

BADER LUKAS

***Tektonometamorphe Entwicklung des
Venediger Duplexes und der Eklogitzone
im Bereich Frosnitzal (Osttirol)***

Masterarbeit

Erdwissenschaften

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

Master of Science (MSc)

Eingereicht am Institut für Erdwissenschaften

Naturwissenschaftliche Fakultät, Karl-Franzens-Universität Graz

Betreuer und Begutachter:

Univ.-Prof. Mag. Dr. rer. nat. Walter Kurz

Institut für Erdwissenschaften

Karl-Franzens-Universität Graz

2014

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Personen bedanken, die mich sowohl im Zuge des Verfassens meiner Masterarbeit als auch während meines ganzen Studiums begleitet und unterstützt haben.

Zu allererst möchte ich mich aufrichtig bei Univ.-Prof. Mag. Dr. Walter Kurz bedanken, der mir diese Arbeit ermöglichte, mir im Gelände und auch im weiteren Verlauf des Projektes immer weiterhelfen konnte und der während der Betreuung dieser Arbeit immer ein offenes Ohr für auftretende Probleme meinerseits hatte. Seine Professionalität gekoppelt mit seinem unglaublichen Wissen über das Tauernfenster waren überaus hilfreich für mich. Danke auch für viele schöne Tage gemeinsam im Gelände!

Ohne die Hilfe von Priv.-Doz. Mag. Dr. Kurt Krenn würde diese Arbeit nicht dieselbe sein. Seine enorme Hilfsbereitschaft bei der Durchführung von für mich sehr wichtigen Methoden war der Antrieb, den ich manchmal brauchte. Diskussionen über die daraus resultierenden Ergebnisse erhöhten meinen Wissensstand immens, danke vielmals für das große Bemühen!

Danke an Prof. Dr. Þorvaldur Þórðarson, Professor für Petrologie und Vulkanologie an der University of Iceland, sowie Dr. Enikő Bali, die mir während meines Auslandsstudiums in Island Zugang zu den notwendigen Methoden und damit alle Möglichkeiten zur Fortsetzung meiner Masterarbeit boten sowie mir immer helfend zur Seite standen.

Vielen Dank auch an meine Studienkollegen und Freunde, die mir während unzählbar vielen Tage und Abende im Laufe meines Studiums sehr viel Freude bereitet haben, ein besonderer Dank geht an meine Schwester Anna und auch an Georg Hatzenbichler, der mich teilweise bei meiner Geländearbeit im Frosnitzal begleitete.

Der größte Dank geht an meine Eltern, die mich während meines gesamten Studiums (und natürlich auch davor) mit unglaublicher Energie und Engagement tatkräftig unterstützt haben. Die von ihnen erhaltene Hilfe und Sicherheit in allen Lebenssituationen ist bei Weitem nicht selbstverständlich und ich bin zutiefst dankbar dafür!

Überblick

Der Venediger Duplex und die Eklogitzone sind Teil der subpenninischen Einheiten im Tauernfenster. Im Zuge dieser Masterarbeit soll geklärt werden, ob beide Einheiten während ihrer tektonometamorphen Entwicklung zum Teil dieselben Prozesse durchlaufen haben oder ob sie als völlig eigenständige Einheiten ohne gemeinsame Entwicklung zu betrachten sind.

Das Kernthema dieser Arbeit beschäftigt sich mit Studien an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz und Calcit aus Venediger Duplex, Eklogitzone und Glocknerdecke. Drei große Fragestellungen sollen damit bearbeitet werden.

Die Gesteine der Eklogitzone weisen mindestens zwei Faltengenerationen auf, die eine Falteninterferenz hervorrufen. Die Einheiten des Venediger Duplexes zeigen ebenso eine Falteninterferenz, allerdings ist nicht geklärt, ob diese mit jener der Eklogitzone korreliert. Flüssigkeitseinschlüsse in konkordanten und diskordanten Quarzgängen der Falteninterferenz sollen die metamorphen Bedingungen der Faltung innerhalb der Eklogitzone einschränken.

Im Venediger Duplex treten Boudin-Strukturen in Amphiboliten auf. Innerhalb der Dehnungsbereiche der boudinierten Lagen findet man Quarz-Mobilisate, deren Flüssigkeitseinschlüsse Informationen über die Eigenschaften der Fluide während der Deformation geben. Damit werden die metamorphen Bedingungen und die Entwicklung der Boudins näher untersucht.

Quarz wurde aus diskordanten Gängen im Venediger Duplex, der Eklogitzone und Glocknerdecke entnommen, um mit Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen die Bildungsbedingungen dieser Gänge in allen drei Einheiten vergleichen zu können.

Die relative zeitliche Abfolge von Deformation und Metamorphose innerhalb der Eklogitzone soll in den Mikrostrukturen der retrograd während der Exhumierung überprägten eklogitfaziellen Gesteine erkannt werden.

Unter Zuhilfenahme von oben erwähnten Methoden soll die Beziehung des Venediger Duplexes und der Eklogitzone bestmöglich dokumentiert werden.

Abstract

The Venediger Duplex and the Eclogite Zone are part of the Subpenninic units within the Tauern Window of the Eastern Alps. This project should clarify, if both tectonic units experienced the same tectonometamorphic evolution, or if they are independent units without a common tectonometamorphic history.

The main issue of the thesis is dealing with fluid inclusion studies in quartz and calcite from the Venediger Duplex, Eclogite Zone and additionally from the Glockner nappe. Thereby three main problems should be answered.

Lithological units of the Eclogite Zone contain at least two fold generations that create a fold-interference pattern. Rocks of the Venediger Duplex also show this pattern, however it's not known if these two fold-interference patterns are correlating with each other. Fluid inclusions in concordant and discordant quartz veins around the fold-interference pattern should constrain the metamorphic conditions of the folding events.

In the Venediger Duplex asymmetric domino boudin structures occur within amphibolites. Boudin necks formed in an extensional regime comprehend quartz that contains fluid inclusions. These provide information about the chemical system and densities of the metamorphic fluid entrapped. Thereby the metamorphic conditions of formation and evolution of boudin structures is constrained.

Fluid inclusions in quartz from discordant veins cutting through all lithological units of the Venediger Duplex, Eclogite Zone and the Glockner nappe are investigated by microthermometry in order to compare the metamorphic conditions of formation of these veins in all three units.

The relative chronology of deformation and metamorphism in the Eclogite Zone should be established by analysing microstructures in all lithological units of the Eclogite Zone.

By using the methods mentioned above the relation of the Venediger Duplex, the Eclogite Zone and the Glockner nappe should be documented at its best.

Inhalt

1	Einführung	7
1.1	Ziel der Masterarbeit	12
1.2	Aufgabenstellung und anzuwendende Methoden	13
2	Geographische Lage und Geomorphologie	14
2.1	Geographie des Arbeitsgebietes	14
2.2	Topographie/Geomorphologie	15
3	Regionale Geologie	18
3.1	Überblick der Geologie des Tauernfensters	19
3.2	Geologische Charakterisierung des Arbeitsgebiets	24
3.2.1	Venediger Duplex	26
3.2.2	Eklogitzone	27
3.3	Kinematische Entwicklung des Tauernfensters	28
3.3.1	Subduktion der Alpen Tethys sowie Akkretion von ozeanischen Relikten am Ostalpin	31
3.3.2	Subduktion des Valais Ozean und Teilen des distalen europäischen Kontinentalrandes.....	31
3.3.3	Exhumierung der HP-Einheiten und Akkretion der europäischen Lithosphäre.....	31
3.3.4	Bildung des Venediger Duplex und Tauernkristallisation.....	32
3.3.5	Indentation, Doming und laterale Extrusion	32
4	Exhumierungsmodelle eklogitfazieller Metamorphite	34
4.1	Tektonometamorphe Entwicklung der Eklogitzone	37
5	Arbeitsmethoden	40
5.1	Geländearbeit	40
5.2	Labor/Analysemethoden.....	41
5.2.1	Petrographische Beschreibung (Polarisationsmikroskop).....	41
5.2.2	Kristallographische Achsenregelung von Quarz (Photometer)	41
5.2.3	Datenauswertung.....	43

5.2.4 Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen	44
6 Ergebnisse	49
6.1 Makroskopische Strukturen.....	49
6.2 Geologische Karte des Untersuchungsgebiets	64
6.3 Petrographische Beschreibung der Einheiten	65
6.3.1 Venediger Duplex	65
6.3.2 Eklogitzone	65
6.3.3 Glocknerdecke	77
6.3.4 Pseudomorphosen	80
6.4 Mikrostrukturen, duktile Deformationsereignisse in Quarz und Calcit und tektonometamorphe Entwicklung.....	81
6.5 Tektonometamorphe Entwicklung.....	93
6.5.1 Venediger Duplex	93
6.6 Kristallographische Achsenregelungen von Quarz und Calcit (LPO)	98
6.7 Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen (english).....	105
7 Zusammenfassung	145
7.1 Strukturen.....	145
7.2 Deformation und Metamorphose.....	147
7.3 Fluid Inclusions.....	156
8 Anhänge	

Abbildungsverzeichnis:

- Abbildung 1:* Schematische Übersichtskarte der Ostalpen mit der Einteilung der Gebirgsgruppen nach der Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE, 1984), gezeichnet von Geiserich (2009).
- Abbildung 2:* Topographische Überblickskarte der Republik Österreich im Maßstab 1:3 000 000 (BEV, 2009).
- Abbildung 3:* Topographische Karte des Untersuchungsgebiets im Maßstab 1: 50 000 (BEV, 2009).
- Abbildung 4:* Geomorphologie im Arbeitsgebiet.
- Abbildung 5:* Geologische Übersichtskarte der Ostalpen, nach Frischet al. (2000).
- Abbildung 6:* Tektonische Karte der Alpen und des nördlichen Appenin, nach Handy et al. (2010).
- Abbildung 7:* Tektonische Karte des Tauernfensters, nach Schmid et al.(2013).
- Abbildung 8:* Schematische Darstellung des Venediger Duplexes rechts, nach Kurz et al. (1998).
- Abbildung 9:* PT-Pfad der Eklogitzone (Kurz et al. 1998a).
- Abbildung 10:* Tektonische Entwicklung des Tauernfensters, nach Schmid et al. (2013).
- Abbildung 11:* Schematischer Aufbau des heutigen Deckenstapels des Tauernfensters.
- Abbildung 12:* Darstellung der drei großen Exhumierungsmechanismen (Kurz & Froitzheim, 2002).
- Abbildung 13:* Low-angle-corner Flow Modell der Exhumierung von (U)HP-Gesteinen, nach Kurz & Froitzheim (2002).
- Abbildung 14:* Schematische Darstellung der Exhumierung HP-Einheiten als Extrusionswedge innerhalb eines Subduktionskanals, Chemena et al. (1995).
- Abbildung 15:* Tektonometamorphe Entwicklung der (sub-)penninischen Einheiten von der Oberkreide bis ins Oligozän, nach Kurz et al. (2008).
- Abbildung 16:* Kristallographische Achsenregelungen von Quarz nach Lister & Hobbs (1980).
- Abbildung 17:* PT-Diagramm eines reinen H₂O-Systems, nach Roedder, (1984).
- Abbildung 18:* Phasendiagramm des H₂O-NaCl-Systems, verändert nach Roedder, 1984).
- Abbildung 19:* Faltung im variszischen Basement des Venediger Duplexes.
- Abbildung 20-25:* Gefügeplots der Strukturelemente des Venediger Duplexes.
- Abbildung 26-27:* Assymetrische Dominoboudins etwas nördlich der Badener Hütte im variszischen Basement des Venediger Duplexes.
- Abbildung 28:* Schematische Darstellung der Falteninterferenz innerhalb der Eklogitzone.
- Abbildung 29-35:* Gefügeplots der Strukturelemente der Eklogitzone.
- Abbildung 36-42:* Geländebeispiele der Falteninterferenz in der Eklogitzone, SW-Grat des Dabernitzkogels.
- Abbildung 43:* Eklogitboudins innerhalb Glimmerschiefer der Eklogitzone.
- Abbildung 44:* Lithologische Abfolge der Eklogitzone an der westlichen Trogtalseite des oberen Frosnitztales.

Abbildung 45: 3D-lithologische Abfolge der Glocknerdecke und der Eklogitzone.

Abbildung 46: Geologische Karte des Frosnitztals (Kartierung).

Abbildung 47: Makroskopisches Auftreten von Kalkglimmerschiefer in der Eklogitzone.

Abbildung 48: Mikrogefüge der Kalkglimmerschiefer der Eklogitzone.

Abbildung 49: Mikrogefüge eines Calcitmarmor der Eklogitzone.

Abbildung 50: Makrogefüge von Granatglimmerschiefern der Eklogitzone.

Abbildung 51: Mikrogefüge eines quarzreichen Granatglimmerschiefers aus der Eklogitzone.

Abbildung 52: Mikroskopische Darstellung eines granatfreien, quarzreichen Glimmerschiefers (Eklogitzone) aus dem Grenzbereich zur Glocknerdecke.

Abbildung 53: Mikroskopische Darstellung eines Eklogit-Mylonites, Eklogitzone.

Abbildung 54: Ältere Schieferung S1 (rot strichliert) als Einschlüsse (Quarz) in Granat erhalten. Eklogit-Mylonit der Eklogitzone.

Abbildung 55: Darstellung des Mikrogefüges eines Eklogit-Mylonites der Eklogitzone.

Abbildung 56: Darstellung des Mikrogefüges eines ungescherten, grobkörnigen Eklogites der Eklogitzone.

Abbildung 57: Darstellung des Mikrogefüges eines ungescherten, feinkörnigen Eklogites der Eklogitzone.

Abbildung 58: Makroskopische Darstellung des Gefüges eines Eklogit-Mylonites aus der Eklogitzone.

Abbildung 59-60: Darstellung des Mikrogefüges eines Blauschiefers aus der Glocknerdecke.

Abbildung 61: Darstellung der pseudomorphen Ersetzung Glaukophan nach Omphazit in der Eklogitzone.

Abbildung 62: Deformationsmechanismenkarte nach Passchier & Trouw (1996).

Abbildung 63: Schematische Darstellung der Haupttypen von dynamischer Rekristallisation in Quarz (nach Passchier & Trouw, 1996).

Abbildung 64: Schematische Darstellung der Temperaturabhängigkeit der Zwillingsbildung in Calcit, nach Burkhard (1993).

Abbildung 65: Zusammenfassende Darstellung der duktilen Deformationsmechanismen in Quarz und Calcit der Eklogitzone und der Glocknerdecke.

Abbildung 66: Schematische Darstellung der Temperaturabhängigkeit der unterschiedlichen duktilen Deformationsmechanismen in Quarz.

Abbildung 67: Schematische Darstellung der Temperaturabhängigkeit der unterschiedlichen duktilen Deformationsmechanismen in Quarz.

Abbildung 68: Zusammenfassende Abbildung der Schersinn-Analysen der Proben aus dem Venediger Duplex.

Abbildung 69: Zusammenfassende Abbildung der Schersinn-Analysen der Proben aus der Eklogitzone und aus der Glocknerdecke.

Abbildung 70: Topographische Karte des Arbeitsgebietes (Quelle: BEV 2011, Maßstab 1: 17 000) mit den kinematischen Überschiebungsrichtungen der tektonischen Einheiten im Gebiet.

Abbildung 71: Zusammenfassende Darstellung der tektonometamorphen Entwicklung des Venediger Duplexes anhand der Glimmerschiefer (A, B) und der Ortho- und Paragneise (C, D).

Abbildung 72: Zusammenfassende Darstellung der tektonometamorphen Entwicklung der Eklogitzone.

Abbildung 73: Flinn-Diagramm mit LPO's (Passchier & Trouw, 2005).

Abbildung 74: Poldiagramme mit c-Achsenverteilungen von Quarz für unterschiedliche dominante Gleitsysteme (Passchier & Trouw, 2005).

Abbildung 75: Temperaturbedingungen der Gleitsysteme in Quarz (Toy et al. 2008).

Abbildung 76: Darstellung der Verteilungsmuster von Quarz-c-Achsen in einem Poldiagramm (Toy et al. 2008).

Abbildung 77: Darstellung der LPO's in Quarz im Venediger Duplex.

Abbildung 78: Darstellung der LPO's in Quarz und Calcit aus der Eklogitzone.

Abbildung 79: Kartenansicht des Arbeitsgebietes mit geographischer Verteilung der auftretenden Achsenverteilungsmuster der c-Achsen in Quarz.

Fig.80: Geological maps of the sampling area (Variscian Basement of the Venediger Duplex).

Fig.81: Locations of LB3 and LB5 (boudin structures).

Fig.82: FIA V1 arranged along a 'bulge'.

Fig.83: FIA V1 with degree of fill.

Fig.84: FIA V2 along intragranular planes.

Fig.85: FIA V3 (three-phase).

Fig.86: Conjugated, transgranular FI-planes of FIA V3.

Fig.87: FIA V1 in LB 3.

Fig.88/89: FIA V2 along plane.

Fig.90: PT diagram shows isochores and densities [g/cm^3] for fluid inclusion in sample LB5 and LB3 combined.

Fig.91: Structural data of fold-interference pattern in the EZ.

Fig.92/93: Characteristic fold-interference pattern within the central Eclogite Zone.

Fig.94: Geological maps of the sampling area (Eclogite Zone).

Fig.95: Block with interference pattern.

Fig.96: Primary FIs FIA E1.

Fig.97: FIA E2 (pure H_2O).

Fig.98: Raman spectra for FIA E2.

Fig.99: FIA E3 in calcite.

Fig.100: FIA E4.

- Fig.101:* Raman spectra for FIA E4.
- Fig.102:* FIA E5 along intragranular planes.
- Fig.103:* PT-diagram showing isochore fields and densities for fluid inclusions assemblages (FIA E1-E5) in quartz and calcite from samples of concordant quartz/calcite layers folded by both events F1 and F2.
- Fig.104:* Intragranular FIs of FIA E6.
- Fig.105:* PT-diagram showing isochore ranges and densities of primary and secondary fluid inclusions in quartz and calcite of LB42.
- Fig.106:* Sample location of LB67 (Variscian basement, VD).
- Fig.107:* Primary inclusions of FIA V4.
- Fig.108:* Secondary inclusions of FIA V5.
- Fig.109:* PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA V4) and secondary (FIA V5) fluid inclusions in quartz of a discordant vein in the Variscian basement of the VD.
- Fig.110:* Sample location of LB64.
- Fig.111:* FIA E8 (primary FIs).
- Fig.112:* Setting of FIA E9 (secondary FIs).
- Fig.113:* PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA E8) and secondary (FIA E9) fluid inclusions in quartz of LB64 (quartz precipitated in discordant vein within the EZ).
- Fig.114:* Primary FIs of FIA G1.
- Fig.115:* PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA G1) fluid inclusions in quartz of LB69 (quartz precipitated in discordant vein, GN).
- Abbildung 116:* Zusammenfassende Darstellung der Deformations- sowie Metamorphoseereignisse während der Entwicklung der Eklogitzone
- Abbildung 117:* Schematisches Modell für die Entstehung der Faltengenerationen F4 und F5 innerhalb der Subpenninischen Einheiten des Tauernfensters (Venediger Duplex und Eklogitzone), Blockmodell verändert nach Schmid et al. (2013).
- Fig.118:* Macroscopic view of the amphibolite boudin structures and the surrounding leucosomes in the VD
- Fig. 119:* Decrepitation structures from FIs in the VD.
- Fig.120:* Relative chronology of FI entrapment linked with structural evolution in the Variscian Basement of the Venediger Duplex
- Fig.121:* PT-diagram showing isochore ranges and densities of fluid inclusions from concordant layers and discordant veins in the EZ.
- Fig. 122:* PT-diagram with combined isochore ranges and densities of primary FIs entrapped during quartz precipitation in all three investigated units

Tabellenverzeichnis:

Tabelle 1: Temperatur der Triple-Punkte und der kritischen Punkte für häufige volatile Phasen und Wasser in Flüssigkeitseinschlüssen (verändert nach Shepherd et al.1985; Burke, 2001 und Diamond, 2003; zitiert in Morales, unpublished)

Tabelle 2:Eutektische Temperaturen der meisten häufig auftretenden, natürlich vorkommenden salinen Systeme (vereinfacht nach Shepherd et al.1985, zitiert in Morales, unpublished)

Tab.3-21: Microthermometric data from all the Fluid Inclusion Assemblages (FIAs) analysed; produced on a LINKAM heat-freeze stage

Tabelle 22: Probenliste des Variszischen Basements des Venediger Decken-komplexes

Tabelle 23: Probenliste der Eklogitzone

Tabelle 24: Probenliste der Glocknerdecke

1 Einführung

1.1 Ziel der Masterarbeit

Das Hauptziel der Masterarbeit ist es, einen detaillierten Überblick über die Beziehung zwischen der Eklogitzone und dem Venediger Duplex zu erhalten. Dabei wird das Hauptaugenmerk auf Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzgängen sowie die Beziehung des Faltenbaues innerhalb der zwei Deckensysteme gelegt. Es soll untersucht werden, ob die in der Eklogitzone auftretenden Faltengenerationen mit den Strukturen des Venediger Duplexes korreliert. Innerhalb des Venediger Duplexes treten Boudins auf. Durch Studien an Flüssigkeitseinschlüssen soll der Prozess der Boudinage sowie die dabei vorherrschenden metamorphen Bedingungen genau rekonstruiert werden.

Ein zentraler Teil der Untersuchungen aus Berechnungen mit Flüssigkeitseinschlüssen dient zum Erhalt der metamorphen Bedingungen der Falteninterferenz innerhalb der Eklogitzone, welche bis dato noch nicht beschrieben wurden. Des Weiteren stellen Flüssigkeitseinschlüsse aus diskordanten Quarzgängen aus Venediger Duplex, Eklogitzone und Glocknerdecke eine gute Möglichkeit dar, deren Bildungsbedingungen vergleichen zu können.

Durch diese Untersuchungen soll geklärt werden, ob der Venediger Duplex und die Eklogitzone während ihrer tektonometamorphen Entwicklung zum Teil dieselben Prozesse durchlaufen haben oder ob sie als völlig eigenständige Einheiten ohne gemeinsame Entwicklung zu betrachten sind.

Die Kinematik und Rheologie der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex sollen ebenfalls untersucht werden, wie auch die Metamorphose in der Eklogitzone im Hinblick darauf, ob sie prä-, syn- oder postdeformativ abgelaufen ist.

Durch die strukturellen Daten soll erkannt werden, wie und in welcher zeitlichen Abfolge die Einheiten deformiert wurden (vor, während oder nach der

Deckenstapelung). Ein Blockmodell soll die Entwicklung der Falteninterferenz in der Eklogitzone anschaulich darstellen.

1.2 Aufgabenstellung und anzuwendende Methoden

- Geologische Kartierung des Arbeitsgebietes im Frosnitzal in Osttirol mit besonderem Augenmerk auf die Detailkartierung und strukturgeologische Aufnahme von Großaufschlüssen, um die Verfaltungen in beiden Einheiten miteinander vergleichen zu können
- Probennahme aus passenden Gesteinen beider Einheiten, um anhand von Mikrogefügeanalysen (LPO's, kristallographische Achsenregelungen in Quarz) Aussagen über die Kinematik und Rheologie der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex machen zu können
- Anfertigen einer georeferenzierten geologischen Karte des Untersuchungsgebietes mit eingezeichneten Probenlokalitäten
- Erkennen der relativen zeitlichen Abfolge von Deformation und Metamorphose innerhalb der Eklogitzone aus den Mikrostrukturen der retrograd während der Exhumierung überprägten eklogitfaziellen Gesteine
- Probennahme aus den Quarz-Mobilisaten in Amphibolit-Boudin-Strukturen im Venediger Duplex, Analyse und Interpretation der Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Erstellen einer zeitlichen Abfolge von Verfaltung und Boudinage, Bestimmung der Einschlussbedingungen der Flüssigkeitseinschlüsse mittels Mikrothermometrie
- Berechnung der metamorphen Bedingungen für die innerhalb der Eklogitzone auftretenden Falteninterferenz anhand von Studien an Flüssigkeitseinschlüssen
- Berechnung und Vergleich der metamorphen Bedingungen für Bildung von diskordanten Gängen (mit Quarzausfällungen) in Venediger Duplex, Eklogitzone und Glocknerdecke, um eine gemeinsame Bildung dieser Gänge in allen Einheiten des Tauernfensters zu verifizieren

2 Geographische Lage und Geomorphologie

2.1 Geographie des Arbeitsgebietes

Alpingeographisch gesehen befindet sich das Untersuchungsgebiet der Masterarbeit in der Venedigergruppe in Osttirol (siehe Abb.2). Die Venedigergruppe ist ein Teilgebiet der Hohen Tauern, welche zum zentralen Teil der Ostalpen in Österreich gehören. Die Hohen Tauern erstrecken sich über Teile der Bundesländer Tirol, Kärnten und Salzburg, ihr höchster Punkt ist der Großglockner (3798m). Zu den Hohen Tauern gehört neben der Venedigergruppe noch eine Vielzahl anderer Gebirgsgruppen (Abb.1, von W nach O, in Klammer immer deren höchster Punkt, nach AVE (1984)):

- Venedigergruppe (Großvenediger, 3666 m)
- Rieserfernergruppe (Hochgall, 3436 m)
- Villgratner Berge (Weiße Spitze, 2963 m)
- Granatspitzgruppe (Großer Muntanitz, 3232 m)
- Glocknergruppe (Großglockner, 3798 m)
- Schobergruppe (Petzeck, 3283 m)
- Goldberggruppe (Hocharn, 3256 m)
- Kreuzeckgruppe (Polinik, 2784 m)
- Ankogelgruppe (Hochalmspitze, 3360 m)

Die Venedigergruppe erstreckt sich über ein Gebiet von etwa 1200 km² und wird im Süden vom Defreggental, im Westen vom Ahrntal, im Norden von der Salzach und im Osten vom Felber- bzw. Tauerntal begrenzt (Abb.2).

Das Arbeitsgebiet der Masterarbeit befindet sich im Frosnitztal, einem Seitental (Hängetal) des Tauerntals etwas südöstlich des Großvenedigers. Es erstreckt sich über eine Fläche von etwa 13 km² und beinhaltet den mittleren bzw. oberen Abschnitt des Frosnitztals zwischen den Mitteldorfer Almen und der Badener Hütte (Abb.3). Die Grenze verläuft entlang des Wanderwegs von den Zedlacher Almen Richtung Galtenscharte im SW, weiter zur Badener Hütte im NW, zum Dabernitzkogel im NO und zurück zur Mitteldorfer Alm im Talgrund des

Frosnitztal, welche die SO-Begrenzung darstellt. Der Talort im Tauerntal ist Gruben (1150m), welcher auch den Ausgangspunkt für Geländekartierungen darstellt. Der nächstgrößere Ort ist Matrei in Osttirol (975m), am Beginn des Defreggentales.

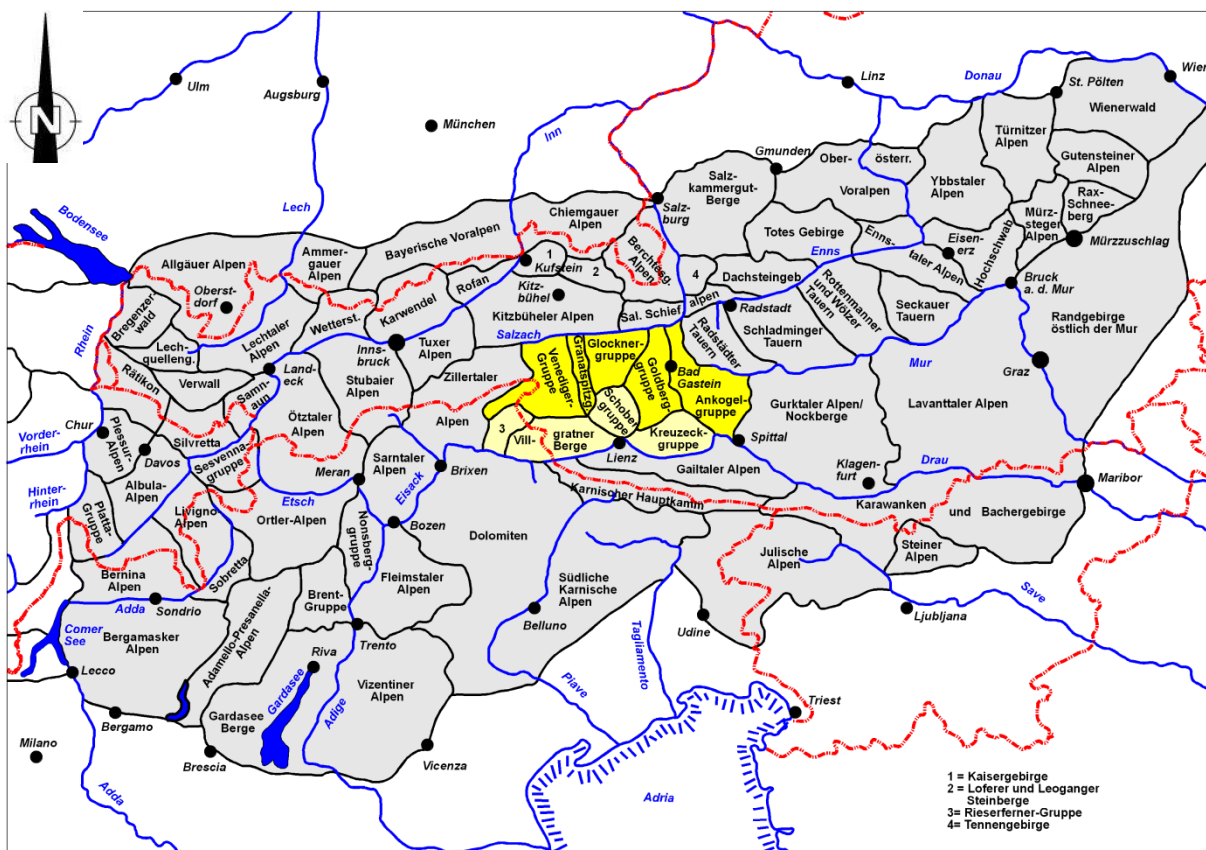


Abb.1: Schematische Übersichtskarte der Ostalpen (grau unterlegt), mit der Gliederung der Gebirgsgruppen nach der Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE, 1984), gezeichnet von Geiserich (2009). In Gelb die Hauptgruppen, in Hellgelb die Nebengruppen der Hohen Tauern.

2.2 Topographie/Geomorphologie

Die topographisch wichtigsten Punkte des Untersuchungsgebietes sind der im NO liegende Dabernitzkogel, mit 2969 m der höchstgelegene Punkt des Gebiets. Etwas nach S versetzt, befinden sich am Kamm zwischen Dabernitzkogel und der Mitteldorfer Alm noch weitere Gipfel: Die Hintere (2905 m), und die Vordere Michelbachspitze (2821 m) sowie die Dabernitzhöhe (2601 m). Der tiefstgelegene Punkt des Untersuchungsgebietes ist die Fläche der Zedalcher Almen mit der Gosser Alm (1842 m) im Talgrund des Frosnitztals. Ein weiterer topographisch

auffälliger Punkt ist Steinsteig (2072 m) im obersten Frosnitztal. Es handelt sich hier um eine kleine Steilstufe, welche das mittlere vom obersten Frosnitztal trennt.

Die Geomorphologie im Bereich des Untersuchungsgebietes ist sehr stark von der letzten Vereisung (Würm-Eiszeit sowie auch die Kleine Eiszeit mit Höhepunkt um 1850) geprägt. Die typischen glazialen und periglazialen Formen durch die starke Vergletscherung der Hochgebirge sind hier gut aufgeschlossen.

Das Frosnitztal selbst bildet im oberen Abschnitt ein stark ausgebildetes Trogtal (U-Tal), welches durch die abrasive Wirkung des Gletschers während der letzten Eiszeit (Ende vor ca. 13 000 - 10 000 Jahren) geformt worden ist. Die übersteilten Flanken nach Abschmelzen des Gletschers und deren Trogschultern sind im W und O des oberen Frosnitztales sehr gut erkennbar sowie auch die Karbildungen links und rechts des Haupttales (Abb.4). Am Grund des oberen Frosnitztales nahe Steinsteig finden sich deutliche Gletscherschliffe in Form von Rundhöckern, die durch die Detersion und Detraktion des Gletschers geformt wurden. An diesen Rundhöckern kann man durch vorhandene Striationen die Fließrichtung des Eises talauswärts rekonstruieren. Am Wanderweg zur Badener Hütte (2608m) trifft man auf deutlich ausgeprägte Seitenmoränen des Frosnitzgletschers (von dessen Hochstand während der Kleinen Eiszeit um 1850), welche Lockermaterialien aus unsortierten, ungerundeten und heterogenen Komponenten darstellen, welche vom Gletscher transportiert wurden (Till, Geschiebemergel).



Abb.2: Topographische Überblickskarte der Republik Österreich (BEV, 2009). Im roten Kreis die Lage des Kartiergebietes dieser Masterarbeit.

Im Talgrund des Frosnitztals ist die fluviatile Erosion des Frosnitzbaches dominant, insbesondere im mittleren und unteren Bereich des Tales (Richtung Gruben). Dort hat der Frosnitzbach sehr tiefe und steile Gräben, welche Kerbtäler bilden, erodiert.

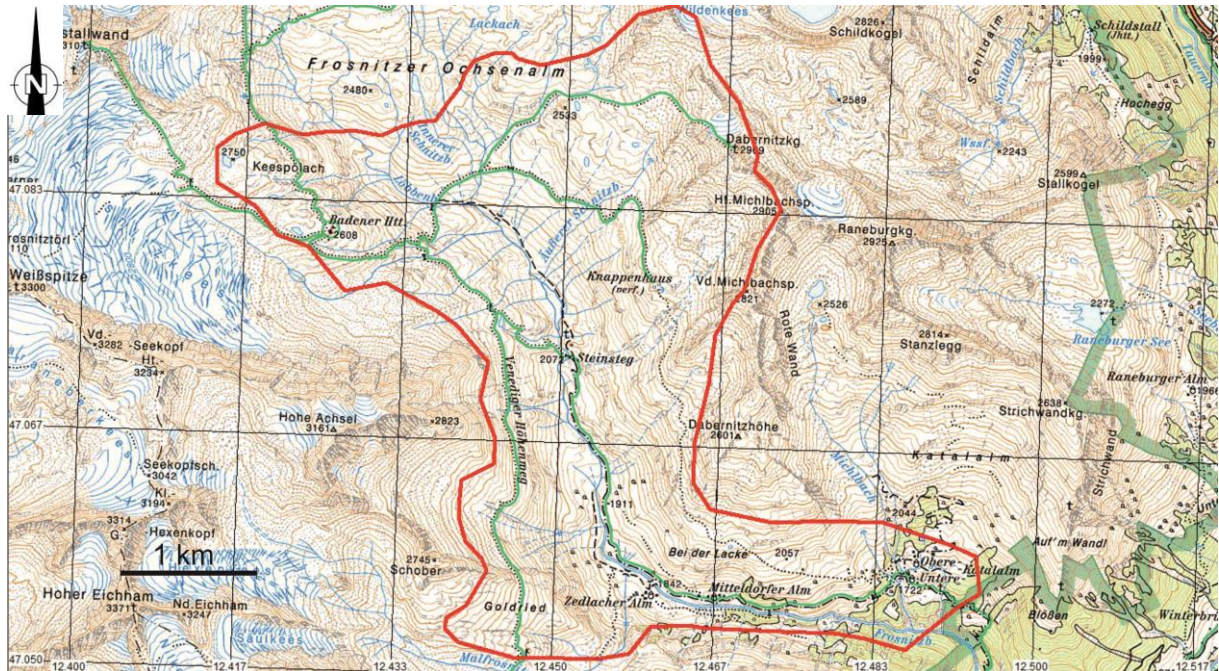


Abb.3: Topographische Karte des Untersuchungsgebiets (BEV, 2009) Programm: AMapFly, Version 4.0 In Rot umrahmt das ca. 14 km² umfassende Gebiet



Abb.4: Typische geomorphologische Form im Hochgebirge: Trogtal mit Trogschulter (oberes Frosnitztal, aufgenommen von etwas oberhalb der Zedlacher Alm). Am rechten Hang auch Karbildung erkennbar.

3 Regionale Geologie

Die Alpen werden in West-, Zentral-, Ost- und Südalpen gegliedert. Die Periadriatische Naht (PAL) trennt die Ost- und Südalpen (beides Teile der Apulischen Platte, mit Ausnahme der penninischen und subpenninischen Einheiten), die inklusive der Neogenbecken zu den alpidischen Gebirgskettengehören.

Die ostalpinen Einheiten bauen sich aus zahlreichen übereinanderliegenden Decken auf. Nach der alten, traditionellen tektonischen Gliederung der Ostalpen nach Tollmann (1977) liegt über den tiefsten penninischen Einheiten, welche im Engadiner-, Tauern- und Rechnitzer Fenster auftreten, das ostalpine Deckensystem (Ostalpin), welches in Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin gegliedert wird (Abb.5). Das ostalpine Deckensystem ist das tektonisch am höchstgelegene und in den Ostalpen flächenmäßig am größten (Tollmann, 1977).

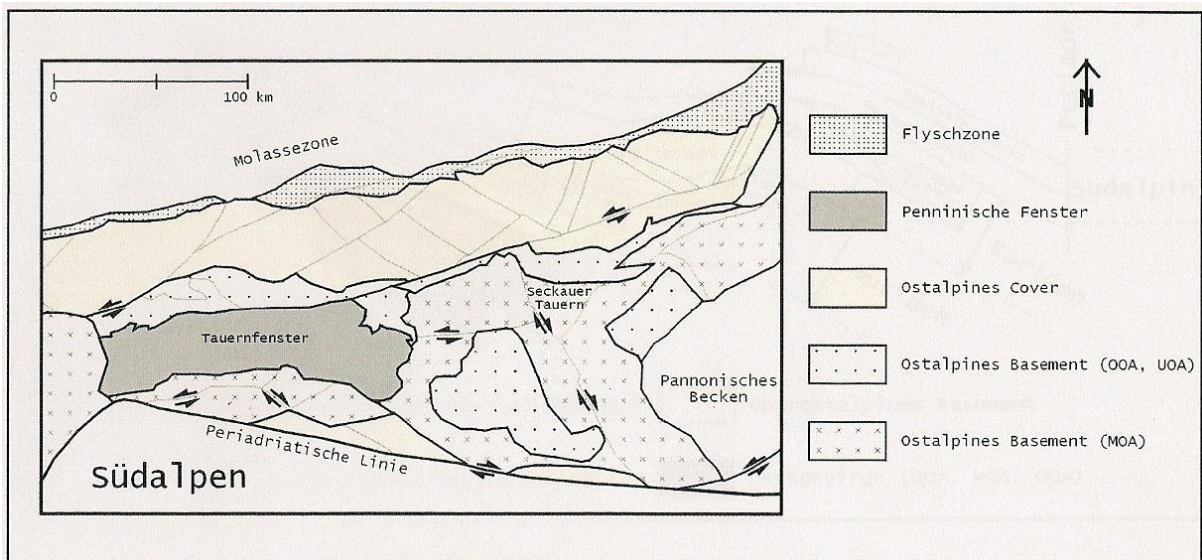


Abb.5: Geologische Übersichtskarte der Ostalpen, nach Frisch et al. (2000) mit den wichtigsten Störungssystemen (SEMP im N und PAL im S), während der lateralen Extrusion im unteren und mittleren Miozän. In Dunkelgrau das Tauernfenster.

Das Kartiergebiet der Masterarbeit befindet sich ausschließlich in subpenninischen Einheiten des Tauernfensters (Venediger Duplex und Eklogitzone); auf die umgrenzenden ostalpinen Einheiten, welche rund um das Tauernfenster liegen, wird in dieser Arbeit nicht eingegangen.

3.1 Überblick der Geologie des Tauernfensters (nach Kurz et al.1998, Schmid et al. 2004,2013)

Abb.6 zeigt die grobe tektonische Gliederung des gesamten Alpenbogens mit den nördlichen Teilen des Apennins. Im östlichen Abschnitt erkennt man das Ostalpin als Teil der Apulischen Platte in Gelb, welches durch die Periadriatische Naht vom Südalpin (dunkelbraun), ebenfalls Teil der Apulischen Platte, getrennt ist. Die penninischen und subpenninischen Einheiten des Tauernfensters sind auf allen Seiten vom Ostalpin umgeben.

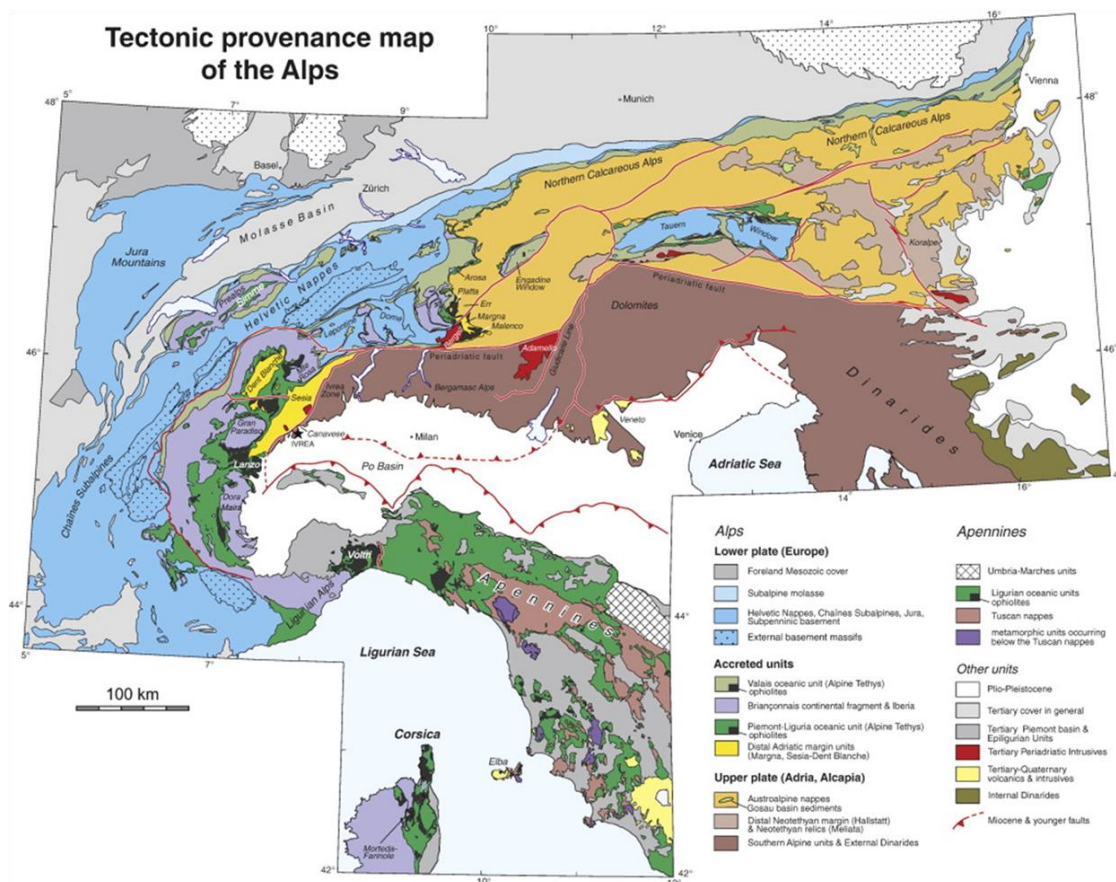


Abb.6: Tektonische Karte der Alpen und des nördlichen Apennin, das Tauernfenster innerhalb des Ostalpins (Gelb) ist in Hellblau gehalten, nach Handy et al. (2010).

Im Tauernfenster sind penninische und subpenninische Einheiten aufgeschlossen. In den Westalpen, vor allem der Schweiz und Frankreich, ist das Penninikum eine weit verbreitete und bedeutende tektonische Einheit, die weite Teile der West- und Zentralalpen aufbaut. In den Ostalpen ist diese Einheit nicht sehr häufig zu finden, sie wurde fast vollständig von ostalpinen Decken während der alpidischen Orogenese überschoben. Heutzutage findet man diese tektonische Einheit in den

Ostalpen nur in tektonischen Fenstern, wie dem Tauernfenster, dem Rechnitzer- oder Bernsteinfenster oder dem Engadiner Fenster in der Berninagruppe in Graubünden (Schweiz). Diese Fenster wurden nach der Überschiebung der Apulischen Platte entlang von großen Störungen exhumiert, das Tauernfenster vor ca. 30 Ma.

So erklärt man sich auch die großen Störungen (Abschiebungen und Strike-Slip-Faults), welche das Tauernfenster auf allen Seiten begrenzen. Diese Störungen sind:

- Katschbergabschiebung im Osten
- Brennerabschiebung im Westen
- Defreggen-Antholz-Vals Störung (DAV) im Süden
- Salzach-Ennstal-Mariaberg-Puchberg (sinistrale Strike-Slip-Fault) im Norden.

Die Decken bzw. Deckensysteme des Tauernfensters (siehe Abb.7), welche durch duktile Überschiebungen voneinander separiert werden (Schmid et al. 2013), sind: Venediger Duplex, Eklogitzone, Modereck Deckensystem, Glocknerdecke und Matreier Zone.

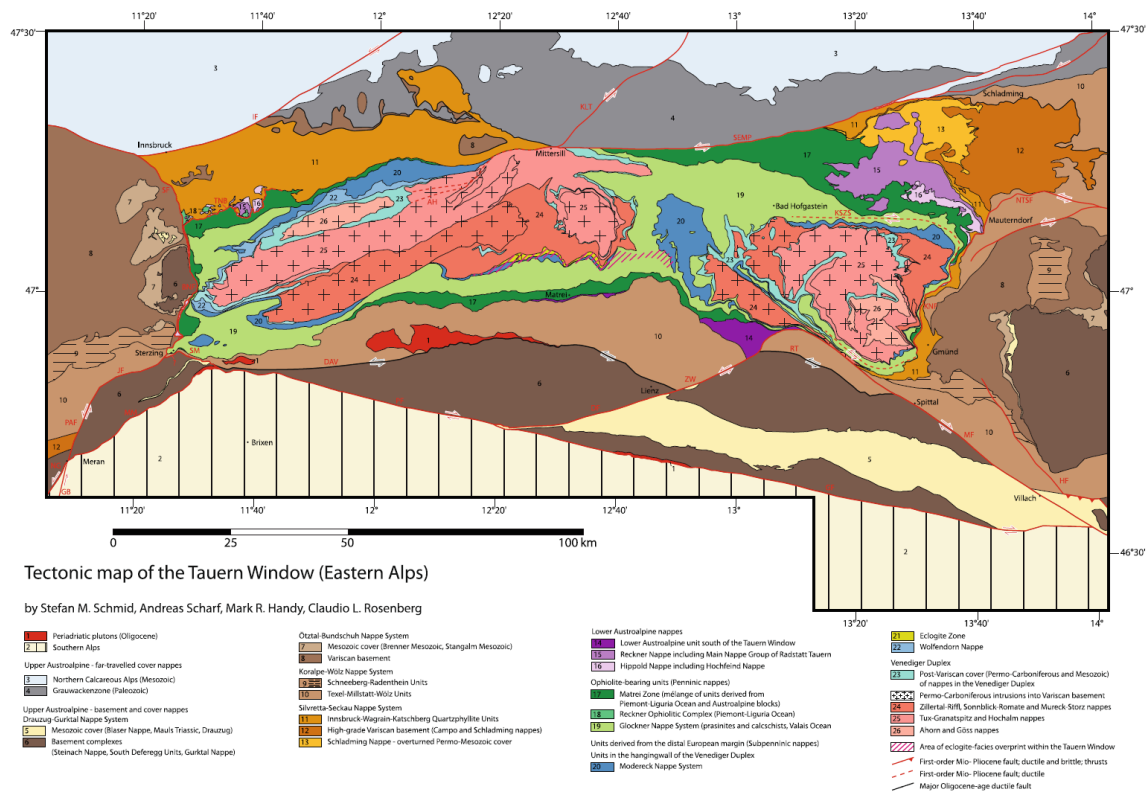
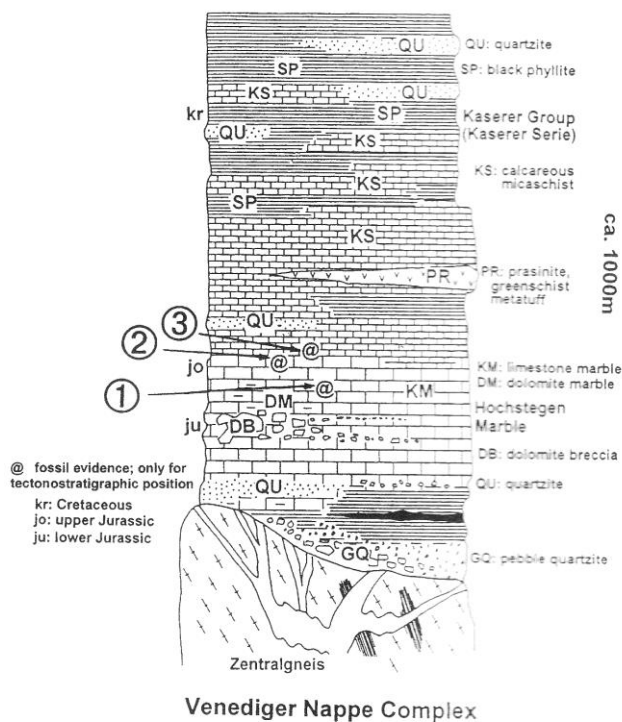


Abb. 7: Tektonische Karte des Tauernfensters mit Legende der verzeichneten tektonischen Einheiten, nach Schmid et al. 2013.



- ③ assemblages of radiolarians and sponge spiculae; belemnites (Upper Jurassic/Lower Cretaceous) (Schönlaub et al. 1975)
- ② assemblages of radiolarians and sponge spiculae (Tithonian) (KIESSLING 1992)
- ① *Peresphinctes* sp. (Oxfordian) (KLEBELSBERG 1940; MUTSCHLECHNER)

Abb. 8: Schematische lithostratigraphische Darstellung des Venediger Duplexes, nach Kurz et al. 1998.

Der Venediger Duplex sowie die Eklogitzone, welche diese Masterarbeit direkt betreffen, werden im Abschnitt 3.2 näher erklärt, hier folgt eine grobe Charakterisierung der restlichen Decken des Tauernfensters (nach Kurz et al. 1998).

Als tektonisch tiefstgelegene Einheit des Tauernfensters fungiert der Venediger Duplex (siehe Abschnitt 3.2), welcher auf einem präpermischen Komplex, dem sogenannten Variszischem Basement (Schmid et al. 2013, alte Bezeichnung ‚Zentralgneis‘ (z.B. Thiele, 1980), mit karbonischem Alter), liegt. Die Riffdecke, welche ebenso zum Venediger Deckensystem zählt (in Abb. 7 dargestellt), sowie die Wolfendorndecke werden im Zuge dieser Arbeit nicht näher beschrieben.

Die Mureck-Storzdecke wird in neuerer Literatur als eine der tektonisch höchsten Decken des Venediger Duplexes bezeichnet (Schmid et al. 2013). Ihr Basement besteht aus polymetamorphen Gesteinen wie Amphiboliten, Metagabbros, Biotit-

Chlorit-Epidot-Gneisen und Chlorit-Albit-Schiefern. Dieser Abschnitt der Mureck-Storzdecke wurde im Zuge eines prävariszischen Inselbogen/back-arc-Environments gebildet. Diese Einheiten wurden durch variszische Granitoide des Mureckgneises intrudiert. Beide Einheiten wurden durch Biotitschiefer, Chloritschiefer und Quarzite bedeckt, welche teilweise Chloritoid beinhalten. Diese als Cover der Mureck-Storzdecke zusammengefassten Einheiten bilden die Murtörlserie, welche ein jungpaläozoisches Alter aufweist.

Über der Mureck-Storzdecke befindet sich lokal im südlich-zentralen Teil des Tauernfensters die Eklogitzone (siehe Abschnitt 3.2).

Die Eklogitzone wird vom **Modereck Deckensystem** überschoben (Kurz et al. 1998; Schmid et al. 2013). Dieses Deckensystem besteht ebenso aus einem kontinentalen Basement aus Ortho- und Paragneisen und Glimmerschiefern, der sogenannten Rote-Wand-Gneislamelle. Im zentralen Teil des Tauernfensters wird diese Lamelle als Glimmerschieferlamelle bezeichnet, im südwestlichen Abschnitt als Eisbrugg-Lamelle. Dieses kontinentale Basement korreliert mit dem Variszischen Basement; es war ein Teil davon, bis es während der alpidischen Deckenstapelung vom Variszischen Basement abgeschert wurde und nun als Basis des Modereck Deckensystems fungiert. Mylonite (stark defomierete Orthogneise) weisen auf diese Hauptüberschiebung hin. Das Cover des Modereck Deckensystems bilden Metasedimente, wie Quarzite (Wustkogelquarzit), Calcit- und Dolomitmarmore (Seidlwinkltrias, diese Marmore sind metamorphe Karbonatplattformen und Lagunenablagerungen aus der Untertrias), Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer, welche in der Zeit vom Perm bis in die Unterkreide abgelagert wurden. Einen wichtigen Abschnitt des Covers des Modereck Deckensystems aus dem Jura bildet die sogenannte Brennkogel-Fazies, welche aus Karbonatbreckzien aus der Seidlwinkltrias besteht, die zusammen mit Metapeliten wie Paragneisen, Granatglimmerschiefern, Biotitschiefern und Quarziten vorkommen. Die Lithofazies des Modereck Deckensystems weist auf ein Rifting-Stadium hin und ist ähnlich der der Eklogitzone, nur befinden sich die Ablagerungsumgebungen hier näher am nördlichen passiven Kontinentalrand Europas, am Kontinentalhang in der Alpen Tethys. Ein Teil des Modereck Deckensystems weist eklogitfaziale Paragenesen

auf (Seidlwinkldecke, nach Schmid et al. 2013), die vermutlich gleichzeitig mit jenen der Eklogitzone entstanden sind.

Über dem Modereck Deckensystem liegt als tektonisch nächst höhere Einheit die **Glocknerdecke**. Die Glocknerdecke besitzt als einzige Einheit innerhalb des Tauernfensters ein ozeanisches Basement (Alpine Tethys (Stampfli, 2000) oder Piemont Ligurischer Ozean nach Kurz (1998), Valais Ozean nach Schmid et al. 2013). Dieses besteht aus Serpentiniten und teilweise metamorphen ultramafischen Gesteinen. Das ozeanische Basement wird von einem Cover aus Metasedimenten bedeckt (Quarzite, glimmerreiche Calcitmarmore, Kalkglimmerschiefer, teilweise Granatamphibolite, Grünschiefer, die sogenannten Bündner Schiefer), welches vom Jura bis zur Kreide gebildet wurde und als Glockner-Fazies zusammengefasst wird. Die höheren Einheiten des Covers der Glocknerdecke sind stärker von terrigenem Eintrag beeinflusst, dort treten Biotitschiefer und Quarzite auf (Kurz et al. 1998). Im N der Glocknerdecke gibt es Einheiten, die auf kontinentaler Lithosphäre abgelagert wurden (Serpentinite und Metagabbros, die deutlich auf ozeanischen Ursprung hinweisen, treten nicht überall auf). Der Metamorphosegrad innerhalb der Glocknerdecke variiert stark, im S kam es zur fast eklogitfaziellen Metamorphose, neben der Eklogitzone und der Seidlwinkldecke (Modereck Deckensystem). Im restlichen Teil der Glocknerdecke findet man grünschieferfazielle Paragneisen, in einigen Abschnitten auch untere Blauschieferfazies (Schmid et al. 2013).

Die **Matreier Zone** nimmt eine Sonderstellung ein, da sie nicht eindeutig zu den (Sub)Penninischen Einheiten des Tauernfensters gehört. Sie beinhaltet Teile der Glocknerdecke sowie Teile des Ostalpins der Schobergruppe, welches im Süden an sie anschließt. Sie wird aber geologisch zum Tauernfenster gezählt, als tektonisch höchstgelegene Einheit. Sie ist der Akkretionskeil (Melange) der eoalpinen Subduktion der Alpinen Tethys unter das Ostalpin (Apulische Platte) und ist durch eine Melange aus großen Blöcken (im km-Maßstab, Olistolithe), Bündnerschiefersedimenten, mafischen bis ultramafischen Gesteinen und Metasedimenten charakterisiert. Sie beinhaltet sowohl Teile der Glocknerdecke als auch Teile des Ostalpins, welche während der Subduktion miteinander verschuppt wurden (deshalb öfter die Bezeichnung „Matreier Schuppenzone“). Durch die damalige Deckenstapelung der penninischen Einheiten weist sie ein

eozänes Alter der Metamorphose auf, die Akkretion war schon vorher abgeschlossen (Schmid et al. 2013).

Die überregionale Struktur des Tauernfensters lässt sich als eine durch Faltung überprägte Duplexstruktur charakterisieren, welche durch N-S gerichtete Einengung entstand und deren lateralen Änderungen in Stil und Geometrie der Verfaltung eklatant sind. So ist zum Beispiel die roof-thrust im W des Tauernfensters am Südrand der Duplexstruktur überkippt, während sie im N des Duplex mit 45° nach N einfällt. Im O des Tauernfensters gibt es einen deutlichen Geometriewechsel, hier findet sich ein breiter post-duplex Dom mit einem Scheitel, der viel näher am Südrand des Tauernfensters ist als weiter im W. Das Tauernfenster liegt in der Übergangszone zwischen eines im W der Alpen nach SO einfallenden europäischen slabs und eines im O der Alpen nach NO einfallenden apulischen slabs (wie in Schmid et al. 2013 interpretiert).

3.2 Geologische Charakterisierung des Arbeitsgebiets

Die subpenninischen Einheiten des Tauernfensters, zu denen auch der Venediger Duplex sowie die Eklogitzone gehören, sind in den letzten Jahrzehnten äußerst intensiv im Hinblick auf ihre tektonometamorphe Entwicklung untersucht worden. Überblickmäßige geologische Arbeiten über das Gebiet süd- bzw. südöstlich des Großvenedigers gibt es schon seit Beginn des 20. Jahrhunderts (Weinschenk 1894, 1903; cited in Raith et al. 1980). Geologisch-petrographische Detailkartierungen in diesem Gebiet wurden ab den 1950er Jahren umfassend betrieben (Schmidegg 1961; Hörmann 1969-1972; Braun & Hörmann 1974; Braun & Paase 1975; Klatt 1977; Mehrens 1978; Thöle 1979; Raith et al. 1980). Zusammenhänge zwischen Tektonik und Metamorphose in metamorphen Gesteinen der supenninischen Einheiten wurden von Selverstone (1985) genauer erarbeitet und mit zuvor erstellten PT- Pfaden von Selverstone et al. (1984) und Selverstone & Spear (1985) kombiniert, um die tektonometamorphe Entwicklung zu rekonstruieren. Auch Altersdaten und Mikrostrukturen wurden mit den PT- Pfaden vernetzt, um ein Modell über Metamorphose und Exhumierung dieser Einheiten zu erhalten (Selverstone, 1985).

HP- und UHP-Einheiten werden in den Alpen in mehrere Gruppen unterteilt, die die Resultate mehrerer tektonischer Events innerhalb des Alpenbogens sind. Eklogite des Ostalpins wurden in tiefen Teilen der Lithosphäre durch Akkretion, Überschiebungstektonik und Kollision von kontinentalen Fragmenten am Ostalpin (während der Kontinent-Kontinent-Kollision) nach der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans (Froitzheim et al. 1996) vor 90 Ma gebildet. Eklogitfazielle Gesteine innerhalb Penninischer Einheiten (Glockner Decke, Sesia Fragment) und Subpenninischer Einheiten (Eklogitzone, Modereck Deckensystem und Aduladecke in den Zentralalpen) wurden vor 45 Ma durch die Subduktion der Alpinen Tethys unter das Ostalpin während der alpidischen Gebirgsbildung im Eozän gebildet (Froitzheim et al. 1996). Nach dieser HP-Entwicklung wurden die Einheiten der Eklogitzone in PT-Bedingungen von 525°C und 500-600MPa durch Wiederaufheizung während der Exhumierung gebracht („Tauernkristallisation“ nach Frank et al. 1987).

Kurz & Froitzheim (2002) und Froitzheim et al. (2003) beschäftigten sich in ihren Arbeiten mit den Exhumierungsprozessen von HP- bis UHP-Einheiten im alpinen Orogen, in welcher sich eigene Abschnitte über die Eklogitzone des Tauernfensters finden. Aufgrund der oben erwähnten Untersuchungen sind die Prozesse der Versenkung und Exhumierung dieser Einheiten relativ gut bekannt. Allerdings haben vorhergehende Untersuchungen nicht ergeben, ob die Einheiten der Eklogitzone und die Einheiten des variszischen Basements des Venediger Duplexes in Schmid et al. (2013) gemeinsam „en masse“ und zeitgleich exhumiert worden sind. Von Selverstone et al. (1984) und von Selverstone & Spear (1985) wurden quantitative Multi-Point-PT-Pfade von zwei Einheiten des Tauernfensters konstruiert, dem variszischen Basement des Venediger Duplexes und der Glocknerdecke (penninische Einheiten im Tauernfenster, Kurz et al. 1998). Kurz et al. (1998a) erstellten einen PT-Pfad der Eklogitzone basierend auf vorhergehenden Studien (Spear & Franz 1986; Inger & Cliff 1994; Zimmermann et al. 1994; Stöckhert et al. 1997, cited in Kurz et al. 1998a), und zusätzlichen PT-Daten aus Eklogiten, der aufgrund der Wiederaufheizung in grünschiefer-/amphibolithfazielle Bedingungen im Zuge der Exhumierung („Tauernkristallisation“) eine deutliche β -Form aufweist. Das Ziel dieser Arbeit ist es, über Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen diese Frage zu beantworten und, wenn möglich, ein aktuelles Modell der Beziehung zwischen variszischem

Basement und Eklogitzone im Laufe der Exhumierung und Wiederaufheizung (Tauernkristallisation) der penninischen und subpenninischen Einheiten aufzustellen. Durch Verschnitt der durch die mikrothermometrischen Analysen an Flüssigkeitseinschlüssen ermittelten Isochoren soll, falls möglich, die zeitliche Abfolge von HP-Metamorphose, regionalmetamorpher Wiederaufheizung (Tauernkristallisation) und Rissbildung durch Dehnungstektonik ermittelt werden.

Die Architektur des Tauernfensters ist ein im Krustenmaßstab spät-alpidischer Duplex (Oligozän, der sog. Venediger Duplex). Dieser wurde durch Doming (Aufwölbung) und laterale Extrusion überprägt, welche durch die vor 21 Ma beginnende Indentation des Südalpins ausgelöst wurde (Schmid et al. 2013).

3.2.1 Venediger Duplex (nach Schmid et al. 2013)

Der Venediger Duplex wird als Duplexstruktur zwischen zwei Überschiebungen (Dach- und Basisüberschiebung, roof- and floor thrust) beschrieben, wobei die roof-thrust zwischen dem Venediger Duplex und der Eklogitzone liegt. Der Venediger Duplex ist Teil des Subpenninikums (Einheiten der europäischen Lithosphäre am distalen passiven Kontinentalrand, sowie auch die Eklogitzone und die Modereck Deckensystem). Er besteht aus mehreren Einheiten, die als Duplexstruktur übereinandergeschoben wurden, und weist ein polymetamorphes kontinentales Basement aus Magmatiten, Amphiboliten, Orthogneisen, Biotitschiefern und lokal auch Serpentiniten auf, welches von den Granitoiden des darunterliegenden Variszischen Basements (Zentralgneises) intrudiert wurde. Als Cover des Venediger Duplex fungieren autochtone Metasedimente wie Calcit- und Dolomitmarmore, Metakonglomerate, Kalkglimmerschiefer und Quarzite. Ebenso ein wichtiger Teil des Covers des Venediger Duplex ist der jurassische Hochstegenmarmor, der am offenen Schelfbereich im Südpenninischen Ozean abgelagert wurde, sowie die überwiegend klastische Kaserer Serie. Innerhalb des Tauernfensters weist das Cover des Venediger Duplex eine maximale Mächtigkeit von etwa 1000 m auf. Die Peak-PT-Bedingungen des Venediger Duplex liegen bei 500-600°C und 10-11 kbar (Selverstone 1985, 1988, 1993). Zeitlich etwas bevor 32 Ma wurde die Eklogitzone auf den Venediger Duplex überschoben und kurz danach (32 ± 0.5 Ma) wieder erhitzt (Nagel et al. 2013). Dieses Ereignis wird als Tauernkristallisation bezeichnet, dabei kam es zur regionalmetamorphen

Überprägung aller Einheiten des Tauernfensters (Inger & Cliff, 1984, Cliff et al. 1998). Nach Schmid et al. (2013) wird der Venediger Duplex in drei Einheiten unterteilt:

- *Variszisches Basement*

Prävariszisches, metamorphes Basement, welches während der variszischen Orogenese metamorph überprägt worden ist (alte Nomenklatur: Altes Dach). Es wurde von permokarbonen Intrusiva intrudiert und besteht hauptsächlich aus Paragneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten.

- *Permo-Karbone Intrusionen*

Nach alter Nomenklatur der Zentralgneis, welcher variszische und ältere Gefüge diskordant intrudierte (vor 310-270 Ma) und dann nur monometamorph alpidisch überprägt wurde. Im Arbeitsgebiet ist es der Knorrkogelgneis (Granite bis Granodiorite).

- *Post-Variszisches Cover*

Hierzu gehört der Hochstegenmarmor bzw. -kalk aus dem Oberjura (eigentlich das mesozoische Cover der subpenninischen Einheiten), welcher in den Venediger Duplex miteingebaut wurde.

Im Hangenden des Venediger Duplex befinden sich mehrere subpenninische Decken mit HP-Überprägung, die Eklogitzone und das Modereck Deckensystem. Diese weisen alle eine lokale HP-Metamorphose und deshalb eine deutlich andere Entwicklung auf als der Venediger Duplex (keine HP-Gesteine), und werden deshalb als eigenständige Decken ausgewiesen. Herauszufinden, ob und wie der Venediger Duplex und die Eklogitzone nach diesem HP-Event eine gemeinsame Entwicklung durchmachten, ist Ziel dieser Masterarbeit. Die Modereck Deckensystem besteht im zentralen Bereich aus einer isoklinalen Falte (Frank, 1969), weist einen Gneis-Kern auf und hat mit der sich im Liegenden befindenden Eklogitzone teilweise eine eklogitfazielle Metamorphose erfahren.

3.2.2 Eklogitzone (nach Schmid et al. 2013)

Die Eklogitzone ist eine der Subpenninischen Einheiten, sie befindet sich im Hangenden des Venediger Duplex und im Liegenden des Modereck

Deckensystems. Die Protolithe wurden am distalen europäischen Kontinentalrand abgelagert, wobei es sich um eine tektonische Melange handelt, die kein ozeanisches Basement aufweist. Die Eklogitzone besteht aus Eklogiten (mafisch, welche Teil einer vulkano-sedimentären Sequenz am distalen Kontinentalrand nahe dem Ozean-Kontinent-Übergang waren) sowie aus Metasedimenten (Quarzite, Paragneise, Granatglimmerschiefer, Calcit- und Dolomitmarmore), welche auch am passiven europäischen Kontinentalrand (kontinentale Lithosphäre) abgelagert wurden (analog zur Aduladecke in der Schweiz, ebenfalls HP-Gesteine) und ebenso wie die Eklogite eine HP-Metamorphose mitgemacht haben (Stabilitätsfeld von Glaukophan und Lawsonit, 20-25 kbar, 600 +/- 50°C, Dachs & Proyer, 1999).

Hoschek (2001) kommt auf 600-630°C und 19-22 kbar, das Alter der Peak Metamorphose liegt zwischen 36-32 Ma (Ratschbacher et al. 2004, Kurz et al. 2008) oder noch jünger, zwischen 33-32 Ma (Glodny et al. 2005, Nagel et al. 2013).

Die Subduktion der am distalen europäischen Kontinentalrand befindlichen Einheiten unter die rigide Adriatische Platte beginnt an der Oberkreide-Paläozän Grenze (55-60 Ma) und brachte die Einheiten der späteren Eklogitzone in Tiefen von bis zu 80 km (Ratschbacher et al. 2004, Schuster et al. 2004, Thöni, 2006, Kurz et al. 2008). Vor 36-32 Ma kam es zur Peakmetamorphose (Glodny et al. 2005, Nagel et al. 2013) und zur Ausprägung eklogitfazieller Paragenesen in allen Gesteinen der Eklogitzone sowie in Teilen des Modereck Deckensystems und der Glocknerdecke. Die Eklogite sind oft retrograd zu Amphiboliten umgewandelt (durch obere Grünschiefer/ untere Amphibolitfazielle Metamorphose). Diese Metamorphose lässt sich auch in den anderen Einheiten des Tauernfensters feststellen und wird als Tauernkristallisation bezeichnet (vor 32 Ma, mit variierendem Alter, jünger werdend vom Rand zum zentralen Tauernfenster, Kurz et al. 2008).

3.3 Kinematische Entwicklung des Tauernfensters (nach Kurz et al. 1998, Schmid et al. 2013)

Nach der variszischen Orogenese kam es auf dem dabei entstandenen Block aus Metamorphiten und Magmatiten (Variszisches Basement mit dort intrudiertem

Zentralgneis), welcher die Basis der tektonisch tiefstgelegenen Einheit des Tauernfensters, des Venediger Duplex, darstellt, zu einem Rift-Stadium, welches im Laufe des mittleren bis oberen Jura stattfand. Es kam also zu einer Entwicklung von einem stabilen Kontinent hin zu einem Rifting-Environment, welches mit der Öffnung der Alpinen Tethys korreliert wird (Kurz et al. 1998). Das Sedimentationsenvironment der Eklogitzone lag damals am distalen europäischen Kontinentalrand am Nordrand der Alpinen Tethys.

Die Bildung einer echten ozeanischen Lithosphäre (Basement der Glocknerdecke) ist bestätigt durch metamorphe Ultrabasische Gesteine und MORB-Metabasalte innerhalb einer Ophiolith-Sequenz (Bickle & Pearce 1975; Höck & Miller 1987). Die Öffnung der Alpinen Tethys und die Bildung des Glockner-Ozeanbeckens trennten den stabilen europäischen Kontinent im Norden vom ostalpinen Mikrokontinent (Apulia) im Süden. Der mittelpenninische Mikrokontinent (Briançonnais) befand sich hier noch im Norden, er wurde erst durch die Öffnung des Nordpenninischen- oder Valais-Ozean im oberen Jura von Europa getrennt. Die spätere Glocknerdecke entstand durch tiefmarine Ablagerungen im Glockner-Ozeanbecken in der Alpinen Tethys (der sogenannten Glockner Fazies).

Im Lauf der Kreide kam es zu einem Wechsel der Lithofazies von überwiegend ozeanisch im Jura zu klastischen, kontinentalen Sedimenten in der Kreide. Darauf folgend kam es im Laufe des Eozäns zur Schließung der Alpinen Tethys und zur Kollision von Subpenninikum mit dem Ostalpin (Schmid et al. 2004, siehe Abb.10). Die im Zuge der eoalpinen Gebirgsbildung in der Oberkreide unter das Ostalpin subduzierten penninischen Einheiten der Glocknerdecke sowie die subpenninischen der Eklogitzone und der Modereck Deckensystem wurden in Tiefen von mindestens 80 km gebracht (Schmid et al. 2013). Dabei hatte es die nötigen PT-Bedingungen, um diese HP-Mineralparagenesen in der Eklogitzone (und teilweise auch in der Glocknerdecke und der Modereck Deckensystem) entstehen zu lassen. Die ältesten HP-Einheiten finden sich im S, nach N hin werden sie jünger. Im Ostalpin gibt es eoalpine Eklogite (Oberkreide, 100-90 Ma), z.B. in der Koralpe, Schobergruppe und der Kreuzeckgruppe, die nichts mit den Eklogiten des Tauernfensters zu tun haben (diese stammen aus dem Eozän, 36-32 Ma nach Glodny et al. 2005, Nagel et al. 2013).

Im Laufe der Deckenstapelung der penninischen Einheiten (ausgelöst durch die Kontinent-Kontinent-Kollision von Subpenninikum und Ostalpin im Eozän) wurde die Eklogitzone entlang durchbrechender Überschiebungen (out-of-sequence-thrusts) auf die Venediger Duplex überschoben (siehe Abb.10). Aufgrund von Ar/Ar Datierungen von Hellglimmer der Eklogitzone konnten Kurz et al. (2008) diese Platznahme auf dem Venediger Duplex mit 32 Ma eingrenzen, wobei hier die Gesteine der Eklogitzone das erste Mal in Form der isoklinalen Verfaltung deformiert wurden. Nach dem Slab-Breakoff der europäischen Lithosphäre kam es zeitgleich mit den Intrusionen entlang der PAL (Periadriatic Lineament) und der intramontanen Molassebecken entlang der Inntalstörung zur späten Exhumierung des Deckenstapels aus penninischen und subpenninischen Einheiten (Kurz et al. 2008, Abb.15e).

Prinzipiell lässt sich die Entstehung der Alpen auf zwei Orogenesen zurückführen: einer kretazischen, gefolgt von einer im Paläogen bis ins Miozän stattfindenden (Froitzheim, 1996). Während Erstere auf die Schließung der Neotethys (Meliata-Hallstatt-Ozean) zurückgeführt wird, ist Letztere das Produkt der Schließung der Alpenen Tethys (Penninischer Ozean, Piemont-Ligurischer Ozean) zwischen Apulia und Europa (Schmid et al. 2004).

Schmid et al. (2013) teilt die weitere kinematische Entwicklung des Tauernfensters in fünf große Ereignisse ein (Abb.10):

1. Subduktion der Alpenen Tethys sowie Akkretion von ozeanischen Relikten am Ostalpin
2. Subduktion des Valais Ozean und von Teilen des distalen europäischen Kontinentalrandes
3. Exhumierung der HP-Einheiten und Akkretion der europäischen Lithosphäre
4. Bildung des Venediger Duplex und Tauernkristallisation
5. Indentation, Doming und Laterale Extrusion

3.3.1 Subduktion der Alpinen Tethys sowie Akkretion von ozeanischen Relikten am Ostalpin

In der Oberkreide (90 Ma) akkredierten die Einheiten der heutigen Matreier Zone am Ostalpin, dabei kam es zu einer W bzw. WNW gerichtete Deckenstapelung. Die nördlichen Teile des Ostalpins zeigen einen aktiven Kontinentalrand bis ins Eozän (auch die Metamorphose innerhalb der Matreier Zone hat eozänes Alter). Am Ende der Kreide erreichte auch der Valais Ozean (nach Kurz et al. 1998 nördlicher Teilarm der Alpinen Tethys) mit Teilen der Glocknerdecke die Subduktionszone.

3.3.2 Subduktion des Valais Ozean und Teilen des distalen europäischen Kontinentalrandes

Während des Känozoikums wurden die Glocknerdecke, Eklogitzone und Teile der Modereck Deckensystem unter die rigide Platte des Ostalpins (welche die vorher akkredierte Matreier Zone beinhaltet) subduziert und vor 39-32 Ma in ein HP-Regime gebracht. Im konkreten Falle der Eklogitzone lief die HP-Metamorphose zwischen 36-32 Ma ab (Glodny et al. 2005, Nagel et al. 2013), im Modereck Deckensystem bei 39 Ma (Kurz et al. 2008) und im lateralen Äquivalent der Eklogitzone, der Aduladecke, bei 37 Ma (Herwartz et al. 2011).

3.3.3 Exhumierung der HP-Einheiten und Akkretion der europäischen Lithosphäre

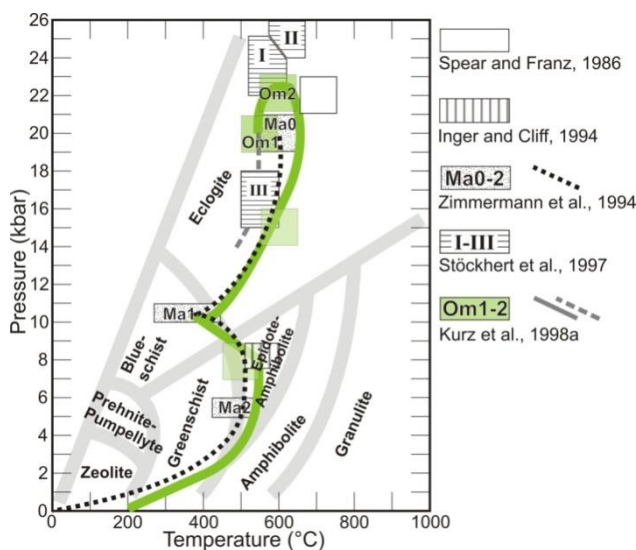


Abb.9: PT-Pfad der Entwicklungsgeschichte der Eklogitzone (Kurz et al. 1998a), dieser zeigt eine β -Form, durch Erhitzung während der Exhumierung.

Während des ersten Stadiums der Exhumierung der HP-Einheiten im Tauernfenster (zwischen 38-32 Ma, Dekompression zu 10 kbar, Kurz et al. 2008) kam es zur Ausbildung der ersten (isoklinalen) Faltengeneration in den eklogitfaziellen Gesteinen des Tauernfensters durch den Kontakt mit nicht-eklogitfaziellen Gesteinen der Glocknerdecke. Zeitgleich zu dieser ersten Exhumierung der HP-Gesteine im immer noch aktiven

Subduktionskanal verlief die Akkretion der nicht eklogitfaziellen Einheiten der subpenninischen Decken am Ostalpin.

3.3.4 Bildung des Venediger Duplex und Tauernkristallisation

Während der Bildung des Venediger Duplex kam es zur Equilibrierung aller subpenninischen Einheiten und der Glocknerdecke (eklogit- sowie nicht eklogitfaziell) unter amphibolitfazieller Metamorphose (Tauernkristallisation, 30-28 Ma, Christensen et al. 1994, Inger & Cliff, 1994). Diese Erhitzung war prograd im Venediger Duplex und eine Wiedererhitzung der HP-Einheiten, welche während Stadium 3.3.3 abgekühlt worden sind (Kurz et al. 2008). Diese Wiedererhitzung der Einheiten spiegelt sich im in Abb.9 dargestellten PT-Pfad wieder, der dadurch eine typische β -Form erhält. Gleichzeitig kam es entlang der Periadriatischen Naht (PAL) durch den slab break off zu Intrusionen (van Blanckenburg & Davies, 1995).

3.3.5 Indentation, Doming und laterale Extrusion

Im frühen Miozän wurde der apulische Slab weiter Richtung NO unter die Alpen subduziert, wodurch eine Indentation der Ostalpen durch die Südalpen beginnt, welche im Tauernfenster zur Aufwölbung (Doming) mehrerer Einheiten sowie zur lateralen Extrusion der Ostalpen führte (Scharf et al. 2013). Als Abkühlalter wird der Beginn der Indentation durch den südalpinen Indenter auf 21 Ma datiert (Scharf et al. 2013). Gleichzeitig startete auch das Zurückrollen der Subduktionszone unter den Karpathen sowie die Dehnung im Pannonischen Becken. Die Extension im steirischen Becken startete vor 18 Ma (Hohenegger et al. 2009), die in den intramontanen Pull-Apart-Becken (z.B. Fohnsdorfer Becken) vor 17 Ma (Strauss et al. 2001), im Wiener Becken vor 16 Ma (Hölzel et al. 2008, 2010).

Im O wurde die Exhumierung des Tauernfensters auf 29-21 Ma datiert (Schmid et al. 1996), dies lässt sich durch kurze, erosionsbedingte Exhumierung erklären und muss nichts mit der lateralen Extrusion zu tun haben. Indentation, Aufdomung und laterale Extrusion finden höchstwahrscheinlich bis heute statt (Massironi et al. 2006).

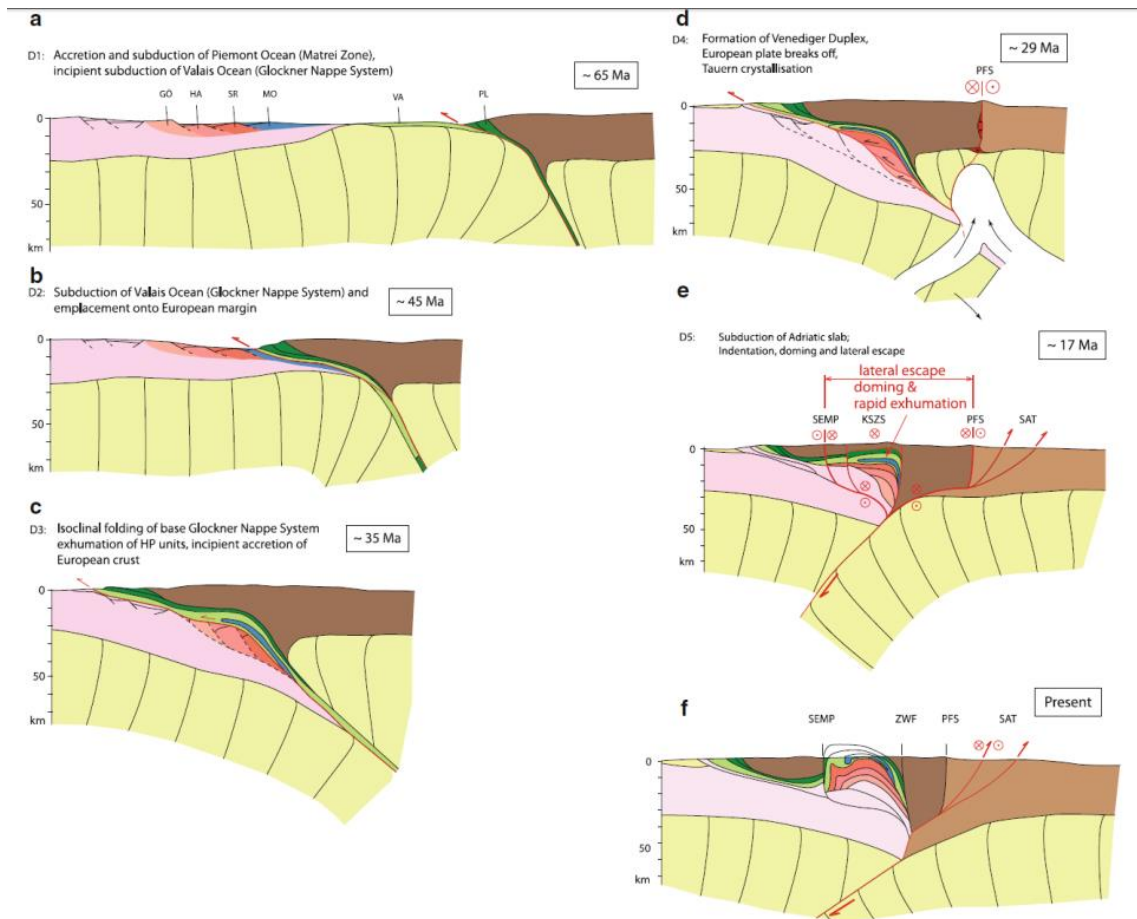


Abb.10: Tektonische Entwicklung der Einheiten des heutigen Tauernfensters, Beschreibung siehe Text. GÖ Göss Decke, HA Hochalm Decke, SR Sonnblick-Romate Decke, VA Valais (Glockner Deckensystem), PL Piemont-Liguria (Matrei Zone), PFS Periadriatische Linie, KSZS Katschberg Scherzone, SAT Südalpine Überschiebung, ZWF Zwischenbergen-Wöllatratten Störung, nach Schmid et al. 2013.

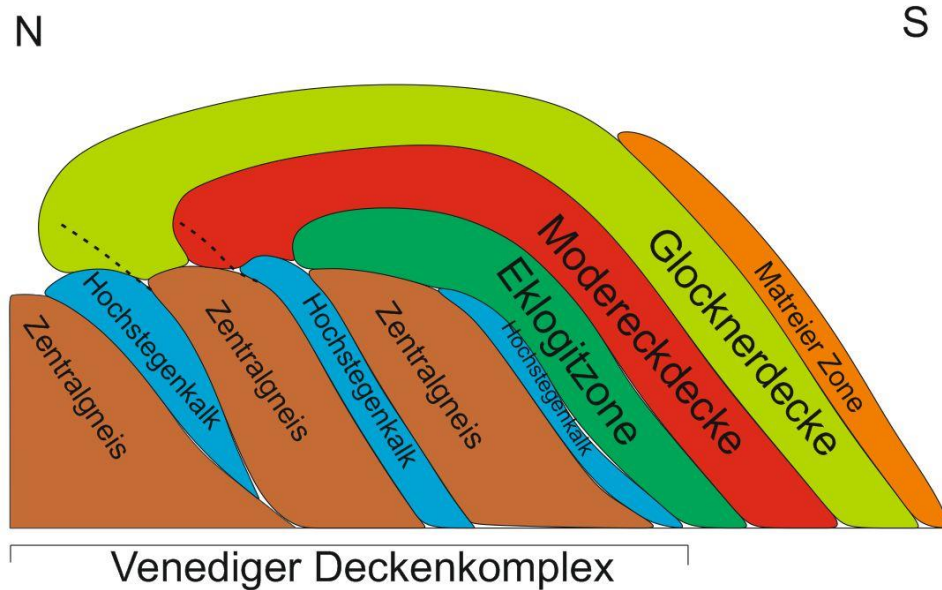
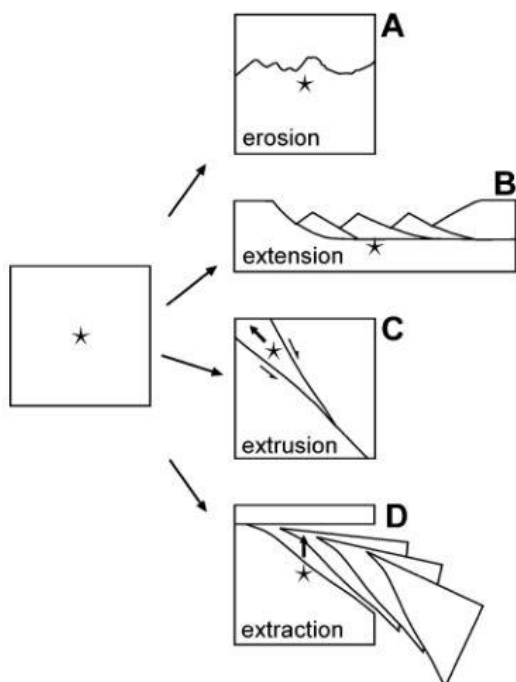


Abb.11: Schematischer Aufbau des heutigen Deckenstapels des Tauernfensters. Die Eklogitzone, Modereck Deckensystem und Glocknerdecke wurden entlang durchbrechender Überschiebungen auf die jeweils darunterliegende Einheit überschoben.

4 Exhumierungsmodelle eklogitfazieller Metamorphite (nach Kurz & Froitzheim, 2002; Froitzheim et al. 2003)

Innerhalb Kollisionsorogenen gibt es mehrere Modelle, die erklären könnten, wie es zur Exhumierung von (U)HP-Einheiten kommen kann. Die tektonometamorphe Entwicklung der eklogitfaziellen Einheiten des Tauernfensters (in den subpenninischen Einheiten) ist charakterisiert durch auftriebsgesteuerte Extrusion von eklogitfaziellen Krustenwedges aus dem Subduktionskanal mit einer low-angle-corner Geometrie (= low-angle-corner flow, Modell 1b). Dabei kam es in einer ersten Phase der Exhumierung der eklogitfaziellen Gesteine zu einer Exhumierung in einer noch aktiven Subduktionszone, während sich bei Erreichen von amphibolit/grünschieferfaziellen Bedingungen der Exhumierungsmechanismus in Krustendehnung und geringfügige Erhitzung während der Dekompression änderte. Dies geschah durch Beendung der Subduktion und das damit verbundene Abklingen des Abkühleffekts (Kurz & Froitzheim, 2002).

Während der alpidischen Orogenese wurde viel Krustenmaterial in Tiefen von 80-100 km subduziert, das Meiste davon wurde im Mantel assimiliert, nur geringe



Teile wurden zurück an die Oberfläche transportiert. Um diese Exhumierung zu erklären, wurden mechanische Modelle (erklären die treibende Kraft der Exhumierung, z.B. Auftrieb oder von außen angelegter Stress) und kinematische Modelle (erklären die Exhumierungsmechanismen, z.B. Erosion, Extrusion, Dehnung, Extraktion) aufgestellt. Die folgenden sieben Exhumierungsmodelle sind Kombinationen von mechanischen und kinematischen Modellen. Prinzipiell können vier große Mechanismen Exhumierung zur Folge haben: Erosion, Extrusion (hier kommt es zur Ausbildung einer Abschiebung am

Abb.12: Darstellung der vier großen Mechanismen, die Exhumierung zur Folge haben können (Froitzheim et al. 2003)

Top und einer Aufschiebung an der Basis einer Einheit, dadurch wird ein Wedge extrudiert), slab extraction und Dehnung (Kurz & Froitzheim, 2002; Froitzheim et al. 2003, siehe Abb.12).

Modell 1: Corner Flow

Es kommt zur Exhumierung innerhalb eines Wedges, der geometrisch durch die Obergrenze der Unterplatte und Untergrenze der Oberplatte begrenzt ist. Die Exhumierung passiert bei noch aktiver Subduktion. Der retrograde PT-Pfad der exhumierten Gesteine hängt dabei von der Geschwindigkeit der Exhumierung und somit von der Dehnung ab: große Dehnungsrate = isothermale Dekompression, geringe Dehnungsrate = Erhitzung während der Dekompression (wie in Eklogitzone, β -Pfad). Die Kinematik der Exhumierung hängt von der Form des Wedges ab - ist der Winkel zwischen den begrenzenden Platten $> 90^\circ$ spricht man von einem High-angle-corner Flow, ist der Winkel $< 90^\circ$, von einem Low-angle-corner Flow (Ernst, 1999).

a) High-angle-corner Flow

Durch Underplating kommt es zur Verdickung des Akkretionskeils während der HP-Metamorphose, welcher dadurch instabil wird, was weiterhin zur Bildung von Abschiebungen in der Oberkruste und zu duktilen Scherzonen in der Unterkruste führt. Durch die dadurch einsetzende Dehnung kommt es zur Exhumierung.

b) Low-angle-corner Flow (Channel Flow)

Die treibende Kraft hier ist die Bewegung der subduzierten Platte. Der Materialfluss wird gezwungen, den low-angle- corner zu passieren, was eine Konvektion zur

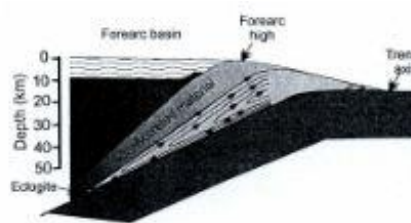
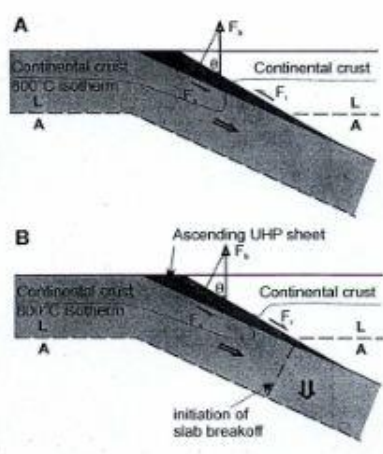


Abb.13: Low-angle-corner Flow Modell der Exhumierung von (U)HP-Gesteinen, nach Kurz & Froitzheim (2002).

Folge hat, welche Eklogit- und Blauschieferblöcke zurück an die Oberfläche transportiert (Cloos, 1982, siehe Abb.13, passiert im Anfangsstadium der

Exhumierung der Eklogitzone). Dies stellt die einzige Möglichkeit dar, wie HP-Blöcke innerhalb einer LP-Matrix zum Liegen kommen.

Modell 2: Eintritt eines Kontinentalrandes in die Subduktion

Durch die partielle Subduktion von Kontinentalrändern (rigid) kommt es zu außertourlicher Stressproduktion beim Kontakt der subduzierten Platte mit den überlagernden Wedges. Dadurch werden diese deformiert und die HP-Einheiten abgeschert. Die abgescherten HP-Einheiten werden dann als Extrusionswedge innerhalb des Subduktionskanals exhumiert, der PT-Pfad zeigt Abkühlung während der Dekompression (Chemenda et al. 1995, siehe Abb.14).

Modell 3: Beendung der Subduktion

Die Subduktion von Material mit geringer Dichte passiert durch abwärts gerichtete Scherkräfte, die größer sind als die Auftriebskraft. Nach Ende der Subduktion steigt dieses geringdichte Material wieder auf und transportiert eklogitfazielle HP-Blöcke mit sich, die zu klein sind, um durchzusinken (d.h. der Auftrieb muss schneller gehen als das Absinken der Eklogite). Durch Beendung des Absinkens kommt es zur Erhitzung der HP-Einheiten, oft eine amphibolitfazielle Überprägung.

Modell 4: Slab Break-Off

Der Slab Pull wird kleiner durch den Slab Break-off, dadurch übersteigt die Auftriebskraft den Slab Pull und die HP-Einheiten werden exhumiert, Eklogitboudins steigen innerhalb geringdichter Matrix auf (van Blanckenburg & Davies, 1995).

Modell 5: Extension im Back-Arc Basin

Wenn eine neue Subduktionszone nahe einer alten entsteht, können HP-Einheiten der alten Subduktion im Back-Arc Basin der neuen liegen. Durch die dort auftretende Dehnung werden diese gehoben, der PT-Pfad zeigt Erhitzung während der Dekompression durch erhöhten Wärmefluss im Back-Arc Bereich.

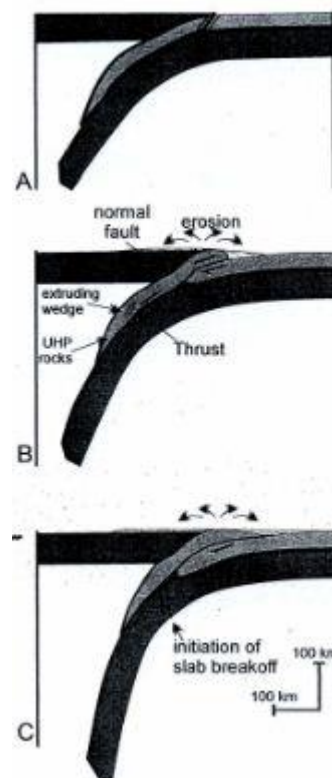


Abb.14: Schematische Darstellung der Exhumierung abgeschserter HP-Einheiten als Extrusionswedge innerhalb eines Subduktionskanals, Chemenda et al. (1995)

Modell 6: Serpentinisierung des Mantelwedges

Durch partielles Aufschmelzen der subduzierten Platte (während dem Slab Break-Off oder durch metamorphe Dehydrierung), Serpentinisierung des Mantelwedges oder metamorphe Reaktionen wird die Scherfestigkeit der subduzierten Platte herabgesetzt. Dies ermöglicht ein Abscheren der HP-Einheiten, wodurch sie dann in weiterer Folge exhumiert werden können (White & Knipe, 1978; Rubie, 1983).

Modell 7: Slab Extraction

Durch Subduktion von Krustenmaterial in große Tiefen (oft 100 km und mehr) wird es von Mantelmaterial überlagert. Der Mantelteil der Lithosphäre ist etwas dichter als die unterlagernde Astenosphäre, durch den dabei entstehenden negativen Auftrieb (vergleichbar mit slab pull) sinkt dieses Material in den tieferen Mantel ab und entfernt somit die Überlagerung des subduzierten Krustenmaterials. Die HP- und UHP-Gesteine werden somit isostatisch gehoben und füllen den zuvor durch Absinken von Mantelmaterial gebildeten Hohlraum aus. Dieses Modell erklärt ebenso Exhumierung von HP- bis UHP-Einheiten (Froitzheim et al. 2003).

4.1 Tektonometamorphe Entwicklung der Eklogitzone

Die Eklogitzone weist eine multiple tektonometamorphe Entwicklung auf. Ablagerungsumgebung war der distale europäische Kontinentalrand (Subpenninikum). Im Zuge der Subduktion der penninischen und subpenninischen Einheiten unter das Ostalpin (Kreide bis Eozän) wurden die eklogitfaziellen Paragenesen generiert, die Eklogitzone ist hierbei die einzige, die vollständig unter eklogitfazieller Metamorphose (600-630°C, 19-22 kbar) überprägt wurde (Kurz & Froitzheim, 2002). Danach kam es durch Extrusion über eine nach S einfallende Rampe oder durch einen Low-angle-corner Flow gleichzeitig mit Eintritt des europäischen Kontinentalrandes (wahrscheinlicher, Modell 1b und 2 im Abschnitt 4) zur Exhumierung der HP-Gesteine, während die Subduktion noch immer aktiv war. Dabei wurden sie blauschieferfaziell überprägt (450°C, 10-15 kbar). Im Laufe der Deckenstapelung der (sub)penninischen Einheiten (ausgelöst durch die Kontinent-Kontinent-Kollision von Subpenninikum und Ostalpin im Eozän) wurde die Eklogitzone entlang durchbrechender Überschiebungen (out-of-sequence-

thrusts) auf den Venediger Duplex überschoben (Top N Bewegung, Kurz et al. 1998). Nachdem die Eklogitzone auf dem Venediger Duplex platzgenommen hatte, wurden beide Einheiten entlang durchbrechender Überschiebungen von dem Modereck Deckensystem und der Glocknerdecke überschoben. Zwischen 30-28 Ma wurde das gesamte Tauernfenster durch eine Regionalmetamorphose (untere Amphibolit/obere Grünschieferfazies) gleichzeitig mit einer Top W Scherung (möglicherweise durch Extension) überprägt, was als Tauernkristallisation bezeichnet wird. Diese Wiedererhitzung verursacht die typische β -Form des PT-Pfades der Eklogitzone (Kurz et al. 1998a). Eine zusammenfassende Darstellung der tektonometamorphen Entwicklung der Eklogitzone entlang des pro- sowie retrograden PT-Pfades ist in Abb.15 zu finden.

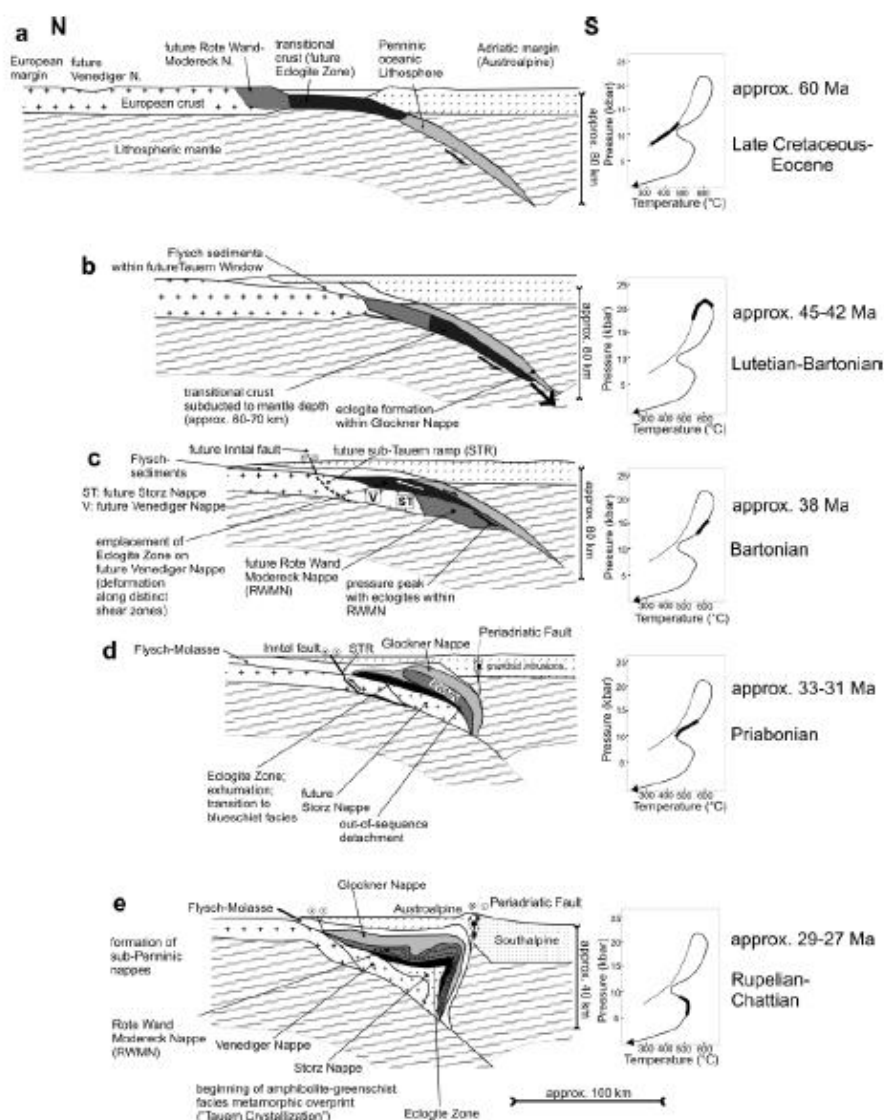


Abb.15: Tektonometamorphe Entwicklung der Eklogitzone (und umgebender subpenninischer und penninischer Einheiten) von der Oberkreide bis ins Oligozän, rechts der Zeichnung äquivalente Position entlang des PT-Pfades (nach Kurz et al. 2008)

Vereinfacht lässt sich sagen, dass es im ersten Exhumierungsstadium zur Abkühlung während der Dekompression gekommen ist (durch noch aktive Subduktion, Exhumierungsmechanismus war hier ein Low-angle-corner Flow gemeinsam mit Eintreten des europäischen Kontinentalrandes). In amphibolit/grünschieferfaziellen Bedingungen änderte sich der Mechanismus hin zu Krustendehnung mit geringer Erhitzung während der Dekompression, was bedeutet, dass die Subduktion blockiert wurde (Kurz & Froitzheim, 2002).

5 Arbeitsmethoden

5.1 Geländearbeit

Als Stützpunkt der Kartierung (2012 und 2013) diente die Badener Hütte (Schutzhütte des OeAV Sektion Baden, etwas südöstlich des Frosnitzkees auf 2608m Höhe) und die Gosser Alm im Talgrund des mittleren Frosnitztals auf 1842m Höhe.

Die Bearbeitung der Fragestellung im Gelände beinhaltet eine geologische Kartierung des Untersuchungsgebiets im mittleren und oberen Frosnitztal mit besonderem Augenmerk auf die Detailkartierung und strukturgeologische Aufnahme von Großaufschlüssen, um die Faltungen innerhalb der Eklogitzone und dem Venediger Duplex miteinander vergleichen zu können. Mithilfe des CLAR-Kompass wurden die Lagerungsverhältnisse der geologischen Einheiten (Einfallrichtung, -winkel, Lineation, Faltenachse, Faltenachsenfläche, Vergenz usw.) aufgenommen (Ergebnisse siehe Abschnitt 6.1).

Durch eine gezielte, orientierte Probennahme sollen nicht nur die Gefüge- und Textureigenschaften der lithologischen Einheiten, sondern auch durch weitere Bearbeitungs- und Analyseschritte die Abfolge von Deformation und Metamorphose sowie Kinematik und Rheologie der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex untersucht werden (Ergebnisse siehe Abschnitt 6.2-6.6)

In den durch Dehnung entstandenen Boudins findet man sog. „Boudin Necks“, jeweils in Richtung der größten Hauptnormalspannung σ_1 ausgebildet und in Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 gedehnt. Die dort ausgefallten Quarz-Mobilisate wurden hinsichtlich ihrer Flüssigkeitseinschlüsse beprobt, da in hellen Mineralen wie Quarz oder Feldspat diese gut analysierbar sind (Ergebnisse siehe Abschnitt 6.7). Konkordante Quarz- und Calcitlagen in der Eklogitzone sowie diskordante, quarzgefüllte Gänge in Venediger Duplex, Eklogitzone und Glocknerdecke wurden beprobt, um auf die in 1.1 und 1.2 angeführten Fragestellungen einzugehen.

5.2 Labor/Analysemethoden

Aus allen im Gelände genommenen Proben wurden Dünnschliffe (~30µm) angefertigt, um diese durch weitere Methoden zu analysieren. Aus den Proben der Quarz-Mobilisate wurden sowohl Dünn- als auch Dickschliffe (~200µm) hergestellt, um sowohl die Fluid-Petrographie als auch die Weiterbearbeitung (Defragmentieren der geeigneten Bereiche aus den Dickschliffen, um die Fragmente dann im Heiz-Kühltisch messen zu können) durchführen zu können. Die Schliffe wurden dann mit den in den Abschnitten 5.2.1 – 5.2.4 dargestellten Methoden analysiert.

5.2.1 Petrographische Beschreibung (Polarisationsmikroskop)

Die unterschiedlichen kristalloptischen Eigenschaften der einzelnen Minerale dienen zur Identifizierung des jeweiligen Minerals. Mit Hilfe der Polarisationsmikroskopie werden der Mineralbestand und die Besonderheiten (Gefüge, Kornform, usw.) der einzelnen Proben analysiert und beschrieben. Des Weiteren kann über Schersinnindikatoren die Bewegungsrichtung tektonischer Vorgänge beschrieben werden. Über bestimmte Mineralparagenesen kann der Metamorphosegrad der Probe abgeschätzt werden. Über Ausbildung von Subkörnern (dynamische Rekristallisation) und bestimmte Form der Korngrenzen (Mikrogefüge) kann man auf die intrakristallinen Deformationsmechanismen (und somit auf T-Bereiche der Deformation) rückschließen.

5.2.2 Kristallographische Achsenregelung von Quarz (Photometer)

Für die Photometeraufnahmen (mit dem Crystal Imaging System G 50 fabric analyser, produziert von Russel-Head-Instruments) werden die Dünnschliffe unter dem Photometer (elektronisches Polarisationsmikroskop, welches mit Hilfe von rotierenden Polarisatoren das Mineralauslöschung sowie die c-Achsenregelung von Mineralen abbildet) eingespannt. Dabei handelt es sich um ein computergesteuertes Instrument mit einer 10 Megapixel Sensorkamera. Es

arbeitet mit einer 50 mm großen Objektivlinse und bildet 10 mal 10 mm große Bilder ab.

Die Auflösung der einzelnen Bilder liegt optional zwischen 50 und 5 μm (Russel-Head Instruments, 2008).

Mit dem Crystal Imaging System G50 werden nun c-Achsen von händisch ausgewählten Quarzkörnern des Dünnschliffs bestimmt. Diese Quarz-c-Achsenverteilungen werden mit dem Gefügeprogramm Fabric 8 als Isolinienplots dargestellt (Häufigkeitsverteilung der c-Achsenregelungen der Quarzkörner eines Dünnschliffes). Mit diesen Regelungen lässt sich auf Deformationsbedingungen schließen.

Aus Texturen (Gitterregelungen) verschiedener Minerale (sowie Quarz, welcher hier verwendet wurde) kann man auf Faktoren schließen, welche diese Mineralregelungen hervorgerufen haben und weiters auch auf die Deformationsentwicklung eines Gesteins rückschließen (Deformation, Temperatur).

Als Mechanismus für die Regelung von Kristallgittern wurden in der Literatur zwei grundlegende Mechanismen erkannt:

- die Regelung entsteht wegen der Rotation von rigiden Partikeln in einem viskosen Medium; nur bei anisotropen Kornformen möglich, wie z.B. bei Phyllosilikaten, nach March (1932)
- die Regelung entsteht durch intrakristallines Gleiten und die damit verbundene Intern- sowie Externrotation der Kristalle, nach Taylor (1934)

Das mechanische Modell für Gitterregelungen nach Taylor (1934) wurde von Lister & Hobbs (1980) auf Quarz angewandt. Die resultierenden Regelungsmuster wurden für verschiedene Modellquarzite und Deformationspfade berechnet, die Ergebnisse sind in Abb. 16 dargestellt.

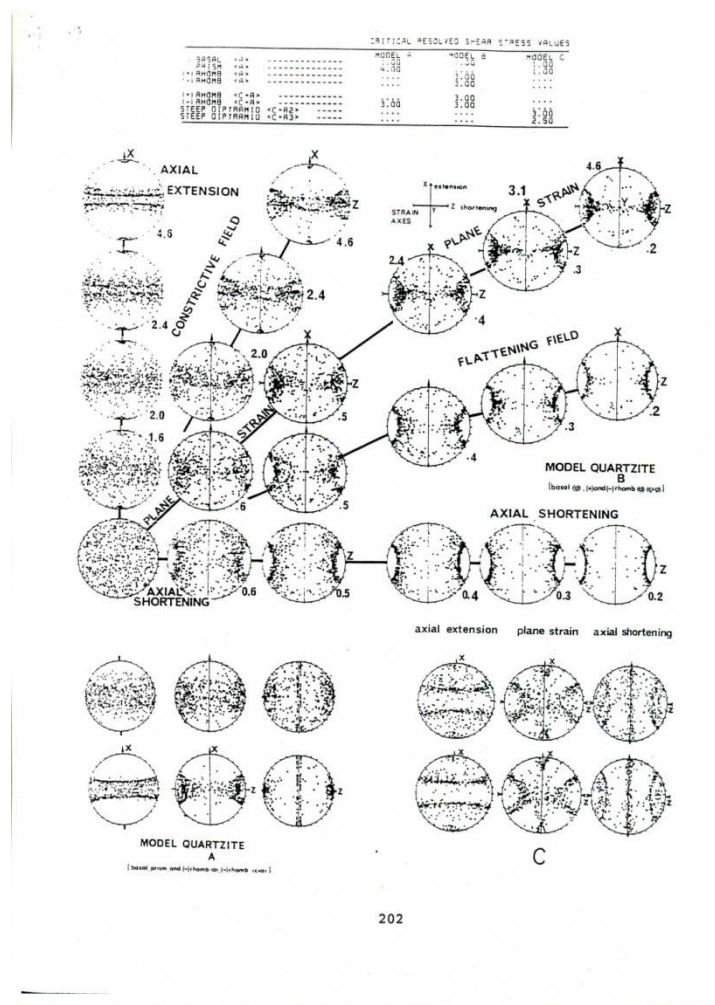


Abb. 16: Quarz-c-Achsen Regelungsmuster nach dem Taylormodell für reine Scherung mit unterschiedlichen Straingeometrien und Modellquarziten. Modellquarzit B ist in einem Flinn-Diagramm dargestellt, nach Lister & Hobbs (1980)

5.2.3 Datenauswertung (Fabric 8)

Fabric 8 ist ein Programm-Paket zur Darstellung von Gefügedaten, Lagenkugel- und Richtungsrosen-Darstellungen, Richtungsstatistik, Paläostress-Analyse, Analyse von Faltenformen (Isogonen und Fourier) und zur Strainanalyse mit verschiedenen Methoden. Es beinhaltet 30 Unterprogramme zur Lösung von verschiedenen Problemen der Strukturgeologie, Neotektonik, Felsmechanik, Ingenieurgeologie und weiteren Fachbereichen (Wallbrecher, 2009).

Für die Masterarbeit wurden mehrere Unterprogramme angewendet, hier eine kurze Beschreibung der Funktionsweise:

- **Richtungsdaten**

- *Plotten von Großkreisen*

Flächen werden als Großkreise mit der flächentreuen Lambert'schen-Projektion dargestellt.

- *Plotten von Richtungsdaten (Lineare)*

Richtungsdaten werden mit der winkeltreuen, stereographischen Projektion geplottet. Der Äquator der Lagenkugel bildet die Projektionsebene und davon ausgehend werden die Punkte der Lagenkugel senkrecht und winkeltreu geplottet.

- *Isolinien-Darstellungen*

Isolinien-Darstellungen zeigen eine Häufigkeitsverteilung der Richtungsdaten. Daraus lassen sich je nach Abbildung Deformationsereignisse ableiten.

5.2.4 Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen

Die Flüssigkeitseinschlüsse der Quarz-Mobilisate werden im Dünn- als auch im Dickschliff untersucht. Im Polarisationsmikroskop wird zwischen primären, sekundären und pseudosekundären Einschlüssen unterschieden (wird durch die Morphologie der Einschlüsse erkannt). Primäre Einschlüsse geben Auskunft über die Bedingungen während der Bildung des Minerals, sekundäre und pseudosekundäre Einschlüsse können für spätere, überprägende Ereignisse wichtig sein. Es gibt feste, flüssige und gasförmige Einschlüsse in Mineralen, die meisten sind mehrphasig (z.B. Gasblase in Flüssigkeit).

Durch inhomogenes Kristallwachstum kommt es zum Einschluss von Fluiden (primäre Einschlüsse, zeichnen die Kornform des Minerals nach). Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse bilden sich nach dem Kristallwachstum in Mikrorissen aus. Diese Risse beginnen zu verheilen, dadurch bilden die Fluideinschlüsse oft sog. „Trails“ aus, die den alten Riss nachzeichnen (Van Den Kerhof & Hein, 2001).

Die Flüssigkeitseinschlüsse werden bei bestimmten PT-Bedingungen eingeschlossen; das Ziel der Fluid-Analyse ist es, diese zu rekonstruieren. Durch die Analyse der Zusammensetzung und Dichte der einzelnen Fluidgenerationen

kann auf die PT-Bedingungen beim Einschluss der Fluide rückgeschlossen werden. Über diese Informationen kann man die relative zeitliche Entwicklung der Einheit (Unterscheidung von Einschlussgenerationen, Interpretation von Strukturen) ermitteln und damit PT-t Pfade, also zeitabhängige Druck- und Temperaturentwicklungen, aufstellen sowie Korrelationen mit anderen tektonischen Einheiten durchführen, wie es in dieser Arbeit versucht wird.

Vor jeder Messung im Heiz-Kühltisch steht immer die sorgfältige petrographische Beschreibung der Fluideinschlüsse im Polarisationsmikroskop. Dabei wird untersucht, ob es primäre, sekundäre oder pseudosekundäre Einschlüsse sind, in welchen Mineralen (primäre oder rekristallisierte Minerale) sie sich befinden und ob sie für Messungen im Heiz-Kühltisch geeignet sind (richtige Größe, nicht zerstört). Um die Fluideinschlüsse messen zu können, werden die vorher markierten Bereiche der Dickschliffe defragmentiert und in den Heiz-Kühltisch gegeben.

Mikrothermometrische Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen werden am LINKAM-Heiz-Kühltisch (Shepherd et al. 1985) durchgeführt. Beobachtungen der relevanten Temperaturen werden im „Heat-Run“ durchgeführt, da beim Abkühlen der Probe („Cool Run“) die Phasen in den Einschlüssen metastabil sind. Vor dem „Heat Run“ wird die Probe soweit abgekühlt, bis nur mehr Festphasen in den Fluideinschlüssen vorhanden sind (unter den Triplepunkt, bei H₂O bei 0°C, bei CO₂ bei -56,6°C). Danach wird die Probe kontrolliert erhitzt, die Aufheizrate wird individuell angepasst, um die Phasenübergänge in den Einschlüssen zu dokumentieren.

Wichtige Parameter die im „Heat-Run“ gemessen werden (nach Diamond, 2003):

- T_E: Eutektische Temperatur, T des ersten Schmelzens, gibt Auskunft über Fluidzusammensetzung
- T_m: Schmelztemperatur, T der Letztschmelze, an der alle Festphasen aufgelöst sind, wird durch Salinität beeinflusst und gibt Auskunft über Fluidzusammensetzung
- T_i: Temperatur der Initialschmelze, T an der durch inkongruentes Aufschmelzen entstandene Phasen wie Hydrohalit (H₂O-NaCl System) schmelzen, gibt Auskunft über Fluidzusammensetzung

- T_h : Homogenisierungstemperatur, ist jene T an der der Einschluss die kritische Kurve verlässt und in eine Phase homogenisiert (bei hohen P ins Liquid-, bei tiefen P ins Vapor-Feld), d.h. der Einschluss wird einphasig (nur flüssig oder gasförmig), gibt Auskunft über die Dichte des Fluids (über Isochoren)

Ein wichtiger zu bestimmender Parameter ist die Fluidzusammensetzung, da ein Einschluss von reinem H_2O als metamorphes Fluid nahezu ausgeschlossen ist und man erst durch genaues Wissen über das vorliegende System die PT-Bedingungen mit den berechneten Isochoren abschätzen kann. Die Zusammensetzung, insbesondere die Salinität des Fluids, wird über die Schmelzpunktniedrigung ermittelt. In salinen Systemen (z.B. $H_2O-NaCl$ System) kommt es durch höheren Anteil an NaCl zu einer Erniedrigung der T_m (T_E liegt bei $-21,2^\circ C$). Je tiefer T_m in diesem System ist, desto mehr NaCl ist im Fluid (bei reinem H_2O wäre $T_m = 0^\circ C$).

Der Füllgrad wird abgeschätzt (bei mehrphasigen Fluiden). Dieser gibt Auskunft über die Dichte des Fluids (geringe Dichte bei großer Gasblase). Um auf die gewünschten PT-Bedingungen während des Einschließvorganges zu kommen, wird die Homogenisierungstemperatur benötigt. Das ist jene Temperatur, bei der sich die Phasen im Einschluss auf 1 reduzieren, d.h. der Einschluss wird einphasig (siehe Abb.17). Die am Heiz-Kühltisch bestimmten Temperaturen werden mit Hilfe von Software-Paketen verrechnet, um die Isochoren-Schnittpunkte zu erhalten. Am Kreuzungspunkt der Isochoren (Linien gleichen Volumens) können die PT-Bedingungen abgelesen werden.

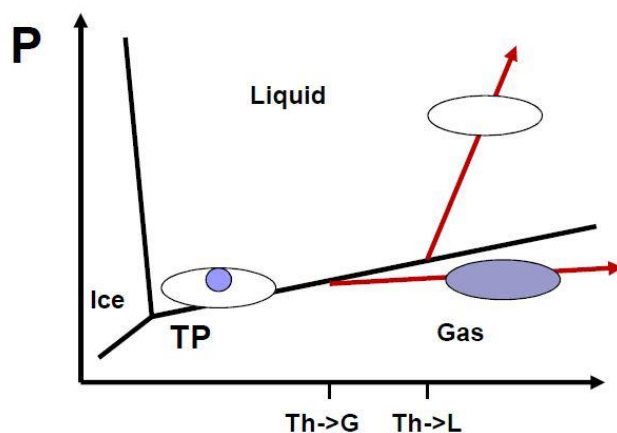


Abb.17: PT-Diagramm eines reinen H_2O -Systems mit eingezeichnetem Triplepunkt (TP). Entlang der kritischen Kurve (rechts des TP) wandert der Fluideinschluss beim Erhitzen bis die T_h erreicht ist und er entlang von Isochoren, entweder ins Liquid- oder ins Vaporfeld, homogenisiert, nach Roedder, (2001).

Die Temperatur des Erstsammelns hängt vom Triplepunkt des eingeschlossenen Fluids ab. Ein reiner H_2O -Einschluss zeigt ein deutlich späteres Erstsammelns als ein Einschluss, der CO_2 beinhaltet (da CO_2 einen signifikant tieferen Triplepunkt als H_2O aufweist, Tab.1).

Tab. 1: Temperatur der Triple-Punkte und der kritischen Punkte für häufige volatile Phasen und Wasser in Flüssigkeitseinschlüssen (zusammengefasst nach Shepherd et al. 1985; Burke, 2001 und Diamond, 2003; zitiert in Morales, unpublished)

Species	T _{Triple}	T _{Critical}
N ₂	-210°C	-147°C
CH ₄	-182,5°C	-82,1°C
CO ₂	-56,57°C	31,1°C
H ₂ O	0,01°C	374,15°C
H ₂ S	-85,5°C	100,4°C

Die Temperatur des Letztschmelzens T_m und des Clathratschmelzens T_{m(Clathrat)} hängt von der Salinität des eingeschlossenen, wässrigen Fluids ab. Je tiefer T_m und T_c, desto höher ist die Salinität.

Tab. 2: Eutektische Temperaturen der meisten häufig auftretenden, natürlich vorkommenden salinen Systeme (vereinfacht nach Shepherd et al. 1985, zitiert in Morales, unpublished)

Chemical system	Eutectic temperature
H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	-52.0°C
H ₂ O-CaCl ₂	-49.5°C
H ₂ O-NaCl-FeCl ₂	-37.0°C
H ₂ O-FeCl ₂	-35.0°C
H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	-35.0°C
H ₂ O-MgCl ₂	-33.6°C
H ₂ O-NaCl-KCl	-22.9°C
H ₂ O-NaCl	-20.8°C
H ₂ O-KCl	-10.6°C

Im H₂O–NaCl-System liegen unter der T_E des Systems (-20,8°C, Tab.2) alle Komponenten in fester Phase vor. Wenn beim Erhitzen Hydrohalit (NaCl * 2H₂O) vor dem gefrorenem H₂O schmilzt, so ist das System an NaCl untersättigt. Wenn zuerst das gefrorene H₂O schmilzt, dann kommt es zum inkongruenten Aufschmelzen von Hydrohalit zu Halit, der als Festphase im Einschluss verbleibt. Sollte dies der Fall sein, so ist das Fluid NaCl gesättigt (Abb.18).

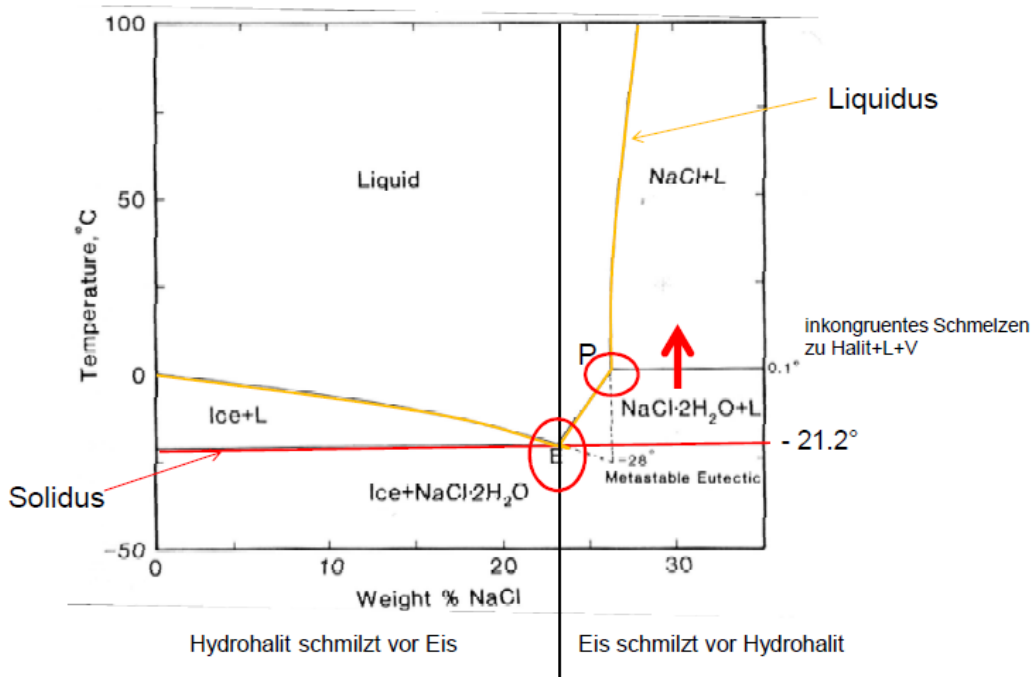


Abb.18: Phasendiagramm des H₂O-NaCl-Systems. T_E liegt hier bei -21,2°C, bei weniger als 23 wt% NaCl ist das System untersättigt, darüber ist das System übersättigt (verändert nach Roedder, 1984).

Über die Homogenisationstemperatur (T_h), an welcher ein Einschluss auf eine Phase reduziert wird (je nach Dichte flüssig oder gasförmig), kann die Fluidichte bestimmt werden, welche zur Berechnung der Isochoren (Linien gleichen Volumens) dient. Über Verschneiden der Isochoren mit entsprechender Mineral-Rheologie können die Bedingungen für die Rekristallisation durch Wiedererhitzung sowie die Bedingungen der Rissbildung beider Einheiten bestimmt werden.

6 Ergebnisse

6.1 Makroskopische Strukturen

Die Geländekartierung wurde sowohl innerhalb des Venediger Duplexes als auch in der Eklogitzone durchgeführt. In folgendem Abschnitt sind die dabei aufgenommenen, makroskopischen Strukturen dokumentiert.

- **Venediger Duplex:**

Etwas nordwestlich der Badener Hütte erkennt man den für den Venediger Duplex charakteristischen Faltenbau innerhalb der Paragneise und Amphibolite (siehe Abb.19). In den Einheiten des Variszischen Basements des Venediger Duplexes tritt diese Faltengeneration (F4) deutlich auf, (F5) ist im Frosnitzal nur untergeordnet erkennbar (im Timmeltal hingegen sehr gut). Durch den rigiden Amphibolitkörper, der in die Verfaltung miteingebaut wurde, ist der untere Schenkel der ersten Falte steiler.

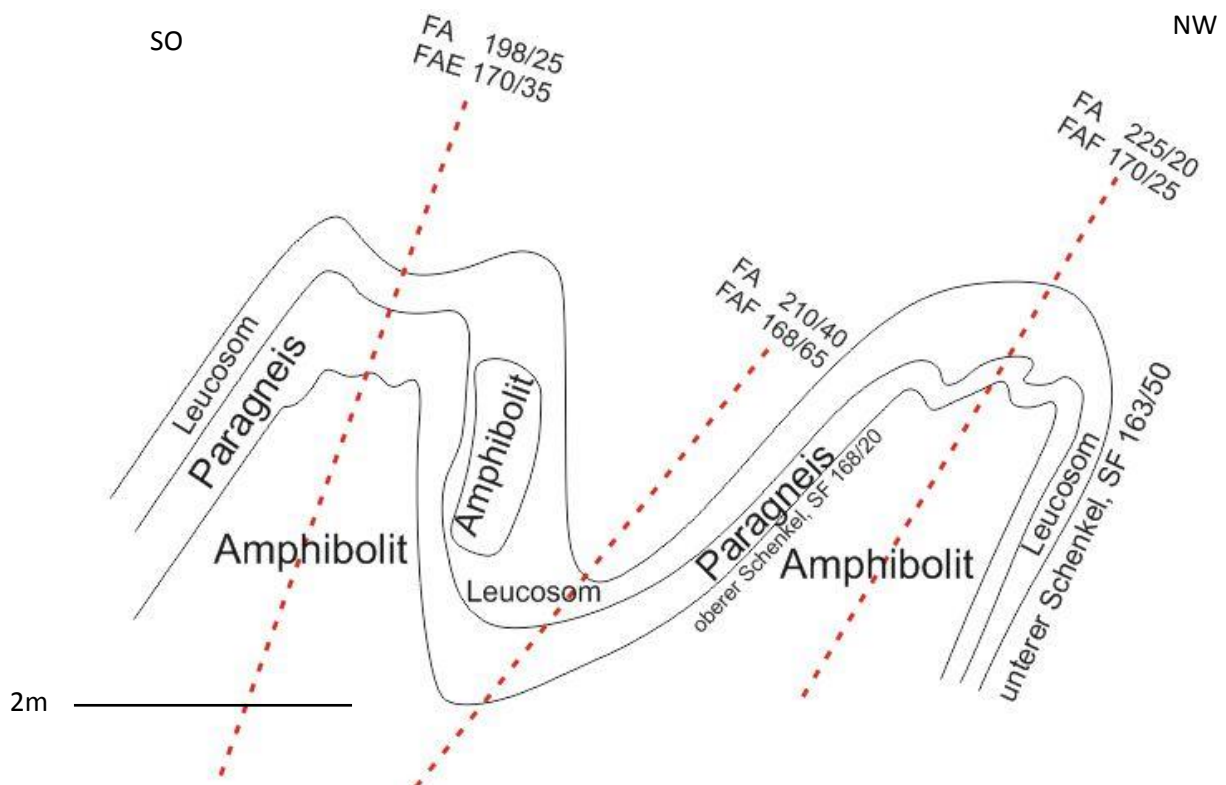


Abb.19: Faltung im variszischem Basement des Venediger Duplexes (F4), etwa 200 Meter nordwestlich der Badener Hütte. Die etwas andere Morphologie des nordwestlichen Schenkels der linken Falte ergibt sich durch den dort auftretenden, rigiden Amphibolitkörper.

Die Falte ist asymmetrisch und zeigt eine NW-Vergenz.

Die Gefügedaten der Verfaltung im Venediger Duplex am Beispiel der Falte nordwestlich der Badener Hütte sind in Abb.20 dargestellt.

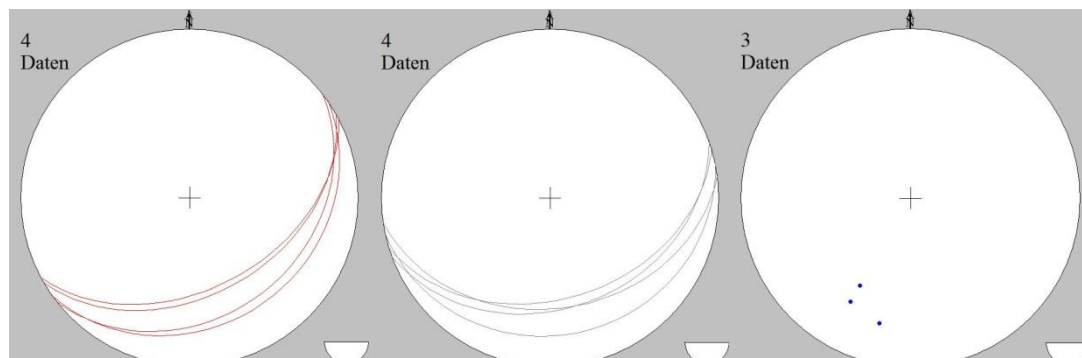


Abb.20: Lambert-Projektion (flächentreu) der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Links die Raumlage des aufrechten Schenkels, im Zentrum des inversen Schenkels, und rechts der Faltenachse (Stereographische Projektion, winkeltreu) der Verfaltung nordwestlich der Badener Hütte (F4). Die Faltenachse liegt im Schnittpunkt der umgebenden Schenkel (Fabric 8).

Eine Zusammenfassung der Geländedaten mit den wichtigsten Raumlagen der makroskopischen Falten innerhalb des Venediger Duplexes ist in den Abbildungen 21-25 dargestellt, eine detaillierte Erklärung findet sich in Abschnitt 7.1 wieder.

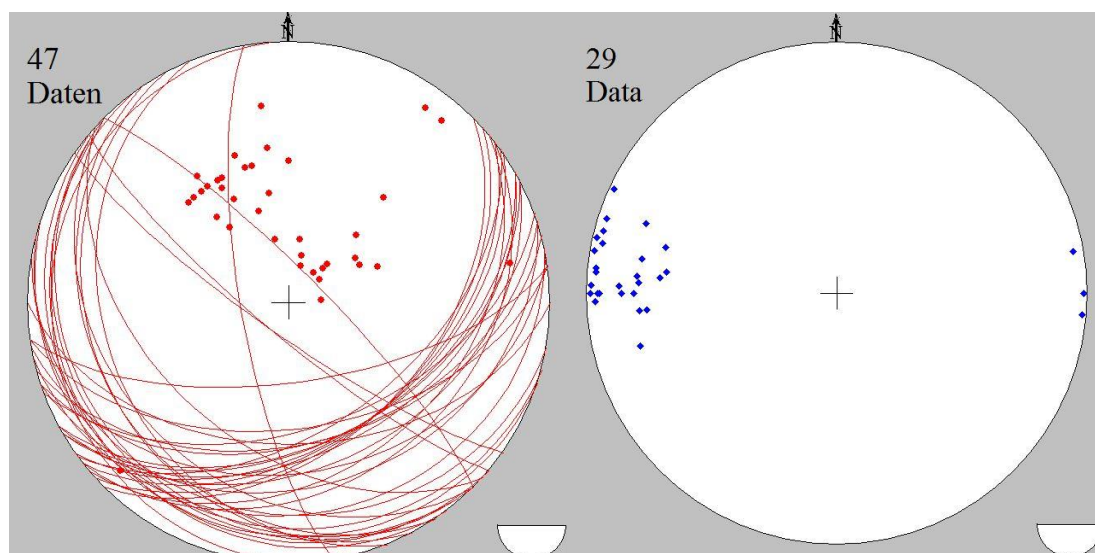


Abb.21: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Schieferungsflächen mit zugehörigen Polpunkten (linker Plot) sowie der Lineation (rechter Plot, stereographische Projektion) des Venediger Duplexes (Fabric 8).

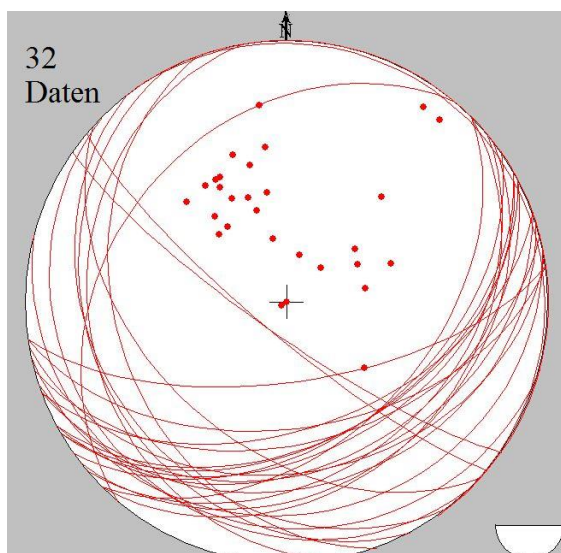


Abb.22: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der aufrechten Schenkel der Falten generation (F4) des Venediger Duplexes, mit zugehörigen Polpunkten (Fabric 8).

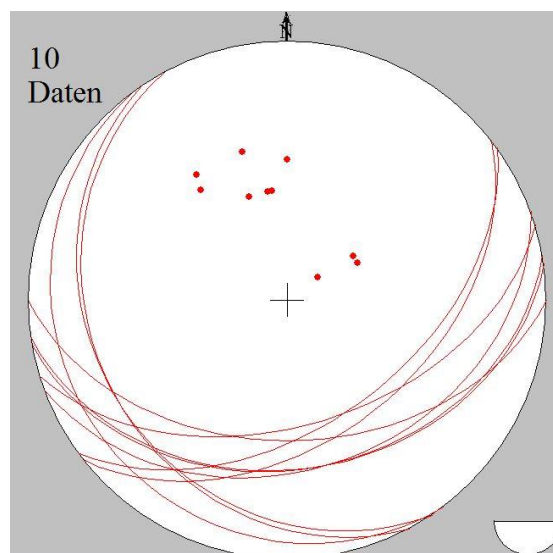


Abb.23: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der inversen Schenkel der Falten generation (F4) des Venediger Duplexes, mit zugehörigen Polpunkten (Fabric 8).

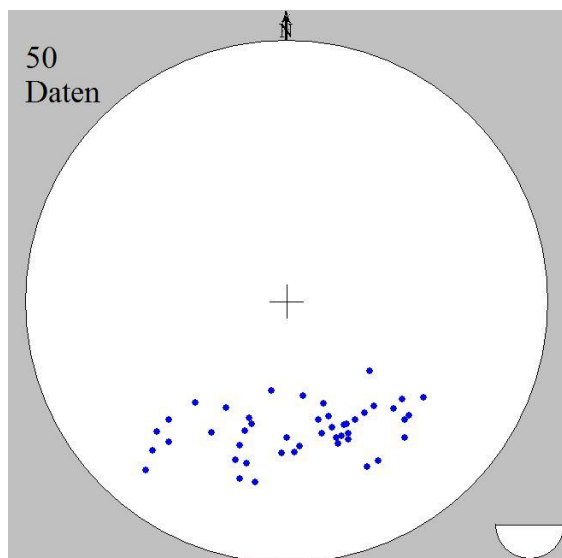


Abb.24: Stereographische Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsen der Falten generation (F4) im Venediger Duplex (Fabric 8).

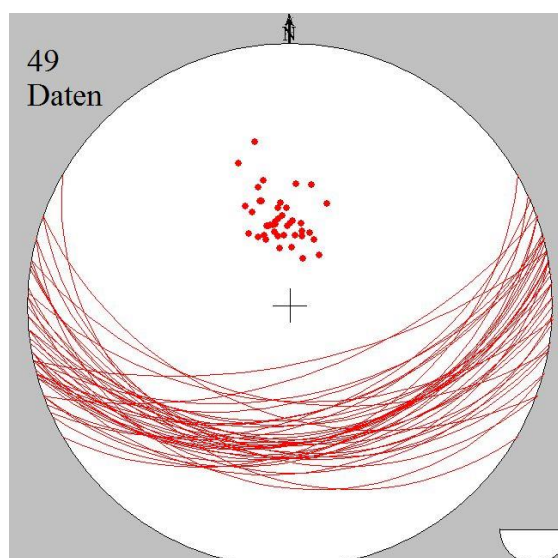


Abb.25: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsenflächen der Falten generation (F4) des Venediger Duplexes mit zugehörigen Polpunkten (Fabric 8).

Die Faltenachsen in Abb.24 liegen im Schnittpunkt der zugehörigen aufrechten und inversen Schenkeln (in Abb.22 und Abb.23 dargestellt). Wie aus Abb. 25 hervorgeht, findet man in den Gesteinseinheiten des Venediger Duplexes im Frosnitztal eine deutliche Faltengeneration (F4, siehe Abschnitt 7.1) mit Orientierung der Faltenachse Richtung S (SW bis SO) und Orientierung der Faltenachsenfläche Richtung SW-SO. In anderen Bereichen des Venediger Duplexes ist auch (F5) deutlich erkennbar.

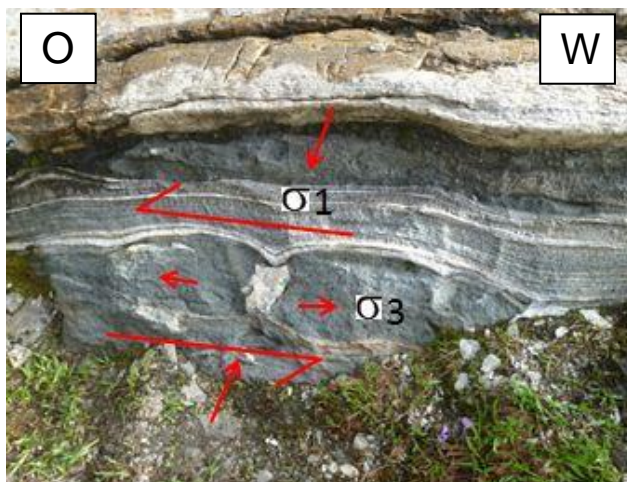


Abb.26: Assymetrische Dominoboudins etwas nördlich der Badener Hütte, variszisches Basement, Venediger Duplex. In Richtung der größten Hauptnormalspannung σ_1 entstehen Dehnungsgänge (Boudin Neck's), in Richtung der kleinsten HNSP(σ_3) kommt es zur Dehnung.

Im variszischen Basement des Venediger Duplexes findet man Dehnungsstrukturen in Form von Boudins. Diese entstehen aufgrund von Viskositätskontrast zwischen einzelnen Lagen, die gedehnt werden. Die rigideren Amphibolite, aus denen die Boudins bestehen, zerreißen und die duktileren Leucosomlagen schmiegen sich rund um die Amphibolitboudins als Matrix. In den dabei entstandenen Dehnungsgängen sammelt sich Quarz-Mobilisat. Es handelt sich hier

um assymetrische, verkippte Domino-boudins, welche hier einen Schersinn Top nach O andeuten (siehe Abb.26). Die durch die Boudinage geöffneten „Fischmäuler“ (boudin neck) an den Enden der in beiden Einheiten auftretenden Boudins (siehe Abb.26/27) beinhalten Ausfällungen in Form von Quarz-Mobilisaten, die mehr oder weniger gleichzeitig mit der Boudinage gebildet wurden. Aus dem Fischmaul in Abb.26 wurde Probe LB1 entnommen, um die beinhaltenden Fluideinschlüsse zu analysieren.

Innerhalb dieser boudinierten Lagen findet man auch jüngere Dehnungsgänge, welche mit der Entlastung der Gesteine während der Exhumierung zusammenhängen könnten. Diese durchbrechen den Gesteinsverband diskordant.

Je näher man dem Knorrkogelgneis kommt (Permo-Karbone Intrusion, Zentralgneis), umso mehr treten große Feldspatblasten in den Granatglimmerschiefern auf. Ebenso steigt der Grad der Migmatisierung in den Gesteinen proportional zur Nähe zur Intrusion an.

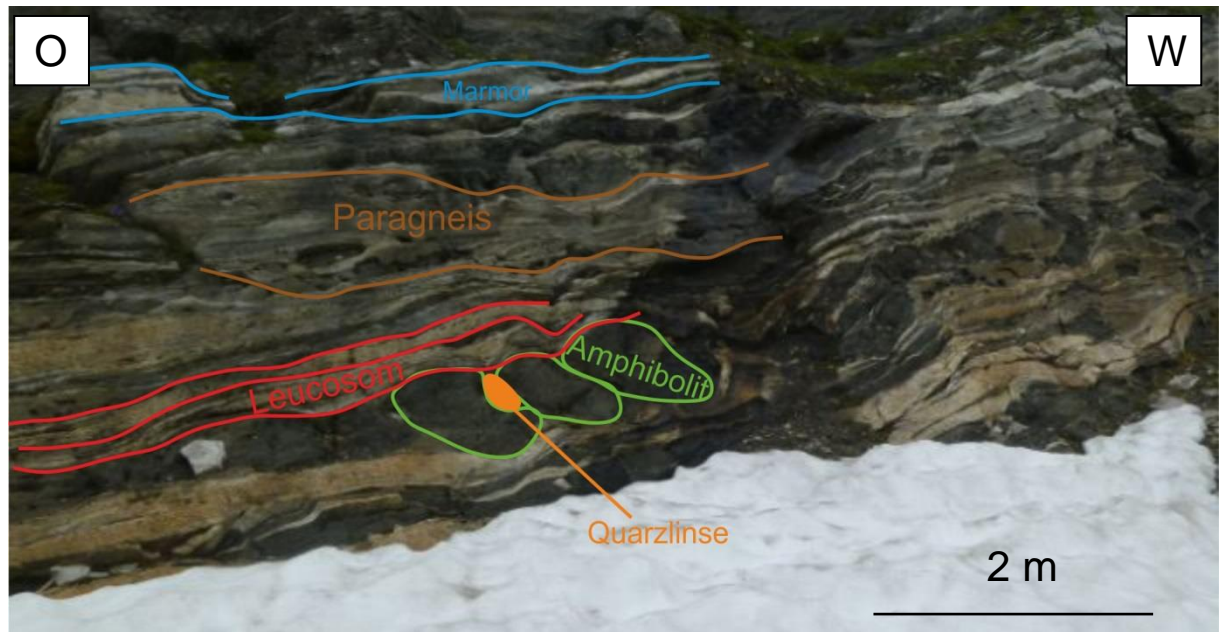


Abb.27: Assymetrische Dominoboudins etwas nördlich der Badener Hütte, variszisches Basement, Venediger Duplex. Die zentralen, rigiden Amphibolite wurden im Zuge der Dehnung boudiniert und rotiert (Schersinn Top O). Die umgebenden Lagen bestehen aus Leucosomen, Paragneis und Marmor. In den Fischmäulern wurde Quarz ausgefällt.

- **Eklogitzone**

In der Eklogitzone treten zwei verschiedene Falten-generationen in allen Gesteinen der Eklogitzone auf (nicht nur in den Eklogiten selbst, sondern auch in den benachbarten Metasedimenten).

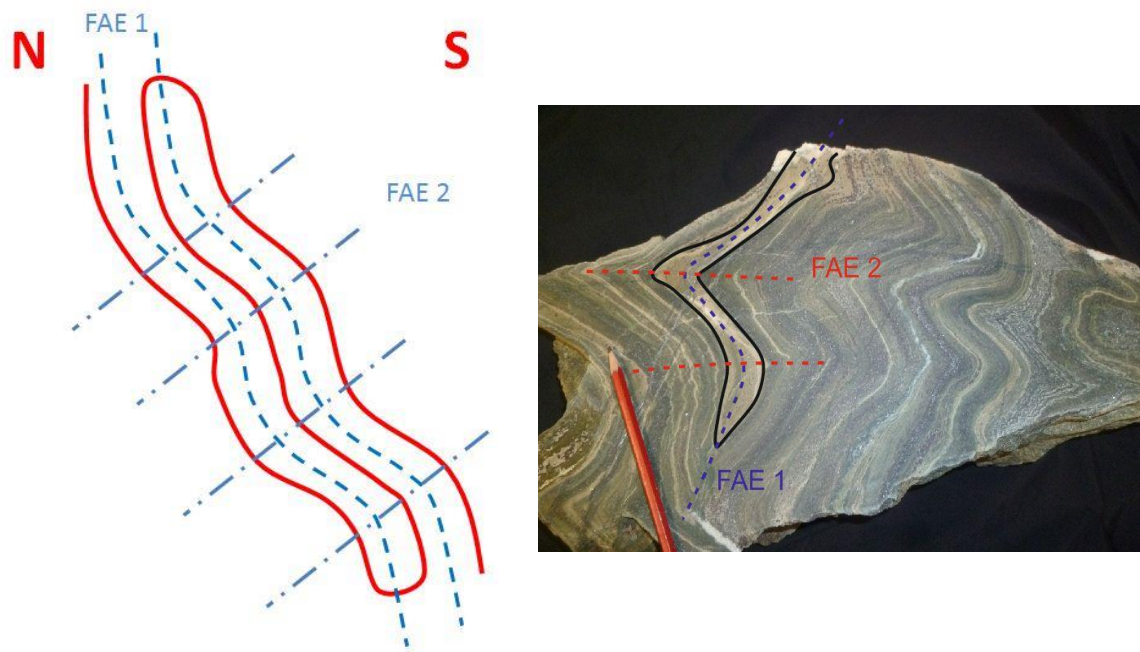


Abb.28: Links: Schematische Darstellung der makroskopisch sichtbaren Falteninterferenz, die innerhalb der Eklogitzone auftritt. FAE 1 entspricht der isoklinalen, ersten Faltengeneration (F4), FAE 2 der überprägenden (F5). Rechts: Darstellung dieser Falteninterferenz in den Gesteinen der Eklogitzone.

Die erste Generation bildet eine isoklinale Falte (Faltenschenkel verlaufen parallel zueinander), mit einer nach SO-SW hin abtauchender Faltenachse. Diese isoklinale Falte (F4) wird in späterer Folge durch eine weitere Falten generation (F5) überprägt (siehe Abschnitt 7.1).

Da in den Gesteinen mehrere sich überprägende Falten generationen auftreten, handelt es sich um eine sog. Falteninterferenz. Die Faltenachsen beider Generationen (F4 und F5) verlaufen annähernd parallel, wobei die Faltenachsenflächen normal aufeinander stehen; hier spricht man im konkreten Fall vom Interferenztyp 3 (Schema siehe Abb.28). Eine Zusammenfassung der Geländedaten mit den wichtigsten Raumlagen der makroskopischen Falten der zwei unterschiedlichen Falten generationen innerhalb der Eklogitzone ist in den Abbildungen 29-35 dargestellt und in Abschnitt 7.1 näher erklärt.

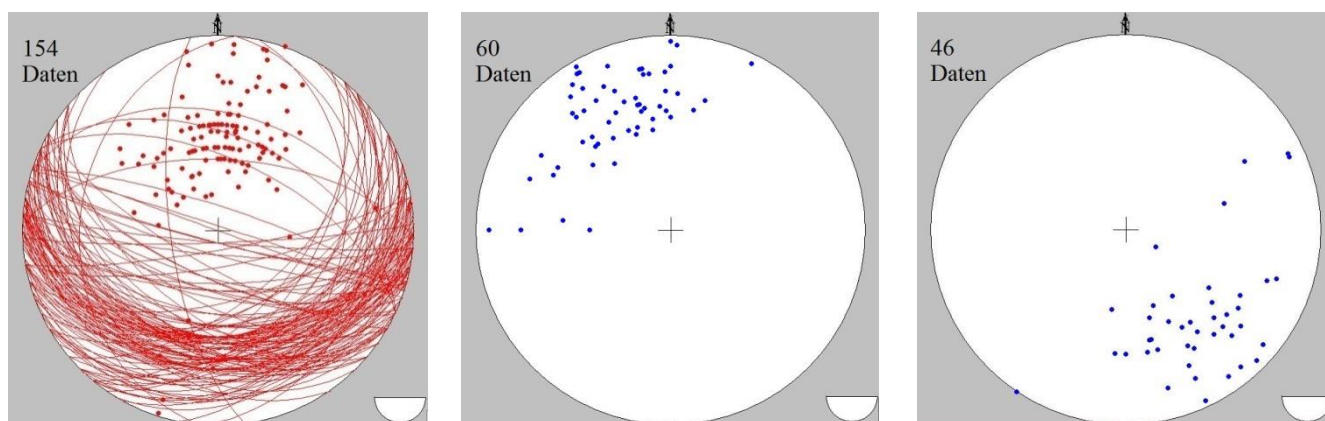


Abb.29: Lambert- und stereographische Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Links: Darstellung der Schieferungsflächen mit zugehörigen Polpunkten der Eklogitzone (Lambert), Mitte: Darstellung der ersten Lineation L2 innerhalb Einheiten der Eklogitzone (zeigt ein deutliches Cluster nach NW, stereographisch), Rechts: Darstellung der zweiten Lineation L3 innerhalb der Gesteine der Eklogitzone mit mehr oder weniger ausgeprägten Vorzugsrichtung nach SO bzw. O (stereographisch, Fabric 8).

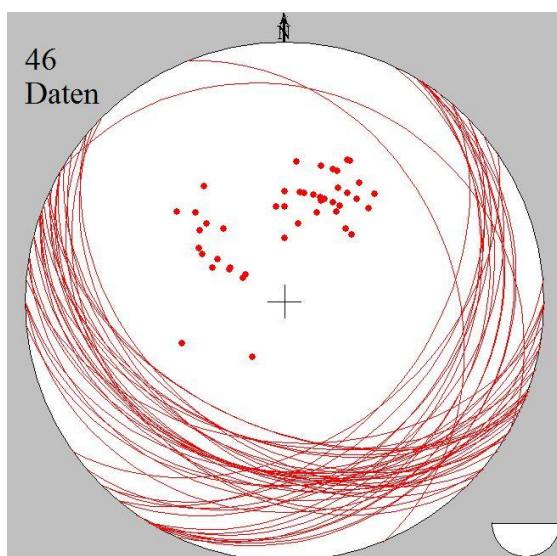


Abb.30: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenschenkel (F4) mit zugehörigen Polpunkten der Eklogitzone (Fabric 8).

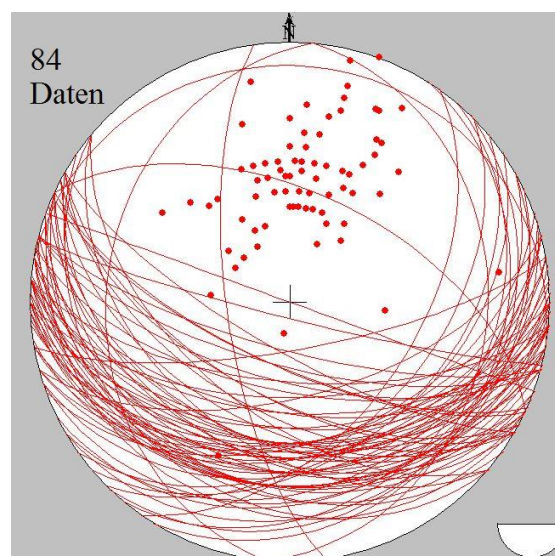


Abb.31: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenschenkel (F5) mit zugehörigen Polpunkten der Eklogitzone (Fabric 8).

Die ältere (isoklinale) Falten-generation (F4) zeigt eine Orientierung der Faltenachse Richtung SO (Abtauchwinkel zwischen 25-45°), gleich wie jene der zweiten, überprägenden Falten-generation (F5). Die Faltenachsenflächeder ersten Generation weist eine Orientierung Richtung S (SW-SO) auf (siehe Abb.32 und 33).

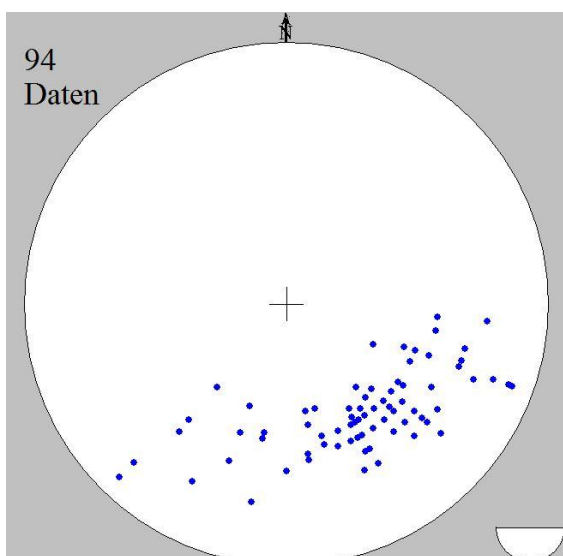


Abb.32: Stereographische Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsen der ersten Falten-generation (F4) der Eklogitzone (Fabric 8).

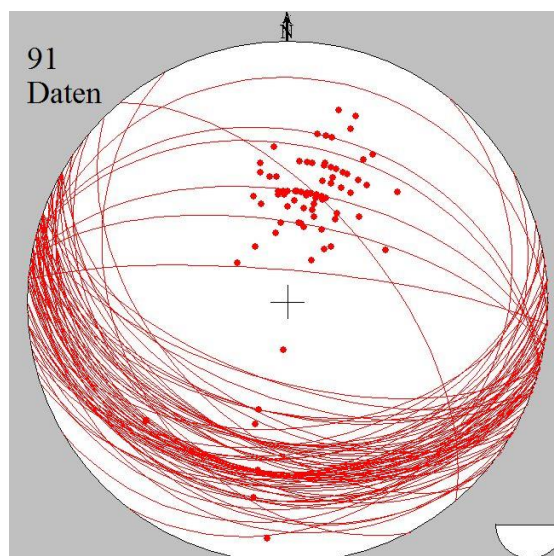


Abb.33: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsenfläche (F4) der Eklogitzone, mit zugehörigen Polpunkten (Fabric 8).

Die jüngere, überprägende Falten-generation hat eine in Richtung SO abtauchende Faltenachse (Abtauchwinkel zwischen 25-45°) und eine Faltenachsenfläche die nach NO orientiert ist, siehe Abb.34 und 35.

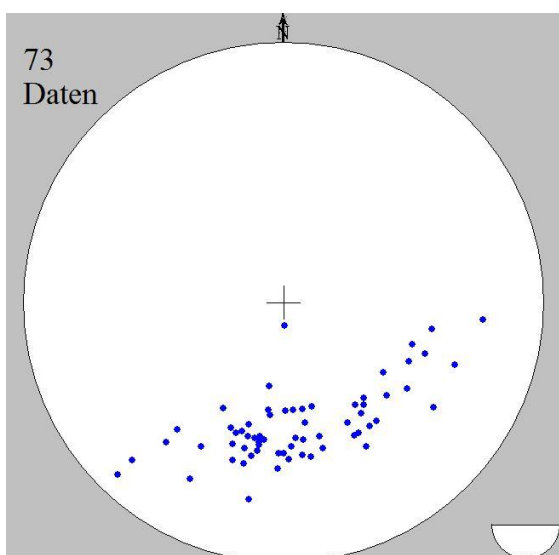


Abb.34: Stereographische Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsen der zweiten Falten-generation (F5) der Eklogitzone (Fabric 8).

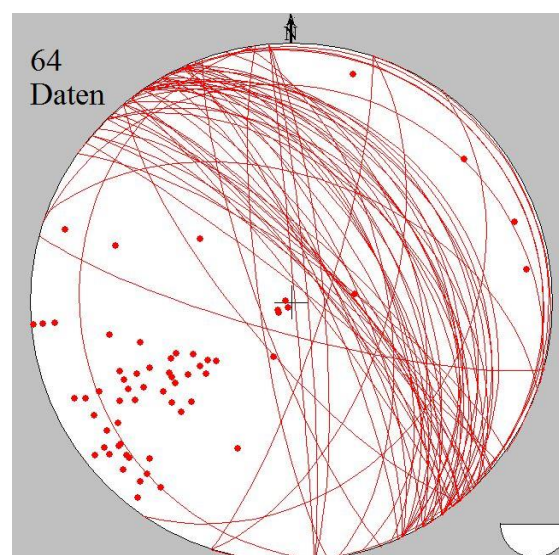


Abb.35: Lambert-Projektion der Gefügedaten in die untere Halbkugel. Darstellung der Faltenachsenfläche (F5) der Eklogitzone (Fabric 8).

Beide Faltengenerationen (F4 und F5) treten in Venediger Duplex sowie in der Eklogitzone auf, wobei (F5) im Venediger Duplex lokal im Frosnitztal im Zuge dieser Studie nicht nachgewiesen werden konnte, im Timmeltal jedoch sehr wohl anzutreffen ist. Die erste Faltengeneration (F4) innerhalb der Eklogitzone korreliert aufgrund der Gefügedaten (siehe Abb. 34 und 35) recht gut mit jener Faltung, die auch im variszischem Basement des Venediger Duplexes (siehe Abb.24 und 25) zu finden ist, und wird daher als dieselbe angesehen (F4).

Die Falteninterferenz der Eklogitzone tritt auch im großen Maßstab im Gelände innerhalb der Eklogitzone auf (Übersicht siehe Abb.36, Detail siehe Abb.37). Vor allem im Bereich des Dabernitzkogels und Umgebung ist sie gut aufgeschlossen.

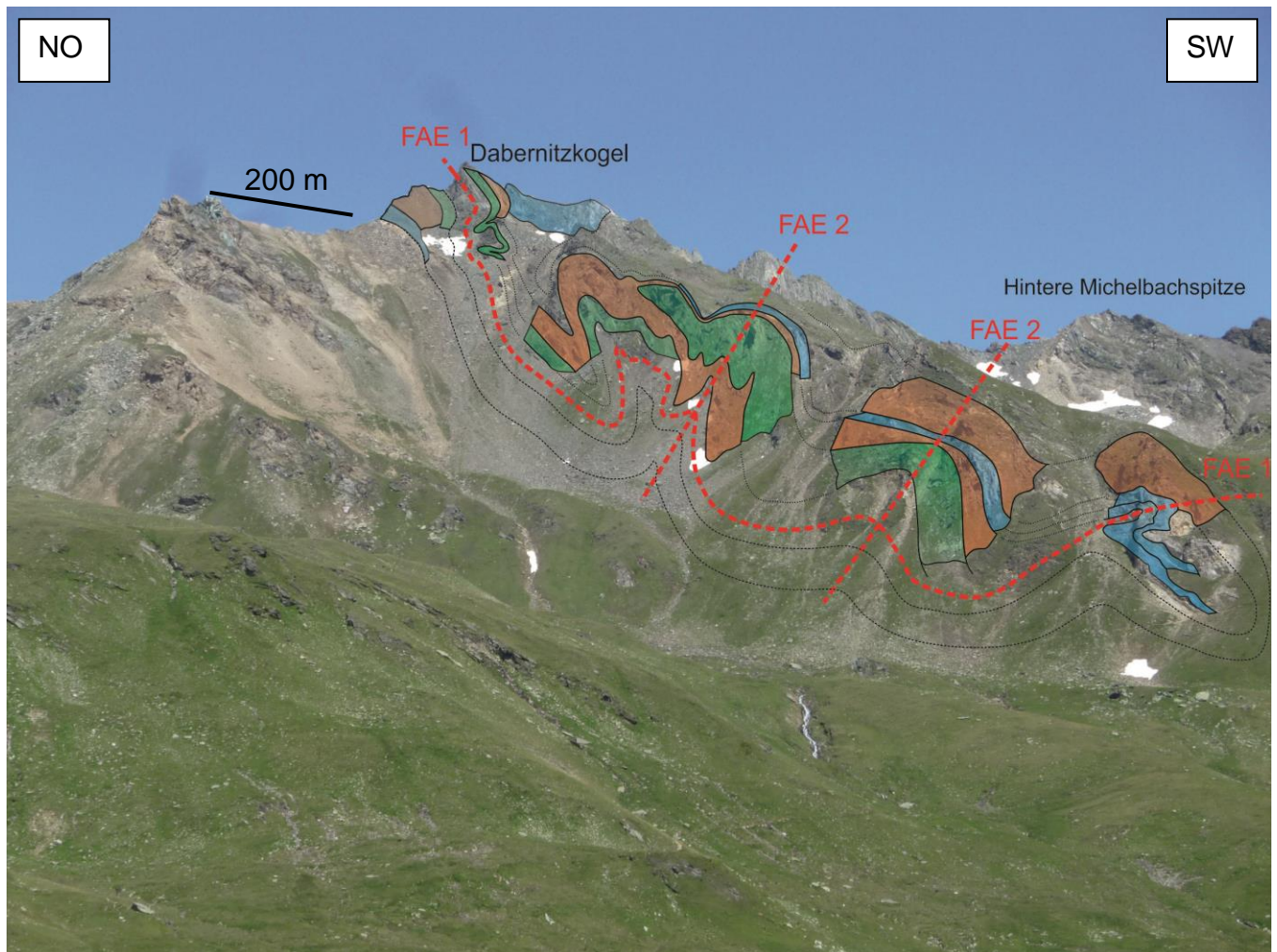


Abb.36: Falteninterferenz in der Eklogitzone, SW-Grat des Dabernitzkogels. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Braun Glimmerschiefer (teilweise Karbonatglimmerschiefer). In Rot die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenfläche (F5).

Im Kar südwestlich des Gipfels des Dabernitzkogels findet man die typische Falteninterferenz der Eklogitzone in einem etwas kleineren Maßstab. Die gefalteten Lithologien sind hier Kalkglimmerschiefer, retrograder Eklogit und Marmor (siehe Abb.38).

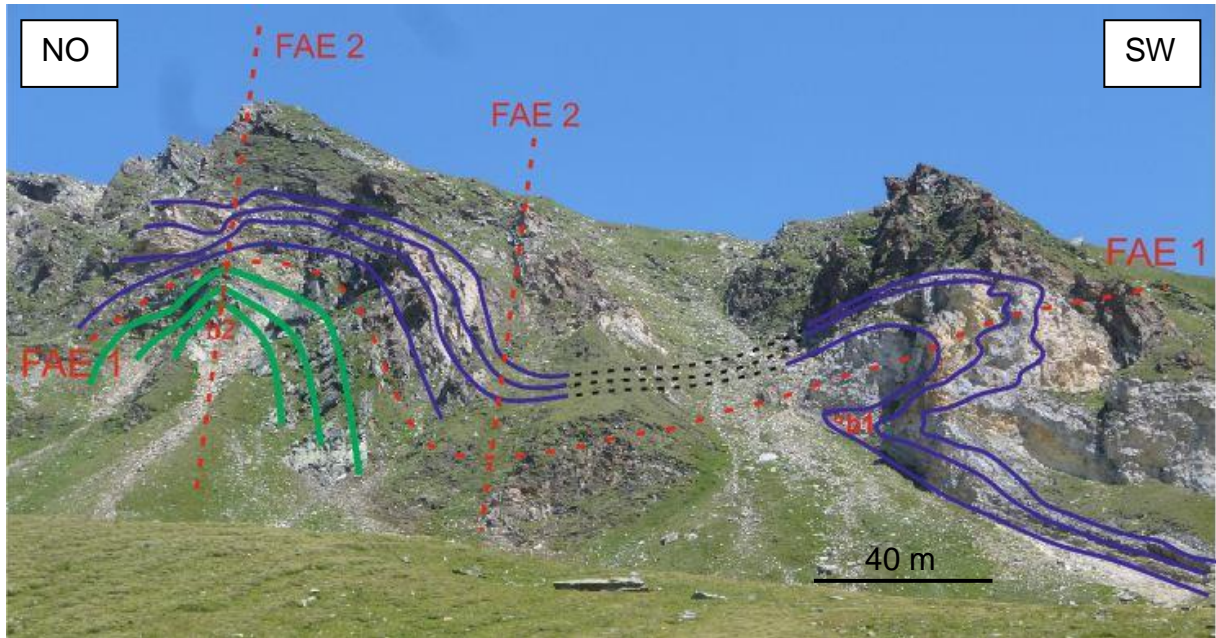


Abb.37: Falteninterferenz in der Eklogitzone, Kar im SO des Dabernitzkogel. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer. In Rot die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenfläche (F5) der zwei Faltengenerationen in der Eklogitzone.

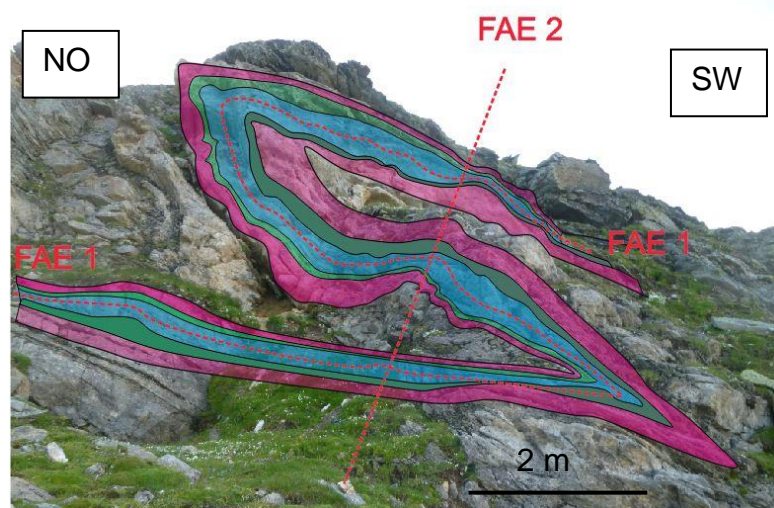


Abb.38: Falteninterferenz in der Eklogitzone, SW-Grat des Dabernitzkogels. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt). In Rot die Faltenachsen (b1= isoklinale Falte, b2 = überprägende) und die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenfläche (F5).

Entlang des Verbindungsgrates zwischen Wildenkogel im N und Dabernitzkogel im S ist der Kontaktbereich zwischen Venediger Duplex und Eklogitzone aufgeschlossen. Der Übergang zeigt sich im Gelände als Lithologiewechsel zwischen Orthogneis (Knorrkogelgneis des Venediger Duplexes, permo-karbone Intrusion, die alpidisch überprägt wurde, Schmid et al. 2013) und Kalkglimmerschiefer (Teil der Eklogitzone). Der direkte Übergang liegt in einer wenig ausgeprägten Einsattelung nahe dem Gipfelaufbau des Dabernitzkogels. Im Gipfelbereich des Dabernitzkogels (schon vollständig innerhalb der Eklogitzone) findet man auch die für die Eklogitzone typische Falteninterferenz wieder (siehe Abb.39).

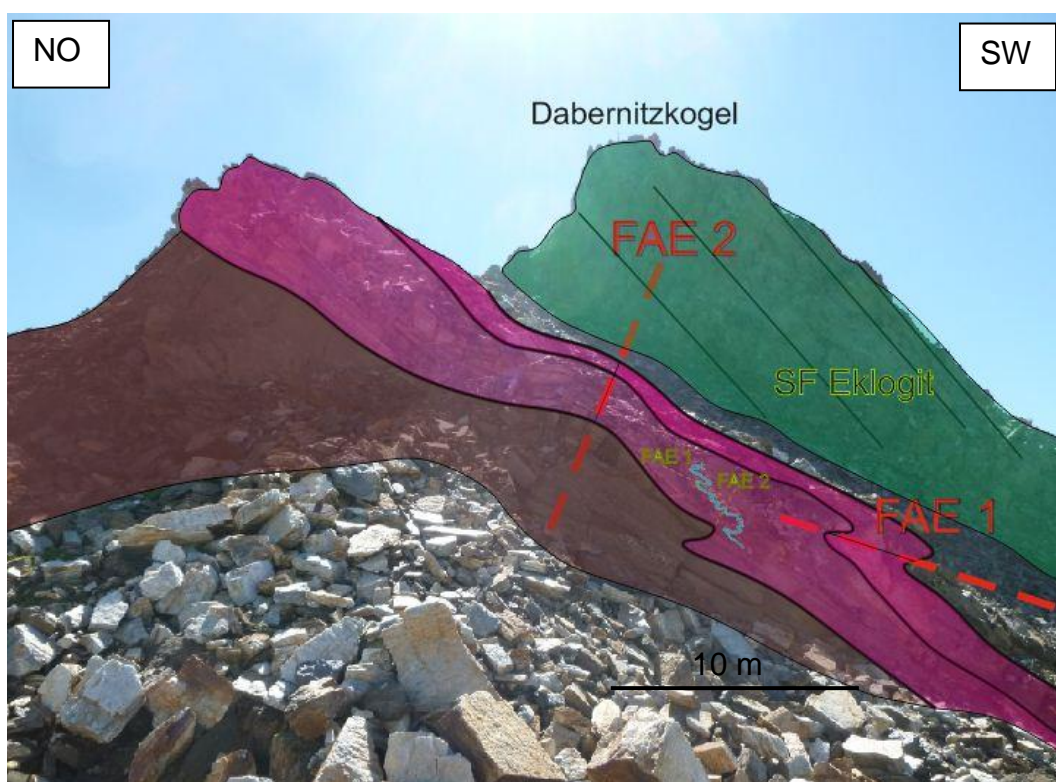


Abb.39: Falteninterferenz in der Eklogitzone, N-Grat des Dabernitzkogels. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer und in Braun Glimmerschiefer. In Rot die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenfläche (F5) der Faltengenerationen der Eklogitzone.

Die Falteninterferenz der Eklogitzone ist an der NW Wand der Hinteren Michelbachspitze großräumig aufgeschlossen (siehe Abb.40).

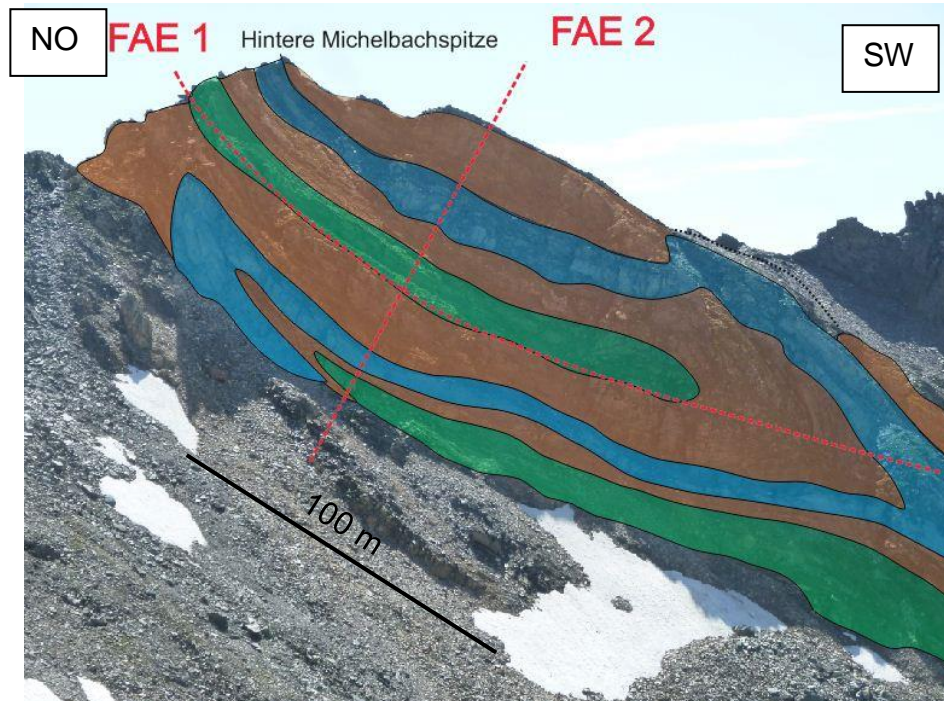


Abb.40: Falteninterferenz in der Eklogitzone, NW-Wand der Hinteren Michelbachspitze. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Braun Glimmerschiefer. In Rot die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenfläche (F5) der Falten generationen der Eklogitzone.

An der W-Flanke des Dabernitzkogels (unterhalb des Wanderweges zu den Knappenhäusern) findet man die Strukturen der Falteninterferenz wieder (Übersicht Abb.41, Detail Abb.42).

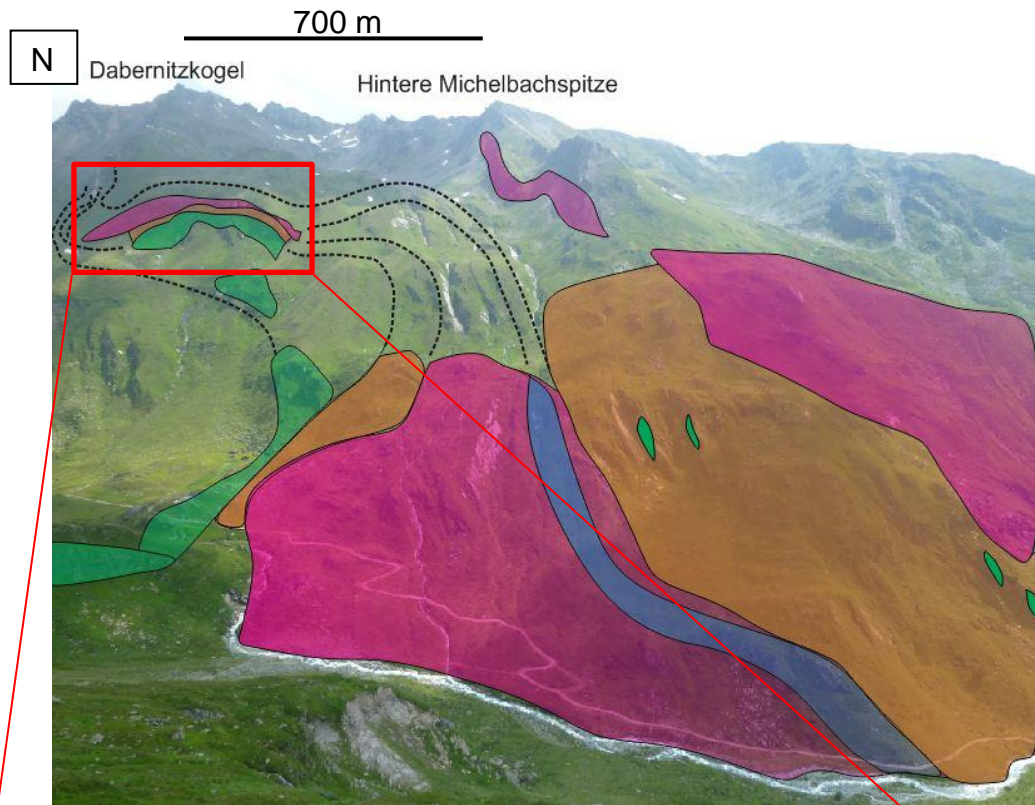


Abb.41: Falteninterferenz in der Eklogitzone, W-Flanke des Dabernitzkogels. In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer und in Braun Glimmerschiefer (alles Eklogitzone). Die kleinen grünen Bereiche innerhalb der Glimmerschiefer sind die Eklogit-Boudins (siehe Abb.42).

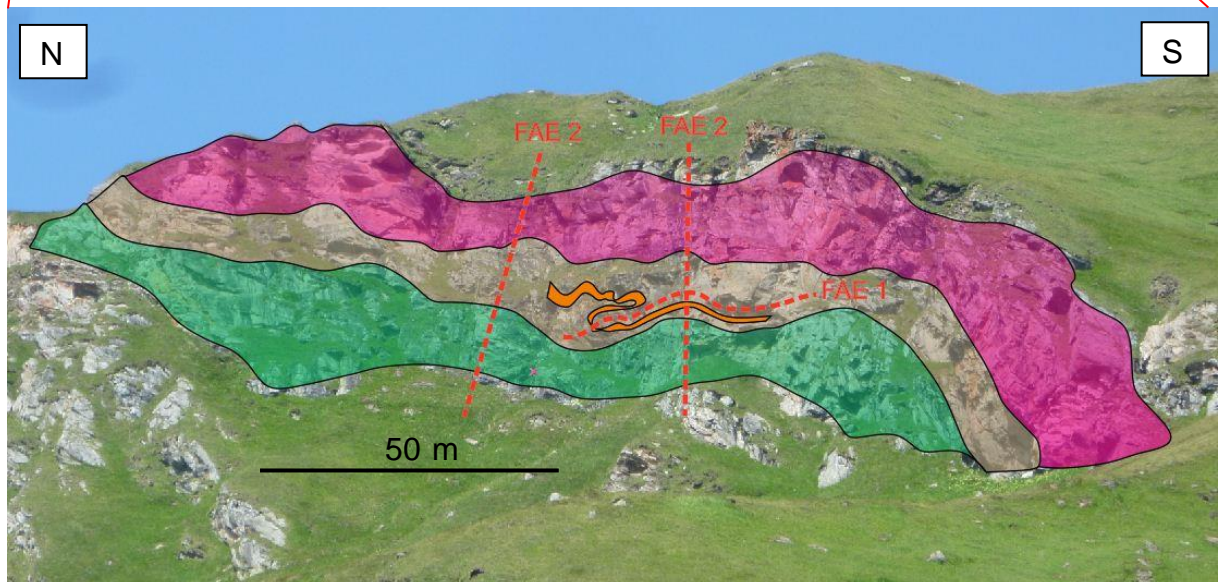


Abb.42: Falteninterferenz in der Eklogitzone, W-Flanke des Dabernitzkogels. In Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer, in Orange Quarzit und in Braun Glimmerschiefer. In Rot die Faltenachsenflächen FAE 1 = isoklinale Faltenachsenfläche (F4), FAE 2 = überprägende Faltenachsenbene (F5) der Fallengenerationen der Eklogitzone.

Innerhalb der Glimmerschiefer der Eklogitzone befinden sich auch Eklogit-Boudins, welche eine deutlich mehrphasige Entwicklung widerspiegeln. Die Schieferungen der Eklogite und der Glimmerschiefer zeigen eine deutliche Diskordanz. Die Schieferungsflächen der Eklogite fallen steil ein, die der Glimmerschiefer viel flacher (siehe Abb.43).

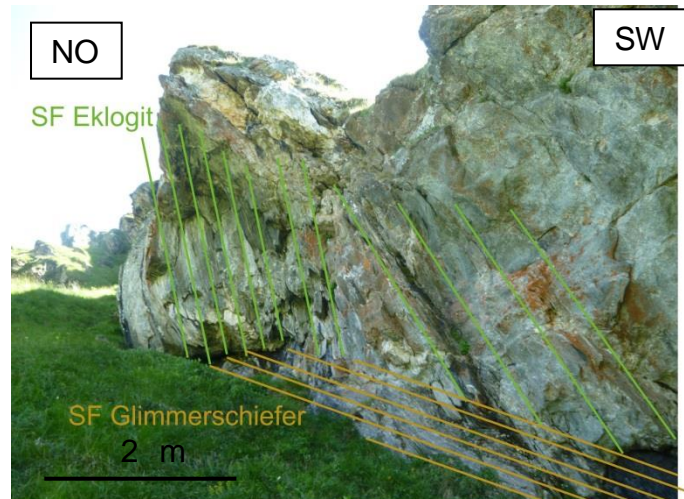


Abb.43: Eklogitboudins innerhalb Glimmerschiefer. Aufschluss an der unteren W-Flanke des Dabernitzkogels. Die Foliation der Eklogite verläuft viel steiler als jene der Glimmerschiefer.

Eine Übersicht über die Abfolge der Lithologien der Eklogitzone an der westlichen Trogtalseite des oberen Frosnitztals bietet Abb.44.

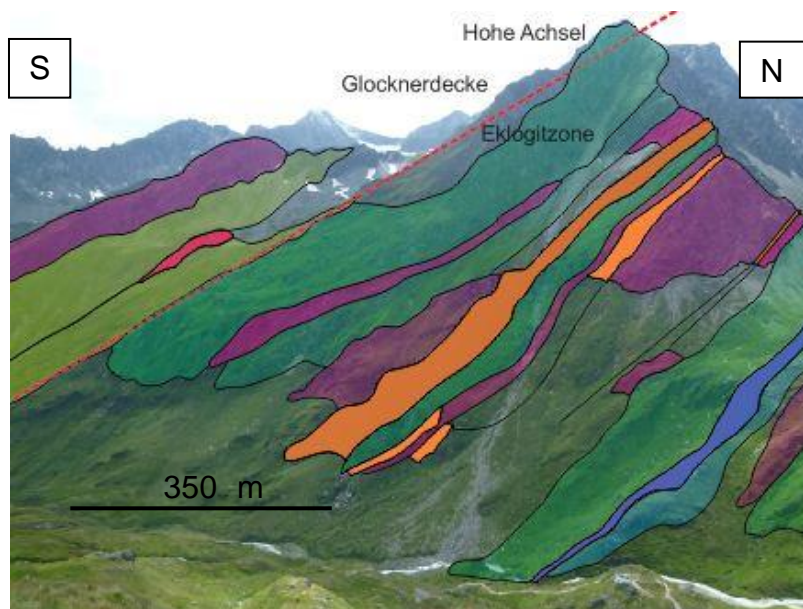


Abb.44: Westliche Trogtalseite des oberen Frosnitztals, zeigt die lithologische Abfolge der Eklogitzone im Bereich Frosnitztal: In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer, in Braun-Orange Glimmerschiefer. Die rote Linie markiert die Deckengrenze zur Glocknerdecke. Dort treten in Hellgrün Blauschiefer und in Violett Kalkglimmerschiefer auf.

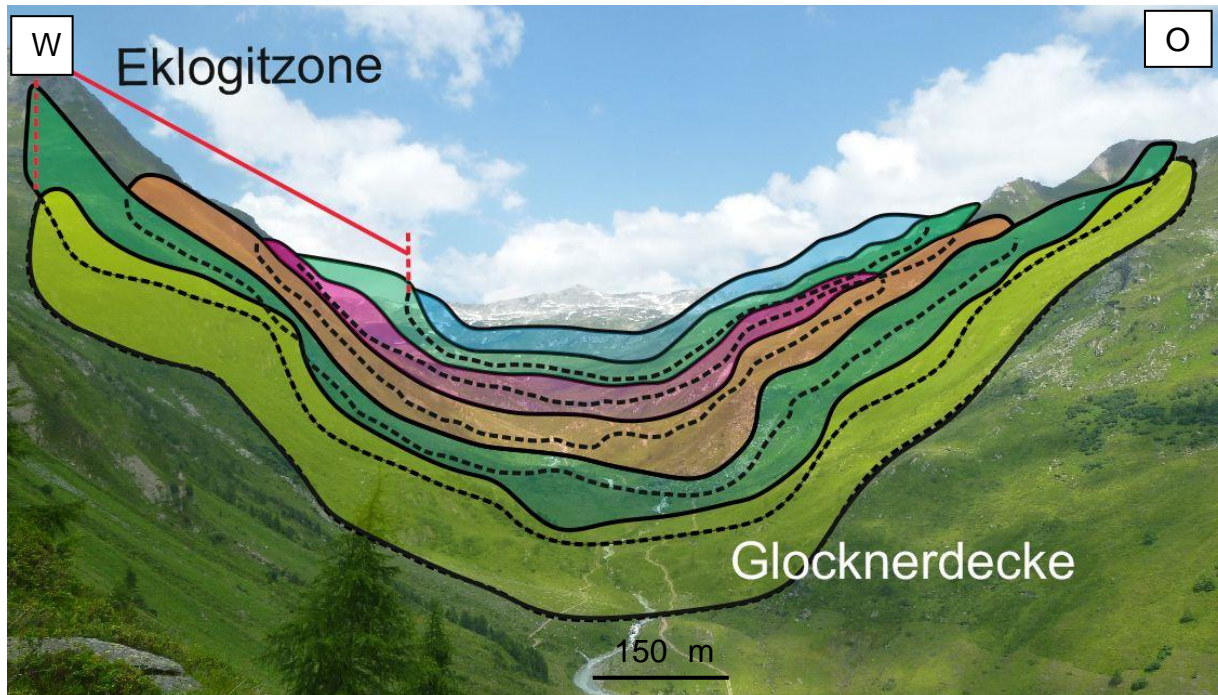


Abb.45: Blick in das obere Frosnitztal von S. Die Abbildung zeigt die 3D-lithologische Abfolge der Glocknerdecke (im Vordergrund) und der Eklogitzone (dahinter): In Blau Karbonate (Calcit- und Dolomitmarmore), in Grün Eklogite (teilweise retrograd zu Amphibolit umgewandelt), in Violett Kalkglimmerschiefer, in Braun-Orange Glimmerschiefer. Die rote Linie markiert die Ausdehnung der Eklogitzone. In Hellgrün im Vordergrund sind die Blauschiefer der Glocknerdecke dargestellt.

Einen zusammenfassenden Überblick über die Lithologien der Glocknerdecke und der Eklogitzone im Bereich des Frosnitztales bietet der Blick von Süden in das obere Frosnitztal (siehe Abb.45, aufgenommen von der Anhöhe oberhalb der Zedlacher Almen).

6.2 Geologische Karte des Arbeitsgebiets

Die digitale geologische Karte der Geländekartierung 2012/13 (ArcMap Version 10.0 Esri, 2010) mit den passend gefärbten Probenpunkten.

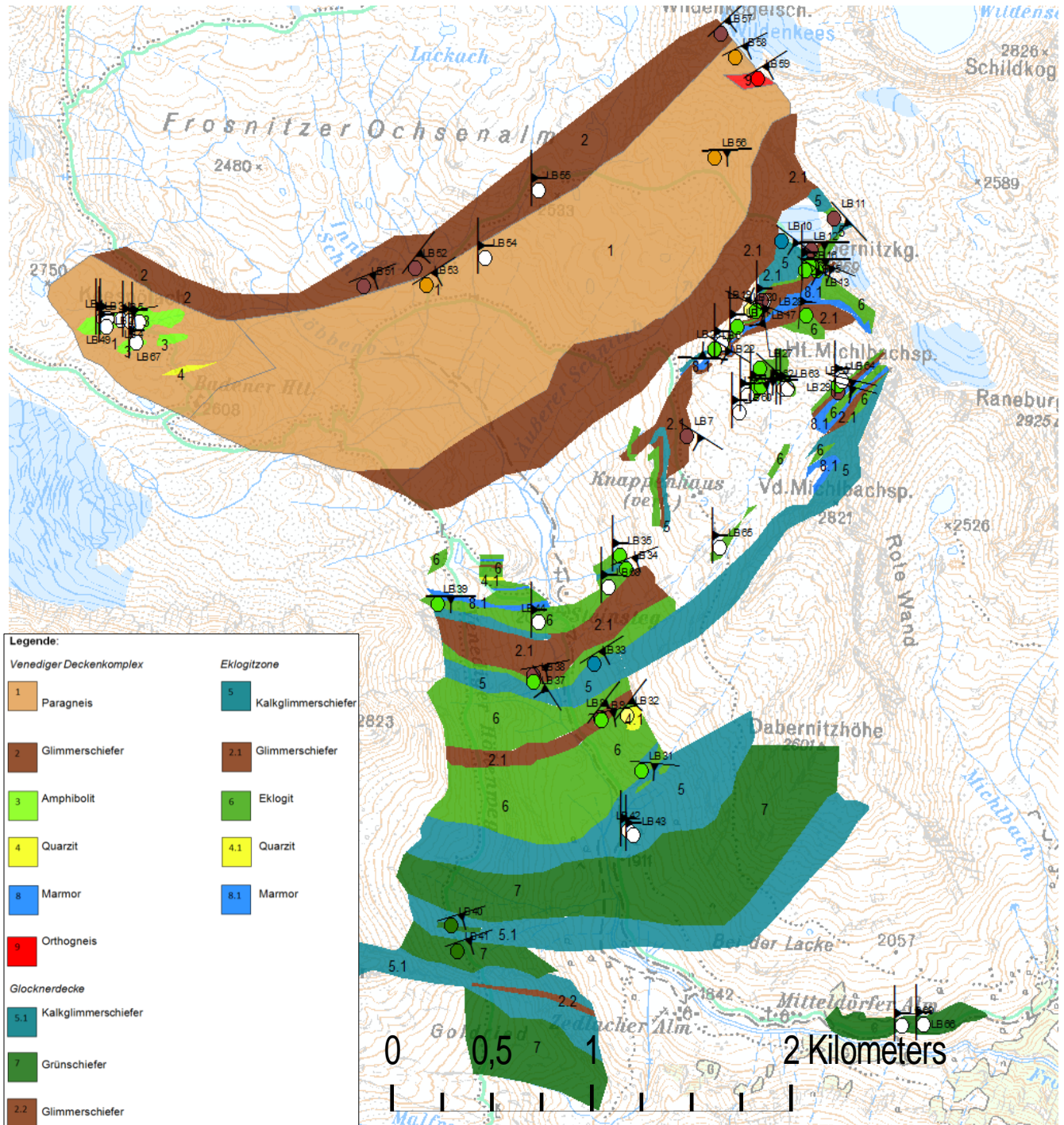


Abb.46: Geologische Karte des Frosnitztals in Osttirol (Topographische Karte: BEV 2011). Es handelt sich um Ausschnitte des Venediger Duplexes im nördlichen Teil (Variszisches Basement), um Eklogitzone im zentralen Teil und um die Glocknerdecke im die südlichen Teil des Kartenausschnittes

6.3 Petrographische Beschreibung der Einheiten

6.3.1 Venediger Duplex

Im nördlichen Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist das Variszische Basement des Venediger Duplexes aufgeschlossen (Abb.45, 46). Eine zusammenfassende Auflistung der entnommenen Proben gibt Tab. 22 in Abschnitt 8.

Die entnommenen Proben aus dem Venediger Duplexes dienen der Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen (Abschnitt 5.2.4; bzw. 6.7) sowie der kinematischen Analyse. Ein Großteil der Proben besteht aus reinem Quarz-Mobilisat oder quarzreichen, leukokraten Gneisen und wird daher auch nicht explizit petrographisch beschrieben. Die umgebenden Lithologien, deren Lagerungsverhältnisse und Strukturen aufgenommen wurden (Amphibolite, Glimmerschiefer und Paragneise), zeigen ein generelles Einfallen der Schieferungsflächen nach SW-SO (vgl. Abschnitt 6.1), die Faltenachsen fallen Richtung S (SW bis SO), die Faltenachsenflächen ebenso Richtung S ein (F4).

6.3.2 Eklogitzone

Im zentralen Abschnitt des Arbeitsgebietes trifft man auf die O-W-streichende Eklogitzone (Abb.45, 46). Sie stellt den Hauptteil der vorliegenden Arbeit dar und wird daher auch am intensivsten beprobt. Die entnommenen Proben sind in Tab.23 in Abschnitt 8 aufgelistet.

Die Eklogitzone ist unterschiedlichen Lithologien aufgebaut, die alle gemeinsam eine HP-Metamorphose vor ca. 32 Ma durchlaufen sind (Nagel et al. 2013). Die Lagerungsverhältnisse und Strukturen dieser Einheiten sind in Abschnitt 6.1 detailliert beschrieben. Nachfolgend werden die einzelnen Gesteinstypen kurz anhand ihrer charakteristischen Eigenschaften sowie ihrer Paragenesen beschrieben.

- *Kalkglimmerschiefer*

Kalkglimmerschiefer sind großflächig im Bereich der Seitenflanken des oberen Frosnitztals aufgeschlossen (Abb.46). Etwas nordwestlich des Gipfelaufbaus des Dabernitzkogels wird eine strukturell etwa 30 Meter mächtige Lamelle dieses Gesteins gefunden. Ebenso besteht der gesamte SW-Grat, der von der Vorderen Michelbachspitze Richtung Frosnitztal zieht, aus karbonathaltigem Glimmerschiefer, welcher gleiches Gefüge und Textur aufweist wie an den zuvor genannten Lokalitäten.

Makroskopisch erscheinen die Kalkglimmerschiefer als stark geschieferte, bröslige und wenig kompakte Gesteine, die durch fortgeschrittene Erosion bereits stark zerlegt auftreten (Abb.47).



Abb.47: Makroskopisches Auftreten von Kalkglimmerschiefer der Eklogitzone. Lokalität der Probenahme von LB10 am Grat im Hintergrund. Deutlich erkennbar ist sein wenig kompaktes bröseliges Auftreten im Gelände, lange Achse des Fotos etwa 50 m.

Mikroskopisch zeigen die Kalkglimmerschiefer nur eine undeutlich ausgeprägte Foliation aus Hellglimmer (Phengit) an, die sich rund um die massigeren Calcite legen und auch vereinzelte Schersinnindikatoren in Form von Glimmerfischen (Abb.48) darstellen.

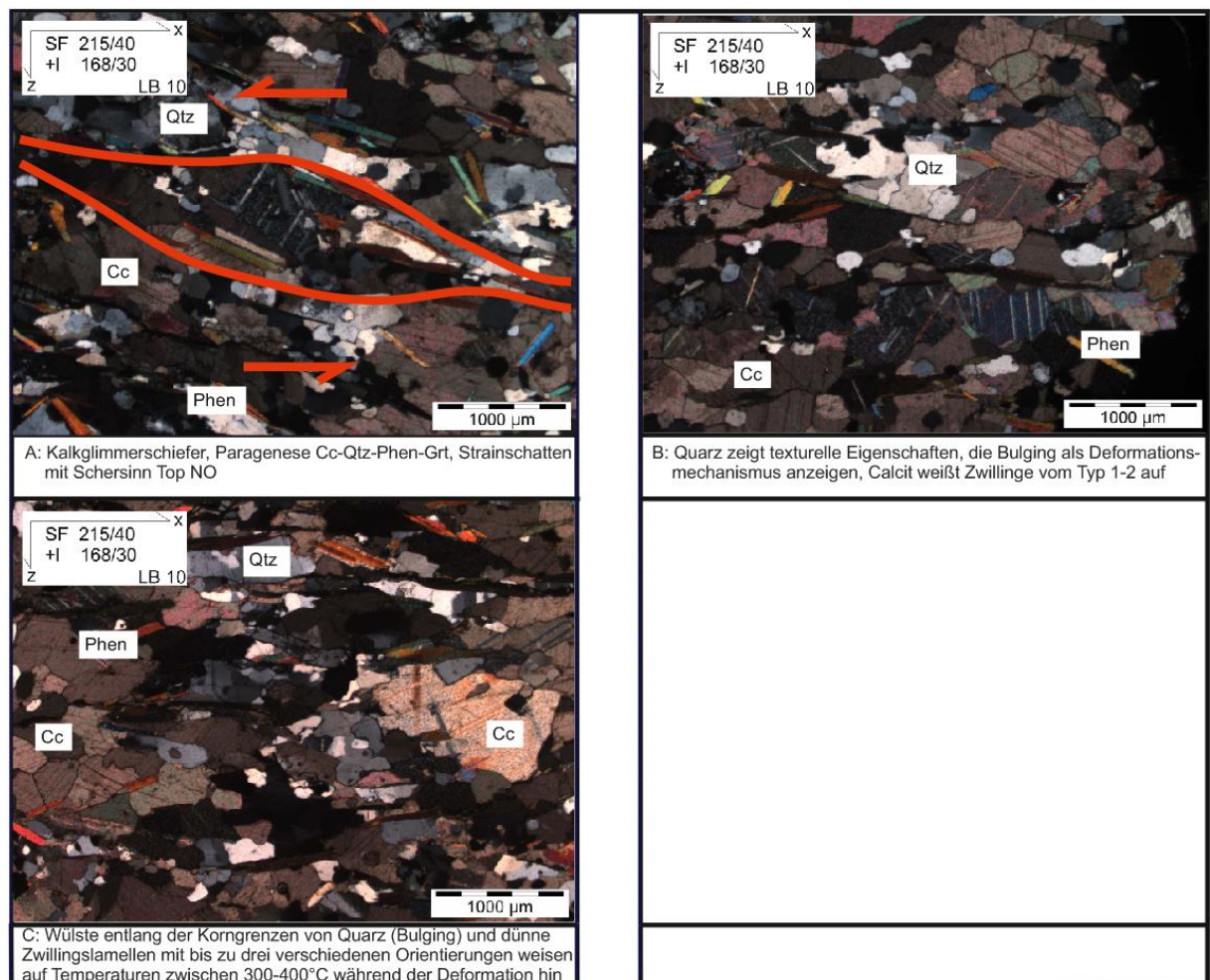


Abb.48: Mikrogefüge der Kalkglimmerschiefer der Eklogitzone, Probe LB10
A: Kalkglimmerschiefer mit der Paragenese Cc -Qtz-Phen-Grt. **B, C:** Dynamisch rekristallisierter Quarz und Calcit.

- *(Calcit-) Marmor*

Marmorzüge durchziehen meist mit nur sehr geringer struktureller Mächtigkeit (<10m) den Gesteinsverband der Eklogitzone (Abb.46). Ihr Mineralbestand weist fast ausschließlich Calcit im mm-Bereich auf (Abb.49), mit vereinzeltm Auftreten von Kyanit, Zoisit, Omphazit und Phengit, deren Korngröße im sub-mm-Bereich liegt und die auf eine HP-Entwicklung rückschließen lassen.

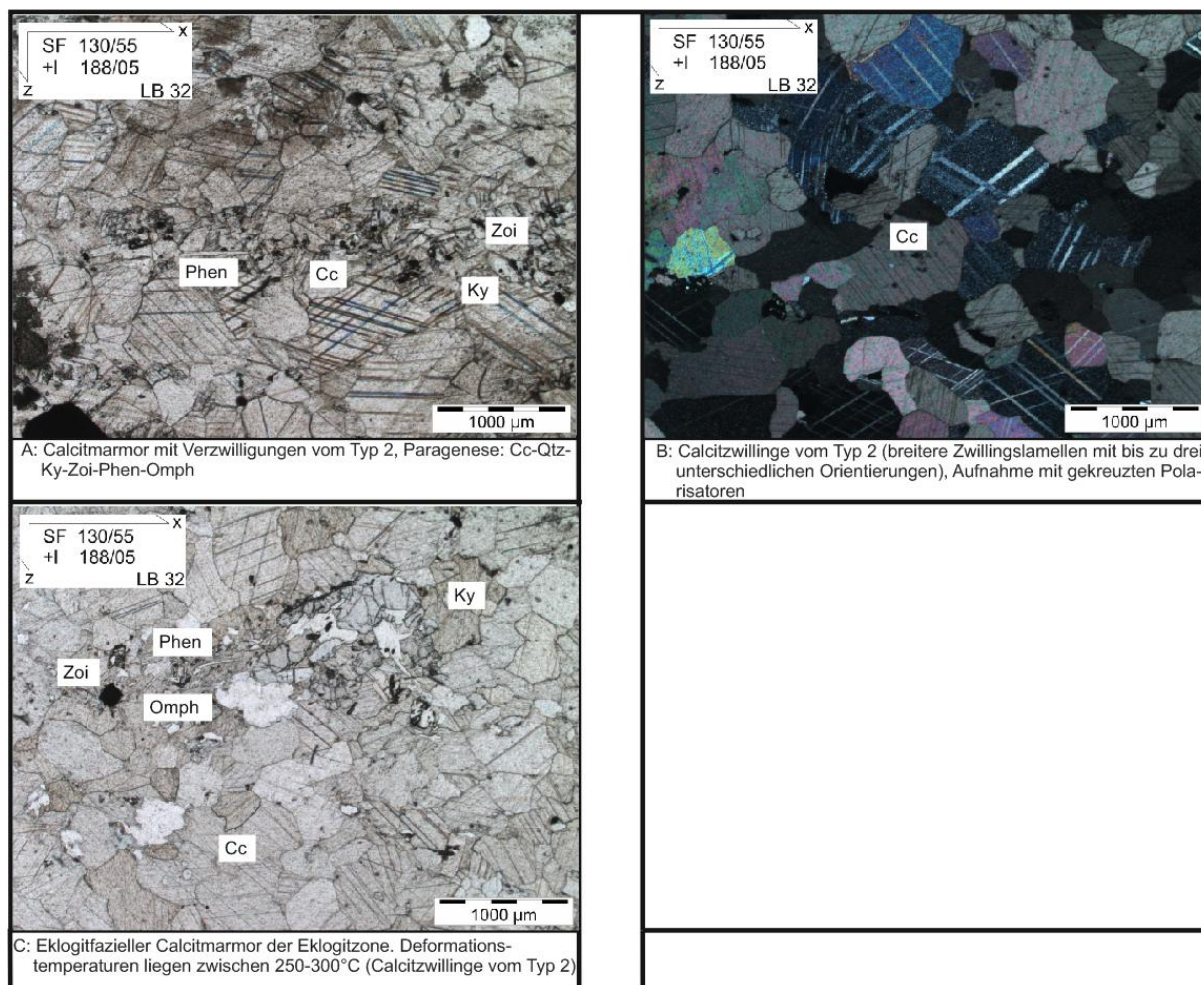


Abb.49: Mikrogefüge eines Calcitmarmor der Eklogitzone, Probe LB32. **A:** Calcitmarmor mit der Paragenese Cc-Qtz-Ky-Zoi-Phen-Omph. **A,B,C:** Dynamisch rekristallisierte Quarz und Calcit, Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

Ähnlich den Marmorzügen kommt vereinzelt Quarzit innerhalb der Glimmerschiefer und Eklogite der Eklogitzone vor. Deren rein quarzhaltiges Gefüge weist Korngrößen im mm-Bereich auf und ist äußerst kompakt und massig.

- *Granatglimmerschiefer*

Die Glimmerschiefer der Eklogitzone treten zum überwiegenden Teil granatführend auf. Nur am Übergang zur Glocknerdecke im Süden des Gebietes können vereinzelt auch granatfreie Glimmerschiefer lokalisiert werden (Abb.52).

Dies wird mit der geringergradigen Metamorphose dieses Teils der Eklogitzone in Verbindung gebracht. Auch die geringergradigen intrakristallinen Deformationsmechanismen in Quarz und Calcit weisen auf einen Metamorphosegradienten innerhalb der Eklogitzone hin, der nach S hin abnimmt. Die Granatglimmerschiefer weisen ein nemato-porphyroklastisches Gefüge auf, welches makroskopisch relativ kompakt und massig in Erscheinung tritt und mit reinen Quarzbändern (im cm-Bereich) durchzogen ist (Abb.50).

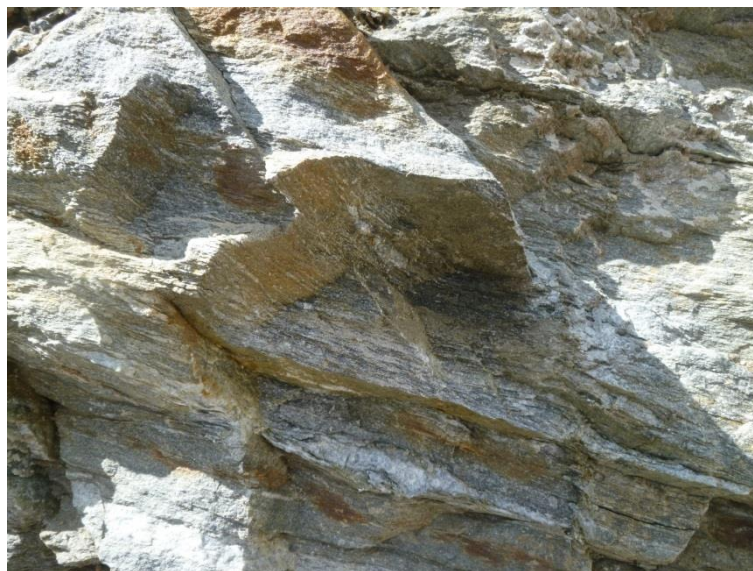


Abb.50: Makrogefüge von Granatglimmerschiefern der Eklogitzone, Probe LB11, lange Achse des Fotos ca. 1 m.

Die Granate zeigen meist eine Korngröße im mm-Bereich, vereinzelt können sie auch mehrere Zentimeter entlang ihrer längsten Achse aufweisen. Durch die Scherung kommt es teilweise zur Elongation der Granate (Abb.51-C, 53-B, 55-D). Aufgrund des unterschiedlichen duktilen Materialverhaltens der Minerale kommt es im Zuge einer Scherung zur Rotation der Granatklasten (prä- bis interdeformativ gewachsen). Die umgebenden Quarzlagen werden dadurch bereits dynamisch rekristallisiert und zeigen SGR als intrakristallinen Deformationsmechanismus an.

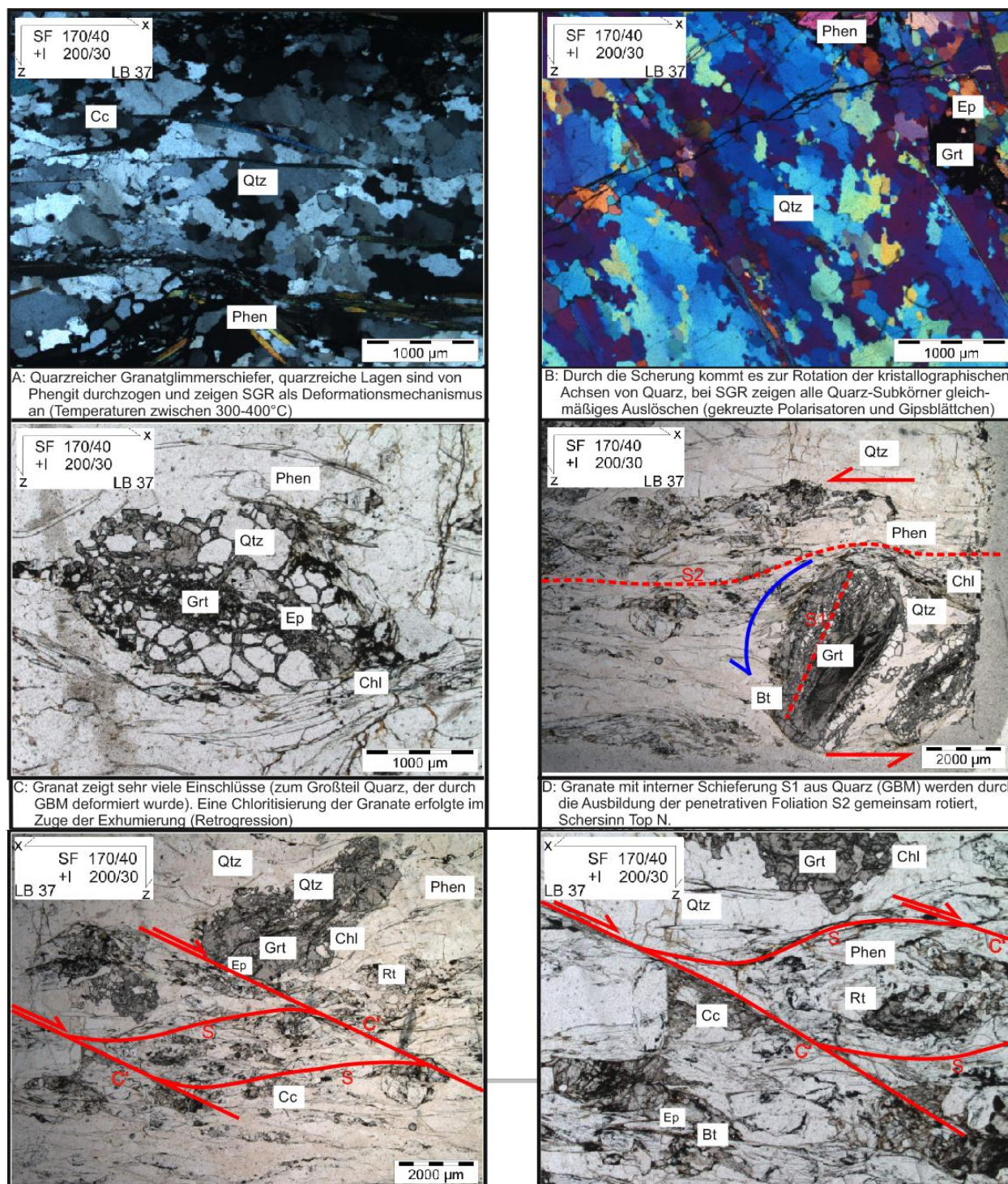


Abb.51: Mikrogefüge eines quarzreichen Granatglimmerschiefers aus der Eklogitzone, Probe LB37. **A,B:** Quarzkörner der eklogitfaziellen Paragenese Grt-Qtz-Phen-Cc-Chl-Rt-Ep zeigen SGR als Deformationsmechanismus an. **C,D:** Interdeformative Granatklasten beinhalten eine ältere, interne Schieferung S1 aus Quarz. **Unterste Reihe:** Deutlich ausgebildete ecc-Gefüge aus Bt, Phn, Chl.

Die Phengite erhalten durch die Scherung subsequent zur HP-Metamorphose eine deutliche Vorzugsorientierung und sind in dünnen Lagen angeordnet. Vereinzelt Granate zeigen syndeformatives Wachstum (Abb. 53-D), was darauf schließen lässt,

dass die Metamorphose andauert hat und nicht in allen Abschnitten der Einheit vor der Scherung abgeschlossen war.

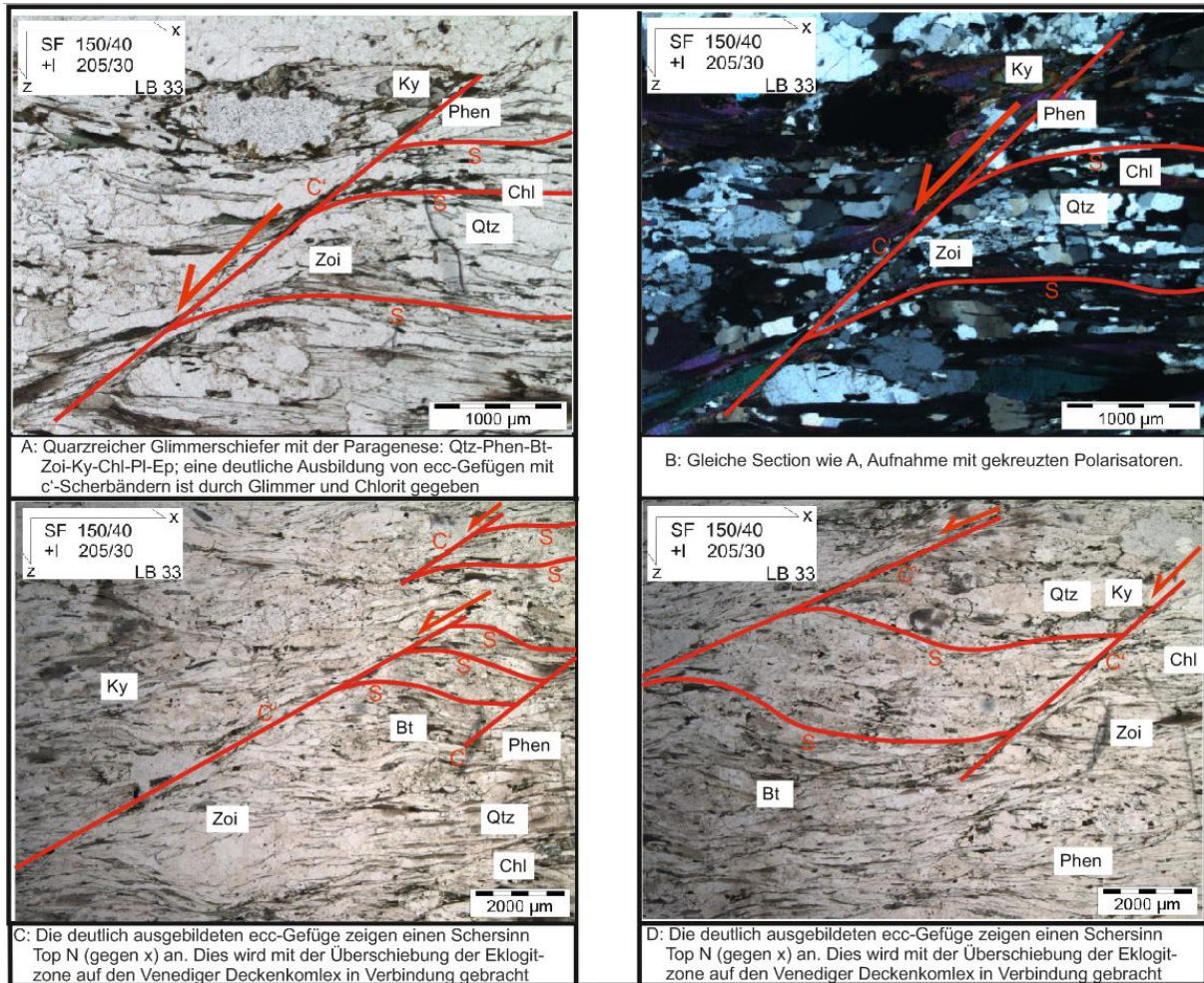


Abb.52: Mikroskopische Darstellung eines granatfreien, quarzreichen Glimmerschiefers (Eklogitzone) aus dem Grenzbereich zur Glocknerdecke Probe LB33. **A,B,C,D:** Glimmerschiefer aus Qtz-Phen-Bt-Zoi-Ky-Chl-Pl-Ep mit deutlich ausgebildetem ecc-Gefüge aus Bt, Phen und Chl.

- *Eklogit*

In der Eklogitzone treten zwei Typen von Eklogiten auf, die sich aufgrund ihrer Textur und ihres Gefüges deutlich voneinander unterscheiden lassen. Die Paragenese der zwei Typen ist bis auf kleine Unterschiede ident, sie weisen beide HP-Paragenesen mit basischen Magmatiten als Vorläufergesteine auf. Typ 1 weist eine deutliche penetrative Foliation aus Quarz und Glimmer (Phengit, Biotit) mit

eingeschlepptem Zoisit, Glaukophan und vereinzelt auch Kyanit auf und wird in weiterer Folge als „Eklogit-Mylonit“ bezeichnet (Abb.53 und 55).

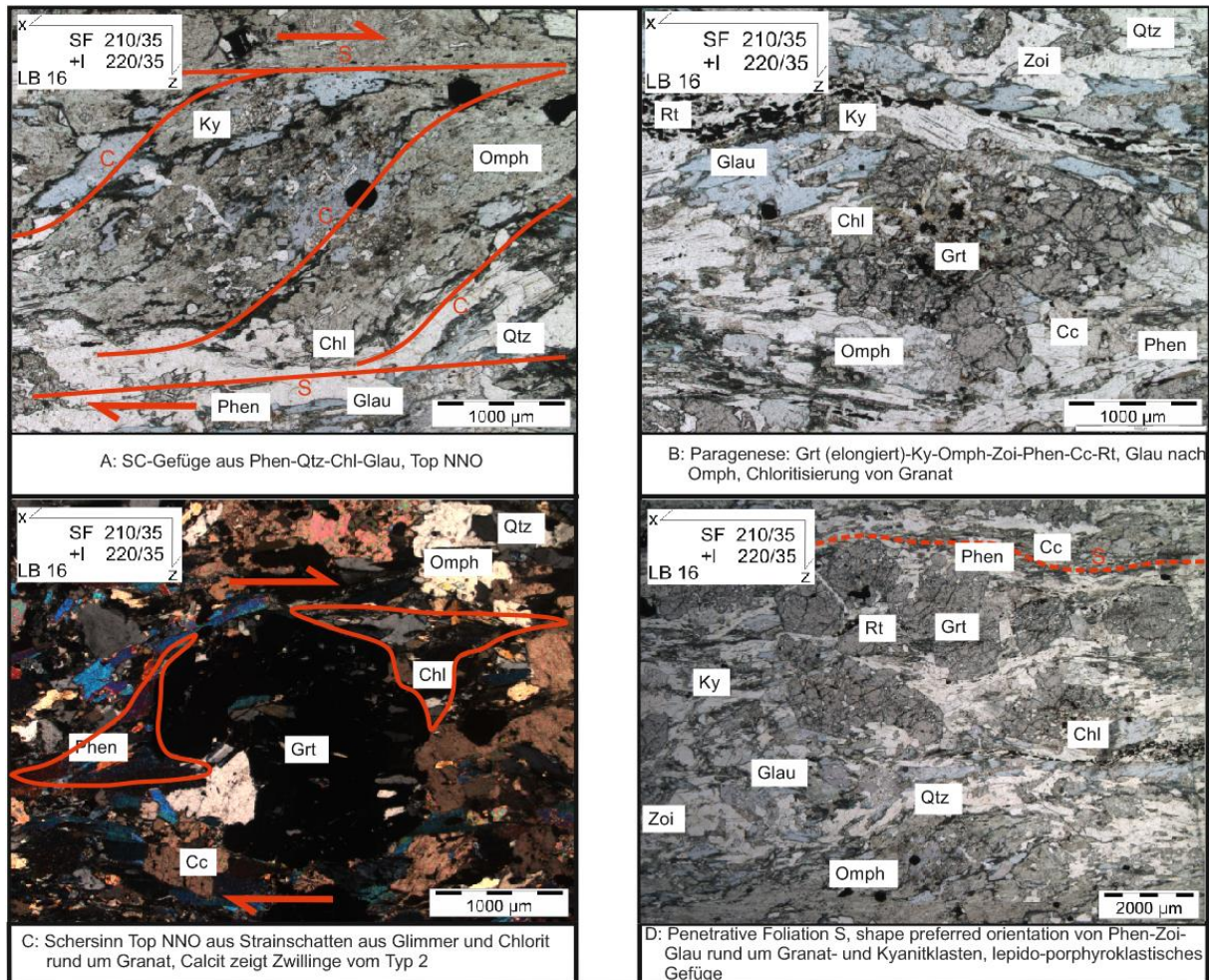


Abb.53: Mikrogefüge eines Eklogit-Mylonites, Eklogitzone. **A:** SC-Gefüge. **B:** Im Zuge der Bildung der penetrativen Foliation aus Phen-Glau-Zoi kommt es zur Elongation der Granatklasten, bis hin zu einem Aspect Ratio von 1.5. **C,D:** Eklogit-Mylonit mit starker Vorzugsorientierung von Phen-Glau-Zoi.

Diese Foliation (S₂) ist das Resultat einer Scherung, die subsequent zur HP-Metamorphose (welche die eklogitfaziellen Paragenesen entstehen ließ) und zur blauschieferfaziellen Überprägung (Glaukophan ersetzt pseudomorph Omphazit) abgelaufen ist. Eine ältere Foliation aus Quarz (S₁) ist das Resultat einer Scherung, die am prograden Teil der PT-Entwicklung der Eklogite abgelaufen ist. Diese Foliation S₁ (Abb.54) ist teilweise noch als Einschlüsse in Granat (hat die ältere Foliation eklogitfaziell, postdeformativ überwachsen) erhalten.

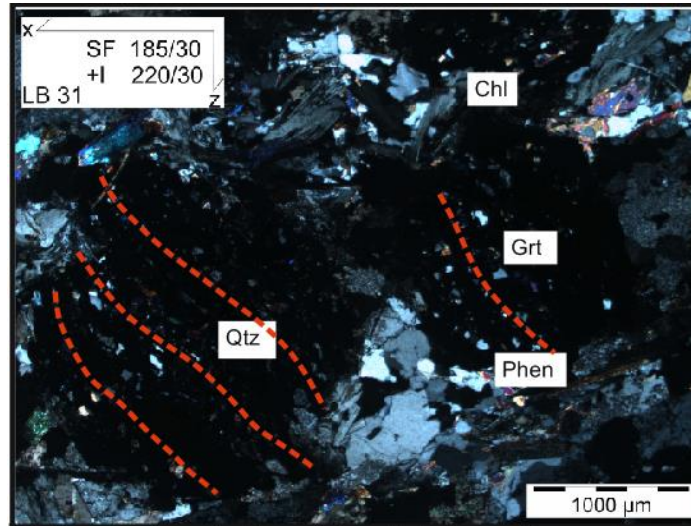


Abb.54: Ältere Schieferung S1 (rot strichliert) als Einschlüsse (Quarz) in Granat erhalten. Eklogit-Mylonit der Eklogitzone.

Im Zuge des regionalmetamorphen Events (Tauernkristallisation), welches während der Exhumierung der Eklogitzone subsequent zur blauschieferfazieller Überprägung alle Einheiten des Tauernfensters beeinflusste, kam es zur grünschiefer-amphibolitfaziellen Überprägung der Paragenesen (in den Proben als Chloritisierung und Kephitisierung der Granate sowie Wachstum von Epidot belegt).

Typ 2 der Eklogite fehlt diese penetrative Foliation (sowohl S1 als auch S2) völlig, es ist keine Vorzugsorientierung von Mineralen erkennbar, sie werden in weiterer Folge als „ungescherte, grob- oder feinkörnige Eklogite“ bezeichnet. Das Gefüge weist Korngrößen der Minerale im Millimeter- bis Zentimeterbereich und keine Anzeichen einer duktilen Deformation auf (Abb.56 und 57). Die eklogitfaziellen Paragenese Grt-Omph-Zoi-Qtz-Phen±Ky wurde durch keine subsequente Scherung nach dem P-Peak beeinflusst. Zoisite zeigen ein dafür charakteristisches, unregelmäßiges Mineralwachstum (im Gegensatz zu den Eklogit-Myloniten in Abb.53 und 55, die eine deutliche Vorzugsorientierung von Zoisit zeigen).

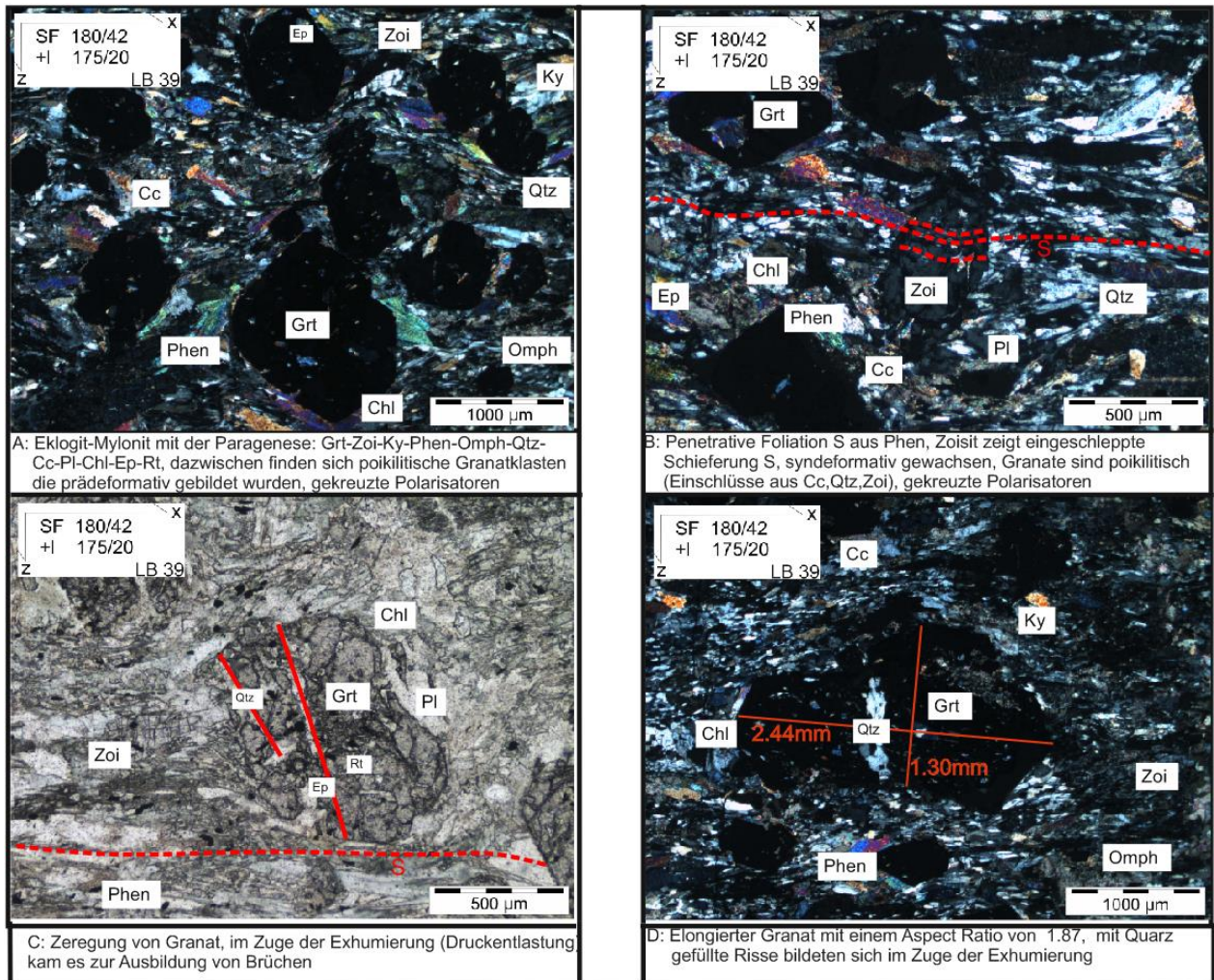


Abb.55: Darstellung des Mikrogefüges eines Eklogit-Mylonites der Eklogitzone, Probe LB39. **A,B:** Eklogit-Mylonit mit erkennbarer Vorzugsorientierung von Phengit, Zoisit und Quarz, Schieferung S (**B**) entspricht S2 im Text. Paragenese: Grt-Zoi-Ky-Phen-Omph-Qtz-Cc-Pl-Chl-Ep-R. Die eingeschleppte Schieferung S2 in Zoisit (**B**) ist eindeutiges Indiz auf syndeformatives Wachstum dieses Minerals. Poikilitische Granatklasten weisen eine Vielzahl an Einschlüssen an früher gebildeten Mineralen (Cc-Qtz-Zoi) auf und wurden durch die Scherung subsequent zur Metamorphose (Bildung der eklogitfazialen Paragenese) bis zu einem Achsenverhältnis Aspect Ratio von 1.87, (**D**) elongiert. **C:** Retrograde Zerlegung der Granate.

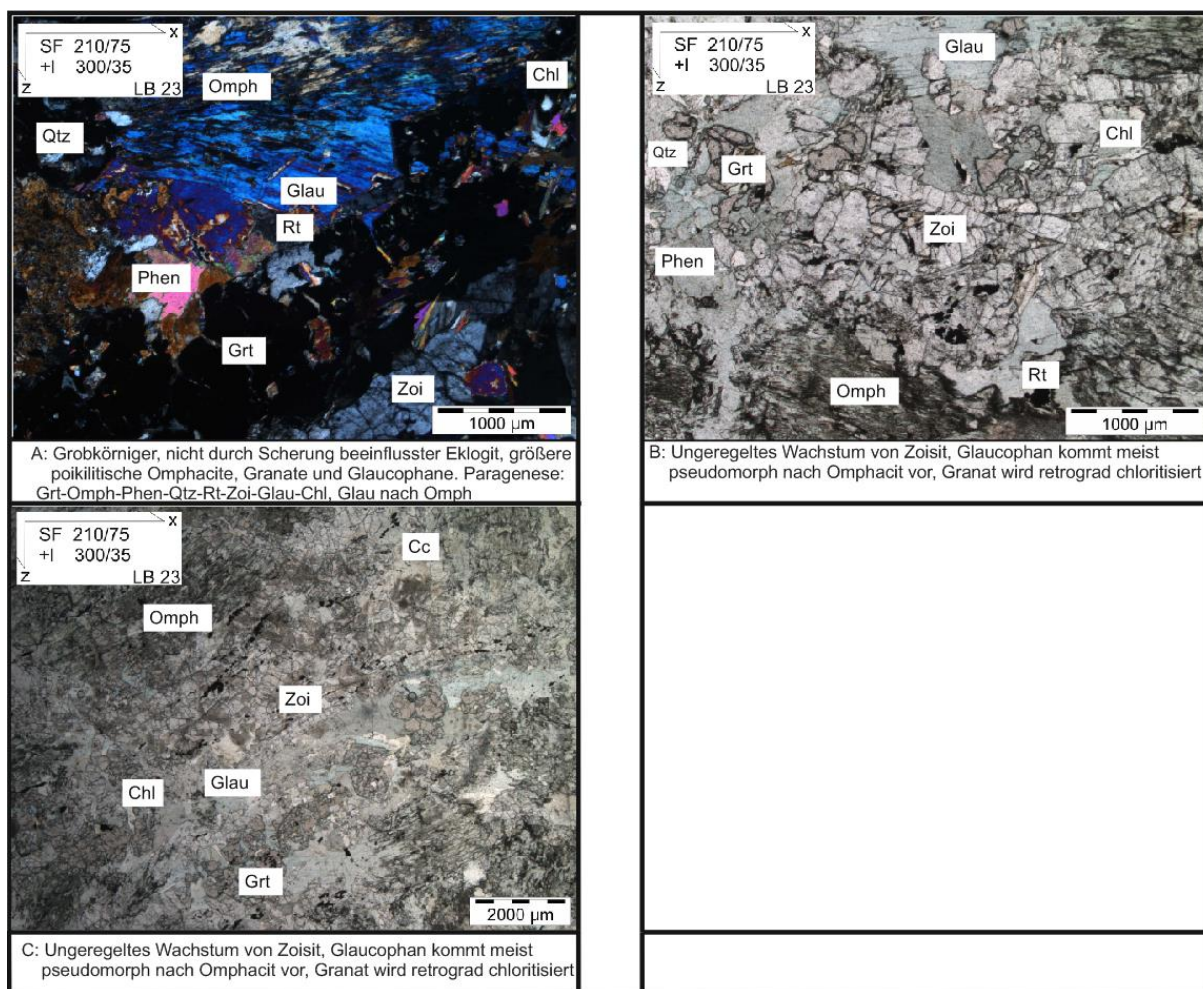


Abb.56: Darstellung des Mikrogefüges eines ungescherten, grobkörnigen Eklogites der Eklogitzone. **A,B,C:** Korngröße im Millimeter- bis Zentimeterbereich, keine Anzeichen einer duktilen Deformation.

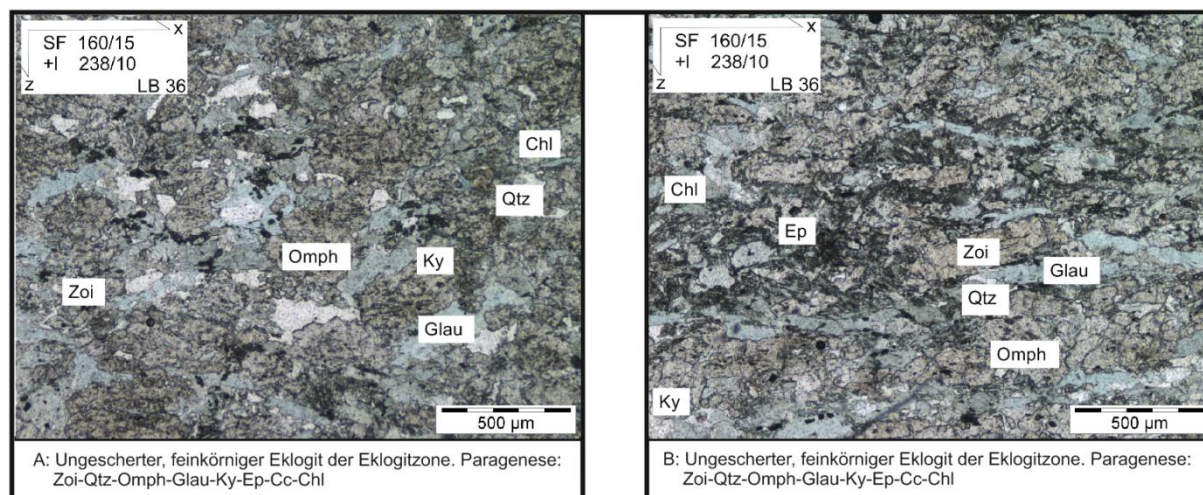


Abb.57: Darstellung des Mikrogefüges eines ungescherten, feinkörnigen Eklogites der Eklogitzone. **A,B:** Korngröße im submillimeter Bereich, mit Ausnahme mehrerer Omphazit- und Zoisitkörner, keine Anzeichen einer duktilen Deformation.

Die Eklogite treten im Frosnitztal entlang des SW-Grates des Dabernitzkogels sowie in dessen Gipfelbereich als strukturell mächtige Einheiten auf (>30m Mächtigkeit). An den östlichen und westlichen Flanken der Trogtalform des oberen Frosnitztals sind sie ebenso aufgeschlossen. Hier liegen sie in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern und Kalkglimmerschiefern vor. Die Gesamtmächtigkeit der Eklogitzone im Frosnitztal beträgt in etwa 500 Meter. Makroskopisch sind sie als sehr massige, extrem kompakte Gesteine mit einer dunkelgrünen Färbung zu beschreiben. Einzelne zoisitreiche Lagen können auch eine deutlich hellere Grünfärbung aufweisen (Abb.58). Die Korngrößen der Minerale der allgemeinen Paragenese Grt-Zoi-Ky-Phen-Omph-Qtz±Cc±Bt±Glau±Chl±Ep±Rt reichen von cm-Bereich (Granat, Omphazit, Zoisit, Glaukophan), über den mm-Bereich (Phengit, Kyanit, Quarz, Calcit, Biotit, Chlorit), bis hin zu Akzessorien wie Epidot und Rutil, deren Korngrößen im Submillimeterbereich liegen.



Abb.58: Makroskopisches Erscheinungsbild des Gefüges eines Eklogit-Myonites aus der Eklogitzone. Deutlich erkennbar ist hier die Falteninterferenz, die charakteristisch für die Einheiten der Eklogitzone ist.

6.3.3 Glocknerdecke

Im südlichen Teil des oberen Frosnitztals ist die Glocknerdecke aufgeschlossen (Übersichtskarte siehe Abb.45, 46). Betrachtet man den allgemeinen Deckenstapel des Tauernfensters nach Kurz et al. (1998), so fällt auf, dass das Modereck Deckensystem, das sich im Liegenden der Glocknerdecke befindet, im Frosnitztal vollständig fehlt bzw. äußerst geringmächtig und im Gelände nicht nachweisbar auftritt. Deshalb wird im Zuge dieser Arbeit die Glocknerdecke als direkt im Hangenden der Eklogitzone angesehen (Abb. 45,46). Die im Frosnitztal aufgeschlossene Glocknerdecke besteht grundsätzlich aus Metamorphiten, deren Protolith im ozeanischen Becken der Alpenen Tethys abgelagert worden sind und gemeinsam mit den Subpenninischen Einheiten unter das Ostalpin subduziert worden sind. Dabei hat ein Teil dieser Einheit auch HP-Bedingungen erlebt. Die meisten Metamorphite weisen aber einen deutlich geringeren Metamorphosegrad auf als jene der Eklogitzone. Ein großer Teil der untersuchten Glocknerdecke wird aus Blau- und Grünschiefer aufgebaut, der anschließend an die Eklogite der Eklogitzone mit relativ ähnlichen Lagerungsverhältnissen im südlichen Teil des oberen Frosnitztals auftritt. Diese Blau- und Grünschiefer werden immer wieder durch Kalkglimmerschieferzüge abgelöst, die abwechselnd ein mächtiges Schichtpaket aufbauen. Zwischendurch tritt auch Glimmerschiefer auf, der Paragenesen aufweist, die bei niedriggradigen metamorphen Bedingungen gebildet wurden.

Die aus der Glocknerdecke entnommenen Proben sind in Tab.24 in Abschnitt 8 aufgelistet. Nachfolgend werden die einzelnen Gesteinstypen kurz anhand ihrer charakteristischen Eigenschaften sowie ihrer Paragenesen beschrieben. Es werden drei Typen von Lithologien unterschieden:

- Blauschiefer
- Kalkglimmerschiefer
- Glimmerschiefer

- *Blauschiefer (LB40/41)*

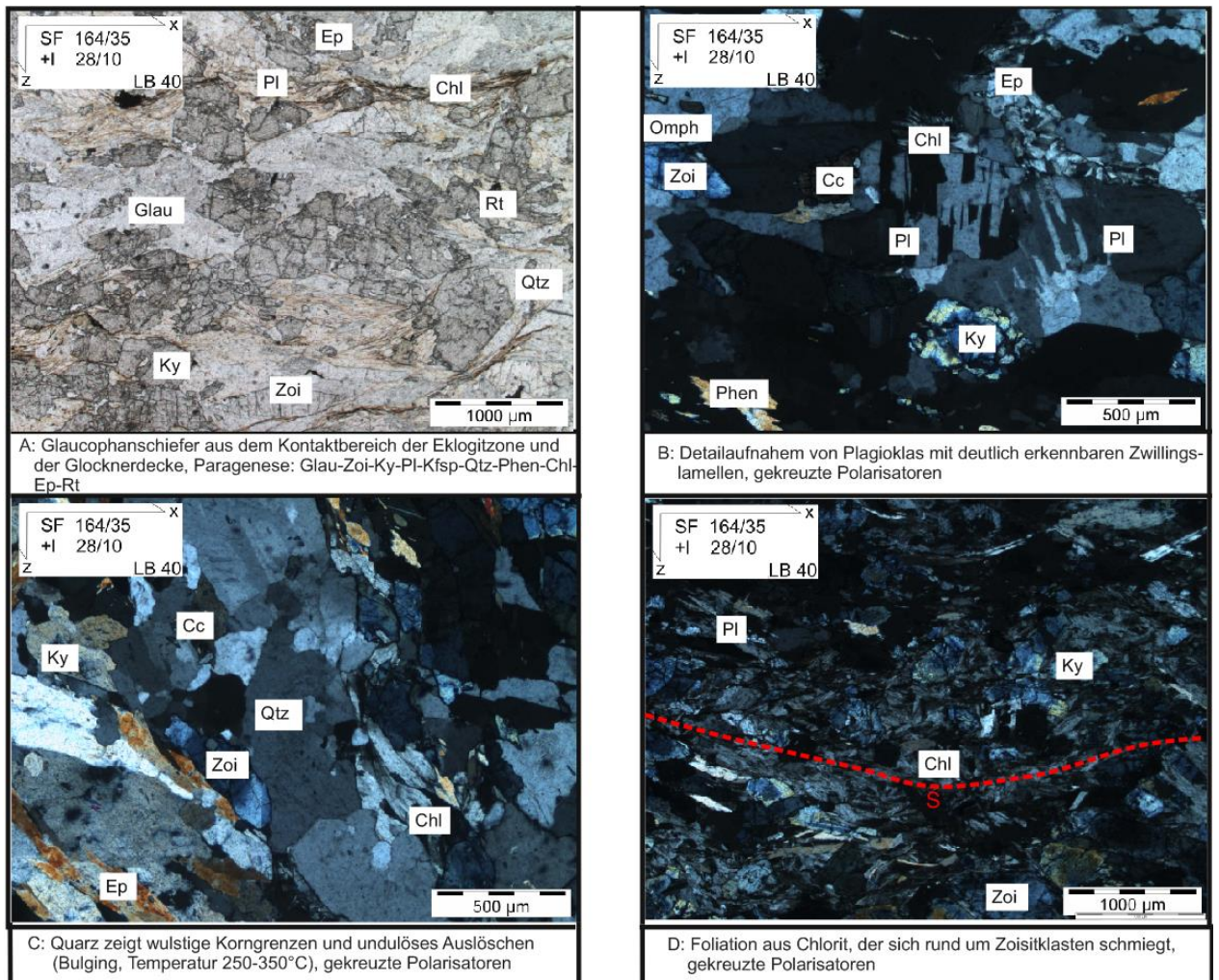


Abb.59: Darstellung des Mikrogefüges eines Blauschiefers aus der Glocknerdecke, Probe LB40. **A,B:** Blauschiefer nahe dem Kontaktbereich von Eklogitzone und Glocknerdecke. **B, C:** Zwillinglamellen in Plagioklas und Quarz-Bulging. **D:** Eine erst spät ausgebildete Foliation aus Chlorit ist erkennbar in den Gesteinen der Glocknerdecke.

Die Blauschiefer der Glocknerdecke weisen makroskopisch nur geringfügige Unterschiede zu den Eklogiten der Eklogitzone auf. Mit freiem Auge lassen sich das Fehlen von Granat, die deutlich erkennbaren Hellglimmerlagen sowie die hellere Färbung des Gesteins erkennen. Es handelt sich um ein massiges, penetrativ geschertes Gestein mit leicht grünlicher Färbung; die Hellglimmerlagen sind deutlich prominenter ausgebildet als in den Eklogiten. Die Korngröße variiert zwischen cm- und sub-mm-Bereich. Mikroskopisch lässt sich das Fehlen von Omphazit und Kyanit feststellen, einen Großteil des Modalbestandes nimmt Glaukophan ein. Ebenso eine deutliche Zunahme der Häufigkeit von Plagioklas bzw. Alkalifeldspat kann in Gesteinen der

Glocknerdecke erkannt werden (Abb.59). Das Gestein mit der Paragenese Glau-Zoi-Ky-Pl-Phen-Qtz-Rt gehört zu den penninischen Einheiten der Glocknerdecke (echtes ozeanisches Basement) und wurde gemeinsam mit den subpenninischen Einheiten des distalen europäischen Kontinentalrandes im Zuge der spätalpidischen Orogenese unter das Ostalpin subduziert. Dabei gelangen die Einheiten der Glocknerdecke in nicht so große Tiefen wie die Eklogitzone, weswegen diese Gesteine keine eklogitfazielle-, sondern nur eine blauschieferfazielle Metamorphose erfuhren, was sich durch die hier vorliegende Paragenese bestätigt.

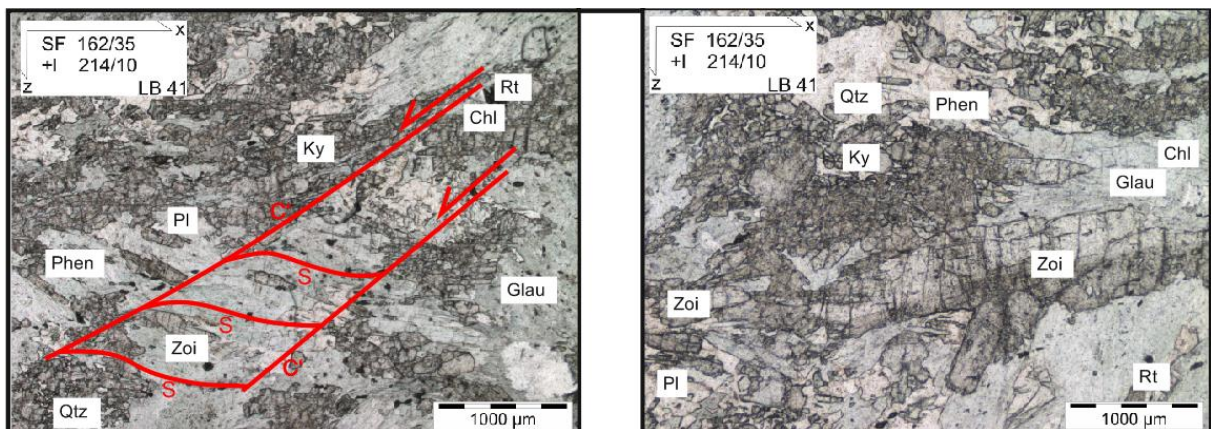


Abb.60: Darstellung des Mikrogefüges eines Blauschiefers aus der Glocknerdecke, Probe LB41. Ecc-Gefüge aus Phen, Chl.

Im Gegensatz zur Eklogitzone sind die Glimmerschiefer der Glocknerdecke granatfrei, dies deutet auch auf eine geringergradige Entwicklung der Einheit hin. Die Kalkglimmerschiefer zeigen eine nahezu idente Zusammensetzung wie jene in der Eklogitzone, sie werden daher nicht mehr explizit beschrieben.

6.3.4 Pseudomorphosen

Ein Phänomen, welches in Proben der Eklogitzone häufig auftritt, ist die Pseudomorphose Glaukophan nach Omphazit (Abb.61). Die HP-Paragenesen (Grt-Omph-Phen-Zoi-Ky-Qtz±Pl±Rt±Bt) der meisten Proben aus der Eklogitzone werden am P-Peak in eklogitfaziellen Bedingungen gebildet. Im Zuge der Exhumierung kommt es in blauschieferfaziellen Bedingungen zur pseudomorphen Ersetzung von Omphazit durch Glaukophan, der zur Paragenese hinzugefügt wird. Durch subsequent zur blauschieferfaziellen Metamorphose ablaufenden regionalmetamorphen Überprägung der Einheiten (Tauernkristallisation) bilden sich grünschieferfazielle Minerale wie Epidot, Albit und Chlorit aus (Chloritisierung von Granat).

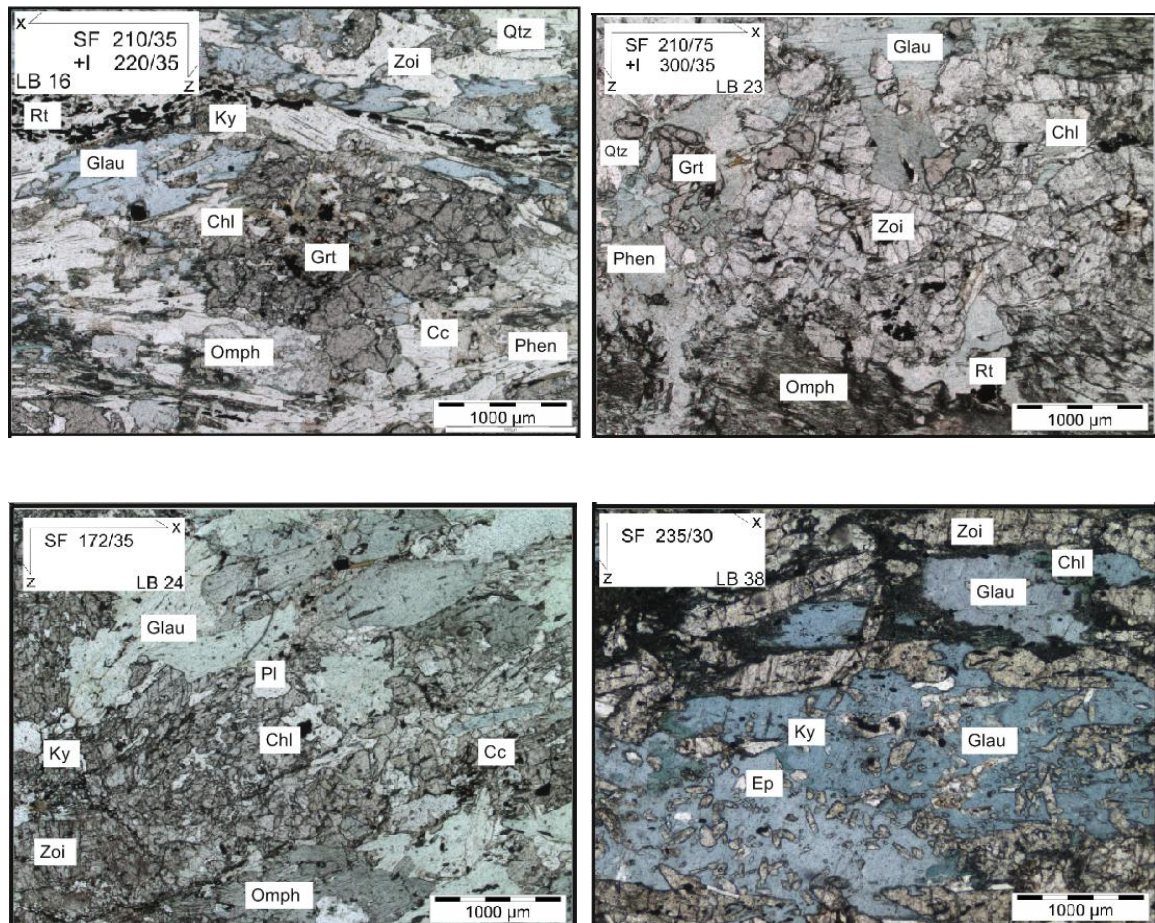


Abb.61: Zusammenfassende Darstellung der pseudomorphen Ersetzung Glaukophan nach Omphazit, die in Proben der Eklogitzone häufig auftritt. In den vier Abbildungen erkennt man Glaukophane, die eine typische Omphazitform (trapezförmig) ausbilden, und die teilweise auch im direkten Übergang beider Minerale erhalten sind.

6.4 Mikrostrukturen, duktile Deformationsereignisse in Quarz und Calcit und tektonometamorphe Entwicklung

Gemeinsam mit der kinematischen Information sollen auch Temperaturbereiche, in denen die Deformation stattgefunden hat, extrahiert werden. Durch textuelle Analysen von Quarz sowie Calcit werden so intrakristalline Deformationsprozesse abgeleitet, die alle an gewisse Temperaturbereiche, Strainraten und Differentialspannungen gebunden sind. Die Temperaturabhängigkeit der einzelnen Prozesse ist in Abb.63 näher dargestellt. Die Temperaturabhängigkeiten wurde bereits von Hull (1975) und Nicolas & Poirier (1976) erkannt, eine allgemeine Zusammenfassung der intrakristallinen Deformationsereignisse in Quarz und Calcit (und auch anderer Minerale) sowie Korrelationen von Mikrogefügen mit tektonischen und metamorphen Prozessen finden sich in Passchier & Trouw (1996).

Durch Einwirken einer Differentialspannung σ_D kommt es zur Bildung von Gitterfehlstellen im Kristallgitter von Mineralen wie Quarz. Es kann sich um Punktdefekte (Fehlstellen) oder Liniendefekte (Dislokationen) handeln. Durch diese Gitterfehlstellen kommt es zur Verformung des Kristallgitters (3D-Versatz wird mit dem sogenannten „Burgers-Vektor“ beschrieben). Durch unterschiedliche Gitterfehlstellendichten im Kristallgitter kommt es zu einem Diffusionsgradienten – Plätze mit wenigen Gitterfehlstellen wandern zu Plätzen mit hoher Gitterfehlstellendichte. Diesen Prozess nennt man Gitterfehlstellendiffusion. Er führt zur Ausbildung von Subkorngrenzen (Häufung der Gitterfehlstellen, Subkorngrenze trennt zwei Subkörner). Durch Ausbildung von Bereichen mit erhöhter Gitterfehlstellendichte kommt es zur undulösen Auslöschung von Quarzkörnern (Passchier & Trouw, 1996). Bei Gitterfehlstellendiffusion kann zwischen Cobble Creep (wandern von Gitterfehlstellen entlang der Korngrenzen) und Herring-Nabarro-Creep (wandern von Gitterfehlstellen durch das Korn) unterschieden werden. Ein weiterer Mechanismus ist Power-Law-Creep, eine Kombination von Gitterfehlstellengleiten und -klettern (Passchier & Trouw, 1996; Abhängigkeit der Gitterfehlstellendifusionsmechanismen von T_h (Homologtemperatur) und der normalisierten Scherspannung ist in Abb.62

dargestellt). Durch Bildung von Subkörnern wird die interne Spannung im Korn abgebaut.

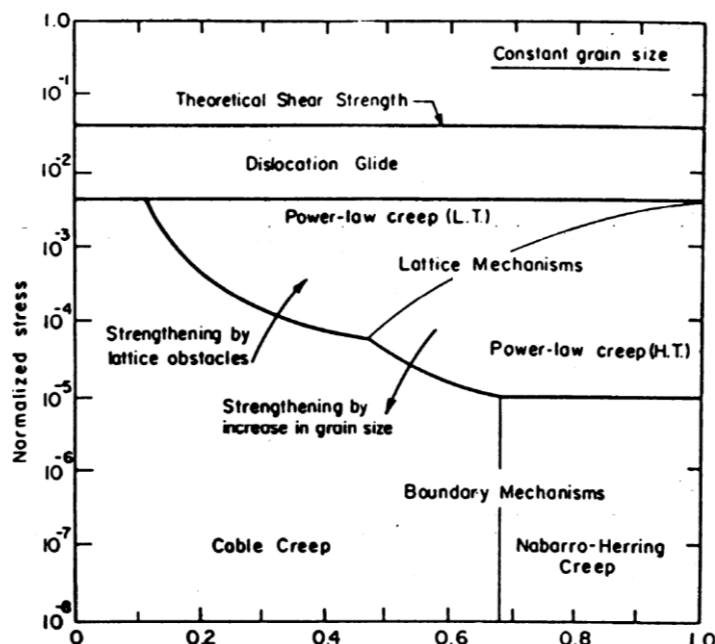


Abb.62: Deformationsmechanismenkarte nach Langdon (1995). Coble Creep läuft in tieferen Temperaturen als Herring-Nabarro-Creep ab, beides sind Prozesse der Korngrenzendiffusion. Bei höherem Stress kommt es zu Kristallgitter-internen Mechanismen (Power-Law-Creep, oder Dislokationskriechen).

Prinzipiell treten vier unterschiedliche, duktile Deformationsmechanismen im Quarz auf, die alle eine bestimmte Temperaturabhängigkeit zeigen (nach Passchier & Trouw, 1996; siehe auch Abb.67).

Bulging (BLG): Ausbildung von wulstigen Korngrenzen zwischen Körnern mit unterschiedlicher Gitterfehlstellendichte; Korn mit geringerer wandert in Korn mit höherer Gitterfehlstellen-

dichte, somit kommt es zur Neubildung von Subkörnern. Temperaturbereich: 300-400°C.

Subgrain-rotation (SGR): Wirkt Stress auf das Kristallgitter kann es zur Rotation der zuvor gebildeten Subkörner kommen (30-90% rekristallisierte Körner), dabei erhalten alle kristallographischen Achsen der Subkörner die gleiche Orientierung (zeigen gleiches Auslöschen), Temperaturbereich: 400-500°C.

Grain boundary migration (GBM): Vollständige dynamische Rekristallisation ist bereits abgelaufen, Ausbildung von lappigen Korngrenzen, fertige Subkörner zeigen kein undulöses Auslöschen mehr, Temperaturbereich: >500°C.

Grain boundary area reduction (GBAR): Durch andauernde, hohe Temperaturen über 550-600°C werden Subkorngrenzen verkürzt, oftmals Ausbildung von 120°-Texturen, Temperaturbereich: > 550°C.

Neben Quarz können duktile Deformationsprozesse auch anhand der textuellen Analyse von Calcitkristallen erkannt werden. Calcit reagiert auf eine Spannung mit

mechanischer Zwillingsbildung und Drucklösung. Die Form der Zwillinge hängt von Temperatur und Differentialspannung ab (Abb.62). Durch Spannungen werden Teile des Kristallgitters von Calcit rotiert, diese Verkipfung erfolgt entlang

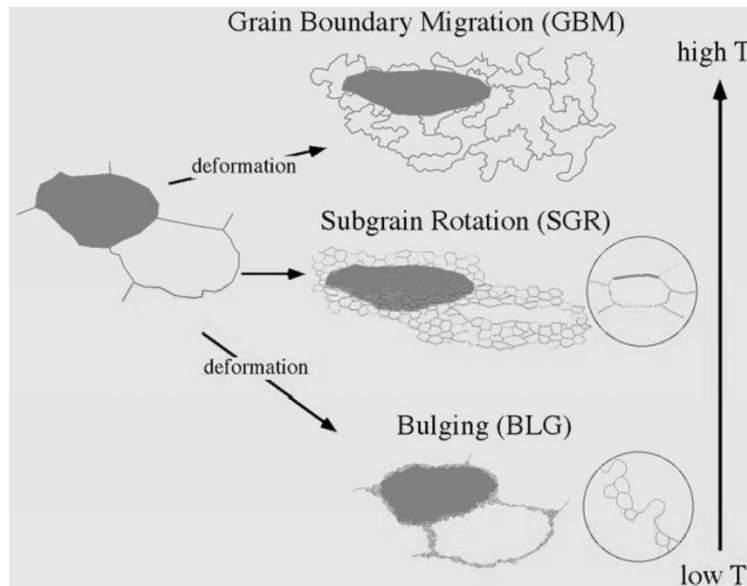


Abb.63: Schematische Darstellung der Haupttypen von dynamischer Rekristallisation in Quarz, die auch in den untersuchten Proben nachgewiesen werden konnten, nach Passchier & Trouw (1996). Die dunkelgrauen Bereiche zeigen Quarzkörner vor und nach der Rekristallisation.

Rhomboederflächen, wodurch Zwillingslamellen entstehen (Passchier & Trouw, 1996). Typ 1-Zwillinge zeigen dünne Zwillingslamellen mit einer bis drei verschiedenen Orientierungen, Typ 2-Zwillinge haben etwas dickere Lamellen als Typ 1. Typ 3-Zwillingslamellen sind gekrümmt und noch dicker als Typ 2, bei hohen Temperaturen bilden sich Calcitzwillinge vom Typ 4, welche suturiert, ungleichmäßig und girlandenförmig in Erscheinung treten. Somit können Deformationstemperaturen mit Hilfe auftretender duktiler Deformationsprozesse in Quarz und Calcit abgeleitet werden.

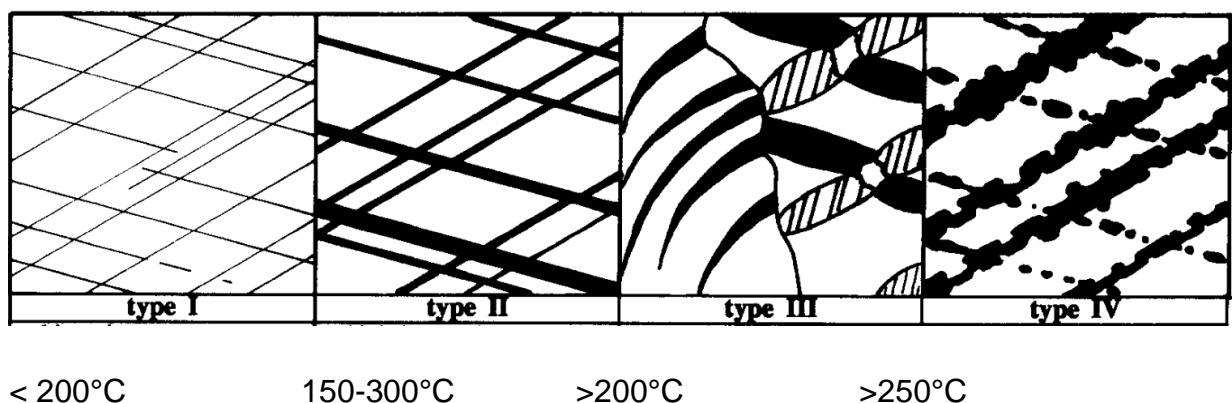


Abb.64: Schematische Darstellung der Temperaturabhängigkeit der Zwillingsbildung in Calcit, nach Burkhard (1993).

Optische Analysen mit Hilfe von Polarisationsmikroskopie der Proben aus der Eklogitzone, der Glocknerdecke und des Venediger Duplexes lassen einige Rückschlüsse auf die vorherrschenden Deformationstemperaturen zu. Diese werden im folgenden Abschnitt näher erläutert.

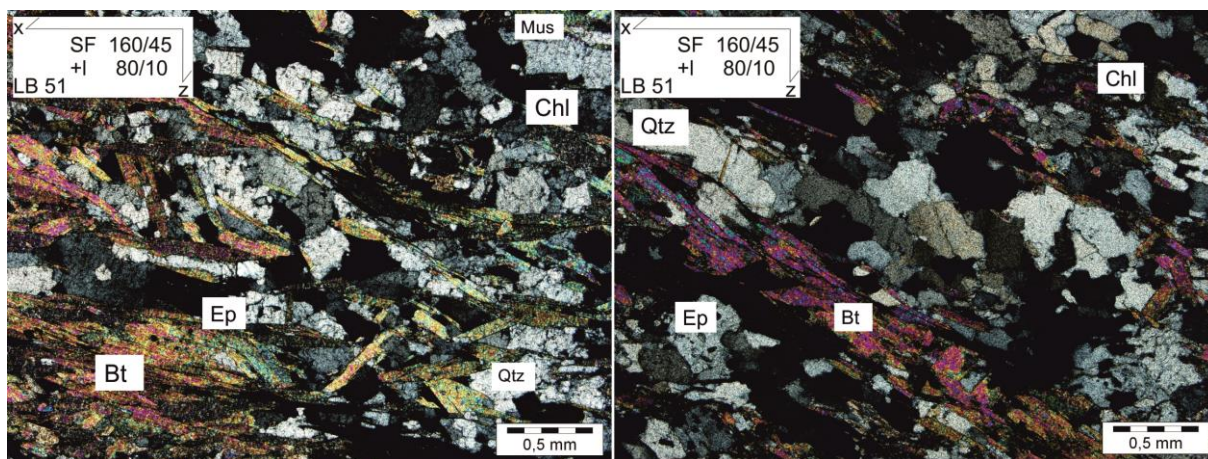
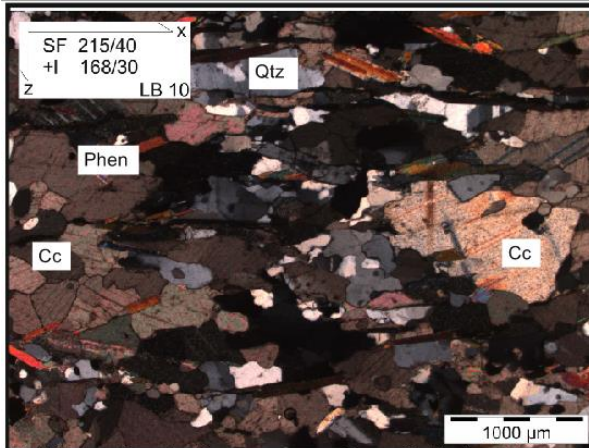


Abb.65: Zusammenfassende Darstellung der duktilen Deformationsmechanismen in Quarz des Venediger Duplexes, dominanter Mechanismus ist GBAR, Aufnahmen mit gekreuzten Polarisatoren.

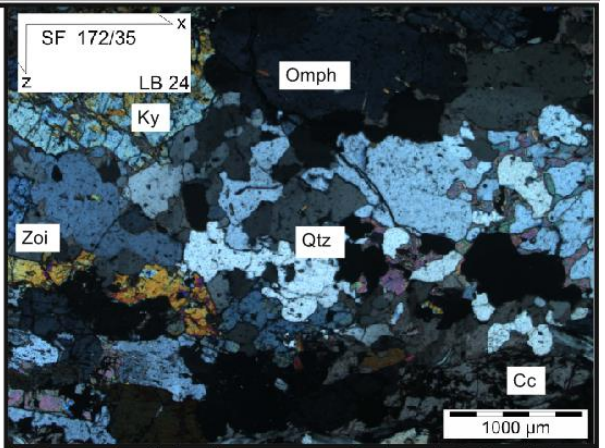
Die Proben des Venediger Duplexes zeigen Grain boundary area reduction (GBAR) als dominanten intrakristallinen Deformationsmechanismus an (Temperaturen $> 550^{\circ}\text{C}$). Dies wird deutlich, wenn man die geraden Korngrenzen (teilweise mit beginnender Triplepunktbildung) der Quarzkörner zueinander und das fehlende undulöse Auslöschen betrachtet.

Beginnende Subkornbildung durch Ausbildung wulstiger Korngrenzen weist in manchen Proben der Eklogitzone auf Bulging (BLG, Deformationstemperaturen $300\text{-}400^{\circ}\text{C}$) als Deformationsmechanismus hin (Abb.66-A,B,J,M). Durch Scherung kommt es durch Rotation zur Vorzugsorientierung der kristallographischen Achsen der Quarz-Subkörner. Dieser Deformationsmechanismus SGR (subgrain rotation) läuft bei etwas höheren Temperaturen ($400\text{-}500^{\circ}\text{C}$) ab (Passchier & Trouw, 1996), (Abb.66-D,E,F,H,L). Bei duktiler Deformation bei noch höheren Temperaturen ($>500^{\circ}\text{C}$) kommt es zur Ausbildung lappiger, gerundeter Korngrenzen der nun vollständig dynamisch rekristallisierten Quarz-Subkörner. Durch vollständige Rekristallisation zeigt Quarz kein undulöses Auslöschen mehr, dieser Mechanismus wird GBM (grain boundary migration) genannt (Passchier & Trouw, 1996), (Abb.66-G,H).

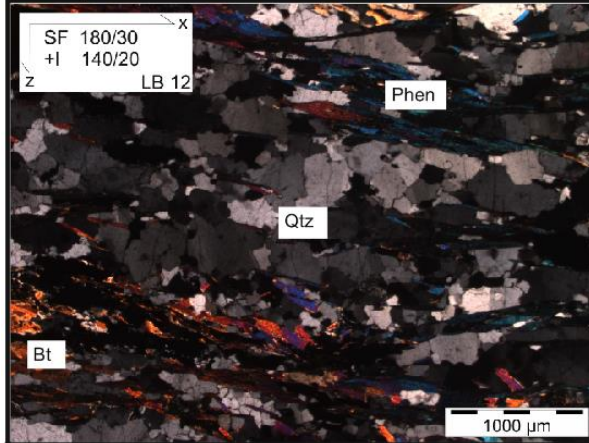
Tektonometamorphe Entwicklung des Venediger Duplexes und der Eklogitzone im Bereich Frosnitztal (Osttirol)



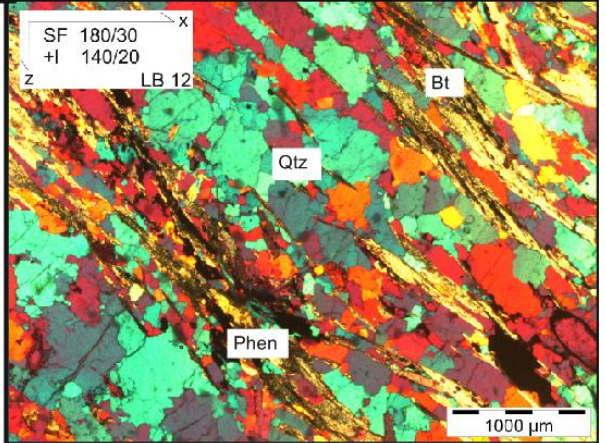
A: Wülste entlang der Korngrenzen von Quarz (Bulging) und dünne Zwillinglamellen mit bis zu drei verschiedenen Orientierungen weisen auf Temperaturen zwischen 300-400°C während der Deformation hin



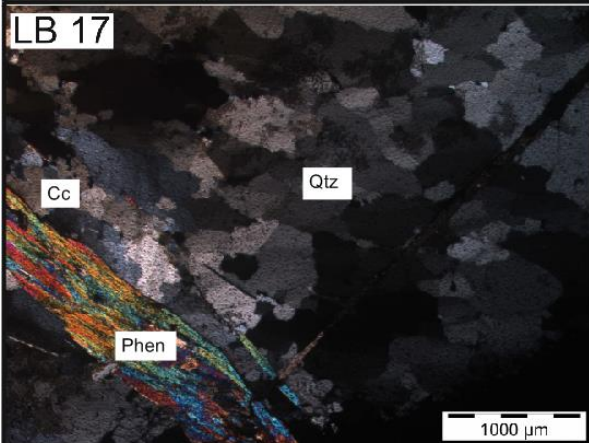
B: Quarz zeigt wülstige Korngrenzen und beginnende Subkornbildung, Hinweis auf Bulging, Calcit weist Typ 2 Zwillinge auf. Eklogit-Mylonit der Eklogitzone



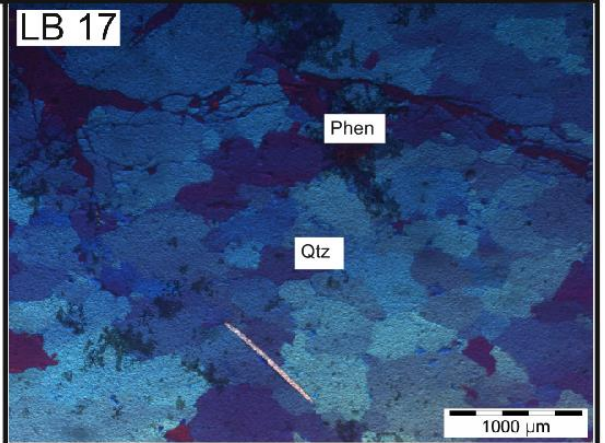
C: Quarzreiche Lage in Glimmerschiefer der Eklogitzone, durch SGR deformiert (gleiche Orientierung der kristallographischen Achsen der Subkörner von Quarz)



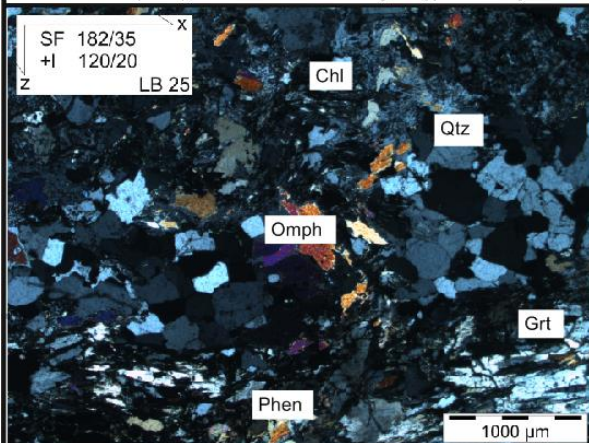
D: Ansicht mit gekreuzten Polarisatoren und Gipsplättchen: Fast alle Quarze zeigen Auslöschchen unter gleichem Winkel- eindeutiges Indiz für den Verformungsmechanismus SGR (subgrain rotation)



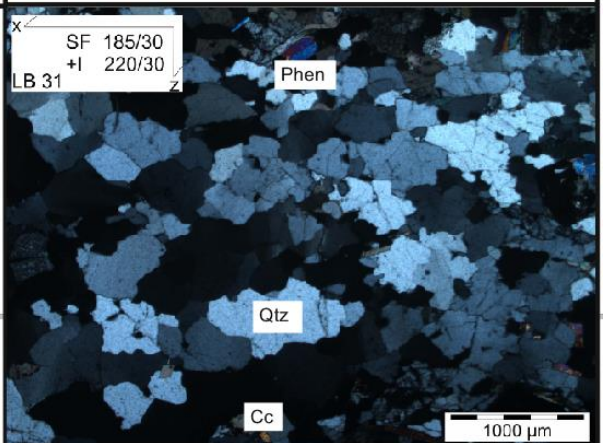
E: Konkordanter Quarzgang zu HP-Paragenesen der Eklogitzone. Paragenese: Qtz-Phen-Cc, Quarz ist stark bis vollständig rekristallisiert (SGR), vereinzelt Calcite zeigen Typ 2 Zwillinge



F: Aufnahme des Quarzanges mit gekreuzten Polarisatoren und Gipsplättchen, starke shape preferred orientation von Quarz, SGR



G: Quarz (Eklogit-Mylonit, Eklogitzone) mit lappigen Korngrenzen zwischen neuen Subkörnern, kein undulöses Auslöschchen, Subkornbildung abgeschlossen (grain boundary migration, GBM)



H: Die textuellen Eigenschaften der Quarz-Subkörner (gleiche Orientierung der kristallographischen Achsen, lappige Korngrenzen) deuten auf SGR-GBM als Deformationsmechanismus hin

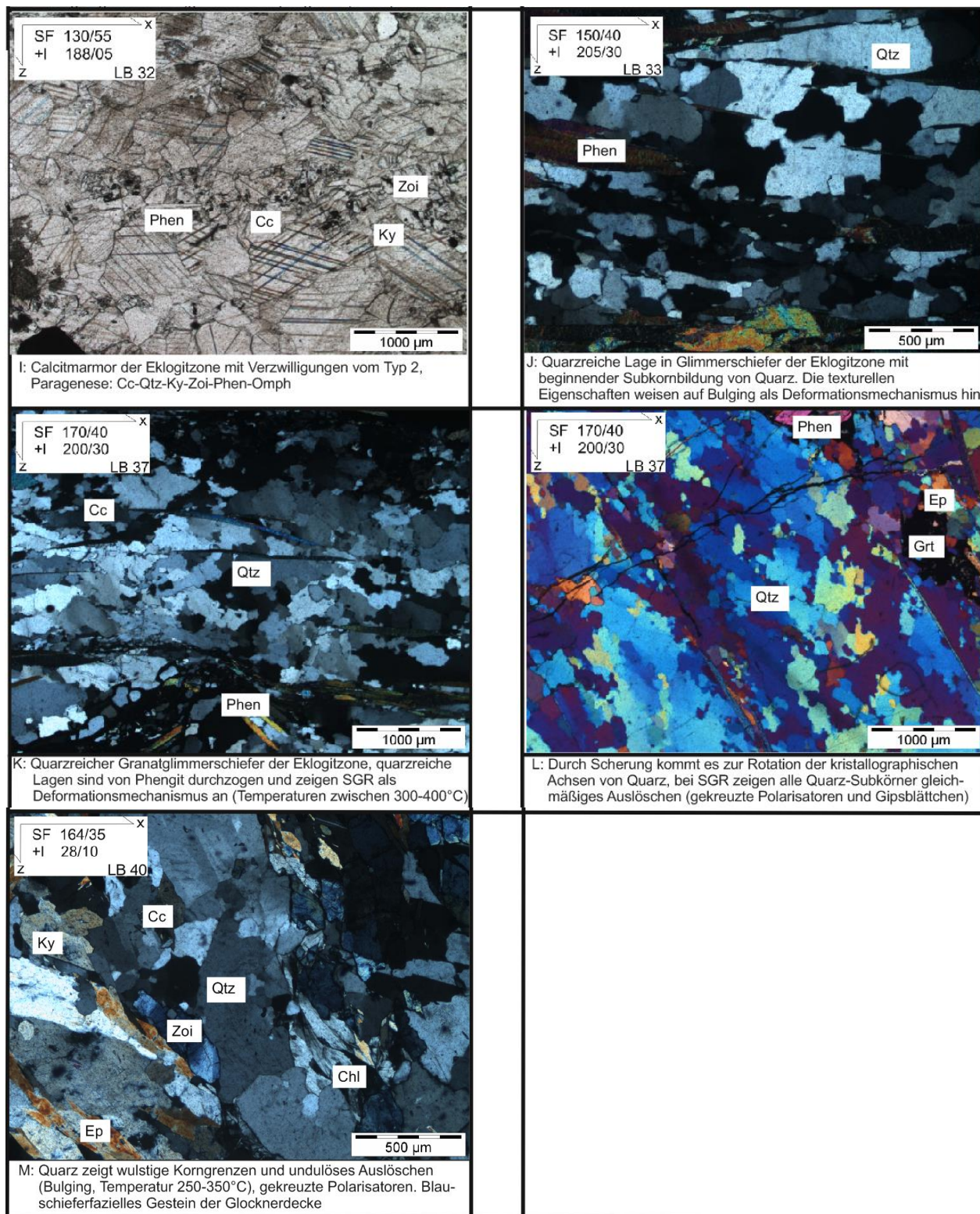


Abb.66: Zusammenfassende Darstellung der duktilen Deformationsmechanismen in Quarz und Calcit der Eklogitzone (A-L) und der Glocknerdecke (M); A und H zeigen karbonatführende Glimmerschiefer aus unterschiedlichen Lokationen innerhalb der Eklogitzone, Details der Abbildungen und Prozesse siehe Text, SF = Schieferung, +l = Lineation.

Die meisten Proben der Eklogitzone zeigen Deformationstemperaturen am Übergang von SGR zu GBM an, liegen also zwischen 400-550°C. Nur vereinzelt findet man auch BLG (mit Temperaturen unter 400°C), vor allem nahe der Deckengrenze zur Glocknerdecke im Süden. Die Proben innerhalb der Glocknerdecke weisen Bulging als dominanten Deformationsmechanismus auf. Dies wird durch den Temperaturgradienten während der Tauernmetamorphose erklärt (vom zentralen Tauernfenster nach außen hin kontinuierlich abnehmende Temperaturen, Höck, 1978).

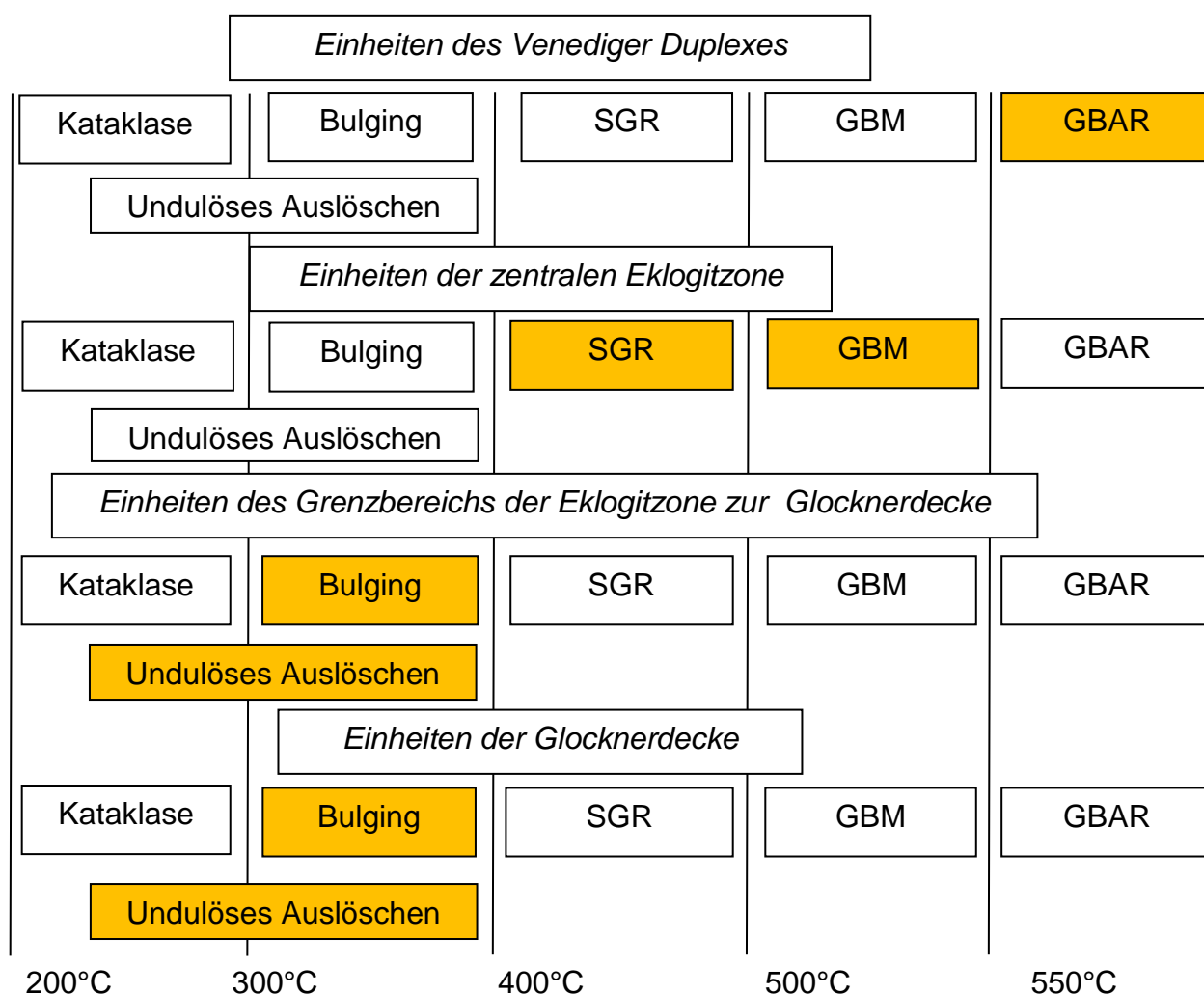


Abb.67: Schematische Darstellung der Temperaturabhängigkeit der unterschiedlichen duktilen Deformationsmechanismen in Quarz. In Proben aus dem Venediger Duplex treten die höchsten Deformationstemperaturen auf (>550°C), Proben aus dem zentralen Teil der Eklogitzone wurden ebenso bei hohen Temperaturen deformiert (450-550°C), die dortigen Quarzstrukturen weisen auf zumindest SGR, oft auch auf GBM als Deformationsmechanismus auf. Proben aus der Glocknerdecke und aus dem Kontaktbereich der Eklogitzone zur Glocknerdecke zeigen textuelle Eigenschaften für BLG.

Eine Zusammenfassung der intrakristallinen Deformationsmechanismen in Quarz aller untersuchten Einheiten mit ihrer jeweiligen Temperaturabhängigkeit ist in Abb.67 dargestellt.

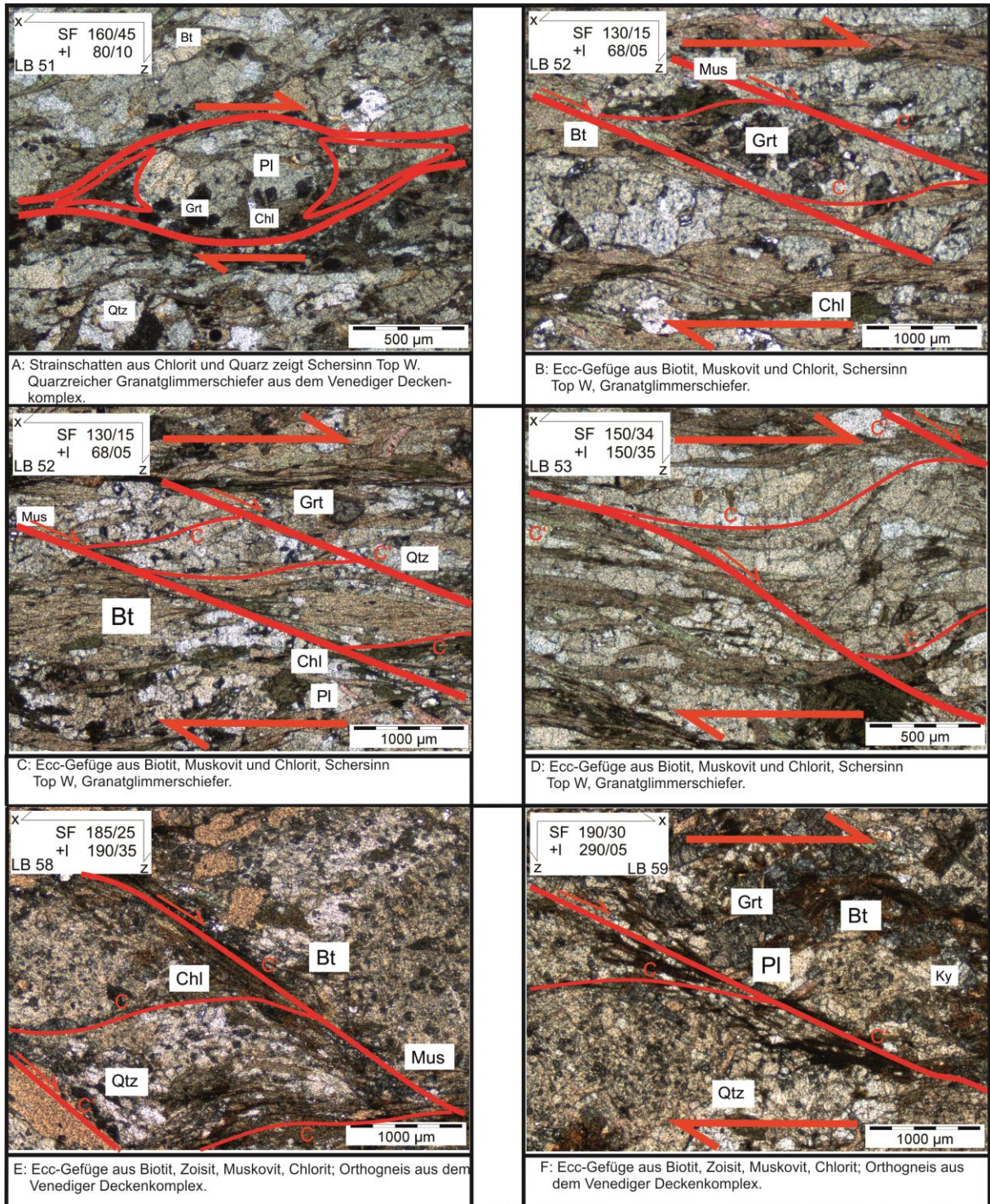


Abb.68: Zusammenfassende Abbildung der Schersinn-Analysen der Proben aus dem Venediger Duplex, dominanter Schersinn Richtung W-NW.

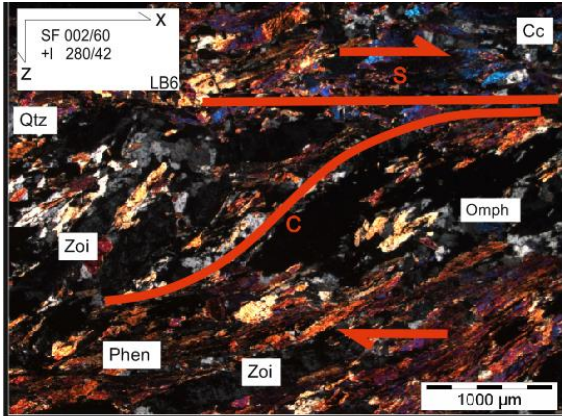
Die im Zuge dieser Arbeit untersuchten Mikrostrukturen sollen Aufschluss über die tektonischen Bewegungsrichtungen der untersuchten Einheiten auf die ihnen jeweils unterlagernde Einheit (Venediger Duplex im Falle der Eklogitzone, Modereck Deckensystem im Falle der Glocknerdecke) geben. Dies soll aus Strainmarkern, sogenannten „Schersinnindikatoren“, hervorgehen (Abb.68).

Häufig auftretende Schersinnindikatoren innerhalb dieser Untersuchung sind SC-, und ecc-Gefüge, die aus gering viskosen Mineralen wie Glimmer oder Chlorit gebildet werden. SC-Gefüge bestehen aus einer Schieferungsfläche (S, XY-Ebene des finiten Verformungsellipsoids) und einer Scherfläche (C), an der konzentrierte Scherung stattfindet. Durch andauernde Scherung kommt es zur parallelen Anordnung der S- und C-Flächen. Neue Scherbänder (C') entstehen, die das ältere Gefüge penetrativ durchtrennen; ein ecc-Gefüge hat sich ausgebildet. Des Weiteren wurde in bestimmten Proben eine Rotation von prä- bis interdeformativ gebildeter Klasten (meist Granat), aus der die tektonische Bewegungsrichtung abgeleitet werden kann (Passchier & Trouw, 1998), beobachtet.

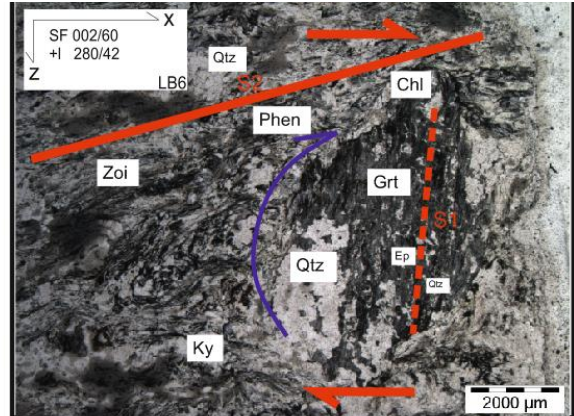
Ein genereller Schersinn, der in fast allen Proben der Eklogitzone und der Glocknerdecke festgestellt werden kann, zeigt eine Scherung Top N-NW subsequent zur HP-Metamorphose an. Dieser Schersinn wird mit der allgemein bekannten Überschiebungsrichtung N bis NW der Eklogitzone auf den Venediger Duplex (VDC) und der Glocknerdecke auf das Modereck Deckensystem in Verbindung gebracht. Interdeformative Granatklasten (Abb.69-B,I) beinhalten eine ältere, interne Schieferung S1 aus Quarz (zeigt GBM, hohe Deformationstemperaturen über 500°C), die durch die subsequent zur HP-Metamorphose (die auch die Granate wachsen ließ) abgelaufene Scherung, welche S2 (penetrativ in den meisten Proben) hervorrief, rotiert worden ist. Diese rotierten Granatklasten mit interner Foliation zeigen einen Schersinn Top N (im Falle von Abb.51-B Top W) an. Deutlich ausgebildete ecc-Gefüge (Abb.69-C,G,H,J,K) weisen ebenfalls auf eine duktile Scherung Top N-NW hin.

Die Schersinnanalyse der Proben des Venediger Duplexes zeigt eine dominante Scherung der Einheit Richtung W (untergeordnet N bzw. NW). Dies wird mit der O-W Dehnung aller Einheiten als Resultat der Exhumierung des Tauernfensters korreliert.

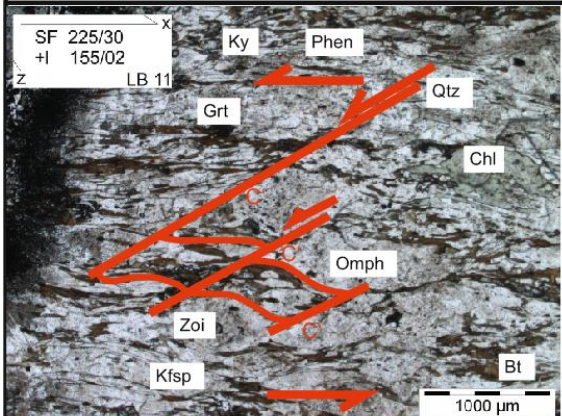
Tektonometamorphe Entwicklung des Venediger Duplexes und der Eklogitzone im Bereich Frosnitztal (Osttirol)



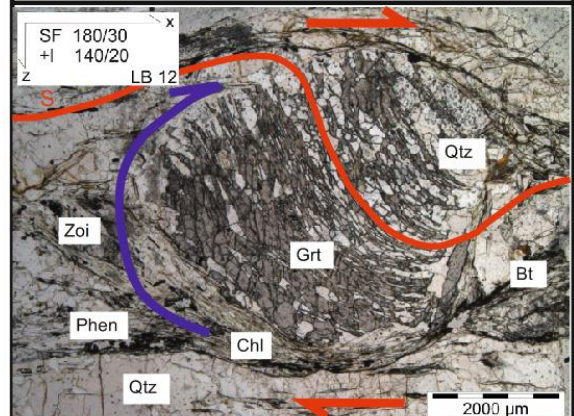
A: SC-Gefüge aus Phengit, Zoisit und Quarz zeigt Schersinn Top W, gekreuzte Polarisatoren. Granatglimmerschiefer aus der Eklogitzone



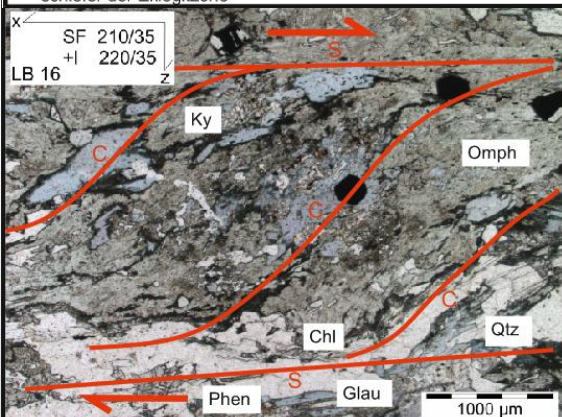
B: Rotierter Granat mit älterer interner Schieferung S1, Schersinn Top W, Granatglimmerschiefer aus der Eklogitzone



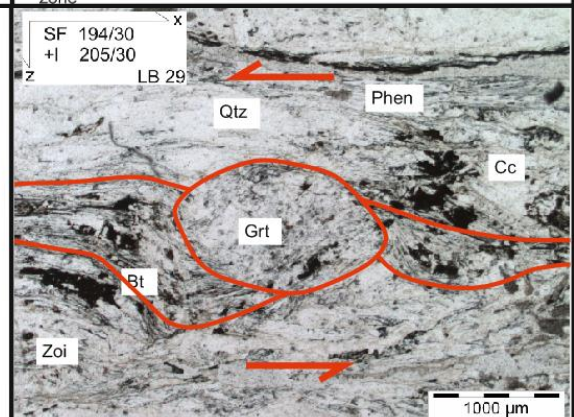
C: Ecc-Gefüge aus Bt-Phen-Chl rund um grobe Omphacit und Zoisitkörner, Schersinn NO, karbonatführender Granatglimmerschiefer der Eklogitzone



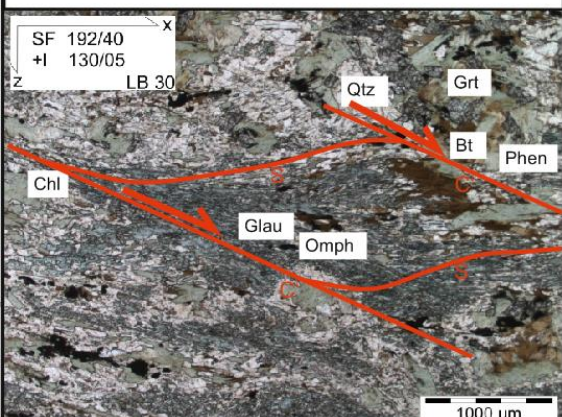
D: Schneeballgranat mit eingeschleppter Schieferung aus Quarz, Schersinn Top S, quarzreicher Granatglimmerschiefer der Eklogitzone



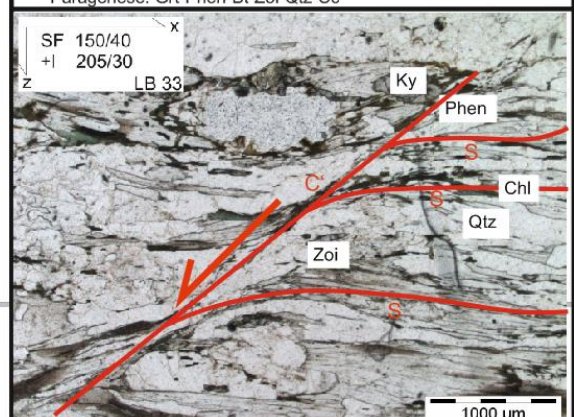
E: SC-Gefüge aus Phen-Qtz-Chl-Glau, Schersinn Top NNO. Lepidoprophyroblastischer Eklogit-Mylonit aus der Eklogitzone



F: Granatglimmerschiefer der Eklogitzone mit Sigmaklasten aus Glimmer rund um Granat, die eine Scherung Top NO ergeben. Paragenese: Grt-Phen-Bt-Zoi-Qtz-Cc



G: Eklogit-Mylonit der Eklogitzone mit penetrativer Foliation und Top SO ecc-Gefüge aus Glau-Phen-Zoi-Bt-Qtz, Paragenese: Grt-Chl-Ep-Glau-Phen-Qtz-Zoi-Ky-Omph-Pl-Rt



H: Quarzreicher Glimmerschiefer, Paragenese: Qtz-Phen-Bt-Zoi-Ky-Chl-Pl-Ep; eine deutliche Ausbildung von ecc-Gefügen mit c'-Scherbändern aus Glimmer und Chlorit zeigt eine Scherung Top N an

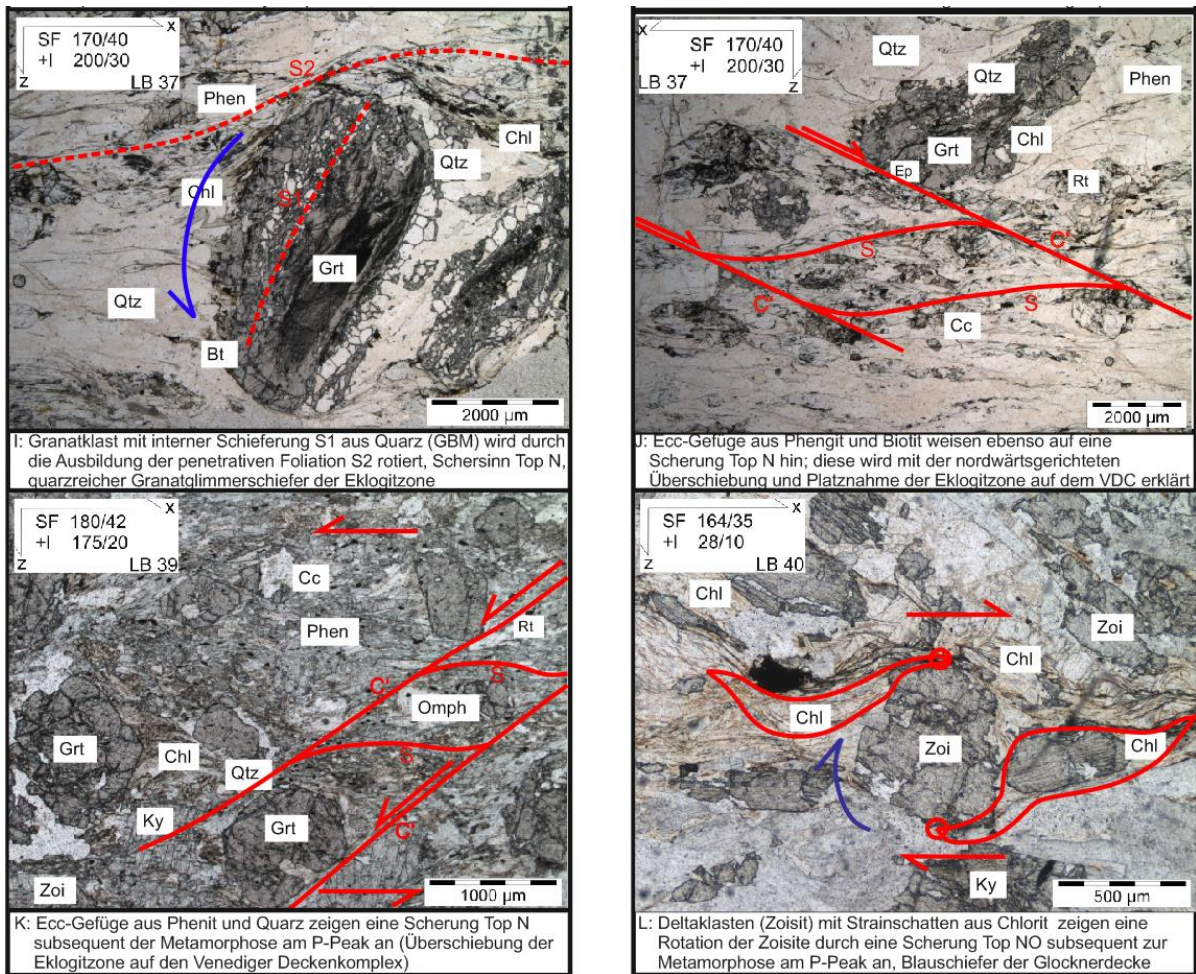


Abb.69: Zusammenfassende Abbildung der Schersinn-Analysen der Proben aus der Eklogitzone (A-K) und aus der Glocknerdecke (L). Detaillierte Beschreibung der dargestellten Informationen im Text, SF = Schieferung, +l = Lineation.

Glimmer und Chlorit (untergeordnet auch als SC-Gefüge teilweise aus Zoisit erhalten, Abb.69-A,E) zeigen ebenso eine deutlich überwiegende Scherung Top N an. Deltaklasten (Zoisit) in blauschieferfaziellen Proben der Glocknerdecke zeigen eine Scherung Top N-NO an, welche mit der Überschiebung und Platznahme der Glocknerdecke auf dem Modereck Deckensystem (im Frosnitztal nicht aufgeschlossen) korreliert wird.

Zur besseren Veranschaulichung der unterschiedlichen Kinematik innerhalb der untersuchten Einheiten dient Abb.70. Allgemein lässt sich ein dominante Überschiebungsrichtung Richtung N-NO sowohl der Eklogitzone als auch der Glocknerdecke auf ihre jeweils im Liegenden befindende tektonische Einheit (Venediger Duplex bzw. Modereck Deckensystem, im Frosnitztal nicht aufgeschlossen) erkennen.

Diese Ergebnisse korrelieren recht gut mit vorherigen Schersinnanalysen aus dem Gebiet der Eklogitzone des Tauernfensters (Kurz et al. 1998; 2008; Kurz & Froitheim 2002; Schmid et al. 2004; 2013). Die vereinzelt nahezu entgegengesetzten Schersinne Richtung S bzw. SO in den untersuchten Lithologien werden hier durch die im Gebiet großräumig auftretende Verfallung erklärt. So sind die richtungstechnisch entgegengesetzten Schersinne nach S-SO aus den jeweils inversen Schenkeln der makroskopisch gut verfolgbaren Falten entnommen.

Die Schersinnanalyse innerhalb des Venediger Duplexes weist auf eine dominante Bewegungsrichtung der Einheit nach W hin. Im Grenzbereich zur Eklogitzone wurden auch nordwärts gerichtete Bewegungen erkannt.

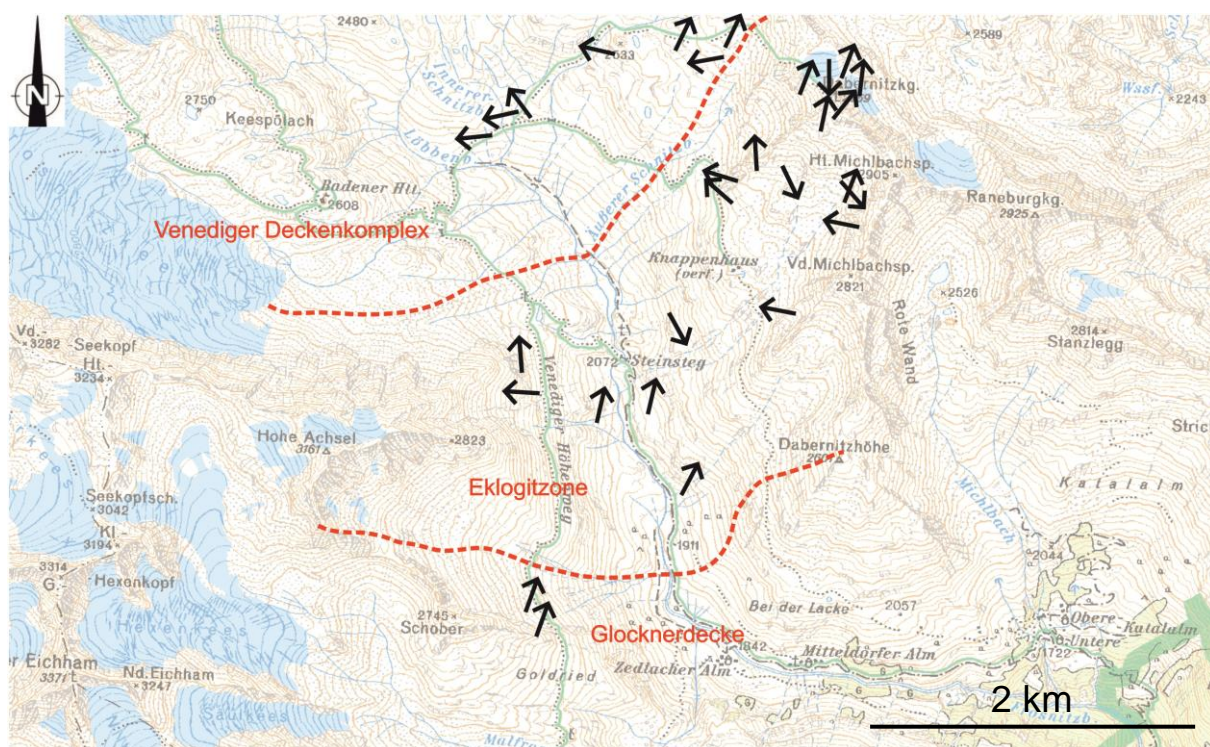


Abb.70: Topographische Karte des Arbeitsgebietes (Quelle: BEV 2011) mit den kinematischen Überschiebungsrichtungen der tektonischen Einheiten im Gebiet. Die Kinematik der Einheiten wurde mit Hilfe von Mikrostrukturanalysen der Proben LB 1 – 59 ermittelt, die Richtungen der Scherbewegung anhand von Pfeilen dargestellt.

6.5 Tektonometamorphe Entwicklung

6.5.1 Venediger Duplex

Die tektonometamorphen Ereignisse im Venediger Duplex sind durch unterschiedliche Paragenesen und Texturen in den Gesteinen der Einheit dokumentiert. Bezüglich der Entwicklung wird zwischen Glimmerschiefern und Gneisen (Ortho- und Paragneisen) unterschieden.

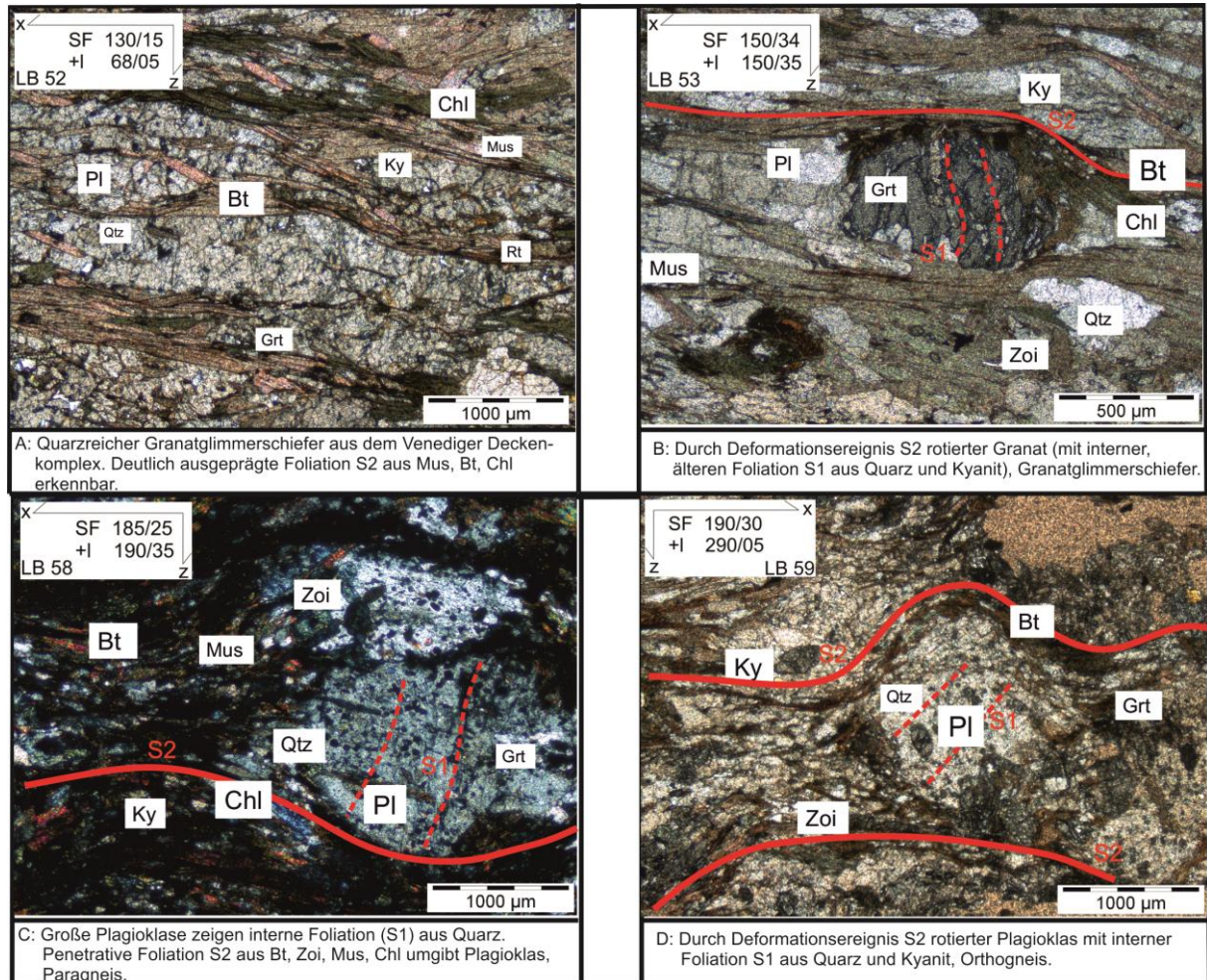


Abb.71: Zusammenfassende Darstellung der tektonometamorphen Entwicklung des Venediger Duplexes anhand der Glimmerschiefer (A, B) und der Ortho- und Paragneise (C, D).

Tektonometamorphe Entwicklung der Granatglimmerschiefer (Abb.71 A,B):
 Bildung einer amphibolitfaziellen Paragenese (Qtz, Ky, Bt, als Einschlüsse in Granat enthalten); anschließende Scherung und Bildung der Foliation S1 (als interne Foliation in Granat enthalten) mit anschließendem Granatwachstum (postdeformativ, schließt S1 ein). S2 rotiert die Granate und formt eine penetrative

Foliation aus Biotit, Muskovit und Chlorit. Im Spätstadium der Entwicklung kommt es zur Chloritisierung der Granate.

Tektonometamorphe Entwicklung der Ortho- und Paragneise (Abb.71 C,D):
Bildung einer amphibolitfaziellen Paragenese (Qtz, Ky, Einschlüsse in Plagioklas); anschließende Scherung und Bildung der Foliation S1 (als interne Foliation in Plagioklas enthalten) mit anschließender Bildung einer amphibolitfazieller Paragenese (Plagioklas, Zoisit, Chlorit, Biotit, Plagioklas interdeformativ zwischen S1 und S2 gewachsen, schließt S1 ein). S2 rotiert Plagioklas und formt eine penetrative Foliation aus Biotit, Muskovit und Chlorit. Im Endstadium der Entwicklung überwächst Granat und Kyanit postdeformativ das Gefüge.

6.5.2 Eklogitzone

Die tektonometamorphen Ereignisse in der Eklogitzone sind durch unterschiedliche Paragenesen und Texturen in den Gesteinen der Einheit dokumentiert. Es treten HP-Paragenesen der unterschiedlichsten Protolithe in der Eklogitzone auf. Eklogite (Abb.72-A,B,D) kommen sowohl in duktil deformierter („Eklogit-Mylonit“ mit Ausbildung einer penetrativen Foliation S2, subsequent zur HP-Metamorphose, Abb.72-B,D) als auch in undeformierter Form („ungescherter Eklogit“) vor (Abb.72-A), allgemeine Paragenese: Grt-Zoi-Ky-Phen-Omph-Qtz±Cc±Bt±Glau±Chl±Ep±Rt. Fast alle untersuchten Eklogite weisen interdeformative Granate mit Einschlüssen einer älteren Foliation S1 aus Quarz auf, die während des prograden Teils des PT-Pfades gebildet wurden, von der HP-Paragenese überwachsen und später durch S2 rotiert worden sind.

Tektonometamorphe Entwicklung der Eklogite (Abb.72-A,B,D):

Bildung einer eklogitfaziellen Paragenese aus Grt-Zoi-Ky-Phen-Omph-Qtz durch Metamorphose am P-Peak der Eklogitzone. Granate schließen ältere Quarz-, Rutil-, Epidot-, Zoisit- und Kyanitkörner ein, die bereits am prograden Teil des PT-Pfades gebildet wurden und teilweise eine ältere Foliation S1 anzeigen. Bei Erreichen der Blauschieferfazies während der Exhumierung bildet sich Glaukophan meist pseudomorph nach Omphazit. Eine Scherung (nur in den Eklogit-Myloniten, Abb.72-B,D) subsequent zur HP-Metamorphose verursachte eine penetrative Foliation S2 aus Phen-Bt-Qtz-Zoi. An der nahezu idiomorphen Granatform in den ungescherten Eklogiten (Abb.72-A) erkennt man keine duktile Deformation. Diese sind nicht durch die Scherung subsequent zur HP-Metamorphose beeinflusst.

In den Eklogit-Myloniten kommt es zur Elongierung der Granatklasten bis zu einem Aspect ratio von 1.9 (Abb.72-B).

Die darauffolgende regionalmetamorphe Aufheizung während der Exhumierung (Tauernkristallisation) ist durch die Chloritisierung und Kelyphitisierung von Granat (Abb.53-D) sowie durch Epidotwachstum dokumentiert.

Tektonometamorphe Entwicklung der Granatglimmerschiefer (Abb.72-E):

Bildung der Foliation S1 (aus Quarz, noch als Einschlüsse in Granat erhalten) entlang des prograden Teils des PT-Pfades der Eklogitzone; Bildung der eklogitfaziellen Paragenese aus Grt-Qtz-Phen-Cc. Eine darauffolgende Scherung verursachte eine penetrative Foliation S2 aus Phen-Qtz, welche die Granate mit interner Schieferung rotieren ließ. Die retrograde Umwandlung ist durch postdeformatives Wachstum von Epidot und Chloritisierung von Granat dokumentiert.

Tektonometamorphe Entwicklung der Kalkglimmerschiefer (Abb.72-C):

Bildung der eklogitfaziellen Paragenese Cc-Qtz-Phen-Qtz±Rt±Zoi±Ky±Omph±Bt aus den Protolithen vom distalen europäischen Kontinentalrand; subsequent darauf kommt es zu einer Scherung, die die dynamischen Rekristallisation von

Quarz und Calcit (Bulging und Typ 2-Zwillinge, Temperaturabschätzung zwischen 350-400°C) sowie eine schwach ausgeprägte Foliation aus Glimmer zur Folge hat.

Durch die regionalmetamorphe Überprägung während der Exhumierung bildet sich Epidot.

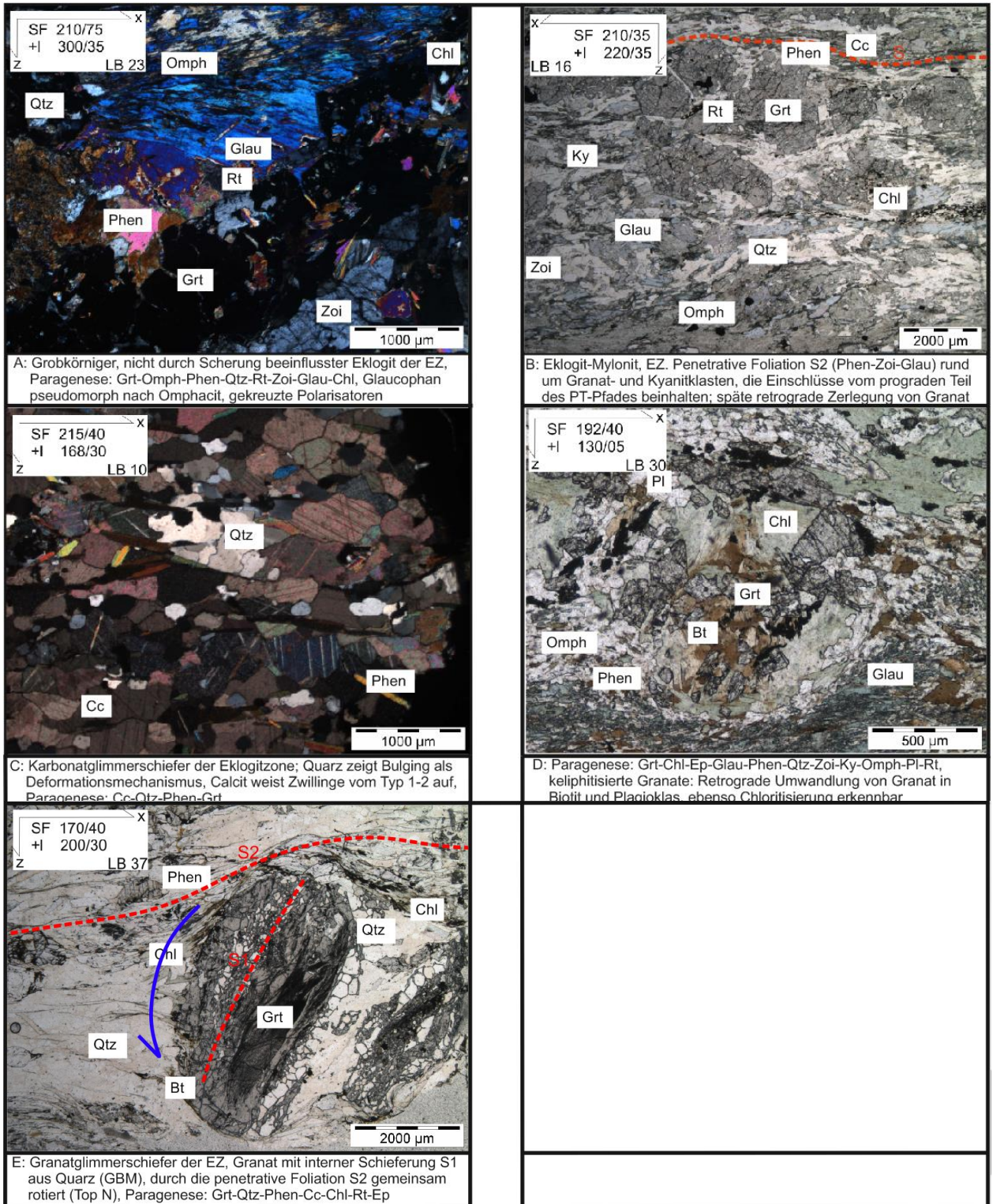


Abb.72: Zusammenfassende Darstellung der tektonometamorphen Entwicklung der Eklogitzone (EZ), dargestellt anhand der auftretenden Lithologien und unterschiedlichen Paragenesen und Texturen. Nähere Beschreibung der einzelnen Abbildungen siehe Text.

6.6 Kristallographische Achsenregelungen von Quarz und Calcit (LPO)

In deformierten Gesteinen sind die Orientierungen der Kristallgitter gesteinsbildender Minerale systematisch angeordnet. In solchen Fällen spricht man von einer Gittervorzugsregelung (Lattice Preferred Orientation; LPO) eines bestimmten Minerals. In Mineralen mit gleichmäßiger Kornform, wie Quarz und Calcit, ist Dislokationsgleiten und –klettern, bei welchem Gitterfehlstellen in die Randbereiche des Kristallgitters wandern, der dominante Mechanismus, der eine LPO hervorruft (Passchier & Trouw, 2005).

Unterschiedliche Gleitsysteme (oder Deformationsverzwillingung in Calcit) können in Mineralen aktiviert werden, was von der kritischen Scherspannung (CRSS; critical resolved shear stress), und daher indirekt von den Bedingungen während der Deformation abhängt. In einem Mineral sind mehrere Gleitsysteme aktiv, um eine volumskonstante Verformung zu gewährleisten und da sich der CRSS der Minerale mit Temperatur und Aktivität der Komponenten ändert. Ein Gleitsystem besteht immer aus einer Gleitfläche (Basis-, Rhomben- oder Prismenfläche in Quarz) und

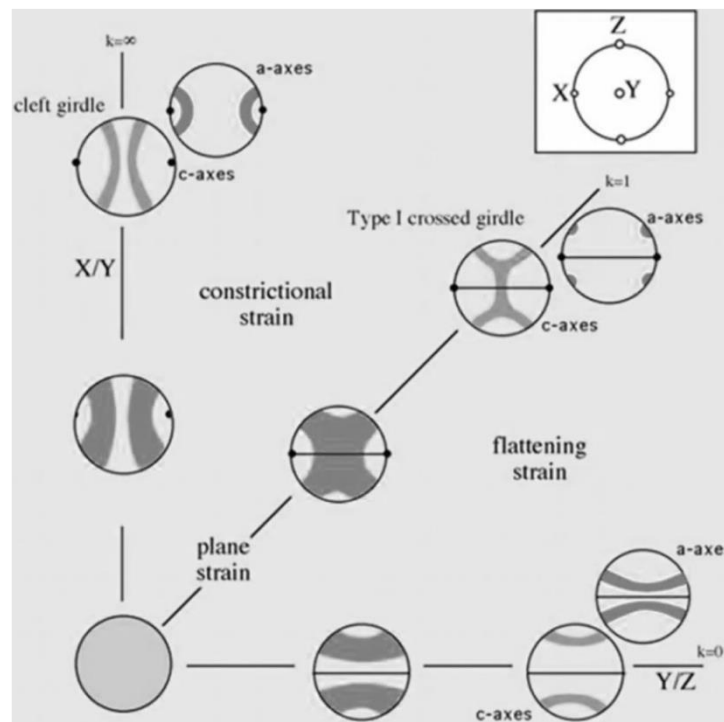


Abb.73: Flinndiagramm, welches die Verbindung der LPO Verteilungen von Quarz (als Isolinienplots der c-Achsen und a-Achsen) mit koaxialer Deformation anzeigt, Linien zeigen die entsprechenden Foliationen, Punkte die Lineationen nach Passchier & Trouw, 2005).

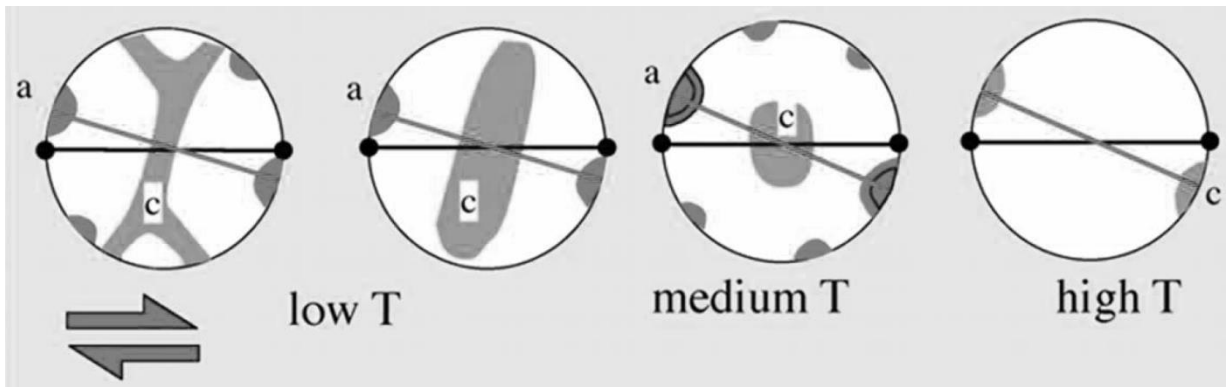


Abb.74: Poldiagramme, welche 4 Quarz-c-Achsenverteilungen zeigen, die sich durch prograde, nicht-koaxiale Deformation entwickeln. Von links nach rechts ändern sich mit zunehmender Temperatur die dominaten Gleitsysteme in Quarz von Basis $\langle a \rangle$, Rhomben $\langle a \rangle$, über Prismen $\langle a \rangle$ zu Prismen $\langle c \rangle$, nach Passchier & Trouw (2005).

einer Gleitrichtung ($\langle a \rangle$, $\langle c \rangle$).

Generell lassen sich mit ansteigender Temperatur und Differentialspannung vier verschiedene Gleitsysteme in Quarz aktivieren (Passchier & Trouw, 2005, Abb.74):

- Basis $\langle a \rangle$ Gleiten (tritt bei Temperaturen zwischen 300-450°C auf)
- Rhomben $\langle a \rangle$ Gleiten (tritt bei Temperaturen zwischen 450-550°C auf)
- Prismen $\langle a \rangle$ Gleiten (tritt bei Temperaturen zwischen 500-700°C auf)
- Prismen $\langle c \rangle$ Gleiten (tritt bei Temperaturen über 550°C auf)

Die Temperaturabschätzung von Deformationsprozessen allein anhand von LPO's ist problematisch, da nur das Spätstadium der plastischen Verformung erhalten ist. Tatsächliche Verformungstemperaturen können also deutlich höher gewesen sein. Mithilfe der LPO's können aber Minimumbedingungen der Deformation abgeleitet werden. Die Temperaturbedingungen, in denen einzelne Gleitsysteme in Quarz aktiviert werden, sind in Abb.75 dargestellt (Passchier & Trouw, 1996).

	350°C	400°C	450°C	500°C	550°C	600°C	650°C	700°C	Reference
basal $\langle a \rangle$	■						■		Takehita (1996)
basal $\langle a \rangle$	■						■		Okudaira et al. (1995)
Type II crossed girdle							■		Bhattacharya & Weber (2004)
$\langle a \rangle$	■						■		Mainprice et al. (1986)
Y-maxima (prism $\langle a \rangle$)			■						Schmid & Casey (1986)
crossed girdles (basal $\langle a \rangle$)			■						Kruhl (1998)
girdles (basal $\langle a \rangle$)			■				■		Kurz et al. (2002)

Abb.75: Darstellung der Temperaturbedingungen der Gleitsysteme in Quarz, Vergleich mehrere Autoren (nach Tov et al. 2008).

Jedes dominante Gleitsystem in Quarz hat eine bestimmte c-Achsenverteilung zur Folge (Abb.76), über die man auf das aktive Gleitsystem zurückschließen kann, um eine Abschätzung der Minimumbedingungen der Deformation durchführen zu können.

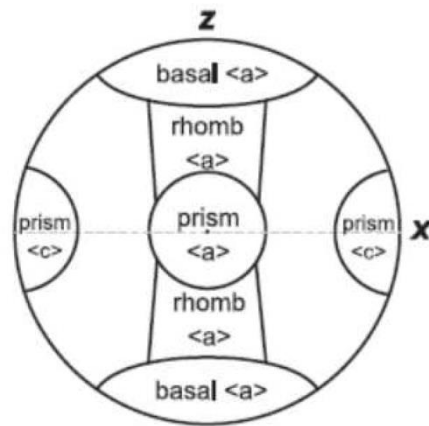


Abb.76: Darstellung der Verteilungsmuster von Quarz-c-Achsen in einem Poldiagramm. Je nach dominantem Gleitsystem in Quarz plotten die c-Achsen-Maxima an einer anderen Stelle (nach Toy et al. 2008).

Wie aus Abb.73 ersichtlich, kommt es bei prograder, koaxialer Deformation (im Extremfall pure shear) zu unterschiedlichen Ausbildungen der LPO's von Quarz, in Abhängigkeit vom Deformationsmechanismus und Deformationsgeometrie. So treten bei Plättung („flattening strain“ in Abb.73) und uniachsialer Dehnung („constrictional strain“ in Abb.73) vor allem Kleinkreis-Gürtelverteilungen der Quarz-c-Achsen auf, wobei es im Falle von constrictional strain zur Ausbildung von Typ II Kreuzgürtel kommen kann. Im Falle von ebener Verformung („plane strain“ in Abb.73) bilden sich Typ I Kreuzgürtelverteilungen aus. Durch diese Beobachtungen kann auf die vorherrschende Deformationsgeometrie rückgeschlossen werden.

Bei prograder, nicht-koaxialer Deformation (Extremfall simple shear) bilden sich hauptsächlich asymmetrische Kreuzgürtel vom Typ I aus, die in den Poldiagrammen in Richtung der Scherung geneigt auftreten (Passchier & Trouw, 2005).

Ähnlich den Proben der Eklogitzone zeigen die Einheiten des Venediger Duplexes meist eine asymmetrische Kreuzgürtelverteilung vom Typ I an (Abb.77b-e), welche

deutlich auf eine nicht-koaxiale Deformation hinweist. Die dominante Scherrichtung liegt hier zwischen W und NW.

Die analysierten Achsenverteilungsmuster anhand von Referenzbeispielen der Quarz- und Calcitproben aus der Eklogitzone sind in Abb.78 dargestellt. Allgemein lässt sich innerhalb der Calcite (Abb.78b) keine LPO der c-Achsen feststellen. In einigen quarzreichen Proben der Eklogitzone kann am Übergangsbereich zum Venediger Duplex eine Häufung rund um das Zentrum des Poldiagramms festgestellt werden (Abb.78a). Hierbei handelt es sich um Granatglimmerschiefer (LB6), deren Quarz Deformationstemperaturen von mindestens 500-700°C durchlaufen hat (dominantes Gleitsystem war Prismen $\langle a \rangle$ Gleiten, aufgrund der charakteristischen c-Achsenverteilungsmuster).

Die allermeisten Proben aus der Eklogitzone zeigen eine asymmetrische Kreuzgürtelverteilung vom Typ I an, die auf eine Scherung Richtung NW hindeuten. Die asymmetrischen Kreuzgürtelverteilungen sind in Poldiagrammen von Granatglimmerschiefern aus dem zentralen Bereich der Eklogitzone dargestellt (Abb.78c,d).

Vereinzelt kann in Granatglimmerschiefern eine Kreuzgürtelverteilung Typ I nachgewiesen werden (Abb.78e), die auf koaxiale Deformation hinweist, die, im Gegensatz zu den asymmetrischen Verteilungsmustern aus dem Großteil der Eklogitzone (siehe oben), keine einfache Scherkomponente beinhaltet. In diesen Proben kam es zur ebenen Verformung, wie im Vergleich der c-Achsenverteilungsmuster mit Abb.73 ersichtlich.

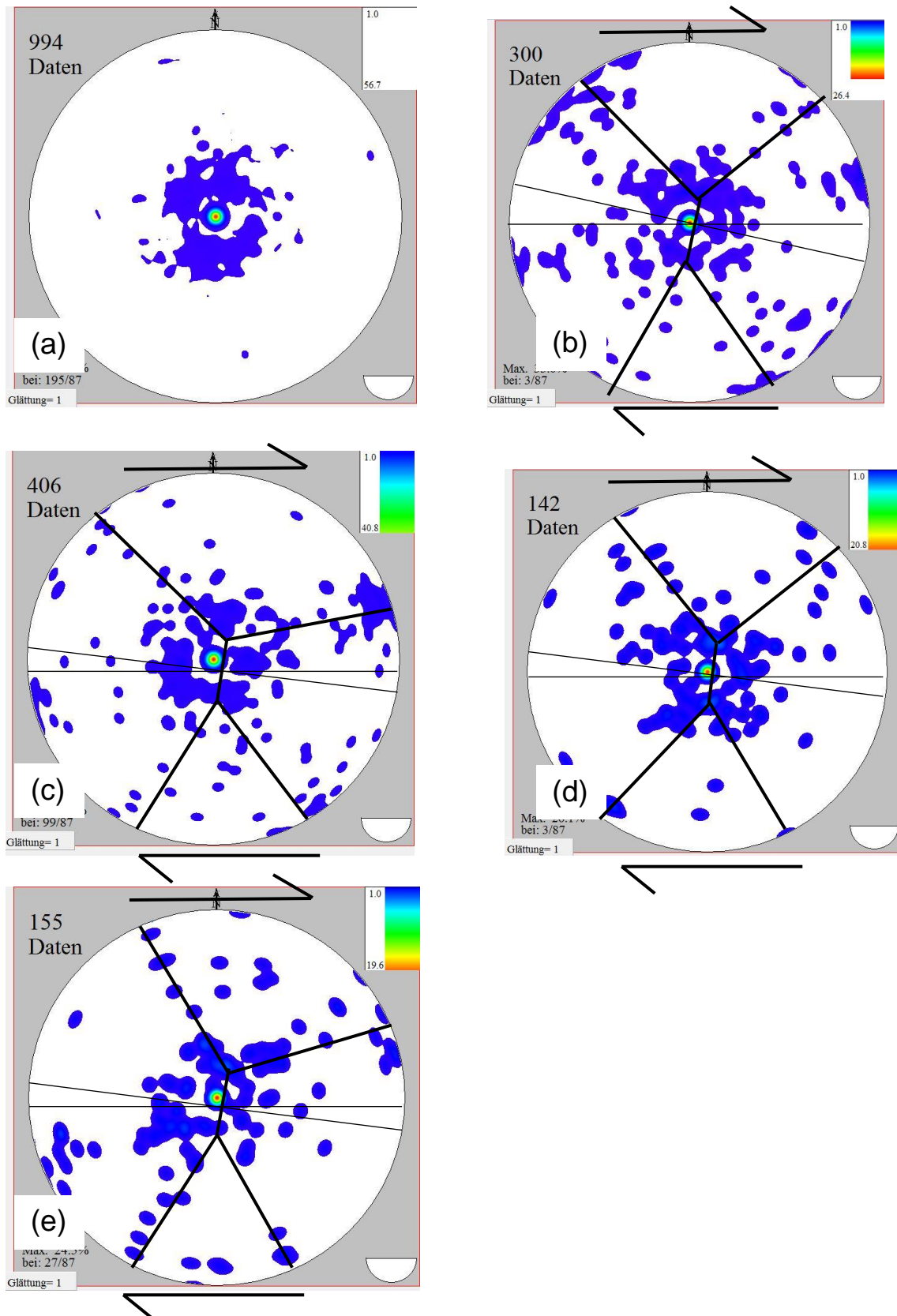


Abb.77: Darstellung der LPO's in Quarz (b) – (e) und Calcit (a) aus dem Venediger Duplex. Die analysierten Proben weisen meist eine assymetrische Kreuzgürtelverteilung (b) – (e) auf, nähere Erläuterung siehe Text.

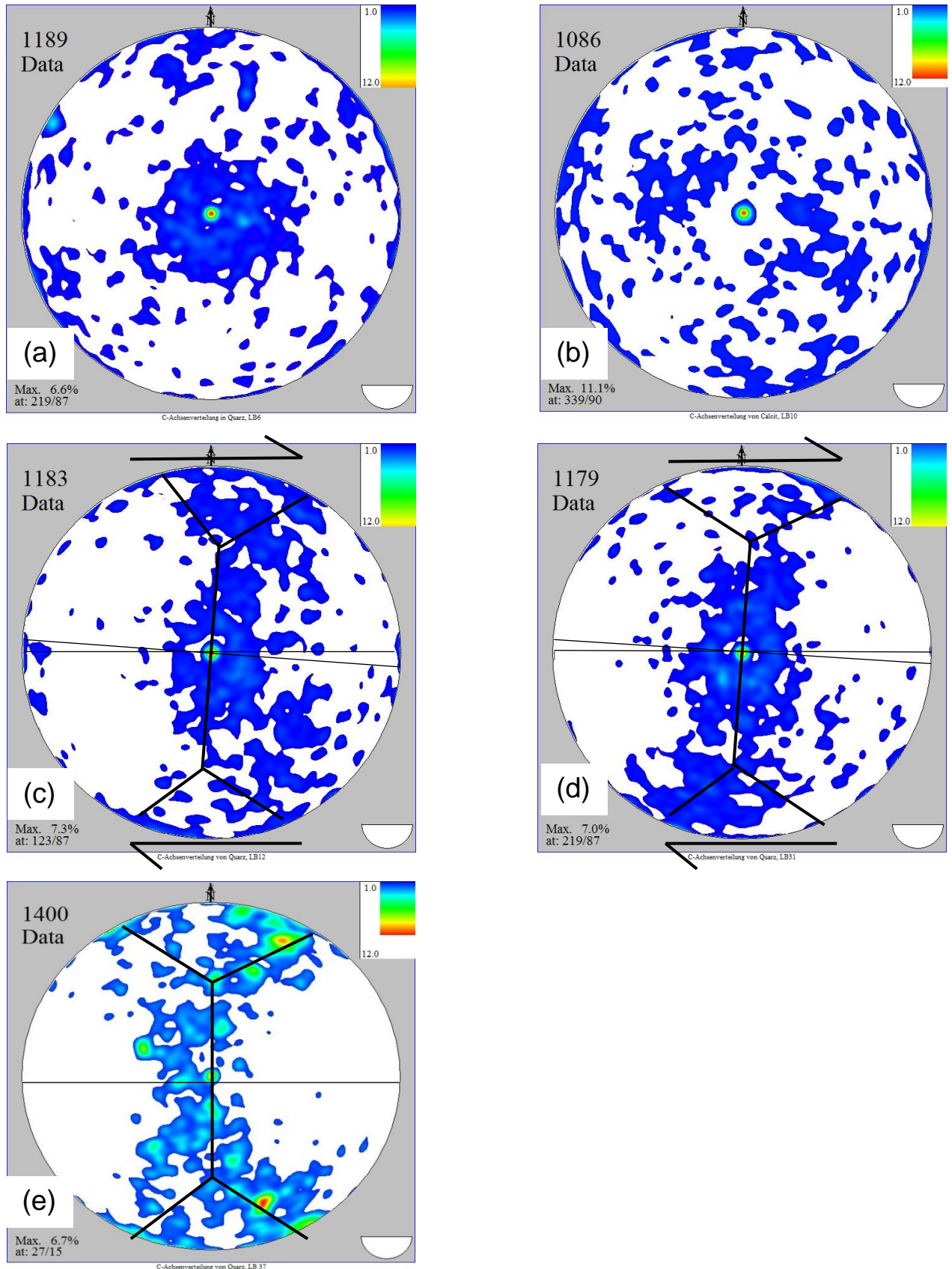


Abb.78: Darstellung der LPO's in Quarz **(a), (c) – (e)** (LB6,12,31,37) und Calcit **(b)** (LB10) in der Eklogitzone. Innerhalb der Calcite konnten keine Vorzugsorientierungen der kristallographischen Achsen festgestellt werden, die Quarze zeigen assymetrische Kreuzgürtelverteilungen, Details siehe Text.

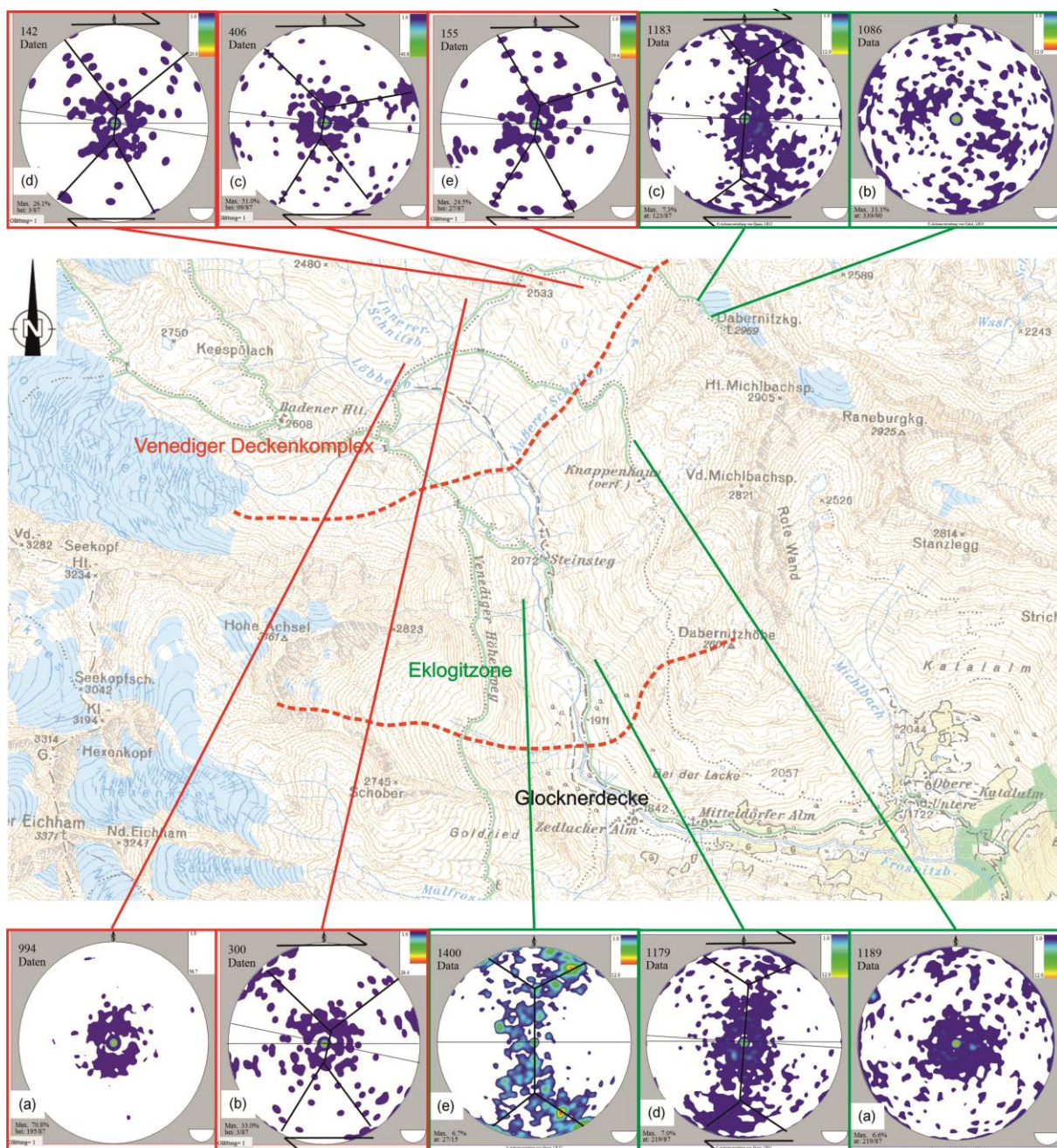


Abb.79: Kartenansicht des Arbeitsgebietes mit geographischer Verteilung der auftretenden Achsenverteilungsmuster der c-Achsen von Quarz. Die Achsenverteilungsmuster in Proben des Venediger Duplexes sind rot umrandet, jene aus Proben der Eklogitzone sind grün umrandet, nähere Erläuterung siehe Text.

Die Probenlokationen für die LPO-Untersuchungen innerhalb des Venediger Duplexes und der Eklogitzone sind in Abb.79 dargestellt, grüne Linien repräsentieren Eklogitzone, rote Venediger Duplex.

6.7 Microthermometry on Fluid Inclusions

Remark: F4 and F5 within previous chapters are equivalent with F1 and F2 in chapter 6.7. This part of the thesis is handled like an independent document, so numbering of intern chapters restart.

The Variscan Basement of the Venediger Duplex and the Eclogite Zone are part of the Subpenninic Nappes of the Tauern Window in the Eastern Alps. The investigated area, located in the southern Tauern Window along the Frosnitz Valley (Eastern Tyrol) shows asymmetric domino boudin structures with quartz-filled necks within the Venediger duplex. The amphibolite host rocks are surrounded by a layered penetrative foliation consisting of leucocratic gneisses (leucosomes) which can be linked with the Permian to Carboniferous intrusion of the Zentralgneis. Quartz samples are taken from the leucosomes and from the boudin neck structures.

Three fluid inclusion assemblages are distinguished. On the basis of the textural occurrence and rheological characteristics, the chemistry of the metamorphic fluid during recrystallization of the leucosomes and an earlier quartz precipitation in the necks is reconstructed. It can be shown that the grade of salinity increases from about 6 to 15 mass% accompanied with a small change in the aqueous system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$. This change occurred during recrystallization and decompression at estimated maximum P conditions around 8,5 kbar and temperatures of 500-550°C (FIA V1). Subsequent healing of micro-cracks postdates recrystallization in the range between 600 and 350 MPa (FIA V2). Restricted to the boudin necks a late fluid generation of primary character consisting of $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ chemistry indicates entrapment conditions between 250-300 MPa which is linked with a late stage precipitation of quartz in the necks (FIA V3). This late stage shows no recrystallization and cracking textures which can be clearly distinguished to a stage of earlier crack healing in recrystallized aggregates (intragranular versus conjugated, transgranular planes). In this late quartz vein generation fluid inclusion decrepitation features indicate isobaric cooling at the latest stage of the PT-evolution of the Venediger Duplex.

In the Eclogite Zone concordant quartz and calcite layers affected by at least two fold generations (F1 and F2) occur beside carbonate-bearing micaschists and a

penetrative foliation consisting of omphacite + garnet + epidote/zoisite + glaucophane. Samples of quartz mobilisates are taken out of these layers to obtain metamorphic conditions postdating the folding events. Additionally discordant quartz veins, which cut through both fold generations, are sampled to obtain conditions predating F1 and F2.

Texturally primary fluid inclusions from the concordant folded quartz and calcite layers in the Eclogite Zone (FIA E1, E2 and E3) are, similar to the Venediger Duplex, dominated by the $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$ system, whereat calcite entraps no MgCl_2 -bearing fluid. Beside these, pure H_2O is additionally entrapped as primary inclusions in quartz. Secondary fluid inclusions (FIA E4 and E5) are, compared to the fluids in the Venediger Duplex, significantly different in their chemistry and densities. They are dominated by the $\text{N}_2\text{-CH}_4\text{-H}_2\text{O}$ system and texturally arranged along intragranular planes within totally recrystallized quartz grains. The fluid chemistry of ca. 90 mol% N_2 can be related to the breakdown of K-bearing minerals like phengite during retrogression of the eclogitic host rock. Calculated densities of the secondary inclusions indicate fluid reequilibration while leakage due to decompression and recrystallization. Fluid inclusions arranged along intra- and transgranular trails out of discordant quartz cutting through F1 and F2 are composed of the same aqueous saline system and constrain, together with results from concordant layers, the metamorphic conditions for both folding events between 2.5 and 4.8 kbar and 450-550°C.

Primary fluid inclusions of the $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$ -system in quartz form N-S striking discordant veins of Venediger Duplex, Eclogite Zone and Glockner Nappe deliver information of metamorphic conditions during and after the Barrovian-type metamorphic reheating event, which predates the formation of the current known nappe-stack of the Tauern Window and affected all units of the tectonic window together. Calculated isochores and densities of the inclusions show a formation and subsequent filling of these veins at pressures between 1.5 and 4.5 kbar and temperatures of 300-400°C.

1. Introduction

Abbreviations: VD = Venediger Duplex, EZ = Eclogite Zone, GN = Glockner Nappe, FI = Fluid inclusions; L = liquid, V = vapour, HH = hydrohalite, AA = antarcticite

The Subpenninic units of the Tauern Window as part of the Venediger Duplex and the Eclogite Zone have been intensely investigated during the last decades. Detailed mapping in terms of geology and petrography in this area has been made since the 1950's (Schmidegg, 1961; Hörmann, 1969 -1972; Braun & Hörmann, 1974; Braun & Raase, 1975; Klatt, 1977; Mehrens, 1978; Thöle, 1979; Raith et al., 1980). Correlations between tectonic and metamorphic processes in metamorphic rocks of the Subpenninic units were investigated in detail by Selverstone (1985), Cliff et al. (1985), Selverstone (1993), and combined with previously constructed PT-paths from Selverstone et al. (1984) and Selverstone & Spear (1985), to reconstruct their tectonometamorphic evolution. Additionally geochronology and microstructures of metamorphic rocks were cross-linked with PT-paths to gain a model for metamorphism and exhumation of these units (e.g. Selverstone, 1985).

Processes of burial and exhumation of the Subpenninic units are intensely studied (e.g. Kurz & Froitzheim, 2002). Quantitative multi-point PT-paths of two units within the Tauern Window, the Variscian Basement (Schmid et al. 2013) of the Venediger Duplex and the Glockner Nappe (Penninic units within the Tauern Window) (Kurz et al. 1998), were constructed by Selverstone et al. (1984) and Selverstone & Spear (1985). Kurz et al. (1998a) created a PT-path of the Eclogite Zone based on previous studies (Franz & Spear, 1986; Inger & Cliff, 1994; Zimmermann et al. 1994; Stöckhert et al. 1997, cited in Kurz et al. 1998a) and additional P-T-data from eclogites. This path shows a characteristic β -shape, due to the reheating ('Tauernkristallisation') of the units into greenschist/amphibolite facies conditions during exhumation (Kurz et al. 1998a).

According to Kurz et al. (2008), flat argon release spectra in white mica within mylonites showing ages of 32 Ma for emplacement of the Eclogite Zone onto the Venediger Duplex, but previous studies could not sufficiently explain if the Variscan Basement of the Venediger Duplex and the Eclogite Zone were exhumed simultaneously together "en masse", and if so, from which point onwards further on the PT-path. The aim of this study is to answer this question, and, if possible, to construct an actual model of the relation between Variscan Basement of the

Venediger Duplex and Eclogite Zone during exhumation and reheating (“Tauernkristallisation”) of Penninic and Subpenninic units using fluid inclusion microthermometry. Due to the intersection of fluid density isochores with previously constructed PT-paths the relative chronology of comparable or separate events within Venediger Duplex and Eclogite Zone, dynamic recrystallization, reheating and formation of tension gashes during stages of exhumation should be established. To constrain formation conditions of tension gashes, additional samples out of the same setting in the Glockner Nappe should be compared with the VD and EZ.

1.1 Geological Setting

The present day structure of the Tauern Window in the Eastern Alps consists of an crustal-scale duplex (Venediger Duplex) of Oligocene age, that was overprinted by Miocene age doming and lateral extrusion, triggered by indentation of the Southalpine units (Schmid et al. 2013). Parts of Europe-derived lithosphere accreted to the base of the Apulian microplate (represented today by the Austroalpine units) are exposed within the Tauern Window (Schmid et al. 2004). This largest tectonic window in the Eastern Alps is the only one showing a complete cross-section of Penninic and Subpenninic nappes beneath the overthrust Austroalpine units (Frisch et al. 1993). Referring to the new nomenclature of these units after Schmid et al. (2013), Subpenninic units are based on their origin from the distal European continental margin (Milnes 1974; Schmid et al. 2004). The Venediger Duplex, belonging to the Subpenninic units, is differentiated into three major parts: The Variscian Basement (1), which represents a pre-variscian metamorphic basement that has been intruded by the Permo-Carboniferous intrusions (2) during variscian orogeny. (2) shows typical age of intrusion between 310-270 Ma (Finger et al. 1993, Eichhorn et al. 2000) These units were overlain by the post-Variscian cover (3), which are not only Mesozoic cover units of (1) and (2), but also volcanic rocks of Triassic to Late-Carboniferous age (Schmid et al. 2013). The large scale duplex structure of the Venediger Duplex is located between a floor- and a roof-thrust (Lammerer et al. 2008), of which only the roof-thrust is exposed on Earth’s surface (thin continental basement slices, also called the gneiss lamellae).

HP and UHP-rocks within the Alps are divided into several groups, which are the result of different tectonic events in Alpine orogeny. In the Austroalpine units, eclogites and high-P metapelites occur in the Texel complex (13 kbar and 520 – 600°C), the Schober group (18 kbar and 690°C), and the Saualpe-Koralpe-Pohorje domain (22–27 kbar and 750°C), they all show a common tectonic history and are combined to the “eo-alpine high pressure belt”, EHB (Thöni, 2006). The eclogites in the EHB units were formed at about 90 Ma in the lower parts of the lithosphere due to accretion, thrusting and collision of continental fragments at the Austroalpine (during continental collision) after closure of the Meliata-Hallstatt Ocean (Froitzheim et al. 1996), or during intracontinental subduction of the distal passive Neothethyan margin of the Meliata back arc basin (Thöni, 2006). Eclogite-facies rocks related to Penninic units (Glockner Nappe, Sesia Fragment) and the Subpenninic units deposited at the distal passive margin of the European lithosphere (Eclogite Zone, Modereck Nappe, Adula Nappe in the central Alps) were formed at about 32 Ma due to the subduction of the Alpine Tethys Ocean beneath the Austroalpine during the Eocene orogenic event (Glodny et al. 2005; Nagel et al. 2013). After Zimmermann et al. (1994) units of the Eclogite Zone were brought to conditions of 525°C and 5-6 kbar during exhumation (at the event called “Tauern crystallization”, e.g. Frank et al. 1987).

By analysing FIs from different small scale layers within the Eclogite Zone, Selverstone et al. (1992) showed the large differences in fluid chemistry and flow behaviour between layers of often pretty similar composition.

2. Methods

Microthermometry on aqueous saline fluid inclusions embodied in doubly polished thick sections (~200µm) using a LINKAM THSMG 600 heating and freezing stage with an operation range from -196°C up to +600°C (Shepherd, Rankin & Alderton, 1985) was combined with micro-Raman spectroscopy. This combination it is a strong tool to observe fluid chemistries, inclusion densities and thermally induced phase transition temperatures within FIs. These physical and chemical properties of FIs are used to determine metamorphic conditions of the investigated sample, in case of this study they were used to estimate conditions of quartz precipitation and

recrystallization in concordant and discordant quartz veins embedded in different lithology in the VD, EZ and GN.

JOBIN YVON LabRam-HR 800 by HORIBA micro-Raman spectroscopy provided characteristically spectra for volatile, one-phase inclusions within concordant quartz veins of the EZ, as well as it hardened the assumption of microthermometrically derived chemical systems entrapped in aqueous saline FIs in all units. During heat-runs starting at very low temperatures (below -180°C) it can be used to determine spectra for salt hydrates like hydrohalite (HH) or antarcticite (AA) within aqueous saline FIs (e.g. Baumgartner & Bakker, 2010; Burke, 2001; Frezzotti, Tecce & Casagli, 2012).

Representative samples out of concordant and discordant quartz veins in the VD, EZ and GN were prepared as thick sections with a width of approximately $200\mu\text{m}$, doubly polished with diamond polish. A detailed fluid petrography was applied to gain exact position, size, type and distribution of different FIs within the sections. After choosing representative inclusions for microthermometry the thick sections were defragmented for the fragments to fit in the heating and cooling stage. The investigations on this stage were done during several cooling and heating runs between -190°C and up to $+470^{\circ}\text{C}$ to visualize phase transitions within FIs. Characteristically phase transition temperatures derived from these analyses were used to gain FI compositions and for isochore calculations later on.

To simplify the result demonstration, following terms and abbreviations (after Diamond, 2003) were used during this study (all temperatures in $^{\circ}\text{C}$):

T_e (apparent eutectic temperature, e.g. HydrohaliteIceV \rightarrow Ice LV);

T_m (final melting temperature of H_2O ice, e.g. IceLV \rightarrow LV);

$T_{m(\text{Cla})}$ (final melting of temperature of clathrate, only in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -salt systems)

$T_{h-L (\text{CO}_2)}$ (partial homogenisation temperature of CO_2 to the vapor state as obtained in FIA E3, e.g. $L_{\text{aq}}V_{\text{aq}}V_{\text{CO}_2} \rightarrow L_{\text{aq}}V$)

T_{h-L} (total homogenisation temperature, temperature at which a FI transforms from a multi-phase (heterogenous) to a one-phase (homogenous) phase, in case of this study all T_h represent a homogenisation to the liquid state via a bubble-point

transition, e.g. T_{h-L} (LV \rightarrow L), except one-phase FIs of FIA E4, which show a homogenisation to the vapor state via a dew-point transition T_{h-V} (LV \rightarrow V)).

The composition of the entrapped metamorphic fluid was determined by three component systems (e.g., Steele-MacInnis et al. (2011) for the H₂O-NaCl-CaCl₂-system); further estimations of salt constituents in mass% were done by interpreting the final melting temperature (T_m) of ice or hydrohalite. The software BULK (Bakker, 2003) was used for the calculation of amount-of-substance fractions and inclusion densities. Therefore purely empirical equations according to Naden (1996) and the equation of state after Oakes et al. (1990) in a manually defined system (H₂O-NaCl-CaCl₂) were used, together with relative mass ratios of salts in solution (like NaCl and CaCl₂ for the system mentioned above), as well as T_m and T_{h-L} of the investigated FIs. For inclusions of the H₂O-NaCl-MgCl₂-system purely empirical equations according to Dubois & Marignac (1997) were used for these calculations, together with the equation of state after Krumgalz et al. (1996). The used equation of state to analyse total homogenisation for both systems is the one according to Zhang & Frantz (1987).

Calculations on three-phase FIs of the system CO₂-H₂O-NaCl (FIA E3) were done with the same software using the equation of state for homogenisation conditions of the non-aqueous phases (CO₂) after Duschek et al. (1990) with the ion interaction model according to Archer (1992), for NaCl being the only salt obtained. $T_{m(Cl_a)}$ was used to determine the inclusion salinity, purely empirical equations after Duan et al. (1992) and Krumgalz et al. (1994) together with the $T_{m(ice)}$ were applied to calculate FI densities and compositions.

The composition and density of (at room temperature) one-phase inclusions of the system N₂-CH₄-H₂O (FIA E4) was calculated with purely empirical equations after Duan et al. (1992) and microthermometrically gained T_{h-V} . During the cool run the one-phase vapour state segregates into two-phases (V_{N₂}V_{CH₄}). By reheating the fragments homogenisation to the vapour state via dew-point transition occurs. The relative composition of the homogeneous non-aqueous phase (amount-of-substance fraction of N₂ and CH₄) was determined after Burke (2001).

The densities and amount-of-substance fractions are used to calculate isochores (Diamond, 2003). These curves denoting a fixed bulk molar volume (or density) of

the FIs were estimated using the software ISOC (Bakker, 2003), sticking to the equation of state after Zhang & Frantz (1987). In combination with quartz rheology features observed with optical microscopy, the metamorphic entrapment conditions of FIs can be constrained to reasonable ranges.

3. Results

The following section is subdivided into three chapters, each of them discussing different problems. Firstly, fluid inclusion investigations out of boudin structures in amphibolite within the Variscian basement of the Venediger Duplex are used to get formation conditions of these boudins (quartz out of boudin neck structures was sampled to answer this question). To reconstruct a more detailed formation history of the boudins, additionally measured fluid inclusions from surrounding leucosomes harden the formation and recrystallization conditions of quartz during and after the boudinage. Secondly, measured fluid inclusions in quartz and calcite out of the fold interference pattern that is characteristically for the central Eclogite zone should establish minimum conditions for these multiple folding events there. Thirdly, quartz out of discordant tension gashes cutting through all Penninic and Subpenninic units was sampled to compare entrapment conditions and fluid chemistry of fluid inclusions out of different tectonic units within the Tauern Window.

3.1 Boudinage within the Venediger Duplex

The investigated area (Fig.80), located in the southern Tauern Window along the Frosnitz Valley (Eastern Tyrol) shows asymmetric domino boudin structures with quartz-filled necks (Fig.81) within the Venediger Duplex. The amphibolite host rocks are surrounded by a layered penetrative foliation consisting of leucocratic gneisses (leucosomes) which can be linked with the Permian to Carboniferous intrusions occurring within the Venediger Duplex. Quartz samples are taken from the leucosomes and from the boudin neck structures. All samples for this

investigation were taken within the Variscian basement of the VD (see geological setting); samples LB3 and LB5 were taken from these amphibolite boudin structures (Fig.81).

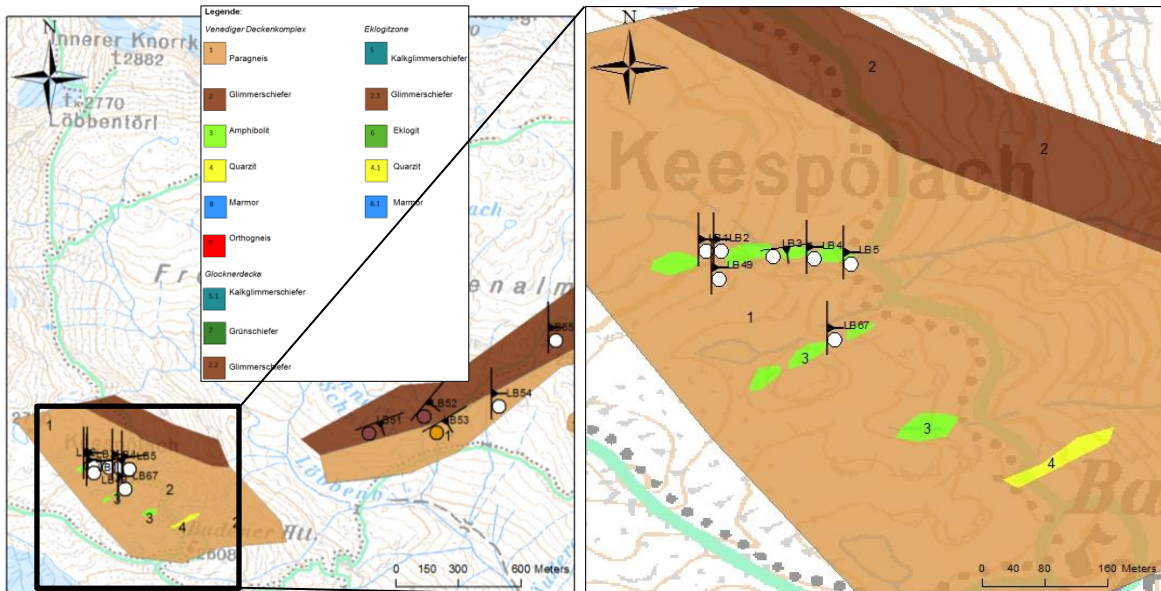


Fig.80: Geological maps of the sampling area (Variscian Basement of the Venediger Duplex) around the Badener hut, Eastern Tyrol. LB3 and LB5 (boudin neck) are located within the amphibolite units (green). Dark brown = micaschist, Brown = paragneiss, yellow= quartzite. Discordant quartz veins were sampled at locations LB67 and LB49. Topographic map BEV (2011) Overview in (a), detail of the boudins in (b).

LB5 was taken from a quartz-filled boudin neck of an amphibolite layer (Fig.81). Second sample LB3 comes from the surrounding leucosomes.

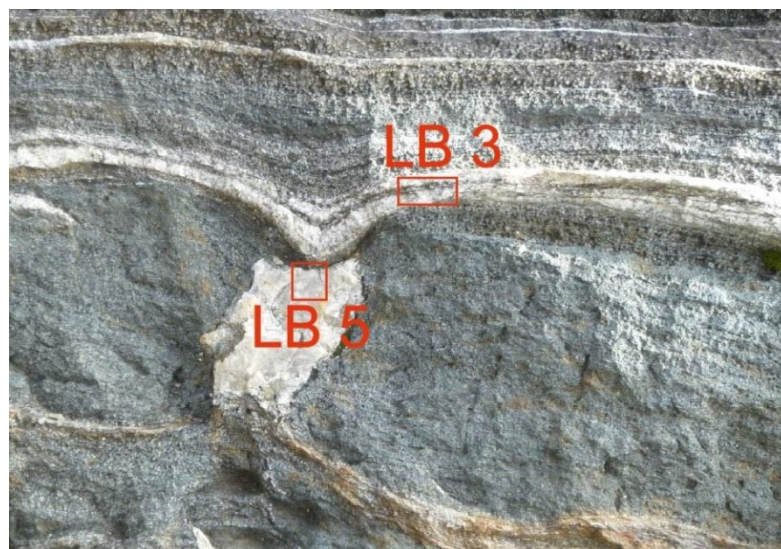


Fig.81: Locations of LB3 and LB5. Quartz (sample LB5) shows no recrystallization features and is the result of vein-filling, formed in consequence of expansion of the boudin neck after recrystallization. Quartz from the lower part of LB5 shows significant recrystallization features, and was affected by shearing that lead to recrystallization within the boudin neck as well as within the surrounding leucosome, long axis of photography is one meter long.

3.1.1 Fluid petrography

LB5

The sample consists of coarse grained (cm-sized) quartz at the outermost parts of the neck and very fine grained, recrystallized quartz grains (mm-sized) which are dominant in the inner part of the neck.

Three types of FIA (Fluid Inclusion Assemblage, term used after the definition of Diamond, 2003) are distinguished:

FIA V1 is restricted to the grain boundaries of the totally recrystallized part of the sample (Fig. 82). Due to this observation, inclusions represent the dominant fluid during recrystallization processes like bulging along subgrain boundaries. A typical “bulge” is shown in Fig. 82.

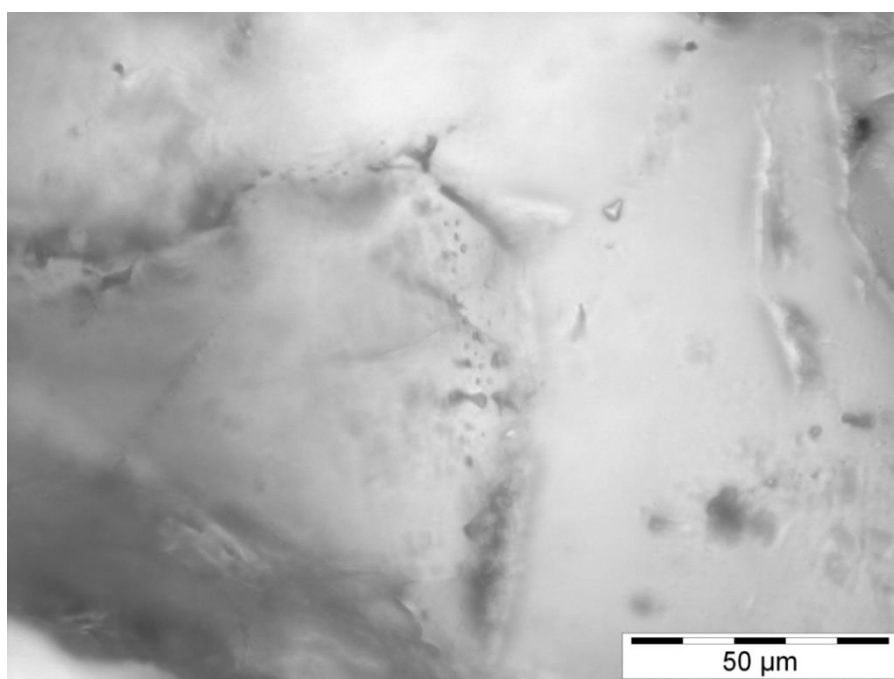


Fig. 82: FIA V1 arranged along a “bulge” of subgrain boundaries in recrystallized part of sample LB5.

The size of FIs differ between 5 and 20 μm . Inclusions are two-phase and characterized by the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ with a grade of salinity of ca. 6 mass% and a degree of fill of about 0.95 (Fig. 83). Total homogenisation into the liquid phase lies between 120°C and 150°C. Analytical results are displayed in Tab.3.

Tab.3: Analytical results of FIA V1 inclusions (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH=Hydro halite.

$T_{E(H_2O)}$	-44°C
$T_{m(H_2O)}$	-6.5°C
$T_{m(HH)}$	-17°C
T_{h-L}	120°C to 150°C

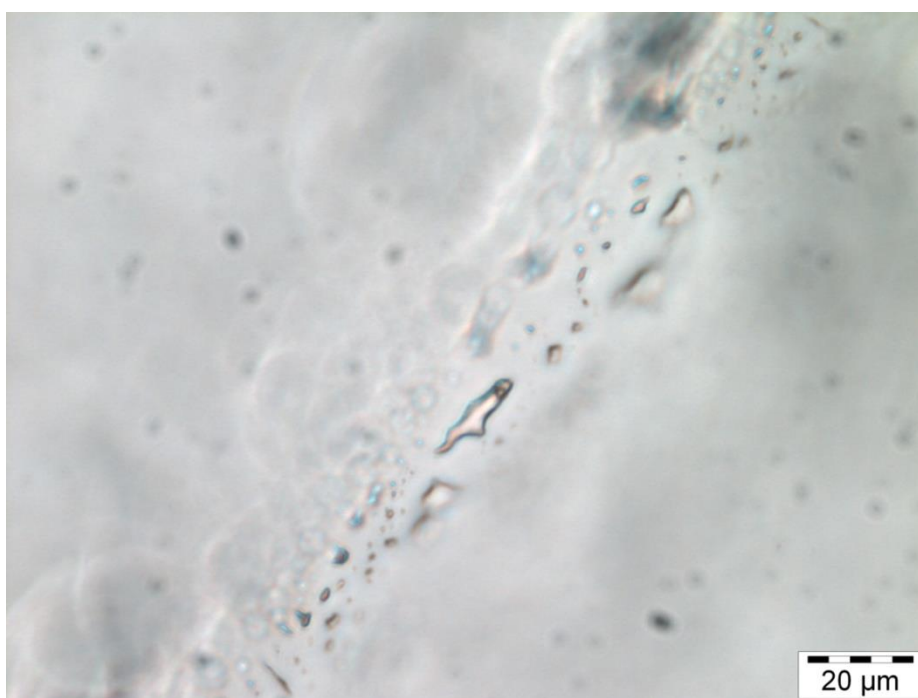


Fig. 83: FIA V1 with a degree of fill of ~0.95

The second generation of fluid inclusions (FIA V2) is arranged along intragranular planes within the fine grained recrystallized parts of the quartz sample. The size varies between 10 to 20μm and characterizes a two-phase $H_2O-NaCl-MgCl_2$ fluid system. Degree of fill is about 0.8 (Fig. 84), total salinity ranges around 6 mass%. Homogenisation to the liquid occurred mostly between 190 and 200°C.

Tab.4: Analytical results of FIA V2 inclusions in LB5 (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH=Hydro halite.

$T_{E(H_2O)}$	-42°C to -41°C
$T_{m(H_2O)}$	-3.7°C to -3.6°C
$T_{m(HH)}$	-18°C to -15°C
T_{h-L}	188°C to 203°C

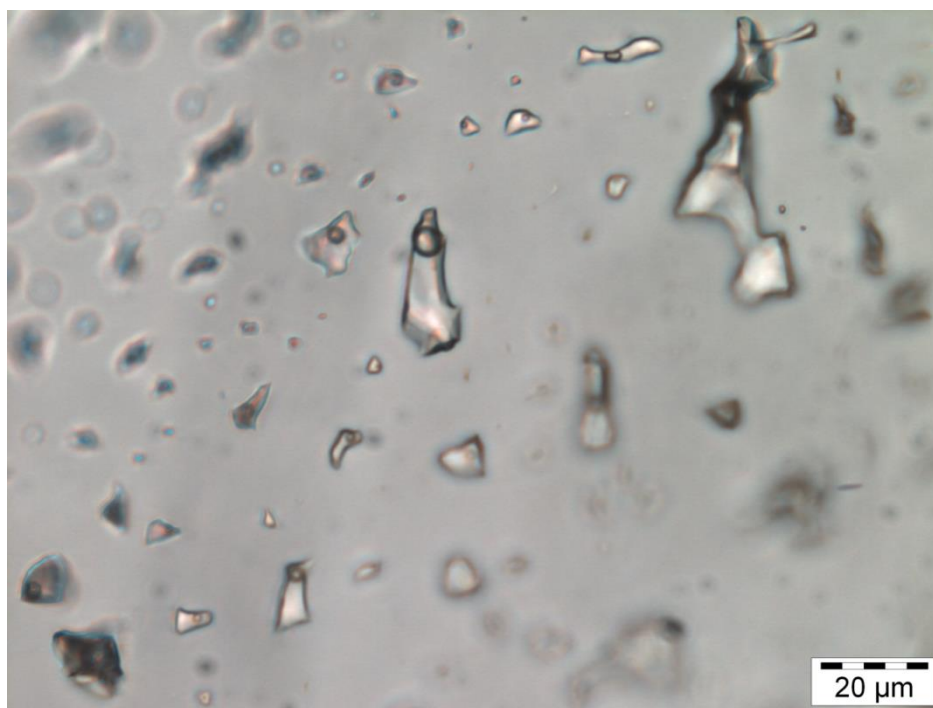


Fig.84: Two-phase inclusions of FIA V2 ($H_2O-NaCl-MgCl_2$ system), sample LB5. Inclusions are arranged along intragranular planes within recrystallized quartz

Results of analyses are listed in Tab.4.

FIA V3 is characterized by a $CO_2-H_2O-NaCl$ system with a total salinity of 18 mass%. This type is restricted to coarse grained quartz that shows no recrystallization. Inclusion size varies between 5 to 20μm and the degree of fill lies at ~0.7. Inclusions are isolated and characterize primary formed single inclusions often with a negative crystal shape (Fig. 85).



Fig.85: Three-phase FIA V3 consisting of H_2O liquid, CO_2 liquid, and CO_2 vapour at room temperature. This inclusion represents a primary characteristic.

Tab.5: Analytical results of FIA V3 inclusions in LB5 (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH=Hydro halite.

$T_{E(CO_2)}$	-57.3°C to -56.4°C
$T_{E(H_2O)}$	-43°C to -34°C
$T_{m(HH)}$	-21.4°C to -18°C
$T_{m(H_2O)}$	-11.8°C to -9°C
$T_{m(Clathrat)}$	5°C to 7°C
$T_{h-L(CO_2)}$	29.9°C to 31.1°C
T_{h-L}	334.7°C to 373°C

Small variations of FIA V3 occur also along conjugated transgranular fluid inclusion planes within the coarse-grained part of the quartz sample (Fig. 86). Those planes represent conjugate cracks postdating quartz precipitation. This generation may be interpreted as relics of large type of FIA V3 which experienced decrepitation due to late stage non-isochoric exhumation. Results of microthermometric data are given in Tab. 5.

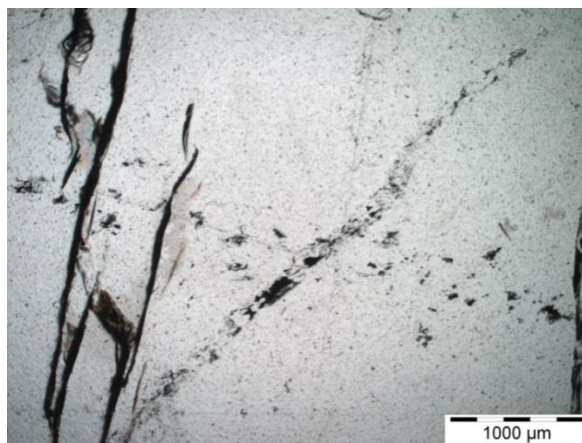


Fig. 86: Conjugated, transgranular fluid inclusion planes consisting of FIA V3 within sample LB5.

LB 3

This sample comes from a leucosome layer that surrounds the studied amphibolite-boudin neck (LB5) of the Variscian basement unit, Venediger Duplex (Fig. 81). The leucosome is composed of plagioclase (cm-sized), quartz (mm-

sized), layers of mica (muscovite, biotite). Quartz shows dynamical recrystallization features like bulging recrystallization.

Two assemblages of fluid inclusion generations in quartz have been distinguished: FIA V1 consists of two-phase fluids in the system $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$. FIA V1 is restricted to recrystallized quartz grains with a degree of fill of ca. 0.8 (Fig. 87). The size of the FIs differs between 5 and $15\mu\text{m}$.

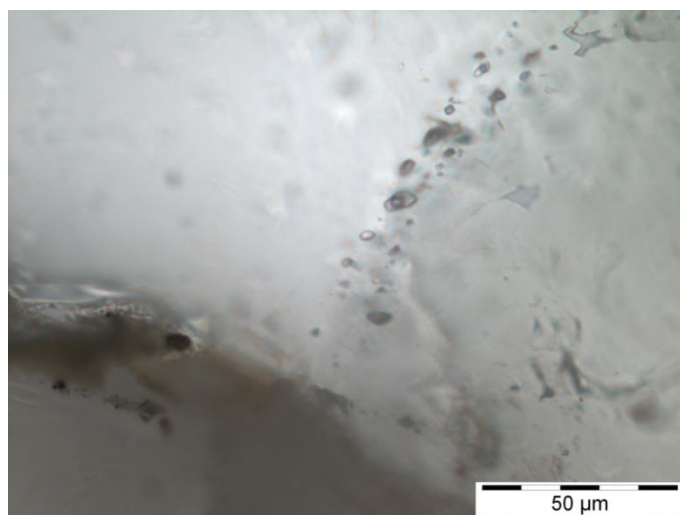


Fig.87: FIA 1 in sample LB3 of the leucosomes of the Venediger Duplex. FIs are arranged along subgrain boundaries.

Their grade of total salinity is 15 mass% (NaCl 10.5mass % and CaCl_2 4.5mass %). FIs are arranged along subgrain boundaries, which formed during recrystallization of quartz as result of bulging recrystallization. Conditions coming from FIA 1 are related to recrystallization of quartz in the leucosome layer.

Results of microthermometry data are listed in Tab. 6.

Tab.6: Analytical results of FIA V1 inclusions in LB3 (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH=Hydro halite

T_E	-54°C to -50°C
$T_{m(HH)}$	-28°C to -23°C
$T_{m(H_2O)}$	-13°C to -9°C
T_{h-L}	307°C to 185°C

FIA 2 consists of two-phase inclusions in the aqueous system $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$. The degree of filling differs between 0.75 – 0.8 (Fig. 88, 89); the size ranges

between 5 and 15 μ m. The salinity of FIA 2 is 15.4 mass % (NaCl 10.8mass % and CaCl₂ 4.6mass %) and FIs are texturally restricted to intragranular planes.

Microthermometric data are given in Tab. 7.

Tab.7: Analytical results of FIA V2 in LB3 (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-52°C to -50°C
$T_{m(HH)}$	-26°C
$T_{m(H_2O)}$	-11.6°C to -11°C
T_{h-L}	(195°C) 245°C to 296°C

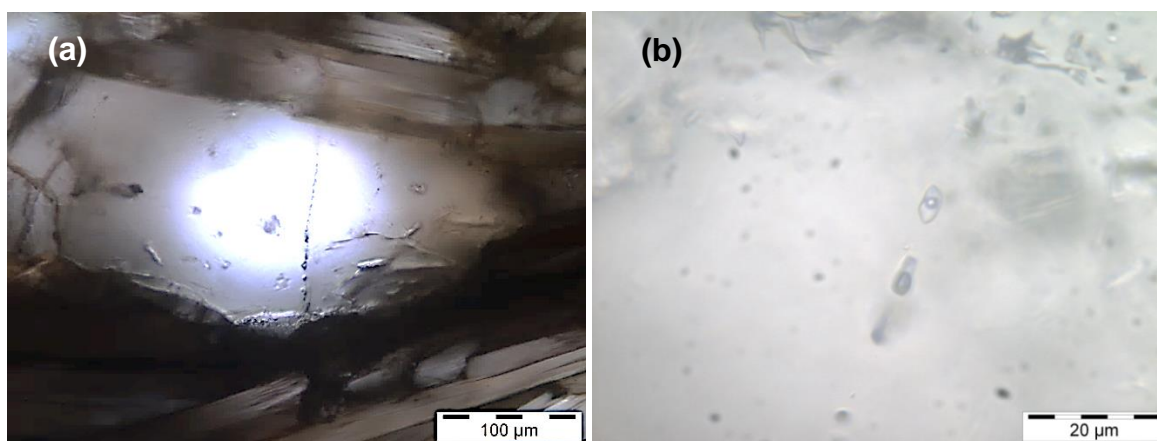


Fig.88: Fluid Inclusion Plane consisting of FIA V2. **Fig.89:** Detail of Fig.88.

Minimum conditions for entrapment of FIA V1 are >300°C. At these temperatures FIs entrapped during dislocation creep while dynamic recrystallization of the quartz host. Lower minimum conditions for entrapment of FIA V2 is related to more brittle behaviour of quartz host (<300°C) and linked with the formation and healing of microcracks.

Isochores were calculated with analytical data from Tabs.3 to 7. The results are crossed with temperatures coming from conditions for intracrystalline deformation mechanisms in quartz at about 400-500°C for inclusions coming from recrystallized areas and lower conditions for coarse grained quartz areas (Fig.90). FIA V1 (both, in the boudin neck and the leucosome) indicates conditions for recrystallization of the Variscian Basement at pressures between 6.0 and 7.7 (22-

28 km depth, assumption: $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$). Due to their high densities and high degree of fill temperatures for entrapment of FIA 1 are clearly higher than their homogenisation temperatures. FIA V2 (in boudin necks and leucosomes) entrapped at minimum pressures of about 3.8–5.2 kbar (14–19km depth, assumption: $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$) that is based on inclusions which are arranged along intragranular fluid inclusion planes of recrystallized grains. FIA V3 (primary carbonic-aqueous, occur only in boudin necks) are assumed as having entrapped at pressure conditions of at least 0.8 to 1.3 kbar (3.0 to 4.7 km depth, assumption: $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$). Calculated isochores and densities showing PT-ranges of entrapment of FIs within boudin necks and leucosomes of the Venediger Duplex are summed up and shown in Fig.90.

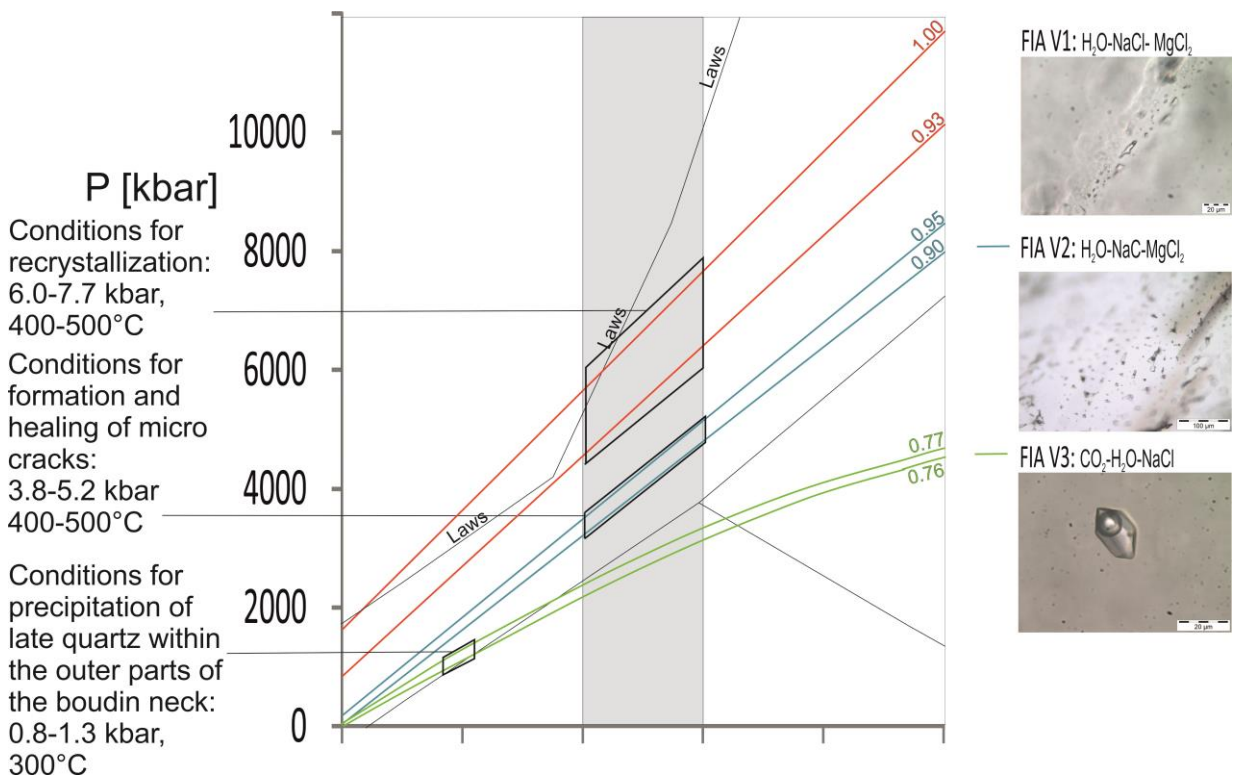


Fig.90: PT diagram shows isochores and densities [g/cm^3] for fluid inclusions in sample LB5 and LB3 combined. FIA V1 represents the conditions for recrystallization; FIA V2 gives conditions for crack healing subsequent to recrystallization. FIA V3 represents conditions for formation of late coarse grained quartz without recrystallization. FIA V3 gives hint for distinct decrepitation along the IBC-path in the latest stage of the PT-evolution; grey column constrains temperature range due to quartz-rheology features.

3.2 Folding event EZ

Within the Eclogite Zone (Fig.94) a complex macro- but also micro-scale fold-interference pattern of type 3 after Ramsey and Huber (1983), related to two folding events (Fig.92) appears. The first fold generation (F1) is characterised by isoclinal folding consisting with a SE to SW-plunging fold axis, and a subhorizontal southwards dipping fold axial plane. F1 was overprinted by an open fold generation (F2) with a fold axis plunging towards SE to SW and a fold axial plane steeply dipping towards N to NE (Fig.91).

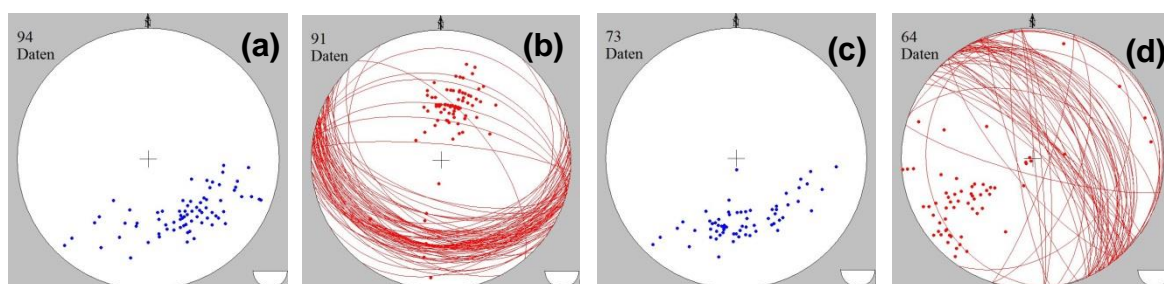


Fig.91: Stereographic projections of fold axis **(a)** and **(c)** and fold axial planes **(b)** and **(d)** for F1 **(a)** and **(b)**; and (F2) **(c)** and **(d)**.

Fluid Inclusions (FIs) from a concordant quartz gash which was folded by both fold generations (F1 and F2) as well as quartz from discordant veins cutting through F1 and F2 structures have been analysed to constrain conditions for the multiple folding events within the Eclogite Zone. FIs from the concordant quartz (samples LB17, 43, 60, 68) should represent conditions before, and FIs from the discordant quartz (sample LB42) should represent conditions after folding in the Eclogite Zone.

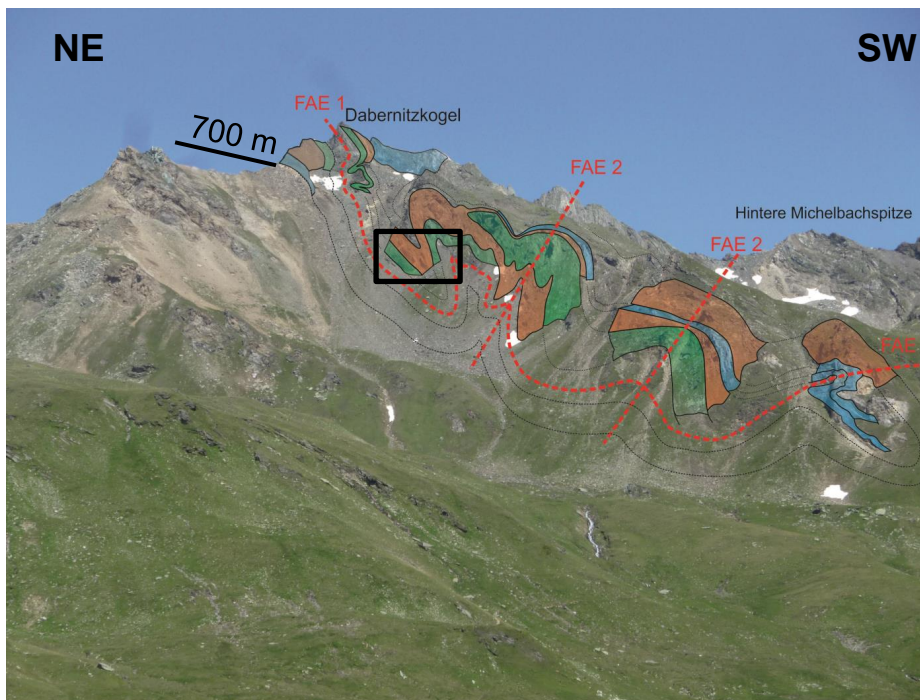


Fig.92: Characteristic fold-interference pattern within the central Eclogite Zone (SW-ridge of the Dabernitzkogel). FAE1 represents the axial plane of (F1), FAE2 the axial plane of (F2), the whole ridge is about 1 kilometer long. Green=eclogites, brown=mica schists and calcareous mica schists, blue=calcite marble. Samples were taken from the black section shown, more detailed picture in Fig.93.

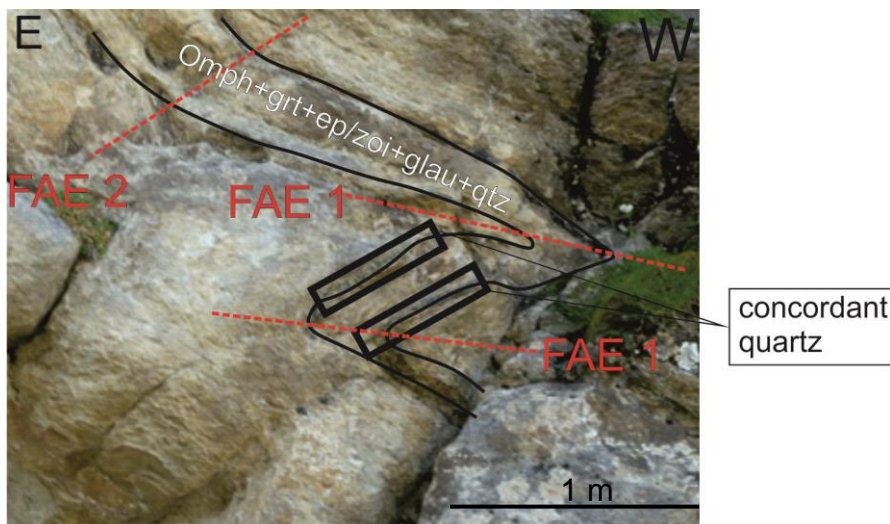


Fig.93: Detail (general setting shown in Fig.13) of sampling LB 17, 60 and 68 of quartz layers concordant to the penetrative foliation omphacite + garnet + epidote/zoisite + glaucophane + quartz. Both, the pure quartz and the eclogite-facies paragenesis were affected by (F1) and (F2). Long axis of the picture represents two meters.

Concordant quartz layers mentioned above occur close to calcareous micaschists. The penetrative foliation consisting of omphacite + garnet + epidote/zoisite + glaucophane + quartz was affected by both folding events (F1 and F2). Samples

LB17, 60, 68 were taken out of this quartz layer, consisting of totally recrystallized quartz (Fig.93).

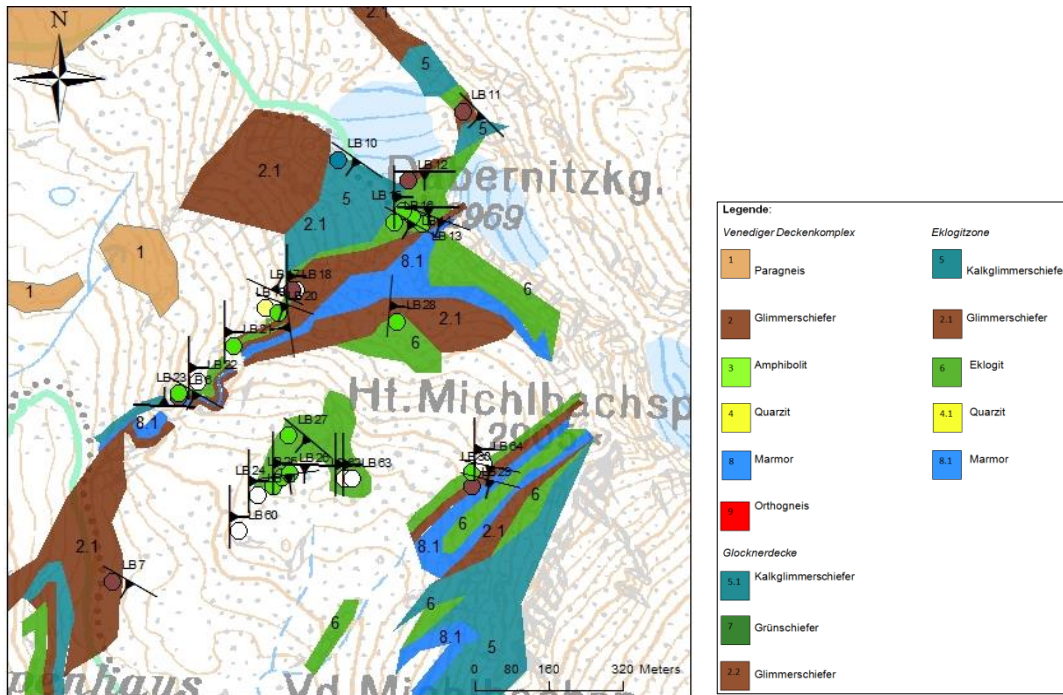


Fig.94: Geological map of the central Eclogite Zone in the Frosnitzvalley, Eastern Tyrol. Locations of samples are indicated (LB17, 42, 43, 60, 68).

Two samples of quartz (LB42 and 43) were taken from a block representative for the characteristic fold-interference pattern of the central Eclogite Zone (Fig.95), sample location for this block is comparable to the field situation shown in Fig.93. First quartz sample (LB43), a concordant layer together with retrograde eclogites and omphacite-rich layers, and a second quartz sample out of discordant veins (LB42) cutting through the whole fold-interference pattern were taken. The aim is to confine conditions for the folding event between the calculated conditions of both samples analysed.

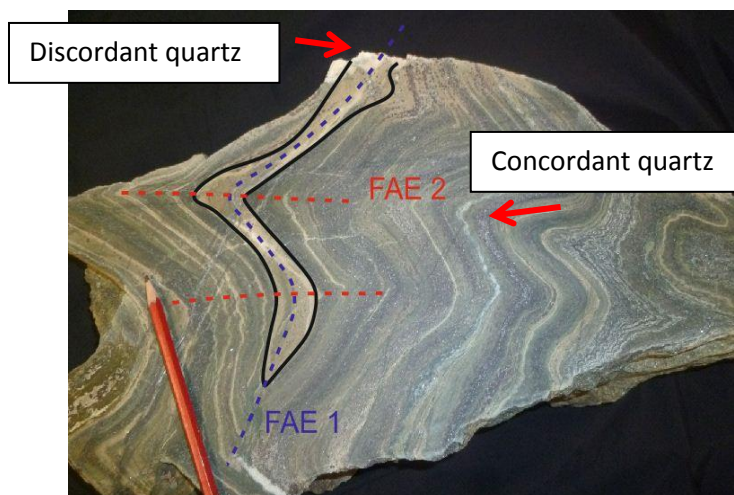


Fig.95: Block showing the characteristically fold interference pattern occurring in the central Eclogite Zone within retrograde eclogites and omphacite-rich layers. FAE1 shows the older fold axial plane of the isoclinal fold generation (F1), while FAE2 represents the axial plane of the younger, overprinting fold generation (F2). Locations of quartz samples (concordant for conditions before and discordant for conditions after the folding events) are marked by arrows.

3.2.1 Fluid petrography

Concordant quartz (LB17/43/60/68)

Concordant quartz layers close to the eclogite-facies mineral assemblage omphacite + garnet + epidote/zoisite + glaucophane have been sampled (LB17/43/60/68). Quartz appears totally recrystallized due to grain boundary migration recrystallization (GBM). Hence a temperature range for quartz recrystallization between 500-600°C is assumed.

FIA E1

All four samples contain texturally primary FIs (FIA E1, Fig.96) within the recrystallized quartz grains defining two-phase inclusions with a $F \sim 0.80-0.90$ and densities between 0.99 to 1.02 g/cm³. On the basis of eutectic temperatures, these inclusions show a fluid chemistry that varies between H₂O-NaCl-MgCl₂ and H₂O-NaCl-CaCl₂, respectively, containing total salinities between 20.5 mass% and 25 mass% (~18.5-23.5 equ.Vol% NaCl, 1.5-2.0 equ.Vol% CaCl₂/MgCl₂). Some FIs are three phase containing solid NaCl. Primary inclusions in LB43 show a lower salinity between 9-9.5mass% (8.5 equ.Vol% NaCl, 0.5-1.0 equ.Vol% CaCl₂). Microthermometric results of FIA E1 are shown in Tabs. 8 and 8a.

Tab.8: Analytical results of primary inclusions (FIA E1) in quartz (T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite).

T_E	-52°C to -42.5°C
$T_{m(HH)}$	-28°C to -21.2°C
$T_{m(H_2O)}$	-7.2°C to -3.5°C
T_{h-L}	89°C to 147.3°C

Tab.8a: Analytical results of primary inclusions (FIA E1) containing solid NaCl in quartz T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-51.7°C (CaCl ₂) to -33.8°C (MgCl ₂)
$T_{m(HH)}$	-21.4°C to -21.2°C
$T_{m(H_2O)}$	-22.5°C (solid NaCl) to -22.0°C
T_{h-L}	272°C to 363°C

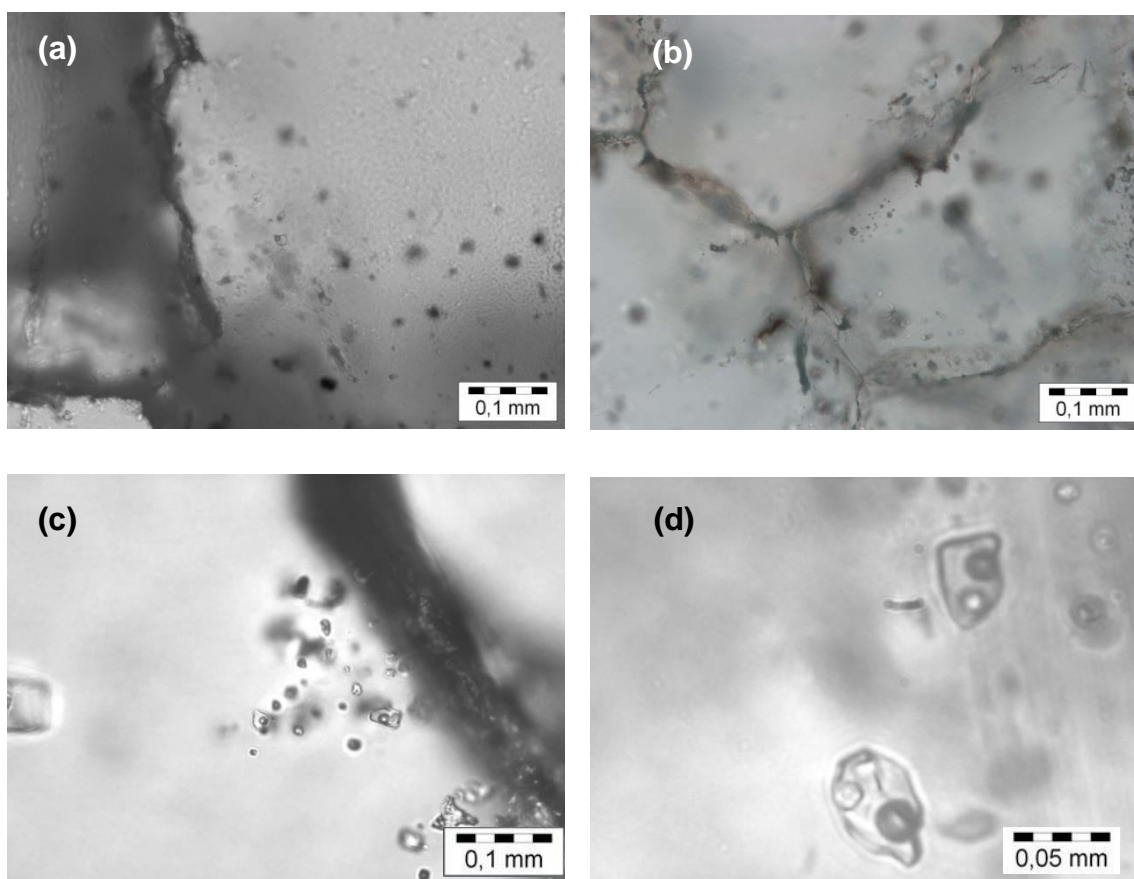


Fig.96: (a)-(b) Primary fluid inclusions (H₂O-NaCl-CaCl₂-system, FIA E1) entrapped during quartz precipitation syn- or pre-folding of units of the EZ. (c) Primary two phase fluid inclusions of the aqueous saline system H₂O-NaCl-MgCl₂±CaCl₂, quartz shows GBM recrystallization features (500-600°C). (d) Primary three-phase fluid inclusions with solid NaCl daughter crystal.

FIA E2

A second type FIA E2 in the eclogite consists of pure H₂O and occurs along late microcracks (Fig.97). Microthermometry for this inclusion type is tabled in Tab.9; the characteristically Raman spectra representing water is shown in Fig.98.

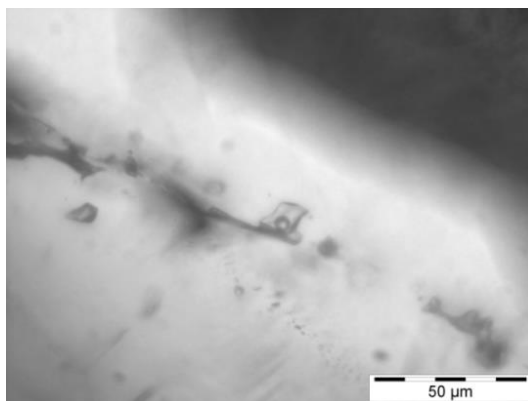


Fig.97: Pure H₂O fluid inclusions along intragranular plane in LB17 (type FIA E2)

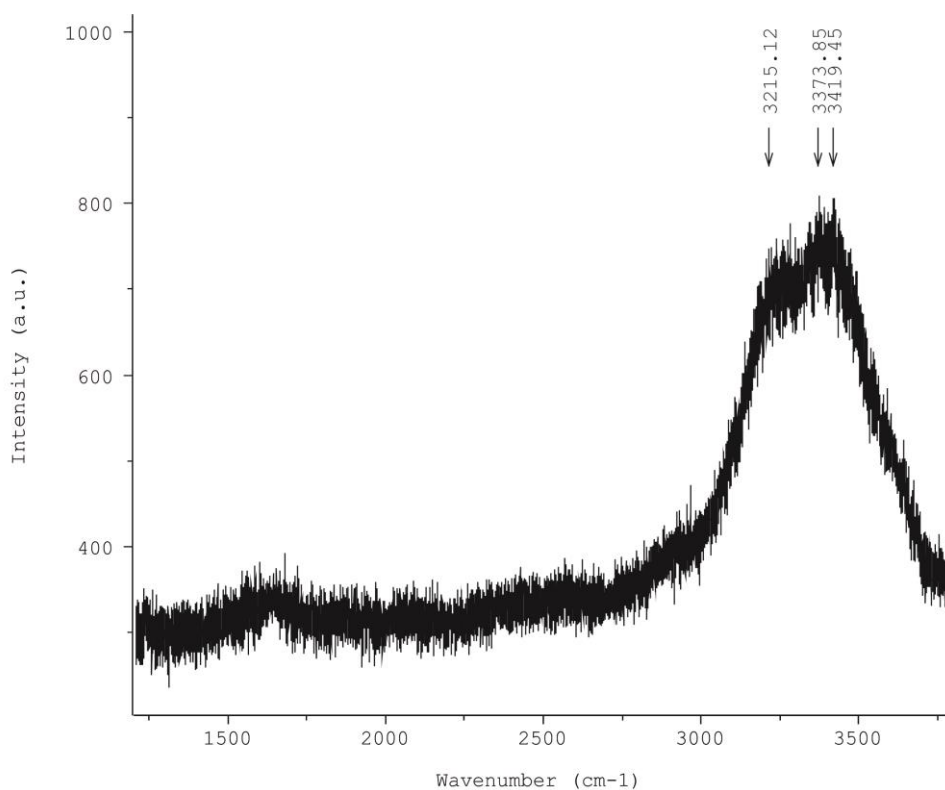


Fig.98: Raman-spectrum for FIA E2 (pure H₂O- system) with typical water-hump between 3000 and 3500cm⁻¹ of wave length. Characteristic peaks for H₂O at 3215cm⁻¹, 3373cm⁻¹ and 3419cm⁻¹ occur along the hump.

Tab.9: Analytical results of FIA E2 (pure H₂O), produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite

T_E	-1 to 0°C
$T_{m(H_2O)}$	0°C
T_{h-L}	168.5°C to 172°C

FIA E3

LB43 consists not only of quartz. Coarse grained and twinned (type 3) calcite (cm-in size) occurs between strongly recrystallized quartz (mm-in size). Two-phase, primary inclusions (FIA E3) entrapped during calcite-growth (Fig.99) and contain fluids in the system H₂O-NaCl-CaCl₂. Salinities vary between 7.5-8mass%, (6.5-7 equ.Vol% NaCl, 1 equ.Vol% CaCl₂, but show lower degrees of fill (~0.75) and slightly lower densities (0.97-0.99 g/cm³). Therefore we suggest that a first formation of quartz was followed by calcite precipitation. The microthermometric data are shown in Tab.10.

Tab.10: Analytical results of primary inclusions in calcite (FIA E3), produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-52.1°C to -42°C
$T_{m(HH)}$	-26°C to -22.1°C
$T_{m(H_2O)}$	-10°C to -3.4°C
T_{h-L}	185.6°C to 197.3°C

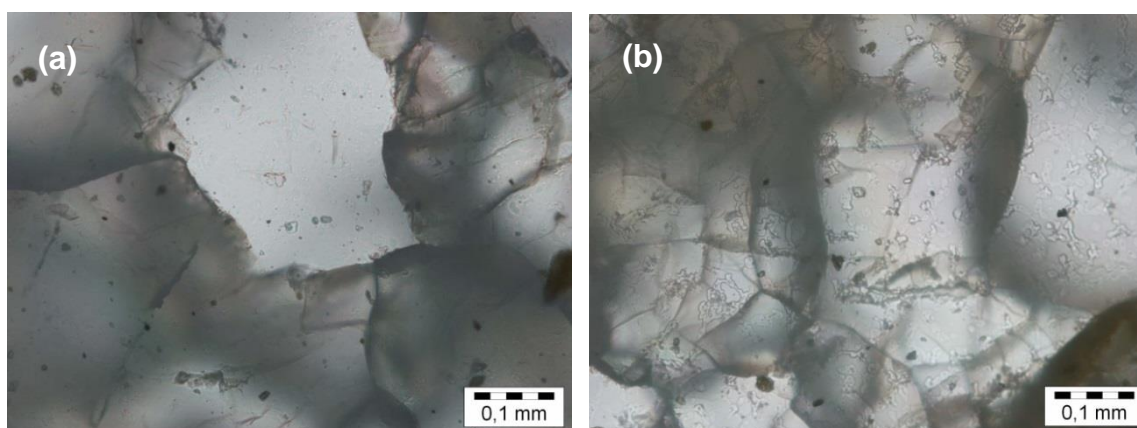


Fig.99: (a) Two-phase primary fluid inclusions (H₂O-NaCl-CaCl₂), (b) FIA E3, in calcite.

FIA E4

Fluid inclusions entrapped in recrystallized quartz of sample LB17 reflect a N_2 - CH_4 - H_2O -system and are defined as type FIA E4. FIs are arranged along intragranular planes and have a size between 5 and 40 μm (Fig.100). Fluid chemistry is based on microthermometry and Raman spectroscopy (Fig. 101). No vapour phase occurs at room temperatures; a vapour bubble ($F \sim 0.8$) appears during cooling to temperatures below $-160^\circ C$. Homogenisation into vapour phase occurs at $T_{h-v} = -130$ to $-133^\circ C$. The analytical results are listed in Tab.8. According to the Raman spectra average composition of type FIA E4 is about 87% N_2 and 13% CH_4 (after Burke, 2001). H_2O is always wetting the inclusion walls. Characteristically Raman spectra for the volatile and non-volatile components of this fluid type are shown in Fig. 101.

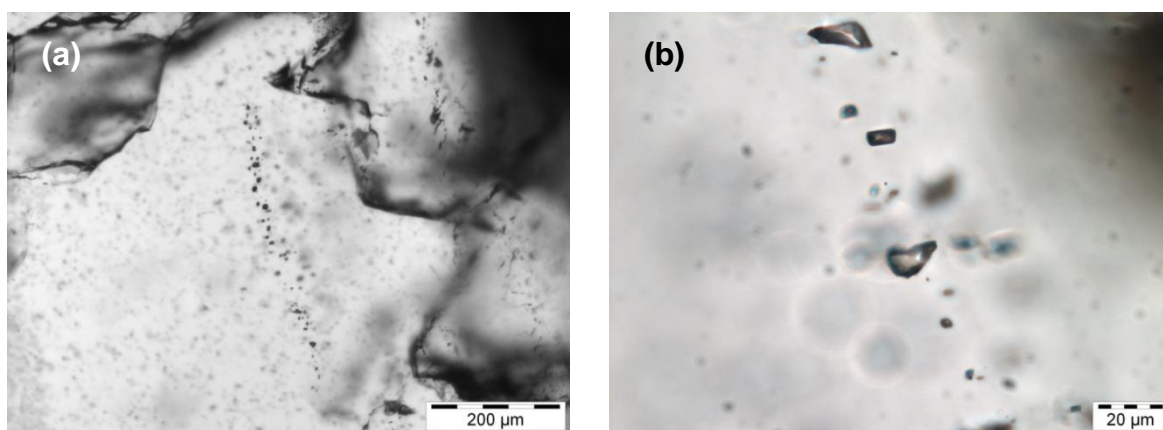


Fig.100: One phase (at $20^\circ C$) fluid Inclusions (N_2 - CH_4 - H_2O -system; FIA E4) within recrystallized quartz along an intragranular plane. (b) detail of (a).

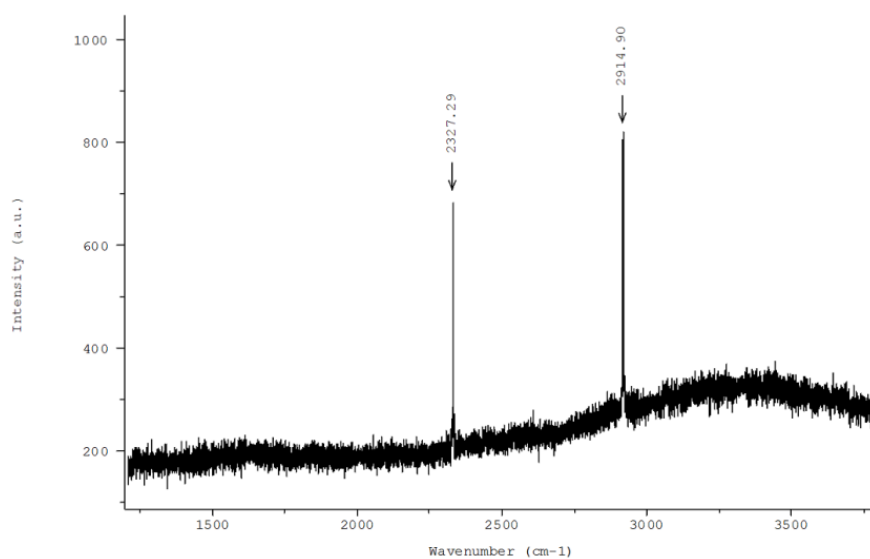


Fig.101: Raman-spectra FIA E4 (N_2 - CH_4 - H_2O - system) with typical peaks for N_2 at $2327 cm^{-1}$ and for CH_4 at $2915 cm^{-1}$.

FIA E5

Fluid inclusions of type FIA E5 defining an aqueous saline system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$ occur along intragranular trails (grain boundary to grain boundary) in all four samples and are interpreted as having entrapped subsequent to recrystallization (Fig. 102); their salinities vary between 6.5 and 7.0 mass% (~5.5-6 equ.Vol.% NaCl, 1 equ.Vol.% $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$). Microthermometric analyses are listed in Tab.11.

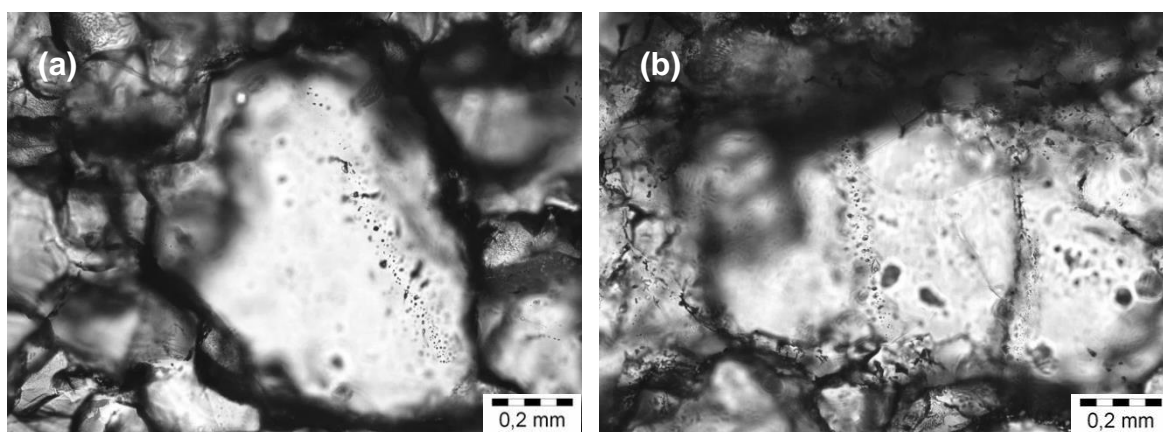


Fig.102: Intragranular trails/planes of fluid inclusions (FIA E5) consisting of the aqueous saline system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$.

Tab.11: Analytical results of FIs of FIA E5 ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$) produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-51.2°C (CaCl_2) to -37.8°C (MgCl_2)
$T_{m(\text{HH})}$	-22.4°C to -21.2°C
$T_{m(\text{H}_2\text{O})}$	-5.7°C to -4.0°C
T_{h-L}	242°C to 327°C

The minimum conditions of quartz precipitation within layers concordant to HP-assemblages have been established by microthermometric analysis and isochore-calculations of primary fluid inclusions FIA E1 (Fig.103). They range between 7.4 and 10.3 kbar at 450-550°C. Calculated isochores for intragranular type FIA E2 (pure H_2O) and FIA E4 ($\text{N}_2-\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}$) indicate conditions for healing of micro-cracks at a late exhumation stage (Fig. 103). Calculated isochores of both types have been crossed and give conditions for FI entrapment at 2.5 - 3.5 kbar at 250 - 300°C. FIA E3 reflects calcite formation subsequent to quartz precipitation at

conditions between 3.0 - 7.2 kbar and temperatures $>250^{\circ}\text{C}$. Formation and healing of micro cracks inside recrystallized quartz and calcite grains have been established by intragranular fluid inclusions of FIA E5 (Fig.103, 0.1 - 1.1 kbar, 250 - 300°C). Temperatures are based on rheological features of quartz and twinning of calcite.

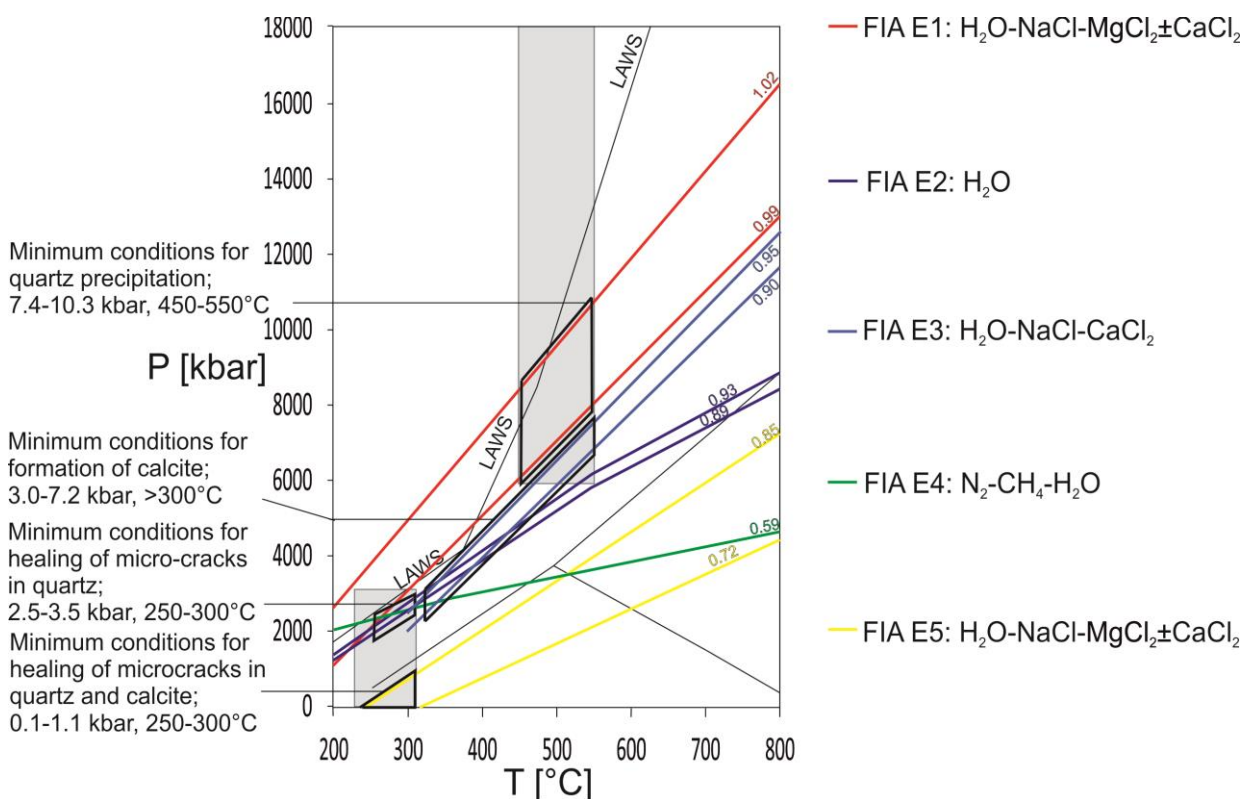


Fig.103: PT-diagram showing isochore fields and densities for fluid inclusions assemblages (FIA E1-E5) in quartz and calcite from samples of concordant quartz/calcite layers folded by both events F1 and F2. Grey column represent the temperature range for entrapment of FIs due to rheological features of quartz (low grade GBM, $450-550^{\circ}\text{C}$).

Discordant quartz (LB42)

Calculated entrapment conditions for FIs in quartz from the discordant vein cutting through both fold generations (F1 and F2) within the Eclogite Zone (Fig.95) should constrain minimum conditions for both folding events.

FIA E6/E7

Pure quartz sample LB 42 shows rheological features of BLG (temperature range between $350-450^{\circ}\text{C}$). No primary fluid inclusions were found in LB 42, all two generations consist of trailbound inclusions (Fig. 104). After quartz precipitation

within these veins micro cracks were formed and subsequent healed while enclosing the metamorphic fluid present at this time. Both generations of inclusions consist of the aqueous saline system $H_2O-NaCl-CaCl_2$ with salinities varying between 14mass%, (12.5 equ.Vol% NaCl and 1.5 equ.Vol% $CaCl_2$; intragranular trails, type FIA E6) to 12.5mass%, (11 equ.Vol% NaCl and 1.5 equ.Vol% $CaCl_2$; transgranular trails, type FIA E7), microthermometric data listed in Tab.12.

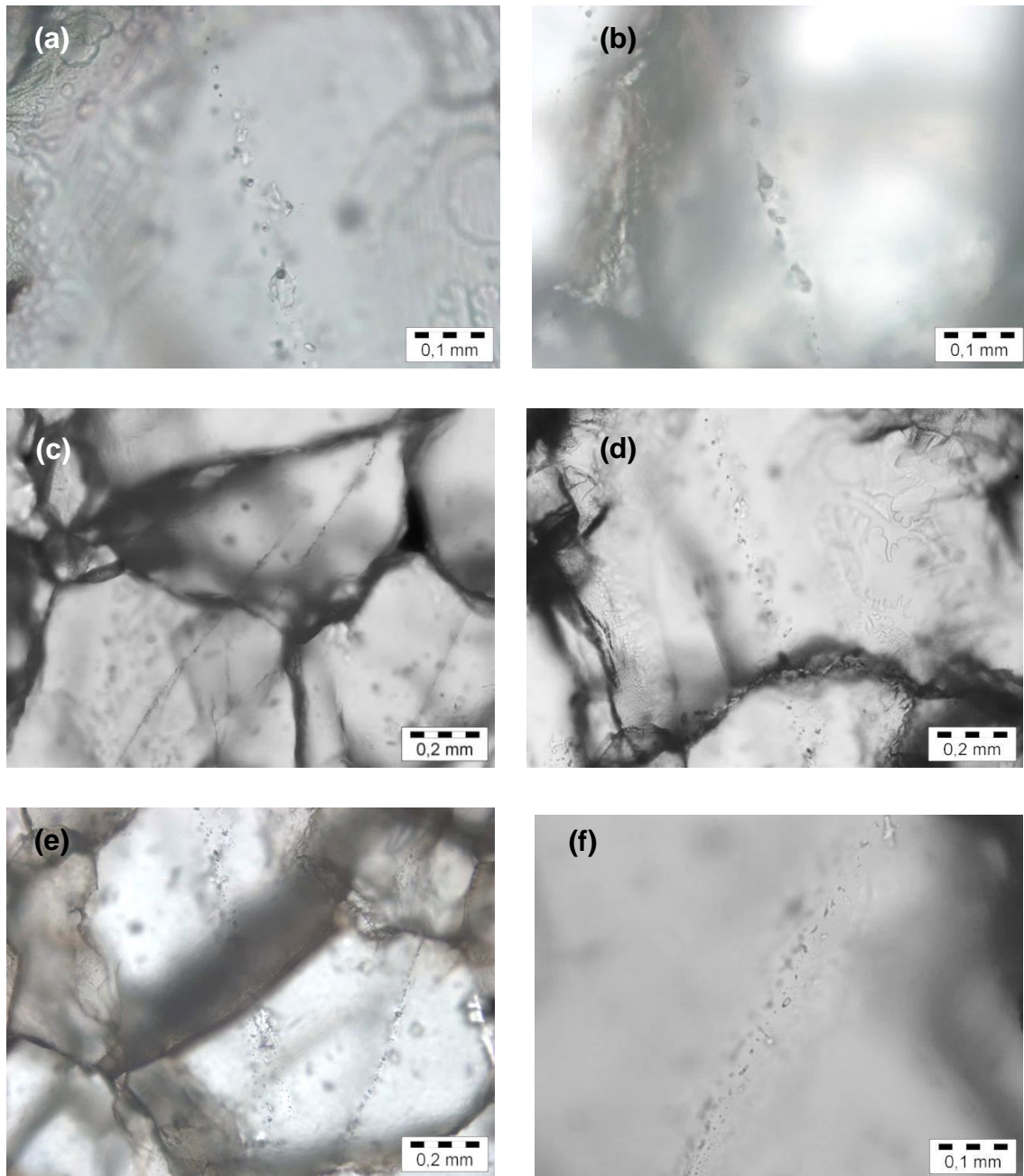


Fig.104: (a)-(b) Intragranular trails of FIs (FIA E6) with $F \sim 0.8-0.85$. (c)-(f) Two-phase fluid inclusions ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) with lower degree of filling, $F \sim 0.7-0.75$ along late formed transgranular trails in precipitated quartz of LB42 (concordant vein cutting through the multiple-folding events of the EZ). Calculated minimum conditions predate these events.

Tab.12: Analytical results of secondary inclusions in quartz (FIA E6 and E7), produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-52.8°C to -44°C
$T_{m(HH)}$	-22.0°C to -21.2°C
$T_{m(H_2O)}$	-11.0°C to -9.6°C
T_{h-L}	230.2°C (FIA E6) to 345.2°C (FIA E7)

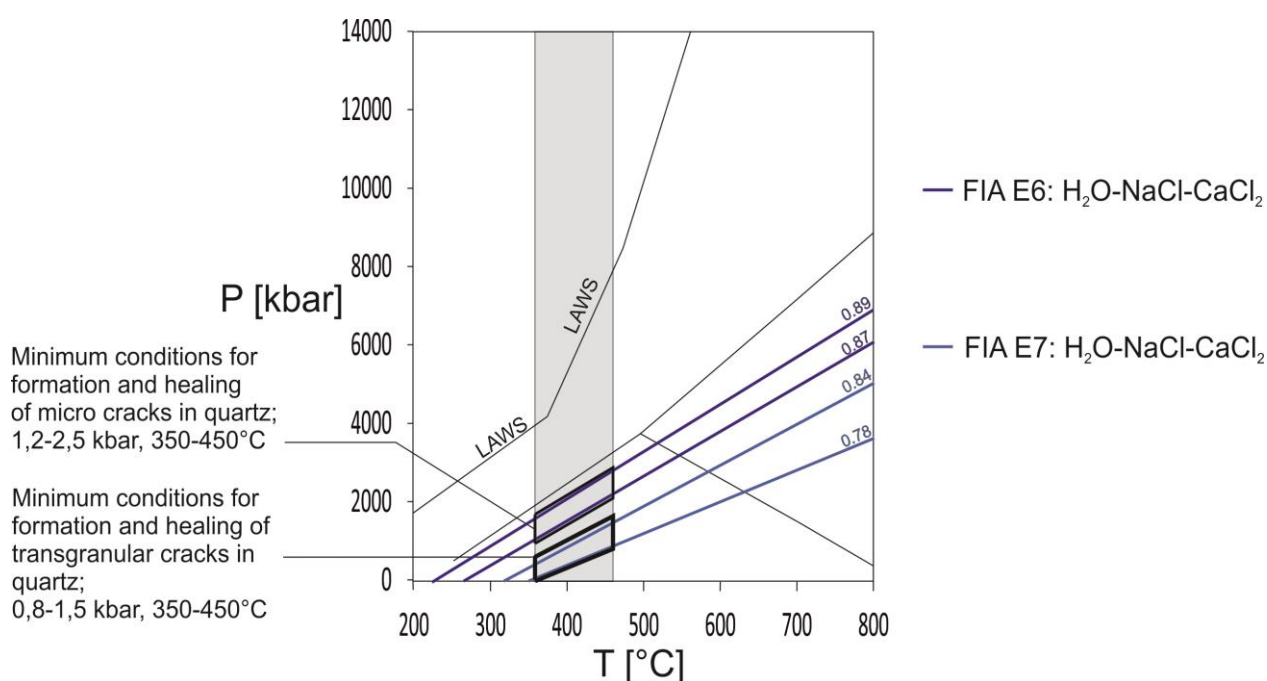


Fig.105: PT-diagram showing isochore ranges and densities of primary and secondary fluid inclusions in quartz and calcite of LB42 (predating EZ folding event). Grey column represent recrystallization temperature range for quartz (low grade GBM).

Isochore ranges of the two fluid generations intersected with quartz rheology (recrystallization features indicate high grade BLG, temperatures between 350-450°C) are shown in Fig.104. Microthermometry of FIs in FIA E6 and FIA E7 of sample LB 42 are shown in Tab.10. These results represent the very late metamorphic fluid that was enclosed after the multiple folding events within the Eclogite Zone. During this period the chemical composition of the fluid showed no big varieties, just the salinity decreased minimally by 1.5 mass%.

The calculated minimum conditions for entrapment of FIA E6 and FIA E7 show distinctive low values (up to 2.5 kbar at 350-450°C), no primary FIs have been

distinguished also indicating that intragranular trails may be consisting of stress-induced primary inclusions. Therefore estimated minimum conditions constrain folding events F1 and F2, which should have occurred above 2.5 kbar and ca. 400°C.

3.3 Discordant quartz veins in VD, EZ and GN

Additionally to the concordant layers, quartz was also sampled from discordant veins of the Venediger Duplex (VD), Eclogite Zone (EZ) and Glockner Nappe (GN) to get minimum conditions for quartz precipitation and recrystallization within these tension gashes. All veins indicate E-W directed extension and strike N-S. Quartz precipitation happened subsequently to the incremental opening of the tension gashes; also calcite and biotite occur in small amounts within most of the veins. The recrystallization of these mostly quartz filled veins is probably linked to the Barrovian-type greenschist- to amphibolitefacies metamorphic reheating during the so-called 'Tauern crystallization' at a late stage of the PT-evolution of the Tauern Window. The samples for this investigation were taken out of the VD, the EZ and the GD, to compare fluid chemistry and entrapment conditions of FIs within tension gashes of all three units. If all units show comparable results it can be assumed that quartz filled veins in VD, EZ and GN were formed and filled by the same metamorphic fluid under same conditions.

3.3.1 Discordant veins in VD

LB67

Discordant quartz veins within micaschists, amphibolites and paragneisses of the Variscian basement of the VD were sampled (sample location of LB67 shown in Fig. 106, geological overview of the area in Fig. 80). The precipitated quartz of LB67 shows recrystallization features for high-grade bulging (BLG) which implies recrystallization temperatures of quartz between 300-400°C (Fig. 109).

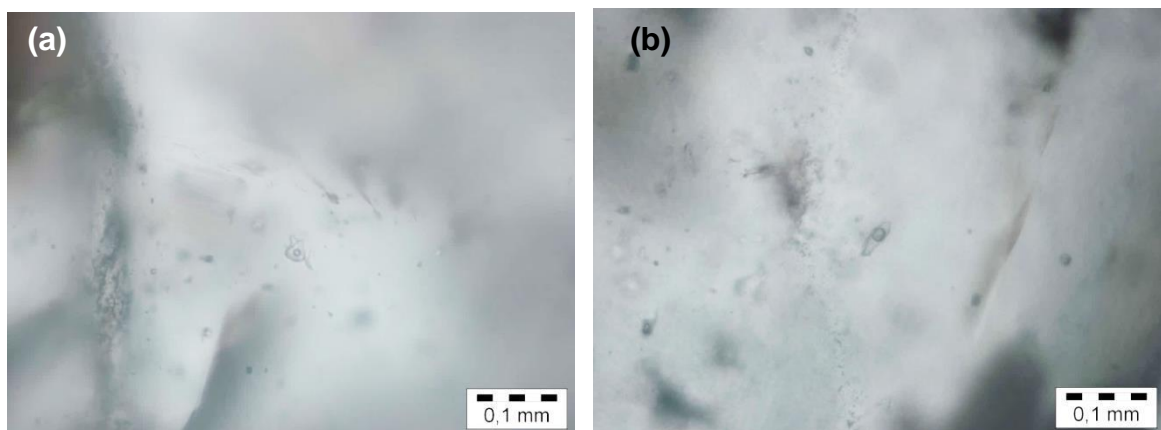
Two types of quartz are preserved in the sample, firstly a coarse (mm-sized) not recrystallized one (qtz1) and secondly a recrystallized one (qtz2) with a smaller grain size (micrometer-sized).



Fig.106: Sample location of LB67 (Variscian basement, VD). This quartz filled vein surrounded by micaschist indicate E-W tension (opened during the late exhumation history of the Tauern Window). Orange CLAR compass as scale bar in the central vein.

3.3.1.1 Fluid petrography

Primary fluid inclusions were entrapped during precipitation of quartz (Fig. 107) within the previously formed veins cutting through the surrounding lithologies.



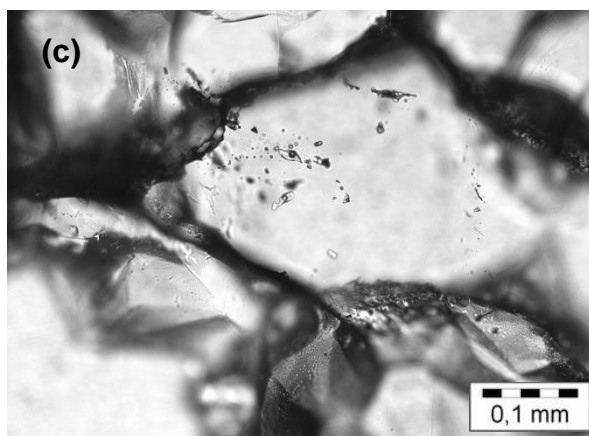


Fig.107 (a)-(c): Primary inclusions FIA V4 of the fluid system $H_2O-NaCl-MgCl_2\pm CaCl_2$ within coarse grained quartz of a discordant vein in the VD.

Within qtz1 quartz texturally primary fluid inclusions FIA V4 (5-10 μ m) were entrapped and contain of 11-13mass% of salt (10-12 equ.Vol% NaCl, 1 equ.Vol% $CaCl_2/MgCl_2$), the fluids are part of the system $H_2O-NaCl-MgCl_2\pm CaCl_2$. The degree of fill varies between 0.85-0.90. Microthermometric analyses for FIA V4 are given in Tab. 13.

Tab.13: Analytical results of primary inclusions of FIA V4 (produced during the heat-run of a LINKAM heating-freezing stage); T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-52.1C ($CaCl_2$) to -34.9°C ($MgCl_2$)
$T_{m(HH)}$	-23.0°C to -21.4°C
$T_{m(H_2O)}$	-10.6°C to -7.2°C
T_{h-L}	165°C to 245°C

After the formation and recrystallization of quartz, secondary fluid inclusions FIA V5 have been entrapped along transgranular planes (Fig. 108), which cut through recrystallized and not recrystallized quartz as well. Conditions derived from this inclusions show minimum conditions for recrystallization during the late PT-evolution of the VD (i.e. during the late exhumation history of the Tauern Window). These inclusions consist of much less salinity (~5 mass%, 4 mass% NaCl, 1 mass% $MgCl_2/CaCl_2$) than the primary ones, but just the amount of NaCl decreases, $MgCl_2$ and $CaCl_2$ stay the same in the fluid system.

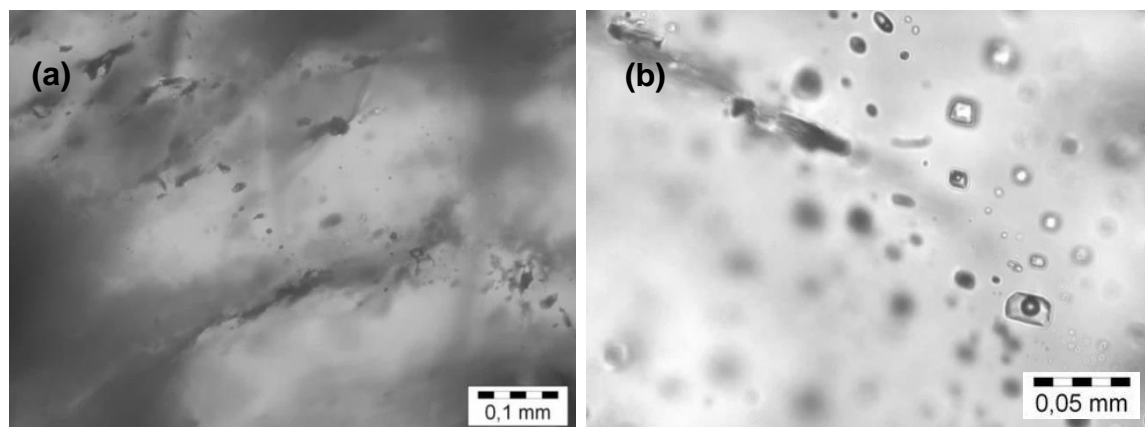


Fig.108 (a)-(b): Secondary fluid inclusions FIA V5 arranged along transgranular planes show same fluid system ($H_2O-NaCl-MgCl_2\pm CaCl_2$) as the primary ones (Fig.29).

Calculated isochores and minimum conditions for formation of quartz and late cracks in quartz are shown in Fig.109; Microthermometry data for FIA V5 is shown in Tab.14.

Tab.14: Analytical results of secondary inclusions of FIA V5; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-52,2°C ($CaCl_2$) to -42,3°C ($MgCl_2$)
$T_{m(HH)}$	-23,0°C to -21,2°C
$T_{m(H_2O)}$	-12,0°C to -9,5°C
T_{h-L}	255°C to 308°C

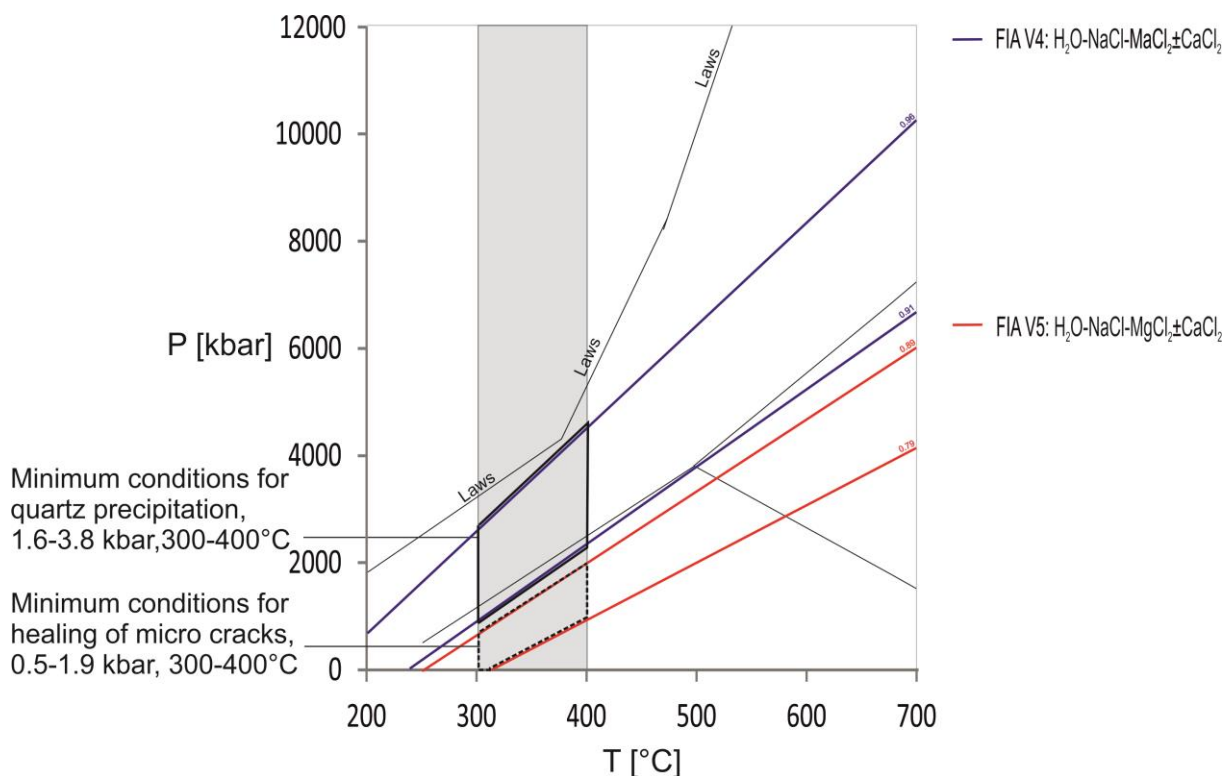


Fig.109: PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA V4) and secondary (FIA V5) fluid inclusions in quartz of a discordant vein in the Variscian basement of the VD. Grey column represent recrystallization temperature range for quartz (high grade BLG).

Conditions for quartz formation within discordant veins in the VD are calculated using isochores crossed with temperatures from quartz rheology. Results lay between 1.6-3.8 kbar and ca. 300-400°C. Secondary FIs of type FIA V5 were entrapped during healing of former formed micro cracks in quartz; calculated minimum conditions for this event are 0.5-1.9 kbar at ca. 300-400°C.

3.3.2 Discordant veins in EZ

LB64

The samples taken out of discordant veins within the Eclogite Zone are not distinctive different in their appearance in the field than the ones from the VD or the GN. The orientation of the principal stresses during the formation of these cracks in all three units suggests E-W directed extension (Fig. 110). Cutting through retrograde eclogites, that show re-equilibrated parageneses

characteristically for the amphibolite facies, the discordant veins are filled by quartz. Minor calcite and biotite occur.



Fig.110: Discordant veins filled with precipitated quartz (sample location of LB64) within eclogites of the EZ, similar to the ones in the VD and the GN. Long axis of the picture represents 1,5 meters.

Quartz of sample LB 64 shows almost same features like quartz in the VD (some parts of the sections are recrystallized by high grade bulging, some not).

3.3.2.1 Fluid petrography

Primary inclusions (FIA E8) in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ fluid system (Fig. 111) contain a salinity of ~12mass% (10 mass% NaCl, 2 mass% MgCl_2). The size of the FIs differ between 5-10 μm and are entrapped in coarse grained quartz that shows no recrystallization features. Slightly different to the primary inclusions in the same setting of the VD (FIA V4) the fluid system here is $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$, without any CaCl_2 .

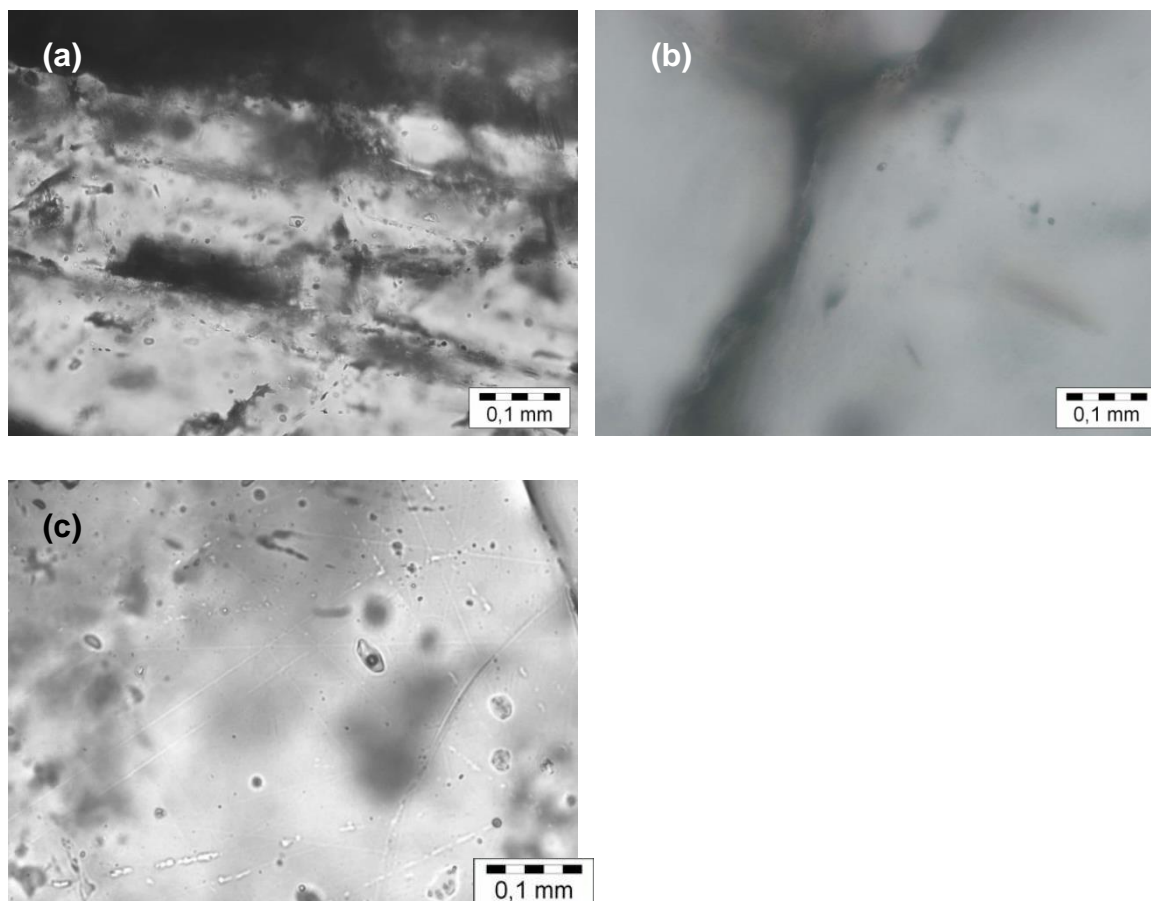


Fig.111 (a)-(c): Primary inclusions (FIA E8) of the fluid system $H_2O-NaCl-MgCl_2$. Entrapment during precipitation of quartzin discordant veins of the EZ.

Tab.15: Analytical results of primary inclusions (FIA E8) from discordant veins in the EZ; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-36.6°C to -35.9°C
$T_{m(HH)}$	-21.8°C to -21.2°C
$T_{m(H_2O)}$	-11.7°C to -3.5°C
T_{h-L}	155.2°C to 245.5°C

$CaCl_2$ adds to the fluid system during formation of micro cracks within the recrystallized quartz grains. Secondary fluid planes consisting of FIA E9 in the system $H_2O-NaCl-MgCl_2 \pm CaCl_2$ have been formed (Fig.112). Salinity values for these inclusions are about 25 mass% (23.2 mass% NaCl, 1.8 mass% $MgCl_2/CaCl_2$). These three phase inclusions are oversaturated by NaCl and therefore contain solid NaCl (halite).

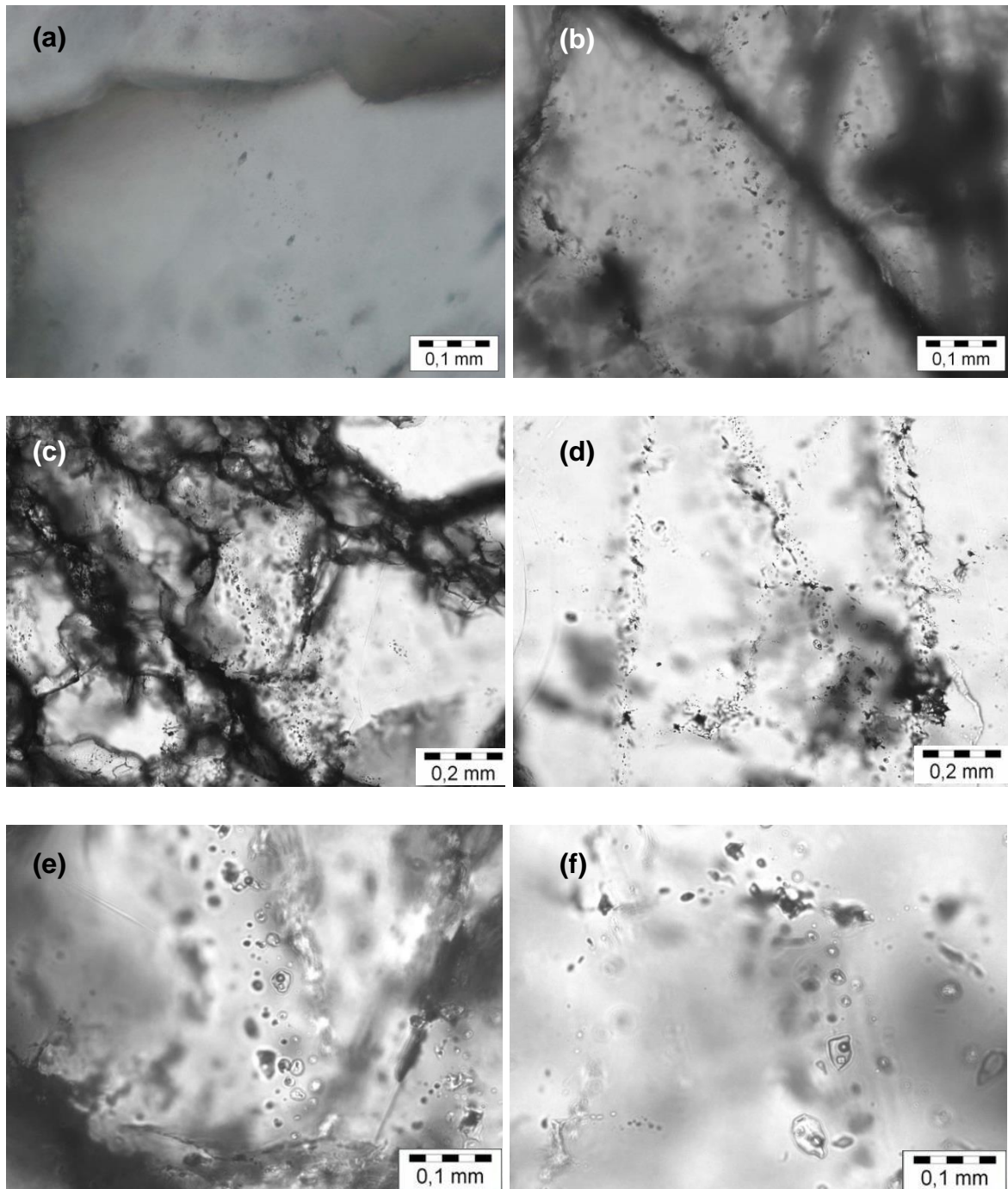


Fig.112: After the formation of micro cracks due to tension subsequent to the quartz precipitation, these cracks were healed and the circulation metamorphic fluid ($H_2O-NaCl-MgCl_2\pm CaCl_2$) was entrapped (FIA E9) within two- (a)-(b) to three phase inclusions in intragranular planes. (c)-(f): Three-phase inclusions contain solid NaCl, because of the oversaturated metamorphic fluid entrapped.

Tab.16: Analytical results of secondary inclusions (FIA E9) from discordant veins in the EZ; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-54.3°C (CaCl ₂) to -42.5°C (MgCl ₂)
$T_{m(HH)}$	-14.6°C to -10.7°C
$T_{m(H_2O)}$	-24.4°C to -21.9°C (solid NaCl)
T_{h-L}	326.1°C to 387.9°C

Calculated minimum conditions for the formation of quartz (1.5-4.0 kbar, 300-450°C) and the opening and subsequent healing of micro cracks within the recrystallized quartz (0.5-1.7 kbar, 350-450°C) are shown in Fig.113, microthermometry data are shown in Tab.15 and 16. The conditions for quartz precipitation are comparable to the results gained from quartz of the same setting of the VD (Fig.109).

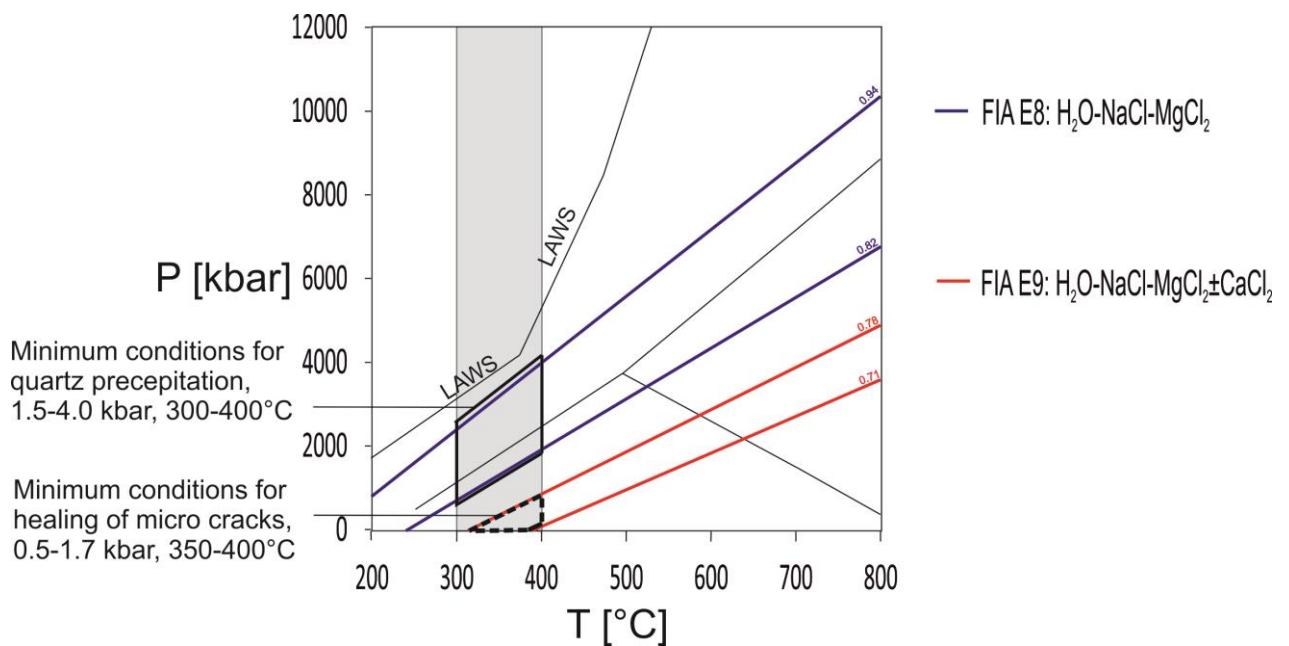


Fig.113: PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA E8) and secondary (FIA E9) fluid inclusions in quartz of LB64 (quartz precipitated in discordant vein within the EZ). Grey column represent recrystallization temperature range for quartz (high grade BLG).

3.3.3 Discordant veins in GN

LB69

Quartz samples of concordant veins of the Glockner Nappe (GN) show the same densities and calculated entrapment conditions like samples from the VD and EZ. Veins formed under E-W directed extension like in all units discussed, and are filled with quartz, minor calcite and biotite. Like in all three units, quartz is preserved with and without recrystallization features.

3.3.3.1 Fluid petrography

Primary fluid inclusions (FIA G1, Fig.114) in the system $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$ entrapped and are preserved within the coarse grained not recrystallized quartz. Minimum conditions calculated from these inclusions predate the recrystallization during the Barrovian-type reheating event in the late stage of the PT-evolution of the GN, because the coarse grained quartz precipitated after the recrystallization of the small grained quartz in the same veins.

Primary inclusions (FIA G1) contain a salinity of 5-9 mass% (4-8 mass% NaCl, 1mass% MgCl_2).

Tab.17: Analytical results of primary inclusions (FIA G1) from discordant veins in the GN; T_E = temperature of eutectic melting, T_m = temperature of final melting, T_{h-L} = temperature of homogenization into liquid phase, HH= Hydro halite.

T_E	-36.7°C to -35°C
$T_{m(HH)}$	-22.5°C to -21.7°C
$T_{m(H_2O)}$	-2.9°C to -2.5°C
T_{h-L}	170.2°C to 253.4°C

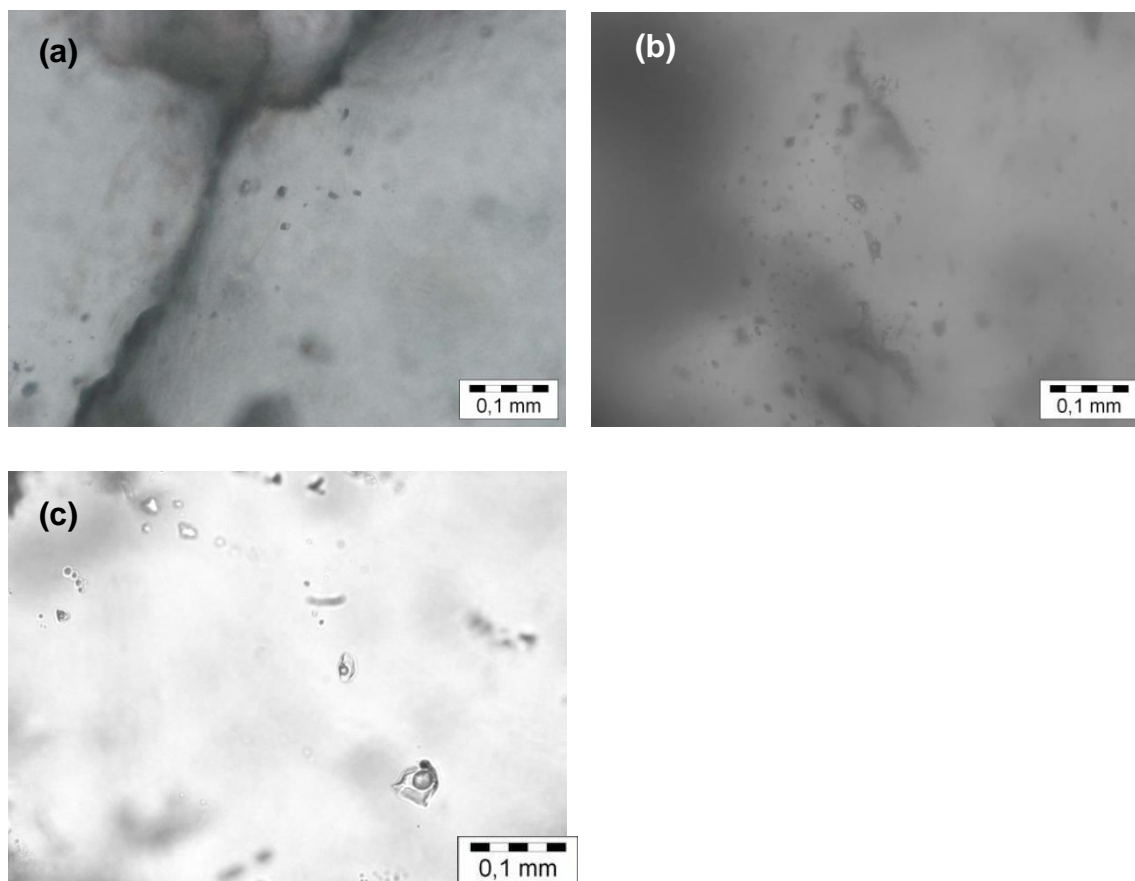


Fig.114 (a)-(c): Primary (FIA G1) fluid inclusions ($H_2O-NaCl-MgCl_2$) in not recrystallized quartz grains out of an extensional discordant vein of the Glockner Nappe. The entrapment of these inclusions occurred during quartz precipitation.

The size of the fluid inclusions differ between 10-15 μ m; they are entrapped in coarse grained quartz that shows no recrystallization features.

Calculated minimum conditions for entrapment of these fluids (1.5–4.0 kbar, 300-400°C) are shown in Fig.115 and the microthermometry data are given in Tab.17. These entrapment conditions of primary FIs (FIA G1) are more or less the same as the ones derived from microthermometric analysis and isochore calculation from the same setting (discordant veins) in the VD (FIA V4) and the EZ (FIA E8).

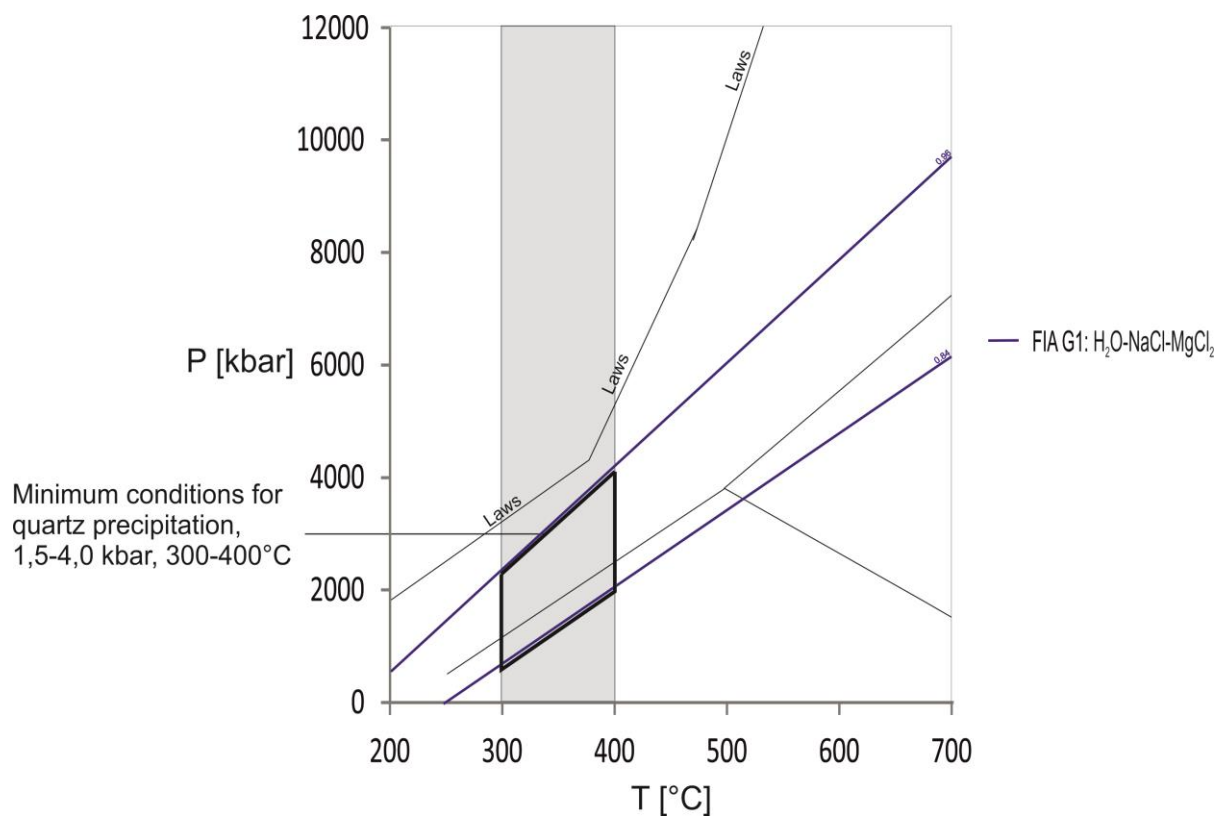


Fig.115: PT-diagram showing isochore ranges for primary (FIA G1) fluid inclusions in quartz of LB69 (quartz precipitated in discordant vein, GN). Grey column represent recrystallization temperature range for quartz (BLG).

7 Zusammenfassung

Die Einheiten von Interesse (Venediger Duplex, Eklogitzone und teilweise auch die Glocknerdecke) wurden im Zuge dieser Studie bezüglich ihrer tektonometamorphen Entwicklung untersucht. Die durch strukturgeologische Kartierung von Großaufschlüssen im Venediger Duplex und Eklogitzone gesammelten Daten von auftretenden Großstrukturen (Falten, Falteninterferenzen und Boudins) werden in Kapitel 7.1 näher diskutiert. Ergebnisse der Schersinnanalyse, der Abfolge von Deformation und Metamorphose sowie der LPO (lattice preferred orientation, Vorzugsorientierung von kristallographischen Achsen) von c-Achsen von Quarz und Calcit wurden mit Hilfe von optischer Mikroskopie und Photometeranalyse mit quarz- bzw. calcitreichen Proben erhalten (Abschnitt 7.2). Die mikrothermometrisch untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse geben Einsichten in die Bildungs- sowie Rekristallisationsbedingungen von Quarz und Calcit in konkordanten Lagen innerhalb des Venediger Duplexes und der Eklogitzone. Analysierte Flüssigkeitseinschlüsse aus diskordanten Quarzgängen in Venediger Duplex, Eklogitzone und Glocknerdecke spiegeln Bildungs- bzw. Rekristallisationsbedingungen dieser Dehnungsgänge im Zuge der Exhumierung des Tauernfensters wider (Abschnitt 7.3).

7.1 Strukturen

Die strukturellen Daten für Schieferung, Lineationen, Faltenachsen und Faltenachsenflächen des Venediger Duplexes und der Eklogitzone sind komplett in Abschnitt 6.1 beschrieben. Dieser Abschnitt dient als Zusammenfassung.

Venediger Duplex

Die penetrative Schieferung S1 im Venediger Duplex (D1) zeigt ein generell mittelsteiles Einfallen Richtung SO bis SW (Azimut zwischen 165° und 220°, Einfallswinkel zwischen 20° und 45°; Maximum bei 165/35). Die dort auftretende, flachliegende Lineation ist eindeutig westgerichtet (Maximum bei 270/10). In den Einheiten des Venediger Duplexes im Arbeitsgebiet tritt eine großräumige Faltung (F4) auf. Die Eklogitzone weist eine deutliche Falteninterferenz auf (F4 und F5),

innerhalb der untersuchten Gebiete des Venediger Duplexes (Frosnitzal) ist im Gelände nur (F4) deutlich erkennbar (F5 untergeordnet). In anderen Bereichen des Venediger Duplexes ist die überprägende Generation (F5) auch im Gelände gut erkennbar, man kann also davon ausgehen, dass sie sowohl innerhalb des Venediger Duplexes als auch in der Eklogitzone auftritt. F4 weist eine Faltenachse Richtung SO bis SW und eine Faltenachsenfläche die Richtung SO bis SW einfällt auf. Im Zuge dieser Deformationsphase (D4) wurden entlang der Faltenachsen Foliationsboudins gebildet. Es kam also innerhalb einer großräumigen Einengung, welche F4 verursachte, lokal zu einem Dehnungsregime an den Faltenachsen. Berechnete Bedingungen aus Flüssigkeitseinschlüssen für die Boudinagen sind im Abschnitt 6.7 (boudinage in the VD) und 7.3 dargestellt.

Eklogitzone

Die penetrative Schieferung innerhalb der Eklogitzone fällt mittelsteil Richtung S ein (Azimut zwischen 140° und 220° , Einfallswinkel zwischen 20° und 45° ; Maximum bei $190/35$). Diese Schieferung S1 ist eklogitfaziell, da sie syndeformative Omphazite beinhaltet (Kurz et al. 1998a). Die eklogitfaziale Metamorphose M2 in Gesteinen der Eklogitzone weist ein Alter zwischen 38-32 Ma auf (Kurz et al. 2008, Nagel et al. 2013), was impliziert, dass die Deformationsphase D2 ebenso in diesem Zeitintervall stattgefunden hat. Zwei Lineationen weisen auf mehrere Deformationsereignisse in der Eklogitzone hin, die chronologisch erste zeigt eine Orientierung Richtung N bis NW, die zweite Richtung W (untergeordnet auch Richtung O-SO). Erstere (L2) wird mit der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex korreliert (Richtung N bzw. NW, zwischen 38-32 Ma, Schmid et al. 2013), wobei Zweitere (L3) mit der O-W Dehnung im Zuge der späten Exhumierung der penninischen und subpenninischen Einheiten des Tauernfensters in Verbindung gebracht wird (Auslöser dafür war das Eintreten des südalpinen Indenters in den Alpenraum sowie die zurückweichende Subduktionszone unter den Karpaten, Schmid et al. 2013).

Die Falteninterferenz (F4 und F5) innerhalb der Eklogitzone ist komplex. Im Gelände sichtbar und deutlich auseinanderzuhalten sind nur diese zwei Generationen, eine darauffolgende dritte Faltengeneration wird nur durch die Streuung der Faltenachsen von F4 und F5 sowie durch das Kartenbild des

Arbeitsgebietes wahrscheinlich. Beide Argumente erhärten die Annahme, dass die Generationen F4 und F5 von einer ebenso im Venediger Duplex auftretenden Faltung überprägt worden sind (dadurch lässt sich die Streuung der Faltenachsen und die Karte erklären). Diese Annahme lässt sich zumindest im Gelände nicht bestätigen, da keine solche dritte Faltengeneration messbar vorliegt. Die chronologisch älteste Faltengeneration (F4) ist durch die Ausbildung einer isoklinalen Falte mit einer nach SO-SW orientierten Faltenachse wie auch Faltenachsenfläche charakterisiert. Die Orientierungen der Faltenachsenflächen von F4 wurden durch spätere Faltengenerationen (F5 und möglicherweise einer weiteren Generation) mitverfaltet, was die etwas eigenartige Raumlage erklärt. Es wird angenommen, dass die originale, nicht überprägte Orientierung dieser Faltenachsenfläche Richtung S gewesen ist. Gleichzeitig mit F4 wurden eklogitfazielle Gesteine der Eklogitzone boudiniert (ähnlich der Foliationsboudins im Venediger Duplex). Die chronologisch spätere, offene Verfaltung F5, welche F4 überprägt, hat eine Faltenachse Richtung SO bis SW und eine Faltenachsenfläche die Richtung NO bis O einfällt.

7.2 Deformation und Metamorphose

Die Mikrostrukturen in Proben aus dem Venediger Duplex und der Eklogitzone lassen eine Abschätzung der relativen zeitlichen Abfolgesowie teilweise auch Temperatur- oder Stressbedingungen von Deformations- und Metamorphosephasen zu.

Venediger Duplex

In quarzreichen Proben des Venediger Duplexes ist das häufige Auftreten von geraden Korngrenzen und bereits beginnende Formation von 120°-Texturen (Triplepunkten) zwischen einzelnen Quarzkörnern charakteristisch; GBAR als dominanter intrakristalliner Deformationsmechanismus ist deutlich erkennbar. Dies impliziert eine Deformationstemperatur >550°C, welche die Quarze rekristallisieren ließ.

Im Vergleich der c-Achsenverteilungsmuster in Quarz von Proben aus dem Venediger Duplex mit dem Flinn-Diagramm in Abb.73 zeigt sich eine deutliche Häufung von asymmetrischen Kreuzgürtelverteilungen Typ I. Diese Achsenmuster sind Indiz für prograde, nicht-koaxiale Deformation. Die nur wenig ausgeprägte Asymmetrie der Kreuzgürtelverteilungen weist auf eine dominante Scherung Richtung W bzw. NW hin.

σ -Strainschatten um Granat, ecc-gefüge aus Mus, Bt, Chl, vereinzelt auch Glimmerfische vom Typ 1 (Abb.68) erhärten die Annahme einer W bis NW gerichteten Scherung des Venediger Duplexes während der Tauernkristallisation.

Einheiten des Venediger Duplexes wurden also durch eine Scherung (nicht-koaxiale Deformation) Richtung W bis NW deformiert (typische Quarz-c-Achsenverteilungsmuster als Kreuzgürtel Typ I, Abb.77b-e), welche mit der O-W gerichteten Dehnungstektonik (Schmid et al. 2013) während der späten Exhumierung des Tauernfensters korreliert werden kann. Die Temperaturen rund um 550°C wurden im Zuge der Tauernmetamorphose erreicht.

Bezüglich der Metamorphosebedingungen innerhalb des Venediger Duplexes lassen sich durch untergeordnete Untersuchungen im Zuge dieser Arbeit nur wenige Aussagen treffen. Die (Granat-)Glimmerschiefer weisen eine doch deutliche Paragenese der oberen Grünschiefer- bis zur unteren Amphibolitfazies hin (teilweise Granate im sub-mm Bereich und eine Probe beinhaltet auch Staurolith, ansonsten die eindeutigen grünschieferfaziellen Paragenesen mit dominantem Mus, Bt, Chl, Pl). Diese in den Proben erhaltenen Paragenesen deuten stark auf eine Bildung während des Events der Tauernkristallisation (grünschiefer- bis amphibolitfazielle, regionalmetamorphe Überprägung der Einheiten des Tauernfensters, 30-28 Ma (Inger & Cliff, 1994)) hin. Ältere Metamorphose- oder Deformationsereignisse sind innerhalb des untersuchten Bereiches des Venediger Duplexes nicht erkennbar.

Eklogitzone

Untersuchte Proben der zentralen Eklogitzone zeigen Deformationstemperaturen zwischen 400-550°C an. Die dominanten intrakristallinen Deformationsmechanismen, wie in Abb.66 genau erläutert, liegen am Übergang von sub grain rotation (SGR) zu grain boundary migration (GBM). Nahe der

Deckengrenze zur Glocknerdecke im Süden finden sich vereinzelt auch Quarzgefüge, welche beginnende Subkornbildung unter undulösem Auslöschen zeigen (dominanter Deformationsmechanismus ist Bulging (BLG), Deformationstemperaturen $<400^{\circ}\text{C}$). Die wenigen analysierten Proben der Glocknerdecke zeigen ebenso Bulging als dominanten intrakristallinen Deformationsmechanismus.

Diese Ergebnisse werden mit dem auftretendem Temperaturgradienten während der Tauernmetamorphose erklärt. Im Zentrum des Tauernfensters (Venediger Duplex) zeigen sich die höchsten Deformationstemperaturen. Je weiter die Einheiten vom Zentrum des tektonischen Fensters entfernt liegen (von der Eklogitzone über die Modereckdecke zur Glocknerdecke und Matreier Zone) desto kühler werden die auftretenden Deformationstemperaturen (Höck, 1978). Dies wird durch die hier vorliegenden Ergebnisse deutlich bestätigt.

Die Quarz-Achsenverteilungsmuster innerhalb der Eklogitzone sind ähnlich denen des Venediger Duplexes, asymmetrische Kreuzgürtel Typ I dominieren auch hier die analysierten quarz- und calcitreichen Proben (nicht-koaxiale Deformation).

Zusammenfassend lässt sich mithilfe der Quarz- und Calcittexturen die Aussage treffen, dass die Gesteine der Eklogitzone einer Scherung (nicht-koaxiale Deformation) Richtung N bis NW unterzogen wurden, welche mit der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex im Zuge ihrer Exhumierung in Verbindung gebracht wird. Teilweise kann auch ebene Verformung (plane strain) im erweiterten Grenzbereich zur Glocknerdecke festgestellt werden, die aber keine dominante Straingeometrie darstellt. Die Abschätzung der Deformationstemperaturen lässt die Aussage zu, dass die Einheiten der Eklogitzone bei mindestens 400°C (bis zu 550°C) verformt worden sind.

Die dominante Scherrichtung der Einheiten der Eklogitzone verläuft von S nach N (nordwärtsgerichtete, nicht koaxiale Deformation der Gesteine). Die häufig auftretenden Schersinnindikatoren in (zumeist) Granatglimmerschiefern und Eklogit-Myloniten der Eklogitzone sind ecc-Gefüge mit untergeordneten SC-Gefügen aus Mus, Bt, Chl. Rotierte Schneeballgranate mit eingeschleppter Foliation (syndeformativ), rotierte Granate mit interner Foliation (prädeformativ)

sowie σ - und δ -Strainschatten um Granat bestätigen die N bis NW Scherung der Eklogitzone (Abb.69). Diese wird mit der Überschiebung und Platznahme der Eklogitzone auf dem Venediger Duplex zwischen 38-32 Ma (Kurz et al. 2008) korreliert.

Mikro- sowie Makrostrukturen innerhalb der Einheiten der Eklogitzone spielen eine wesentliche Rolle zur Erstellung einer relativen Abfolge von Deformations- und Metamorphoseereignissen innerhalb dieser Einheiten. Wie in Abb.116 dargestellt konnten zumindest sechs unterschiedliche Deformations- und vier Metamorphoseevents erkannt werden, welche die heute vorliegenden Lithologien und Geländestrukturen der zentralen Eklogitzone erklären könnten.

Eine prä-eklogitfazielle Paragenese in Gesteinen der Eklogitzone ist so gut wie nicht dokumentiert, nur vereinzelte Einschlüsse in Granat (welcher eklogitfaziell gewachsen ist) in Form von Qtz, Pl, Ky, Ep, Zoi geben Hinweis auf eine mögliche amphibolit/blauschieferfazielle Metamorphose vor dem P-Peak der Eklogitzone vor ca. 32 Ma (Glodny et al. 2005, Nagel et al. 2013). Eine interne, schwach ausgeprägte Foliation in eklogitfaziell Granat könnte der Hinweis auf eine Deformationsphase (D1 in Abb.80) vor dem P-Peak geben (diese ruft die Foliation S1 (Abb.116) innerhalb der Granate hervor, vgl. Abb.54 und 55). Die Deformationsphase D2 (Abb.116) in der Eklogitzone verlief zeitgleich mit der eklogitfaziellen Metamorphose M2 am P-Peak (~22 kbar, Hoschek, 2001) und bildete die erste penetrative, heute eher schwierig zu erkennende Foliation S2 aus (siehe Abb.116). Kurz et al. (1998a) diskutierten diese Foliation als Resultat einer Top nord- bis nordostwärts gerichteten duktilen Scherung. S2 in den Proben dieser Arbeit ruft auch das Streckungslinear L2 hervor (Abb.29 und 116). Durch Schersinnanalysen im Zuge dieser Arbeit wurde ein dominanter Schersinn Richtung NO bis NW erkannt (duktile Scherung), was sich gut mit den Untersuchungen und Ergebnissen in Kurz et al. (1998a) deckt. Während der Exhumierung der eklogitfaziellen Paragenese kam es zu einer blauschieferfaziellen Überprägung (M3 in Abb.116) der Paragenese der Eklogite (dokumentiert unter anderem durch die pseudomorphe Ersetzung von Omphazit durch Glaukophan, vgl. Abb.61). Anschließend an diese retrograde Dekompression kam es zur regionalmetamorphen Wiedererhitzung aller Einheiten des Tauernfensters in grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen

(Tauernkristallisation). Im Zuge dieser Metamorphose M4 (Abb.116) wurden die zuvor eklogit- bzw. blauschieferfaziellen Paragenesen überprägt, deshalb finden sich im Gelände auch deutlich häufiger retrograde Eklogite (Epidot-Eklogite, Kurz et al. 1998a), die eine für die Amphibolitfazies stabile Paragenese aufweisen, als frische, eklogitfaziell erhaltene Eklogite. Innerhalb der Eklogite zeigt sich diese Metamorphose durch starke retrograde Überprägung der Paragenese, so sind diese Eklogite oft sehr stark durch Symplektitbildung charakterisiert. Die Deformationsphase D3 regelte die zuvor durch M4 gebildete Paragenese in Form einer penetrativen Foliation S3 ein, welche ebenso das Streckungslinear L3 hervorruft (Abb.116). Der im Zuge dieser Arbeit erhaltene Schersinn weist auf eine W- bis NW gerichtete duktile Scherung hin, was sich ebenso mit den Ergebnissen von Kurz et al. (1998a) deckt. Diese Scherung wird mit der späten (beginnend bei 21 Ma, Scharf et al. 2013) O-W gerichteten Dehnungstektonik ausgelöst durch den südalpinen Indenter in Verbindung gebracht.

Eine spröde Top W gerichtete Deformation (Kurz et al. 1998a) überprägte im allerletzten Abschnitt der retrograden Entwicklung der Eklogitzone das Gefüge (D6 in Abb.80), diese ist durch Brüche in Granat (vgl. Abb.55) dokumentiert. Dies bestätigt auch die Ausführung in Kurz et al. (1998a). Die Bildung der Falteninterferenz in der Eklogitzone wird mit den Deformationsereignissen D4 und D5 erklärt, welche jeweils eine Faltengeneration zur Folge hatte (Abb.116 und 117). Als zusammenfassende Darstellung der Deformations- und Metamorphoseevents innerhalb der Eklogitzone dient Abb.116:

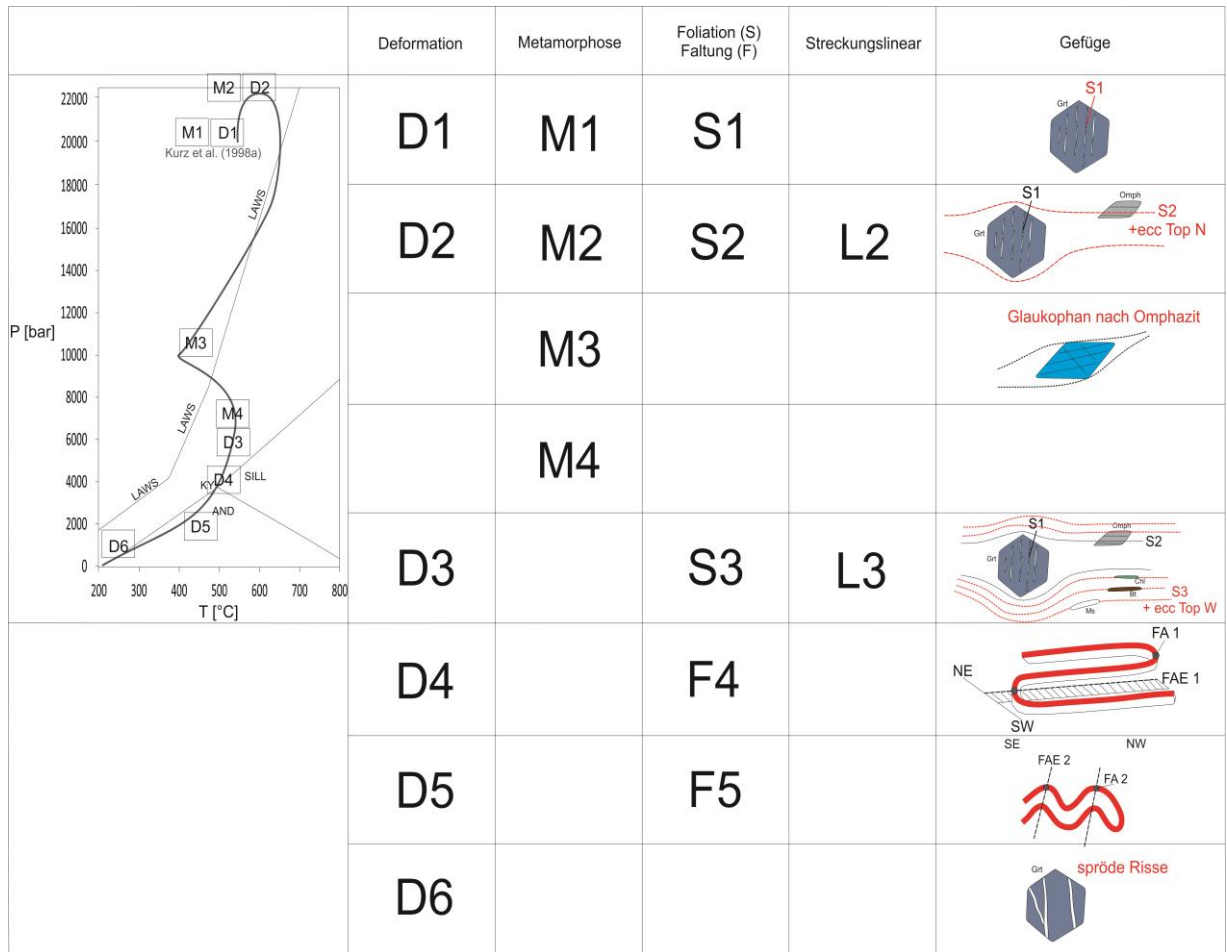


Abb.116: Zusammenfassende Darstellung der Deformations- sowie Metamorphoseereignisse während der Entwicklung der Eklogitzone. In den PT-Pfad nach Kurz et al. (1998a) sind die relativen zeitlichen Abfolgen der D- und M-events geplottet. Nähere Beschreibung siehe Text.

D1 ist in den Gesteinen der Eklogitzone makroskopisch nicht erkennbar, mikroskopisch ist sie durch die interne Foliation in einigen eklogitfaziell gewachsenen Granaten charakterisiert.

M1 wird die (wahrscheinlich) grünschiefer- bis amphibolitfazielle Paragenese während der prograden Entwicklung bezeichnet, die teilweise als Einschlüsse in eklogitfaziell Granat vorhanden ist (v.a. Qtz, Pl, Ky). Aufgrund der unvollständig erhaltenen Paragenese könnte M1 auch unter blauschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen sein.

D2 ist im Gelände ebenso nicht einfach zu erkennen, es handelt sich um ein N-S verlaufendes Streckungslinear L2. Die eklogitfaziell gebildete Foliation S2 ist aufgrund der späteren Überprägung von S3 ebenso nicht sehr deutlich ausgeprägt, sie weist einige syndeformativ gewachsene Omphazite auf (wie auch in Kurz et al. 1998a diskutiert).

M2 spiegelt die deutlich eklogitfazielle Paragenese wider (Omph, Grt, Pl).

M3 (blauschieferfaziell) wird durch die Ersetzung von Omphazit durch Glaukophan deutlich, die Metamorphose lief am Übergang von rascher, isothermaler Dekompression zu regionalmetamorpher Wiedererhitzung durch die Tauernkristallisation ab.

Als M4 wird die regionalmetamorphe grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose (Tauernkristallisation), die alle Einheiten des Tauernfensters überprägte, bezeichnet.

D3 ist die in fast allen Lithologien der Eklogitzone auftretende, penetrative Foliation S3, die die zuvor grünschiefer- bis amphibolithfaziell gebildete Paragenese einregelt. Gleichzeitig zur Schieferung wird auch das Streckungslinear L3 ausgebildet, welches nahezu horizontal in W-O Richtung verläuft.

D4 wird mit der ersten (isoklinalen) Faltengeneration (F4) innerhalb der Eklogitzone sowie auch im Venediger Duplex in Verbindung gebracht.

D5 stellt die zweite, überprägende offene Faltengeneration dar (F5), die in allen untersuchten Einheiten nachgewiesen werden kann. Chronologisch ist die Falteninterferenz nachfolgend auf M4 sowie D3 einzuordnen, da die durch M4 gebildete und durch D3 penetrativ deformierte Paragenese eindeutig durch F4 und F5 mitverfaltet worden ist.

D6 stellt die Bildung von Mikrorissen in Granat dar, welche durch spröde Deformation im letzten Abschnitt der Exhumierung stattgefunden hat.

Die sowohl im Venediger Duplex als auch in der Eklogitzone auftretende Falteninterferenz (F4 wird von F5 überprägt) wird durch das in Abb.117 dargestellte, schematische Modell erklärt. Die Exhumierung der Subpenninischen Einheiten verlief in der ersten Phase in einer noch aktiven Subduktionszone in einem Subduktionskanal (siehe Abschnitt 4), es handelt sich um auftriebsgesteuerte Extrusion von eklogitfaziellen Krustenwedgen aus dem Subduktionskanal mit einer low-angle-corner Geometrie (= low-angle-corner flow, Modell 1b (Kurz & Froitzheim 2002), Abschnitt 4). Im Zuge dieser Exhumierung kam es zur Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex. Dabei

wurde die Eklogitzone (und auch Teile des Venediger Duplexes) durch eine N-S Einengung duktil deformiert (D4), was die Faltengeneration F4 zur Folge hatte, welche in beiden Einheiten deutlich ausgeprägt wiederzufinden ist. Nach der Platznahme der Eklogitzone auf dem Venediger Duplex und der regionalmetamorphen Wiedererhitzung in grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen aller Einheiten des Tauernfensters, kam es zu einer weiteren Deformation (D5), welche die Faltengeneration F5 durch W-O Einengung hervorrief. Diese Faltung F5 findet sich im Gelände deutlich in der Eklogitzone wieder, im Venediger Duplex konnte sie im Frosnitztal nicht, etwas westlich im oberen Dorfertal hingegen schon nachgewiesen werden. Es wird angenommen, dass D5 (F5) alle Einheiten des Tauernfensters subsequent zur Tauernkristallisation deformierte.

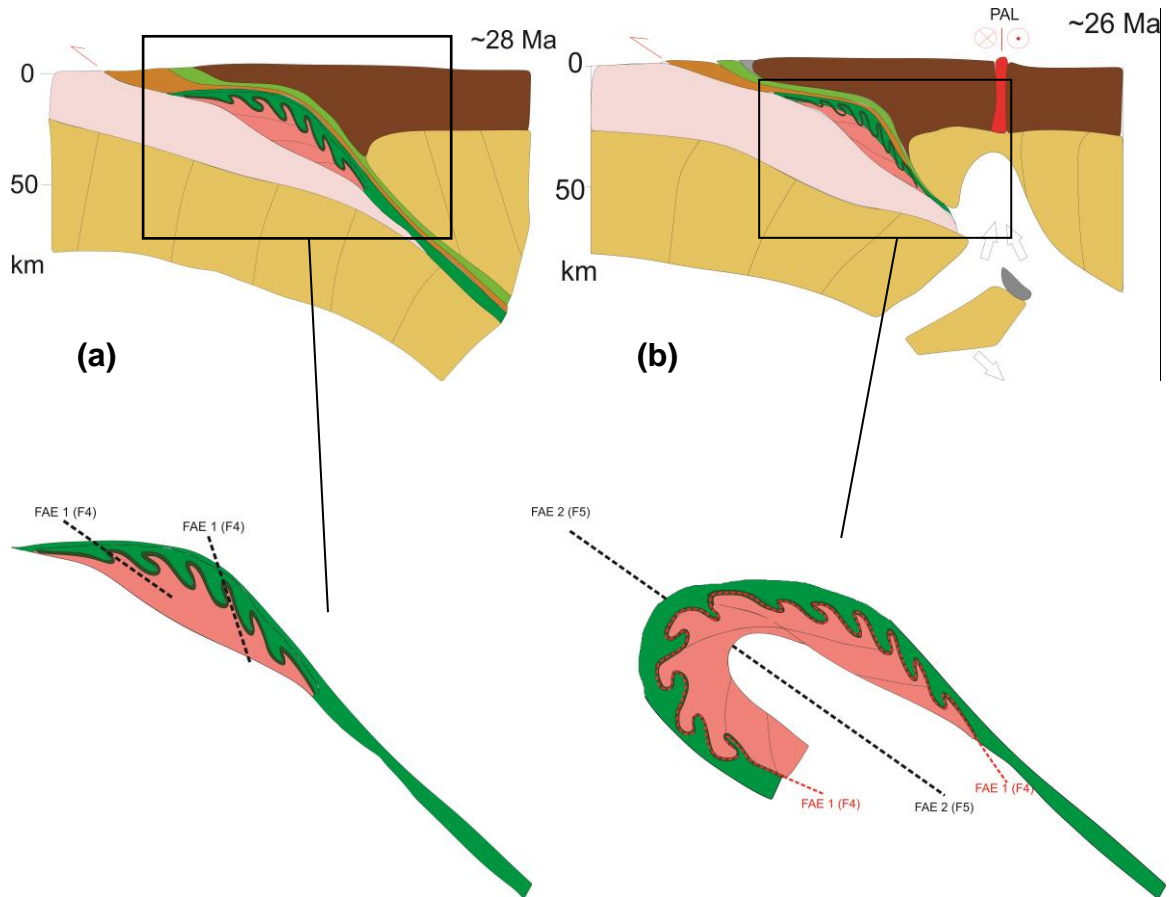


Abb.117. Schematisches Modell für die Entstehung der Falten generationen F4 und F5 innerhalb der Subpenninischen Einheiten des Tauernfensters (Venediger Duplex und Eklogitzone), Blockmodell verändert nach Schmid et al. (2013). In **(a)** kommt es bei der Überschiebung der Eklogitzone auf den Venediger Duplex zur Ausbildung der ersten, duktilen Falten generation F4 in beiden Einheiten, in **(b)** wird der dabei gebildete Deckenstapel durch die Falten generation F5 duktil verformt, im unteren Bereich jeweils eine Detaildarstellung des Venediger Duplexes und der Eklogitzone während des jeweiligen Events. Dadurch entsteht die im Gelände gut ersichtliche Falteninterferenz in der Eklogitzone. Hellgrün=Glocknerdecke; Orange=Modereck Deckensystem; zwei Arten von Dunkelgrün=Eklogitzone; Rosa=Venediger Duplex; Hellrosa=kontinentales Europa; Dunkelbraun=Apulische Platte (spätere Ostalpine Einheiten).

7.3 Fluid Inclusions

Formation and evolution of boudin structures in the VD

In the first part of the retrograde PT-path of the Venediger Duplex boudins of amphibolite rocks formed due to extension. Characteristic boudin neck structures generated and have been filled with quartz.

Shearing at temperatures $>350^{\circ}\text{C}$ led to quartz recrystallization within the Venediger Duplex. Due to this recrystallization, inclusions in the fluid system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ have been entrapped within boudin necks and leucosomes as well, as both were affected by recrystallization. Calculated isochores of these inclusions yield conditions for recrystallization (6.0-7.5 kbar, $400-500^{\circ}\text{C}$) within the Venediger Duplex (Fig.90 in 6.7). It can be shown that the grade of salinity in FIA V1 increases from about 6 to 15 mass% accompanied with a small change in the aqueous system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$. This change, represented by an increase of CaCl_2 within the metamorphic fluid, occurred during recrystallization and decompression at estimated maximum pressures around 7.5 kbar and temperatures of 500°C (FIA V1).

Subsequent healing of micro-cracks postdates recrystallization in the range between 3.8-5,2 kbar (FIA V2, Fig.90 in 6.7). These observations indicate extension of the Venediger Duplex under these conditions that resulted in the formation of micro-cracks. Those were filled by a fluid of FIA V2 in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$.

After stretching, recrystallization and extension in the units, an increase in fluid pressure caused formation of the boudin necks. The surrounding leucosomes were repressed (Fig.81 in 6.7) and the occurring voids filled with quartz that shows no recrystallization features. Primary inclusions were formed within this newly precipitated quartz between 0.8–1.3 kbar and $<300^{\circ}\text{C}$, containing also a CO_2 bearing fluid ($\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ system) of type FIA V3 (Fig.85 in 6.7). The chemical composition of FIA V3 FIs is explained with dissolution of carbonates in the vicinity of the boudins by circulating fluids.

An overview about the sample locations within the boudin structures, combined with texturally occurrence and chemical composition of the entrapped metamorphic fluid delivers Fig.118.

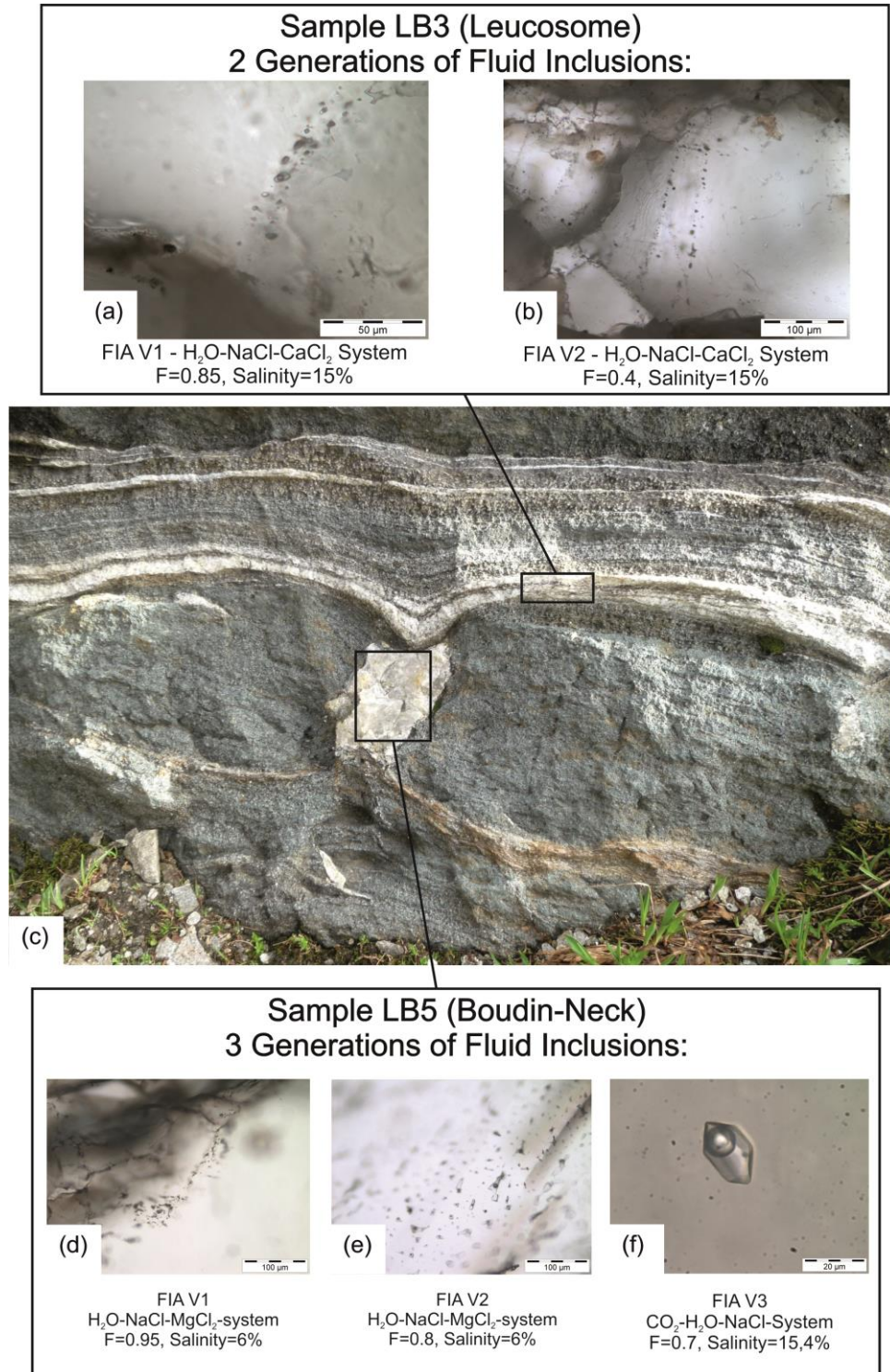


Fig.118: Macroscopic view of the amphibolite boudin structures and the surrounding leucosomes linked with the visualized fluid inclusions generations of sample LB5 and LB3 within the Variscian Basement of the Venediger Duplex, exact position of sampling shown in (c). Quartz from the boudin neck (d,e,f) and from the surrounding leucosomes (a,b) were investigated during this study. Long axis of picture approximately 1.5 metres.

Decrepitation textures of fluid inclusions are used to determine the type of PT-evolution the rock made after entrapment of the primary FIs (Vityk & Bodnar, 1995).

During the late stage of the PT-evolution, the Venediger Duplex was affected by isobaric cooling (IBC), which led to strong decrepitation of FIA V3 FIs. In comparison with Vityk & Bodnar (1995) the decrepitating shapes of FIA V3 inclusions indicate clearly IBC (Fig.119a). Due to the smaller size of FIA V1/V2 these shapes are not as large as decrepitation texture of larger FIA V3. FIA V1 and FIA V2 itself indicate isothermal decompression (ITD) after Vityk & Bodnar (1995). These data support isobaric cooling followed by isothermal decompression along the retrograde PT-path of the Venediger Duplex and the Eclogite Zone established by Ratschbacher et al. (2004).

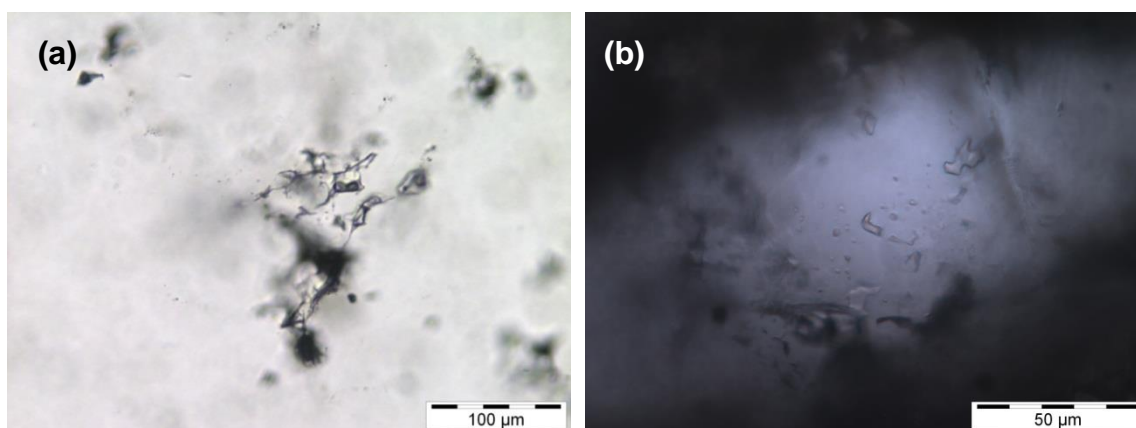


Fig.119: (a) Highly irregular, dendritic inclusion texture of fluid inclusions of FIA V3. Small, newly formed satellite inclusions are surrounding a larger relict in the center. Typical morphological features for IBC (according to Vityk & Bodnar 1995). Fluid Inclusions of FIA V2. (b) Irregular morphology of inclusions of which some show evidence of necking down. Larger inclusions display a hook-like shape. According to Vityk & Bodnar (1995) these shapes are evidence for ITD of the unit.

The relative chronology of events forming the boudin structures within the Venediger Duplex is obtained by fluid inclusion studies in quartz from boudin necks and leucosomes. The results are illustrated in Fig.120 and discussed below.

- Boudinage in an early state of exhumation, short after the P_{Max} of the PT-Path according to Selverstone et al. (1984), formation and quartz-filling of boudin necks, deformation subsequent to the P-peak

- Dynamic recrystallization of quartz due to shearing in a distinctive mylonitic shear zone further on the retrograde part of the PT-Path at its T_{Max} , entrapment of FIA V1
- Fast exhumation without cooling (isothermal decompression ITD, evidence from decrepitating shapes of inclusions of FIA V1, Fig.119b) between conditions from 1.5 kbar and 500°C (42Ma) to 1,0 kbar and 400°C (39Ma), according to Ratschbacher et al. (2004)
- Extension during exhumation subsequent to the recrystallization, formation and healing of micro cracks resulted in entrapment of FIA V2 inclusions within recrystallized quartz
- Second stage of isothermal decompression (ITD), evidence by decrepitational shapes of FIs of FIA V1 and 2 (Fig. 119a)

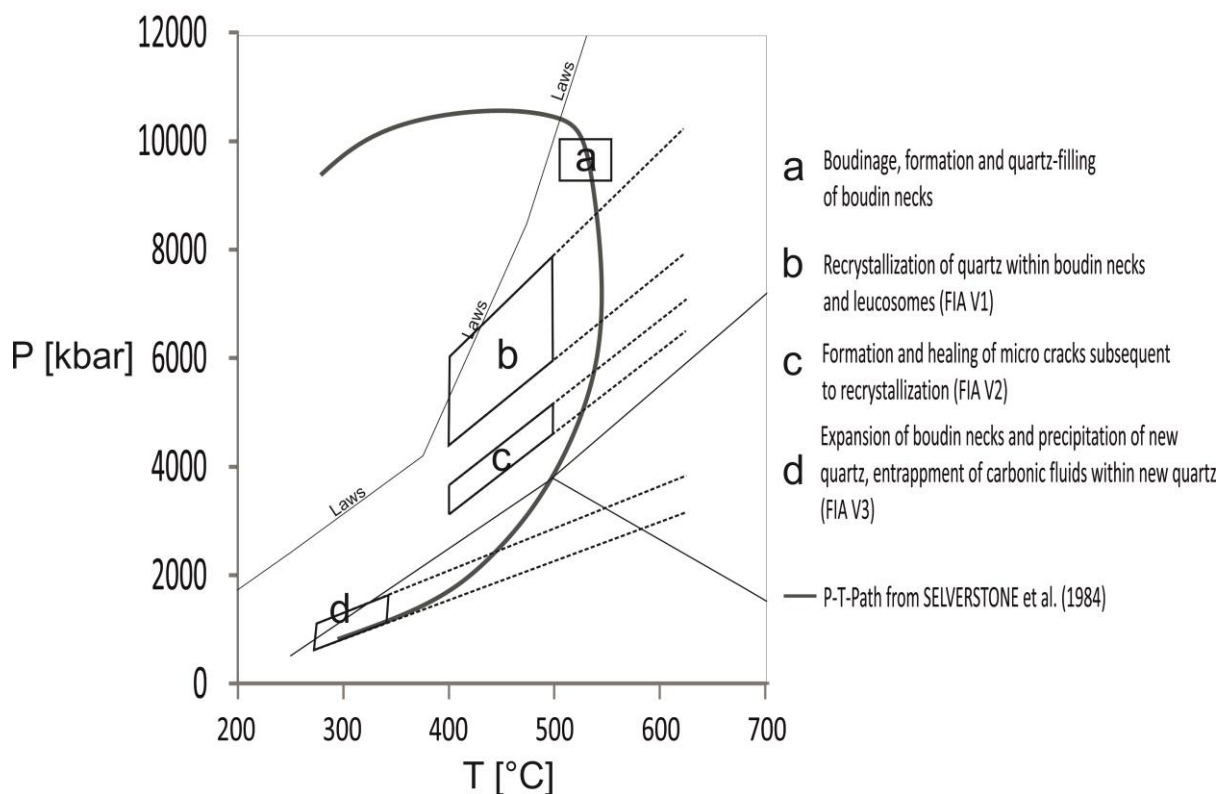


Fig.120: Relative chronology of FI entrapment linked with structural evolution in the Variscian Basement of the Venediger Duplex. PT-ranges of event-fields are gained through microthermometry on fluid inclusions and rheological features of quartz (see below). Dashed lines show that the calculated results (boxes of continuous lines) only represent minimum conditions of entrapment; the actual conditions can be higher.

- Formation of boudin neck structures due to high fluid pressure and precipitation of quartz (coarse grained, “new” quartz, which shows no recrystallization features). Entrapment of carbonic fluids (FIA V3) within newly formed quartz
- Isobaric cooling during the late stage of the PT-evolution of the Variscian Basement that dismembered fluid inclusions of FIA V3, as partly FIA V1 and V2 too (Fig.120).

	LB5			LB3	
	Quartz from <u>boudin neck (VD)</u>			Quartz from <u>leucosome (VD)</u>	
Generation of Fluid Inclusions	FIA V1 H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	FIA V2 H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	FIA V3 H ₂ O- CO ₂ -NaCl	FIA V1 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	FIA V2 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂
T _{m(CO₂)} [°C]			-57.3 to -56.4		
T _{E(H₂O)} [°C]	-44	-42 to -41	-43 to -34	-54 to -50	-52 to -50
T _{m(HH)} [°C]	-17	-18 to -15	-21.4 to -18	-28 to -23	-26
T _{m(H₂O)} [°C]	-6.5	-3.7 to -3.6	-11.8 to -9	-13 to -9	-11.6 to -11
T _{m(Cla)} [°C]			5 to 7		
T _{h-L(CO₂)} [°C]			29.9 to 31.1		
T _{h-L(H₂O)} [°C]	120 to 150	188 to 203	235	185 to 268	245 to 296
T _{h-L (total)} [°C]			334.7 to 373		
Fluid-Density [g/cm ³]	0.96 - 0.98	0.91 - 0.92	0.77	0.93 - 1.00	0.90 - 0.95

Tab.19: Complete analytical results of microthermometry on fluid inclusions within the VD, phase transformation observed by analysing them with a LINKAM heating-cooling stage. Abbreviations see text.

Chronology of folding events in the Eclogite Zone

The objective of this study is to constrain metamorphic conditions for the complex fold-interference pattern that shows up in the central Eclogite Zone of the Frosnitz valley. Fluid inclusions from quartz and calcite layers, which are affected by F1 and F2 fold generations, show metamorphic conditions postdating the multiple

folding events within the central Eclogite Zone, as discussed in section 3.2 (in 6.7). These layers occur concordant to a penetrative foliation of HP mineral assemblages, which show a blueschist- and a Barrovian-type metamorphic overprint. Barrovian-type is related to the 'Tauernkristallisation'-event at a late stage during the retrograde part of the PT-evolution of the Eclogite Zone. Calculated minimum conditions for entrapment of primary fluid inclusions (FIA E1) in quartz and (FIA E3) in calcite arranged as folded layers show, that the folding events did not start before the Eclogite Zone was exhumed to depths of ~18-19km (4.8 kbar and 450-550°C; assumption: $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$; Fig.121).

Fluid inclusions from discordant quartz layers cutting F1 and F2 indicate quartz vein formation clearly after folding and results show, that the fold-interference pattern developed at conditions higher than 2.5 kbar and 350-450°C (9.1 km depth; assumption: $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$; Fig.121).

Hence the formation of the fold-interference pattern in the Eclogite Zone between 2.5-4.8 kbar and 450-550°C is suggested. However, data represent minimum conditions and higher during F1 and F2 may be expected. By comparing these results to the previously constructed PT-paths, e.g. Kurz et al. (1998a), it can be argued that folding events F1 and F2 must have taken place subsequent to the reheating of the units called 'Tauernkristallisation', as it is shown in Fig.121.

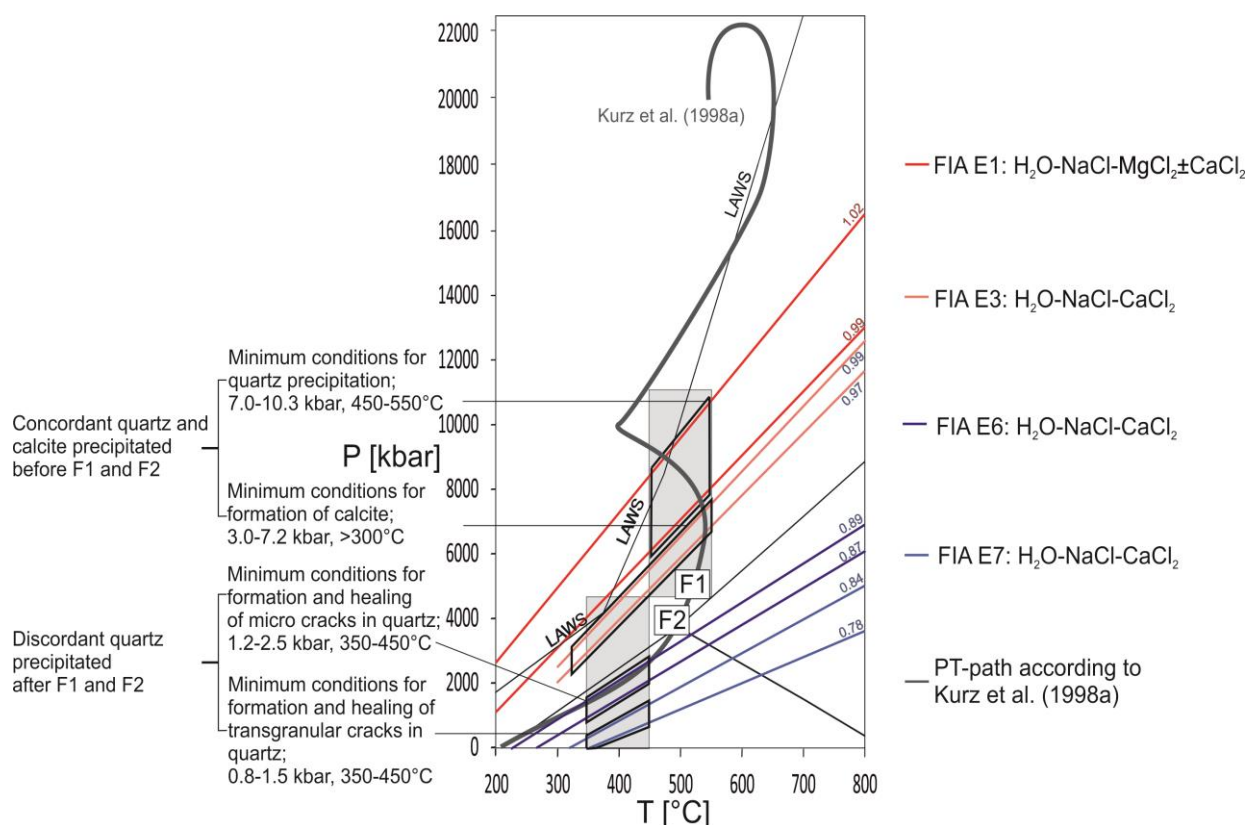


Fig.121: PT-diagram showing isochore ranges and densities of fluid inclusions from concordant layers (FIA E1 and E3) postdating, and discordant veins (FIA E6 and E7) predating the fold-interference pattern (F1 and F2) occurring in the central Eclogite Zone, grey columns represent appearing temperature ranges observed by quartz and calcite rheology.

	LB17/43/60/68					LB42	
	Concordant quartz and calcite folded by F1 and F2 (EZ)					Discordant quartz formed later then F1/F2 (EZ)	
Fluid Inclusion Assemblages	FIA E1 H ₂ O-NaCl-MgCl ₂ ± CaCl ₂	FIA E2 H ₂ O	FIA E3 (Cc) H ₂ O- CO ₂ -CaCl ₂	FIA E4 N ₂ -CH ₄ -H ₂ O	FIA E5 H ₂ O-NaCl-MgCl ₂ ± CaCl ₂	FIA E6 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	FIA E7 H ₂ O-NaCl-CaCl ₂
T _E [°C]	-52 (CaCl ₂) to -33.8 (MgCl ₂)	-1 to 0	-52.1 to -42		-51.2 (CaCl ₂) to -37.8 (MgCl ₂)	-52.8 to -44	-52.8 to -44
T _{m(HH)} [°C]	-28 to -21.2		-26 to -22.1		-26 to -22.1	-22.0 to -21.2	-22.0 to -21.2
T _{m(H₂O)} [°C]	-7.2 to -3.5 -22.5°C (solid NaCl)	0	-10 to -3.4		-10 to -3.4	-11.0 to -9.6	-11.0 to -9.6
T _{h-L} [°C]	89 to 147.3	168.5 to 172	185.6 to 197.3	-164	230 to 253	230.2 to 275.8	345.2
Fluid-Density [g/cm ³]	0.99 to 1.02	0.89 to 0.93	0.98 to 0.99	0.59	0.72 to 0.85	0.87 to 0.89	0.78 to 0.84

Tab.20: Complete analytical results of microthermometry on fluid inclusions from the Eclogite Zone, phase transformation observed by analysing them with a LINKAM heating-cooling stage. These results were used to calculate PT-conditions before and after the F1 and F2 folding event within units of the EZ, Abbreviations see text.

Formation and recrystallization of extensional veins in VD, EZ and GN

Discordant quartz filled veins, formed during late E-W-directed extension, occurred in all units of the Tauern Window. Microthermometry from fluid inclusions from these veins in the Venediger Duplex, Eclogite Zone and Glockner Nappe was performed to obtain metamorphic conditions for quartz vein formation.

Fig.122 gives a combination of isochores of texturally primary FIs entrapped during quartz vein precipitation from all three investigated units. Calculated densities of primary inclusions and their isochore fields indicate quartz precipitation between 1.5-4.5 kbar and 300-400°C in all three units.

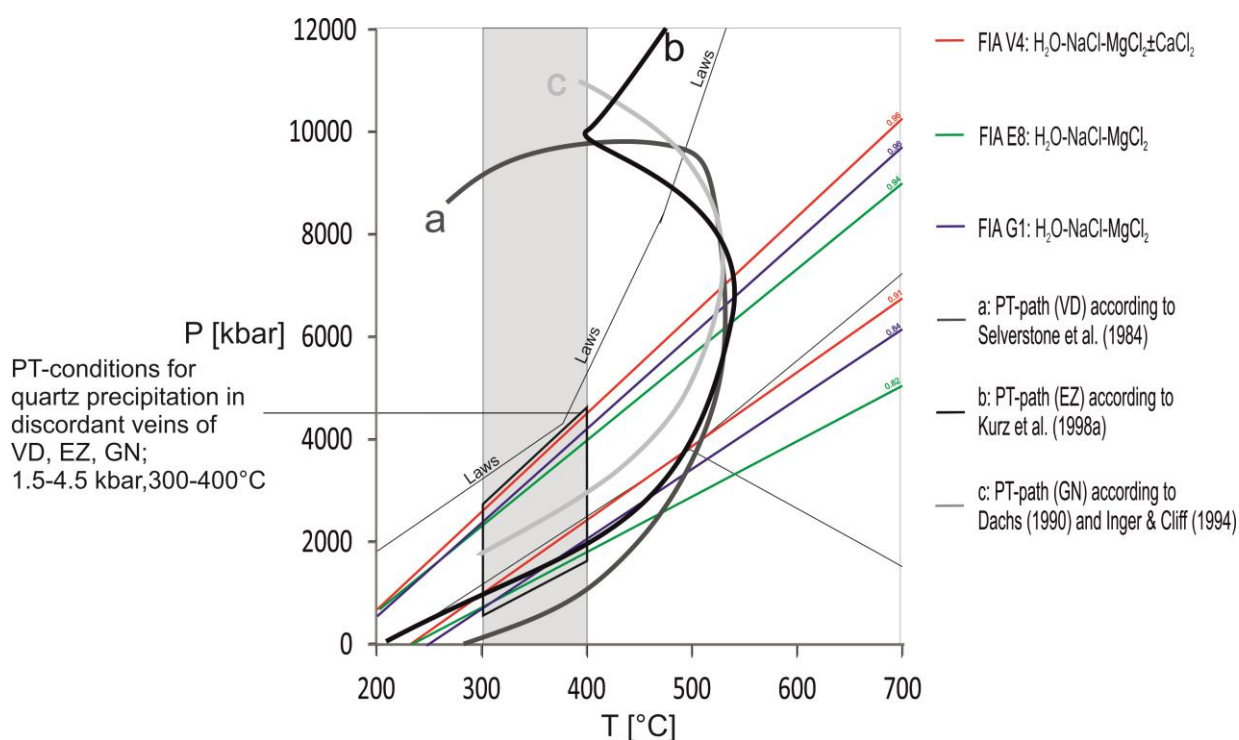


Fig.122: PT-diagram with combined isochore ranges and densities of primary FIs entrapped during quartz precipitation in all three investigated units (VD=FIA V4; EZ=FIA E8; GN=FIA G1). Grey column shows temperature range of entrapment due to rheological features of quartz.

The chemistry of the entrapped metamorphic fluid differs slightly within the chemical system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2 \pm \text{CaCl}_2$ in all units, whereas texturally primary fluid inclusions in the VD and the EZ show higher salinities (11-13mass%, some oversaturated inclusions with solid NaCl of FIA E9 up to 25mass%), while primary FIs from veins of the GN contain a lower salinity between 5-9mass%. Another

difference is the chemical system of the metamorphic fluid entrapped in primary fluid inclusions. Within discordant veins of the VD the chemical system $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$ is present in primary inclusions (FIA V4), while discordant veins of the Eclogite Zone and the Glockner Nappe both contain primary inclusions (FIA E8, FIA G1) of the aqueous saline system $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$.

Calculated minimum entrapment conditions for primary aqueous saline fluid inclusions from discordant quartz veins of all three units show nearly the same results (1.5-4.5 kbar, 300-400°C). Therefore a common late tectonothermal history of all three units starting at conditions of 5.0 kbar and 500°C during the ‘Tauernkristallisation’ is proposed. These conditions can be related to an earlier thrusting event which thrust the Glockner Nappe above the Modereck Nappe (or the Eclogite Zone as it appears in the Frosnitz valley) as well as the emplacement of the Eclogite Zone onto the Venediger Duplex predated by the conditions from Fls. These results also support the assumptions after Scharf et al. (2013b), that the GN and the Modereck Nappe System (also part of the subpenninic nappes within the Tauern Window) experienced the same thermal evolution during this event.

	LB54/67		LB64		LB69
	Quartz from discordant vein in VD		Quartz from discordant vein in EZ		Quartz from discordant vein in GD
Fluid Inclusion Assemblages	FIA V4 $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$	FIA V5 $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$	FIA E8 $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$	FIA E9 $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\pm\text{CaCl}_2$	FIA G1 $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$
T_E [°C]	-52.1 (CaCl ₂) to -34.9 (MgCl ₂)	-52.2 (CaCl ₂) to -42.3 (MgCl ₂)	-36.6 to -35.9	-54.3 (CaCl ₂) to -42.5 (MgCl ₂)	-36.7 to -35
$T_{m(HH)}$ [°C]	-23 to -21.4	-23 to -21.2	-21.8 to -21.2	-14.6 to -10.7 (solid NaCl)	-22.5 to -21.7
$T_{m(H_2O)}$ [°C]	-10.6 to -7.2	-12 to -9.5	-11.7 to -3.5	-24.4 to -21.9 (solid NaCl)	-2.9 to -2.5
T_{H-L} [°C]	165 to 245	255 to 308	155.2 to 245.5	326.1 to 387.9	170.2 to 253.4
Fluid-Density [g/cm ³]	0.91 to 0.96	0.79 to 0.89	0.82 to 0.94	0.71 to 0.78	0.84 to 0.96

Tab.21: Analytical results of microthermometry on fluid inclusions from discordant veins of the Venediger Duplex, the Eclogite Zone and the Glockner Nappe. Phase transformation observed by analysing them with a LINKAM heating-cooling stage. These results were used to calculate PT-conditions of formation and filling of discordant veins in all three units, abbreviations see text.

8 Anhänge

Tab.22: Proben aus dem Variszischen Basement des Venediger Duplexes, (SF = Schieferung, +I = Streckungslineation), Nord- und Ostwert bezieht sich auf das geodätische Referenzsystem WGS 84

Probennummer	Lithologie	Seehöhe[m]	Nordwert	Ostwert	SF	+I
LB1	Quarz	2691	47°04'37"	12°25'40"	uo	-
LB2	Leukosom	2708	47°05'05'	12°25'10"	uo	-
LB3	Leukosom	2670	47°05'05'	12°25'14"	172/50	105/25
LB4	Quarz	2650	47°05'05'	12°25'16"	uo	-
LB5	Quarz	2638	47°05'04'	12°25'17"	uo	-
LB45	Quarz	2663	47°08'24"	12°42'23"	uo	-
LB46	Quarz	2664	47°08'24"	12°42'23"	uo	-
LB47	Quarz	2664	47°08'24"	12°42'23"	uo	-
LB48	Quarz	2665	47°08'24"	12°42'23"	uo	-
LB49	Quarz	2668	47°08'25"	12°42'07"	uo	-
LB51	Glimmerschiefer	2262	47°08'49"	12°43'43"	160/45	80/10
LB52	Glimmerschiefer	2290	47°08'59"	12°43'55"	130/15	68/05
LB53	Paragneis	2299	47°09'03"	12°44'08"	150/34	150/35
LB54	Quarz	2311	47°09'05"	12°44'20"	uo	-
LB55	Quarz	2431	47°09'07"	12°44'16"	uo	-
LB56	Paragneis	2686	47°09'25"	12°46'04"	178/35	218/35
LB57	Glimmerschiefer	2893	47°10'13"	12°46'05"	180/30	245/10
LB58	Paragneis	2870	47°10'04"	12°46'12"	185/25	190/35
LB59	Orthogneis	2813	47°09'52"	12°46'25"	190/30	290/05
LB67	Quarz	2672	47°08'51"	12°42'01"	uo	-

Tab.23: Proben aus der Eklogitzone (SF = Schieferung, +I = Streckungslineation), Nord- und Ostwert bezieht sich auf das geodätische Referenzsystem WGS 84

Probennummer	Lithologie	Seehöhe[m]	Nordwert	Ostwert	SF	+I
LB6	Granatglimmerschiefer	2582	47°05'03"	12°27'36"	02/60	280/42
LB7	Granatglimmerschiefer	2534	47°04'47"	12°27'30"	210/45	208/45
LB8	Granatglimmerschiefer	2542	47°04'47"	12°27'33"	130/44	60/11
LB9	Eklogit-Mylonit	2080	47°04'10"	12°27'16"	170/82	120/70
LB10	Kalkglimmerschiefer	2857	47°05'22"	12°27'51"	215/40	168/30
LB11	Granatglimmerschiefer	2847	47°05'24"	12°28'06"	225/30	155/02
LB12	Granatglimmerschiefer	2894	47°05'18"	12°27'59"	180/30	140/20
LB13	Eklogit-Mylonit	2963	47°05'15"	12°28'03"	200/65	270/15
LB14	Eklogit-Mylonit	2960	47°05'15"	12°28'02"	180/50	200/50

LB15	Ungescherter Eklogit	2952	47°05'16"	12°28'02"	-	-
LB16	Eklogit-Mylonit	2912	47°05'16"	12°28'01"	210/35	220/35
LB17	Quarz	2691	47°05'08"	12°27'47"	-	-
LB18	Ungescherter Eklogit	2712	47°05'08"	12°27'48"	25/50	65/45
LB19	Kalkglimmerschiefer	2710	47°05'08"	12°27'47"	200/30	260/15
LB20	Ungescherter Eklogit	2725	47°05'08"	12°27'48"	262/70	334/40
LB23	Ungescherter Eklogit	2600	47°05'03"	12°27'37"	210/75	300/35
LB24	Ungescherter Eklogit	2650	47°04'59"	12°27'53"	172/35	-
LB25	Eklogit-Mylonit	2655	47°04'59"	12°27'54"	-	-
LB26	Eklogit-Mylonit	2657	47°05'00"	12°27'54"	182/30	125/20
LB27	Quarz	2645	47°05'01"	12°27'51"	220/45	155/10
LB28	Ungescherter Eklogit	2828	47°05'07"	12°27'59"	95/25	205/05
LB29	Granatglimmerschiefer	2709	47°04'58"	12°28'09"	194/30	205/30
LB30	Eklogit-Mylonit	2701	47°04'58"	12°28'10"	192/40	130/05
LB31	Granatglimmerschiefer	2072	47°04'01"	12°27'21"	185/30	220/30
LB32	Calcit-Marmor	2160	47°04'10"	12°27'21"	130/55	-
LB33	Glimmerschiefer	2046	47°04'13"	12°27'10"	150/40	205/30
LB34	Eklogit-Mylonit	2191	47°04'27"	12°27'17"	160/35	158/28
LB36	Ungescherter Eklogit	2208	47°04'29"	12°27'16"	160/15	238/10
LB37	Granatglimmerschiefer	2053	47°04'11"	12°26'53"	170/40	200/30
LB38	Eklogit-Mylonit	2055	47°04'12"	12°26'53"	235/30	-
LB39	Eklogit-Mylonit	2334	47°04'21"	12°26'33"	180/42	175/20
LB42	Quarz	1944	47°07'22"	12°45'09"	uo	-
LB43	Quarz	1944	47°07'22"	12°45'09"	uo	-
LB44	Kyanit	2060	47°07'22"	12°45'09"	uo	-
LB60	Quarz	2583	47°08'08"	12°46'16"	uo	-
LB61	Quarz	2622	47°08'15"	12°46'21"	uo	-
LB62	Quarz	2646	47°08'27"	12°46'45"	uo	-
LB63	Quarz	2646	47°08'27"	12°46'45"	uo	-
LB64	Quarz	2746	47°08'26"	12°47'39"	uo	-
LB65	Quarz mit Magnesit	2467	47°08'00"	12°46'10"	uo	-
LB68	Quarz	2673	41°08'13"	12°47'23"	uo	-

Tab.24: Proben aus der Glocknerdecke SF = Schieferung, +l = Streckungslineation

Probennummer	Lithologie	Seehöhe[m]	Nordwert	Ostwert	SF	+l
LB40	Grünschiefer	2325	47°03'35"	12°26'38"	164/35	28/10
LB41	Grünschiefer	2332	47°03'32"	12°26'39"	162/35	214/10
LB66	Quarz	1842	47°06'04"	12°48'24"	uo	-
LB69	Quarz	2673	47°08'14"	12°47'23"	uo	-

Abkürzungen:

Allgemeines

Bt:	Biotit	EZ	Eklogitzone
Cc:	Calcit	FA	Faltenachse
Chl:	Chlorit	FAE	Faltenachsenebene
Glau:	Glaukophan	Fls	Fluid inclusions
Grt:	Granat	FIA	Fluid inclusion assemblage
Ky:	Kyanit	GD	Glocknerdecke
Mus:	Muskovit	L	Liquid
Omph:	Omphazit	V	Vapor
Phen:	Phengit	VD	Venediger Duplex
Pl:	Plagioklas		
Qtz:	Quarz		
Rt:	Rutil		
Zoi:	Zoisit		

Literatur.

ARCHER, D. G. (1992): Thermodynamic Properties of the NaCl + H₂O System. Thermodynamic Properties of NaCl(aq), NaCl·2H₂O(cr), and Phase Equilibria. *J. Phys. Chem. Ref. Data* 1992, 21, P. 793-829.

BAKKER, R.L. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, Vol. 194, Issue 1-3, P. 3-23.

BAUMGARNTNER, M. and BAKKER, R.J. (2010): Raman spectra of ice and salt hydrates in synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, Vol. 275, Issue 1-2, P. 58-66.

BEHRMANN, J. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. *Geotekt. Forsch.* 76, S. 63-80.

BICKLE, M. J., & PEARCE, J. A., (1975): Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps. *Contrib. Mineral, Petrol.* 49, S. 177—189.

BRAUN, G. & HÖRMANN, P. K. (1974): Bericht über eine tektonische Analyse (Makrogefüge) der Gesteine der Oberen Schieferhülle des süd-westlichen Großvenedigergebietes zwischen Dorfertal und Arvental. — *DFG-Forschungsbericht, Ka 892/7, Kiel 1974.*

BRAUN, G. & RAASE, P. (1975): Alpidische Metamorphose und tektonisches Gefüge im Bereich der westlichen Hohen Tauern.- *DFG-Forschungsbericht, Ra 211/1, Kiel 1975.*

BURKE, E.A.J. (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, Vol. 55, Issue 1-4, P. 139-158.

BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Structural Geology*, 15, S: 351-368.

CHRISTENSEN, J. N., SELVERSTONE, J., ROSENFELD, J. L., & DePAOLO, D. J. (1994). Correlation by Rb–Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 1–12.

CLIFF, R. A., DROOP, G. T. R., REED, C. (1985): Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, Volume 3, Ausgabe 4, S. 403–415, Dezember 1985.

DACHS, E. (1990): Geothermobarometry in metasediments of the southern Grossvenediger area (Tauern Window, Austria). *J. metamorphic Geol.*, 8, 217-230.

DIAMOND, L.W. (2003): Glossary: Terms and symbols used in fluid inclusion studies. In: Samson I., Anderson A. and Marshall D. (Eds.) "Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation". Short Course Vol. 32. Mineralogical Association of Canada. P. 363-372.

DUAN, Z., MØLLER, N., GREENBERG, J., WEARE, J.H. (1992): The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 56, Issue 4, P. 1451-1460.

DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J.H. (1992): An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, Issue 7, P. 2619-2631.

DUBOIS, M., MARIGNAC, C. (1997): The H₂O-NaCl-MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies. *Economic Geology*, Vol. 92, Issue 1, P. 114-119.

FRANZ, G., & SPEAR, F. S. (1983): High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern Window, Austria. *American Journal of Science*, 283-A, S. 396-413.

FRANZ, G., & SPEAR, F. S. (1986): P-T evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Lithos*, 19 (1986), S. 219-234

- FREY, M., MÄHLMANN, R.F. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, S. 135-154, 1999.
- FREZZOTTI, M.L., TECCE, F., CASAGLI, A. (2012): Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration* Vol. 112, P. 1-20
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rdsch.* 65, S. 375—393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W. (1978): A plate tectonic model of the Eastern Alps. - In: CLOSS, H ,
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60, S. 121—139, Amsterdam 1979.
- FRISCH, W. (1980a): Tectonics of the western Tauern window. *Mitt, österr. geol. Ges.* 1978/1979, S. 65—71, Wien, Juni 1980.
- FRISCH, W., DURR, S.B., RING, U. (1993): Geochemistry and geodynamic significance of North Penninic ophiolites from the central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* Vol. 73, Issue 3, P. 407-419.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogitefaciesmetamorphism in the Alps: A working hypothesis. *Eclogae geol. Helv.* 89/1: 81-110 (1996).
- FÜGENSCHUH, B., LOPRIENO, A., CERIANI, S. & SCHMID S. M., (1999): Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographical and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 201-218.
- GEBAUER, D. (1999): Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, S. 191-208, 1999.
- GLODNY, J., RING, U., KÜHN, A., GLEISSNER, P., FRANZ, G., (2005): Crystallization and very rapid exhumation of the youngest Alpine eclogites (Tauern Window, Eastern Alps) from Rb/Sr mineral assemblage analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 699–712.

HANDY, M. R., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R., KISSLING, E., & BERNOULLI, D., (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102, 121–158.

HERWARTZ, D., NAGEL, T. J., MÜNKER, C., SCHERER, E. E., & FROITZHEIM, N. (2011): Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu–Hf garnet chronometry. *Nature Geoscience*, 4(3), 178–183.

HÖCK, V. (1978): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, Vol. 71-72, S. 119-127

HÖCK, V., FRANK, C., MILLER, C. (1987): Metamorphose und Tektonik im Mittleren Tauernfenster. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 129, Wien. 633, 1987.

HÖRMANN, P. K. (1969-72): Geologische Aufnahme der penninischen Serien im südlichen Großvenediger Gebiet. *Geologische Karte: Blatt- Krimml (1 : 50.000) in prep. Geol. B.-A. Wien.*

HOHENEGGER, J., RÖGL, F., CORIC, S., PERVESLER, P., LIRER, F., ROETZEL, R., (2009). The Styrian Basin: a key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, 102–132.

HÖLZEL, M., DECKER, K., ZAMOLYI, A., STRAUSS, P., & WAGREICH, M. (2010): Lower Miocene structural evolution of the central Vienna Basin (Austria). *Marine and Petroleum Geology*, 27, 666–681.

HÖLZEL, M., WAGREICH, M., FABER, R., & STRAUSS, P. (2008): Regional subsidence analysis in the Vienna Basin (Austria). *Austrian Journal of Geosciences*, 101, 88–98.

HÖRMANN, P. K. (1969-72): Geologische Aufnahme der penninischen Serien im südlichen Großvenediger Gebiet. *Geologische Karte: Blatt- Krimml (1 : 50.000) in prep. Geol. B.-A. Wien.*

- HOSCHEK, G. (2001): Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria. *Lithos* 59, S. 127–150, 2001.
- HULL, D. (1975): An introduction to dislocations. *Pergamon Press., Oxford*, S. 444.
- INGER, S. and CLIFF, R. A. (1994): Timing of metamorphism in the Tauern Window, Eastern Alps: Rb-Sr ages and fabric formation. *J. metamorphic Geol.*, 1994, 12, S. 695-707.
- JANAK, M., FROITZHEIM, N., VRABEC, M., KROGH RAVNA, E.J., DE HOOG, J.C.M. (2006): Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotite in Pohorje, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol.24 (1), S. 19-31.
- KLATT, E. (1977): Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der penninischen Serien im Bereich des Maurertales, Osttirol, Österreich. — *Geol. Diplomarbeit, Universität Kiel 1977*.
- KRUMGALZ, B.S., POGORELSKY, R., IOSILEVSKII, Y.A., WEISER, A., PITZER, K.S. (1994): Ion interaction approach for volumetric calculations for solutions of single electrolytes at 25°C. *Journal of Solution Chemistry*, Vol. 23, Issue 8, P. 849-875.
- KRUMGALZ, B.S., POGORELSKY, R., PITZER, K.S. (1996): Volumetric properties of single aqueous electrolytes from zero to saturation concentration at 298.15 °K represented by pitzer's ion-interaction equations. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, Vol. 25, Issue 2, P. 663-689.
- KURZ, W. (2006): Penninic Paleogeography from the Western toward the Eastern Alps – Still Open Questions? *International Geology Review*, Vol. 48, 2006, S. 996-1022.
- KURZ, W., FRITZ, H., PILLER, W., NEUBAUER, F., and GENSER, J., (2001a): Overview of the Paleogene of the Eastern Alps. In: *Piller W. and Rasser M. (eds): Paleogene of the Eastern Alps. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 14, Vienna, S. 11-56*.

KURZ, W., HANDLER, R., BERTOLDI, C (2008): Tracing the exhumation of the Eclogite Zone (Tauern Window, Eastern Alps) by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica in eclogites. *Swiss J. Geosci.* 101 (2008) Supplement 1, S. 191–S206.

KURZ, W., NEUBAUER, F., DACHS, E. (1998a): Eclogite meso- and microfabrics. Implications for the burial and exhumation history of eclogites in the Tauern Window (Eastern Alps) from P-T-d paths. *Tectonophysics*, 285 (1998), pp.183-209.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. (1996): Kinematic of Penninic nappes (Glockner Nappe and basement-cover nappes) in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic collision. *Eclogae geol. Helv.* 89/1 S. 573-605.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J., DACHS, E. (1998): Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review, *Geol. Rundsch* (1998) 87: S. 225-242.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J., UNZOG, W., and DACHS, E. (2001b): Tectonic evolution of Penninic Units in the Tauern Window during the Paleogene: Constraints from structural and metamorphic geology. In: Piller W. and Rasser M. (eds): *Paleogene of the Eastern Alps. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm.* 14, Vienna, S. 347-375.

LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. *Jb. geol. B.-A.*, 129/1, S. 51-67.

LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). *Geol. Rundschau*, 77/1, S. 143-156.

LANGDON, T.G., (1995): Mechanisms of Superplastic Flow. In: N. Ridley (Editor), *Superplasticity: 60 Years after Pearson. The Institute of Materials, London*, S. 9-24.

LISTER, G.S., & HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.*, 2, S. 355-370.

MARCH, M.(1932): Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Zeitschr. Krist.*, 81, S. 285-298.

MASSIRONI, M., ZAMPIERI, D., CAPORALI, A. (2006): Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy). In G. Moratti, A. Chalouan (Eds.). *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. Geological Society of London special publications 262*, pp. 245–258.

MEHRENS, C. (1978): Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der Penninischen Serien im Bereich des Timmeltals, Osttirol, Österreich.—*Geol.Diplomarbeit, Universität Kiel 1978*.

MILLER, C., SATIR, M. and W. FRANK (1980): High-pressure Metamorphism in the Tauern window. *Mitt, österr. geol. Ges.*, 1978/1979, S. 89—97, Wien, Juni 1980.

MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 85, Issue 11, P. 1727-1732.

MORALES, S. (unpublished): Analytical techniques applied to fluid inclusion studies: basics and applications, *unpublished*

NICOLAS, A., & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *London, Wiley-Interscience*.

NAGEL, T.J., HERWARTZ, D., REXROTH, S., MÜNKER, N., FROITZHEIM, N., & KURZ, W. (2013): Lu-Hf dating, petrography, and tectonic implications of the youngest Alpine eclogites (Tauern Window, Austria). *Lithos*, 170-171: 179-190, 2013

PASSCHIER, C.W., & TROUW, R.A.J. (1996): *Microtectonics. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, S.289*.

PASSCHIER, C.W., & TROUW, R.A.J. (2005): *Microtectonics. Springer Verlag, (2. Auflage)*.

RAITH, M., MEHRENS, C. und THÖLE, W. (1980): Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. *Jahrb. Geol. B.-A. Band 123, Heft 1, S. 1-37. Wien, September 1980.*

RAMSAY, J. G. and HUBER, M. I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1: Strain Analysis. London: Academic Press.*

ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy 12. Mineral. Soc. America.*

ROEDER, D. and SCHMIDT, K. (1978): Alps, Apennines, Hellenides; *Inter-Union Commission on Geodynamics; Scientific Report No. 38, S. 167—172, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller).*

SCHARF, A. (2013): Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic lithosphere - tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria). *PhD dissertation, Freie Universität Berlin, Germany, pp. 180.*

SCHARF, A., HANDY, M.R., FAVARO, S., SCHMID, S.M., & BERTRAND, A. (2013): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and roll-back subduction (Tauern Window, Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences, Volume 102, Issue 6, pp 1627-1654, Sept. 2013.*

SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae 97, S. 93-117.*

SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G., & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics, 15, 1036–1064.*

SCHMID, S. M., SCHARF, A., HANDY, M. R., ROSENBERG, C. L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss. J. Geosci., Volume 106, Issue 1, pp 1-32, April 2013.*

SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F.KARL und O. SCHMIDEGG. - *Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1961, 35-54, Wien 1960.*

SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics, Vol.4, No.7, S. 687-704, Dezember 1985.*

SELVERSTONE, J. (1993): Micro- to macro scale interactions between deformational and metamorphic processes, Tauern Window, Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 73, S. 229-239, 1993.*

SELVERSTONE, J., and HYATT, J. (2003): Chemical and physical responses to deformation in micaceous quartzites from the Tauern Window, Eastern Alps. *J. metamorphic Geol., 2003, 21, S. 335-345.*

SELVERSTONE, J. and GUTZLER, D.S. (1993): Post-125 Ma carbon storage associated with continent-continent collision. *Geology 1993, 21, S.885-888.*

SELVERSTONE, J. and PHILIPPOT, P. (1991): Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contrib Mineral Petrol (1991) 106: S. 417-430.*

SELVERSTONE, J. and SPEAR, F.S. (1985): Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern window, eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology Vol. 3, Issue 4, P. 439-465.*

SELVERSTONE, J., SPEAR, F. S., FRANZ, G. and MORTEANI, G. (1984): High-Pressure Metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T Paths from Hornblende-Kyanite-Stauroilite Schists. *J. Petrol. 25, S. 501-531, 1984.*

SELVERSTONE, J., FRANZ, G., THOMAS, S. and GETTY, S. (1992): Fluid variability in 2 GPa eclogites as an indicator of fluid behavior during subduction. *Contrib Mineral Petrol 112: S.341-357, 1992.*

SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. and ALDERTON, D.H.M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie & Son Ltd., Glasgow & London, 240 pp.*

STAMPFLI, G.M. (2000): Thethyan oceans. *Geological Society Special Publication, Vol. 173, S.1-23.*

STEELE-MACINNIS, M., BODNAR, R.J., NADEN, J. (2011): Numerical model to determine the composition of H₂O-NaCl-CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 75, Issue 1, P. 21-40.*

STÖCKHERT, B., MASONNE, H.-J., NOWLAN, E.U. (1997): Low differential stress during high-pressure metamorphism: The microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps. *Lithos Vol. 41, Issue 1-3, P. 103-118.*

STRAUSS, P., WAGREICH, M., DECKER, K., & SACHSENHOFER, R. F. (2001): Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin(Miocene, Austria): from a pull-apart basin to a half-graben. *International Journal of Earth Sciences, 90, 549–559.*

TARANTOLA, A., DIAMOND, L.W., and STÜNITZ, H. (2010): Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contributions to Mineralogy and Petrology, December 2010, Volume 160, Issue 6, pp. 825-843.*

TAYLOR, G.I. (1934): The mechanism of plastic deformation of crystals. *Proc. R. Soc. Cond., 145, 362-404.*

THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. In R. Oberhauser (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs (pp. 300–314). Wien: Springer.*

THÖLE, W. (1978): Gliederung und Tektonik der penninischen Serien im südlichen Großvenediger-Gebiet, im Bereich des Dorfertales und des Timmeltales (Osttirol, Österreich). - *Geol. Diplomarbeit Universität Kiel 1978.*

THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. *Mineralogy and Petrology (2006), 88, S. 123-148.*

TOY, V.G., PRIOR, D.J., & NORRIS, R.J. (2008): Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30, S.602-621.

VAN BLANCKENBURG, F., DAVIES, J. H. (1995): Slab breakoff: a model for syn collisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics Volume 14, Issue 1, 1995, Pages 120-131*

VITYK, M.O. & BODNAR, R.J. (1995): Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology, September 1995, Volume 121, Issue 3, pp. 309-323.*

ZHANG, Y.-G., FRANTZ, J.D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology, Vol. 64, Issue 3-4, P. 335-350.*

ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMID, K., & FRANZ, G. (1994): Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and petrological investigations. *Contrib. Mineral. Petrol. (1994) 117, S. 175-186.*