

3 Die Entstehung und Entwicklung von Scherflächengefügen und ihre Bedeutung für die lokale Gesteinsfestigkeit

3.1 Einleitung

Die Verteilung von Deformation im Gestein hängt von dem gewählten Betrachtungsmaßstab ab (Rutter, 1986; Schmid & Handy, 1991) und ist in der Regel heterogen (z.B. Poirier, 1980; Dutruge & Burg, 1997). Die Deformation konzentriert sich an materialbedingten Inhomogenitäten und wird entlang von Scherzonen unterschiedlichen Maßstabs lokalisiert (White et al., 1980; Poirier, 1980; Dutruge & Burg, 1997).

Scherzonen sind oftmals mit Scharen von Scherflächen im cm-Bereich assoziiert, die einen durchschnittlichen Winkel von 25 - 30 ° mit der älteren, planaren Anisotropie bilden. Eine oft sigmoidal verschleppte S-Foliation wird von C-Flächen oder kleinen C'-Scherflächen versetzt (Berthé et al., 1979a,b, siehe auch Abb. 1.6). Bezeichnet werden diese C'-Scherflächen (Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987; Blenkinsop & Treloar, 1990) auch als Scherbänder (White et al., 1980; Simpson & Schmid, 1983; Harris & Cobbold, 1984; Passchier, 1984; Williams & Price, 1990; Stock, 1992), *extensional crenulation cleavage* oder ecc-Flächen (Platt, 1979; Platt & Vissers, 1980; Platt, 1984) oder *normal-slip crenulation* (Dennis & Secor, 1987, 1990). Vergleichbare Scherflächen sind auch im Bereich überwiegend spröder Deformation zu beobachten (z.B. Logan et al., 1979; Rutter et al., 1986), wo sie als Riedel-Scherflächen bezeichnet werden (Riedel, 1929).

Scherflächen werden als Ausdruck dehnender Scherung parallel zur vorhandenen Schieferung angesehen (Platt, 1979; Platt & Vissers, 1980; Platt, 1984). Die Versatzrichtung entlang der Scherflächen wird von vielen Autoren als verlässlicher Schersinnindikator betrachtet (Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; Simpson & Schmid, 1983; Lister & Snoke, 1984; Hanmer, 1986; Williams & Price, 1990). Kritische Stimmen warnen jedoch vor einer generellen Anwendbarkeit der Scherflächen als alleinigem Indikator für den übergeordneten Gesamtschersinn (Simpson & Schmid, 1983; Behrmann, 1987).

Konjugierte Scherflächen werden als Beleg für eine koaxiale Deformationskomponente angesehen (Hobbs et al., 1976; Platt & Vissers, 1980), obgleich Experimente (Harris & Cobbold, 1984) und theoretische Überlegungen (Platt, 1984) darauf hindeuten, daß konjugierte Scherflächenscharen in anisotropem Material auch unter *simple shear* Verformung entstehen können. Scherflächengefüge, die in Bezug auf die Hauptfoliation asymmetrisch ausgebildet sind, sprechen für nicht-koaxiale Deformationsbedingungen mit Dehnungs- und Scherkomponente parallel zur präexistierenden Foliation (Platt & Vissers, 1980; Harris & Cobbold, 1984; Hanmer, 1986; Williams & Price, 1990; Stock, 1992; Blenkinsop & Treloar,

1995). Die geometrische Ausbildung von Scherflächengefügen hängt allerdings zu einem großen Teil von der Orientierung präexistenter Anisotropien ab, wie beispielsweise einer Schieferung oder einer stofflichen Bänderung (Platt, 1984; Williams & Price, 1990).

Die Anlage und weitere Entwicklung dieser Scherflächen wird dem späten Stadium einer anfangs homogenen, duktilen Scherung (Platt & Vissers, 1980; Passchier, 1984; Blenkinsop & Treloar, 1995) nahe dem Übergang von überwiegend viskoser zu überwiegend bruchhafter Deformation zugeordnet (Shimamoto, 1989). Die kinematische Rolle der Scherflächen besteht darin, auch bei zunehmender Heterogenität (rigide Klasten, Kompetenzkontraste) weiterhin Kompatibilität in der Verformung zu gewährleisten (Gapais & White, 1982; Platt, 1984).

Die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Untersuchungen konzentrieren sich auf einen Teil der Pogallo Störungszone im unteren Val Grande. Innerhalb der sinistralen Mylonite und Kataklastite sind Scherflächengefüge in verschiedenen Lithologien und verschiedenen Maßstäben ausgebildet. Die Kompetenzkontraste unterschiedlicher Lithologien ermöglichen es, den Einfluß rheologischer Unterschiede auf die Geometrie der Gefüge zu untersuchen.

Ziel der detaillierten geometrischen und strukturellen Analysen ist es, die Deformationsmechanismen zu charakterisieren, die mit der Lokalisierung von Verformung einhergehen. Besonderes Interesse gilt der mechanischen Rolle der Scherflächen im Übergangsbereich zwischen viskosen und spröden Deformationsmechanismen und dem möglichen Einfluß der Scherflächenentwicklung auf die lokale Festigkeit des Gesteins.

3.2 Terminologie und Nomenklatur

3.2.1 Klassifikation der Scherflächentypen

Die untersuchten Scherflächen lassen sich aufgrund der Geometrie ihrer Verformung in zwei theoretische Endgliedmodelle einordnen. Grundsätzlich zu unterscheiden sind diffus (Typ 1, Abb. 3.1a) und diskret (Typ 2, Abb. 3.1b) ausgebildete Scherflächentypen. Diffuse Scherflächen weisen eine kontinuierliche Foliation auf, die entlang der Scherflächen verbogen wird; im Falle diskreter Scherflächen trifft die Foliation diskordant und ohne Schleppung auf die scharf begrenzte Scherfläche. In der Natur sind überwiegend Mischtypen verwirklicht, die entweder symmetrisch ausgebildet sind (Abb. 3.1c), oder ein asymmetrisches Foliationsmuster zu beiden Seiten der Scherfläche aufweisen (Abb. 3.1d).

Asymmetrische Verformungsgradienten, wie in Abb. 3.1d, sind nicht ungewöhnlich und wurden sowohl für den m-Maßstab (z.B. Simpson & Schmid, 1983), als auch für den km-Maßstab (z.B. Mitra, 1979; Davies, 1982) beschrieben. In jedem Fall ermöglichen diese Scherflächentypen die Anwendung der im folgenden erläuterten Meßmethoden zur Bestimmung der Breite, Länge und Orientierung der Scherflächen (Kap. 3.2.2). Das Verhältnis der beiden Meßergebnisse kann als Maß für die Lokalisierung der Verformung angesehen werden.

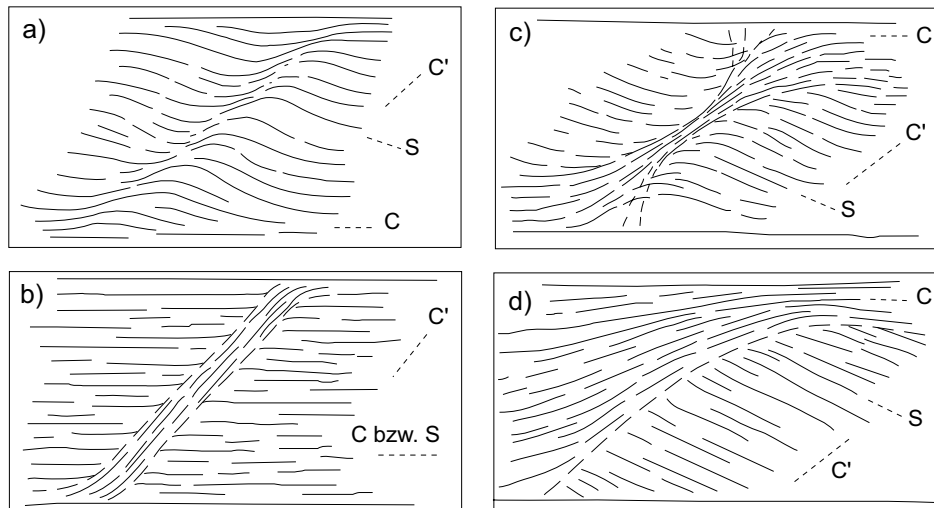


Abb. 3.1: Natürliche Scherflächen bilden eine Kombination aus den beiden hypothetischen Endgliedmodellen **a)** diffuser und **b)** diskreter Scherflächen. Diese Scherflächen können sowohl **c)** symmetrisch als auch **d)** asymmetrisch ausgebildet sein.

3.2.2 Messung verschiedener Parameter

Um die Geometrie unterschiedlich ausgebildeter Scherflächen quantitativ zu erfassen, ist eine klare Definition der Parameter erforderlich. Im folgenden werden die Definitionen für Orientierung, Abstand, Breite und Länge einer Scherfläche gegeben und es wird erläutert, wie die Messungen der Parameter vorgenommen werden.

Die Erosionsoberfläche in dem untersuchten Aufschluß ist parallel zur xz-Ebene orientiert. Es ist daher davon auszugehen, daß die Orientierung der Scherflächen durch den Winkel α angegeben werden kann, den die Scherflächenebene mit der umgebenden C-Foliation bildet. Die C- und C'-Flächen können mit der Genauigkeit des Kompaßklinometers ($\pm 1^\circ$) gemessen werden. Die gekrümmte Natur diffuser Scherflächen und die Unebenheit der Aufschlußoberfläche (xz-Ebene) können die Meßgenauigkeit des Winkels α allerdings beeinträchtigen. In diesem Fall legt man an die Stelle der stärksten Abweichung der C'-Orientierung von der C-Foliation eine mittlere 'best-fit' Referenzfläche für die Scherflächenebene (Abb. 3.2a).

Bei den Angaben für die Breite einer Scherfläche muß deren Geometrie berücksichtigt werden. Je nach Scherflächentyp können die gemessenen Werte stark voneinander abweichen. Die Breite einer diffusen Scherfläche wird definiert als die Strecke zwischen zwei Punkten, ab denen die mylonitische Foliation (C) in die Orientierung der Scherflächenebene (C') einbiegt (BB' in Abb. 3.2b). Die Breite wird senkrecht zum Rand der Scherfläche an ihrer schmalsten Stelle gemessen. Bei diskret ausgebildeten Scherflächen wird der Abstand zwischen den beiden Rändern der Scherfläche als Breite definiert. Auch hier wird die Breite senkrecht zum Scherflächenrand, an der Stelle der größten Abweichung der mylonitischen Foliation von der Orientierung der Scherebene (CC' in Abb. 3.2b) gemessen.

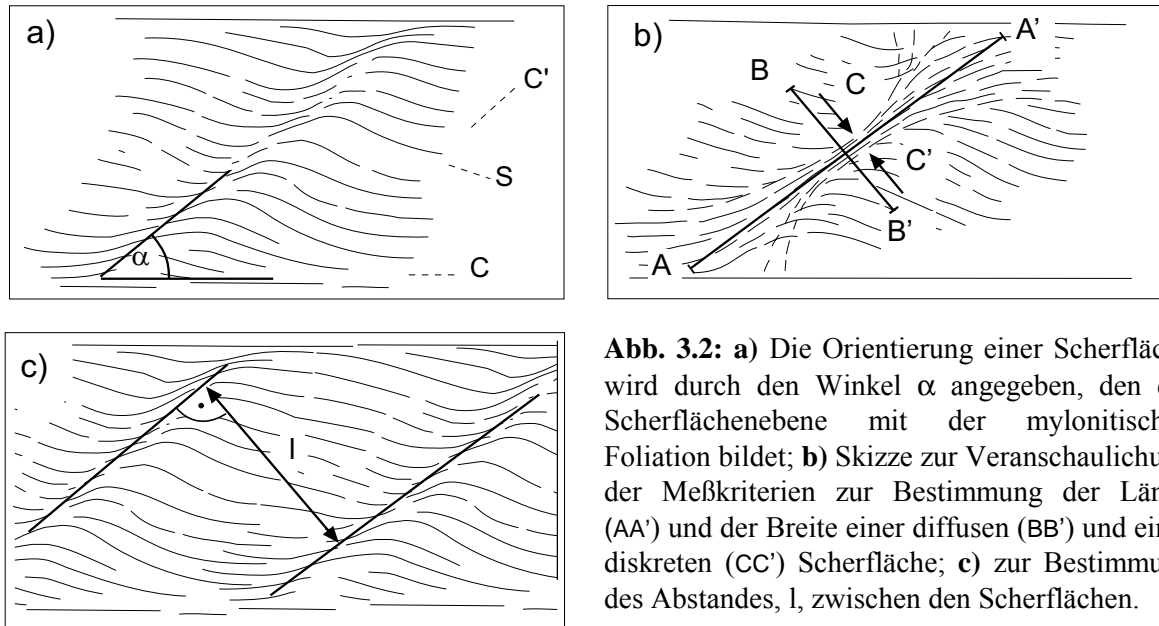


Abb. 3.2: a) Die Orientierung einer Scherfläche wird durch den Winkel α angegeben, den die Scherflächenebene mit der mylonitischen Foliation bildet; b) Skizze zur Veranschaulichung der Meßkriterien zur Bestimmung der Länge (AA') und der Breite einer diffusen (BB') und einer diskreten (CC') Scherfläche; c) zur Bestimmung des Abstandes, l , zwischen den Scherflächen.

Die Länge einer Scherfläche entspricht der Strecke zwischen zwei Punkten, die das Einbiegen der Scherfläche in die mylonitische Foliation markieren (AA' in Abb. 3.2b). Der Abstand zwischen den Scherflächen (l) wird von einer Scherflächenmitte zur nächsten gemessen, jeweils senkrecht zur Scherflächenebene (Abb. 3.2c).

3.3 Scherflächen im Val Grande

Im folgenden werden die Scherflächengefüge in unterschiedlichen Lithologien und Größenmaßstäben ausführlich beschrieben (Kap. 3.3.1) und mit mikrostrukturellen Untersuchungen zur Anlage und Entwicklung von Scherflächen ergänzt (Kap. 3.3.2).

3.3.1 Scherflächengefüge im Aufschluß

Geometrie, Gefüge sowie Deformationsmuster der kartierten Scherflächen werden in den beobachteten Maßstäben beschrieben und den verschiedenen Scherflächentypen zugeordnet. Die im Detail beschriebenen und untersuchten Proben stammen überwiegend aus den biotitreichen Paragneisen im nordwestlichen Abschnitt des kartierten Val Grande Bachbettes, zwischen Aufschlußpunkt ① und ③ (Abb. 2.1).

Biotitreiche Paragneise

Eine durchschnittliche Vorzugsorientierung der ausgelängten Quarze und eingeregelter Biotite definiert die C-Foliation der biotitreichen Paragneise. Die in diesem Gestein ausgebildeten Scherflächen sind bis 10 cm lang und meist < 1 mm mächtig (Abb. 3.3a).

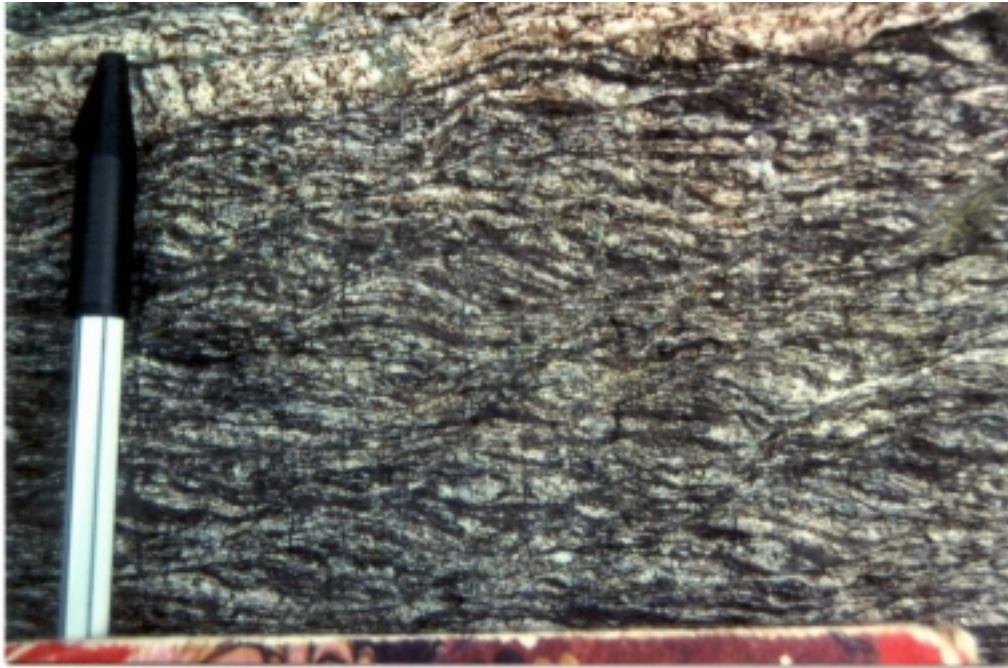


Abb. 3.3: a) In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone sind regelmäßige Scherflächen im cm-Maßstab ausgebildet, die einen sinistralen Bewegungssinn anzeigen (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 2, Abb. 2.1).

Durchschnittlich schließen die Scherflächen mit der mylonitischen Foliation einen Winkel ein, der zwischen 20 und 35 ° liegt. An ihren Enden biegen die geschwungenen Flächen in eine Orientierung parallel zur mylonitischen Foliation ein. In ihrer Geometrie entsprechen die Scherflächen weitgehend dem diffusen Typ (Abb. 3.1a). Der Abstand zwischen den geschwungenen Flächen ist regelmäßig und beträgt im Mittel etwa 2 bis 3 cm. Nahe rheologischer Inhomogenitäten (Klasten oder Boudins) nimmt die Dichte der Scherflächen zu (von ca. 20 mm auf 5 bis 10 mm Abstand). Aus der Schleppung der mylonitischen Foliation und dem abschiebenden Versatz quarzreicher Lagen entlang der Scherflächen läßt sich in der Regel ein sinistraler Schersinn ableiten, was auch dem übergeordneten Bewegungssinn entspricht.

Hornblendegneise

Die foliationsparallelen Einschaltungen von Hornblendegneisen und Amphiboliten (dm- bis m-Bereich) wurden ebenfalls von der mylonitischen Deformation erfaßt und zeigen die Ausbildung von Scherflächen im mm- bis cm-Maßstab. Diese sehr schmalen und diskreten Scherflächen sind mesoskopisch nur schwer zu erkennen und werden daher ausführlich im Kapitel Mikrostrukturen behandelt (Kap. 3.3.2).

Feldspatreiche Gneise

Die Scherflächengefüge der feldspatreichen Gneise (Abb. 3.3b) haben sich in einem größeren Maßstab (dm - m) entwickelt als in den biotitreichen Paragneisen. Die sigmoidalen Scherflächen sind meist 1 bis 2 m lang und bis 5 cm mächtig (größere Scherflächen erreichen eine Länge von 10 - 20 m und 50 cm Mächtigkeit). Bei einem durchschnittlichen Winkel α zur mylonitischen Foliation von $\alpha = 25 - 30^\circ$ bilden die Scherflächen eine Art Netzwerk im m-Maßstab. Die Scherflächen sind überwiegend symmetrisch (Abb. 3.1c) und mit diskreter Begrenzung parallel zum Scherflächenrand ausgebildet. Untergeordnet treten asymmetrische (Abb. 3.1d) Scherflächen auf. Ohne Marker, wie beispielsweise einem Materialwechsel, kann entlang der Scherflächen kein Versatz abgeschätzt werden. Anhand der Schleppung der mylonitischen Foliation in die Scherflächenebene hinein läßt sich ein überwiegend sinistraler Schersinn ablesen.

Der Anteil der beteiligten Mineralphasen und der rheologische Kompetenzkontrast zwischen den einzelnen Mineralen haben einen großen Einfluß auf Ausbildung und Geometrie der Scherflächen. In rheologisch relativ einheitlichen (z.B. Hornblendegneise) oder monomineralischen Lithologien (Quarzlagen) sind die Scherflächen insgesamt schmaler und diskreter ausgebildet als in polyphasen Aggregaten (Bt-Qtz-Gneise), die deutliche Kompetenzkontraste zwischen den beteiligten Phasen aufweisen.



Abb. 3.3: b) Aufnahme einer dm-großen Scherfläche in den hellen feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 5, Abb. 2.1).

3.3.2 Mikrogefüge

Biotitreiche Paragneise

Die Scherflächen in den Paragneisen (Abb. 3.3a) haben sich in der Regel im cm-Maßstab entwickelt und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 500 μm . Quarz und Biotit sind die dominanten Mineralphasen entlang der Scherflächen. Häufig sind Sillimanitnadeln (bis 100 μm lang) zu beobachten, die sowohl parallel zur Scherfläche als auch quer über die dynamisch rekristallisierten Quarze entlang der Foliation gesproßt sind (Pfeile in Abb. 3.4a). Zwischen den nadeligen Sillimanitaggregaten ist Quarz in seiner Korngröße auf weniger als 10 μm reduziert. In dem Umbiegungsbereich der mylonitischen Foliation in die Scherflächenebene hinein zeigen die undulös auslöschenden Quarze randliche Rekristallisation (50 - 100 μm). Mit zunehmender Schleppung in die Scherflächenebene werden die rekristallisierten Quarzkörner deutlich ausgelängt und in ihrer Korngröße reduziert.

Parallel zur mylonitischen Foliation weisen Biotit (ca. 1 mm) und untergeordnet Hellglimmer asymmetrische Schwänze auf, die aus sehr feinkörnigem Glimmer bestehen. Deren Korngröße ist deutlich kleiner als 5 μm . Diese ausgeschwänzten Bereiche sind in die Scherflächen eingeschleppt und bilden parallel zum Scherflächenrand diskrete Spuren (50 μm) von Glimmerleisten (Abb. 3.4b). Entlang steil orientierter Scherflächen ($\alpha > 45^\circ$) sind neben sehr feinkörnigen Glimmerspuren bis 10 μm große Glimmerfragmente (Abb. 3.4b) zu finden, die auf eine bruchhafte Anlage dieser Flächen hindeuten. Möglicherweise ist ein Teil dieser kleinen Biotite auch neugewachsen. Die syntektonische Mineralparagenese Sillimanit, Biotit und Quarz findet sich sowohl auf steilen, als auch auf flachen Scherflächen und ist nicht von der Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation abhängig.

Hornblendegneise

Die Scherflächen innerhalb der Hornblendegneise haben sich ebenfalls im cm-Maßstab entwickelt, sind aber insgesamt schmaler ($< 50 \mu\text{m}$) und diskreter als in den Paragneisen ausgebildet (Abb. 3.4c). Der Abstand der Flächen voneinander wird von der maximalen Korngröße der rigiden Plagioklas- und Hornblendekörner kontrolliert und liegt im Schnitt bei 1 - 2 mm. Die diskreten, bruchhaft angelegten Flächen gehen über mehrere Körner hinweg und finden ihre Endpunkte oft in quarzgefüllten Zwickeln zwischen Feldspat- und Hornblendekörnern.

Entlang der diskreten Scherflächen findet nur ein geringfügiger Versatz von bis 50 μm statt. Dabei werden keine anderen Mineralphasen eingeschleppt. Bei dem feinkörnigen ($< 5 \mu\text{m}$) Material entlang der Scherfläche handelt es sich um Plagioklas. Die flacher orientierten und breiter ausgebildeten (100 - 200 μm) Flächen lassen einen größeren Versatz (bis 450 μm) erkennen. Das Material entlang dieser Flächen besteht überwiegend aus feinkörnig rekristallisiertem Quarz (Abb. 3.4d), der teilweise deutlich ausgelängt ist. Vereinzelt ist sigmoidal ausgeschwänzter Apatit entlang der Scherflächen verschleppt worden.

Quarzlagen

Innerhalb der biotitreichen Paragneise und der Hornblendegneise sind parallel zur Foliation ausgelängte Quarzlagen zu beobachten. Innerhalb der Paragneise sind die bis zu 5 mm mächtigen Quarzbänder teilweise rekristallisiert (50 - 100 μm). Die bevorzugte Orientierung der Kornform (*shape preferred orientation*) des Rekristallisats zeigt einen sinistralen Schersinn an. Die sigmoidalen Scherflächen der Paragneise können in diesen Quarzlagen nicht beobachtet werden.

Die foliationsparallelen Quarzlagen (< 1 mm) in den Hornblendegneisen zeigen bevorzugt dort ein schwach undulöses Auslöschen und randliche Rekristallisation (10 - 50 μm), wo die Scherflächen aus dem Gneis auf die Quarzbänder treffen (Abb. 3.4e). In der direkten Verlängerung der Scherflächen finden sich innerhalb der Quarzlagen Bereiche, die durch Subkorn Grenzen, starkes undulöses Auslöschen und unterschiedliche kristallographische Orientierung der Quarze eine diskrete Spur in der Richtung von Scherflächen nachzeichnen. Entlang dieser Scherflächenorientierung pflanzt sich die, an den Rändern der Quarzlagen beginnende, Rekristallisation in die Quarzlage fort.

In der Scherflächenorientierung der haben sich innerhalb der Quarzlagen diskrete, schmale (<< 5 μm) Flächen ausgebildet, die häufig mit kleinen Glimmerleisten belegt sind (Abb. 3.4f). Unterschiedlich auslöschende Quarzkörner am direkten Kontakt zu den diskreten Flächen implizieren eine abschiebende Bewegung (Versatz 100 μm). Stellenweise migrieren die Korngrenzen der benachbarten Quarzkörner über diese diskreten Flächen hinweg. Das ist ein Zeichen für die Aktivität viskoser Deformationsmechanismen in Quarz nach dem Glimmerwachstum entlang bruchhaft angelegter Flächen.

Breiter ausgebildete (bis 50 μm) Scherbrüche schneiden die Korngrenzen der rekristallisierten Quarzmatrix mit einer scharfen Begrenzung und sind mit feinkörnigem Hellglimmer und Quarz gefüllt (Abb. 3.4g). Die Quarzkörner innerhalb der Scherfläche zeigen sowohl unregelmäßig begrenzte als auch polygonale Kornformen (Abb. 3.4g), was durch initiale Bruchbildung und nachfolgend dynamische Rekristallisation erklärt werden könnte.

Feldspatreiche Gneise

Die feldspatreichen Gneise der Strona-Ceneri Zone weisen im mm- und cm-Maßstab nur wenige Scherflächen auf. Der größte Teil der Verformung wird von dynamisch rekristallisiertem Quarz (50 μm) aufgenommen, der die Matrix um die Feldspatklasten (bis 5 mm) und Hellglimmerfische (bis 2 mm) bildet. Stellenweise wird die Verformung zwischen zwei rigiden Klasten (Fsp) innerhalb eines schmalen (< 100 μm) Quarzbandes lokalisiert, was zur Ausbildung von Scherflächen-ähnlichen Strukturen führt (Abb. 3.4h). In den intensiver deformierten, laminierten Myloniten sind lokal Scherflächen zu beobachten.

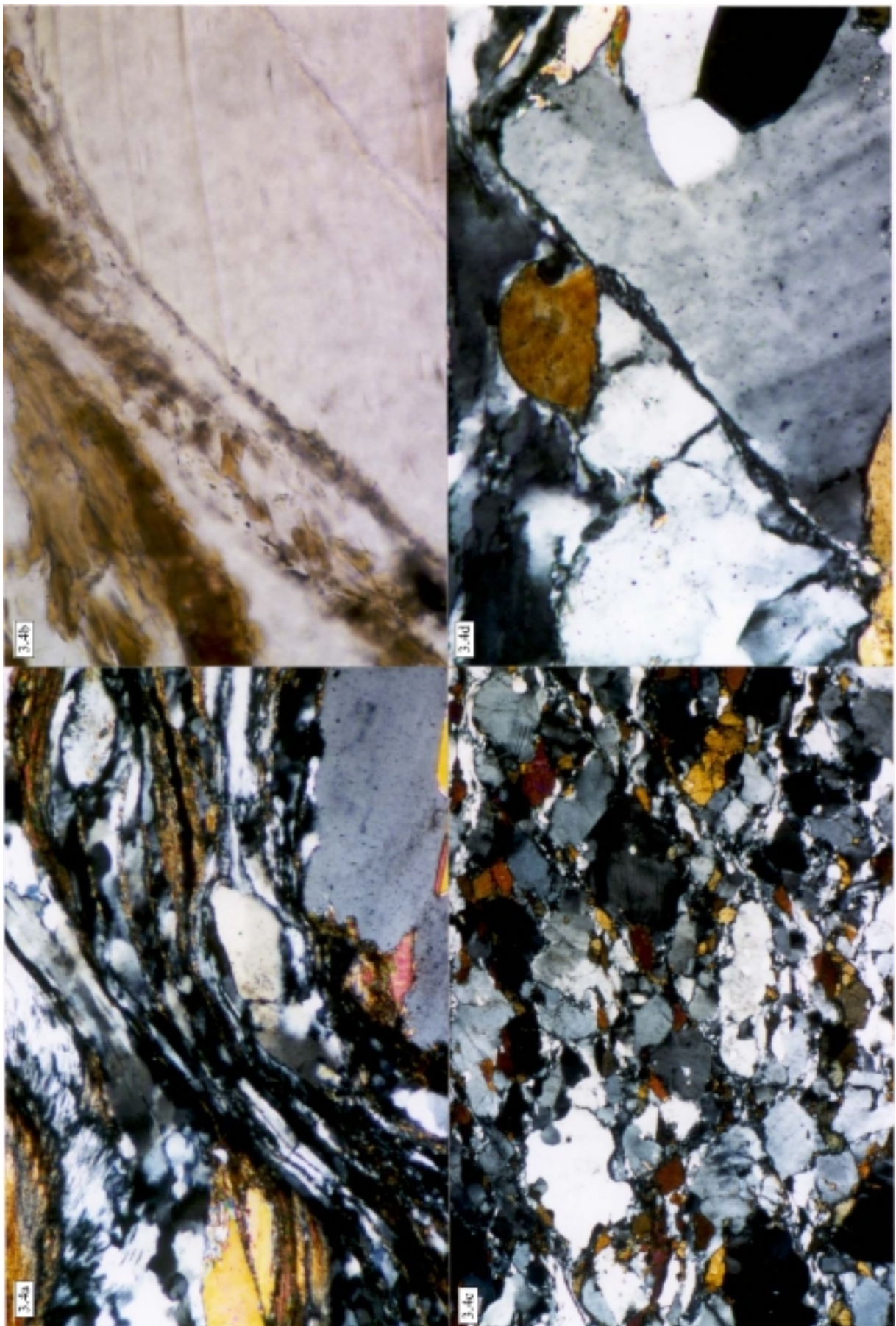
Entsprechend der sehr geringen Korngröße ($< 5 \mu\text{m}$) sind die Scherflächengefüge wesentlich kleiner dimensioniert als in größerem Material.

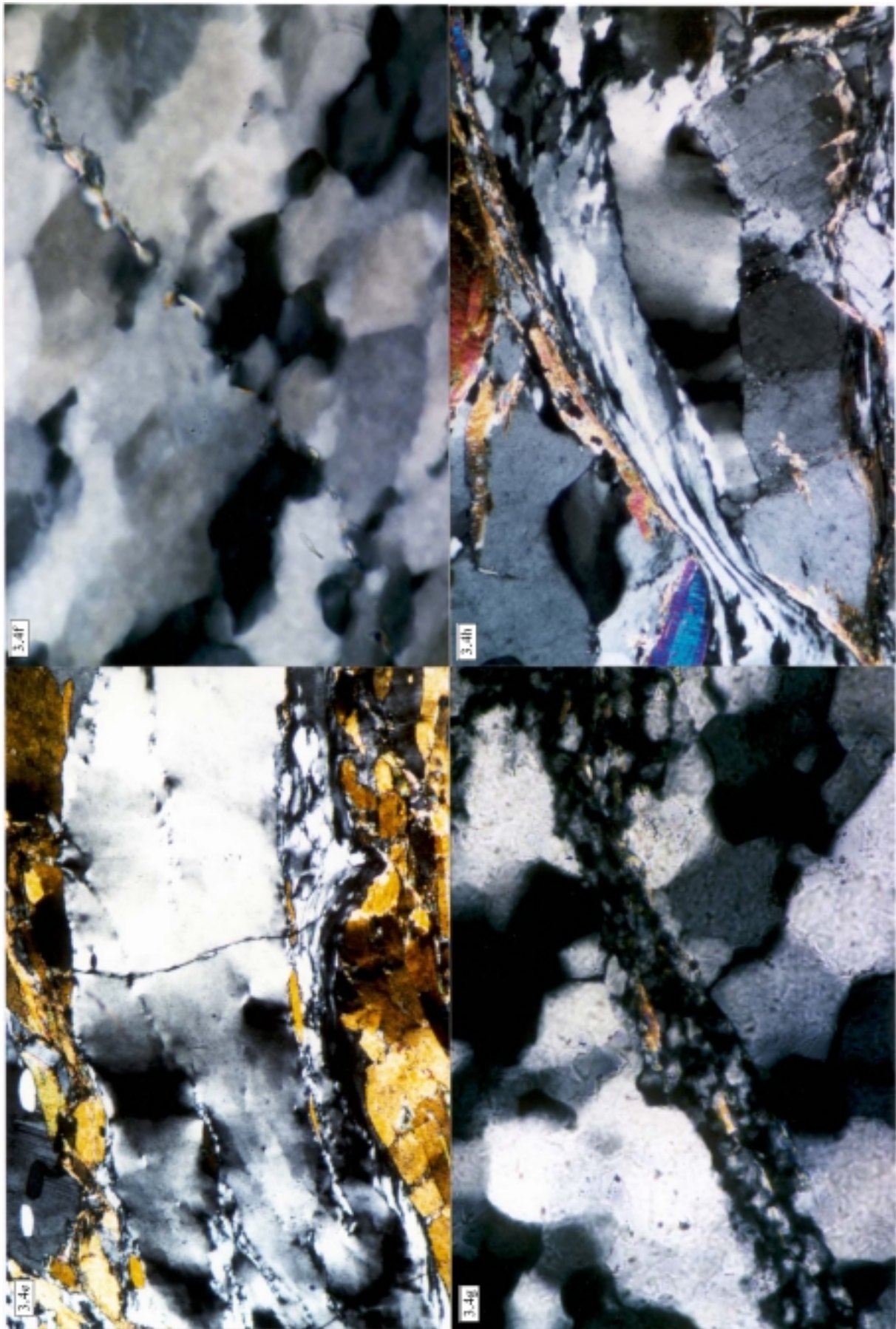
An der lithologischen Grenze zu den biotitreichen Paragneisen sind quarzreiche Gneise der Strona-Ceneri Zone aufgeschlossen. Gut gerundete, teils zerbrochene Feldspatklasten und asymmetrisch ausgeschwänzte Glimmerfische zeigen sinistralen Schersinn an und werden von einer gleichmäßig rekristallisiertem Quarzmatrix (ca. $50 \mu\text{m}$) umgeben. Die großen Hellglimmerschuppen (bis 3 mm) zeigen Knickfalten.

Zusammenfassung

Weder makroskopisch noch mikroskopisch sind mit Annäherung an den Mylonitgürtel innerhalb der jeweiligen Lithologien Änderungen der Scherflächengefüge festzustellen. Treten allerdings Kompetenzkontraste in Form von foliationsparallelen Quarzlagen auf, wie sie in die biotitreichen Paragneise oder Hornblendegneise eingeschaltet sind, spiegelt sich das in der Ausbildung steilerer und spröder Strukturen wider. Die Änderung in der Gefügegeometrie und der Ausbildung der Scherflächen hat keine Auswirkungen auf die vergesellschafteten Mineralparagenesen. Sowohl auf den steilen und schmalen, als auch auf den flach orientierten, breiteren Scherflächen sind, je nach Lithologie, vergleichbare Mineralphasen stabil. Merkliche Unterschiede aber zeigen sich bei den Mikrostrukturen innerhalb und außerhalb der Scherflächen. Die Korngröße entlang der Scherflächen ist deutlich reduziert. Im Falle der biotitreichen Paragneise sind darüber hinaus die Quarzkörner auf den Scherflächen stark ausgelängt. Mineralfragmente (Abb. 3.4b) entlang der steil orientierten und diskret ausgebildeten Scherflächen (Abb. 3.4c,d,f,g) sind Anzeichen für die bruchhafte Anlage dieser Flächen.

Abb. 3.4: **a)** Innerhalb der biotitreichen Paragneise zeigt die syntektonische Paragenese mit Biotit und nadeligem Sillimanit entlang der Scherflächen amphibolitfazielle Bedingungen während ihrer Bildung an (Probe Sp-146, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); **b)** Biotitfragmente - und möglicherweise Neuwachstum - ($10 \mu\text{m}$) entlang diskreter, steil orientierter (45°) Scherflächen (Probe Sp-146, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); **c)** Bruchhafte Anlage der schmalen und diskreten C'-Scherflächen innerhalb der Hornblendegneise. Die Dichte der Scherflächen orientiert sich an der durchschnittlichen Größe der rigiden Feldspäte und Hornblenden (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); **d)** Schmale ($10 \mu\text{m}$) Scherflächen schneiden ein Feldspatkorn. Bei dem feinkörnigen Material entlang der Scherfläche handelt es sich um Feldspat (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,6 mm); **e)** Nicht rekristallisierte, foliationsparallele Quarzlagen der Hornblendegneise weisen in der C'-Orientierung diskrete Spuren auf, entlang derer stark undulös auslöschender Quarz und vermehrtes Auftreten von Subkorn Grenzen die Orientierung der Scherflächen nachzeichnet (Probe Sp-131, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm); **f)** Rekristallisierte, foliationsparallele Quarzlage mit SPO innerhalb der biotitreichen Paragneise. Diskrete, mit Glimmerleisten belegte Spuren zeichnen die Orientierung von C'-Scherflächen nach (Probe Sp-73, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); **g)** Diskrete Scherbrüche schneiden die dynamisch rekristallisierte Quarzmatrix und sind mit feinkörnigem Hellglimmer und Quarz, polygonaler und unregelmäßiger Kornform, gefüllt (Probe Sp-51, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm); **h)** Quarzbelegte Scherfläche innerhalb des feldspatreichen Gneises der Strona-Ceneri Zone (Probe Sp-142, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 1,25 mm).





3.4 Scherflächengeometrie

Die Analysen der Scherflächengeometrie (Kap. 3.4.1) werden durch die quantitative Auswertung der gemessenen Scherflächenparameter ergänzt (Kap. 3.4.2). Mittels der Methode von Ramsay & Graham (1970) soll die Verteilung der finiten Verformung entlang der Scherflächen abgeschätzt werden (Kap. 3.4.3). Zusätzlich wird der Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten (Kap. 3.4.4) auf die Geometrie der Scherflächen untersucht.

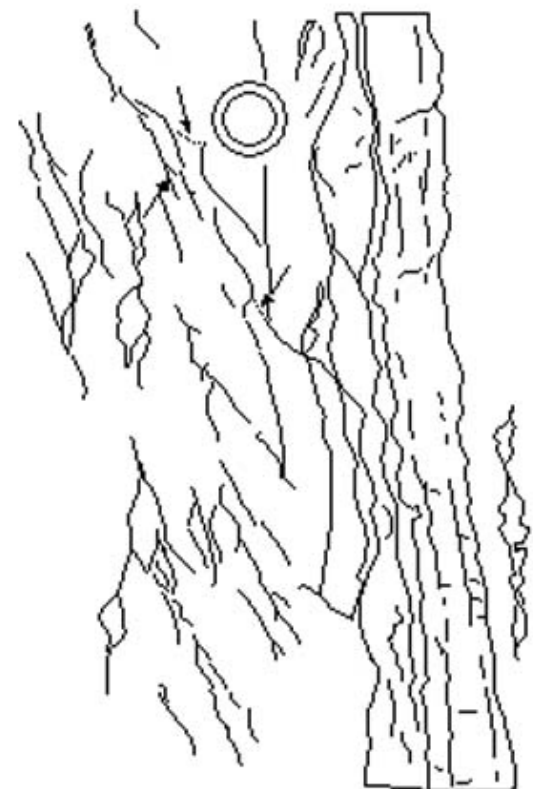
3.4.1 Überprägungsstrukturen

Die Aufschlüsse im Bachbett des Val Grande zeigen, vor allem in den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone, die Ausbildung von Scherflächen in mehreren Scharen. Innerhalb der feldspatreichen Gneise der Strona-Ceneri Zone sind die Scherflächen aufgrund des geringen Glimmeranteils weniger gut zu erkennen. Beobachtungen im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab zeigen, daß sich die Scherflächen in verschiedenen Generationen, Maßstäben und Orientierungen entwickelt haben.

Stellenweise sind Überprägungsstrukturen der verschiedenen Scherflächenscharen zu erkennen (Abb. 3.5a). Steile Scherflächen, die einen großen Winkel ($> 35 - 40^\circ$) mit der mylonitischen Foliation (C-Fläche) bilden, schneiden und versetzen häufig flachere Scherflächen. Die steileren Flächen sind daher jünger als die jeweils flacheren anzusehen. Anhand dieser Überprägungsstrukturen läßt sich eine relative Altersabfolge für die unterschiedlich orientierten Flächen ableiten. Diese Altersbeziehung ist auch im Dünnschliff zu beobachten (Abb. 3.5b). Generell sind die steiler orientierten Flächen diskreter ausgebildet, als die flacheren. Die mylonitische Foliation wird von diskreten Flächen kaum oder nicht in die Scherflächenebene eingeschleppt. Der Versatz entlang der steilen, diskreten Flächen ist gering. Die flacher orientierten Scherflächen schleppen die mylonitische Foliation deutlich in ihre Scherebene ein.

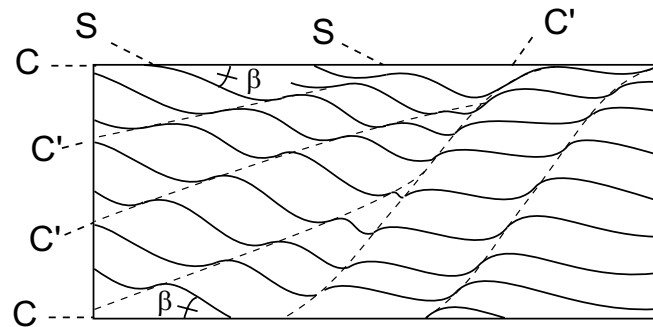
Die C'-Scherflächen sind nicht immer durchgehende Flächen, sondern setzen sich teilweise aus mehreren einzelnen Scherflächen zusammen, die entlang der mylonitischen Foliation miteinander verbunden zu sein scheinen (Pfeile in Abb. 3.5a,b). Teilweise stellen auch diskrete, senkrecht zur Foliation verlaufende Bruchflächen eine Verbindung zwischen den Scherflächen her. Möglicherweise wachsen die Scherflächen auf diese Art und Weise und verbinden sich zu dem im m-Maßstab beobachteten, anastomosierenden Netzwerk.

Abb. 3.5: Überprägungsstrukturen von C'-Scherflächen innerhalb der biotitreichen Paragneise implizieren eine relative Altersabfolge, die sowohl **a)** im Aufschlußmaßstab (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1) als auch **b)** im Dünnschliffmaßstab (Probe Sp-73, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm) beobachtet werden kann. Die Skizzen der Photographien verdeutlichen den Verlauf der unterschiedlich orientierten Scherflächen.



In Abhängigkeit von der Geometrie der Scherflächen ändert auch die S-Foliation zwischen den Scherflächen ihre Orientierung. So schließen die diskreten, steil orientierten Scherflächen eine S-Foliation ein, die subparallel zur mylonitischen C-Foliation orientiert ist (Abb. 3.6). Zwischen den flacheren Scherflächen bildet die S-Foliation einen größeren Winkel, β , mit der mylonitischen C-Foliation.

Abb. 3.6: Skizze der unterschiedlich orientierten C'-Scherflächen und der dazwischen liegenden S-Foliation, die ihre Orientierung mit derjenigen der C'-Scherflächen ändern. Die mylonitische Foliation verläuft parallel zur langen Bildkante.



An den Enden der Scherflächen biegt deren Scherebene in eine Orientierung konkordant zur mylonitischen Foliation ein. Im Umbiegungsbereich der Scherflächenebene in die C-Foliation zeigen manche diffus ausgebildete Scherflächen ein Auffiedern der Foliation, die weitständiger wird und von der Scherebene wegbiegt. Die aufgefierten Foliationsflächen gehen in diskrete Brüche über, deren Orientierung zunehmend steiler zur mylonitischen Foliation wird und in en-echelon Brüchen endet (gestrichelte Linien in Abb. 3.1c, Abb. 3.7a,b). Entlang der diskreten Brüche wird die mylonitische Foliation ohne Schleppung versetzt, während die Brüche andererseits konkordant in die mylonitische Foliation münden. Dies gibt einen Hinweis auf die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformation. Dies ist sowohl im m-Maßstab (Abb. 3.7a) als auch im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.7b) zu beobachten.

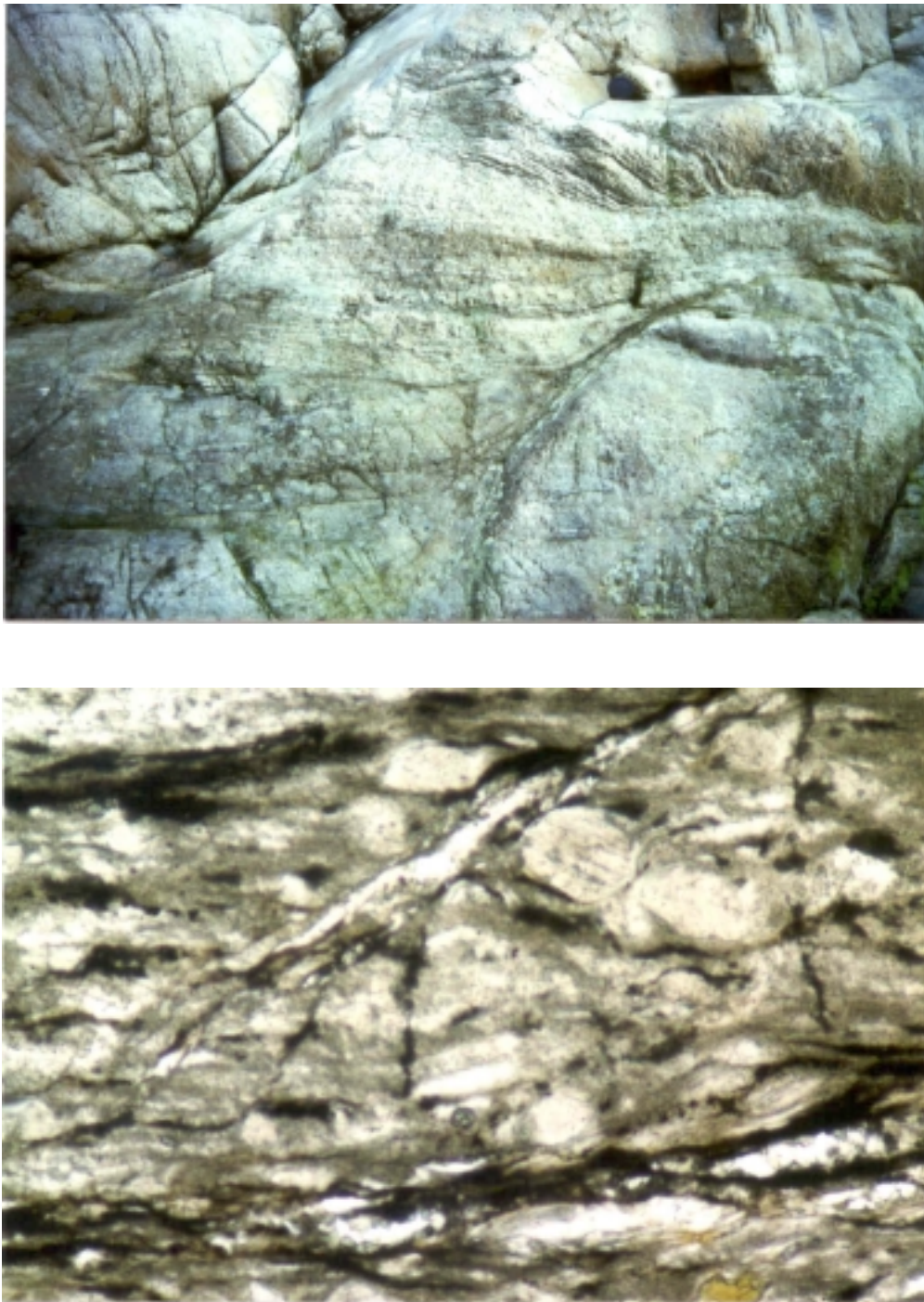


Abb. 3.7: An den Enden einzelner Scherflächen fiedert die Foliation auf und geht in diskrete Bruchflächen über, die von der Scherflächenebene wegbiegen. Dies ist sowohl **a)** im m-Maßstab (Aufschlußpunkt 5, Abb. 2.1) als auch **b)** im Dünnschliffmaßstab zu beobachten. Entlang der Scherflächenebene zeigen syntektonisch ausgeschiedener Quarz und Chlorit feinkörnige Rekristallisation (Probe Pg-3, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 0,3 mm).

3.4.2 Scherflächenparameter

Mit unterschiedlicher Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation variieren auch Mächtigkeit und Ausbildung der Scherflächen. Ein genauer Blick auf die Geometrie der Scherflächengefüge zeigt, daß die in größerem Winkel zur mylonitischen Foliation orientierten Scherflächen in der Regel schmaler ausgebildet sind als die jeweils flacheren (Abb. 3.5a,b). Um diese im Gelände gemachten Beobachtungen quantifizieren zu können, müssen die einzelnen Parameter der Scherflächen nach einheitlichen Maßstäben erfaßt werden. Innerhalb der biotitreichen Paragneise und in den feldspatreichen Gneisen werden Länge, Breite und Orientierung der Scherflächen nach den bereits erläuterten Kriterien gemessen (Kap. 3.2.2). Im folgenden werden Messungen und Beobachtungen verschiedener Betrachtungsmaßstäbe zusammen präsentiert, um einen möglichen Einfluß des Maßstabs zu berücksichtigen.

Verhältnis von Breite zu Länge

Im Aufschlußmaßstab ließ sich beobachten, daß die Scherflächen im cm- bis m-Maßstab mit zunehmender Länge auch an Breite gewinnen. Der gleiche Trend zeigte sich auch im Dünnschliffmaßstab. In beiden untersuchten Lithologien ist eine positive Korrelation zwischen Breite und Länge der gemessenen Scherflächen zu verzeichnen. Dieses loglineare Verhältnis ist in den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone deutlicher ausgebildet als in den biotitreichen Paragneisen und Myloniten (Abb. 3.8a).

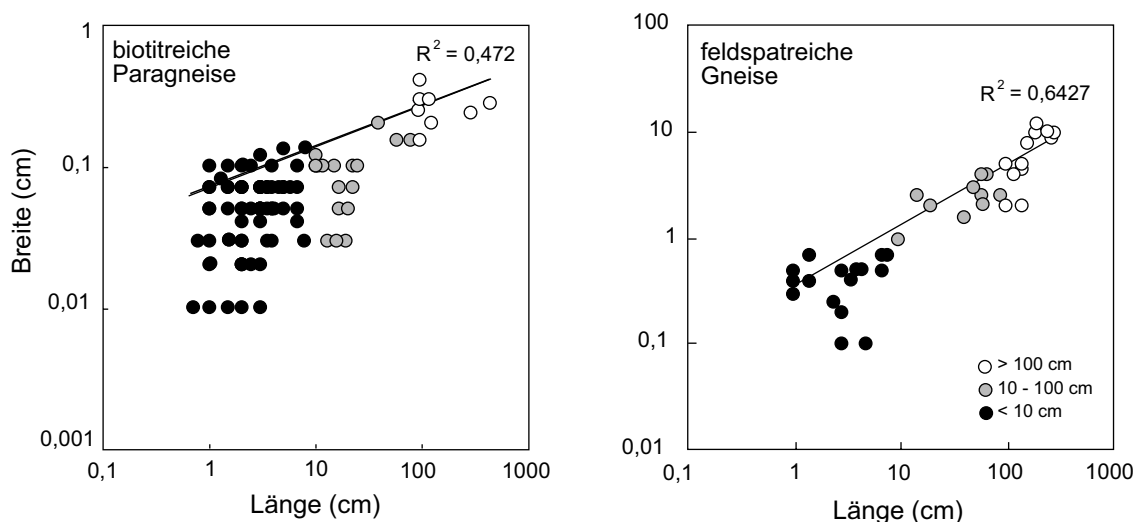


Abb. 3.8: a) Vergleich der Scherflächenparameter Länge und Breite in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen eine Zunahme der Scherflächenlänge mit deren Breite.

Verhältnis von Länge zu Orientierung

Aus dem Verhältnis von Länge zu Orientierung (Winkel α) der Scherflächen läßt sich kaum ein Trend ablesen (Abb. 3.8b). In den biotitreichen Paragneisen deutet sich schwach eine Zunahme der Scherflächenlänge mit flacher werdendem Winkel zur Foliation an, während die feldspatreichen Gneise eher eine entgegengesetzte Beziehung zwischen Länge und Orientierung der Scherflächen zeigen.

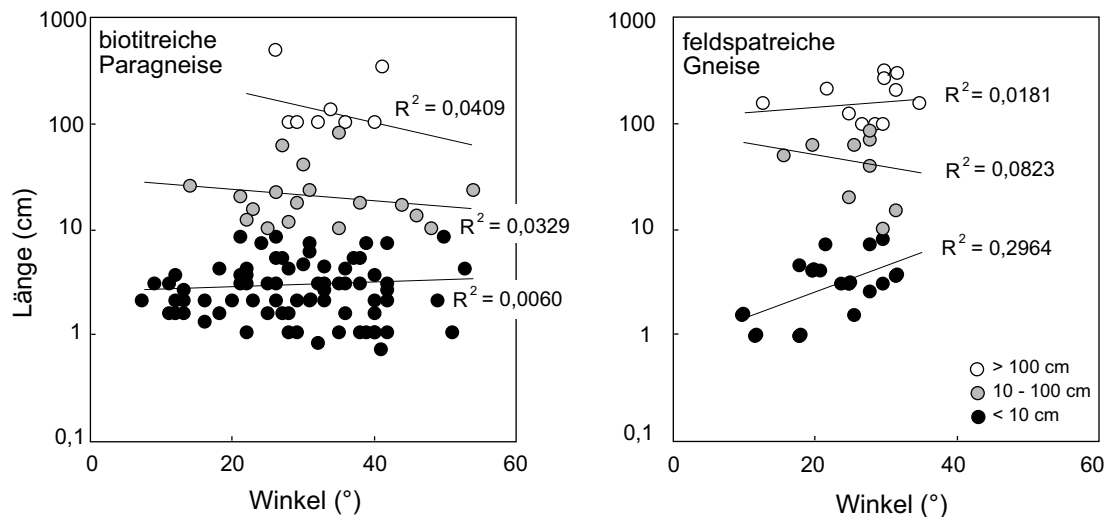


Abb. 3.8: b) Vergleich der Scherflächenparameter Länge und Orientierung in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen, daß keine deutliche Korrelation zwischen den beiden Parametern möglich ist.

Die unterschiedlich orientierten Scherflächen kommen in mehreren Betrachtungsmaßstäben vor und werden mit zunehmender Länge breiter (Abb. 3.8a). Daher läßt sich keine eindeutige Korrelation zwischen Breite und Orientierung herstellen. Wenn nur eine der beiden Größen (Länge oder Breite) in den Vergleich mit anderen Parameter (Orientierung) einfließt, muß der Betrachtungsmaßstab mitberücksichtigt werden. Das wird auch deutlich, wenn man beispielsweise das Verhältnis von Breite zu Orientierung der Scherflächen ohne den Einfluß der Scherflächenlänge betrachten will.

Verhältnis von Breite zu Orientierung

Makroskopisch läßt sich beobachten, daß die flacher zur mylonitischen Foliation orientierten Scherflächen breiter sind als die jeweils steileren. Die Meßergebnisse von Scherflächen unterschiedlicher Maßstäbe (μm bis dm) unterstreichen den beobachteten Trend (Abb. 3.8c). Die Breite der Scherflächen weist eine loglineare Beziehung sowohl mit der Orientierung der Scherflächen, d.h. dem Winkel zur mylonitischen Foliation, als auch mit der Länge der Scherflächen auf. Es empfiehlt sich daher, die Korrelation zwischen Breite und Winkel für verschiedene Größenordnungen der Scherflächen getrennt zu betrachten.

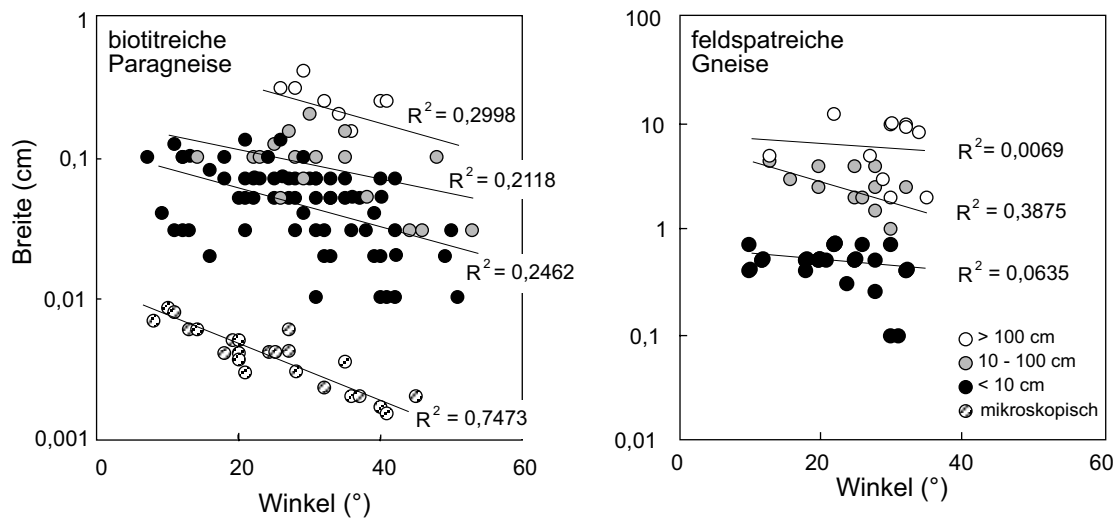


Abb. 3.8: c) Vergleich der Scherflächenparameter Breite und Orientierung in biotitreichen Paragneisen und in feldspatreichen Gneisen zeigen, daß die Breite der Scherflächen mit kleiner werdenden Winkel α zur mylonitischen Foliation deutlich zunimmt.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß die Mächtigkeit der Scherflächen mit flacher werdender Orientierung zur mylonitischen Foliation zunimmt. Auch mit wachsender Scherflächenlänge läßt sich eine zunehmende Breite korrelieren. Dies gilt unabhängig von Lithologie und Betrachtungsmaßstab für alle beobachteten Scherflächengefüge.

Diese geometrische Beziehung wirft die Frage nach der Verteilung der Verformung entlang dieser Flächen auf bzw. nach einem Zusammenhang zwischen der Orientierung, der Mächtigkeit und der aufgenommenen Verformung entlang einer Scherfläche. Zur Klärung der Frage bietet sich die Methode von Ramsay & Graham (1970) zur Abschätzung der finiten Verformung entlang der untersuchten Scherflächen an.

3.4.3 Finite Verformung entlang der Scherflächen

Methode

Die finite Scherverformung spiegelt sich in der Schleppung der Foliation wider und ist ungefähr proportional zur Breite der Scherflächen. Das gilt für Scherflächen, die dem Scherzonentyp I nach Hull (1988) und Means (1994) zuzuordnen sind. Diese Scherflächen werden mit der Zeit breiter, nehmen mehr Verformung auf und erfahren *strain hardening* (Verformungshärtung). Nach den bisherigen Ergebnissen dieser Studie erfüllen die diffus ausgebildeten Scherflächen in den biotitreichen Paragneisen diese Kriterien und erlaubt damit die Anwendung der Methode nach Ramsay & Graham (1970) zur Abschätzung der finiten Scherverformung. Für die diskret ausgebildeten Scherflächen, die wenig oder gar keine Schleppung zeigen, würde die Methode nur eine minimale Abschätzung der akkommodierten Verformung liefern.

Probenauswahl und Messungen

Für eine exemplarische Anwendung der Methode wurde aus den biotitreichen Paragneisen die Probe Sp-81 (nahe Aufschlußpunkt ① in Abb. 2.1) ausgewählt, da sie schon makroskopisch gut ausgebildete Scherflächen unterschiedlicher Orientierung aufweist.

Von den im Gelände orientierten Proben wurden parallel zum Mineralstreckungslinear und senkrecht zur Foliation (xz-Schnitt) Dünnschliffe (30 μm) angefertigt. Unter dem licht-optischen Petroskop wurde der Verlauf unterschiedlich zur mylonitischen Foliation orientierter C'-Scherflächen ($\alpha = 14^\circ, 19^\circ, 27^\circ, 35^\circ, 47^\circ$) abgezeichnet. Die Scherebene der Scherfläche wurde mit einer horizontalen Referenzlinie markiert. Von dieser Referenzlinie ausgehend wird unter verschiedenen Winkeln ($\Theta = 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, \dots$) eine Tangente an die geschleppten Flächen gelegt (Abb. 3.9a). Die Schnittpunkte der Foliationsflächen mit diesen Tangenten werden miteinander zu Isoconen (*Linien gleicher Winkel*) verbunden. Man erhält leicht gebogene Linien, die subparallel zur Scherflächenebene verlaufen und jeweils eine bestimmte Schleppung in die Scherfläche hinein widerspiegeln (Abb. 3.9b).

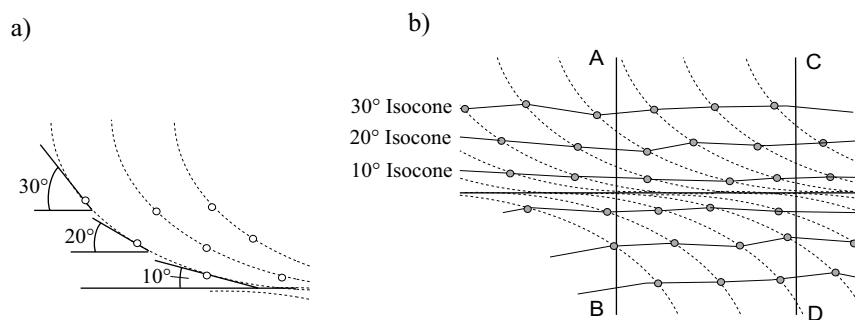


Abb. 3.9: Graphische Erläuterung zur Methode von Ramsay & Graham (1970) zur Ermittlung der finiten Verformung. Skizze **a)** zeigt Tangenten bestimmten Winkels Θ , deren Berührungspunkte mit der Foliationsfläche dann **b)** zu Linien gleicher Winkel verbunden werden. Über diese Isoconen werden dann Profillinien senkrecht zur Referenzlinie gelegt.

Senkrecht zu der festgelegten Referenzlinie werden nun Profile über die konstruierten Isoconen gelegt. Für die Darstellung in einem xy-Diagramm wird zunächst der gemessene Schleppungswinkel Θ mittels $\gamma = 2/\tan 2\Theta$ in den Scherwinkel γ umgerechnet (Abb. 3.10a), der auf der y-Achse abgetragen wird. Die senkrecht zur Scherflächenebene gelegten Profilstrecken werden auf der x-Achse abgetragen (Abb. 3.10b). Für sehr kleine Winkel Θ ($< 5^\circ$) wird die Methode nach Ramsay & Graham (1970) ungenau, da schon geringfügige Variationen in der Orientierung der Foliation zu enormen Änderungen des errechneten Scherwinkels γ führen.

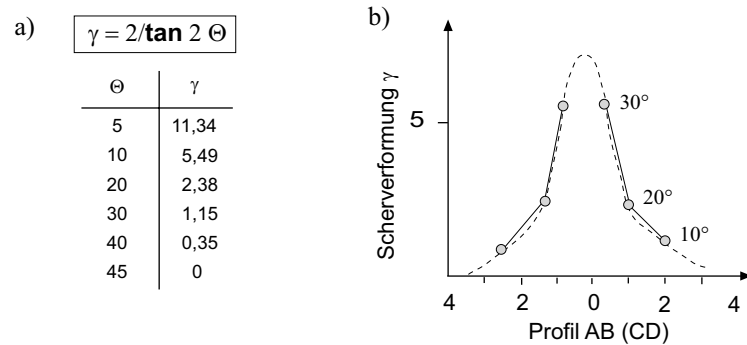


Abb. 3.10: **a)** zeigt die Umrechnung des gemessenen Tangentenwinkels in die Scherverformung, γ , und **b)** die graphische Darstellung der Scherverformung, γ , entlang eines Profils (AB) über die Scherfläche. Die Fläche unter der Kurve entspricht einem Maß für den Versatz entlang der Scherfläche.

Es ergibt sich ein parabelförmiger Graph (Abb. 3.10b), der mit flacher werdender Orientierung der Scherflächen insgesamt höher und mit zunehmender Mächtigkeit der Scherflächen an der Basis breiter wird. Die Fläche unter der Kurve entspricht dem Versatz entlang der Scherflächen. Je größer die ermittelte Fläche, desto größer ist auch der Versatz. Die bereits erwähnte Schwierigkeit, im Scherflächenzentrum einen genauen Wert für γ anzugeben, hat in diesem Fall keine großen Auswirkungen auf die rechnerische Auswertung. Die Spitze des Graphen ist vergleichsweise schmal und trägt daher nur einen geringen Teil zu der Gesamtfläche unter der Kurve bei. Auch gibt diese Methode nur eine minimale Abschätzung der Verformung wider, da angenommen wird, daß sich die Glimmerblättchen passiv verhalten und die Matrix entsprechend mehr Verformung aufnimmt.

Ergebnis

Die graphische Darstellung der Meßergebnisse der exemplarischen Probe Sp-81 (Abb. 3.11a,b) zeigt, daß die flacher zur mylonitischen Foliation orientierten und generell mächtiger ausgebildeten Scherflächen eine deutlich größere finite Verformung aufgenommen haben als die jeweils steileren.

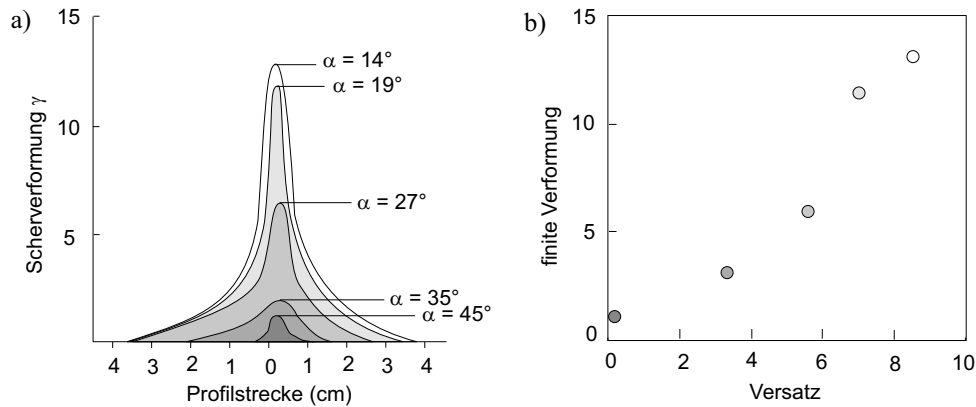


Abb. 3.11: **a)** zeigt die nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) abgeschätzte finite Scherverformung, γ , entlang der 5 unterschiedlich orientierter Scherflächen der Probe Sp-81. Die in flachem Winkel α zur C-Foliation orientierten Scherflächen, haben demnach mehr finite Verformung aufgenommen, als die jeweils steileren Scherflächen; **b)** in einem xy-Diagramm aufgetragen zeigt sich der gleiche Trend.

3.4.4 Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten

Die foliationsparallel boudinierten Pegmatite und Aplite sind kompetente Bereiche innerhalb der biotitreichen Paragneise und ermöglichen es, den Einfluß rheologischer Unterschiede auf die Geometrie von Scherflächen zu untersuchen (Abb. 3.12).



Abb. 3.12: Innerhalb der biotitreichen Gneise ist eine bevorzugte Anlage der Scherflächen entlang der lithologischen Grenzen zu beobachten. Die Scherflächen sind in den quarzreichen, festeren Lagen steiler zur mylonitischen Foliation orientiert als in den weicheren, biotitreichen Lagen (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1).

Die Größe der gescherten Klasten und Boudins variiert im Aufschluß vom mm- bis m-Bereich. Entlang der unregelmäßig begrenzten, eingebuchteten lithologischen Kontakte zwischen quarzreichen bzw. pegmatitischen Lagen und dem biotitreichen Gneis ist eine bevorzugte Anlage von Scherflächen zu beobachten (Abb. 3.5a,b, 3.12, 3.13a). Die Scherflächen finden ihren Anfang an der unregelmäßigen Grenze des rigiden Pegmatitboudins und pflanzen sich in die biotitreichen Lagen fort.

Auch die untergeordnet eingeschalteten Hornblendegneise und Amphibolite sind kompetenter als die biotitreichen Paragneise. In den festeren Pegmatitlagen oder Hornblendegneisen sind die Scherflächen generell steiler und diskreter ausgebildet als in den weicheren, biotitreichen Partien (Abb. 3.12). Die Orientierung der Scherflächen zur mylonitischen Foliation (Winkel α) scheint von den rheologischen Eigenschaften des deformierten Materials abhängig zu sein. Diese Beobachtung wird durch experimentelle Ergebnisse von Deformationsversuchen an illitreichen Lagen bestätigt (Moore et al., 1989).

3.5 Verformungsanalyse und Grad der Koaxialität

Um den Grad der Koaxialität der Verformung der Pogallo-Tektonite abzuschätzen, werden die Verformungsstrukturen und Gefügegeometrien im Gelände eingehend untersucht (Kap. 3.5.1). Des weiteren wird die Gesamtverformung mittels einer 3D-Verformungsanalyse erfaßt und in einem Flinn Diagramm dargestellt (Kap. 3.5.2). Nach der Methode von Gapais et al. (1987) werden die konjugierten Scherflächen innerhalb der feldspatreichen Gneise in einem Stereodiagramm dargestellt (Kap. 3.5.3).

3.5.1 Geländebeobachtungen

In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone nahe der P^{te} di Velina (Abb. 2.1) sind nahe der boudinierten Pegmatite Scharen konjugierter Scherflächen (Abb. 3.13a) zu beobachten. In der unmittelbaren Nähe der Boudins und Klasten (ab einer Größe von ca. 20 cm) sind in deren ausgeschwänzten Bereichen zusätzlich zu den sinistralen Scherflächen lokal dextrale Scherflächen entwickelt (Abb. 3.13a).

Die dextralen und die sinistralen Scherflächen weisen eine vergleichbare Breite und Orientierung auf (Abb. 3.13b). Verschiedenen Autoren (z.B. Platt & Vissers, 1980; Behrmann, 1987; Gapais et al., 1987) zufolge weisen konjugierte Scherflächen auf eine koaxiale Verformungskomponente hin. Im gleichen Aufschluß sind in einem Abstand von knapp 1 m Falten zu beobachten, die entgegengesetzte Vergenzen und damit entgegengesetzte Schersinne anzeigen (Abb. 3.14). Das unterstützt die Vermutung einer koaxialen Verformungskomponente.

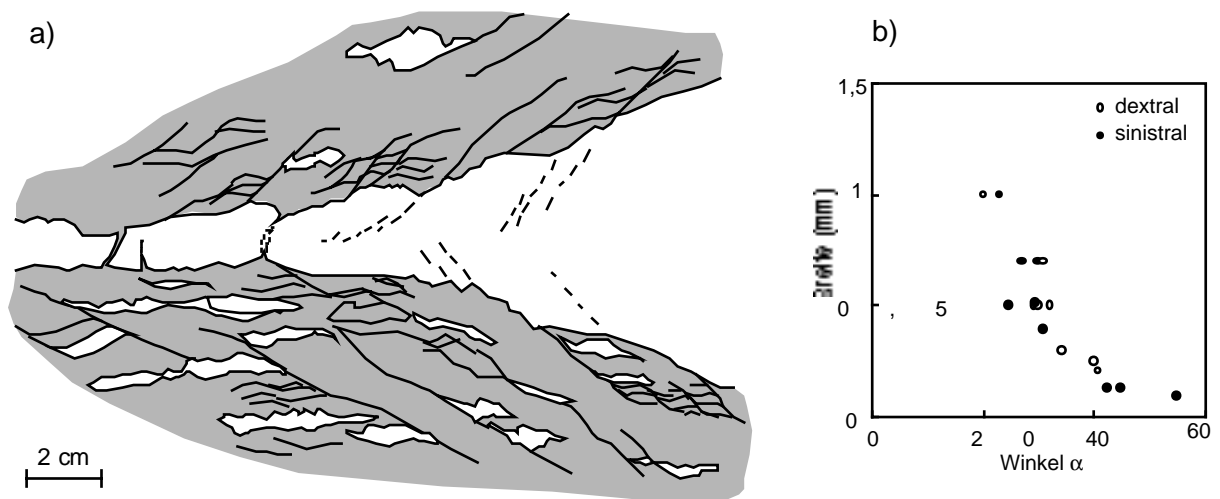


Abb. 3.13: a) Skizze eines boudinierten Pegmatits mit konjugierten Scherflächen in dem angrenzenden, biotitreichen Paragneis; b) sinistrale und dextrale Scherflächengefüge zeigen die gleiche Geometrie und die gleiche Korrelation zwischen Breite und Orientierung (Winkel α). Die Länge der gemessenen Scherflächen liegt im cm-Bereich.



Abb. 3.14: Innerhalb der biotitreichen Paragneise sind im Bereich der boudinierten Pegmatite (nahe P^{te} di Velina) im Abstand von knapp 1 m sowohl sinistral als auch dextral vergente Falten zu beobachten (lange Bildkante verläuft SW-NE, Aufschlußpunkt 1, Abb. 2.1).

3.5.2 Pogallo-Tektonite im Flinn Diagramm

Methode

Um die dreidimensionale Verformung der Mylonite der Pogallo Störungszone zu erfassen, wurden Kornformanalysen an Quarzgefügen vorgenommen. Die Verformung innerhalb der Pogallo-Tektonite wurde anhand der Hauptachsen der Quarzkörner abgeschätzt. Die Quarze treten meist in einer feinkörnigen, dynamisch rekristallisierten Matrix auf, die vermutlich einen Teil der Verformung aufgenommen hat. Dadurch werden die auf diese Weise abgeschätzten Werte unter dem der finiten Verformung des Gesteins liegen.

Eine notwendige Annahme für die Anwendung dieser Methode ist die Volumenkonstanz des Gesteins während der Verformung. Für die Mylonite in den biotitreichen Paragneisen scheint diese Annahme unproblematisch, da es kaum Hinweise auf Alteration oder einen merklichen Massentransport gibt, die eine Volumenveränderung verursacht haben können. In den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone zeigen die Ergebnisse der gesamtgesteinschemischen Untersuchungen (Kap. 4.4.2), daß Alteration und das Neuwachstum von Mineralen nur untergeordnet auftreten.

Um die Ergebnisse verschiedener Mylonitproben vergleichen zu können, ist es wichtig, die Zusammensetzung der Gesteine zu berücksichtigen. Mineralgehalt, Korngröße und Kompetenzkontraste beeinflussen die Akkommodation von Verformung und damit auch die lokale Scherfestigkeit des Materials. Wichtig ist auch der Anteil dynamisch rekristallisierten Materials, da die weichere (rekristallisierte) Gesteinsmatrix einen Teil der Deformation aufnimmt und somit die Rheologie des Gesteins mitbestimmt.

Probenauswahl und Messung

Die im folgenden untersuchten Proben stammen aus den quarzreichen Lagen der biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone (Sp-78), aus den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der nördlichen Strona-Ceneri Zone (Sp-68, Sp-66) und aus den quarzreichen Gneisen und Myloniten am lithologischen Kontakt zwischen Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone (Pg-8, Pg-5). Um die Verformung entlang des kartierten Profils abzuschätzen, wurden orientiert genommene Proben aus diesen Lithologien ausgewählt. Für die Messungen wurden Dünnschliffpaare (30 µm) parallel (xz) und senkrecht (yz) zum Mineralstreckungslinear angefertigt.

Unter dem lichtoptischen Mikroskop wurden die drei Hauptachsen der elongierten Quarzkörner mit Hilfe eines Mikrometerokulares in der xz- und in der yz-Ebene gemessen (Meßergebnisse siehe Anhang 4). Nach den Formeln

$$R_{xy} = \frac{1+e_1}{1+e_2} = \frac{l_1}{l_2} \quad \text{und} \quad R_{yz} = \frac{1+e_2}{1+e_3} = \frac{l_2}{l_3} \quad (3.1)$$

werden die gemessenen Werte für Hauptachsen l_1 , l_2 und l_3 in die Achsenverhältnisse R_{xy} und R_{xz} umgerechnet (Tab. 3.1), die dann auf Abszisse und Ordinate eines xy-Diagramms abgetragen werden. Nach der Formel

$$k = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1} = \frac{\frac{l_1}{l_2} - 1}{\frac{l_2}{l_3} - 1} \quad (3.2)$$

kann der k-Wert ermittelt werden. Der k-Wert gibt die Position der analysierten Probe im Flinn-Diagramm (Abb. 3.15) an. Die Ermittlung dieser k-Werte (Tab. 3.1) beruht auf der Annahme, daß ursprünglich sphärische Körner verformt wurden und die Verformung volumenkonstant verlaufen ist.

Ergebnis

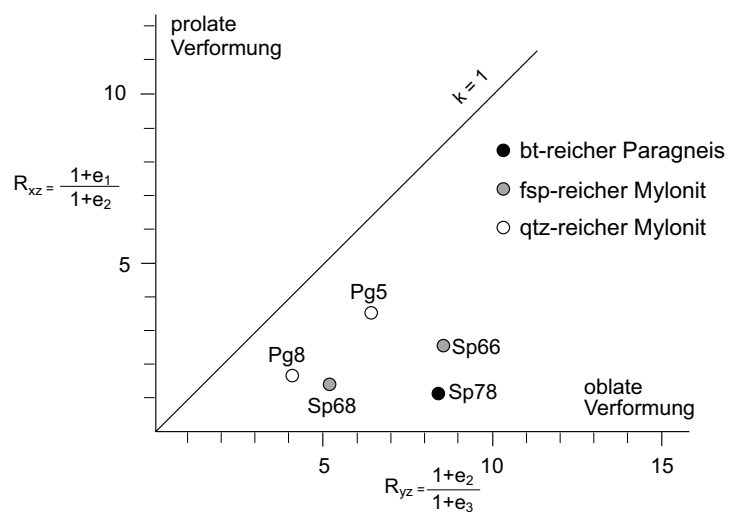
Die gelängten Quarze der Pogallo-Tektonite liegen im Plättungsfeld des Flinn-Diagramms (Abb. 3.15). Daraus ergibt sich ein oblates Verformungsellipsoid, das mit seiner größten Hauptachse nach NE abtaucht (parallel zum Mineralstreckungslinear). Generell haben die

Probe	l_1/l_2	l_2/l_3	k
Sp-66	2,54	8,48	0,21
Pg-5	4,40	6,29	0,64
Pg-8	1,73	4,03	0,24
Sp-68	1,37	5,13	0,09
Sp-78	1,13	8,27	0,02

Ultramylonite des Pogallo-Mylonitgürtels höhere l_2/l_3 Werte und damit eine höhere Plättungskomponente. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch Handy (1986), mit einer Verformungsanalyse für den südlichen Bereich der Ivrea Zone.

Tab. 3.1: Ergebnisse der Kornformanalyse an ausgelängten Quarzen unter der Annahme volumenkonstanter Verformung von ursprünglich sphärischen Körnern.

Abb. 3.15: Anhand der gemessenen Hauptachsen gelängter Quarzkörner wurden die Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoids errechnet.



3.5.3 Asymmetrie der Scherflächengefüge

Methode

Gapais et al. (1987) nutzen die Muster von Scherflächengefügen, um das Gesamtverformungs-ellipsoid abzuschätzen und Aspekte der Deformationsgeschichte zu rekonstruieren. Die Autoren gehen davon aus, daß sich aktive Scherflächen miteinander verbinden müssen, um einen möglichst großen Teil der Gesamtverformung aufzunehmen, d.h. Kompatibilität zu gewährleisten.

Eine koaxiale Verformungskomponente sollte sich in symmetrisch-konjugierten Scherflächenscharen widerspiegeln. Einfache Verformung sollte sich Experimenten (z.B. Tschalenko, 1970) und Geländebeobachtungen (Berthé et al., 1979a; Platt & Vissers, 1980) zufolge in der Dominanz einer Scherflächenschar über die andere, konjugierte Schar ausdrücken. Anhand von Geländebeispielen konnten Gapais et al. (1987) zeigen, daß die Geometrie von Scherflächen deutlich mit der Form des Verformungsellipsoids variiert.

Der Methode von Gapais et al. (1987) liegt die Annahme zugrunde, die Scherflächen seien als *easy slip* Zonen zu betrachten, in denen beispielsweise *strain hardening* keine Rolle spielt. Auch vernachlässigt die Methode den mechanischen Einfluß der Scherflächenanlage sowie deren Wachstum während der Verformung. Für eine qualitative Betrachtung der Koaxialität der Verformung wirft dies keine Probleme auf.

Messungen

Innerhalb der hellen, quarzreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone treten konjugierte, anastomosierende Scherflächenscharen auf. Die sinistrale Scherflächenschar ist die dominante. In ihrer Ausbildung entsprechen diese Scherflächen dem symmetrischen Mischtyp zwischen diffusen und diskreten Scherflächen (Abb. 3.1c). Die Länge der Scherflächen liegt im dm- bis m-Bereich. Gemessen werden die Orientierungen der sinistralen und dextralen Scherflächen an der Stelle ihrer stärksten Abweichung von der mylonitischen Foliation (siehe Abb. 3.2b). Zusätzlich werden die Lineationen auf den Scherflächen und die mylonitische Foliation außerhalb der Scherflächen gemessen.

Die mylonitische Foliation und die Lineation außerhalb der Scherflächen definieren die drei Hauptverformungsachsen (λ_1 , λ_2 , λ_3) und dienen als lokale Referenz (Gapais et al., 1987). Die mylonitische Foliation spannt die Scherebene (λ_1 , λ_2) auf und λ_1 entspricht der Orientierung der Lineation. Die Senkrechte auf der Scherebene (λ_3) spannt zusammen mit λ_1 die xz-Ebene des finiten Strainellipsoids auf. Um den räumlichen Bezug der sinistralen und dextralen Scherflächen zu der regionalen Foliation und Lineation (außerhalb der anastomosierenden Scherflächen) darstellen zu können, wird die gemittelte mylonitische Foliation in die $\lambda_1\lambda_2$ -Ebene und die gemittelte Lineation in die Orientierung von λ_1 rotiert.

Ergebnis

Die Kornformanalyse an den Pogallo-Myloniten (Kap. 3.5.2) ergab für die hellen, quarzreichen Gneise und Mylonite (Probe Pg-5, Pg-8) mit den anastomosierenden Scherflächen ein oblates Verformungsellipsoid mit k -Werten von $0,24 \leq k \leq 0,64$ (siehe Tab. 3.1 und Abb. 3.15). Die sinistrale Scherflächenschar überwiegt deutlich gegenüber der dextralen. Die Verformungsintensität r ($\lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$) liegt zwischen 4,8 und 9,7. Die regionale mylonitische Foliation fällt steil nach SE ein, während das Mineralstreckungslinear moderat nach NE abtaucht.

Die Polpunkte der konjugierten Scherflächen bilden ein Muster von Kleinkreisen, die sich nahe λ_3 konzentrieren (Abb. 3.16a). Die Streuung um λ_3 zeigt, daß die Linsen zwischen den anastomosierenden Scherflächen eine moderate Plättung erfahren haben. Eine merkliche Scherkomponente sorgt für eine Orientierung der Lineation weitgehend parallel zu λ_1 (Abb. 3.16b).

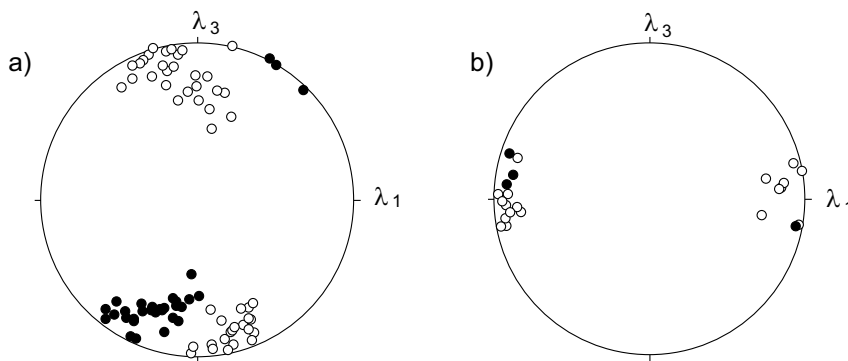
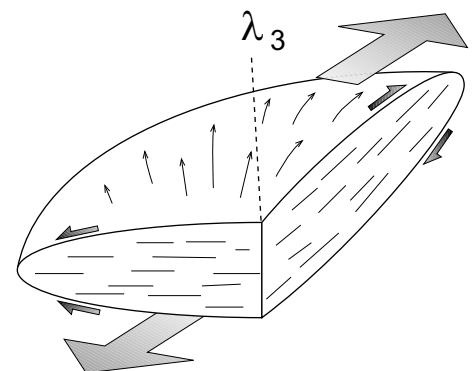


Abb. 3.16: Stereodigramm der **a)** sinistralen und dextralen Scherflächen (weiße bzw. schwarze Kreise) innerhalb der quarzreichen, hellen Gneise und **b)** der Mineralstreckungslineare auf diesen Scherflächen.

Dieses Muster spiegelt die 3D-Form der Linsen wider und zeigt eine geringe Varianz der Lineationen auf den Scherflächen (Abb. 3.17). Der Bewegungssinn bzw. die Scherrichtung variiert geringfügig auf den gekrümmten Scherflächen in bezug auf die regionale Orientierung. Anhand der geringen Variation der Scherflächenorientierungen senkrecht zur Hauptverkürzungsrichtung und der geringen Streuung der Lineation um λ_1 läßt sich nach der Methode von Gapais et al. (1987) nur eine moderate koaxiale Verformungskomponente für die feldspatreichen Mylonite der nördlichen Strona-Ceneri Zone belegen.

Abb. 3.17: Die Skizze zeigt den Zusammenhang zwischen Scherflächen- bzw. Scherzonenmustern und der Gesamtverformungsgeschichte. Die Streuung der Lineation auf den Scherflächen beruht auf der koaxialen Deformationskomponente.



3.6 Diskussion

3.6.1 Vorkommen von Scherflächen

In den untersuchten Proben sind C-, C'- und S- oder antithetische C'-Flächen zu beobachten, die eine ähnliche kinematische Rolle spielen können, wie Gleitsysteme in einzelnen Mineralkörnern. Schon Mitra (1979) hat die Beziehung zwischen Scherzonenmustern und der Gesamtverformung untersucht und kam zu dem Schluß, daß fünf voneinander unabhängig orientierte Scherflächen notwendig sind, um eine annähernd homogene Verteilung der Gesamtverformung zu gewährleisten. Damit erweiterte er das von Mises Kriterium von diskreten Gleitflächen im Kornmaßstab auf duktile Scherflächen im Aufschlußmaßstab.

Daß im Rahmen dieser Studie an keiner Stelle 5 voneinander unabhängige Scherflächen beobachtet wurden, kann darauf zurückzuführen sein, daß beispielsweise dynamische Rekristallisation heterogene Verformung kompensieren und damit die eine oder andere Gleitfläche ersetzen kann. Auch die vermutete Verbindung von Scherflächen (Kap. 3.4.1) zu anastomosierenden Netzwerken im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.5a,b) könnte eine ähnliche Rolle spielen und einen weiteren Teil der Gesamtverformung kompensieren. Untermuert wird diese Vermutung durch die Beobachtung von episodischem Wachstum und Vernetzung von C'-Scherflächen in experimentell deformiertem Norcamphor (Bauer et al., 1999). Die Verbindung der Scherflächen geht mit einem kurzzeitigen Anstieg der Verformungsrate einher. In der experimentellen Scherzone propagieren und verbinden sich die Scherflächen zu einem Netzwerk.

Viele Autoren (z.B. Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980; Gapais & White, 1982) bringen die Anlage von Scherflächen in quarzreichen Gesteinen mit der Verteilung großer Verformungen bei relativ niedrigen, grünschieferfaziellen Temperaturen in Verbindung. In den Scherflächen der untersuchten Proben sind allerdings keine Hinweise auf abnehmende PT-Bedingungen während der Scherung zu finden. Syntektonischer, brauner Biotit und feine Sillimanitnadeln sind entlang der Scherflächen gesproßt (Abb. 2.6b, 3.4a, 3.5b) und spiegeln damit amphibolitfazielle Bedingungen während der Entwicklung der Scherflächen wider - unabhängig von deren Orientierung und Mächtigkeit. Die Gefüge zeigen keinerlei Alteration, was gegen eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung spricht. Auch der Einsatz spröder Deformation mit der Anlage der Scherflächen ist nicht unbedingt ein Zeichen für abnehmende PT-Bedingungen, sondern dürfte eher auf einer erhöhten Verformungsrate beruhen.

Die bevorzugte Anlage von Scherflächen entlang lithologischer Grenzflächen (Abb. 3.5a,b, 3.12, 3.13a) wird von verschiedenen Autoren beschrieben. So können Dell'Angelo & Tullis (1989) in ihren experimentell deformierten Qtz-Fsp-Gesteinen beobachten, daß Feldspat durch den Kompetenzkontrast zu Quarz die Anlage asymmetrischer Gefüge und Scherflächen verursacht. Gapais & White (1982) können das Auftreten der Scherflächen in ihren Proben entlang

von Kompetenzkontrasten belegen. Daß die Spannung sich entlang von Heterogenitäten konzentriert, vermuten auch Dutruge & Burg (1997). Die Autoren konnten ein nicht-linear proportionales Verhältnis von Volumenanteil und Verteilung der kompetenteren Phasen zu der Dichte der Scherflächen beobachten.

3.6.2 Zwei Hypothesen zur Anlage von Scherflächen

Aus den Überprägungsstrukturen der im Gelände überlieferten Scherflächengefüge kann eine relative Altersabfolge abgeleitet werden. Die steileren, diskreten Flächen schneiden und versetzen die flacheren, breiteren Scherflächen und sind demnach jünger. Nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) lassen sich für die flacher orientierten und mächtiger ausgebildeten Scherflächen höhere finite Verformungen und Versatzbeträge abschätzen als für die steilen und diskreten Flächen (Abb. 3.11a). Unklar aber ist die inkrementelle Entwicklungsgeschichte, die zu dem im Gelände überlieferten Bild geführt hat. Um die Geometrie der Gefüge zu erklären, gibt es zwei Ansätze, die auf unterschiedlichem Wege zu dem gleichen Ergebnis bzw. zu den gleichen Überprägungsstrukturen führen.

Die erste Hypothese geht davon aus, daß die beobachteten Scherflächen eine Lokalisierung der Verformung während der Abkühlung und Exhumierung der aktiven Pogallo Störungszone darstellen. Demnach werden die Scherflächen im amphibolitfaziellen Bereich unter flachem Winkel zur mylonitischen Foliation (C) angelegt (Abb. 3.18a). Mit sinkender Temperatur bzw. erhöhter Verformungsrate im späten Stadium der Scherung nimmt die Viskosität der Mylonite in der Scherzone zu und die neuen Scherflächen werden in einer steileren Orientierung angelegt. Die Verformung entlang der steileren und diskreteren Flächen muß sich auf zunehmend schmalere Bereiche konzentrieren. Sinkende Temperaturen, erhöhte Verformungsrate und geringerer lithostatischer Druck sind Faktoren, die Bruchbildung und Dilatation begünstigen.

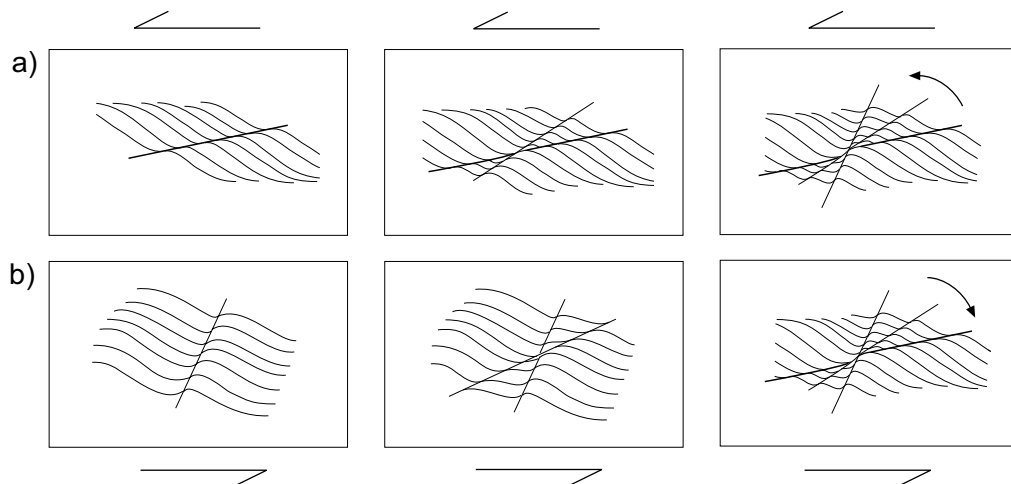


Abb. 3.18: Schematische Darstellung der beiden hypothetischen Entwicklungen von Scherflächen: **a)** Abnehmende Temperaturen bedingen eine zunehmend steilere Orientierung der neu angelegten Flächen. **b)** Generell steil angelegte Scherflächen rotieren antithetisch in eine flachere Position und werden von neu angelegten, steilen Scherflächen überprägt.

In den untersuchten Proben sind jedoch keine Anzeichen retrograder Alteration zu finden, die auf abnehmende PT-Bedingungen während der Scherung hindeuten würden. Entlang der Scherflächen sind syntektonischer, brauner Biotit (Abb. 3.4b, 3.5b) und Sillimanitnadeln (Abb. 3.4a) gesproßt. Diese Paragenese spiegelt amphibolitfazielle Bedingungen während der Entwicklung der Scherflächen wider - unabhängig von deren Orientierung und Mächtigkeit. Auch ist der Einsatz spröder Deformation nicht unbedingt ein Zeichen für abnehmende PT-Bedingungen, sondern kann durch eine erhöhte Verformungsrate oder durch ansteigende Porenfluiddrucke verursacht werden.

Ein zweiter Erklärungsansatz (Abb. 3.18b) favorisiert die Idee, die Scherflächen seien unter einem steilen Winkel zur Foliation angelegt worden und mit zunehmender Deformation antithetisch in Richtung der mylonitischen Foliation rotiert. Mikrogefüge weisen darauf hin, daß die steil orientierten Scherflächen bruchhaft angelegt wurden (Abb. 3.4b,c,f,g) und die Deformationsmechanismen entlang der Scherflächen mit progressiver Deformation während der Rotation von spröd zu viskos gewechselt haben (Abb. 3.4d,g,h). Auch Segall & Pollard (1983) und Segall & Simpson (1986) beschreiben bruchhaft angelegte Schwächezonen, entlang derer sich spätere viskose Deformation lokalisiert - allerdings ohne Rotation.

Die zyklische Neuanlage und Rotation von Scherflächen würde erklären, weshalb jüngere, spröde Scherflächen generell mylonitische Scherflächen schneiden und versetzen und trotzdem die gleichen, stabilen Mineralparagenesen aufweisen, wie die flachen Scherflächen und das umgebende Gestein. Berücksichtigt man die Ähnlichkeit in der Ausbildung, der Geometrie und der Gefügeentwicklung der überprägenden Scherflächenscharen, spricht dies zusammengekommen dafür, daß sich die Scherflächen innerhalb ein und derselben progressiven Deformationsphase entwickelt haben.

3.6.3 Der spröd-viskose Zyklus

Spannungs- und Festigkeitsverhalten

Die diskreten, bruchhaften Scherflächen legen sich vorwiegend entlang präexistierender Heterogenitäten (lithologische Grenzen, Klasten, Korn- und Phasengrenzen) an. Es ist zu erwarten, daß die bruchhafte Anlage der Scherflächen, wie auch die Anlage von Brüchen generell (Price & Cosgrove, 1990), mit einem Spannungsabfall einhergeht. Die neuangelegten, steilen und diskreten Scherflächen sind nicht penetrativ, sondern münden an ihren Enden konkordant in die Foliation ein. Aufgrund des Spannungsabfalls ist mit einer herabgesetzten Schergeschwindigkeit entlang der Scherflächen zu rechnen. Viskose Deformation beginnt, wie zuvor beschrieben, entlang der bruchhaft angelegten Scherflächen die spröden Strukturen zu überprägen. Auf den mylonitischen Scherflächen dominieren viskose Deformationsmechanismen und es tritt keine Reibung mehr auf. Dadurch wird die Scherfestigkeit

entlang der C'-Scherflächen herabsetzt und es entsteht ein Festigkeitsunterschied zu dem umgebenden Material.

Mit progressiver Verformung rotieren die Scherflächen auf die mylonitische Hauptfoliation (C) zu, bis sie eine nahezu parallele Orientierung erreicht haben. Während der Rotation werden die Scherflächen mächtiger und nehmen mehr und mehr Verformung auf. Dieses Verhalten entspricht Scherflächen des Typs I nach Hull (1988) und Means (1994), die mit der Zeit breiter werden. Mit der zunehmenden Mächtigkeit der Scherflächen geht eine Delokalisierung der Verformung einher (Abb. 3.19a). Dieser Tatsache ist es zuzuschreiben, daß das gescherte Material entlang der Scherfläche *strain hardening* erfährt (Abb. 3.19b) und es bei gleichbleibender Verformungsrate einfacher ist, neues Material am Rande der Scherfläche zu deformieren als das Innere der Scherfläche (Abb. 3.19a). Damit nimmt die Festigkeit entlang der Scherflächen wieder zu und der Festigkeitsunterschied zwischen den C'-Scherflächen und dem umgebenden Material wird geringer.

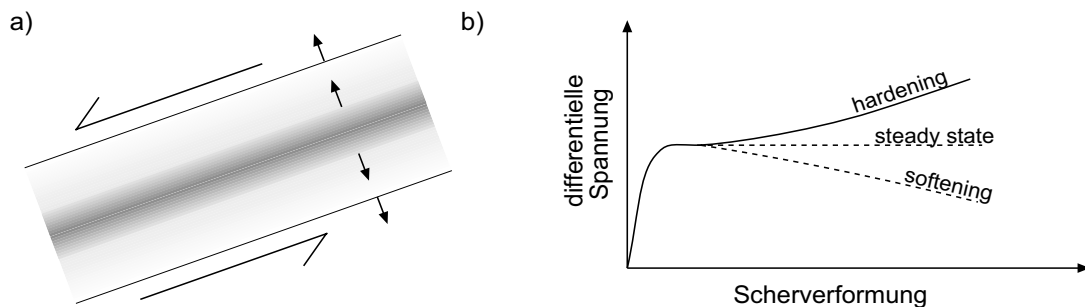


Abb. 3.19: a) Skizze einer 'Typ I' - Scherzone nach Means (1994), die mit progressiver Deformation an Mächtigkeit gewinnt, was b) mit der Zunahme der Scherfestigkeit des deformierten Materials (*strain hardening* = durchgezogene Linie) einhergeht.

Während der Rotation der Scherflächen auf die mylonitische Hauptfoliation (C) zu wächst nicht nur die Scherfestigkeit entlang der Scherflächen, sondern auch die differentielle Spannung (Abb. 3.19b). Wenn die Scherflächen eine nahezu parallele Orientierung zur mylonitischen Foliation (C) erreicht haben, können sie nicht länger als unabhängige Gleitflächen fungieren. Ist dies der Fall, so übersteigt der differentielle Streß zur Reaktivierung dieser subparallel orientierten Scherflächen den differentiellen Streß, der zur Anlage neuer Scherflächen notwendig wäre (Sibson, 1985). Wenn die Festigkeit entlang der Scherflächen die Festigkeit des umgebenden Gesteins erreicht, werden die Scherflächen inaktiv (Agnon & Reches, 1995) und neue, bruchhafte Scherflächen können sich anlegen. Kurz vor der Anlage neuer Scherflächen wird die lokale Bruchfestigkeit des Gesteins erreicht bzw. überschritten. Ein neuer Zyklus beginnt, wenn die diskreten, bruchhaft angelegten Scherflächen die zuvor entwickelten mylonitischen Scherflächen durchkreuzen.

Die im Rahmen dieser Studie gemachten Annahmen zum Spannungsverlauf entlang von Scherflächen werden von Geländedaten (Platt & Vissers, 1980) und Experimenten (Williams & Price, 1990) bestätigt. Bis kurz vor der Anlage der Scherflächen konnten die Autoren *strain*

hardening beobachten, gefolgt von *strain softening*, sobald ein lokales Festigkeitsmaximum im Moment der Anlage der Scherflächen erreicht bzw. überschritten wurde. Die wiederholte Anlage und Rotation von C'-Scherflächen könnte demzufolge mit einer lokalen Fluktuation der Gesteinsfestigkeit in Zusammenhang gebracht werden (Abb. 3.20).

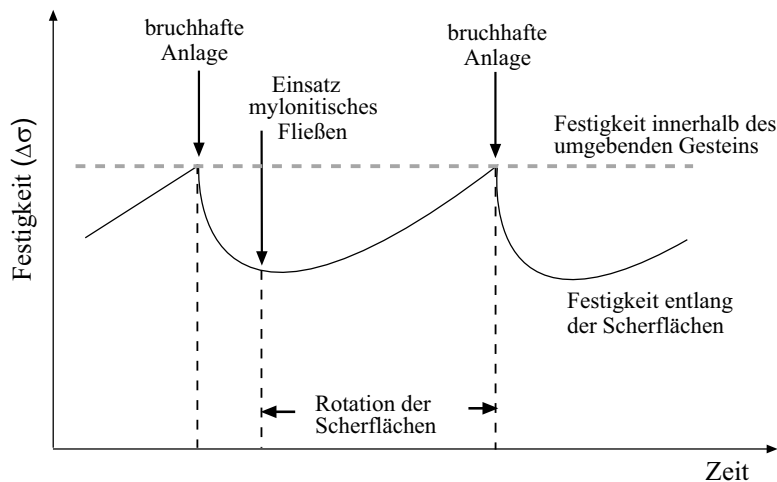


Abb. 3.20: Die sogenannte „Sägezahnkurve“ in einem Spannungs-Verformungs-Diagramm veranschaulicht die zyklische Fluktuation in der lokalen Scherfestigkeit des Gesteins. Jeder „Zahn“ entspricht einem Zyklus aus Anlage und Rotation einer Scherfläche. Diskussion siehe Text.

Die implizierte spröde-viskose, episodische Anlage und Rotation der im Gelände beobachteten mm- bis m-großen Scherflächen läßt sich in einem Spannungs-Verformungs-Diagramm als sogenannte 'Sägezahnkurve' darstellen. Ein Zyklus von Scherflächenanlage über deren Rotation bis hin zur Anlage einer neuen Generation von Scherflächen entspricht jeweils der Strecke von einem Sägezahn der Kurve zum nächsten (Abb. 3.20). Die episodische Entwicklung von Scherflächengefügen und die damit verbundene Fluktuation der lokalen Scherfestigkeit hat zur Folge, daß zumindest in dem Betrachtungsmaßstab der Scherflächen kein *steady state* erreicht wird.

Auch Agnon & Reches (1995) können anhand eines einfachen Modells von Abschiebungen im Bereich des Roten Meeres zeigen, daß die Rotation aktiver, abschiebender Scherflächen eine Fluktuation in der Festigkeit entlang der Scherflächen verursacht. Der Festigkeitsunterschied zwischen dem intakten und dem gestörten Gestein wird als Antrieb für die Rotation der Scherflächen angesehen. Einen Zusammenhang zwischen dem Festigkeitsverhalten einer Scherzone und der Orientierung der darin entwickelten Scherflächen konnten auch Moore et al. (1989) anhand von Experimenten belegen, in denen spröde (*stick-slip*) Riedel-Scherflächen einen größeren Winkel mit dem Scherzonenrand (Y) bildeten als aseismische Scherflächen entlang derer eine stetige Bewegung ablief.

Daß die Lokalisierung von Verformung in diskreten Scherflächen parallel zur mylonitischen Foliation eines deformierten Granits mit einer gewissen Periodizität einhergeht wurde von Dutruge & Burg (1997) belegt. Sie vermuten, daß physikalische Parameter wie Korngröße, Viskositätskontraste zwischen den beteiligten Mineralphasen sowie die Festigkeit der Klatten den Prozeß der Periodizität bestimmen.

Die Maßstabsfrage

Entlang lithologischer Grenzen und Heterogenitäten entwickeln sich die Scherflächen in verschiedenen Maßstäben. Homogene Verformung ist aufgrund der starken Kompetenzkontraste zwischen Klasten und Matrix bzw. unterschiedlichen lithologischen Lagen nicht möglich. Die Scherflächen übernehmen somit - unabhängig vom Betrachtungsmaßstab - eine wichtige kinematische Funktion und ermöglichen kompatible Verformung in einem heterogenen Gestein.

Verschiedene Autoren haben bereits auf die Maßstabsunabhängigkeit kartierter Strukturen und deren Ähnlichkeiten in verschiedenen Maßstäben hingewiesen (z.B. Tchalenko, 1970; Peacock, 1996). Im Rahmen dieser Studie wurde die Entwicklung von Scherflächengefügen in verschiedenen Maßstäben beobachtet. Auch der damit assoziierte Wechsel zwischen spröder und viskoser Deformation konnte im Aufschluß- (Abb. 3.7a) und im Dünnschliffmaßstab (Abb. 3.4f,g, 3.7b) beobachtet werden.

Diese Beobachtungen geben Anlaß zu der Annahme, daß die Entwicklungsgeschichte und die Geometrie der beobachteten Scherflächengefüge unter Vorbehalt auch auf größere Maßstäbe übertragen werden könnten. Die Bildung neuer Scherflächen dürfte in jedem Maßstab mit einem Abfall in der differentiellen Spannung und auch mit einer Herabsetzung der lokalen Gesteinsfestigkeit einhergehen. Wenn der Maßstab, in dem Heterogenitäten auftreten, und die Spannungskonzentration entlang solcher Heterogenitäten groß genug sind, ist es denkbar, daß der durch Lokalisierung bedingte Spannungsabfall mit der Freisetzung seismischer Energie verbunden sein kann. Dafür gibt es jedoch keine Belege, beispielsweise in Form von Pseudotachyliten entlang von Scherflächen.

3.6.4 Vergleich mit anderen Modellen

Platt & Vissers (1980) beschreiben Scherflächen aus stark anisotropen Gesteinen, die in genetischem Zusammenhang mit einer Deckenüberschiebung stehen. Die Autoren bezweifeln die uneingeschränkte Verwendbarkeit der Scherflächen als zuverlässige Schersinnindikatoren, da diese häufig konjugiert auftreten oder bisweilen abwechselnden Schersinn anzeigen. Generell gehen die Autoren davon aus, daß Scherflächengefüge Ausdruck einer coaxialen Verkürzungskomponente senkrecht zu einer älteren Anisotropie (mylonitische Foliation) sind.

Symmetrisch-konjugierte Scherflächen treten demnach auf, wenn die Hauptstreckungsachse des übergeordneten *pure shear* parallel zur Foliation liegt. Ist die Hauptstreckungsachse schräg zur mylonitischen Foliation orientiert, entwickeln sich asymmetrisch konjugierte Scherflächengefüge. Scherflächenscharen des gleichen Bewegungssinns entstehen, wenn die Hauptstreckungsachse des übergeordneten *simple shear* einen Winkel α mit der mylonitischen Foliation bildet ($\alpha \neq 0$ und $\alpha < 45$). Die Autoren beziehen sich in ihren Ausführungen allerdings nur auf die mylonitische Foliation (ihre S-Flächen) und lassen die Schieferung außer acht.

Weiterführend entwickelte Platt (1984) ein quantitatives Modell, nach dem sich sowohl konjugierte Scherflächenscharen als auch mehrere Scharen des gleichen Bewegungssinns mit progressivem *simple shear* erzeugen lassen. Eine mögliche Erklärung sieht Platt (1984) in der räumlichen Aufteilung der Gesamtverformung in Gleiten entlang diskreter Flächen parallel der S-Flächen und der C'-Scherflächen, sowie Rotation der Bereiche zwischen den Scherflächen. Die Gleitflächen parallel zur den S-Flächen stellen eine Art kinematische Verbindung mit den C'-Scherflächen her und verursachen eine höhere koaxiale Verformungskomponente in den Bereichen zwischen den C'-Scherflächen. Die Strukturen dieser Domänen spiegeln daher nicht die Gesamtverformung wider und müssen mit Vorsicht interpretiert werden.

Das Auftreten von Scherflächenscharen in mehreren Generationen erklärt Platt (1984) damit, daß die Scherflächen antithetisch auf die Hauptfoliation zu rotieren (während sie synthetische Verformung akkommodieren), inaktiv werden und von neuen, steileren Scherflächen abgelöst werden. Diese Scherflächengefüge können sich nur dann unter einem *simple shear* Regime entwickeln, wenn die Scherrichtung bzw. die Hauptstreckungsachse einen Winkel $\alpha \neq 0$ mit der Foliation bildet. In seinem Modell berücksichtigt Platt (1984) nur übergeordneten *simple shear* und nimmt für die S-Flächen passive Rotation an. Auch bezieht er Dilatation nicht mit ein. Dennoch kommt Platt's (1984) Modell unseren Interpretationen der beobachteten Scherflächengefüge am nächsten, da es ebenfalls eine antithetische Scherflächenrotation und die Nukleation neuer Scherflächen berücksichtigt.

Mittels numerischer Modellierungen der Verformung kann Stock (1992) eine antithetische Rotation von Scherflächengefügen und der dazwischen liegenden Foliation belegen. Das kinematische Modell basiert auf der Annahme eines einzelnen, elliptischen Festkörpers (Mikrolithon) variabler Kompetenz innerhalb einer homogenen Matrix. Parameter wie Viskosität, Reibung, Streß und die Entwicklung neuer Scherflächen werden nicht berücksichtigt. Die Deformation wird zudem als *steady state* mit konstanten Verformungszukrementsen angenommen. Das läßt sich nicht mit unseren Schlußfolgerungen einer zyklischen Entwicklungsgeschichte von Scherflächen und damit verbundenen Schwankungen in der lokalen Festigkeit korrelieren.

Realistische Bedingungen für die Entwicklung asymmetrischer Scherflächengefüge spiegelt nach Stock (1992) ein Modell mit kombiniertem *simple shear* und *pure shear* und einem relativ kompetenten Mikrolithon (80% Festkörperrotation) wider. In diesem Fall wird eine antithetische Rotation des Mikrolithons und der internen Foliation postuliert. Das deckt sich mit in dieser Studie gemachten Beobachtungen, daß die Orientierung der S-Flächen von der Orientierung der sie umgebenden C'-Scherflächen abhängt und eventuell mitrotiert (Abb. 3.6). Berücksichtigt man eine interne koaxiale Deformation des Mikrolithons, so wird der Effekt der antithetischen Rotation Stock (1992) zufolge noch verstärkt. Der Autor kommt zu dem Schluß, daß die antithetische Rotation von Scherflächengefügen und der dazwischenliegenden Foliation eine Konsequenz der Verformungsbedingungen ist.

3.6.5 Randbedingungen für ein Modell

Die im Rahmen dieser Studie gewonnenen Erkenntnisse und Schlußfolgerung zu der zyklischen Anlage und Rotation spröde-viskoser Scherflächen basieren auf einem theoretischen Ansatz. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse in einem synoptischen Modell würde es vereinfachen, die Theorie zu überprüfen und das Modell auf andere Geländebeispiele anzuwenden. Für weiterführende Arbeiten und Überlegungen sind folgende, bekannte Randbedingungen zu berücksichtigen:

- Die Verformungsanalysen dieser Studie belegen eine generell nicht-koaxiale Verformung mit einer koaxialen Komponente. Die Richtung von σ_1 dürfte somit zwischen 45 und 90 ° zur mylonitischen C-Foliation orientiert sein, aufgrund der relativ geringen koaxialen Komponente (Kap. 3.5.3) vermutlich eher nahe 45 °.
- In Abhängigkeit von der Viskosität des deformierten Materials kann es an Kompetenzkontrasten zur Refraktion der Verformung, d.h. Veränderungen der Richtung und auch der Intensität der Verformung kommen (Treagus, 1988). Da den biotitreichen Paragneisen pegmatitische Lagen in verschiedenen Maßstäben eingeschaltet sind, sollte dies für die Abhandlung der dort entwickelten Scherflächen bedacht werden.
- Es gibt Hinweise auf die Anwesenheit von fluiden Phasen (Neuwachstum von Biotit) während der Anlage der C'-Scherflächenanlage. Keinen Hinweis aber gibt es auf Fluidfluß oder einen merklichen Fluiddruck, der den Umgebungsdruck und damit auch σ_3 beeinflussen würde. Man kann daher davon ausgehen, daß σ_3 während der Anlage der C'-Scherflächen relativ konstant bleibt. Schwankungen im Spannungszustand während der Anlage und Rotation der Scherflächen können mit Veränderungen von σ_1 ausgedrückt werden.
- Die Scherflächengefüge haben sich unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegt und es gibt keinen Beleg für retrograde Alteration oder sinkende PT-Bedingungen während ihrer Entwicklung. Auch konnten keine Anzeichen für Extension während der bruchhaften Anlage der Scherflächen beobachtet werden.
- Die bruchhafte Anlage der Scherflächen geht mit einem Spannungsabfall einher, d.h. die Differentialspannung $\sigma_n = (\sigma_1 - \sigma_3)$ senkrecht auf der Scherfläche wird kleiner. Mit der Rotation baut sich parallel zu den Scherflächen allmählich wieder Spannung auf. Im Mohr-diagramm drückt sich dies durch Veränderungen im Durchmesser des Mohrkreises aus.
- Auf den mylonitischen Scherflächen dominieren viskose Deformationsmechanismen und es tritt keine Reibung mehr auf, d.h. die Reibung ist = 0. Da die Reibung μ über $\mu = \tan\phi$ in den Steigungswinkel ϕ der Umhüllenden im Mohrkreisdiagramm einfließt, kann man annehmen, daß auch die Steigung der Umhüllenden $m = 0$ wird.