

Verformungsstrukturen und
gesamtgesteinschemische Alteration nahe
dem spröd-viskosen Übergang an der
Pogallo Störungszone, Norditalien

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
der Justus-Liebig-Universität Gießen
(Fachbereich 08 Biologie, Chemie, Geowissenschaften
Fachrichtung Geowissenschaften)

vorgelegt von

Susanne Palm

Gießen, November 1999

1. Berichterstatter: Prof. Dr. M.R. Handy

2. Berichterstatter: Prof. Dr. U. Haack

Dekan: Prof. Dr. R. Renkawitz

Tag der mündlichen Prüfung:

Zusammenfassung

Die heute steilstehende, frühmesozoische Pogallo Störungszone bildet die strukturelle Grenze zwischen der Ivrea Zone und der Strona-Ceneri Zone im westlichen Teil der Südalpen. Das Alter der Störungszone korreliert mit der E-W gerichteten Krustenausdünnung während der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes am südöstlichen Rand der mesozoischen Tethys. Innerhalb der ca. 1 km breiten, amphibolitfaziell angelegten Pogallo Störungszone nimmt die Intensität der Deformation von NW nach SE zu und konzentriert sich am Südrand der Störungszone, wo grünschieferfazielle Mylonite und Kataklastite die Pogallo Linie bilden. Die ursprünglich als sinistrale Schrägabschiebung angelegte Störung wurde während der Alpen Orogenese in eine subvertikale Orientierung rotiert, so daß im Gelände ein Abschnitt subparallel zur Transportrichtung entstand.

Die enge räumliche und zeitliche Assoziation mylonitischer und kataklastischer Deformation einer kontinuierlichen Deformationsphase ermöglicht es, das Verformungsverhalten und die gesamtgesteinschemischen Prozesse im Übergangsbereich zwischen spröder und viskoser Deformation detailliert zu untersuchen. Um den Zusammenhang zwischen der Entstehung und Entwicklung von Schwächezonen, dem Einfluß fluider Phasen und dem Festigkeitsverhalten in der oberen und mittleren Kruste zu verstehen, ist eine Kombination verschiedener Arbeitsmethoden aus der Petrographie, Strukturgeologie und Gesamtgesteinschemie hilfreich. Besonderes Interesse gilt den Wechselwirkungen zwischen der strukturellen und mechanischen Beschaffenheit des Gesteins, dem Deformations- und Alterationsstil sowie der Entwicklung der Scherfestigkeit der Gesteine während der Deformation.

Der Schwerpunkt der strukturgeologischen Untersuchungen liegt auf der Gefügeentwicklung von C'-Scherflächen in unterschiedlichen Maßstäben. Die gegenseitigen Überprägungsbeziehungen der Scherflächen lassen vermuten, daß sie als Scherbrüche unter hohem Winkel zur mylonitischen Foliation nukleieren, antithetisch in eine Orientierung subparallel zur mylonitischen Foliation rotieren und dabei zunehmend breiter werden und mehr Verformung akkommodieren.

Während sich der Winkel zwischen den Scherflächen und der mylonitischen Foliation verringert, wechselt das Deformationsverhalten entlang der Scherflächen von spröde zu viskos. Gleichzeitig nimmt die lokale Gesteinsfestigkeit zu und erreicht unmittelbar vor der Anlage neuer Scherflächen ein Maximum. Die zyklische Nukleation und Rotation der Scherflächen kann möglicherweise mit einer lokalen Fluktuation in der Festigkeit von Myloniten nahe dem spröd-viskosen Übergang assoziiert werden. Die Ähnlichkeit der Scherflächengefüge in unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben ist ein Hinweis darauf, daß die Anlage und die progressive Delokalisierung der Verformung entlang der rotierenden Scherflächen auch in größeren Maßstäben (mehrere 10er m) möglich sein kann.

Die gesamtgesteinschemischen Analysen an Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegen einen syndeformativen Massentransport, der mit dem jeweiligen Deformationsstil der Tektonite korreliert werden kann. Die geringen Massenverluste (ca. 5 Gew.%) in den Myloniten sind überwiegend auf die Abfuhr von SiO_2 zurückzuführen. Der Einsatz spröder Deformation im Zentrum des Pogallo Mylonitgürtels geht mit advektivem Massentransport und Druckentlastung einher und ermöglicht die Ausscheidung von Quarz aus einem SiO_2 -reichen Fluid. Diese deutliche Zufuhr an SiO_2 und K_2O in den Kataklasiten spricht für T-abwärts (hin zu niedrigeren Temperaturen) fließende Fluide. Eine Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklastik ergibt Fluid/Gesteinsverhältnisse von bis zu 1400 : 1. Verschiedene Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Fluide während der Entwicklung der Störungszone wiederholt suprahydrostatische, und teilweise auch nahezu lithostatische, Drücke erreicht haben.

Ein Vergleich der unterschiedlichen Alterationsstile in Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie belegt unterschiedliche Eigenschaften von Fluidfließen und Massentransport in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen. Während die erhöhte Permeabilität der Kataklastik einen advektiven Fluidfluß und effektiven Massentransport erlaubt, ist in den Myloniten nur eine geringfügige Alteration zu beobachten. Das läßt auf eine geringe Permeabilität der Mylonite und damit auch einen geringen Fluiddurchsatz schließen. Vermutlich können die mittelkrustalen Mylonite als 'Fluidbarrieren' fungieren, wohingegen bruchhafte Deformation in der oberen Kruste kanalisiertes Fluidfließen ermöglicht.

Danksagung

Prof. Dr. M.R. Handy und Dr. J.E. Streit (jetzt Canberra, Australien) regten die vorliegende Arbeit an und betreuten sie. Dafür sei ihnen herzlich gedankt. Mark Handy möchte ich vor allem für seine ständige Diskussionsbereitschaft und die konstruktive Kritik danken, von der diese Arbeit sehr profitiert hat. Jürgen Streit setzte seine Betreuungsarbeit auch aus dem fernen Australien unermüdlich fort. Ihm möchte ich für die kritischen und hilfreichen Diskussionen per email und Fax vielmals danken.

Unterstützt wurde diese Arbeit für 2 Jahre und 10 Monate durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Ha 2403/1-1).

Für Tips und Ratschläge, fachliche Unterstützung, anregende Diskussionen, eine rettende „email hot-line“ und die existentielle Versorgung mit Literatur möchte ich mich bedanken bei Alfons Berger, Bas den Brok, Rafael Ferreiro-Mählmann, John Fitz-Gerald, Timon Fliervoet, Jonathan Imber, Thomas Kenkmann, Ljuba Kerschofer, Matthias Nega, Julius Partzsch, Rainer Petschick, Claudio Rosenberg, Oliver Spieler, Peter Stock, Holger Stünitz, Silke Wissing, Gernold Zulauf, Roger Zurbriggen. Ihr habt mir so manches graues Haar erspart! Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie zahlreiche Diskussionsbeiträge möchte ich Axel Brommer und Dr. ‘Ecki’ Stein recht herzlich danken.

Die eifrigen Geländebesuche von meinem experimentellen „Pendant“ Peter Bauer sowie Andreas Schlaefke, Ursula Weber, Silke Wissing und Jörn H. Kruhl in meinem teils einsamen und teils fürchterlich nassen Val Grande haben einen guten Teil dazu beigetragen, mich vor einem Eremiten-Dasein zu bewahren. Für den Spaß und die schöne Zeit sei Euch ganz herzlich gedankt!

Die vielen, vielen Dünnschliffe fertigte Herbert Kirch an, der auch bei äußerst unkooperativen Proben die Geduld nicht verlor. Während der Arbeitszeit an der Mikrosonde unterstützte und beriet mich Dr. R. Borchardt. Für die Tips, Tricks und seinen schwarzen Humor im Umgang mit trotziger Technologie sei ihm recht herzlich gedankt. Frau M. Grünhäuser führte die Röntgenfluoreszenzanalyse durch und beriet mich bei der Sichtung der Daten. Für die Messungen ausgesuchter Proben am Röntgendiffraktometer möchte ich mich bei Volker Kunert recht herzlich bedanken. Meinen ‘alten Frankfurter Kollegen’ Andreas Mann und Dirk Scheuven sei für die kurzfristig eingeräumte Meßzeit und die fachliche Unterstützung an der EDAX und der Kathodolumineszenzanalyse gedankt. Janina Schastok verdanke ich organisatorische Hilfestellung der unterschiedlichsten Art und Frau R. Becker-Lins die Bewahrung vor manchen verwaltungstechnischen Fallstricken.

Prof. Dr. W. Franke und Dr. Wolfgang Dörr möchte für die unbürokratische Überlassung der „Yeti Villa“ recht herzlich danken, die für mehrere Monate mein treues und meist (!) wasserdichtes Zuhause werden sollte.

Für die „Institutskultur“, die konstruktiven Diskussionen und die erlösende Ablenkung in Form gelegentlicher ‘Feierabendbierchen’ danke ich der „Erdgeschoßmannschaft“ und nicht zuletzt meinem Zimmerkollegen Volker Kunert, der mich durch alle Höhen und Tiefen des Promovierens begleitet hat. Ohne Euch hätte das Forschen nur halb so viel Freude bereitet.

Last but not least seien diejenigen erwähnt, die mir in den letzten Jahren privat den Rücken gestärkt haben und damit eine große Hilfe während des Entstehens dieser Arbeit waren. Vor allem meinem Freund Andreas Schlaefke möchte ich für die tatkräftige Unterstützung und seine Geduld in guten und in weniger guten Zeiten danken.

Zusammenfassung	I
Danksagung	III
Inhaltsverzeichnis	V

KAPITEL 1 EINLEITUNG

1.1 Einleitung	1
1.2 Fragestellung und Zielsetzung	2
1.3 Geologischer Rahmen	4
1.3.1 Tektonometamorphe Geschichte der Pogallo Störungszone	5
1.3.2 Kinematische Entwicklung der Pogallo Störungszone	7
1.4 Terminologie	8
1.4.1 Bezeichnung der untersuchten Gesteine	8
1.4.2 Charakteristische Flächengefüge	9
1.4.3 Zum Begriff „spröd-viskos“	10
1.5 Methodik und Konzeption	11

KAPITEL 2 DAS POGALLO STÖRUNGSSYSTEM

2.1 Die Pogallo Störungszone im Val Grande	13
2.1.1 Die Protolith - Ivrea und Strona-Ceneri Zone	13
2.1.2 Die Pogallo-Tektonite	14
2.1.3 Der Mylonitgürtel der Pogallo Linie	16
2.2 Meso- und Mikroskopische Gesteinsbeschreibung	20
2.2.1 Biotitreiche Paragneise	20
<i>Mylonite</i>	20
2.2.2 Hornblendegneise	21
2.2.3 Feldspatreiche Gneise	21
<i>Mylonite</i>	21
<i>Ultramylonite</i>	22
<i>Kataklasite</i>	22
2.3 Die Metamorphosebedingungen im Val Grande	27

KAPITEL 3 DIE ENTSTEHUNG UND ENTWICKLUNG VON SCHERFLÄCHENGEFÜGEN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE LOKALE GESTEINSFESTIGKEIT

3.1 Einleitung	30
3.2 Terminologie und Nomenklatur	31
3.2.1 Klassifikation der Scherflächentypen	31
3.2.2 Messung verschiedener Parameter	32

3.3	Scherflächen im Val Grande	33
3.3.1	Scherflächengefüge im Aufschluß	33
	<i>Biotitreiche Gneise</i>	33
	<i>Hornblendegneise</i>	34
	<i>Feldspatreiche Gneise</i>	35
3.3.2	Mikrogefüge	36
	<i>Biotitreiche Paragneise</i>	36
	<i>Hornblendegneise</i>	36
	<i>Quarzlagen</i>	37
	<i>Feldspatreiche Gneise</i>	37
	<i>Zusammenfassung</i>	38
3.4	Scherflächengeometrie	41
3.4.1	Überprägungsstrukturen	41
3.4.2	Scherflächenparameter	45
	<i>Verhältnis von Breite zu Länge</i>	45
	<i>Verhältnis von Länge zu Orientierung</i>	46
	<i>Verhältnis von Breite zu Orientierung</i>	46
3.4.3	Finite Verformung entlang der Scherflächen	47
	<i>Methode</i>	47
	<i>Probenauswahl und Messungen</i>	48
	<i>Ergebnis</i>	49
3.4.4	Einfluß von Inhomogenitäten und Kompetenzkontrasten	50
3.5	Verformungsanalyse und Grad der Koaxialität	51
3.5.1	Geländebeobachtungen	51
3.5.2	Pogallo-Tektonite im Flinn Diagramm	53
	<i>Methode</i>	53
	<i>Probenauswahl und Messung</i>	53
	<i>Ergebnis</i>	54
3.5.3	Asymmetrie der Scherflächengefüge	55
	<i>Methode</i>	55
	<i>Messungen</i>	55
	<i>Ergebnis</i>	56
3.6	Diskussion	57
3.6.1	Vorkommen von Scherflächen	57
3.6.2	Zwei Hypothesen zur Nukleation von Scherflächen	58
3.6.3	Der spröd-viskose Zyklus	59
	<i>Spannungs- und Festigkeitsverhalten</i>	59
	<i>Die Maßstabsfrage</i>	62
3.6.4	Vergleich mit anderen Modellen	62
3.6.5	Rahmenbedingungen für ein Modell	64

KAPITEL 4 FLUIDMIGRATION UND MASSENTRANSPORT IN DER AMPHIBOLIT- BIS GRÜNSCHIEFERFAZIELLEN POGALLO STÖRUNGSZONE

4.1	Einleitung	65
4.2	Analytische Methode	66
4.3	Probenprofil	67
4.4	Massenbilanz	71
4.4.1	Das Isoconen-Diagramm nach Grant (1986)	71
4.4.2	Mylonite	73
	<i>Massenbilanzrechnung</i>	75
4.4.3	Kataklasite	76
	<i>Massenbilanzrechnung</i>	78
4.5	Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und Neubildung	79
4.5.1	Ternäre Zusammensetzung der Plagioklase	79
4.5.2	Kalifeldspatmineralisation	81
	<i>Mylonite</i>	81
	<i>Ultramylonite</i>	82
	<i>Kataklasite</i>	83
4.5.3	Glimmer	84
4.6	Diskussion	86
4.6.1	Alteration und Massentransport	86
4.6.2	Fluidwegsamkeiten und Permeabilitäten	87
4.6.3	Fluidmigration während der Entwicklung der Scherzone	89
4.6.4	Antriebsmechanismen für den Fluidfluß	91
4.6.5	Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklase	91

KAPITEL 5 INTERPRETATION UND SCHLUßFOLGERUNGEN

5.1	Entwicklung der Pogallo Störungszone	94
5.2	Entstehung und Entwicklung von C'-Scherflächen	95
5.3	Massentransport und Fluid/Gesteinsinteraktion	96
5.4	Implikationen für Gesteine nahe dem spröd-viskosen Übergang	97
5.4.1	Die Scherfestigkeit	97
5.4.2	Die Verformungsstrukturen	99
5.4.3	Der Fluiddruck	100
5.4.4	Der spröd-viskose Übergang	102
5.5	Ausblick und zukünftige Untersuchungen	102

Literatur	104
------------------	------------

Anhang	113
---------------	------------

1.1 Einleitung

Aufgrund des mechanischen Verhaltens von Gesteinen in der Erdkruste lässt sich diese in zwei Bereiche teilen (Brace & Kohlstedt, 1980; Sibson, 1977, 1983). Im oberen Krustenabschnitt dominiert bruchhafte Deformation, die entlang diskreter Flächen lokalisiert ist. In diesem Bereich sind spröde Deformationsmechanismen, d.h. dilatative Prozesse wirksam, die überwiegend vom Umgebungsdruck abhängen (Sibson, 1982, 1983). Die Gesteinsfestigkeit wird in der oberen Kruste durch die Gesetze für Bruch- und Reibungsverhalten beschrieben (Coulomb-Navier). Mit zunehmender Tiefe wird die überwiegend spröde Deformation von überwiegend viskoser Deformation abgelöst; diese ist nicht mehr vom Druck, sondern vor allem von Temperatur und Verformungsrate abhängig. Für den mittleren und unteren Krustenbereich gelten viskose Fließgesetze, da hier Dislokationskriechen und Diffusionskriechen vorherrschen und das mechanische Verhalten der Gesteine bestimmen. Scholz (1990) unterscheidet diese beiden Bereiche bruchhafter und viskoser Verformung in Schizosphäre und Plastosphäre (Abb. 1.1).

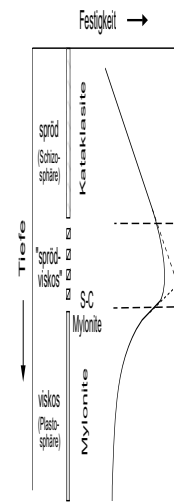


Abb. 1.1: Schematisches Tiefen-Festigkeits-Diagramm des spröde-viskosen Übergangs und des damit assoziierten Festigkeitsmaximums (vereinfacht nach Shimamoto, 1989).

Der Wechsel von Sprödebruch zu viskosem Fließen findet vermutlich nicht abrupt, d.h. entlang einer kontinuierlichen Fläche, statt (Kirby, 1980; Carter & Tsenn, 1987; Ross & Lewis, 1989). Vielmehr wird ein halbspröder (*semi-brittle*) Übergangsbereich angenommen (Abb. 1.1), in dem spröde und viskose Mechanismen gleichzeitig aktiv sind (Scholz, 1988, 1989; Shimamoto, 1989). Diesem Übergangsbereich wird auch die durchschnittliche Tiefenausdehnung seismischer Aktivität (Sibson, 1977, 1982) sowie das Festigkeitsmaximum (Abb. 1.1) der Lithosphäre zugerechnet (Brace & Kohlstedt, 1980). Bei normalem geothermischen Gradienten liegt die Basis der seismogenen Zone in der kontinentalen Kruste bei etwa 20 km (Sibson, 1986). Unterhalb 20 km verhält sich die Kruste weitgehend aseismisch (Chen & Molnar, 1981; Sibson, 1986; Strehlau, 1986).

Da der spröde-viskose Übergang für verschiedene geologische Fragestellungen überaus bedeutend ist, wurden im Rahmen dieser Studie zwei thematisch unterschiedliche Problemstellungen gewählt, um einen möglichst großen Bereich offener Fragen zu adressieren. Der strukturgeologische Teil der Arbeit widmet sich der Gefügeentwicklung im spröde-viskosen Übergangsbereich, während die gesamtgesteinschemischen Analysen auf die Untersuchung von Fluidmigration und Massentransport in spröde-viskosen Scherzonen ausgerichtet sind.

Die Anlage und Entwicklung von Scherflächen wird oft dem späten Stadium einer anfangs duktilen Scherung (Platt & Vissers, 1980; Lister & Snoke, 1984; Passchier, 1984; Blenkinsop & Treloar, 1995) nahe dem spröd-viskosen Übergang zugerechnet (Shimamoto, 1989). Die Entwicklung von Scherflächengefügen scheint eng mit den Prozessen der Mylonitisierung verknüpft zu sein (Berthé et al., 1979a,b; Gapais & White, 1982). Viele Autoren (z.B. Berthé et al., 1979a,b; Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980; Gapais & White, 1982) bringen die Anlage von Scherflächen mit der Akkommodation großer Verformungen bei relativ niedrigen, grünschieferfaziellen Temperaturen in Verbindung.

Unklar ist aber, welche Prozesse und Deformationsmechanismen die Anlage und Entwicklung von Scherflächen begleiten, und welchen Einfluß Inhomogenitäten und Kompetenzkontraste auf ihre geometrische Ausbildung haben. Auch fand die Frage nach einem möglichen Einfluß der Scherflächenanlage und -entwicklung auf die lokale Festigkeit der Gesteine in diesem Übergangsbereich bisher wenig Beachtung. Eine weitere, wichtige Frage ist, ob die Lokalisierung von Verformung nahe dem spröd-viskosen Übergang ein episodisches Phänomen ist, wie das in theoretischen Überlegungen (Hobbs et al., 1986; Hobbs & Ord, 1988) und experimentellen Studien (Shimamoto, 1989) vorgeschlagen wird.

Es ist bekannt, daß Fluidbewegungen häufig an Störungszonen gebunden sind (z.B. McCaig, 1987; Dipple & Ferry, 1992) und dort eine maßgebliche Rolle für die Alteration und den Massentransport spielen (O'Hara & Blackburn, 1989; Bailey et al., 1994; Oliver, 1996; Streit & Cox, 1998). Nicht gänzlich geklärt ist, welchen Einfluß der Deformationsstil auf die Ausbildung von verschiedenen Alterationsmustern und Fluidwegsamkeiten innerhalb der Scherzonen hat. Offen ist auch die Frage, ob sich die rekonstruierte Fließrichtung von fluiden Phasen mit dem jeweiligen Deformationsstil der Störungszone korrelieren läßt.

Die mechanische Rolle von Fluiden während der Deformation wird nach wie vor diskutiert. So können Fluide einerseits zur Herabsetzung der Gesteinsfestigkeit führen, indem sie Diffusionskriechen (Cox & Etheridge, 1989) oder die synmetamorphe Alteration zu rheologisch weicheren Mineralphasen ("*reaction softening*", White & Knipe, 1978; Wintsch et al., 1995) begünstigen. Andererseits können Fluide zur Erhöhung der Festigkeit im Gestein beitragen, indem sie als advektives oder diffusives Medium Störungszonen versiegeln (Rutter, 1972; Sibson, 1986; Streit, 1998). Unklar sind auch die Bedingungen, unter denen Störungszonen als Fluidbarrieren oder als Fluidkanäle fungieren.

1.2 Fragestellung und Zielsetzung

Die Schwerpunkte des Projektes, in dessen Rahmen diese Dissertation angefertigt wurde, konzentrieren sich auf die Untersuchung von Verformungsstrukturen und Alterationsmustern nahe dem spröd-viskosen Übergang, sowie den physikalischen und chemischen Prozessen in diesem Bereich. Die Zielsetzungen dieser Studie lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Eine detaillierte Aufnahme der Verformungsstrukturen in den amphibolit- und grünschieferfaziellen Gesteinen der Pogallo Störungszone dient als Basis für die Analyse der Scherflächengeometrie. Es gilt die Faktoren und Parameter zu charakterisieren, die zur Ausbildung von Scherflächen führen und beispielsweise die Fragen zu klären, ob sich mylonitische und bruchhafte Scherflächen gleichzeitig oder nacheinander anlegen, und welchen Einfluß Heterogenitäten auf die Verformungsgeometrie der Scherflächen haben.
- Um die kinematische und mechanische Rolle der Scherflächen besser zu verstehen, sollen die Prozesse und Deformationsmechanismen charakterisiert werden, die die Anlage und Entwicklung der Scherflächen begleiten. Die strukturellen Untersuchungen erstrecken sich auf mehrere Betrachtungsmaßstäbe und verschiedene Lithologien, um eine mögliche Übertragbarkeit der Ergebnisse zu überprüfen. In diesem Zusammenhang ist auch die Frage interessant, wovon die Ausbildung und Entwicklung von Scherflächen abhängt (Temperaturveränderungen, z.B. während des *uplifts* oder Veränderungen in der Verformungsrate?).
- Gesamtgesteinschemische Untersuchungen sollen klären, ob und in welchem Maße entlang der Pogallo Linie Fluidmigration und Massentransport stattgefunden haben. Es gilt zu klären, ob ein Zusammenhang zwischen dem Alterationsstil, dem Deformationsstil (kataklastisch oder mylonitisch) und den Eigenschaften von Fluidmigration und Massentransport in mittel- und oberkrustalen Bereichen einer Scherzone besteht.
- Es gilt herauszufinden, welchen Einfluß die Deformationsmechanismen auf die Permeabilität der Gesteine und die Wegsamkeiten der fluiden Phasen haben. Auch soll geklärt werden, ob die rekonstruierte Fließrichtung der Fluide mit den Alterationsmustern und dem Deformationsstil korreliert werden kann und welche Rolle Fluide am spröd-viskosen Übergang spielen können.
- Schließlich soll basierend auf den im Rahmen dieser Studie gewonnenen Ergebnissen diskutiert werden, welchen möglichen Einfluß Verformungsstrukturen und Porenfluiddrücke nahe dem spröd-viskosen Übergang auf die lokale Festigkeit des Gesteins haben können.

Um Antworten auf die offenen Fragen zu suchen, ist die Pogallo Störungszone hervorragend geeignet. Aufgrund ihrer tektonometamorphen Entwicklungsgeschichte ist davon auszugehen, daß die Pogallo Störungszone während ihrer Aktivität den spröd-viskosen Übergang durchlaufen und dabei Verformungsstrukturen ‘aufgezeichnet’ hat, die diesen Bereich charakterisieren. Des weiteren ist die regionale, kinematische und tektonometamorphe Entwicklung dieses Krustenabschnitts umfassend erforscht, und die Gefüge der Pogallo Störungszone haben nur eine schwache alpine Überprägung erfahren (Handy, 1987). Aufgrund der alpinen Rotation

des Pogallo Störungssystems ist der heutige Erosionsschnitt subparallel zur Transportrichtung aufgeschlossen (Handy, 1987).

1.3 Geologischer Rahmen

Das Arbeitsgebiet liegt am westlichen Rand der Südalpen, wo der Südalpenbogen aus seiner E-W Erstreckung in eine N-S Orientierung umbiegt (Abb. 1.2). Dieser Teil des südalpinen Grundgebirges erstreckt sich über Norditalien und Teile der südlichen Schweiz und besteht aus zwei tektonisch und lithologisch unterschiedlichen Einheiten, der Ivrea Zone im NW und der Strona-Ceneri Zone im SE (Abb. 1.3). Nach Süden und Osten werden diese beiden Einheiten von spätpaläozoischen und mesozoischen Sedimenten überlagert. Im Norden und Westen bildet die tertiäre Insubrische Linie die Begrenzung zu den nördlich folgenden Penninischen und Ostalpinen Decken.

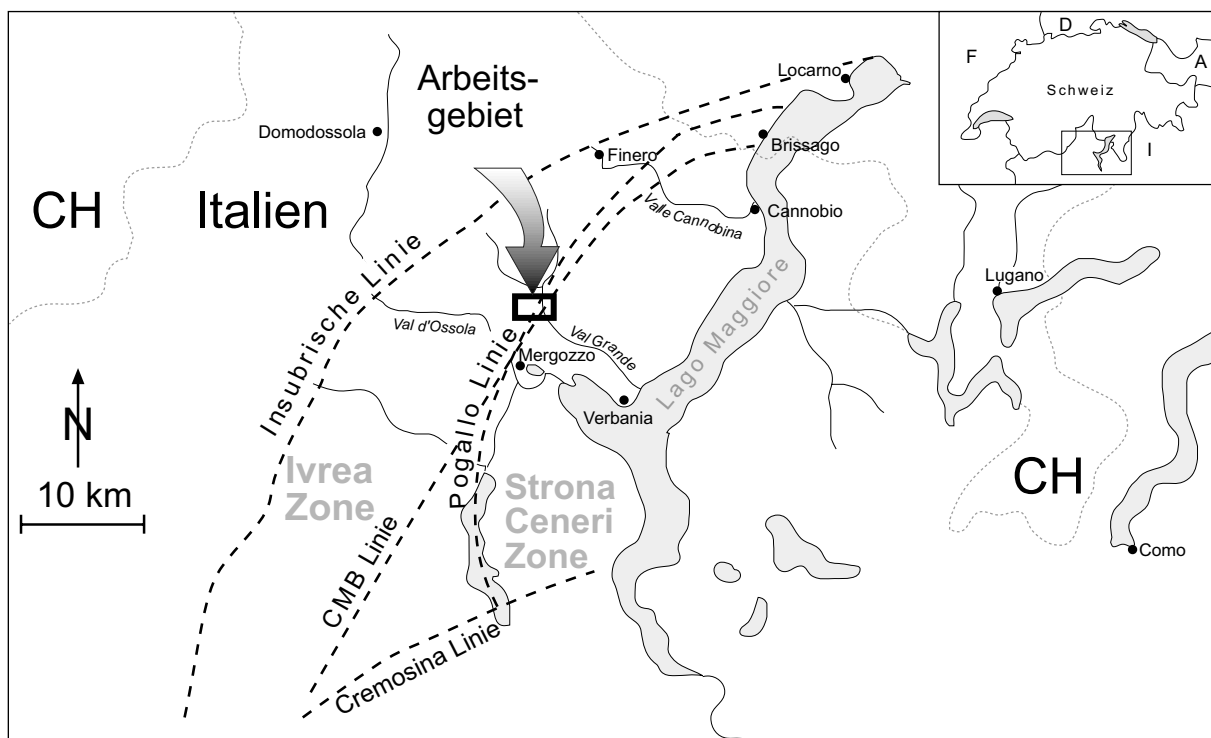


Abb. 1.2: Geographische Karte der Region. Die Ivrea Zone und die Strona-Ceneri Zone werden von vier tektonischen Lineamenten getrennt bzw. begrenzt: die Pogallo Linie (PL), die Cossato-Brissago-Mergozzo Linie (CMBL), die Insubrische Linie (IL) und die Cremosina Linie.

Im nordwestlichen Teil der Ivrea Zone dominieren Metabasite mit Einschaltungen ultrabasischer Linsen, nach SE treten verstärkt Paragneise auf (Abb. 1.3). Am SE-Rand der Ivrea Zone, nahe der Grenze zur Strona-Ceneri Zone, überwiegen biotitreiche, amphibolitfazielle Paragneise mit Einschaltungen boudinierter Pegmatite und Aplite. Die Strona-Ceneri Zone wird im wesentlichen aus Paragneisen, Schiefern und granitoiden bis tonalitischen Orthogesteinen aufgebaut (Abb. 1.3). Den Grenzbereich zwischen den beiden NE streichenden

Einheiten bildet die sogenannte Cossato-Mergozzo-Brissago Störungszone (Boriani & Sacchi, 1973; Boriani et al., 1990), die von den subvertikal orientierten, amphibolit- bis grünschieferfaziellen Myloniten und Kataklasiten des Pogallo Störungssystems überprägt wird (Boriani, 1970; Handy, 1987).

Der kartierte Geländeabschnitt im unteren Val Grande, nahe dem Lago Maggiore, zeigt ein Profil durch die knapp 1 km breite, steilstehende Pogallo Störungszone. Die Pogallo-Tektonite verlaufen subparallel zu der Foliation und der Stoffbänderung der südlichen Ivrea Zone, schneiden jedoch die planaren Gefüge der Strona-Ceneri Zone diskordant (Boriani et al., 1977).

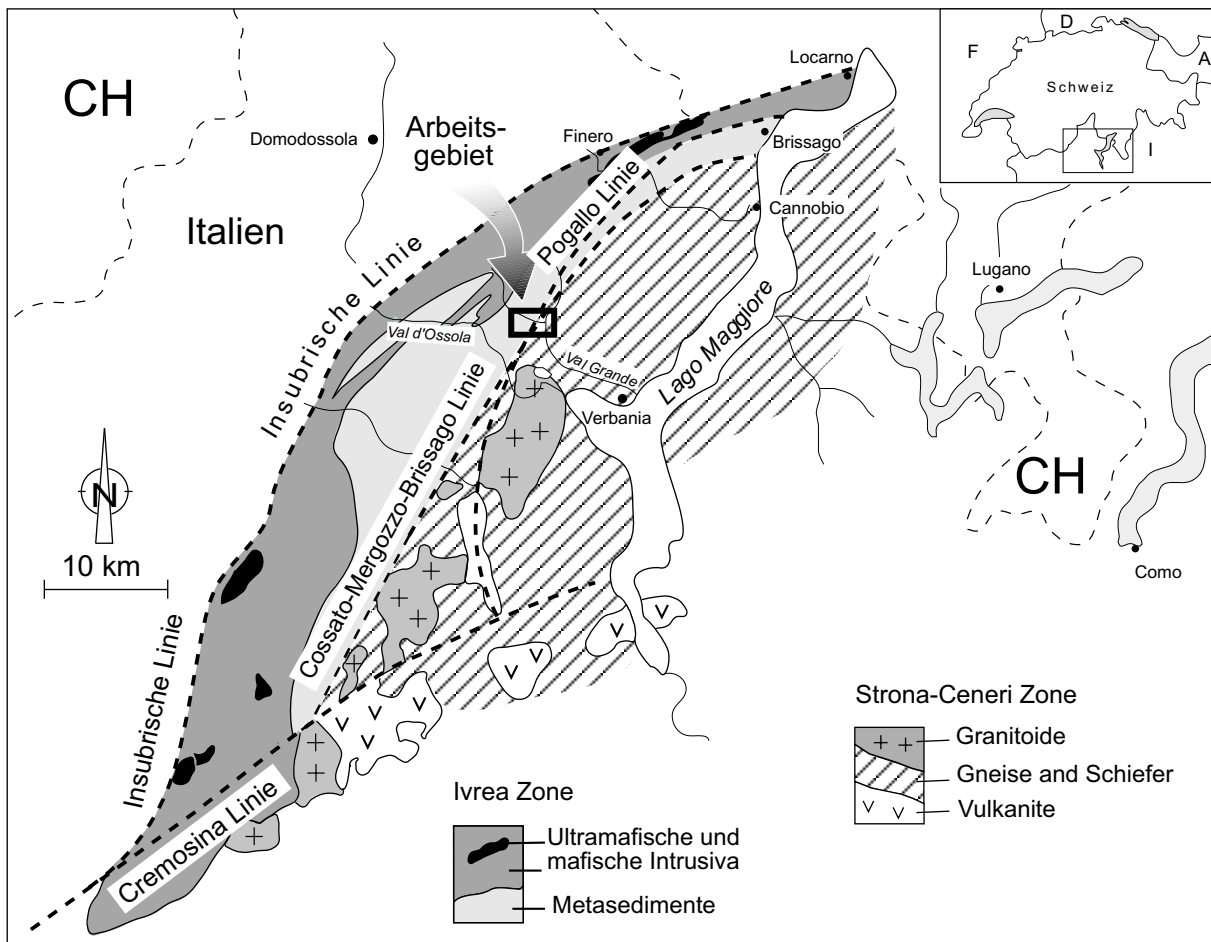


Abb. 1.3: Geologische Übersichtskarte der westlichen Südalpen (modifiziert nach Zingg, 1983) mit deren lithologischen Einheiten und tektonischen Elementen.

1.3.1 Tektonometamorphe Geschichte der Pogallo Störungszone

Die amphibolit- bis grünschieferfaziellen Mylonite der Pogallo Störungszone (PSZ) überprägen den Kontakt zwischen der Ivrea Zone (IZ) im NW und der Strona-Ceneri Zone (SCZ) im SE (Boriani & Sacchi, 1973; Boriani et al., 1977). Die Tektonite des Pogallo Störungssystems (PDFZ in Handy, 1987) erfassen die biotitreichen Schiefer und Paragneise am Südrand der Ivrea Zone auf einer Breite von knapp 1 km und verlaufen subparallel zu deren

Foliation. Diskordant dazu verläuft die Hauptfoliation der Strona-Ceneri Zone (Boriani et al., 1977).

Die Gefügeentwicklung und die synkinematischen Mineralvergesellschaftungen innerhalb der Pogallo Störungszone zeigen sowohl parallel als auch senkrecht zum Streichen der Tektonite einen graduellen Trend in der Entwicklung der PT-Geschichte an (Handy, 1987). Im nordöstlichen Abschnitt der Pogallo Störungszone (Val Pogallo) sind von Handy (1986, 1987) höher temperierte (amphibolitfazielle) Deformationsgefüge beschrieben worden als im SW (grünschieferfaziell im Val d'Ossola). Innerhalb der Pogallo Störungszone nimmt die Intensität der Verformung von NW nach SE zu und konzentriert sich an deren Südrand in einem knapp 40 m breiten grünschieferfaziellen Mylonitgürtel, der Pogallo Linie (PL) (Handy, 1987). Im kartierten Abschnitt des Val Grande (Kap. 2.1) überprägen die Tektonite der Pogallo Linie retrograd die amphibolitfaziellen Mylonite der Pogallo Störungszone. Innerhalb der Pogallo Störungszone sind, ebenso wie in den Myloniten der Pogallo Linie, überwiegend sinistrale Schersinnindikatoren ausgebildet.

Das Alter der Pogallo Störungszone wird nach wie vor diskutiert. Während die Pogallo-Mylonite frühpermische mafische Gänge (Boriani & Sacchi, 1973) und Granitoide (Handy, 1987) überprägen, werden die Mylonite selbst von tertiären spröden Störungen geschnitten, die mit der Insubrischen Linie in Zusammenhang stehen (Handy, 1987). Aus einer Kombination radiometrischer Abkühlalter (K-Ar, Rb-Sr Gesamtgestein, Hunziker, 1974) und abgeschätzter Temperaturbedingungen während der Pogallo-Deformation (Handy, 1987) läßt sich für die Aktivität der Pogallo Störungszone ein Bereich von 180 bis 230 Ma ermitteln (Handy, 1987; Zingg et al., 1990; Handy & Zingg, 1991). Die grünschieferfazielle Deformation entlang der Pogallo Linie ist nicht älter als 180 Ma, da die Temperaturen innerhalb der Ivrea Zone zu dieser Zeit auf unter $300 \pm 50^\circ\text{C}$ abgekühlt waren (Handy, 1986). Dieses Alter korreliert mit der E-W gerichteten frühmesozoischen Krustenausdünnung während der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes am südlichen Rand der mesozoischen Tethys (Hodges & Fountain, 1984; Handy, 1987; Schmid, 1993). Das Pogallo Störungssystem ist eng verknüpft mit der Heraushebung ursprünglich unterer bis mittlerer Kruste des südalpinen Grundgebirges in flachere und niedriger temperierte Bereiche.

Abschätzungen für den Versatz entlang der Pogallo Störungszone reichen von 7 bis 13 km (Handy, 1987) parallel zur Abtauchrichtung der Mineralstreckungslineare. Die 7 km geben den minimalen Versatz wieder, der anhand ausgelängter Quarzkörner unter der Annahme von *simple shear* bestimmt wurde (Handy, 1986). Die 13 km Versatz beruhen auf einer Korrektur der von Boriani & Sacchi (1973) mittels eines versetzten Amphibolitbandes abgeschätzten 11 km (Handy, 1987).

1.3.2 Kinematische Entwicklung der Pogallo Störungszone

Die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der heute steilstehenden Pogallo Linie wird kontrovers diskutiert. Die unmittelbar benachbarte Lage von granulitfaziellen Gesteinen der Ivrea Zone im NW, mittelkrustalen, amphibolitfaziellen Gneisen der Strona-Ceneri Zone und nichtmetamorphen permischen und mesozoischen Sedimenten im SE veranlaßte Berckhemer (1968) und Fountain (1976) zu der Annahme eines zusammenhängenden Krustenstapels.

Der Grenzbereich zwischen der Ivrea Zone und der Strona-Ceneri Zone wird von der Pogallo Linie überprägt, die als eine ursprünglich flach bis moderat einfallende Abschiebung interpretiert wird (Abb. 1.4), welche durch spätere Rotation steilgestellt wurde (Hodges & Fountain, 1984; Handy, 1986, 1987; Schmid et al., 1987). Paläomagnetische Daten von vermutlich oligozänen Andesitgängen im NW der Ivrea Zone implizieren, daß ein Teil der Rotation post-Oligozän stattfand (Schmid et al., 1989). Das nach SE gerichtete Abtauchen des geophysikalischen „Ivrea-Körpers“ ist nach Schmid et al. (1987) ebenfalls auf eine Kombination aus frühmesozoischer Krustenausdünnung und alpiner Subduktion und Orogenese zurückzuführen.

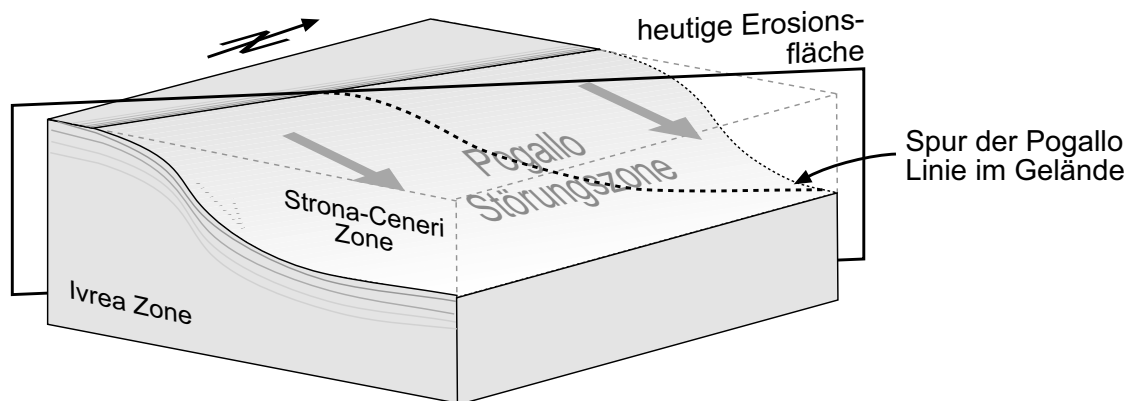


Abb. 1.4: Blockbild des frühmesozoischen Ivrea-Strona-Ceneri Grundgebirges während der Aktivität der Pogallo Störungszone als sinistrale Schrägabschiebung, entlang derer die Ivrea Zone nach SW relativ zur Strona-Ceneri Zone herausgehoben wurde. Die Rekonstruktion der ursprünglichen Orientierung basiert auf einer Rückrotation um 60 bis 85° gegen den Uhrzeigersinn (siehe Text). Modifiziert nach Handy (1987).

Anderen Autoren (Boriani et al., 1990; Boriani & Villa, 1997) zufolge sprechen die deutlichen Unterschiede in Deformationsstil und der metamorphen Entwicklung von Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone gegen eine Interpretation als zusammenhängenden Krustenstapel. Boriani et al. (1990) und Boriani & Villa (1997) beschreiben die Pogallo Linie als spätvariscische Transformstörung, die zum Krustenabschnitt der Strona-Ceneri Zone zu rechnen sei, und weisen die Interpretation einer ursprünglich flach angelegten und nachfolgend gekippten Abschiebung zurück. Demnach sind die subvertikalen Strukturen in der Strona-Ceneri Zone (Schieferung und stoffliche Bänderung) variscischen Ursprungs. Gegen eine Rotation der Strona-Ceneri Zone, und damit auch der Pogallo Linie, spricht den Autoren (Boriani et al.,

1990; Boriani & Villa, 1997) zufolge die Tatsache, daß die Strona-Ceneri Zone zum Zeitpunkt der frühpermischen Granitintrusion bereits auf grünschieferfazielle Temperaturbedingungen heruntergekühlt war. Der nahegelegene Baveno Pluton ist in geringer Tiefe von ca. 100 MPa intrudiert und kann nach seiner Verfestigung um nicht mehr als 20° verstellt worden sein.

Handy et al. (1999a) fassen zusammen, daß die prä-Alpinen Deformationsphasen in Ivrea Zone und Strona-Ceneri Zone weder kinematisch noch zeitlich übereinstimmen. Vielmehr rechnen Handy et al. (1999a) die Pogallo Störungszone der Ivrea Zone zu, da diese über weite Bereiche von der Pogallo-Deformation erfaßt wird. Die Annahme, die Pogallo Störungszone sei als flache Abschiebung angelegt worden, erfordert demnach eine großräumige Rotation der Ivrea Zone, und damit auch der Pogallo Störungszone, um deren heutige subvertikale Lage im Kartenbild zu erklären.

Anhand struktureller und metamorpher Daten wird eine Rotation des Ivrea-Strona-Ceneri Grundgebirgssegments während frühmesozoischer Krustenausdünnung und tertiärer Rückfaltung sowie *strike-slip* Bewegung entlang der Insubrischen Linie postuliert (Handy, 1987; Schmid et al., 1987). Die Pogallo Störungszone hat folglich als moderat bis flach einfallende, sinistrale Schrägabschiebung nicht-koaxiale Extension während des jurassischen Riftings akkommodiert und die Ivrea Zone nach SW bis in Tiefen von 10 km oder weniger herausgehoben (Handy et al., 1999a). Für eine Reorientierung der Pogallo Störungszone in ihre ursprüngliche Lage schätzt Handy (1987) einen Rotationsbetrag von 60° bis 85° im entgegengesetzten Uhrzeigersinn (Blick nach NE) um eine Rotationsachse, die parallel zu dem nach NE abtauchenden Mineralstreckungslinear verläuft. Ausführliche Diskussion siehe Schmid et al. (1987) und Handy et al. (1999a).

1.4 Terminologie

1.4.1 Bezeichnung der untersuchten Gesteine

Unter einem „Mylonit“ versteht man allgemein ein foliiertes Gestein, das meist eine Lineation und deutliche Anzeichen für duktile Deformation aufweist (Bell & Etheridge, 1973; Hobbs et al., 1976; White et al., 1980; Hanmer & Passchier, 1991). Seit verschiedene Autoren beobachtet haben, daß sich auch in kataklastischen Gesteinen eine Foliation ausbilden kann (House & Gray, 1982; Chester et al., 1993; Wintsch et al., 1995), ist allerdings Vorsicht bei der Verwendung der Foliation als Zuordnungskriterium geboten. Im Sinne verschiedener Autoren ist die Entstehung von Myloniten lokal mit herabgesetzter Scherfestigkeit (*strain softening*) und homogen verteilter bzw. nicht lokalisierter Verformung assoziiert (z.B. White et al., 1980; Hanmer & Passchier, 1991). Die typische Feinkörnigkeit der Mylonite gegenüber dem umgebenden Gestein beruht auf dynamischer Rekristallisation oder Neuwachstum der Matrixminerale, die in der Regel weicher sind als ein grobkörniges Äquivalent (White et al., 1980).

Im Rahmen dieser Studie soll der Begriff Mylonit im Sinne von Schmid & Handy (1991) verwendet werden. Die Autoren beschreiben Mylonite als foliierte Gesteine innerhalb von Scherzonen, in denen die meiste oder die gesamte Verformung von Mineralen akkommodiert wird, die Anzeichen von viskoser Deformation aufweisen. Die Begriffe Ultramylonit und Ultrakataklasit (Matrixanteil $> 90\%$) bzw. Protomylonit und Protokataklasit ($< 10\%$ Matrix) beziehen sich auf die makroskopische Ansprache (Sibson, 1977; House & Gray, 1982) und haben keinerlei genetische Bedeutung.

1.4.2 Charakteristische Flächengefüge

In Kataklasit- und Mylonitzonen finden sich häufig sekundäre Flächengefüge. Die Bezeichnung der Flächen richtet sich in dieser Studie für die Kataklasite (Abb. 1.5) nach Logan et al. (1979) und für die Mylonite (Abb. 1.6) nach Berthé et al. (1979b). R_1 -Flächen bzw. Riedel-Scherflächen (Riedel, 1929) sind synthetische Scherflächen, die in einem Winkel bis zu 45° mit der Scherebene (Y-Fläche) einschließen können. Diese Flächen sind auch im Nebengestein zu beobachten. Verglichen mit sekundären Flächengefügen in Myloniten entsprechen die R_1 -Flächen oder C' -Flächen (Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987), Scherbändern (White et al., 1980) oder ecc-Flächen (Platt & Vissers, 1980).

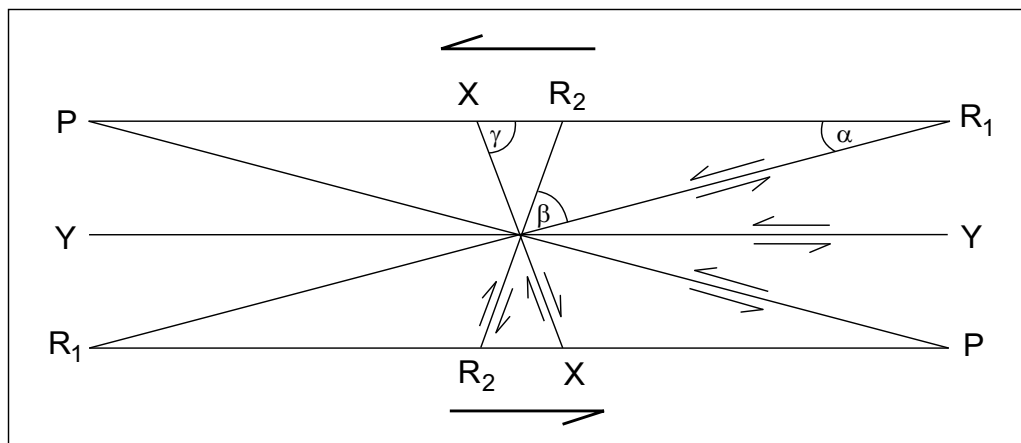


Abb. 1.5: Schematische Darstellung zur Bezeichnung der charakteristischen sekundären Flächengefüge in Kataklasiten (nach Logan et al., 1979).

Parallel zum Scherzonenrand verlaufen die Y-Flächen. Sie zeigen denselben Schersinn an wie die übergeordnete Scherzone. Hinsichtlich ihrer Geometrie entsprechen sie den C-Flächen der Mylonite (siehe Berthé et al., 1979a). In Kataklasiten sind häufig P-Flächen zu beobachten, vor allem bei hohen Gehalten an Phyllosilikaten (Moore et al., 1989). Im Prinzip stellen die P-Flächen keine Scherflächen, sondern eine Plättungsebene dar. Verglichen mit Myloniten entsprechen die P-Flächen den S-Flächen (Berthé et al., 1979a). Die S-Flächen sind schräg zu den C-Flächen orientiert und zeigen eine bevorzugte Ausrichtung der Minerale, vor allem der Phyllosilikate.

X-Flächen sind, ähnlich den **R**₁-Flächen, in einem hohen Winkel ($> 45^\circ$) zur Scherebene orientiert. Sie fallen jedoch im Gegensatz zu den **R**₁-Flächen nicht mit der Scherrichtung ein, sondern gegen diese und nehmen eine antithetische Scherung auf. Die X-Flächen sind nur dann zu beobachten, wenn große rheologische Kontraste in einer Störungszone existieren. Der Versatz entlang synthetisch rotierender Bruchflächen (*book-shelf* Mechanismus) eines rigiden Partikels in weicherer Matrix entspricht der Bewegung auf X-Flächen.

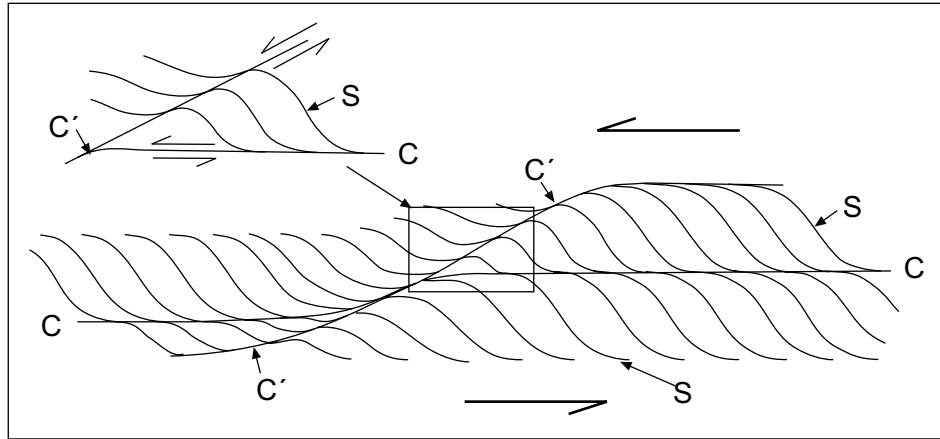


Abb. 1.6: Schematische Darstellung der charakteristischen Flächengefüge in Myloniten, zusammengestellt nach Berthé et al. (1979b).

R₂-Flächen sind antithetische Scherflächen, die einen hohen Winkel zur Scherebene (**Y**-Fläche) bilden. Sie sind nur vereinzelt ausgebildet und spielen eine untergeordnete Rolle. In Deformationsexperimenten an Illit-Störungszone konnten Moore et al. (1989) beobachten, daß sich Strukturelemente in einer Orientierung zwischen **R**₂ und **X** als die letzten Gefügeelemente bildeten. Eine gleichzeitige Aktivität der beiden Flächen wird nicht beschrieben. **X**- und **R**₂-Flächen haben keine charakteristischen Äquivalente in Myloniten.

Für die detailliert untersuchten Strukturen in der Orientierung von Scherbändern soll der Begriff der „C'-Scherfläche“ verwendet werden. Im Gegensatz zu dem Begriff des Scherbandes wird Scherfläche nicht mit Strukturen im cm-Maßstab in Verbindung gebracht, sondern kann auch ohne Mißverständnisse auf Strukturen größerer Maßstäbe angewendet werden. Als Abkürzung oder zur Beschriftung in Skizzen soll „C“ verwendet werden, da sich dieser Begriff nicht auf die Genese sondern auf die Orientierung der Flächen bezieht.

1.4.3 Zum Begriff „spröd-viskos“

In der Literatur hat sich der Begriff „spröd-duktil“ als fester Ausdruck durchgesetzt (Passchier, 1984; Chester, 1988; Ross & Lewis, 1989), der jedoch problematisch ist, da genetische und diskriptive Bezeichnungen gemischt werden. Duktilität ist lediglich ein Maß für die Fähigkeit eines Materials, homogen bzw. nicht-lokalisiert zu deformieren (Rutter, 1986). Da die Homogenität der Verformung stark vom Betrachtungsmaßstab abhängig ist, sollten keine Deformationsmechanismen mit diesem Begriff assoziiert werden. Der Ausdruck

„spröd“ hingegen wird klar mit Bruchbildung in Zusammenhang gebracht und nimmt damit Bezug auf Deformationsmechanismen (Schmid & Handy, 1991).

Bei der Beschreibung der Deformation, die ein Gestein erfahren hat, gibt es verschiedene Vorgehensweisen. Rein diskriptive Ansätze beziehen sich auf die beobachteten Gefügeeigenschaften und die Homogenität der Verformung; sie nehmen keinerlei Bezug auf die Deformationsprozesse. Die genetische Beschreibung der Störungsgesteine hingegen legt die Identifikation der aktiven Deformationsmechanismen zugrunde. In diesem Zusammenhang schlagen verschiedene Autoren die Verwendung anderer Begriffe vor, wie *frictional-plastic* (Sibson, 1977), *brittle-plastic* (z.B. Rutter, 1986; Scholz, 1988), oder *frictional-viscous* (z.B. Schmid & Handy, 1991; Handy et al. 1999b). Im Rahmen dieser Arbeit soll der Begriff „spröd-viskos“ Verwendung finden. Für eine ausführliche Diskussion der Begriffe sei der Leser auf Handy & Schmid (1991) sowie Handy et al. (1999b) verwiesen.

Es gibt grundsätzlich zwei verschiedene Arten des spröd-viskosen Übergangs, einen räumlichen und einen zeitlichen. Sind spröde und viskose Deformation gleich alt, so kann man von einem räumlichen Übergang sprechen. Beispielsweise zeigen viele Mylonite häufig bruchhaft beanspruchte Klasten in einer viskos deformierten Matrix (White et al., 1980), was die gleichzeitige Aktivität spröder und viskoser Deformationsmechanismen in Myloniten belegt. Von einem zeitlichen Übergang hingegen kann man sprechen, wenn viskos deformiertes Material später bruchhaft überprägt wird. Um diese Übergänge im Gelände erkennen und unterscheiden zu können, wird die makroskopische Aufnahme der Verformungsstrukturen mit der mikroskopischen Untersuchung und Bestimmung von Deformationsmechanismen entlang dieser Gefüge ergänzt werden. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei der räumlichen und zeitlichen Assoziation der Strukturen.

1.5 Methodik und Konzeption

Die vorliegende Studie präsentiert eine Kombination verschiedener Arbeitsmethoden. Ziel dieser Herangehensweise ist es, die Komplexität und das Zusammenspiel verschiedener Phänomene oder Mechanismen im spröd-viskosen Übergangsbereich unter möglichst vielen Aspekten erfassen zu können.

Das Arbeitsgebiet umfaßt einen 2 km langen Bachbettabschnitt im unteren Val Grande, der strukturell und gefügekundlich kartiert wurde. Die detaillierte Aufnahme des ca. 35 m breiten Mylonitgürtels der Pogallo Linie dient als Grundlage für die gesamtgesteinschemischen Analysen. Während der Geländearbeit wurde Probenmaterial mit einem Gesamtgewicht von ca. 400 kg gewonnen. Knapp 200 kg davon entfallen auf die 16 Gesamtgesteinschemieproben (Probenbezeichnung Xrf). Für die petrologischen und mikrostrukturellen Analysen wurden insgesamt 151 orientierte Gesteinsproben (Probenbezeichnung Sp und Pg) genommen. Inner-

halb des sehr kompakten und wenig verwitterten Materials erfolgte die Probennahme teils mit Hilfe einer 2-Takt-Trennscheibe.

Die strukturelle, geometrische und lithologische Aufnahme der Verformungsstrukturen konzentriert sich überwiegend auf die biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone, innerhalb derer C'-Scherflächen in verschiedenen lithologischen Varietäten und Maßstäben ausgebildet sind. Die Wechsellagerung biotitreicher Paragneise und pegmatitischer Lagen erlaubt es, den Einfluß von Kompetenzkontrasten und anderer Parameter auf die Geometrie der Gefüge zu untersuchen. Um die Deformationsmechanismen zu charakterisieren, die die Entwicklung der Scherflächengefüge begleiten, wurden deren Mikrogefüge eingehend analysiert. Die in dieser Arbeit verwendeten Schersinnindikatoren sind SC-Gefüge, C'-Scherflächen und R₁-Riedelflächen. Die Abschätzung der finiten Verformung und des Versatzes entlang der C'-Scherflächen wurde nach der Methode von Ramsay & Graham (1970) vorgenommen (Kap. 3.4.3). Für die Mylonite entlang der Störungszone wurden 3D-Verformungsanalysen durchgeführt (Kap. 3.5.2).

Die Matrixpartikel der Ultramylonite und Kataklastite sind in der Regel zu klein, um mit dem Lichtmikroskop erkannt zu werden. Gezielte Mikrosondenmessungen ergänzen daher die Analyse der syntektonischen Mineralparagenesen und ermöglichen die exakte Bestimmung der Zusammensetzung einzelner Minerale. Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und -neubildung wurden mit elektronenmikroskopischen Aufnahmen (SEM) ergänzt, um lichtmikroskopisch nicht zu erfassende chemische Änderungen und Alterationsmuster aufzuzeigen. Die im folgenden verwendeten Mineralnamen und Bezeichnungen von Mischkristallen beruhen teils auf Mikrosondenergebnissen, was jedoch nicht gesondert hervorgehoben wird. Die zur Bilanzierung von Massentransport innerhalb einer Scherzone notwendigen gesamtgesteinschemischen Analysen an Pogallo-Tektoniten und deren Ausgangsgestein wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzmethode durchgeführt.

Die vorliegende Arbeit läßt sich in drei Abschnitte teilen. In Kapitel 2 werden die grundlegenden Daten der Geländeaufnahme entlang der Pogallo Linie vorgestellt (Kap. 2.1). Auf den meso- und mikroskopischen Untersuchungen (Kap. 2.2) basiert die Abschätzung der PT-Bedingungen im kartierten Abschnitt des Val Grande (Kap. 2.3). Kapitel 3 beschäftigt sich mit der strukturellen (Kap. 3.3) und geometrischen (Kap. 3.4) Analyse der C'-Scherflächen, sowie einer detaillierten Verformungsanalyse (Kap. 3.5). In Kapitel 4 wird das Probenprofil (Kap. 4.3) vorgestellt, an dem die Massenbilanz der Pogallo-Tektonite (Kap. 4.4) vorgenommen und durch spezielle Untersuchungen zu deren Alteration (Kap. 4.5) ergänzt wurde. Interpretation und Schlußfolgerungen finden sich in Kap. 5. Der Anhang beinhaltet eine Erläuterung der verwendeten Mineralnamen, eine Aufschlußkarte und eine Probenliste sowie die detaillierten Meßergebnisse der angewendeten Methoden.