

5 Interpretation und Schlußfolgerungen

5.1 Entwicklung der Pogallo Störungszone

Die Deformation innerhalb der frühmesozoischen Pogallo Störungszone hat sich vermutlich während der progressiven, mylonitischen Verformung auf zunehmend schmalere Bereiche zwischen dem Ivrea und dem Strona-Ceneri Krustenblock konzentriert. Innerhalb der Pogallo Störungszone zeigen die synkinematischen Mineralparagenesen und die Entwicklung der Gefüge eine Abnahme in den PT-Bedingungen von NW nach SE an. Die Deformationsmechanismen der Quarze innerhalb der Pogallo Störungszone wechseln von Subkornrotation im NW zu Korngrenz wandern im SE, während die Korngröße der Quarzrekristallite deutlich abnimmt. In den Biotiten der südlichen Ivrea Zone sind von NW nach SE sinkende TiO_2 -Gehalte zu verzeichnen.

Während der Pogallo-Deformation konzentriert sich die Verformung am Südrand der Störungszone in einem grünschieferfaziellen Mylonitgürtel, der Pogallo Linie. Der am stärksten deformierte Bereich dieses Mylonitgürtels wird von einer morphologisch auffälligen Störungsnarbe markiert. Diese Störungsnarbe wird von einer ca. 10 cm breiten Kataklasitzone begleitet, die die späten Bewegungen gegen Ende der Pogallo-Deformationsphase dokumentiert. Die Pogallo Linie zeichnet sich durch eine asymmetrische Lokalisierung der Verformung aus (siehe Abb. 2.4). Während sich die mylonitische Verformung nordwestlich des Kataklasitbandes auf ca. 25 m erstreckt, sind die Mylonite im Südosten nur etwa 7 bis 8 m mächtig. Eine Erklärung für die beobachtete Asymmetrie bietet die Interpretation der heute subvertikal orientierten Pogallo Linie als ehemalige Schrägabschiebung, mit der höher temperierten Ivrea Zone im Liegenden und dem kühleren Strona-Ceneri Block im Hangenden.

Die amphibolitfazielle Mineralparagenese der biotitreichen Paragneise und Mylonite der Pogallo Störungszone (Qtz, Bt, Sil) ist bis in eine Entfernung von 60 m nordwestlich des Kataklasitbandes der Pogallo Linie stabil und zeigt Temperaturen von $T > 500^\circ\text{C}$ (Abb. 2.8) an. In den Myloniten der Pogallo Linie, am südlichen Rand der Pogallo Störungszone, belegt die Koexistenz von Muskovit und Biotit Mindesttemperaturen von $400\text{--}475^\circ\text{C}$ bei Drücken zwischen 300 und 600 MPa (nach Bucher & Frey, 1994). Während des syntektonischen Wachstums von Prehnit, Chlorit, Epidot und Laumontit, entlang von Foliationsflächen und Brüchen in den kataklastisch überprägten Myloniten, herrschten Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ($T = 250\text{--}300^\circ\text{C}$, $P = 200\text{ MPa}$). Auf eine Distanz von 60 m senkrecht zum Streichen der Pogallo-Tektonite ergibt sich somit ein Temperaturunterschied von ca. 200°C . Vermutlich hat die Verschleppung der Isothermen (Sibson, 1977) entlang der abschiebenden Pogallo Störungszone den großen Temperaturgradienten im heutigen Aufschlußanschnitt verursacht. Zudem wurde die Pogallo Störungszone vermutlich während ihrer Aktivität herausgehoben. Die mittelkrustalen Mylonite haben auf diese Weise lokal eine retrograde, kataklastische Überprägung erfahren.

5.2 Entstehung und Entwicklung von C'-Scherflächen

In den amphibolitfaziellen, biotitreichen Paragneisen der Pogallo Störungszone sind sinistrale C'-Scherflächen in verschiedenen Maßstäben ausgebildet. Bevorzugt nukleieren die Scherflächen entlang von lithologischen Grenzflächen und Kompetenzkontrasten. Auch sind die Scherflächen in kompetenteren, pegmatitischen Partien steiler und diskreter ausgebildet als in weicheren, biotitreichen Lagen. Aus den Überprägungsbeziehungen unterschiedlich orientierter Scherflächen kann eine relative Altersabfolge abgeleitet werden: die flach orientierten, mylonitischen Scherflächen werden von den steil angelegten, diskreten Scherflächen versetzt und sind somit als älter einzustufen (Kap. 3.4.1).

Eine Erklärung für die beobachtete Geometrie der Scherflächengefüge und deren Überprägungsbeziehungen bietet die Nukleation der Scherflächen unter einem großem Winkel zur mylonitischen Foliation. Mit progressiver, generell nicht coaxialer Verformung rotieren die Scherflächen antithetisch auf die mylonitische Foliation zu, werden breiter (Abb. 3.5a, 3.8c) und nehmen dabei mehr Verformung auf (Kap. 3.4.3). Während der Rotation wechselt der Stil der Deformation von bruchhaft auf den steilen Scherflächen (Abb. 3.4b,c,f,g) zu viskosem, mylonitischem Fließen auf den flacheren Flächen (Abb. 3.4d,g).

Die bruchhafte Anlage der Scherflächen während einer generell mylonitischen Deformation wird von verheilten, teils mit feinkörnigem Hellglimmer dekorierten Brüchen belegt, die von mobilen Quarzkorngrenzen überwachsen werden (Abb. 3.4f). Teilweise schneiden Scherbrüche die Korngrenzen einer dynamisch rekristallisierten Quarzmatrix und sind mit feinkörnigem Quarz und Hellglimmer verheilt (Abb. 3.4g). Die Quarze entlang dieser Bruchflächen zeigen polygonale Korngrenzen, was auf initiale Bruchbildung und nachfolgende, dynamische Rekristallisation zurückzuführen sein kann.

Den aufgestellten Überlegungen (Kap. 3.6.2) zufolge rotieren die bruchhaft angelegten C'-Scherflächen mit progressiver Verformung auf die mylonitische Foliation zu und nehmen dabei eine zunehmend ungünstigere Orientierung ein, um weiterhin als unabhängige Gleitflächen zu fungieren. In der unmittelbaren Nähe der rotierenden Scherflächen nimmt die differentielle Spannung zu und erreicht unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen ein lokales Maximum. Die Anlage neuer, spröder Scherflächen geht mit einem abrupten, lokalen Abfall in der differentiellen Spannung einher. Mit der Rotation der Scherflächen auf die mylonitische Foliation zu steigt die differentielle Spannung entlang der Scherflächen allmählich wieder an.

Weiter postuliert das Modell, daß auch die lokale Festigkeit des Gesteins mit der Anlage und Entwicklung der C'-Scherflächen schwankt (Kap. 3.6.3). Mit der Rotation und der steigenden differentiellen Spannung entlang der Scherflächen nimmt demnach die lokale Festigkeit des Gesteins zu. Unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen erreicht die lokale

Gesteinsfestigkeit ein Maximum. Die Anlage neuer Scherflächen führt zu einer Herabsetzung der lokalen Gesteinsfestigkeit.

Die zyklische Nukleation und Rotation der Scherflächen könnte daher mit einer episodischen Fluktuation in der lokalen Scherfestigkeit der Pogallo-Mylonite assoziiert werden. Dies impliziert zumindest für den Betrachtungsmaßstab der untersuchten Scherflächen, daß kein *steady state* erreicht wird. Die Ähnlichkeit von Scherflächengefügen in unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben (mm bis dm, siehe Abb. 3.3a,b, 3.5a,b 3.7a,b) spricht dafür, daß die Anlage und die progressive Delokalisierung der Verformung entlang der rotierenden Scherflächen auch auf wesentlich größeren Maßstäben möglich sein könnte. In diesem Fall wäre auch in einem größeren Betrachtungsmaßstab kein *steady state* zu erwarten.

Die C'-Scherflächen nukleieren bevorzugt entlang präexistenter Heterogenitäten (Abb. 3.5a,b 3.12, 3.13a) und übernehmen damit wahrscheinlich eine wichtige kinematische Funktion, indem sie kompatible Verformung in einem heterogenen Gestein ermöglichen. Aufgrund der hohen Kompetenzkontraste zwischen Matrix und Klasten bzw. den unterschiedlich kompetenten lithologischen Lagen ist eine homogene Verformung ohne zusätzliche 'Gleitflächen' nicht mehr möglich. Allgemein werden Scherflächengefüge einem niedrig temperierten, grünschieferfaziellen Entstehungsbereich zugeordnet. Die syntektonische Mineralparagenese entlang der in dieser Studie untersuchten Scherflächen spiegelt jedoch amphibolitfazielle Bildungsbedingungen (Kap. 2.3) wider. Das gilt unabhängig von Orientierung und Mächtigkeit der Scherflächen. Auch zeigen die Scherflächen keine Hinweise auf abnehmende PT-Bedingungen oder Alteration, die auf eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung hinweisen könnte. Die Ergebnisse dieser Studie deuten darauf hin, daß die Entwicklung von C'-Scherflächen nicht an eine späte, niedrig temperierte Phase einer mylonitischen Deformation gebunden ist, sondern vielmehr Ausdruck einer kinematischen und mechanischen Kompensation von Kompetenzkontrasten ist.

5.3 Massentransport und Fluid/Gesteinsinteraktion

Aufgrund der gesamtgesteinschemischen und mikrostrukturellen Untersuchungen an den Myloniten und Kataklasten der Pogallo Linie läßt sich ein klarer Zusammenhang zwischen dem Deformationsstil, dem ermittelten Massentransport und den beobachteten Alterationsmustern aufzeigen. Für die minimal alterierten Mylonite der Pogallo Linie lassen sich geringe Verluste an SiO₂ und K₂O während der Deformation mit geringen Massenverlusten von ca. 5 % korrelieren. Die teilweise reaktivierten Kataklasten hingegen zeichnen sich durch eine starke Alteration und einen deutlichen Gewinn an SiO₂ aus, auf dem wiederum die hohen Massengewinne von bis zu 130 Gew.% beruhen. Sowohl in den Myloniten als auch in den Kataklasten sind die Massenänderungen überwiegend an die Mobilität von Quarz gebunden und können mit dem jeweiligen Deformationsstil korreliert werden.

In den Myloniten bewirkt die viskose Deformation von Quarz eine „weiche“ Rheologie. Offene Brüche und Porenräume werden in diesem Bereich rasch geschlossen und die Ablagerung von Material wird verhindert. Die schwache Alteration spricht für eine geringe Fluidbewegung innerhalb der Mylonite. Ein advektiver Massentransport scheint unwahrscheinlich, kann im Rahmen der vorliegenden Studie aber nicht endgültig ausgeschlossen werden. Die spröde Überprägung der Mylonite begünstigt die Bildung von verbundenem Porenraum innerhalb der Scherzone. Die erhöhte Permeabilität ermöglicht advektives Fluidfließen in den Kataklasiten und damit auch einen signifikanten Massentransport und eine starke Alteration.

Dies bestätigt auch eine Abschätzung der Fluidmenge während der kataklastischen Überprägung der Mylonite (Kap. 4.6.5). Für den zentralen Bereich des Kataklasitbandes innerhalb des Pogallo-Mylonitgürtels ergab sich mit bis zu 140 kg Wasser pro 0,1 kg Ausgangsgestein ein relativ hohes Fluid/Gesteinsverhältnisse von bis zu 1400 : 1. Das untermauert die Vermutung von advektivem Fluidfluß in den Kataklasiten aufgrund der signifikanten Alterationsmuster. In den Myloniten hingegen ist kaum ein Hinweis auf syndeformativen Fluiddurchsatz zu finden.

Anhand der beobachteten Alterationsmuster läßt sich eine syndeformative Fließrichtung für die fluiden Phasen implizieren (Kap. 4.6.3). In den Myloniten sprechen die geringen SiO₂-Verluste tendenziell für eine Temperatur-aufwärts gerichtete Fließrichtung der Fluide. Aufgrund der schwachen Alteration und der geringen Massenveränderung sollte die implizierte Fluidfließrichtung innerhalb der Mylonite jedoch mit Vorsicht gewertet werden. Für die Kataklasite kann anhand der Ausscheidung von Quarz und Alkalifeldspat eine Temperatur- und Druckabwärts gerichtete Fluidfließrichtung abgeleitet werden. Möglicherweise hat sich die Fließrichtung der fluiden Phasen während verschiedener Reaktivierungsphasen geändert und dadurch unterschiedliche Alterationsmuster innerhalb der verschiedenen Kataklasite produziert.

Der Vergleich der unterschiedlichen Alterationsmuster in Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegt die unterschiedlichen Eigenschaften von Massentransport und Fluidfließen in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen. Während die sehr gering permeablen Mylonite eher als 'Fluidbarrieren' betrachtet werden können, dürften die verheilten Kataklasite ehemals hochpermeable Fluidkanäle darstellen, die signifikanten Fluiddurchsatz und Massentransport erlaubten.

5.4 Implikationen für Gesteine nahe des spröd-viskosen Übergangs

5.4.1 Die Scherfestigkeit

In Anlehnung an das Störungszonenmodell von Scholz (1988) soll die Beziehung zwischen dem Deformationsstil in krustalen Störungszonen und der Scherfestigkeit des Gesteins diskutiert werden. Ergänzend werden im Rahmen dieser Studie gewonnene Erkenntnisse über

Fluidverhalten während der Deformation berücksichtigt und die zuvor detailliert besprochenen Verformungsstrukturen einem synoptischen Tiefen-Festigkeits-Diagramm zugeordnet.

In seinem Störungszonenmodell für Qtz-Fsp-Gesteine geht Scholz (1988) davon aus, daß der oberflächennahe Abschnitt der kontinentalen Kruste von unverfestigtem Material aufgebaut wird, in dem kohäsionslose Kataklastite auftreten. In diesen Bereichen ist Mikroseismizität z.B. in Bergbauminen oder nahe großer Stauseen (Scholz, 1990) zu verzeichnen. Erdbeben mit moderater bis großer Magnitude treten dort nicht auf, da das Gestein nahe der Erdoberfläche nicht genug elastische Energie speichern kann. In der Festigkeitskurve (Abb. 5.1) des Tiefen-Festigkeits-Diagramms für den bruchhaft deformierten Krustenabschnitt fällt ein Knick auf, der den Wechsel von kohäsionsloser zu kohäsiver Kataklaste kennzeichnet, der vermutlich mit dem temperaturabhängigen Einsatz intrakristalliner Plastizität (Dislokationsgleiten) in Quarz zu korrelieren ist (Handy et al., 1999b). Für den Bereich unverfestigten Materials wird eine geringere Scherfestigkeit postuliert als für kohäsive Kataklastite (Byerlee, 1978; Gratier & Gamond, 1990; Streit, 1997).

Der Wechsel von kohäsiver Kataklaste (inklusive Dislokationsgleiten) zu spröd-viskosem, mylonitischem Fließen wird für Qtz-Fsp-Gesteine von dem Einsatz dynamischer Rekristallisation in Quarz gekennzeichnet und fällt nach Handy et al. (1999b) mit dem Festigkeitsmaximum in der Lithosphäre zusammen (Abb. 5.1). In natürlichen Gesteinen beginnt die dynamische Rekristallisation von Quarz bei ca. 300 °C (Voll, 1976) und die von Feldspat bei 450 °C (White, 1975; Voll, 1976). Für Qtz-Fsp-Gesteine liegt der spröd-viskose Übergang nach dem Modell von Scholz (1988) zwischen 300 und 450 °C.

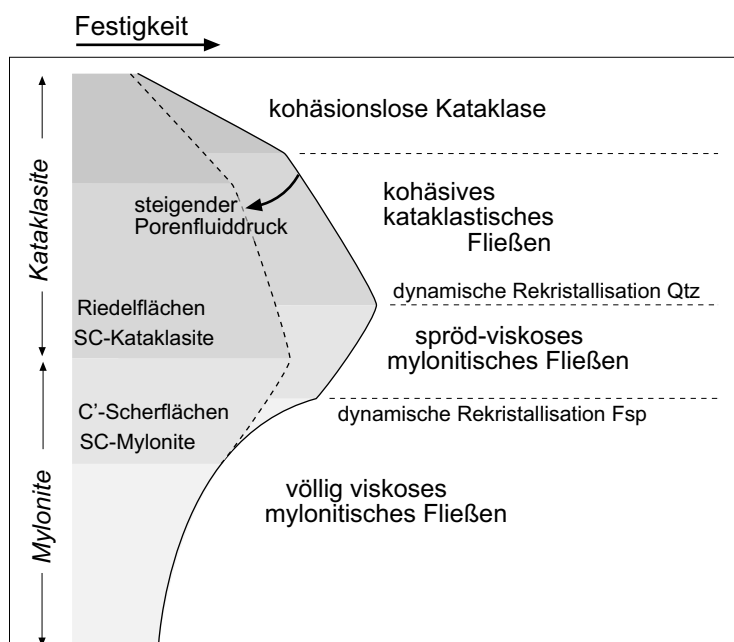


Abb. 5.1: Das Tiefen-Festigkeits-Profil, modifiziert nach Scholz (1988) und Handy et al. (1999b), zeigt die Beziehung zwischen dem Deformationsstil und der krustalen Festigkeit. Erhöhter Porenfluiddruck kann das Festigkeitsmaximum der Kruste herabsetzen und den spröd-viskosen Übergang in größere Tiefen verschieben (siehe gestrichelte Linie). Diskussion siehe Text.

Spröd-viskoses, mylonitisches Fließen impliziert, daß die Gesteinsfestigkeit vor allem von Temperatur und Verformungsrate abhängt und Druck nur noch eine untergeordnete Rolle spielt. Die verbleibende, geringe Druckabhängigkeit ist auf die dilatativen Prozesse in den

Klasten der starken Phase zurückzuführen. Völlig viskoses, mylonitisches Fließen in Qtz-Fsp-Gesteinen muß nach Scholz (1988) mit der dynamischen Rekristallisation beider Phasen assoziiert sein (Abb. 5.1).

Hohe Porenfluiddrücke können den effektiven Umgebungsdruck senken und damit die Scherfestigkeit des Gesteins herabsetzen (z.B. Hubbert & Rubey, 1959), was einen signifikanten Einfluß auf die Festigkeit der oberen kontinentalen Kruste hat (Sibson, 1992; Streit 1997). Erhöhte Porenfluiddrücke können den spröd-viskosen Übergang in tiefere Krustenbereiche verschieben (Sibson, 1990) und die maximale Festigkeit der Lithosphäre herabsetzen (Kohlstedt et al., 1995; Handy et al., 1999b) (siehe gestrichelte Linie in Abb. 5.1).

5.4.2 Die Verformungsstrukturen

Die amphibolitfaziell angelegten C'-Scherflächen dieser Studie werden dem Bereich spröd-viskosen, mylonitischen Fließens zugeordnet, da ihre Anlage und Entwicklung von einem episodischen Wechsel zwischen spröder und viskoser Deformation begleitet wird. In diesem Bereich erfüllen die Scherflächen eine wichtige kinematische Funktion, indem sie kompatible Verformung in einem heterogen deformierten Gestein am spröd-viskosen Übergang ermöglichen. Die zuvor erläuterte, zyklische Nukleation und Rotation der spröd-viskosen C'-Scherflächen im cm-Maßstab dürfte zudem mit einer episodischen Fluktuation der lokalen Festigkeit des Gesteins assoziiert sein. Auch die SC-Mylonite sind mit ihren spröden Feldspatklasten und dem viskos deformierten Quarz in diesem spröd-viskosen Krustenabschnitt zu erwarten.

Dem Bereich kataklastischen Fließens dürfte das Auftreten von foliierten Kataklasten zuzuordnen sein, wie sie von House & Gray (1982) und Lin (1999) beschrieben werden. Die weichere Phase (Qtz) zeigt dort Dislokationsgleiten, aber keine dynamische Rekristallisation. Scholz (1988) allerdings bringt in seinem Störungszonenmodell für Qtz-Fsp-Gesteine die Entwicklung von Myloniten bereits mit dem Auftreten intrakristalliner Plastizität in der weichen Phase (Qtz) in Zusammenhang. Da Dislokationsgleiten aber bei niedrigen Temperaturen auf eine zu geringe Anzahl von Gleitsystemen beschränkt ist, um die Verformung kompatibel akkommodieren zu können, teilen Handy et al. (1999b) diese Ansicht nicht. Dies unterstützt Shimamoto's (1989) Zuordnung von SC-Myloniten in den unteren Teil seiner „semi-duktilen“ Zone. Unterschiede ergeben sich zu seiner Annahme, daß SC-Tektonite oberhalb (anstatt SC-Mylonite unterhalb und foliierte Kataklaste oberhalb) des P-, T- und $\dot{\gamma}$ -abhängigen Festigkeitsmaximums der Lithosphäre auftreten (siehe Fig. 11 in Shimamoto, 1989).

Die Bildung von Kataklasten hängt nicht nur vom Druck, sondern auch von der Verformungsrate ab. Daher können Kataklaste und Pseudotachylite auch in einem Bereich vorkommen, in dem eigentlich viskose Deformation vorherrscht. In diesem Bereich, der von Scholz (1988) als 'alternierende Zone' bezeichnet wird, ist in interseismischen Perioden

plastisches Fließen und während größerer Beben koseismisches Gleiten zu erwarten. Die charakteristische Wechsellagerung von Myloniten und Pseudotachyliten (Passchier, 1982; Hobbs et al., 1986; McNulty, 1995) ist ein Beleg dafür, daß die Basis der seismogenen Zone bis in den Bereich viskoser Verformung hineinreichen kann (Sibson, 1980; Passchier, 1982, 1984; Hobbs et al., 1986; Shimamoto, 1989).

5.4.3 Der Fluidruck

In der oberen Kruste, wo Brüche und offener Porenraum miteinander verbunden sind, ist der Fluidruck mit $\lambda_v \approx 0,4$ hydrostatisch (Sibson, 1992). Mit zunehmender Tiefe ist der Porenraum nicht länger verbunden und verschiedene Prozesse, wie z.B. Zementation und Kompaktion (Angevine, 1982; Walder & Nur, 1984; Chester et al., 1993), tragen dazu bei, daß die Permeabilität des Gesteins abnimmt. Dadurch kann der Fluidruck ansteigen und suprahydrostatische (Abb. 5.2), vereinzelt auch lithostatische, Drücke erreichen (Sibson, 1992). Der Anstieg des Fluiddrucks muß aber nicht unbedingt auf zunehmender Krustentiefe und dadurch reduzierter Permeabilität beruhen, sondern kann auch entlang einer impermeablen 'Fluidbarriere', wie beispielsweise Myloniten, zunehmen (Sibson, 1990).

Innerhalb der Mylonite kann aufgrund der beobachteten Verformungsstrukturen, wie den C'-Scherflächen, eine geringe Restpermeabilität angenommen werden. Vermutlich steigt der Fluiddruck mit dem Auftreten von Myloniten nicht sprunghaft an, sondern allmählich (Abb. 5.2), während die dilatativen Prozesse und die Restpermeabilität des Gesteins weniger werden. In den völlig viskosen Myloniten, unterhalb des Entwicklungsbereiches von C'-Scherflächen, dürfte die Permeabilität des Gesteins $< 1\%$ sein (McCaig, 1997) und der Fluiddruck suprahydrostatisch werden.

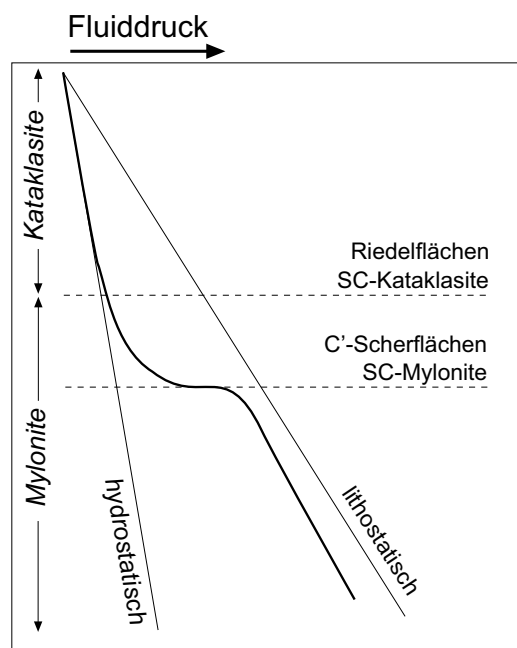


Abb. 5.2: Skizze des Verhaltens von Fluiddruck mit zunehmender Tiefe und in Zusammenhang mit verschiedenen Deformationsstilen und Verformungsstrukturen. Diskussion siehe Text.

Wenn allerdings Erdbeben in der Kruste auftreten und bis in Tiefen hineinpropagieren, in denen eigentlich viskose Deformation vorherrscht, kann dort (in den Myloniten) eine Bruchpermeabilität erzeugt und damit auch kurzfristig der Fluiddruck geändert werden. Dilatative Verformung kann verbundene Brüche und offenen Porenraum entstehen lassen, was den lokalen Fluiddruck erheblich herabsetzt und das rasche Nachfließen eines Fluids aus der Umgebung erlaubt (Etheridge et al., 1984; Walther, 1994; Oliver, 1996). Auch in tieferen

Krustenbereichen können während eines Bruchs sogenannte ‘Fluidbarrieren’ oder impermeable Lagen (z.B. Mylonite) durchschlagen werden, wodurch das suprahydrostatische Fluid entweichen kann. Der rapide Druckabfall in der fluiden Phase setzt die Löslichkeit von Quarz herab und begünstigt dessen Ausscheidung aus einem SiO_2 -gesättigten Fluid.

Die in den Kataklastiten der Pogallo Linie beobachtete Ausscheidung von Quarz kann auf zwei verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, die beide zu der starken Silifizierung beitragen. Zum einen wird ein aufwärts migrierendes Fluid während der Abkühlung und Dekompression aufgrund der sinkenden Löslichkeit von Quarz an SiO_2 übersättigt, und Quarz wird ausgeschieden. Andererseits kann ein abrupter Druckabfall während der bruchhaften Deformation die Löslichkeit von Quarz rapide herabsetzen und die Ausscheidung von Quarz aus einem SiO_2 -gesättigten Fluid begünstigen.

Im Falle der Pogallo Störungszone, die während ihrer Aktivität herausgehoben und dabei kataklastisch überprägt und retrograd alteriert wurde, dürften sowohl Druckentlastung als auch Temperaturabnahme die Ausscheidung von Mineralphasen aus der fluiden Phase beeinflusst haben. Die gesamtgesteinschemischen Analysen belegen, daß die spröde-viskosen Pogallo-Mylonite kaum Alteration und/oder Massentransport erfahren haben und damit keinen klaren Hinweis auf Fluidmigration zeigen. Auch die beobachteten C’-Scherflächen zeigen keinerlei Alteration und scheinen im Falle der Pogallo Störungszone keinen signifikanten Beitrag zur Gesamtpermeabilität und Fluidwegsamkeit zu leisten.

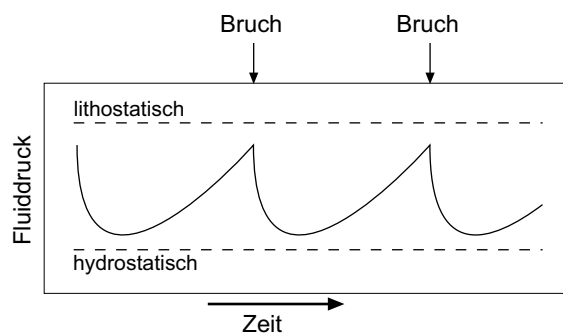


Abb. 5.3: Kurzfristige Schwankungen des Porenfluidrucks während der episodischen Bruchbildung und der nachfolgenden Verheilung der Störungszone.

Wenngleich die Lithifikationsrate von Störungen in quarzreichem Material in einem niedrigen Krustenniveau langsam ist, kann die Zementation einer Störung in einer Tiefe von 6 bis 8 km doch innerhalb von 10 bis 100 Jahren stattfinden (Angevine, 1982). Die episodische Bruchbildung und die wiederholte Reaktivierung der Pogallo-Kataklastite implizieren sowohl eine Fluktuation in der Scherfestigkeit des Gesteins als auch Schwankungen im lokalen Fluiddruck zwischen hydrostatisch und nahezu lithostatisch (Abb. 5.3). Wenn eine Störungszone verheilt ist, kann der Fluiddruck wieder ansteigen und schon in geringer Tiefe (3 bis 7 km) vorübergehend suprahydrostatisch werden (z.B. Streit 1997, 1999). In seismogener Tiefe können kleine Veränderungen im Fluiddruck zu signifikanten Schwankungen in der Festigkeit der Störungszone führen (Sibson, 1992).

5.4.4 Der spröd-viskose Übergang

Im Prinzip kann man zwei Arten des spröd-viskosen Übergangs unterscheiden, einen räumlichen und einen zeitlichen. Während der Exhumation der aktiven Pogallo Störungszone kam es vermutlich zu einer Überlagerung der beiden Arten. Zum einen wurden die amphibolit-faziellen Mylonite während der Heraushebung kataklastisch überprägt und dokumentieren damit einen zeitlichen Übergang (Abb. 5.4a). Andererseits dürfte die Verbiegung von Isothermen entlang der Störungsfläche (Sibson, 1977) spröd und viskos deformiertes Gestein räumlich nebeneinander gebracht haben (Abb. 5.4b).

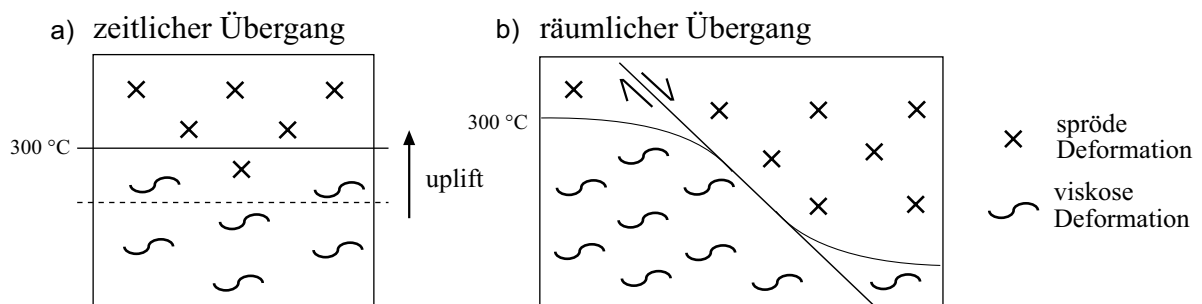


Abb. 5.4: Skizze der beiden Übergänge von überwiegend spröder zu überwiegend viskoser Deformation: **a)** Der zeitliche Übergang, z.B. beim Durchlaufen der Isothermen während der Heraushebung und **b)** der räumliche Übergang, z.B. durch Verschleppung der Isothermen entlang der Störungsfläche.

Das Auffiedern von C'-Scherflächen in diskrete Brüche, die ihrerseits konkordant in die mylonitische Foliation münden (Abb. 3.7a,b) belegt im Aufschluß- und im Dünnschliffmaßstab die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformationsmechanismen. Der spröd-viskose Zyklus, der die Anlage und Entwicklung der C'-Scherflächen begleitet, dokumentiert einen episodischen Wechsel der dominanten Deformationsmechanismen in einem kleineren Maßstab. In den Störungsgesteinen der Pogallo Linie sind somit der räumliche und der zeitliche spröd-viskose Übergang in verschiedenen Betrachtungsmaßstäben verwirklicht.

5.5 Ausblick und zukünftige Untersuchungen

Um die Übertragbarkeit der im Rahmen dieser Studie erarbeiteten Resultate und aufgestellten Modelle sowie die Richtigkeit der Interpretationen zu überprüfen, sollten die gewonnenen Ergebnisse am Beispiel anderer Störungszonen überprüft werden. Aufschlußreich für die mögliche Korrelierbarkeit der Ergebnisse wäre es, Störungszonen zu wählen, die ebenfalls eine räumliche und zeitliche Assoziation von spröder und viskoser Deformation zeigen, wie z.B. die Val Colla Linie, die Insubrische Linie oder die Peio Linie. Ein Vergleich der strukturellen Entwicklung an Störungsgesteinen unterschiedlicher Entstehungsbedingungen würde die Möglichkeit bieten den Einfluß von Druck, Temperatur, Streß und Ausgangsgestein zu untersuchen.

Zur Weiterführung und Ergänzung der theoretischen Überlegungen zur Anlage und Entwicklung von Scherflächengefügen würde sich die Darstellung der Problematik in einem mechanisch/ kinematischen Modell empfehlen. Ein synoptisches Modell würde die Überprüfung und Anwendbarkeit auf andere Geländebeispiele erleichtern. Auch eine numerische Modellierung könnte neue Einblicke in das kinematische und mechanische Verhalten von Scherflächen während ihrer Entwicklung ermöglichen. Die dabei zu berücksichtigenden Randbedingungen, die sich aus den hier gewonnenen Erkenntnissen ergeben, sind in Kap. 3.6.5 zusammengefaßt.

Eine sinnvolle, methodische Ergänzung würden O- und H-Isotopengeochemische Untersuchungen an den Myloniten und Kataklastiten darstellen. Damit könnten Erkenntnisse über die Herkunft der Fluide, die T-Bedingungen während der Deformation und die Fluidzusammensetzung während der Deformation gewonnen werden. Auch ließen sich offene Fragen klären; beispielsweise, ob die Mylonite infiltriert wurden oder nicht. Man könnte Hinweise darauf finden, ob die Fluide nur während der bruchhaften Überprägung der Scherzone infiltriert wurden (oder auch später ?) und ob sie entlang der makroskopischen Brüche Alteration verursacht haben.

Sowohl die episodische Entwicklungsgeschichte der C'-Scherflächen als auch die wiederholt reaktivierten Kataklastite im Zentrum der Pogallo Linie geben Hinweise darauf, daß die Festigkeit des Störungsgesteins während der Aktivität der Scherzone nicht konstant war. Um das Festigkeitsverhalten von Störungszonen während der Deformation besser zu verstehen, wären weiterführende Untersuchungen an Mikrostrukturen unterschiedlich deformierter Gesteine notwendig. Vor allem die bisher wenig intensiv untersuchten spröden Störungsgesteine könnten neue Einblicke geben in die Prozesse während der Zementation und der dies kontrollierenden Faktoren. Erstrebenswert wären in diesem Zusammenhang neue Erkenntnisse über die Bedingungen, aufgrund derer Störungen als Fluidkanäle oder als Fluidbarrieren fungieren. Detaillierte Kenntnisse dieser Problematik können zu einem verbesserten Verständnis des Festigkeitsverhaltens von Störungszonen und damit auch dem Verständnis von Erdbeben beitragen.