Engelder, T. & Cosgrove, J. (eds), *The Initiation, Propagation and Arrest of Joints and Other Fractures*. *Geol. Soc London Spec. Pub.*, 231: 25–47.
- Barenblatt, G. I. (1962): The mathematical theory of equilibrium cracks in brittle fracture.– *Adv. Appl. Mechanics*, 7: 55–129, New York.
- Blumenauer, H., Pusch, G. (1982): *Technische Bruchmechanik*. VEB Dt. Verl. Grundstoffind., 2. Aufl., 232 S., Leipzig.

- Burnham, C. W. (1979): The importance of volatile constituents. In: Yoder, H. S., (ed.), *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspective*. Princeton Univ. Press.: 439–482.
- Crosby, W. O. (1882): On the classification and origin of joint structures. *Proc. Boston Soc. Nat. Hist.*, 22: 72–85.
- Cruikshank, K. M., Aydin, A. (1995): Unweaving the joints in Entrada Sandstone, Arches National Park, Utah, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 17: 409–421.
- De Freminville, M. Ch. (1914): Recherches sur la fragilité-éclatement. *Revue de Métallurgie*, 11: 971–1056.
- Dyer, R. (1988): Using joint interactions to estimate paleostress ratios. *J. Struct. Geol.*, 10: 685–699.
- Engelder, T. (1985): Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 7: 459–476.
- Engelder, T., Fischer, M. P., Gross, M. R. (1993): *Geological aspects of fracture mechanics*. Geological Society of America, Boston: 281 pp.
- Engelder, T. & Fischer, M. P. (1996): Loading configurations and driving mechanisms for joints based on the Griffith energy-balance concept. *Tectonophysics*, 256: 253–277.
- Griffith, A. A. (1920): The theory of rupture. *Phil. Trans. Roy. Soc., A* 221: 163–198, London.
- Griggs, D. T., Handin, J. (1960): Observations on fracture and hypothesis of earthquakes. In: Griggs, D. T. & Handin, J. (eds.), *Rock deformation*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79: 347–364.
- Hodgson, R. A. (1961): Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.* 259: 493–502.
- Hubbert, M. K. (1951): Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63: 355–372.
- Irwin, G. R. (1957): Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. *J. Appl. Mech.*, 24: 361–364.
- Kulander, B. R., Barton C. C., Dean, S. C. (1979): The application of fractography to core and outcrop fracture investigations. Report to U.S. D.O.E. Morgantown Energy Technology Center, METC/SP-79/3: 174 p.
- Kulander, B. R., Dean, S. L. (1985): Hackle plume geometry and joint propagation dynamics. In: Stephansson, O. (eds.), *Fundamentals of Rock Joints*. *Proc. Lulea University*. Technology: 85–94.
- Lacazette, A., Engelder, T. (1992): Fluid-driven propagation of a joint in the Ithaca siltstone, Appalachian basin, New York. In: Evans, B. & Wong, T.-F., *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic Press, London: 297–370.
- Lawn, B. R., Wilshaw, T. R. (1975): *Fracture of Brittle Solids*. London, Cambridge University Press.: 204 pp.
- Mandl, G. (2000): *Faulting in Brittle Rocks*. Springer, Berlin, 434 pp.

- Olson, J. E., Pollard, D. D. (1989): Inferring paleostress from natural fracture patterns: A new method. *Geology*, 17: 345–348.
- Pollard, D. D., Segall, P., Delaney, P. T. (1982): Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 1291–1303.
- Pollard, D. D., Aydin, A. (1988): Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1181–1204.
- Rabinovitch, A., Bahat, D. (1979): Catastrophe theory: A technique for crack propagation analysis. *J. Appl. Phys.*, 50: 321–334.
- Roberts, J. C. (1995): Fracture surface markings in Liassic limestone at Lavernock Point, South Wales. In: Ameen, M. S. (Hrsg.), *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 92:175–186.
- Scharbert, S. (1998): Some geochronological data from the South Bohemian Pluton in Austria: a critical review. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica, Praha*, 42: 114–118.
- Secor, D. T. (1965): Role of fluid pressure in jointing. *Am. J. Sc.*, 263: 633–646.
- Secor, D., Jr. (1969): Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust. In: *Research in tectonics*, *Geol. Surv. Canada Paper*: 3–47.
- Segall, P., Pollard, D. (1983): Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 563–575.
- Srivastava, D., Engelder, T. (1992): Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 116–128.
- Student, J. J., Bodnar, R. J. (1996): Melt inclusion microthermometry: Petrologic constraints from the H₂O-saturated haplogranite system. *Petrology*, 4: 291–306.
- Student, J. J. (2002): Silicate melt inclusions in igneous petrogenesis. Unpubl. Ph.D. Dissertation, Virginia Tech. Blacksburg, VA.: 119 pp.
- Thomas, R. (1994): Fluid evolution in relation to the emplacement of the Variscan granites in the Erzgebirge region: A review of the melt and fluid inclusion evidence. In: Seltmann, R., Kämpf, H., Möller, P.(eds.), *Metallogeny of Collisional Orogens*: 70-81, Prague.
- Thomas, R., Klemm, W. (1997): Microthermometric study of silicate melt inclusions in Variscan granites from SE Germany. *J. Petrol.*, 38: 1753–1765.
- Thomas, R., Webster, J. D. (2000): Strong tin enrichment in a pegmatite-forming melt. *Mineral. Deposita*, 35: 570–582.
- Thomas, R., Webster, J. D., Heinrich, W. (2000): Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139: 394–401.
- Thomas, R., Förster, H.-J., Heinrich, W. (2003): The behaviour of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid-inclusion study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144: 457–472.

- Wiederhorn, S. M. (1972): Subcritical crack growth in ceramics. In: Bradt, R. C., Evans, A. G., Hasselman, D. P. H., Lange, F. F. (eds.). *Fracture Mechanics of Ceramics*. Plenum, New York, 2: 613–646.
- Zulauf, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.*, 82: 489–504.