



Stefan Wagner, BSc

Tektonische Entwicklung des Schladminger Deckensystems im Bereich der Steirischen und Lungauer Kalkspitze

MASTERARBEIT

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Erdwissenschaften

eingereicht an der

Technischen Universität Graz

Betreuer

Univ.-Prof. Mag. Dr. Walter Kurz

Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Harald Fritz

Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz

Graz, April 2015

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Das in TUGRAZonline hochgeladene Textdokument ist mit der vorliegenden Masterarbeit identisch.

Datum

Unterschrift

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei meinem Betreuer Prof. Walter Kurz für seine fachlichen und praktischen Hilfestellungen bei der Betreuung meiner Masterarbeit und während des gesamten Studiums bedanken. Zusammen mit Prof. Harald Fritz schaffte es Walter in lebendigen Diskussionen, mich fachlich sowie persönlich für die Welt der Geologie zu begeistern. Zusätzlich dazu lockerten gemeinsame Bergtouren und Erlebnisse bei Exkursionen und Kartierungen die Zusammenarbeit bei der Masterarbeit auf.

Ein weiterer Dank gilt meinen Bürokollegen/innen Pevo, Leo, Luki und Tini für die fachliche Unterstützung bei diversen Anliegen, die oft außerhalb des Büros in unseren Stammlokalen ausdiskutiert wurden.

Ich möchte mich auch herzlichst bei meinen Studienkollegen Antonio, Manuel, Flo, George, Tobias, Gerald, Sara, Simon, Max und bei all denen, die meine Studienzeit zurückblickend mit wunderschönen Erinnerungen gefüllt haben, bedanken.

Der größte Dank gilt meinen Eltern und Großeltern sowie meiner restlichen Familie, die mir dieses Studium durch ihre finanzielle und moralische Unterstützung ermöglicht haben.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner wunderbaren Freundin Kathi bedanken, die auch die ehrenwerte Aufgabe des Korrekturlesens auf sich genommen hat.

Kurzfassung

Der Schladminger Kristallinkomplex, Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems, wird vorwiegend durch ein prä-alpidisches Basement mit zentralalpinem, permomesozoischem Cover aufgebaut. Im Kartiergebiet kann dieser in zwei Subdecken gegliedert werden: die Weißpriachdecke im Liegenden und die Duisitzdecke im Hangenden. Durch eine detaillierte strukturgeologische Kartierung wurden die vorzufindenden Basement/Cover-Kontakte hinsichtlich deren tektono-stratigraphischen Beziehungen untersucht. Durch einen primär-stratigraphischen Kontakt der Weißpriachdecke mit den basalen Einheiten des Permomesozoikums (permische Quarzphyllite) wird die Verknüpfung der Coversequenz mit den Einheiten des Unterostalpins (Pleislingdecke) nach Tollmann (1977) infrage gestellt. Anhand der Mikro-/Makrostrukturen, der Quarz- und Kalzittexturen (LPO) und der Paläospannungs- und Temperaturanalyse anhand von Spannungszwillingen im Kalzit wurden fünf zeitlich getrennte Deformationsphasen ermittelt ($D_1 - D_5$). Die vorzufindenden Großstrukturen können demnach mit der Eo-alpinen Deckenstapelung in der Oberkreide verknüpft werden. In dieser Deformationsphase kam es zu einer partiellen Invertierung der Duisitzdecke inklusive permomesozoischem Cover und zur Überschiebung über das Cover der Weißpriachdecke. Diese Überschiebung führte zu einer tektonischen Reduktion der liegenden Covereinheit unter niedriggradigen Metamorphosebedingungen (untere Grünschieferfazies). Zeitlich getrennt kam es im frühen bis mittleren Miozän zur lateralen Extrusion des Ostalpenkeils. In diesem extensionellen Regime entwickelte sich im Arbeitsgebiet, südlich der Lungauer Kalkspitze, eine flache Abschiebung, die ein großräumiges konjugiertes Störungssystem aktivierte.

Abstract

The Schladming nappe complex, which is part of the Silvretta-Seckau nappe system, mainly consists of pre-alpidic basement units with sedimentary Permo-mesozoic cover. In the study area this nappe complex is divided into two distinct sub nappes: the Weißpriach nappe on the base and the overlying Duisitz nappe. The focus of the field work was the investigation of the basement-cover-contacts in regard to their tectono-stratigraphic relationships. As a consequence of the primary-sedimentary contact of the Permian quartzphyllites (base of the Permo-mesozoic cover) with the basement-rocks (paragneiss) of the Weißpriach nappe, the connection of the Permo-mesozoic units with the lower Austro-alpine nappe-complex (in reference to Tollmann (1977)) can be discussed.

Based on the paleostress- and deformation-temperature-analysis with calcite minerals combined with macro-/microstructures, five deformation-phases were identified ($D_1 - D_5$).

The large-scale structures of the study area can be linked to the eo-alpine nappe-stacking event in the Upper Cretaceous. During this event, parts of the Duisitz nappe were folded, inverted and thrust over the cover of the Weißpriach nappe. This thrust led to a tectonic reduction of the Permo-mesozoic sequences of the Weißpriach nappe under lower-greenschist facies metamorphic conditions. In the middle Miocene, the lateral extrusion of the Austro-alpine wedge generated an extensional regime in the area of investigation. During this event a low angle normal-fault developed and activated a large conjugate fault system.

Inhaltsverzeichnis

1.	Problemstellung und Ziel der Arbeit.....	7
2.	Geographischer Überblick.....	8
3.	Geologischer Überblick.....	10
3.1	Entwicklung der Ostalpen.....	10
3.2	Großtektonischer Rahmen	14
3.3	Diskussion Einteilung nach Tollmann	18
4.	Ostalpiner Deckenkomplex nordöstlich des Tauernfensters	21
4.1	Unterostalpine Einheiten (UOA).....	21
4.2	Oberostalpine Einheiten (OOA).....	22
	Schladming -Seckau- Deckensystem	22
5.	Methodik und Ergebnisse	34
5.1	Makrotektonische Strukturen	34
5.2	Mikrostrukturen	45
	Beschreibung ausgewählter Dünnschliffe.....	45
5.3	Deformationsmechanismen	59
5.4	Paläospannung- und Deformationstemperatur–Analyse Kalzit.....	60
	Kristallographische Spannungszwillinge Kalzit.....	60
	Geothermometrie anhand von Kalzitmineralen	61
	Paläostressanalyse anhand von Kalzit- Zwillingen.....	64
5.5	Texturanalyse	74
	Quarztexturen (LPO)	75
	Kalzittexturen (LPO)	83
5.6	Interpretation der Ergebnisse	86
6.	Zusammenfassung.....	89
7.	Literatur	91
8.	Abbildungsverzeichnis	94
9.	Tabellenverzeichnis	99
10.	Anhang.....	100

1. Problemstellung und Ziel der Arbeit

Ziel dieser Masterarbeit ist die Aufschlüsselung der tektono-stratigraphischen Beziehungen zwischen der Weißpriach- und der Duisitzdecke. Beide Einheiten bilden zusammen mit der Obertaldecke den Schladminger Kristallinkomplex, welcher aus präalpidischen Basementgesteinen und sedimentären permomesozoischen Covereinheiten aufgebaut wird. Diese siliziklastischen und karbonatischen Schichtfolgen bilden intern des Komplexes Deckenscheider aus, die im Zuge der Geländearbeit auskartiert wurden. Im Bereich der Kalkspitzen bilden diese eine invertierte Abfolge, die den Liegendschenkel einer überregionalen NW-vergenten Antiklinale darstellt. Aufgrund der stratigraphischen Lagerungsverhältnisse ist im Bereich der Westabbrüche der Steirischen Kalkspitze eine Überschiebungsbahn anzunehmen. Weiter östlich, nahe der Gigglachseen, befindet sich nach Tollmann entlang einer phyllonitischen Scherzone die Grenze vom Unterostalpin zum Mittelostalpin. Diese verläuft entlang des Kontaktbereichs von Metasedimenten zu Kristallin und ist durch die komplexen Internstrukturen des Faltenbaus deutlich überprägt vorzufinden.

Um diese Problemstellungen zu lösen, wurde eine detaillierte strukturgeologische sowie lithologische Kartierung durchgeführt. Zur Ermittlung der Deformationsabfolge wurden unter Berücksichtigung der Strukturdaten Paläospannungsanalysen mithilfe der Spannungsverzwillingung im Kalzit durchgeführt. Durch die Anwendung textueller Methoden (Fotometer) konnten die deformationsbedingten Gleitmechanismen von Kalzit und Quarz festgestellt werden und somit Rückschlüsse auf die Kinematik sowie auf den Temperaturbereich der Deformation gezogen werden.

2. Geographischer Überblick

Das Kartiergebiet befindet sich in einem Seitental des Ennstales, inmitten der Schladminger Tauern, Teil der Niederen Tauern, und erstreckt sich vom Oberhüttensee nach Osten hin zu den Giglachseen (Abb. 1). Die kartierte Fläche wird durch eine gedachte Verbindung der Berggipfel Kampspitze (2390 m), Znachspitze (2225 m), Mentenkar Spitze (2341 m), Sonntagkarhöhe (2245 m) und Kranzhöhe (2095 m) eingegrenzt. Gegen Norden markiert das Ennstal eine markante geologische Grenze zwischen den Kalkalpen im Norden und den Schladminger Tauern im Süden. Inmitten des Gebiets liegt eine morphologisch deutlich separierte karbonatische Einheit, die die Gipfel der Lungauer Kalkspitze (2.471 m) sowie der Steirischen Kalkspitze (2.459 m) aufbaut.

Die Morphologie ist schroff bis hügelig und stark postglazial geprägt. Glazial geformte Täler, Rundhöcker und Moränenwälle sowie mehrere kleine Seen sind im gesamten Gebiet anzutreffen. Entlang der E-W-gerichteten Geländeeinschnitte kommt es immer wieder zu Quellaustritten und Bächen. Der zentrale Karbonatstock ist stark verkarstet. So findet man entlang größerer Störungen häufig perlenkettenartig angeordnete Dolinen, welche auf ein kleinräumiges Höhlennetzwerk schließen lassen können. Im großen Maßstab entwässert das Gebirge entlang der N-S-orientierten Gebirgszüge Richtung Norden in die Enns.

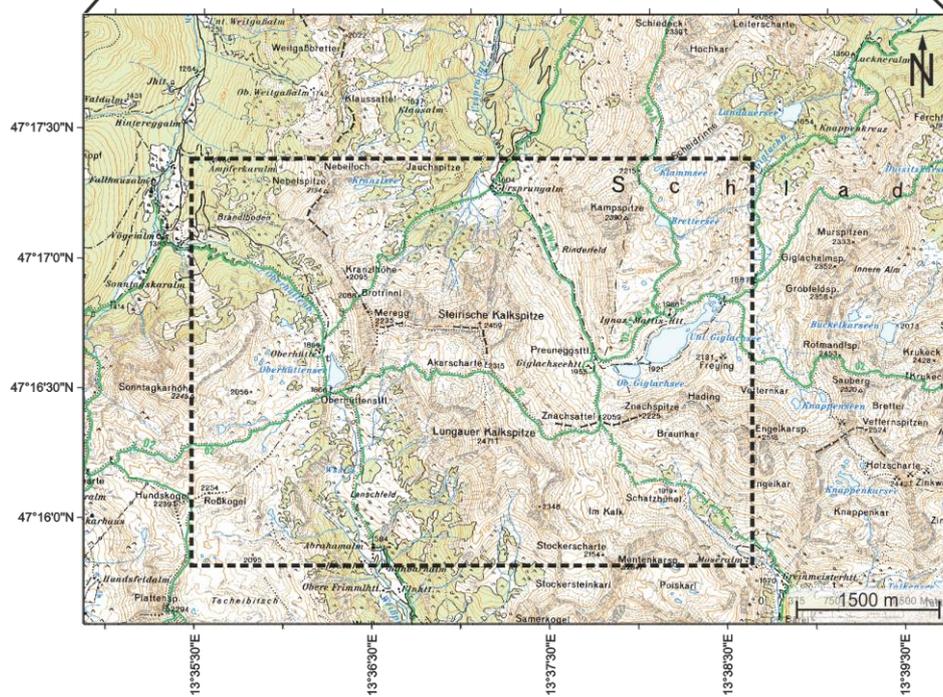
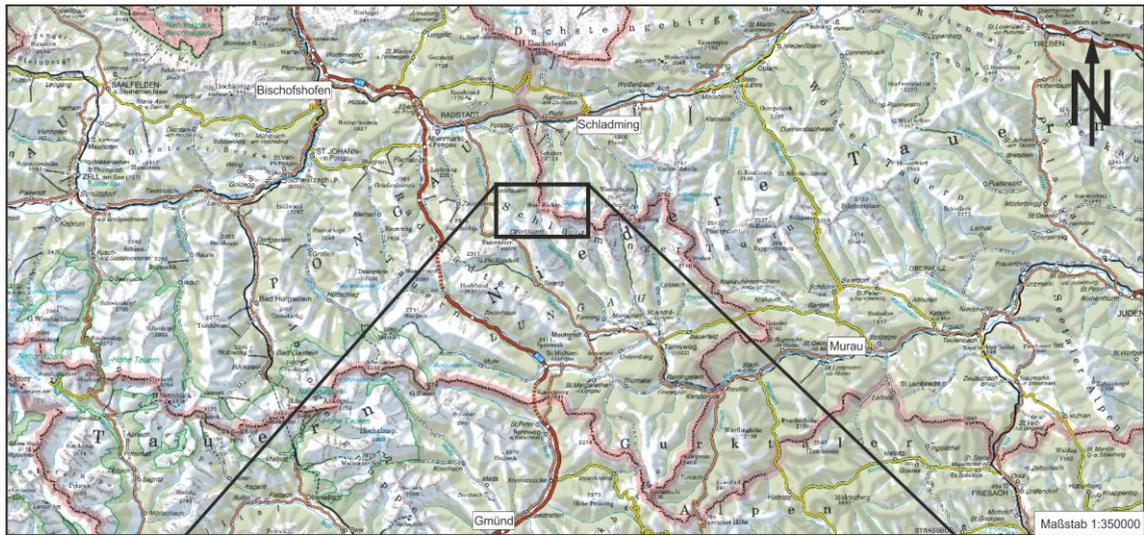


Abb. 1: Darstellung der geographischen Lage des Kartiergebietes, das strichlierte Feld definiert in etwa die Grenzen des Arbeitsgebietes (Quelle: Austria Map online / ÖK50)

3. Geologischer Überblick

3.1 Entwicklung der Ostalpen

Der tektonische Aufbau der Alpen ist ein Resultat der konvergierenden Kontinentalplatten Afrika und Europa, die in einer zweiphasigen Orogenese (einer kretazischen und einer paläogenen) den Alpenraum prägten. Die Gesteine des Ostalpins können in den ostalpinen und den penninischen Deckenkomplex unterteilt werden.

Die alpidische Entwicklung der Alpen begann im Oberkarbon/Perm mit einer N-S-gerichteten Dehnungstektonik, die eine großräumige Lithosphärenausdünnung des variszischen Grundgebirges zufolge hatte (e.g. Schuster und Stüwe, 2010). Begleitend dazu kam es zu einer Hochtemperatur-Metamorphose (HT/LP, permo-triasisches tektono-metamorphes Event) (e.g. Schuster et al., 2004) und zu einem partiellen Aufschmelzen der Unterkruste. Dies führte zur Intrusion plutonischer Körper (Granite, Pegmatite) bis in die mittlere Kruste (e.g. Schmid et al., 2013; Schuster und Stüwe, 2010). Im späten Perm führte die fortschreitende Subsidenz der kontinentalen Platte (Europa) zu einer Transgression der Tethys Richtung Westen und zur Ausbildung einer seichtmarinen Fazieszone (Pestal et al., 2009). Zu dieser Zeit befanden sich die heute in den Ostalpen auftretenden Gesteinseinheiten am Westende des Paläotethys Ozeans (Pestal et al., 2009). In der unteren Trias öffnete sich der Hallstatt-Meliata Ozean (Abb. 2) an dessen passiven Kontinentalrändern sich mächtige Karbonatplattformen (Nördliche Kalkalpen, Dolomiten, Drauzug) bildeten (e.g. Schuster und Stüwe, 2010). Die Öffnung des penninischen Piemont-Ligurischen Ozeans im mittleren Jura (Handy et al., 2004) leitete den Zerfall des Superkontinents Pangäa ein (Pestal et al., 2009). Währenddessen bildete sich eine intra-ozeanische Subduktionszone aus, die zur Schließung des Hallstatt-Meliata Ozeans führte (e.g. Handy et al., 2010; Stampfli et al., 2007). Durch die fortschreitende Bewegung der apulischen Platte Richtung Norden kam es in der Unterkreide zur initialen Deckenstapelung des Ostalpins, dabei wurden Anteile des Ostalpins Richtung Südosten unter die apulische Platte subduziert. Dieses kompressive Regime (Eo-alpidische Metamorphose) führte zur Schließung des Meliata Ozeans und zur beginnenden Subduktion des penninischen Piemont-Ligurischen Ozeans (Fly-

schedimentation). In der Oberkreide ging dieses Regime in eine Extensionstektonik über, welche eine Exhumierung, mit begleitender Beckenbildung, zufolge hatte (Gosau-sedimentation) (e.g. Schmid et al., 2004). Durch die Subduktion der ozeanischen Kruste (Penninikum) bildete sich am europäischen Schelf ein Akkretionskeil aus. Durch das Vorrücken der Subduktionszone in Richtung der europäischen Platte wurden innerhalb des Akkretionskeils Krustenfragmente abgeschert und gestapelt (Schmid et al., 2013). Der „slab-breakoff“ der Unterplatte (Europa) im Oligozän ermöglichte eine Umpolung der Subduktion, die eine rapide Exhumation des generierten Deckenstapels einleitete (Schmid et al., 2013). Durch die nordgerichtete Bewegung des südalpiner Indenter im mittleren Miozän und die nach Osten rückschreitende Subduktionszone unter den Karpaten folgte eine laterale Extrusion der Einheiten östlich des Tauernfensters (Abb. 3) entlang komplexer strike-slip-Störungen und Abschiebungen (siehe Kap. 3.2) (Wölfler et al., 2011).

Die Ostalpen werden heute gegen Süden hin durch das Periadriatische Störungssystem, nach Westen durch die Linie St. Magarethen-Chur-Sondrino, nach Norden durch die Gesteine der rhenodanubischen Flyschzone und nach Osten hin durch das Grazer und Penninische Becken begrenzt.

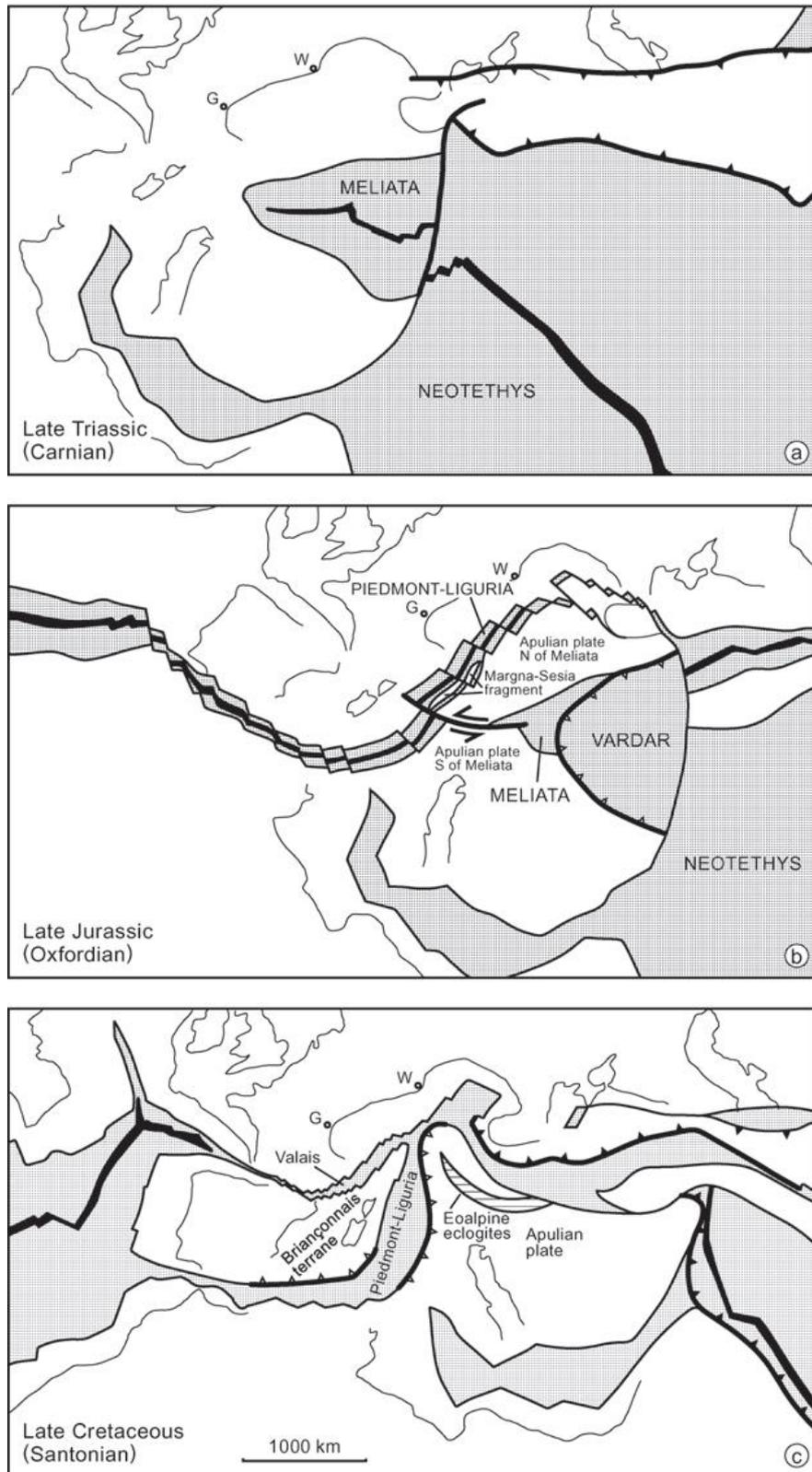


Abb. 2: Paläogeographische Rekonstruktion des Alpenraums für (a) die späte Trias, (b) den späten Jura, (c) die späte Kreide (Schmid et al., 2004).

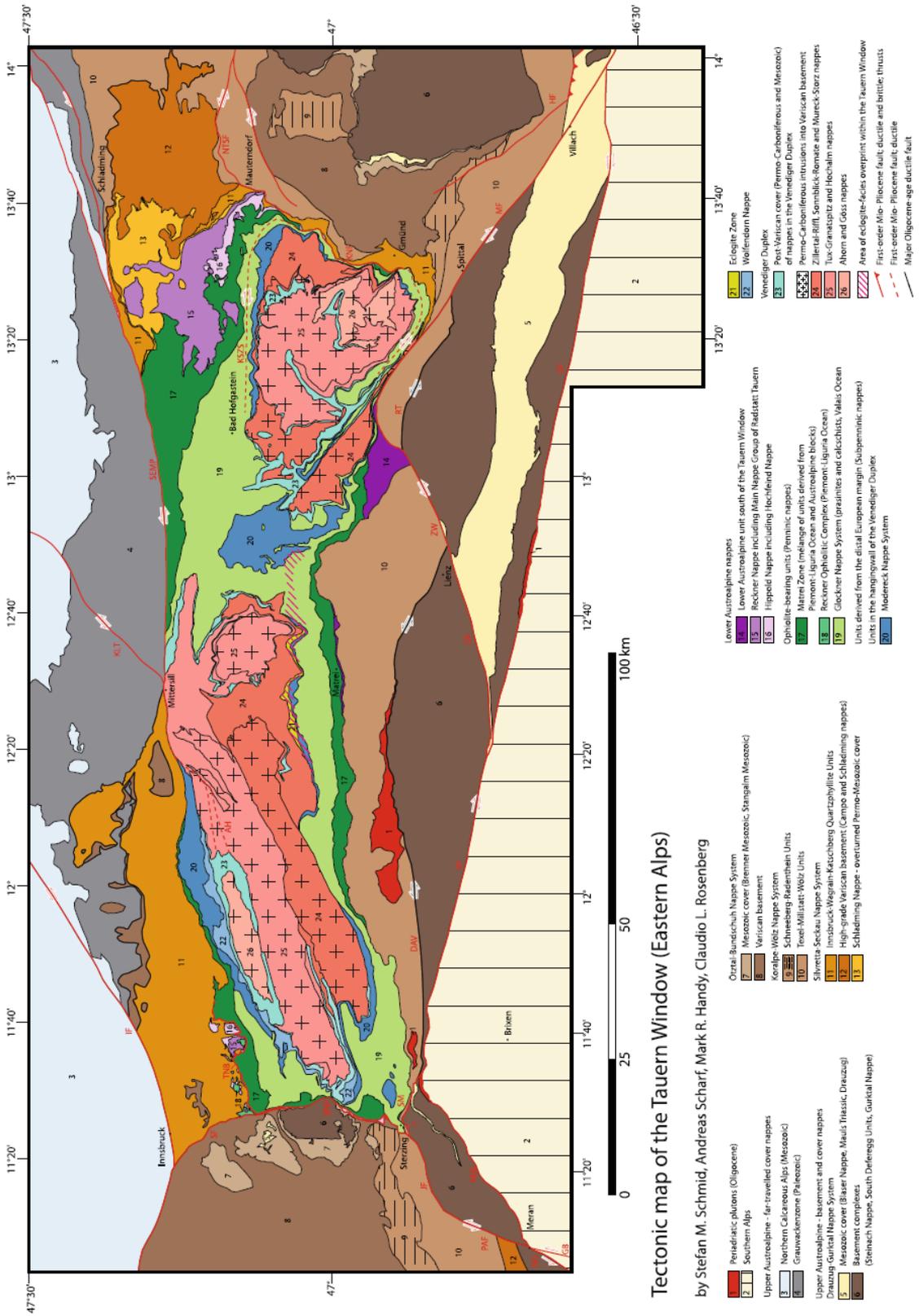


Abb. 3: Tektonische Einheiten des Tauernfensters inklusive angrenzender Einheiten (Schmid et al., 2013).

3.2 Großtektonischer Rahmen

Die Gesteinseinheiten des Arbeitsgebiets weisen eine heterogene strukturelle Evolution auf, welche in Domänen unterteilt, verschiedenen tektonischen Events zugeordnet werden können. Aus den Arbeiten von Liu et al. (2001) und Scharf (2013) lassen sich durch geochronologische Datierung anhand des $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Systems Rückschlüsse auf die Deformationsgeschichte einzelner Decken am Randbereich des Ostalpins zu den Peninischen Einheiten ziehen. Die geochronologischen Daten spiegeln jedoch nur ein Mindestalter der Deformation wider, da die berechneten Alter der Schließtemperatur (400-470 °C) des $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Systems zugrunde liegen (Scharf, 2013).

Das erste prägende tektonische Event wird durch Faltung und Deckenstapelung entlang von Überschiebungsbahnen (Oberkreide) dominiert und resultierte in einer Mylonitisierung inkompetenter Gesteine unter niedriggradigen metamorphen Bedingungen (KS1, SW21, SW15). Wie in Abb. 4 ersichtlich, ergaben die Muskovitdatierungen ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -System) an der Basis der Weißpriachdecke ein Alter von 83 Ma (Liu et al., 2001). Datierungen südlich des Arbeitsgebiets, in den Gesteinen des Koralpe-Wölz-Deckensystems östlich der Katschbergabschiebung ergaben Alter von 77 Ma (Scharf, 2013). Dies wird nach Liu et al. (2001) als syntektonisches, Eo-alpidisches Bildungs-Alter der Hellglimmer interpretiert, welches die letzte Deckenstapelungsphase innerhalb des Unterostalpins und den Basiseinheiten des Oberostalpins datiert. Die deformationsbedingten Strukturen im Gelände weisen auf eine Bewegung Richtung WNW hin, welche primär unter duktilen Bedingungen abgelaufen ist.

Darauf folgte eine OSO-gerichtete Dehnung, die durch subhorizontale Extensionsstrukturen im Deckenmaßstab anzutreffen ist. Diese Deformationsphase wird mit der Exhumierung des Tauernfensters verknüpft. Als Auslöser für diese miozäne Exhumierung wird eine Kombination aus 1.) „unroofing“ durch extensionale Abschiebungen und 2.) erosionsbedingte Denudation durch aufrechte Faltung der zentralen Anteile des alpinen Orogens gesehen (Scharf, 2013). Diese Mechanismen werden durch die Kollision der adriatischen Mikroplatte an der Eozän-Oligozän-Grenze und durch die Indentation der adriatischen Mikroplatte im mittleren Miozän (21 Ma (Scharf, 2013)) gesteuert. Zusammen mit der nach Osten hin rückschreitenden karpatischen Subduktionszone (Wölfler et al., 2011) führte dies zu einer lateralen Extrusion der ostalpinen Einheiten

(Frisch et al. 2000). Diese Extrusion wird von einer Vielzahl von Seitenverschiebungen sowie Auf- und Abschiebungen kompensiert. Demnach wird der Extrusionskeil nach Osten durch die Katschbergabschiebung (KF), nach Norden durch die SEMP und nach Süden durch die Mölltalstörung, welche in die Periadriatische Naht (PN) verläuft begrenzt (Abb. 5) (Wölfler et al., 2011).

Bei der Katschbergabschiebung handelt es sich um eine NNO-SSW-streichende, flach bis subhorizontal nach Osten bis Südosten einfallende Abschiebungszone am Ostrand des Tauernfensters. In der Kernzone dieser Abschiebung formte sich ein 5 km breiter retrograder amphibolit- bis grünschieferfazieller Mylonitgürtel aus, welcher auf 20-16 Ma datiert ist (Scharf, 2013).

Nach Norden wird er durch die ONO-WSW-streichende, sinistrale SEMP-Störung (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung) begrenzt. Sie streicht über 400 km vom nördlichen Rand des Tauernfensters über das Ennstal, die nördlichen Kalkalpen durchschneidend in das Wiener Becken (Wölfler et al., 2011). Anhand einer palinspastischen Rekonstruktion kann man auf einen Horizontalversatz von etwa 60 km (Linzer et al., 2002) schließen. Diese subvertikal verlaufende Störung ist durch ihre komplexe Deformationsgeschichte mit fünf Deformationsstufen charakterisiert. Demnach findet man im strukturellen Inventar der Störungszone duktile und spröde Deformationsmechanismen vor (Wang und Neubauer, 1998).

Nach Süden wird die Grenze durch eine dominierende O-W- beziehungsweise NW-SO-streichende orogenparallele dextrale Störung, der Periadriatischen Naht (PN) mit ihren Zweigstörungen, gebildet (Glodny et al., 2008).

Diese Störungen (KF, SEMP, PN) wurden nach Glodny et al. (2008) im späten Oligozän entwickelt und waren bis ins frühe Miozän aktiv (siehe Abb. 5).

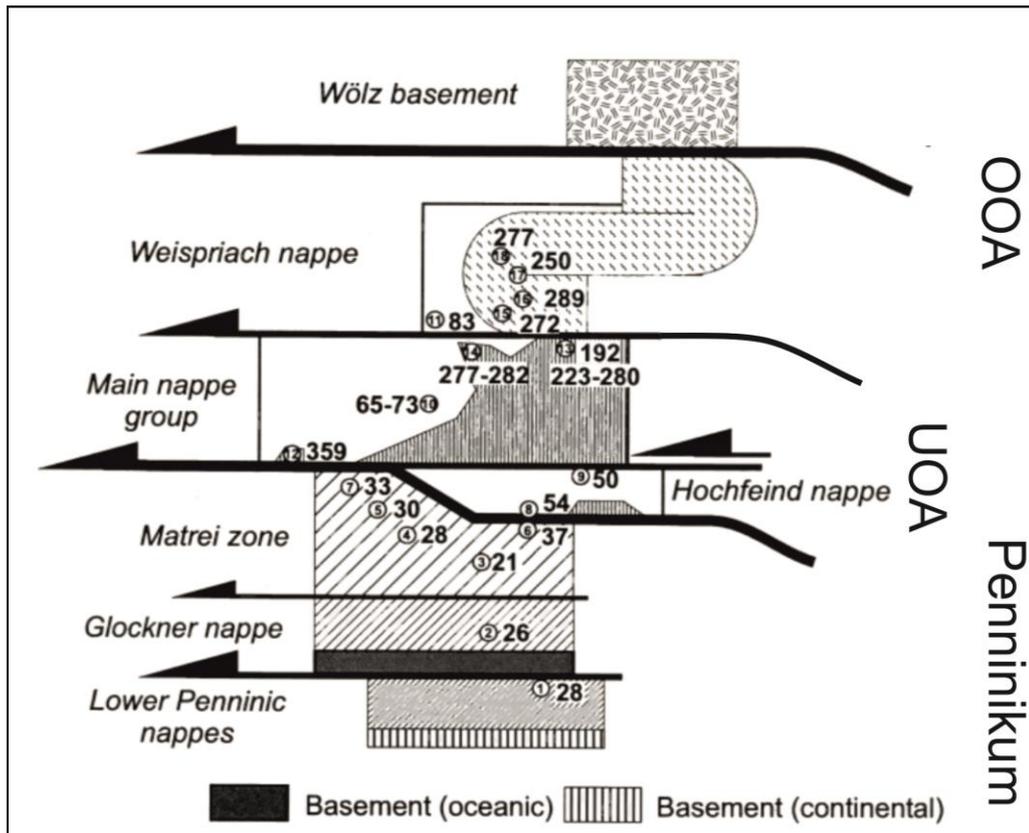


Abb. 4: Tektonostratigraphische Stellung einzelner Decken am Nordostrand des Tauernfensters; absolute Altersdaten ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -System in Muskovit) an Deckengrenzen und in den tektonischen Einheiten. Umgezeichnet nach Liu et al. (2001).

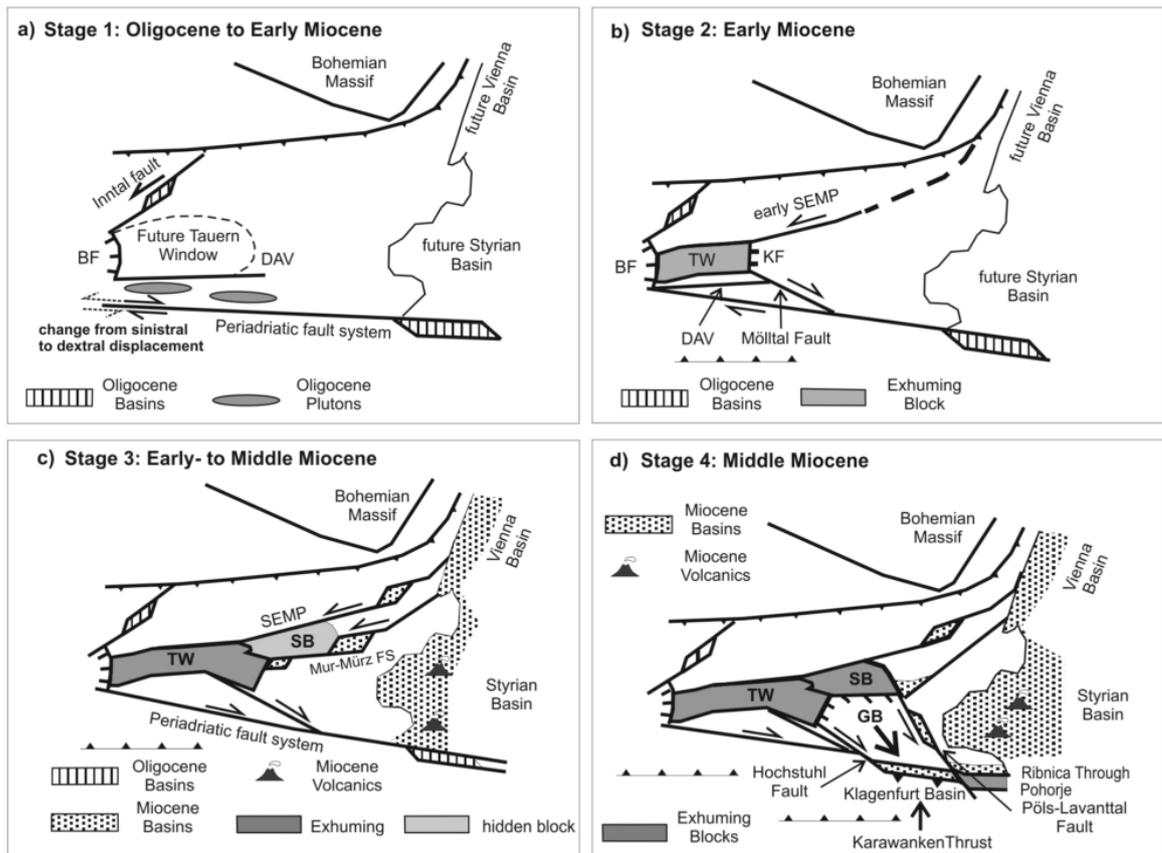


Abb. 5: Entwicklungsstufen der Extrusion im Oligozän bis Miozän; progressive Entwicklung von West zu Ost. (a) Im Oligozän kam es entlang der Inntal Störung und der Periadriatischen Naht zur Bildung von Pull-apart- Becken. Entlang der DAV (Defreggen-Antholz-Vals-Störung) und der ansatzweise vorhandenen Periadriatischen Naht kam es zur Intrusion plutonischer Körper. (b) Beginnendes unroofing des Tauernfensters (TW) entlang der Katschberg (KF)- und Brennerabschiebung (BF). Die kompensierenden „tear faults“ werden durch die sinistrale SEMP und die dextrale Mölltalstörung gebildet. (c) Fortschreitende Ausbreitung der orogenparallelen Seitenverschiebungen nach Osten und Genese der mittel-miozänen Becken. Zukünftige Position des Schladming-Blocks ist eingezeichnet (d) Detachment des Gurktalblocks (GB) und endgültige Exhumierung des Tauernfensters (TW) und des Schladming-Blocks (SB) wurde durch eine interne Überschiebung in den Karawanken kompensiert (Karawanken Thrust). Der Pohorje Pluton exhumierte entlang des Pöls-Lavantalstörungssystems und lieferte Sedimente in den Ribnica Trog. Sedimente innerhalb der Pull-apart-Becken wurden deformiert. Im Steirischen Becken entwickelte sich kalk-alkaliner Vulkanismus (Wöfler et al., 2011).

3.3 Diskussion der Gliederung nach Tollmann

Dieses alpentektonisch nicht mehr aktuelle Modell der Deckenstapelung im Ostalpin wird hier angeführt um die Schlüsselstellungen des Arbeitsgebiets zu verstehen.

Tollmann (1963) erklärt seine Gliederung durch das Vorkommen postvariszischer, sedimentärer Cover-Einheiten, die als Deckenscheider zwischen den Basement-Einheiten fungieren. Nach seiner Gliederung lässt sich der ostalpine Deckenstapel in drei Sub-Decken untergliedern. In das Unterostalpin (UOA), das Mittelostalpin (MOA) und in das Oberostalpin (OOA). Diese Bezeichnungen richten sich nach der Position der jeweiligen Decken im ostalpinen Deckenstapel.

Tollman (1963) sieht im unterostalpinen Deckenstockwerk ein, in fazieller und tektonischer Hinsicht, selbstständiges Deckensystem an der Basis des Ostalpins. Die Gesteine des Penninikums des Tauernfensters bilden nach Tollmann (1963) die Liegendgrenze zum Unterostalpin. Die Grenze ins Hangende definiert er durch die durchgehend auftretende mittelostalpine Kristallinmasse. Tollmann weist dem Unterostalpin den Typus Mischgebirgsdecke zu, bedingt durch das Auftreten kristalliner sowie sedimentärer Gesteine.

Die Gründe für die Abtrennung des Mittelostalpins vom Oberostalpin werden von Tollmann wie folgt angeführt. Diese Einheit, die nahezu alle Kristallinkörper im Hangenden des Unterostalpins umfasste, sollte im Zuge der vorgosauischen Gebirgsbildungsphase von den oberostalpinen Decken westlich des Tauernfensters meridional überschoben worden sein und kam aufgrund dieser Vorstellung nicht als präalpidisches Grundgebirge des nordalpinen Mesozoikums in Frage (E. Hejl, 2014). Der Faziesunterschied des Mesozoikums des Mittelostalpins (zentralalpine Fazies) zu den oberostalpinen nördlichen Kalkalpen verbietet eine Verknüpfung mit Letzteren. Ein weiterer Grund für eine Differenzierung war der Metamorphosekontrast zu den im Hangenden folgenden, teilweise unmetamorphenen Einheiten (Paläozoikum) des oberostalpinen Deckenstockwerks. Tollmann (1963) erklärt dies durch eine Überschiebung des MOA durch das OOA, die sich durch nordvergente Transportstrukturen und eine Diaphtoresezone im hangenden des MOA im Gelände äußert.

Nach Tollmann (1963) werden die permomesozoischen Coversequenzen im Arbeitsgebiet mit dem Permomesozoikum der Pleislingdecke (Radstätter Deckensystem) verknüpft.

Tollmann erklärt diese Verknüpfung durch die von ihm benannte, steil rückgefaltete Kalkspitzensynklinale, die im Norden durch die überlagernde mittelostalpine Masse des Schladminger Kristallins zurückgepresst wurde (Abb. 6). Hierbei sieht er jedoch durch die invertierten Lagerungsverhältnisse keinen sedimentären Kontakt zu den Gesteinen des Mittelostalpins, dem Schladminger Kristallinkomplex.

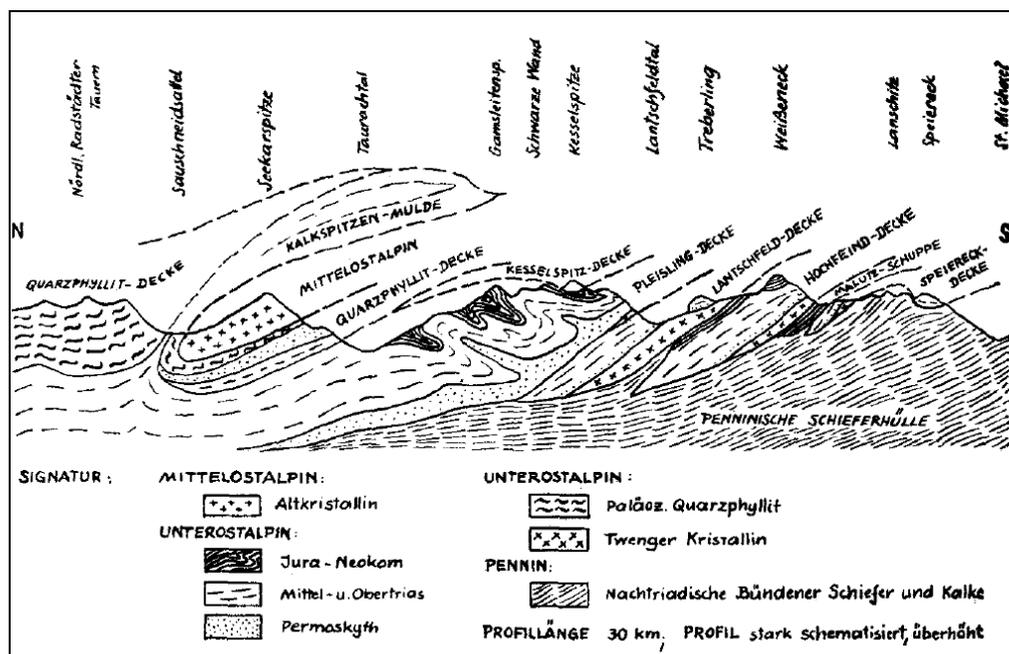


Abb. 6: Schematisches N-S Profil durch die Radstätter Tauern (V. A. Tollmann, 1962).

Dieser nahezu ungestörte, diskordante Kontakt ist im Arbeitsgebiet westlich des Oberhüttensees aufgeschlossen (Abb. 7). Er zeigt einen postvariszischen sedimentären Verband zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem permischen Alpenen Verrucano an und ist an einer horizontbeständigen, alpidisch metamorphen Verwitterungsschicht zwischen dem Grundgebirge und den basalen Geröllschiefern des alpinen Verrucano leicht zu erkennen (Hejl, 2014).



Abb. 7: Primär-stratigraphischer Kontakt des Schladminger Basement (Paragneis) mit dessen sedimentären permomesozoischen Cover (Quarzphyllit) westlich der Obersee-hütte.

Durch die Arbeiten von Schmid et al. (2004) und Schuster et al. (2004) erfolgte eine Restrukturierung der Tektonostratigraphie des ostalpinen Deckenstapels, der bislang der Strukturierung nach Tollmann unterlag.

Demnach können die Einheiten des Ostalpins in ein Unterostalpin und ein Oberostalpin gegliedert werden (Schmid et al., 2004; Schuster et al., 2004).

4. Ostalpiner Deckenkomplex nordöstlich des Tauernfensters

4.1 Unterostalpine Einheiten (UOA)

Das Unterostalpin wird westlich des Arbeitsgebiets durch das Radstätter Deckensystem und die stark tektonisch überprägte Katschbergzone vertreten. Die Gesteinseinheiten des Radstätter Deckensystems, die sich im Oberjura bis zur Unterkreide am äußersten Nordwestrand des ausgedünnten Kontinentalschelfs der Apulischen Platte beziehungsweise am Südostrand des Penninischen Ozeans befunden hatten, wurden schon früh in den internen Deckenbau des Ostalpins einbezogen und danach gemeinsam mit der Hauptmasse des Ostalpins auf das Penninikum überschoben (Linner und Hejl, 2009). Dies sind Gesteine, die nach Liu et al. (2001) prä-tektonisch am distalen passiven Kontinentalrand anzusiedeln sind. Das Basement der Decken wird durch die Gesteine des Twengkomplexes gebildet, welcher ein alpidisch retrograd überprägtes, variszisches Grundgebirge darstellt (Linner und Hejl, 2009). Die Basamenteinheiten werden hauptsächlich aus Quarzphylliten, Quarziten, Glimmerschiefern, Grünschiefern und Orthogneisen paläozoischen Alters aufgebaut (Liu et al., 2001).

Die Covereinheiten werden durch Gesteinseinheiten aufgebaut, welche eine permomesozoische Entwicklung vom Perm bis zum Jura (Lias/Dogger) aufweisen. Hierbei handelt es sich vor allem um permische Phyllite, Quarzschiefer, Metakonglomerate, untertriassische Lantschfeldquarzite, mittel- bis obertriassischen Dolomit- und Kalzit-Marmore, Schiefer und Brekzien (Liu et al., 2001).

Die tektonisch stark verschuppte Katschbergzone ist durch die deckentektonisch bedingte Ausdünnung von Teilen des Radstätter Deckensystems und anderer Einheiten des basalen Ostalpins an der Überschiebungsfläche zum unterlagernden Penninikum der Hohen Tauern entstanden (Linner und Hejl, 2009). Diese Zone wurde im Zuge der Exhumierung des Tauernfensters, als Abschiebung Richtung Osten aktiviert.

4.2 Oberostalpine Einheiten (OOA)

Das Oberostalpin wird im Arbeitsgebiet durch die lithologischen Decken des Schladming-Seckau-Deckensystems (Silvretta-Seckau-Deckensystem nach Schmid et al., 2004) gebildet, die sich hier in eine Basement und eine Coversequenz gliedern lässt. Dieser Komplex wurde im Zuge der Eo-alpinen Orogenese (Kreide) Richtung WNW über das Unterostalpin geschoben (Schmid et al., 2013). Nach Handy et al. (2004) gehört dieses Grundgebirge zu den alpidisch am schwächsten metamorphen Anteilen der ostalpinen Grundgebirgsdecken. Diese Gesteine erfuhren im Zuge der alpidischen Orogenese nur eine niedrig-temperierte, grünschieferfazielle Metamorphoseüberprägung. Generell befindet sich dieser Deckenkomplex an der Basis des Oberostalpins und wird gegen Norden, Osten und Süden von den Gesteinen des Koralpe-Wölz-Systems überlagert.

Schladming -Seckau- Deckensystem

Das Schladming-Seckau-Deckensystem besteht im Arbeitsgebiet aus einem variszischen, partiell invers liegendem Basement des Schladminger Kristallinkomplexes und seinen sedimentären Cover aus invers liegender Permotrias (zentralalpines Permomesozoikum) (Hejl und Mandl, 2014). Die Lithologien des Schladminger Kristallinkomplexes werden nach Hejl und Mandl (2014) zum Gollingkomplex beziehungsweise zum Riesachkomplex zugeordnet. Ersterer wird vorwiegend aus Amphiboliten, Plagioklasgneisen, zusammengefasst als Metavulkanite, und Paragneisen aufgebaut und bildet die südlichen Anteile des Schladminger Kristallinkomplexes. Der Riesachkomplex wird hauptsächlich aus Metaplutoniten aufgebaut und befindet sich westlich der Obertalllinie im nördlichen Anteil des Schladminger Kristallinkomplexes. Die Nomenklatur scheint in der Literatur nicht durchgehend konsistent zu sein, da Unterschiede in der Zuordnung der Subdecken zu den ostalpinen Einheiten auftreten. Demnach wird nach Liu et al. 2001 die Weißpriachdecke noch nach der Einteilung Tollmanns zum UOA zugeordnet. Dies wurde jedoch durch die Arbeiten von Schmid et al. (2004) widerlegt.

Weißpriachdecke (Basement)

Die tektonisch tiefste Einheit innerhalb des Schladminger Kristallins wird durch die Weißpriachdecke gebildet, welche sich im tektonisch Liegenden der Kalkspitzen befindet und westlich davon aufgeschlossen ist (Hejl und Mandl, 2014). Sie wird durch präalpidische Gesteine aufgebaut, die hauptsächlich aus varietätreichen Paragneisen, Orthogneisen und granatführenden Amphiboliten aus dem Gollingkomplex bestehen.

Die Granate der granatführenden Amphibolite dieser Einheit weisen teilweise ein zweiphasiges Wachstum auf (Abb. 8). Die Randzonen der Granate sind durch Risse zersetzt, an deren sich Verwitterungsprodukte anlagerten. In deren Druckschatten trifft man auf sekundäre Karbonatausfällungen und eingeschlossene Chloritnadeln. In dieser Einheit sind die Hornblenden großteils, bedingt durch eine retrograde Metamorphose, zu feinkörnigen Symplektit zersetzt worden und bilden teilweise eine nadelig-filzige Matrix aus. Generell kommt es entlang der penetrativen Schieferung zur Anreicherung opaker Mineralnester. Diese Gesteine werden häufig durch schieferungsparallele Scherbänder durchzogen, welche vereinzelt Granate zerschneiden beziehungsweise verformen und Fe-oxidische Mobilisate führen. Diese relative Beziehung lässt vermuten, dass es sich hierbei um alpidische Deformationsstrukturen handelt.

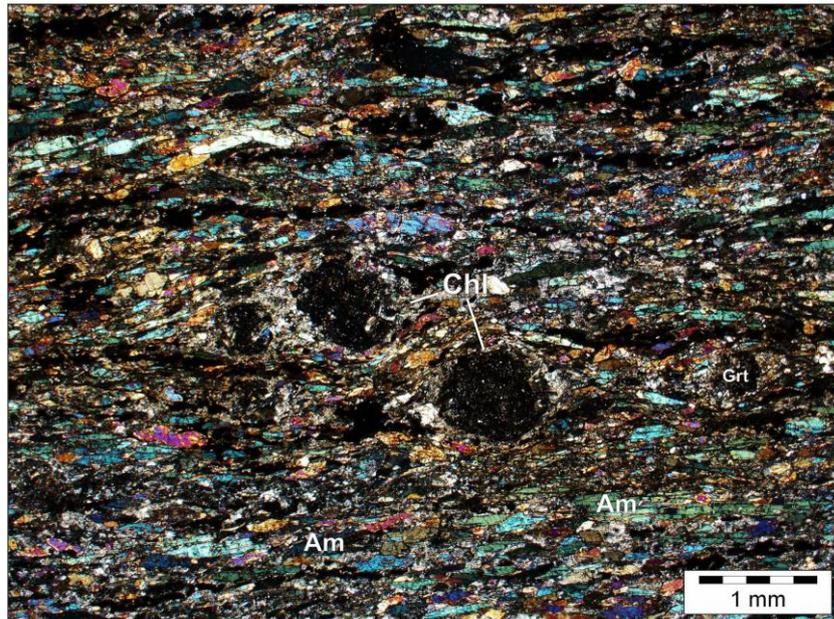


Abb. 8: Mikrotextur-/Struktur der Probe OH2 (gekreuzte Polarisatoren); Granatführender Amphibolit aus der Weißpriachdecke (Gollingkomplex); Granate weisen ein zweiphasiges Wachstum auf; Grt:Granat, Chl:Chlorit, Am:Hornblende.

Die Weißpriachdecke ist im Bereich westlich des Oberhüttensees primär stratigraphisch mit dem Liegendschenkel der Kalkspitzenmulde verbunden. Dieser Kontakt ist tektonisch grünschiefermetamorph überprägt. Die Verknüpfung dieser lokalen permomesozoischen, aufrechten Sequenz, mit den Gesteinen der Kalkspitzen, ist Teil der Fragestellung.

Duisitz-Decke (Basement)

Östlich beziehungsweise südlich der Kalkspitzen wird die tektonostratigraphisch höher liegende Duisitz-Decke aufgeschlossen. Sie besitzt einen primär sedimentären Kontakt zum Permomesozoikum der Kalkspitzen, welcher großteils tektonisch beansprucht wurde. Die Gesteine der Duisitz-Decke sind vorwiegend Metavulkanite aus dem Gollingkomplex, die durch gebänderte, homogene Amphibolite, leukokrate Plagioklasgneise und begleitenden Paragneisen repräsentiert werden. Nördlich der Ignaz-Mattishütte sind teilweise mehrere Meter mächtige, boudinierte Pegmatitgneis-Schollen eingeschalten (Hejl und Mandl, 2014).

Die granatführenden Amphibolite zeigen einen ähnlichen Aufbau wie die der Weißpriachdecke. Auch hier fällt der hohe Quarzanteil unter dem Mikroskop auf. Die Hornblenden und die einphasigen Granate in dieser Einheit weisen im Vergleich mit der Weißpriachdecke überwiegend eine frischere Struktur (Abb.9) auf. Demgegenüber stehen stark retrograd überprägte Hornblenden, die großteils zu Biotit und Zoisit zerfallen sind (GS3). Diese zeigen einen Metamorphosegrad an, der in der höheren Grünschieferfazies liegt.

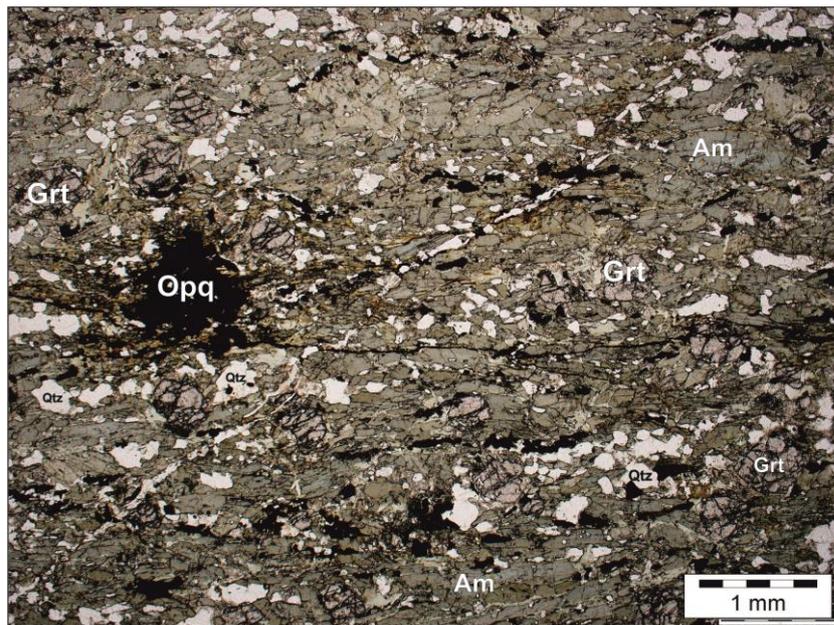


Abb. 9: Mikrotextr-/Struktur der Probe GS8 (parallele Polarisatoren); Granatführender Amphibolit (einphasige Granate) mit alpidischen Sprödstrukturen aus der Antiklinale im Bereich der Giglachseen; Grt:Granat, Am:Hornblende, Opq:opake Mineralphasen, Qtz:Quarz.

Diese Einheit weist einen komplexen großräumigen WNW-vergenten Faltenbau auf, welcher auch das Cover miteinbezieht (Anhang 3 u. 4). Richtung Osten wird die Duisitz-Decke durch die Leitgesteine der Obertal-Decke tektonisch überlagert. Deren Liegendgrenze wird durch einen permo-skythischen Quarzitspan definiert. Die Lithologien der Obertal-Decke werden vorwiegend aus paläozoischen Metavulkaniten des Riesachkomplexes aufgebaut, welche aus migmatitischen Paragneisen, Granitgneisen, Granodioritgneisen, Amphiboliten, Serpentinitten, Plagioklasaugengneisen und Lagenmigmatitgneisen bestehen (Mandl und Matura, 1995).

Zentralalpines Permo-mesozoikum (Cover)

Die zentralalpinen permomesozoischen Schichtfolgen stellen im Arbeitsgebiet das Cover des Schladminger Kristallinkomplex dar. Die Auflistung der stratigraphischen Abfolge geht vom Liegenden ins Hangende. Die zeitlichen Eingliederungen wurden durch relative Altersbeziehungen der einzelnen Schichtfolgen zueinander, durch Abgleich mit der Literatur und durch Anwendung stratigraphischer Grundsätze angenommen.

Geröll führender Quarzphyllit und Karbonatphyllite (alpiner Verrucano) (Perm)

Im Bereich der Kampspitze sind karbonatreiche Phyllite mit glimmerreichen Trennflächen anzutreffen. Diese sind durch eine engständige Foliation charakterisiert. Im Hangenden gehen Sie in geröllführende Quarzphyllite über. Diese Metakonglomerate bestehen hauptsächlich aus einer quarz-phyllitischen Matrix mit Komponenten unterschiedlicher Korngröße (mm bis faustgroß) (Abb. 10). Die Geröllkomponenten bestehen aus hellen Quarzen, welche grau bis rosa gefärbt sein können. Nach Mandl et al. (2014) wurden auch untergeordnet verschiedene Gneisgerölle, Feldspat- und Plagioklasgerölle sowie Quarzitgerölle beobachtet. Die geröllführenden Lagen wechseln mit feinkörnigen komponentenlosen Lagen. Das Gestein weist lokal (im Bereich der Sonntagkarhöhe) teilweise einen sehr massigen Charakter mit erkennbarer sedimentärer Bankung auf. Die geröllführenden Schichten kommen im Arbeitsgebiet vor allem im Bereich zwischen Kampspitze und Znachsattel sowie im Bereich der Einschaltung zwischen Sonntagkarhöhe und Roßkogel in Form von Dekameter-mächtigen Zügen vor.

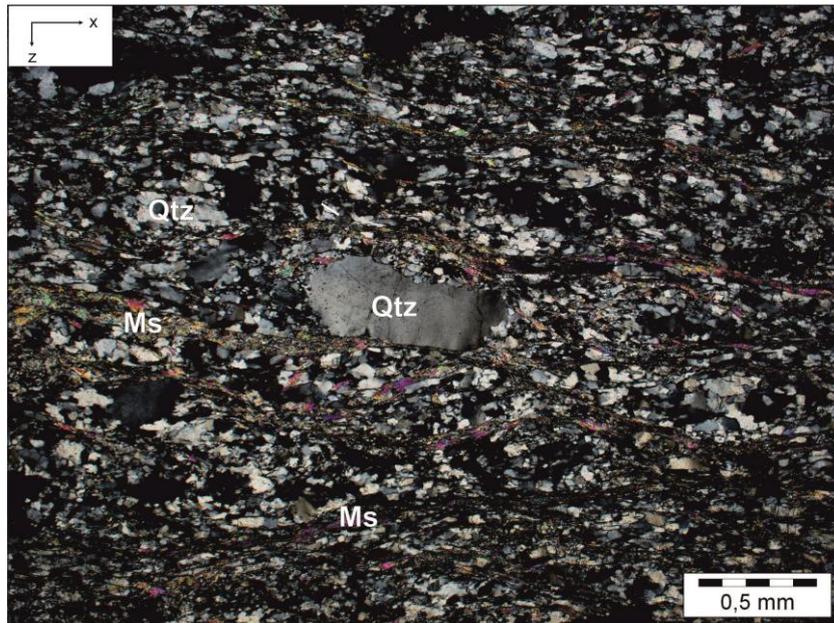


Abb. 10: Mikrotextrur-/Struktur der Probe S6/3 (gekreuzte Polarisatoren); Geröllführender Quarzphyllit mit Hellglimmerlagen in den Scherbändern; Qtz: Quarz, Ms: Muskovit.

Quarzphyllit (alpiner Verrucano) (Perm)

Begleitend zum geröllführenden Quarzit tritt im gleichen Gebiet ein fein- bis mittelkörniger Quarzphyllit auf, welcher eine breite Variation im Erscheinungsbild aufweist. Der zumeist dunkelgraue bis braun-graue Quarzphyllit kommt auch in grünlich-grauen bis grünlich-weißen Variationen vor. Er weist eine feinblättrige, penetrative Schieferung auf und besitzt einen deutlichen Kompetenzkontrast zu den umgebenden Gesteinen, welche teilweise boudiniert werden. Neben dem dominierenden Hauptgemengteil Quarz, sind vor allem die metamorph gebildeten, sekundären Minerale Chlorit und Serizit enthalten. Laut Literatur sind diese Gesteine stellenweise an der Basis zum Schladminger Kristallinkomplex vererzt, jedoch ohne wirtschaftliche Bedeutung (Mandl et al., 2014).

Im selben Gebiet treten teilweise massig ausgebildete hellgrüne („apfelgrüne“) Quarzite (Perm) auf, welche an tektonischen Bewegungszonen feinschiefrig ausgebildet sind und dort in reduzierter Mächtigkeit vorkommen.

Lantschfeldquarzit (Untertrias)

Die namensgebene Lokalität des Lantschfeldquarzites (Abb. 11) liegt südwestlich der Lungauer Kalkspitze, am Beginn des Weißpriachtals. Der Lantschfeldquarzit ist fossilfrei, jedoch durch seine lithostratigraphische Stellung eindeutig dem Skyth (Untertrias) zuzuordnen (Mandl, 2014). Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Quarz und Hellglimmer. Laut Mandl (2014) treten neben dem Hauptgemengteilen untergeordnet auch Alkalifeldspat, Albit und akzessorisch Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil und Erzphasen auf. Das Korngrößenspektrum der teilweise gerundeten Komponenten weist eine gute Sortierung auf. In dieser Einheit wechseln innerhalb des sedimentären Schichtpakets grobkörnige Lagen mit feinkörnigeren. Die Mächtigkeit des Quarzits schwankt je nach tektonischer Position. Im Bereich der dominanten Abschiebung südlich der Lungauer Kalkspitze wurde dieser stark reduziert. Nördlich der Steirischen Kalkspitze, im Bereich der Ursprungsalme kommt es hingegen zu einer tektonischen Anschoppung dieser Einheit. Hier werden Mächtigkeiten im Dekameterbereich erreicht.

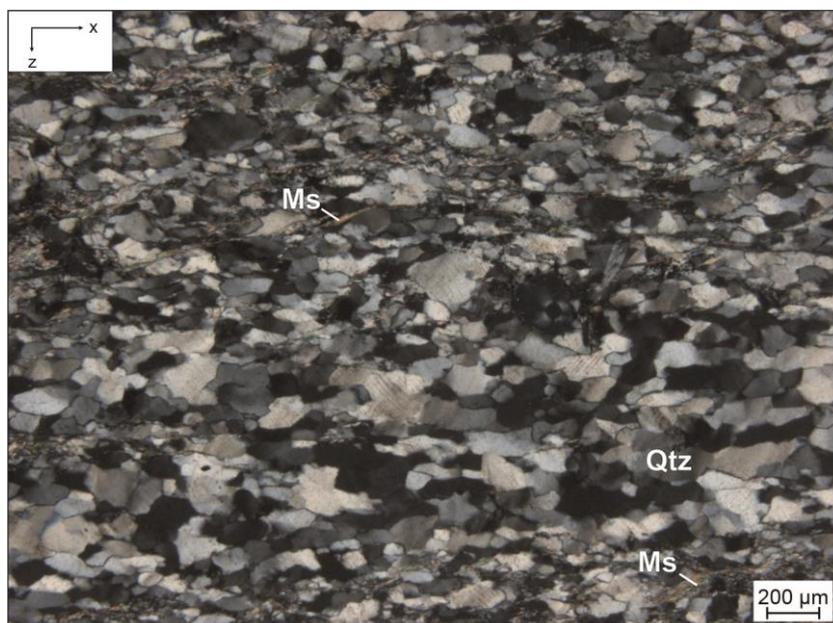


Abb. 11: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW7 (gekreuzte Polarisatoren); Lantschfeldquarzit im Bereich des Znachsattels, am Kontakt zu den Karbonaten, $x=lsf(110/30)$; Ms: Muskovit; Qtz: Quarz.

Rauhwacke (unteres Anisium)

Diese triassischen Rauhacken treten typischerweise an der Basis der mesozoischen Schichten auf und deuten auf eine transgressive, seichtmarine Entwicklung hin. Ihre Struktur ist durch ein zelliges ockerfarbiges Gefüge geprägt, welches teilweise klastische Komponenten beinhaltet. Entlang dieser stark verwitterungsanfälligen beziehungsweise verkarstungsfähigen Schichten kommt es verhäuft zu Quellaustritten und Geländeeinschnitten. Die Mächtigkeit dieser Formation schwankt stark und ist vor allem durch tektonische Erosion teilweise stark reduziert beziehungsweise nicht mehr vorhanden.

Begleitend zu den Rauhacken werden im Bereich der Oberseehütte engständig geschieferte, schwach metamorphe schwarze Tonschiefer angetroffen. Diese werden nach der Literatur (G.W. Mandl, 2014) als Anisbasisschiefer bezeichnet. Lokal kommt es zur Ausbildung einer Pseudo-Rauhacke, welche tektonischen Drucklösungs- und Erosionsvorgängen zugrunde liegt.

Heller, rötlicher Serizitschiefer mit Vererzung

Im mittleren Bereich des Höhenrückens zwischen Steirischer Kalkspitze und Mereg tritt ein gering mächtiges, stark verfaltetes, horizontal verlaufendes Band aus Serizitschiefer (Abb. 12) auf. Dieser weist eine deutliche rötliche Färbung auf und ist durch lagenparallele Vererzung geprägt. Diese Formation tritt nur lokal auf und lässt sich nicht vollständig verfolgen. Dieser Umstand und die komplexe Abschiebungstektonik in diesem Bereich lassen eine eindeutige stratigraphische Zuordnung schwer zu. Die Position wird jedoch im stratigraphisch-Hangenden des Lantschfeldquarzits angedacht.

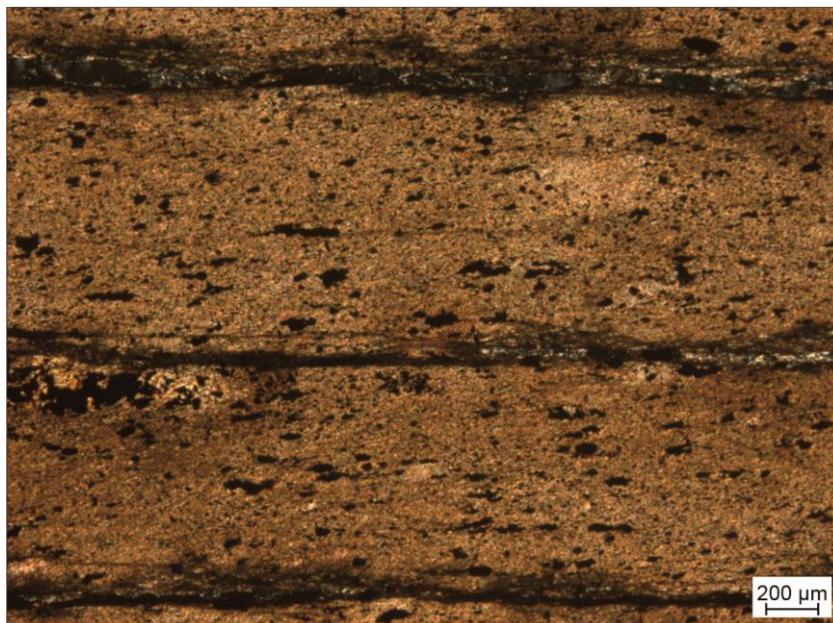


Abb. 12: Mikrotextr-/Struktur der Probe S7/1 (parallele Polarisatoren); feinkörnige Tonlage mit lagenparalleler Vererzung aus der Einschaltung zwischen Mereg und Steirischer Kalkspitze.

Blaugrauer bis dunkelgrauer, z. T. auch rosa Bänderkalkmarmor

Die Bänderkalkmarmore sind geprägt durch ihre verschiedenen Grautöne und ihre vereinzelt ausgeprägte rosa Färbung. Teilweise tritt dieser in Form von dunklen, stark fluidinfiltrierten Lagen auf. Nach Tollmann (1961, 1963) werden die unteren Anteile des Bänderkalkmarmors (Abb. 13a) zur Gutensteinformation gezählt. Vereinzelt treten innerhalb dieser Schicht dolomitische Bänder auf, die aufgrund des signifikanten Kompetenzkontrastes deutlich boudiniert wurden (Abb. 13b). Im Kartiergebiet dominiert diese Schicht östlich der Kalkspitzen und in deren Gipfelbereichen.

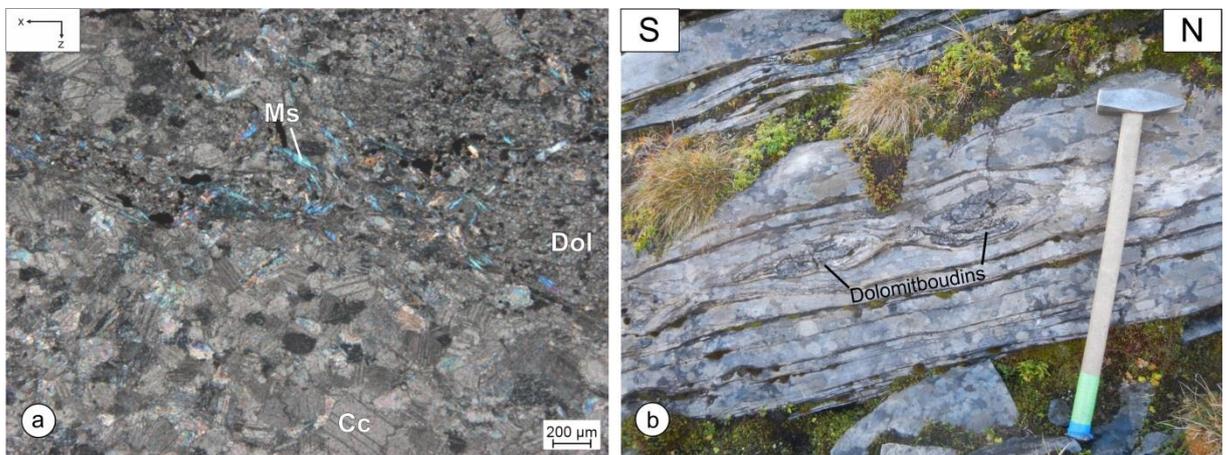


Abb. 13: (a) Mikrotextr-/Struktur der Probe SW21 (gekreuzte Polarisatoren); sparitischer Kalziumkarbonatmarmor in Wechsellagerung mit feinkörnigen (mikritischen) Dolomitlagen, sekundär gebildete Hellglimmernadeln entlang von Mikrobrüchen, $x=sf(247/5)$; Cc:Kalziumkarbonat; Ms: Muskovit; WP102; (b) Bändermarmor-Aufschluss im Bereich „im Kalk“, Kompetenzkontrast Kalziumkarbonatlagen zu rigiden Dolomitlagen führte zur Boudinage von letzteren, (WP102).

Massiger Wettersteindolomit (Ladinium)

Diese stratigraphische Abfolge besteht vorwiegend aus massigen, ungebankten Dolomiten, welche teilweise aufgrund ihrer zelligen Struktur auch als rauhwackig beschrieben werden können. An der Basis zu den gebänderten Kalken, im Bereich der Akarscharte sind diese stark fluiddurchsetzt. Dieses Fluid brachte teilweise deutliche fluoritführende Gänge hervor die vor allem entlang der sprödetektonischen Einflussbereiche der Abschiebungen Richtung Westen anzutreffen sind (Abb. 14).

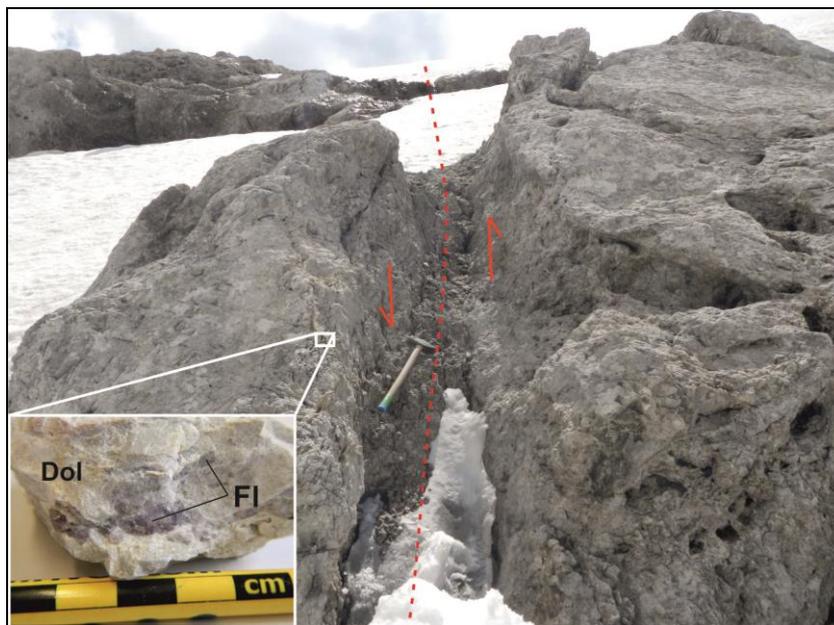


Abb. 14: Sinistrale Störungszone im massigen Wettersteindolomit, lokal dominiert eine zellige Struktur, im fluidinfiltrierten Randbereich der Störung (st(210/80)) kam es zu einer Fluoritmineralisierung im Bereich der Akarscharte (WP13); Dol: Dolomit; Fl: Fluorit.

Deutlich gebankter, grauer Dolomit

In das stratigraphisch Hangende wechselt der massige Wettersteindolomit in einen deutlich homogenen, gebankten Dolomit, der im Bereich Wegpunkt 46 in eine dunkle Kalkmarmorlage und darauffolgend in eine tektonisch beanspruchte Tonschieferlage wechselt (Abb. 15). Nach dieser siliziklastischen (mergeligen) Einschaltung folgt wieder ein deutlich gebankter Dolomit, der die Basis der Kalkspitzen aufbaut.



Abb. 15: Aufschlussfoto des gebankten Wettersteindolomits mit sedimentärer Einschaltung einer dunklen Tonschieferlage im Liegenden, WP46.

Die tektono-stratigraphisch hangenden Lithologien über dem Schladminger Deckenkomplex werden durch die Gesteine des Koralpe-Wölz-Deckensystems gebildet. Dieser Komplex wird nach (Schmid et al., 2013) in eine Serie von Basamenteinheiten eingeteilt, die im Gegensatz zum Schladminger Kristallinkomplex eine signifikante Eoalpidische metamorphe Überprägung aufweisen.

5. Methodik und Ergebnisse

5.1 Makrotektonische Strukturen

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, durch die Geländedaten ein dreidimensionales strukturgeologisches Modell zu erstellen, welches eine Ableitung einzelner Deformationsphasen und deren Deformationsbedingungen sowie die Erstellung einer Paläospannungs-Rekonstruktion ermöglicht.

Die Lithologien im Arbeitsgebiet weisen diversitätsbedingt differenzierte, rheologische und texturale Verhalten unter vergleichbaren Deformationsbedingungen auf. Demnach wurde zur detaillierten Interpretation der Strukturdaten das Arbeitsgebiet in drei Domänen unterschiedlicher tektonischer Regime beziehungsweise lithologischer Bereiche unterteilt. 1.) Domäne 1 (Bereich Giglachseen), 2.) Domäne 2 (Steirische Kalkspitze) und 3.) Domäne 3 (Lungauer Kalkspitze inkl. dominierender Abschiebung)(Anhang 2).

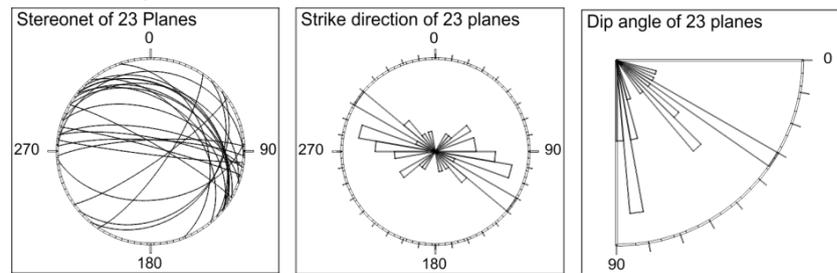
Anhand der im Gelände aufgenommenen Strukturdaten wurde mithilfe der Software „Win Tensor“ eine Paläospannungs-Analyse nach der „Improved right dihedral method“ durchgeführt (Delveaux und Sperner 2003).

Domäne 1

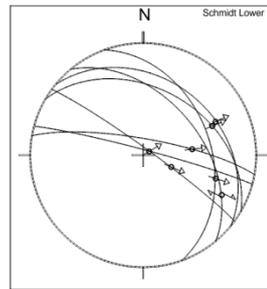
Die Domäne 1 wird durch die Basementgesteine der Duisitzdecke aufgebaut, welche im untersuchten Bereich durch Paragneise und granatführende Amphibolite aufgebaut wird. Überlagernd befinden sich glimmerreiche Metakonglomerate, Quarzphyllite und Quarzite an der Basis des permo-mesozoischen Covers.

Domäne 1

Schieferungsflächen



Schieferungsflächen mit Streckungslinearen



Faltenachsen

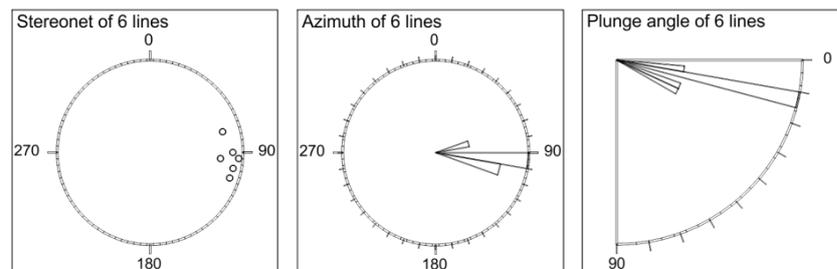
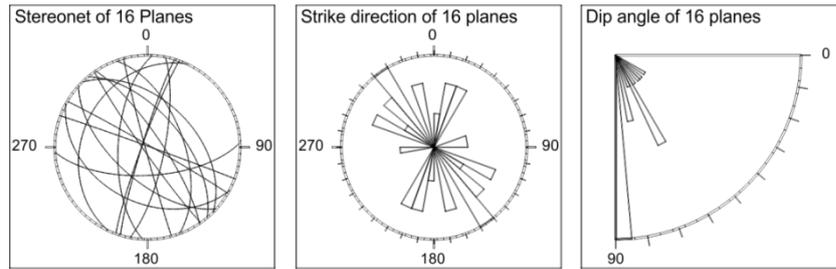


Abb. 16: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Schieferungsflächen inkl. Streckungslinearen, Faltenachsen) der Domäne 1; Lambert-sche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.

Die Gesteine der Domäne 1 befinden sich in einer NO-vergente Antiklinale, die das Basement sowie das Cover miteinbezieht. Die Haupteinfallrichtung der Schieferung ist demnach faltenbedingt NO beziehungsweise SW (Abb. 16). Die Schieferung ist lithologieabhängig bzw. rheologisch differenziert ausgebildet. In den Quarzphylliten und störungsnahen Quarziten ist eine penetrative engständige Schieferung anzutreffen, die durch Verschnitt mit den Klufflächen feinplättrige Kluffkörper formt. In den Paragneisen und Amphiboliten trifft man auf weitständige Schieferungen sowie engständig geschieferte Bereiche. Das Streckungslinear auf den Schieferungsflächen weist einen eindeutigen Trend einer etwa nach Osten gerichteten Bewegungsrichtung auf.

Domäne 1

Störungen



Quarzgänge

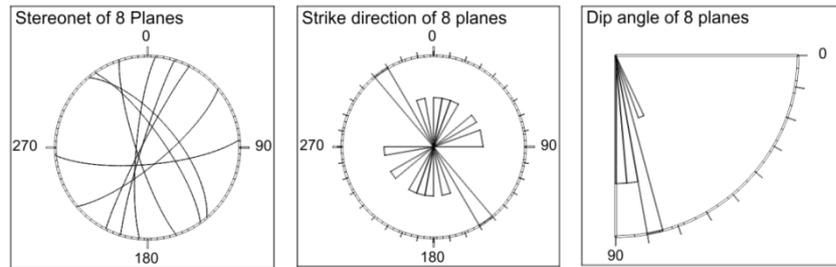


Abb. 17: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Quarzgänge) der Domäne 1; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.

Wie aus Abb. 17 hervorgeht, dominieren in Domäne 1 NW-SO-streichende, vorwiegend steil stehende, semiduktil-spröde überprägte Störungen mit begleitenden Strukturelementen. Diese Diskontinuitäten ziehen hauptsächlich durch die inkompetenteren Lagen (Quarzphyllite) beziehungsweise orientieren sich nach reliktschen tektonisch überprägten Bereichen wie etwa der primär stratigraphischen Kontaktzone von Basement zu Cover. Dieser Kontakt ist im Bereich des westlichen Giglachsees durch eine dextrale phyllonitische Scherzone überprägt. Entlang dieser Störungen trifft man auf steil stehende Quarzgänge, welche sich syngenetisch zur Störung entwickelten. Abb.18 zeigt eine spröde ausgebildete, sinistrale Störung (Top nach NO) im Metakonglomerat. Intern der Störung bildeten sich konjugierte Riedelstrukturen (synthetisch) aus.

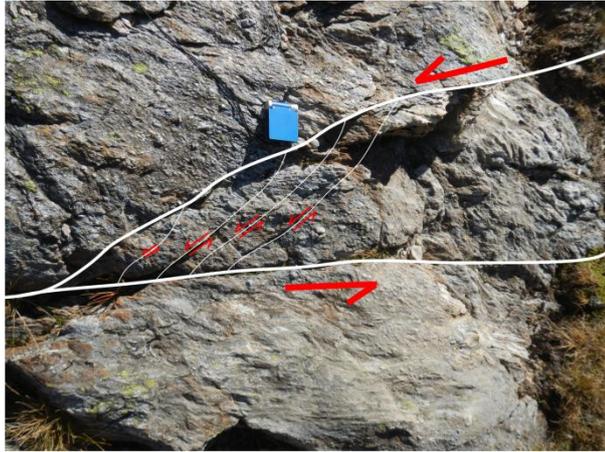


Abb. 18: Sinistrale Störung im Metakonglomerat, $st(145/80)$, $lsf(87/38)$; konjugierte Riedelstrukturen $kf(113/85)$; $sf(40/33)$.

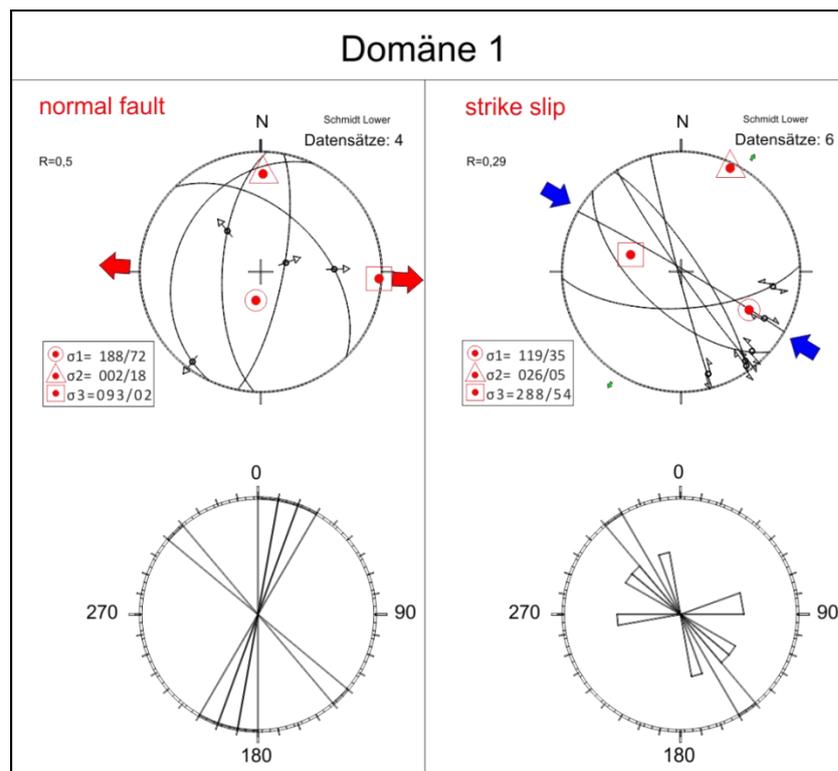


Abb. 19: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 1; „Improved right dihedral method“ (Software Win Tensor); $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$.

In Domäne 1 treten mäßig steil bis steil nach Osten und Westen einfallende Abschiebungen mit strike-slip-Komponenten auf (Abb. 19). Diese Strukturen gehen auf eine Paläospannung zurück, die durch eine mäßig steile σ_1 - (188/72) und flache σ_3 -Achse

(093/02) charakterisiert wird. Die dadurch rekonstruierte Spannungsverteilung deutet auf eine Ost-West-Dehnung hin. Das ermittelte Spannungsverhältnis ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) liegt bei $R=0,5$.

Begleitend entwickelten sich vorwiegend sinistrale NO-SO-streichende, steile Seitenverschiebungen. Diese Strukturen sind durch eine mäßig steile, parallel zu den Störungen stehende σ_1 - (119/35) und flache σ_3 -Achse (288/54) charakterisiert. Das ermittelte Spannungsverhältnis ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) liegt bei $R=0,29$.

Domäne 2

Die Gesteine der Domäne 2 werden dem permomesozoischen Schichtstapel zugeordnet. Dieser beinhaltet in diesem Bereich eine vollständige stratigraphische Abfolge in inverser Lagerung. Demnach dominieren im hangenden Bereich ungebankte Dolomite und gebankte Kalkmarmore, welche in der Gipfelzone der Steirischen Kalkspitze von Quarziten überlagert werden.

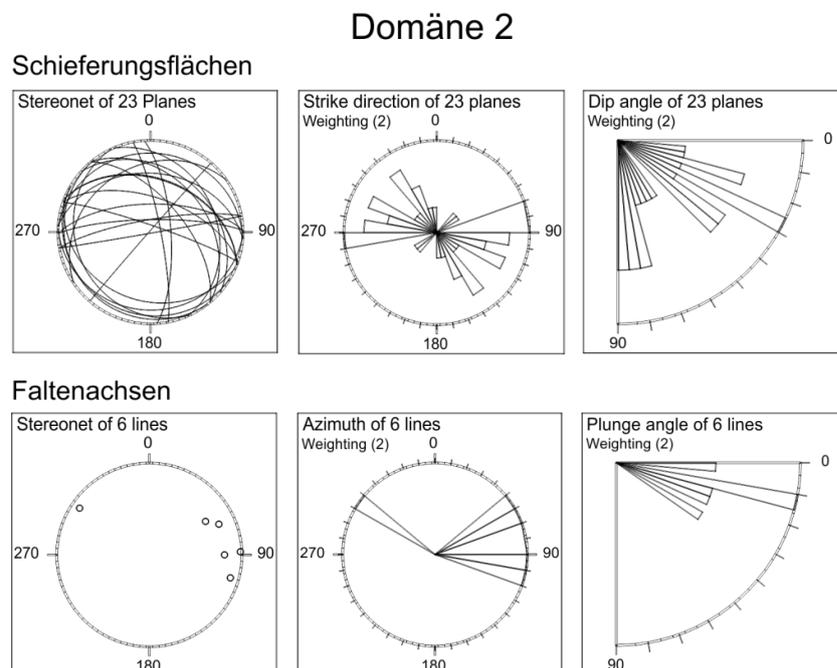


Abb. 20: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Faltenachsen) der Domäne 2; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.

Domäne 2 befindet sich im Schenkelbereich einer nach NO hin abtauchenden Falte. Die Richtung der mitgefalteten reliktschen Schieferung ist folglich steil bis mäßig steil nach NO beziehungsweise flach nach SW (Abb. 20). In den ungebankten Dolomiten ist die Schieferung nur ansatzweise ausgebildet. Die gebankten dunklen Kalkmarmore weisen eine duktile isoklinale Verfaltung auf, welche durch weiße, schlierenhafte Bänderungen deutlich sichtbar wird.

Domäne 2

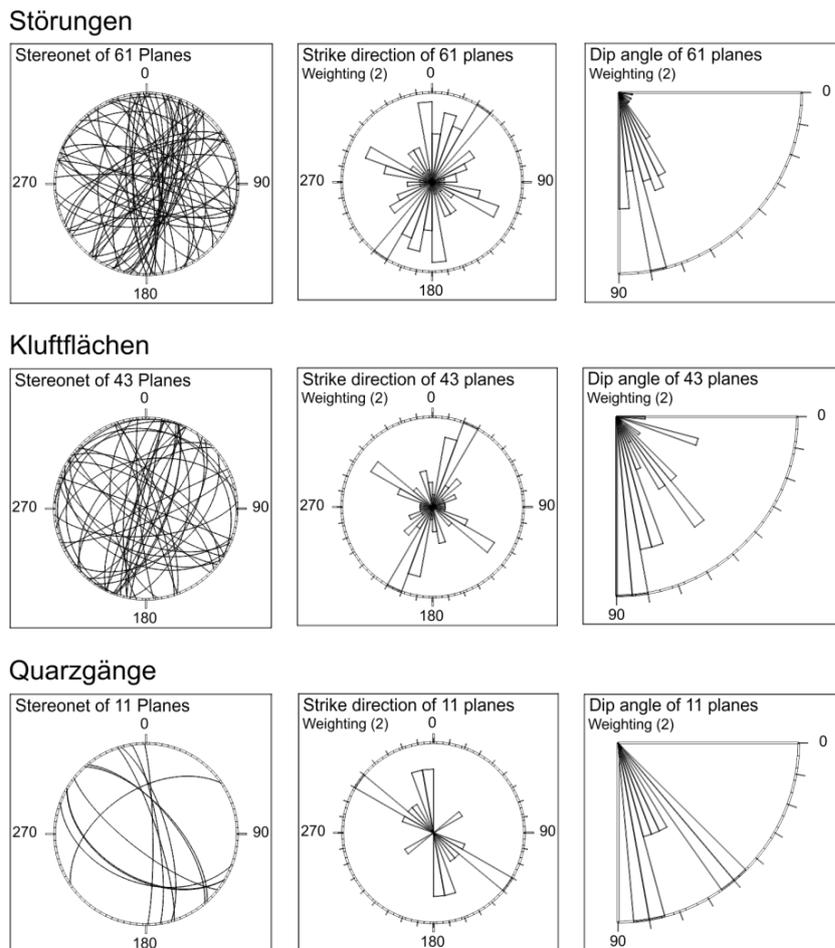


Abb. 21: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Kluftflächen, Quarzgänge) der Domäne 2; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.

Das strukturelle Inventar der Domäne 2 wird durch steil stehende, NO-SW- beziehungsweise NW-SO-streichenden Störungen sowie Kluftsets dominiert (Abb. 21). Im Gegensatz zu den anderen Domänen (1,3) korrelieren die gemessenen Quarzgänge in den Quarziten und Quarzphylliten nicht mit der Streichrichtung der Sprödstrukturen.

Dies wird durch den Umstand erklärt, dass es sich hierbei um „en echelon“ angeordnete Fiederklüfte (Abb. 22a,b,c) handelt. Diese entwickelten sich primär in einem extensionellen Regime und wurden in einer nachfolgenden Deformationsphase durch eine sinistrale Seitenverschiebung in die aktuelle Streichrichtung einrotiert. An den Ost und Westhängen der Kalkspitzen bildeten sich, bedingt durch die flache Schieferung, Hochflächen aus, welche durch persistente NO-SW-streichende Zerrklüfte durchschnitten werden. Diese weisen eine deutliche Öffnung auf (bis 1m).

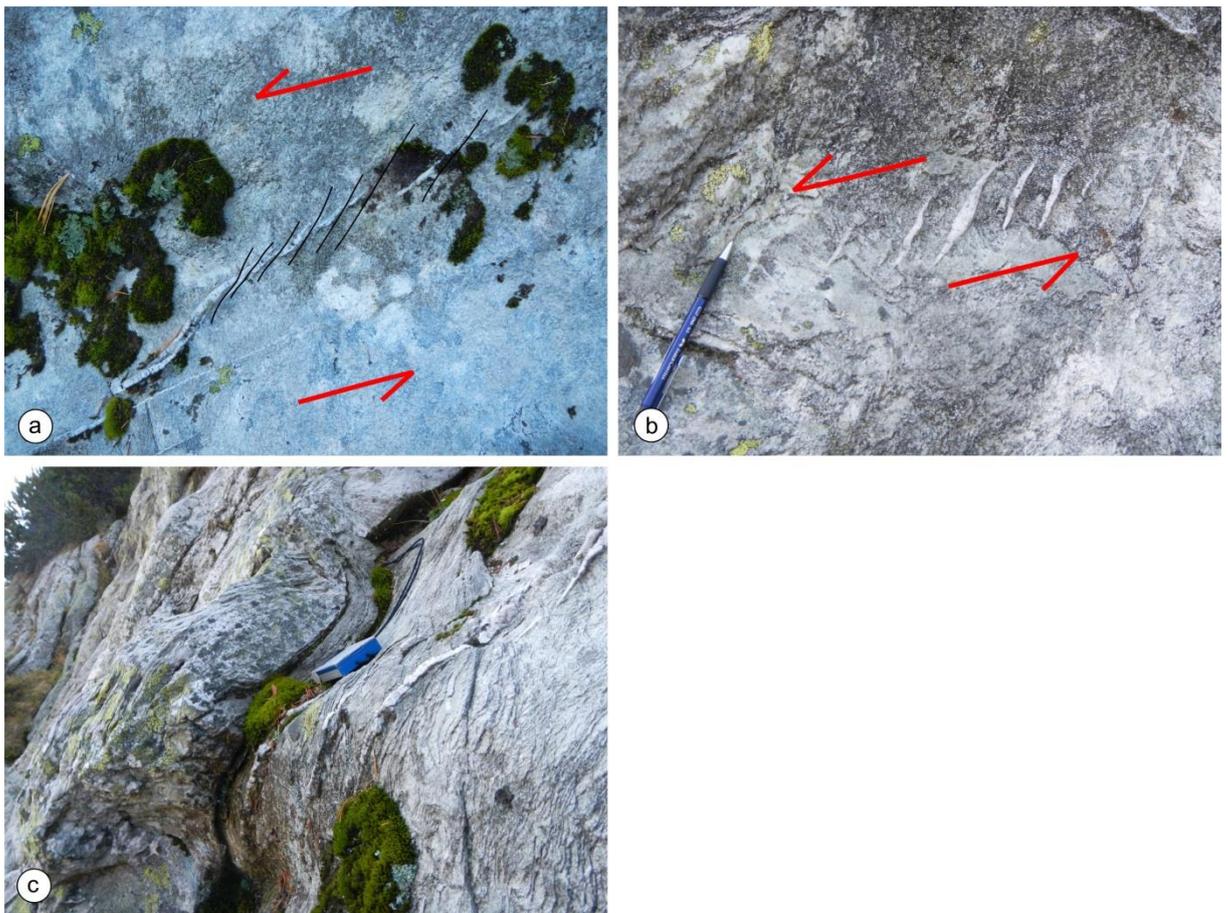


Abb. 22: Lithologie Lantschfeldquarzit, WP 121 (a) Sich entwickelnde „en echelon“-Strukturen aus einem primär Ost-West-streichenden Quarzgang (sinistral); (b) „en echelon“-Strukturen mit sinistralen Schersinn Qg(089/84); (c) diskordante Quarzgänge durchschlagen NW-vergente Faltung (fa(059/30), qg(074/71).

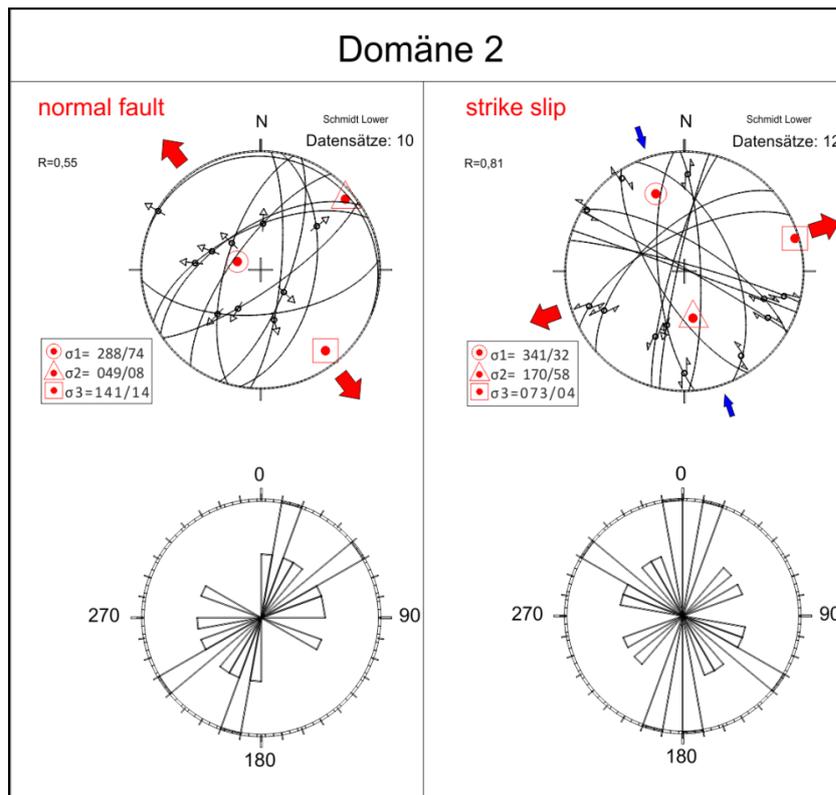


Abb. 23: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 2; „Improved right Dihedral method“ (Software Win Tensor); $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$.

Die Orientierung der Abschiebungen ist ein Resultat einer mäßig steilen σ_1 - (288/74) und flachen σ_3 -Achse (141/14). Folglich lassen die Abschiebungen auf eine Dehnung nach NW-SO schließen. Das ermittelte Spannungsverhältnis ($\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$) liegt bei $R=0,55$ (Abb. 23).

Die Seitenverschiebungen sind durch eine nach NW gerichtete σ_1 - (341/32) und eine flache σ_3 -Achse Richtung Nordost (073/02) charakterisiert. Diese Orientierungen implizieren eine NO-SW-Dehnung innerhalb der Störungen, welche als Ursache für die Ausbildung der „en echelon“ angeordneten Quarzgänge gesehen werden kann. Durch die Paläospannungs-Analyse wurde ein Spannungsverhältnis ($\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$) von $R=0,81$ ermittelt.

Domäne 3

Domäne 3 wird nach Osten hin durch eine dextrale Störung von Domäne 1 abgegrenzt und wird durch die Gesteine des permomesozoischen Schichtstapels aufgebaut. Diese Abfolge aus siliziklastischen und karbonatischen (Meta-)Sedimenten weist einen deutlichen Rheologie-Kontrast zu den überlagernden Basementgesteinen auf.

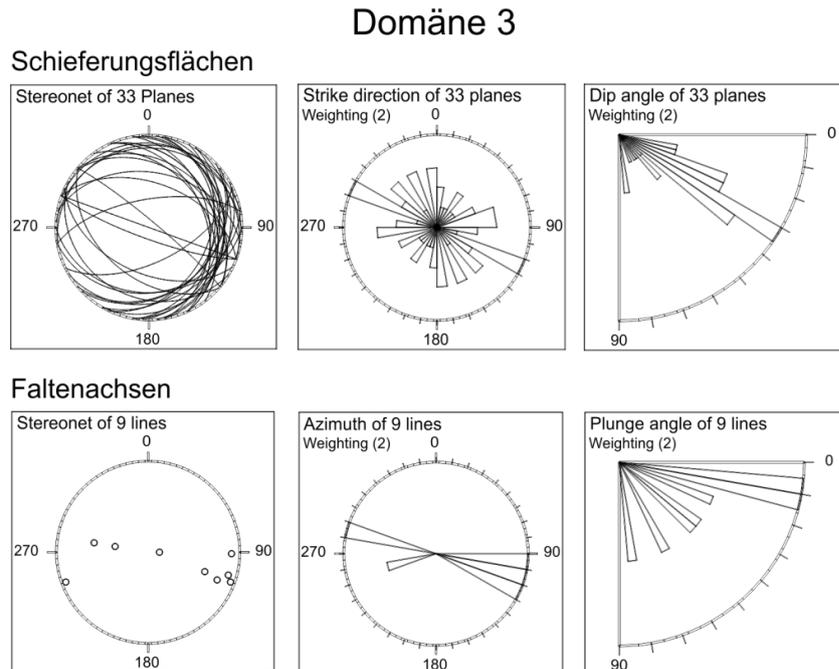


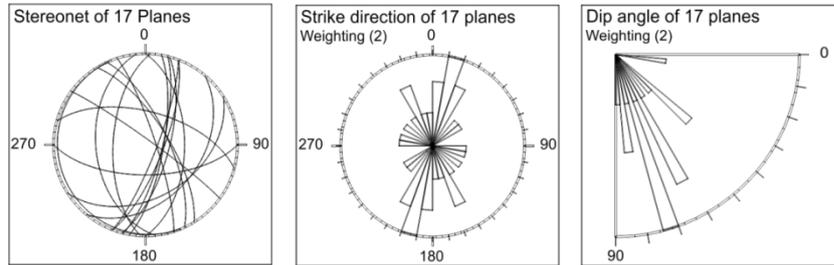
Abb. 24: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Faltenachsen) der Domäne 3; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel, bzw. Winkelrose.

Diese Gesteine sind durch eine flache bis mäßig steile, großteils nach (N)O-einfallende Schieferung charakterisiert (Abb. 24). Innerhalb der Karbonate zeigen sich rheologisch unterschiedliche Deformationsverhalten. In den dunklen Karbonaten an der Basis der stratigraphischen Abfolge dominiert fluidbeeinflusste duktile Verformung, welche mesoskopische Scherfalten (10er-Meter) ausbildete. Hier überprägte die Schieferung den sedimentären Lagenbau. Demgegenüber verhalten sich die ungebankten Dolomite vorwiegend spröde. Hier orientiert sich die ansatzweise entwickelte Schieferung entlang der reliktschen sedimentären Bankung. Der Verschnitt der zwei dominierenden

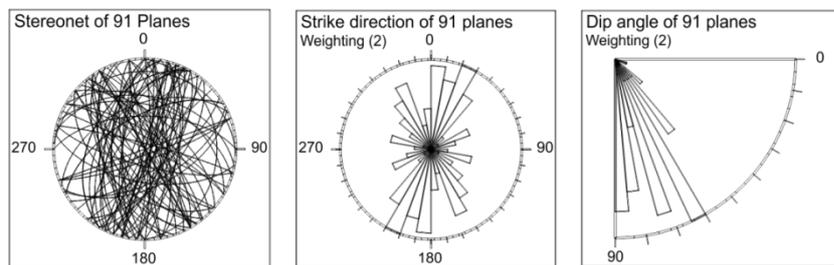
Schieferungs-sets sowie die gemessenen Faltenachsen weisen auf einen O-W-streichenden Faltenbau hin (Abb. 24).

Domäne 3

Störungen



Kluftflächen



Quarzgänge

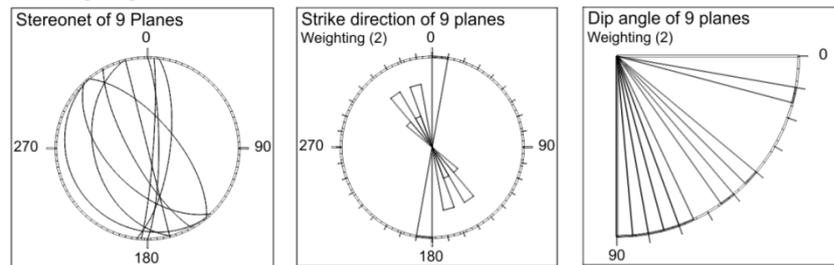


Abb. 25: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Kluftflächen, Quarzgänge) der Domäne 3; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.

Das strukturelle Inventar der Domäne 3 ist durch mäßig steil bis steil orientierte NO-SW-streichenden Störungen und Klüfte geprägt (Abb. 25) die ein konjugiertes System der dominierenden flachen Abschiebung südlich der Lungauer Kalkspitze darstellen (Abb. 26 a,b). Begleitend (parallel dazu) entwickelten sich syntektonisch extensionelle Klüfte, die mit Quarzmobilisaten verheilt sind.

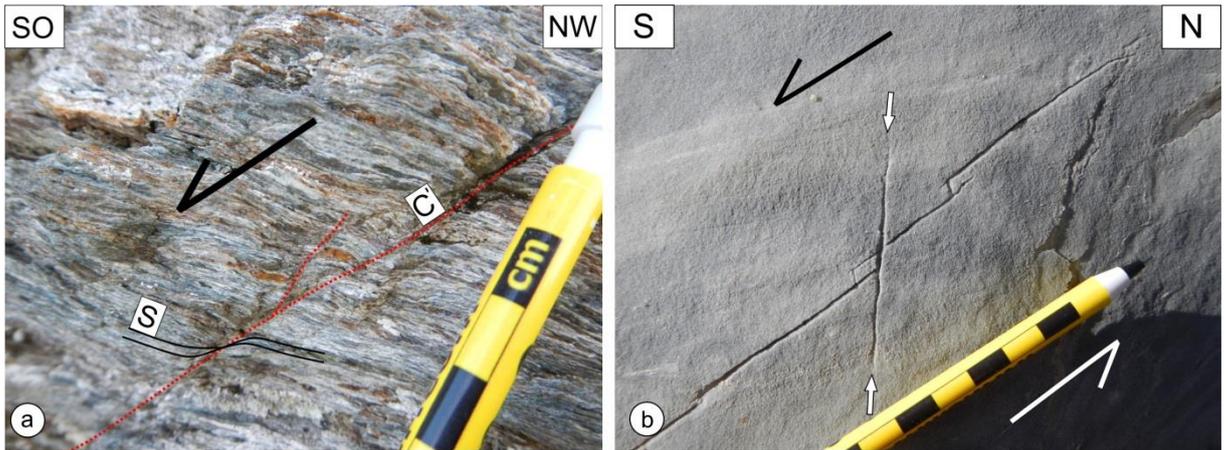


Abb. 26: (a) Semiduktile Abschiebung südlich der Lungauer Kalkspitze S: $sf(130/30)$, C' : $st(148/48)$; (b) Sinistraler Sprödbbruch mit konjugierten Relaisstrukturen im Bänderkalkmarmor, $st(180/63)$, WP80.

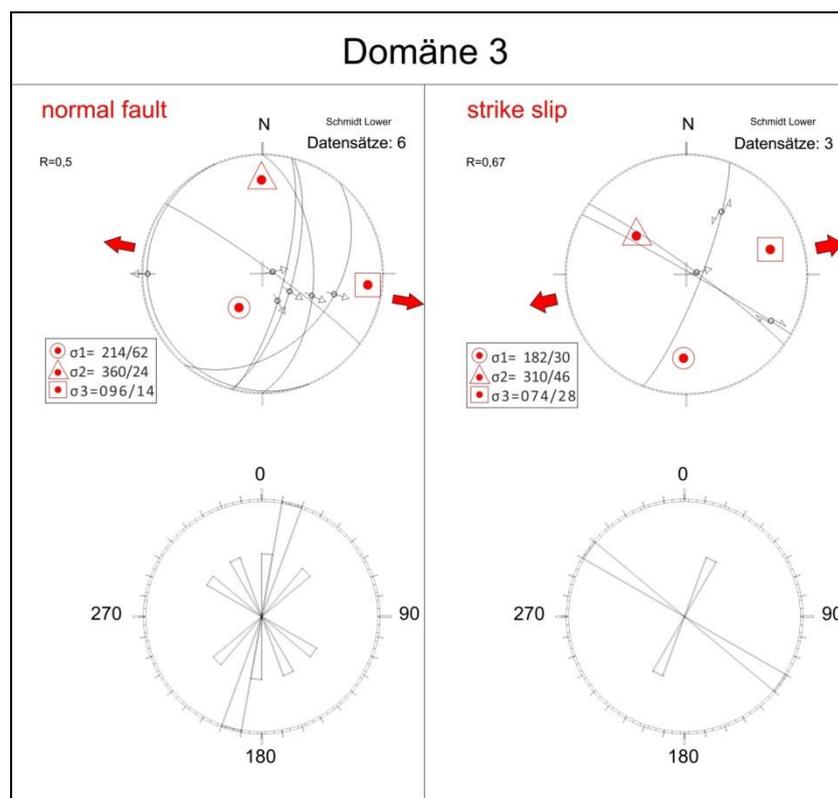


Abb. 27: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 1; „Improved right Dihedral method“ (Software Win Tensor); $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$.

Die Ergebnisse der Paläospannungs-Analyse zeigen, dass die nach Osten gerichteten Abschiebungen das Resultat eines extensionellen Regimes mit mäßig steil stehender σ_1 - (214/62) und flacher σ_3 -Achse (096/14) sind. Folglich lässt sich ein subparallel O-W-wirkendes extensionelles Regime rekonstruieren. Aus der Analyse lässt sich ein Spannungsverhältnis ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) von $R=0,5$ ermitteln (Abb. 27).

Die Seitenverschiebungen der Domäne 3 sind das Resultat einer nach Süden orientierten Hauptnormalspannungsachse σ_1 (182/30) und einer nach ONO-gerichtete Hauptnormalspannungsachse σ_3 (074/28). Das ermittelte Spannungsverhältnis ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) R beträgt 0,67.

In Kombination mit den Abschiebungen lässt sich ein konjugiertes nach Osten abschiebendes Regime konstruieren, das durch steil stehende Seitenverschiebungen begrenzt wird.

5.2 Mikrostrukturen

Beschreibung ausgewählter Dünnschliffe

Im folgenden Kapitel werden ausgewählte Gesteinsproben aus den Cover- sowie Basamenteinheiten hinsichtlich deren petrologischem, sedimentären und strukturellen Inventar untersucht.

Gesteinsprobe SW1

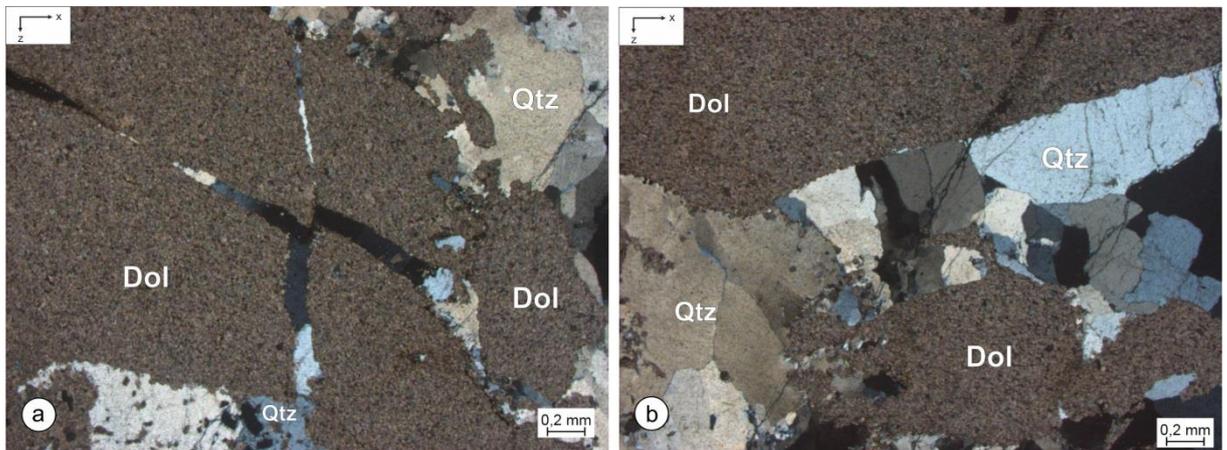


Abb. 28: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW1 (gekreuzte Polarisatoren); (a) Fluidinfiltriertes, kataklasisches Gefüge im mikritischen Dolomit, $x=st(035/60)$ (b) sekundäre Sprödbrüche mit Karbonatausfällungen überprägen das Gefüge, $x=st(035/60)$; Dol:Dolomit, Qtz:Quarz; WP14.

Diese Probe wurde aus dem Randbereich einer Störungzone in deren Zerüttungszone, nahe der Akarscharte gewonnen. Bei Gesteinsprobe SW1 handelt es sich um mikritisches Karbonat, das durch die Migration von silikatreichen Fluiden mit silikatisch verfüllten Gängen und Adern durchzogen ist (Abb. 28).

Die Hauptminerale der Gesteinsprobe SW1 sind mikritischer Dolomit und untergeordnet sedimentärer Quarz. Als Kluffüllung trifft man in den Gängen und Adern auf Quarz, welcher an den Randzonen von Fluoritmineralisationen begleitet wird. Im Karbonat ist teilweise noch ein sedimentärer Lagenbau erkennbar, der jedoch durch die Evolution der Gänge und Adern größtenteils gestört wurde. Bei der Anordnung der Gänge lässt sich ein konjugiertes System erkennen, welches durch suborthogonal aufeinander stehende Klüfte angezeigt wird. Teilweise wurden Späne des Host-rocks durch den Fluideintrag in die Gänge abgelagert, was für ein impulsives Ereignis unter hohen Drücken steht.

Der Quarz in den Gängen weist eine seriate polygonale Kornform auf. Unter dem Polarisationsmikroskop ist ersichtlich, dass sich innerhalb der Quarze Subkorn Grenzen und Deformationslamellen bildeten. Entlang der Korn Grenzen kommt es teilweise zu Bul-

ging. Der Temperaturbereich dieser dynamischen Rekristallisationsmechanismen liegt bei 270 – 420 °C (Stipp et al., 2002). Als späteres Ereignis kann eine sprödetektonische Entwicklung gesehen werden, die zur Ausbildung moderat gegen die Einfallsrichtung einfallender Sprödbrüche führte. Einhergehend mit diesen Brüchen bildeten sich Fiederbrüche und Drucklösungserscheinungen. Das neu generierte karbonatreiche Fluid kristallisierte entlang dieser Mikrobrüche aus. Somit kommt es innerhalb von Quarzkorngrenzen vereinzelt zur Auskristallisation sekundärer idiomorpher Karbonat- und Fluoritkristalle.

Gesteinsprobe SW2

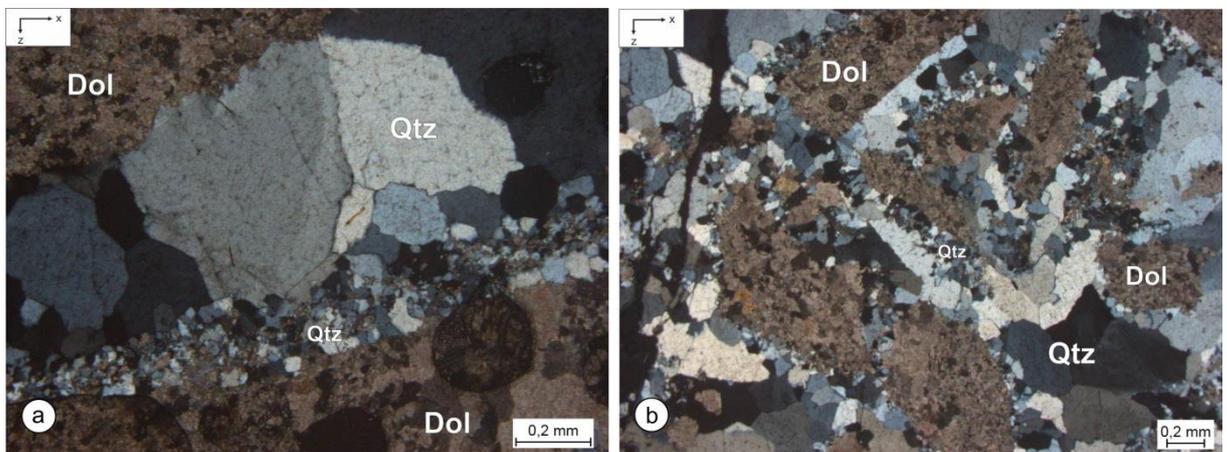


Abb. 29: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW2 (gekreuzte Polarisatoren); (a) Zweiphasiger Fluidimpuls: 1. Feinkörnige Karbonat/Quarz-Ader, 2. Aufweitung der Struktur durch einen grobkörnigen, quarzitären Gang) $x=st(210/80)$ (b) Kataklastisches Gefüge, dolomitische Fragmente durch einen feinkörnigen Quarzsaum (1. Fluidgeneration) ummantelt, $x=st(210/80)$; Dol:Dolomit, Qtz:Quarz; WP 15.

Bei der Gesteinsprobe SW2 handelt es sich um einen fluidinfiltrierten Dolomit der im Randbereich einer Störungszone nahe der Akarscharte beprobt wurde. Der Dolomit weist keine sedimentäre Schichtung auf und wird durch sparitische Aggregate die in einer mikritischen Matrix stecken, aufgebaut. Ähnlich wie bei Gesteinsprobe SW2, durchziehen silikatische Gänge und Adern die Probe (Abb. 29 a,b). Teilweise findet man auch hier entlang der Randzonen vereinzelt Fluorite, die innerhalb der silikatischen Gangfüllung anzutreffen sind.

An den Randzonen der Gänge, am Kontakt zum Dolomit, sieht man deutlich feinkörnigere Quarz-/Karbonatkristallite. Diese feinkörnigen Lagen findet man auch als Um-mantelung einzelner karbonatischer Komponenten innerhalb der Gänge. Anhand der Anordnung kann dies als zweistufiger Fluideintrag interpretiert werden. Beim ersten Fluidpuls kristallisierte das Fluid sehr feinkörnig aus, wahrscheinlich aufgrund der Kris-tallisationskeime entlang der Kontaktzone zum Dolomit. Durch die dadurch verursach-ten Diskontinuitäten kam es während des zweiten Fluidpulses zur Aufweitung und Fragmentierung der vorhandenen Gangstruktur und zur Kristallisation grobkörnigen Quarzes mit seriaten polygonaler Kornform. Diese Quarze bildeten deutliche Subkorn-grenzen und Deformationslamellen aus. Entlang der Korngrenzen kommt es teilweise zu Bulging. Der Temperaturbereich dieser Mechanismen, welche als dynamische Re-kristallisation bezeichnet werden können, liegt bei 270 - 420 °C (Stipp et al., 2002).

Eine spätere Deformation führte zur Ausbildung spröder Strukturen, die gegen die Ein-fallsrichtung einfallen.

Gesteinsprobe SW4

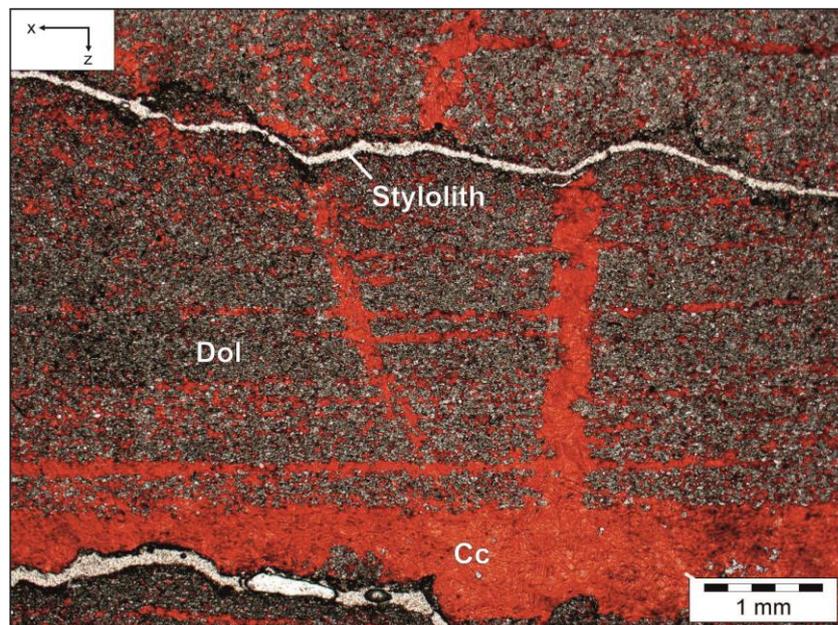


Abb. 30: Mikrotexur-/Struktur der Probe SW4 (gekrenzte Polarisatoren); Wechsellage- rung von dolomitischen (graubraun) und kalzitischen (purpur) Lagen, diskordante kalzi- tische Gänge durchschlagen den sedimentären Lagenbau, später bildeten sich la- gen(sub)parallele Stylolithe aus $x=sf(085/20)$; Cc:Kalziumkarbonat, Dol:Dolomit; WP26.

Die Gesteinsprobe SW4 stammt aus der Schicht der gebänderten dunklen Karbonate im Bereich des Znachsattels. Dieses Gestein befindet sich im Einflussbereich einer regionalen, dextralen Störung. Der Dünnschliff SW4 wurde mit der Indikatorflüssigkeit „Alizarin red“ behandelt, um Ca-reiche Bereiche zu markieren, respektive Dolomitkristalle von Kalzitkristallen zu unterscheiden (Abb. 30). Kalzitkristalle verfärben sich in diesem Fall purpur.

Das Gestein wird durch die Hauptminerale Dolomit und Kalzit aufgebaut, untergeordnet treten vereinzelt Quarzaggregate im sedimentären Verband auf. Das Gefüge der Probe wird durch einen sedimentären Lagenbau aufgebaut, in dem sich dolomitreiche mikritische Lagen mit kalzitischen equigranulären Lagen aus Sparit abwechseln. In den Kalzitkristallen dominieren Typ I-Zwillinge. Demgegenüber bildeten sich in den wenigen sparitischen Dolomitkristallen Sprödrübe aus. Dies lässt auf einen Temperaturbereich von $<200\text{ °C}$ schließen. Innerhalb der Kalzitlagen beziehungsweise an deren Schichtgrenzen entwickelten sich schichtparallele Stylolithe. Die sedimentäre Schichtung wird durch mäßig steile bis orthogonal auf die Schichtung stehende Extensionsgängen durchschnitten. Die Gangfüllung besteht vorwiegend aus sparitischem Kalzit, welcher vermutlich aus der Drucklösung entlang der Stylolithe stammt. Entlang der stylolithischen Flächen kommt es zu scheinbaren Versetzungen einzelner Gänge. Dies ist jedoch auf den Vertikalversatz durch die Drucklösung zurückzuführen.

Gesteinsprobe SW5

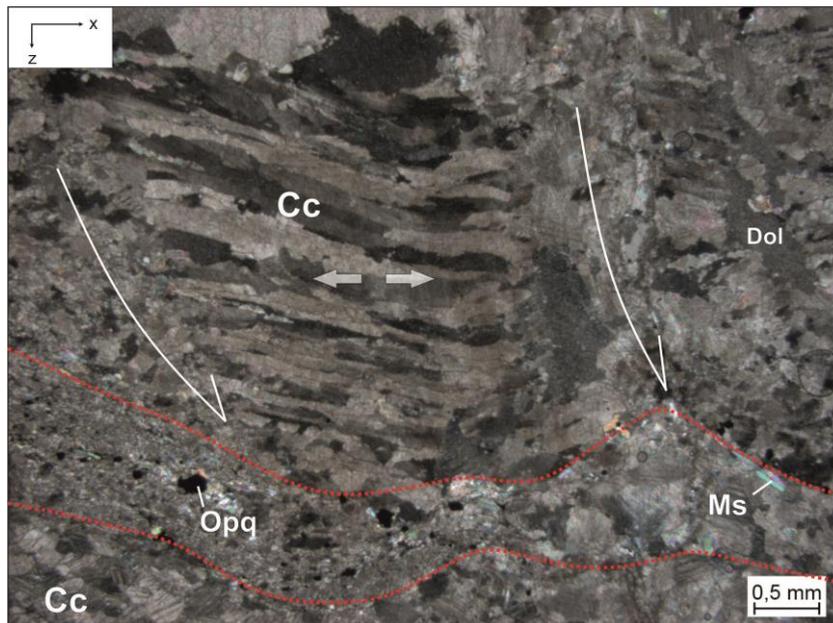


Abb. 31: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW5 (gekreuzte Polarisatoren); Kontaktzone der karbonatischen Gangfüllung mit dem Host-rock (Kalzit), schichtungsparallel bildete sich ein kataklasisches Scherband aus, in einer lokalen Extensionszone kam es zur Ausbildung von „stretched fibres, $x=lsf(090/25)$; Cc:Kalziumkarbonat, Dol:Dolomit, Ms:Muskovit, Opq:opake Mineralphase; WP27.

Gesteinsprobe SW5 zeigt einen Ausschnitt der Übergangszone von einem dunklen, feinkörnigen karbonatischen Marmor in eine Gangfüllung (Abb. 31). Bei der Gesteinsprobe SW5 handelt es sich generell um ein karbonatisches Ausgangsmaterial, welches durch die Migration von Fluiden eine komplexe Struktur erfahren hat. Die Hauptminerale der Gesteinsprobe sind sparitischer Kalzit, Quarz, opake Minerale und Hellglimmer.

Das mylonitische Ausgangsmaterial ist charakterisiert durch die Wechsellagerung von mikritischen Karbonatlagen mit grobkörnigeren, sparitischen Karbonatlagen. Letztere weisen homogene Korngrößen von circa 100 μm auf. Aufgrund der Kalzitverzwillingungen (Typ II) lässt sich für diese Lage ein Temperaturbereich von 150 – 300 °C eingrenzen.

Die Gangfüllung weist eine komplexe Internstruktur auf, welche ein Resultat mehrerer tektonischer Deformationsereignisse darstellt. Generell weisen die Karbonatminerale

innerhalb der Füllung keine beziehungsweise nur ansatzweise eine Typ I-Verzwilligung auf. Dies lässt auf einen Metamorphosekontrast zum Host-rock schließen.

Das Gefüge innerhalb des Ganges wird durch ein subhorizontal undulierendes Scherband geprägt. Dessen Internstruktur wird durch einen feinkörnigen, karbonatischen Kataklasit mit eingeregelteten sekundären Muskovitplättchen und opaken Mineralphasen aufgebaut. In dieses Scherband ziehen steil stehende, mit Kalzit (Typ I) auskristallisierte, in Einfallrichtung einfallende, synthetische Strukturen. Diese Bewegung wird durch das Wachstum ataxialer, gestreckter Kalzitfasern kompensiert. Teilweise durchschlagen diese Extensionsgänge sowohl die Gangfüllung, wie auch den Host-rock. Als jüngste Struktur innerhalb des Dünnschliffes sind steil stehende, in Richtung des Streckungslinear ($x=lsf$) einfallende, spröde Brüche, die teilweise ebenfalls in das Scherband ziehen.

Anhand dieser Strukturen kann man auf eine mehrphasige tektonische Evolution schließen: 1. Metamorphose Marmor; 2. Öffnung und Füllung Gang; 3. Ausbildung Scherband + stretched fibres; 4. Sprödebrüche.

Gesteinsprobe SW 7

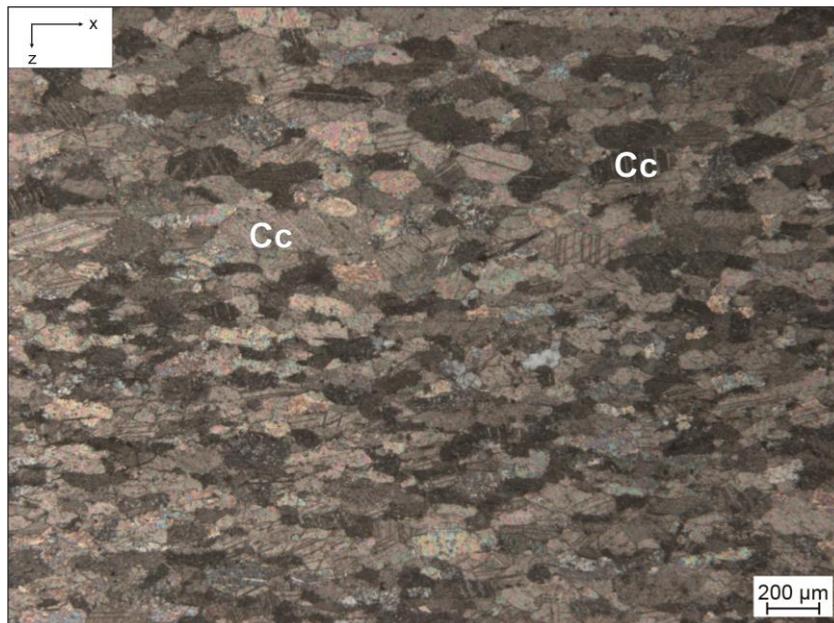


Abb. 32: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW7 (gekreuzte Polarisatoren); monokristalliner Kalzitmarmor mit Typ II-Zwillingslamellen, $x=lsf(95/15)$, Cc:Kalziumkarbonat; WP34.

Bei der Gesteinsprobe SW7 handelt es sich um einen kalzitischen Marmor, welcher im Gelände durch seine graublaue bis dunkelgraue Farbe leicht von den umgebenden Gesteinen unterschieden werden kann. Wie aus der Probenkarte (Anhang 5) ersichtlich ist, stammt die Probe aus einer Geländemulde südöstlich der Lungauer Kalkspitze, in der Nähe der dominierenden Abschiebung.

Das Hauptmineral der Gesteinsprobe SW7 ist sparitischer Kalzit (Abb. 32) mit einer dominierenden Vorzugsregelung der Gitterstruktur. Die Kalzitkristalle weisen großteils eine Typ II-Verzwilligung auf. Innerhalb des Gefüges sind vereinzelt sedimentäre Quarzkörner zu finden, welche durch den dynamischen Rekristallisationsmechanismus Bulging Subkörner ausgebildet haben. Dies und die duktilen Strukturen (Faltenbau) im Gelände lassen auf einen Temperaturbereich der Deformation von 270-420 °C (Stipp et al., 2002) schließen.

Gesteinsprobe SW8

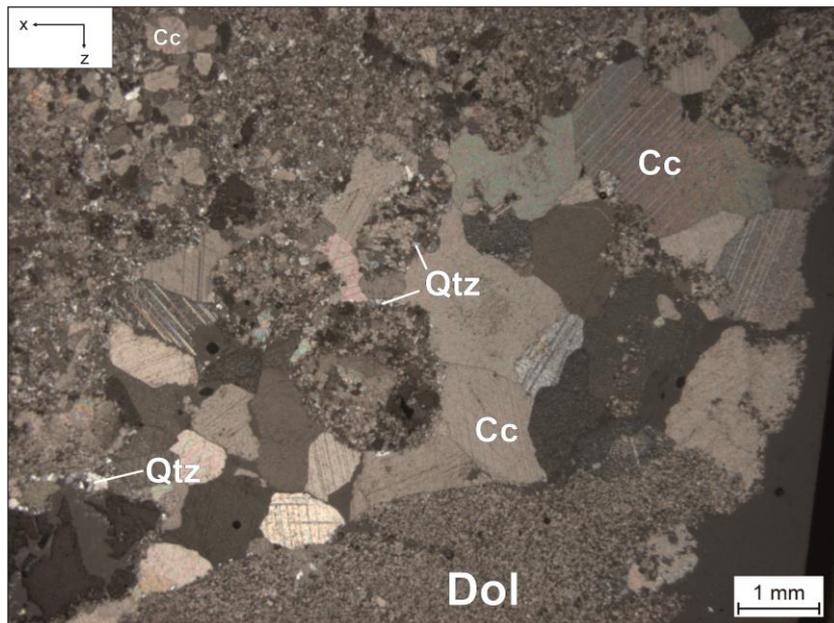


Abb. 33: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW8 (gekreuzte Polarisatoren); fluidinfiltriertes kataklasitisches Karbonat, an den kataklasitischen Fragmente bildet sich teilweise ein silikatischer Saum. $x=hsf(281/62)$; Qtz:Quarz, Cc:Kalzit, Dol:Dolomite; WP47.

Die Gesteinsprobe SW8 wurde aus dem Randbereich einer N-S-streichenden, kataklasitischen Störungszone, die hier innerhalb des massigen Dolomits verläuft, zwischen Mereggen und Steirischer Kalkspitze genommen.

Die Hauptminerale des Gesteins sind mikritischer sowie sparitischer Dolomit, sparitischer Kalzit, Quarz und Fluorit (Abb. 33). Das Ausgangsgestein dieses Kataklasits bildet der umliegende feinkörnige Dolomitmarmor, welcher teilweise die abgerundeten Komponenten wie auch den Host-rock aufbaut.

Innerhalb des Schliffes findet man zwei Generationen von Gangfüllungen vor. Bedingt durch eine frühere Deformation, bildete sich unter Einfluss eines silikatischen Fluids eine kataklasitische Bewegungszone aus, welche zur Fragmentierung des Ausgangsmaterials und zur Abrundung einzelner Komponenten führte. Diese silikatischen Gänge weisen intern der Quarzkristalle eine Subkornbildung durch Bulging auf, was auf einen Temperaturbereich von etwa 270-420 °C (Stipp et al., 2002) hinweist. Fluorit kommt

ausschließlich in den silikatischen Gängen vor, was ein Zeichen für unterschiedliche Fluidzusammensetzungen ist.

Durch ein späteres tektonisches Regime kam es entlang einzelner silikatischer Adern zur Aufweitung der kataklasitischen Matrix und zur Verfüllung mit einem kalzitischem Fluid. Diese kalzitischen Kristalle besitzen Typ I-Zwillinge, die den Temperaturbereich auf $<200\text{ °C}$ eingrenzen.

Aus diesem Deformationstemperatur-Kontrast ist eine zeitliche Trennung der Deformationsphasen naheliegend. Dieser Kontrast kann durch die Umlagerungstemperatur unterschiedlicher Krustenniveaus erklärt werden. Unabhängig von der Lokation weisen die Gesteinsproben SW 1 und SW 2 sehr ähnliche Strukturen auf.

Gesteinsprobe SW18

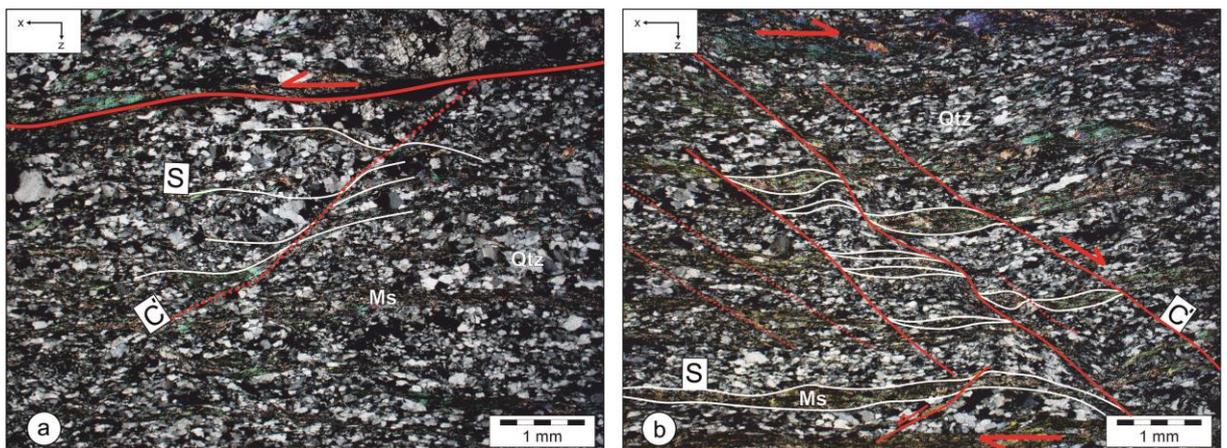


Abb. 34: Mikrotexur-/Struktur der Probe SW18, Quarzphyllite (gekreuzte Polarisatoren); (a) synthetische und (b) antithetische SC-Strukturen im gleichen Dünnschliff $x= sf(094/25)$, S:sf, C': C'-typ Scherband, Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; WP84.

Die Gesteinsprobe SW18 stammt aus den Quarzphylliten der Abschiebungszone südlich der Lungauer Kalkspitze.

Das Gestein wird als matrixdominanter, geröllführender Metasandstein bezeichnet. Als Hauptkomponenten innerhalb der silikatischen Matrix treten deformierte Quarzklüster ($<0,5\text{mm}$) auf, welche, zusammen mit muskovitreichen Lagen, fakoide schieferungsparallele Körper bilden. Untergeordnet treten spröde deformierte lithische Karbonatfragmente (mikritisch) auf. In der Gesteinsprobe SW18 dominieren C'-Typ Scher-

bänder, die ein SC-Gefüge ausbilden. Abb. 34a und 34b zeigen zwei unterschiedliche Schersinne an. Dies kann durch ein konjugiertes extensionelles System erklärt werden. Durch progressive Deformation entwickelten sich subhorizontal zu x (sf(094/25)) verlaufende Scherbänder, welche ein ECC-Gefüge andeuten. Demnach spiegeln diese Strukturen eine O-W-Dehnung wider.

Gesteinsprobe SW19

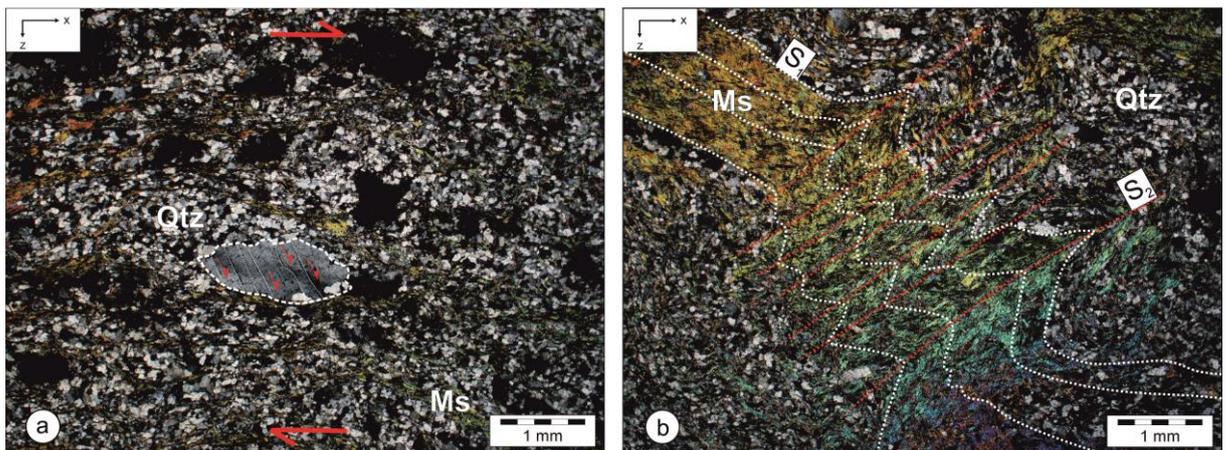


Abb. 35: Mikrotexur-/Struktur der Probe SW19, Lantschfeldquarzit (gekreuzte Polarisatoren); (a) dextrale synthetische Sprödbrüche in Quarzgeröllen (b) in hellglimmerreichen Lagen bildete sich eine penetrative Krenulationsschieferung (S2) aus (S1: reliktschieferung); Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; $x=sf(136/29)$; WP86.

Bei der Gesteinsprobe SW19 handelt es sich um einen matrixdominierten Metasandstein, der stratigraphisch gesehen dem Lantschfeldquarzit zugeteilt wird. Als Komponenten treten ausschließlich quarzitisches Gerölle (< 5 mm Durchmesser) auf. Die quarzitisches Matrix wird von Hellglimmerlagen durchzogen. Bedingt durch eine niedrigtemperierte Deformation, weisen die gesamten Quarzkörner (Matrix und Komponenten) eine undulöse Auslöschung auf. An den Rändern der Komponenten bildeten sich durch den dynamischen Rekristallisationsmechanismus Bulging einzelne Subkörner aus, die hier, durch die vorhandenen Kristallisationskeime aus der Matrix, die Komponenten umsäumen. In einzelnen Komponenten (siehe Abb. 35a) entwickelten sich synthetische Sprödbrüche, was wiederum auf eine niedrigtemperierte Deformation schließen lässt. Generell dominiert ein SC-, lokal ECC-Gefüge. Innerhalb der hellglim-

merreichen Lagen (Abb. 35b) entwickelte sich eine kompressive Krenulationsschieferung (S2), welche etwa orthogonal auf die reliktsche Schieferung (S1) ausgebildet ist. In den neugenerierten Mikrofallen kam es in den Faltschenkeln zur Anreicherung opaker Mineralphasen. Alle Strukturen deuten auf einen Top nach X (SO) Schersinn hin.

Gesteinsprobe SW23

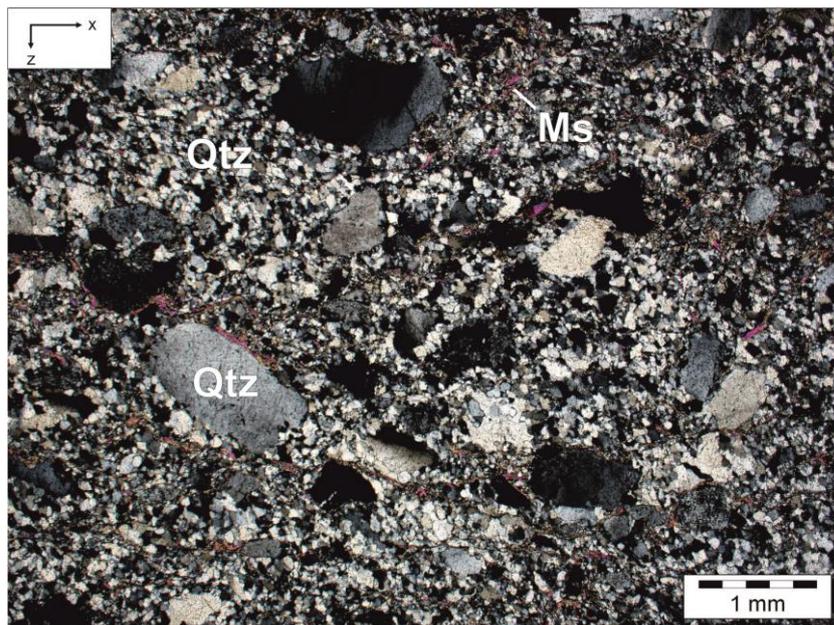


Abb. 36: Mikrotextr-/Struktur der Probe SW23, Lantschfeldquarzit (gekrenzte Polarisatoren); das Gefüge weist keine Regelung auf, intern der Quarze kommt es ansatzweise zu einer undulösen Auslöschung bei Betrachtung unter gekreuzten Nicols; Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; $x=lsf(140/35)$; WP137.

Die Gesteinsprobe SW23 stammt aus dem Gipfelbereich des Meregg. Sie wird der Einheit des Lantschfeldquarzits zugeordnet. Das Gestein ist durch seine quarzitisches hellglimmerführende Matrix charakterisiert. Als Komponenten treten schlecht sortierte, kantige Quarzgerölle bis maximal 1 mm Durchmesser auf. Untergeordnet treten vereinzelt lithische Fragmente aus Arkoseschiefern auf (Abb.36). Die Gesteinsprobe weist ein unregelmäßiges Gefüge auf, fakoide, schieferungsparallele Körper sowie Scherbänder fehlen gänzlich. Schliffübergreifend weisen die Quarzkristalle (in Komponenten und in der Matrix) eine undulöse Auslöschung auf. Die Bildung von Subkörnern ist nur an-

satzweise erkennbar. Diese Strukturen lassen auf eine niedrigtemperierte Deformation schließen.

Gesteinsprobe SW26

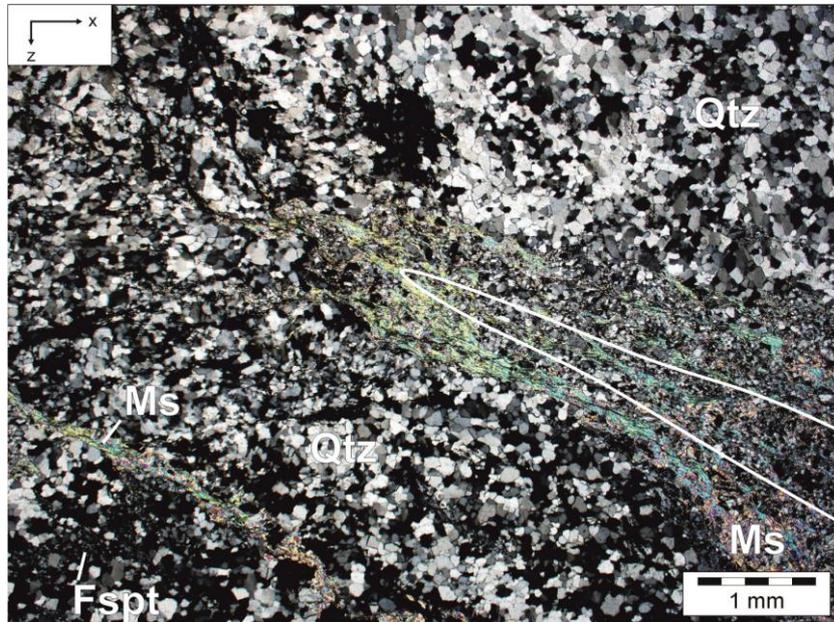


Abb. 37: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW26, Quarzphyllit (gekreuzte Polarisatoren); silikatische Matrix und Komponenten weisen eine vollständige dynamische Rekristallisation auf (Bulging), weiße Linie deutet Faltenschenkel an; Qtz:Quarz, Ms:Muskovit, Fspt:Feldspat; $x=sf(021/41)$; WP142.

Der Probenpunkt der Gesteinsprobe SW26 liegt nördlich der Steirischen Kalkspitze im abtauchenden Faltenschenkel des überregionalen Faltenbaus. Der Mineralbestand beschränkt sich auf Quarz, Hellglimmer und opake Mineralphasen. Untergeordnet findet man stark umgewandelte, reliktsche Feldspatkomponenten vor. Im Aufschlussmaßstab machten sich vererzte Lagen bemerkbar. Innerhalb der quarzitären Matrix lassen sich die Grenzen reliktscher Quarzgerölle erahnen. Jedoch kam es durch dynamische Rekristallisation (Bulging) zur Ausbildung neuer Subkörner über die Komponentengrenzen hinweg. Das Gefüge der Gesteinsprobe ist durch eine isoklinale Fältelung gezeichnet, welche durch faltenachsenflächenparallele duktile Scherbänder überprägt werden (Abb. 37). Diese wiederum werden durch orthogonal auf die Schieferung stehende Sprödbrüche durchschnitten.

Demnach lassen sich anhand der Probe SW26 drei Deformationsphasen unterscheiden: 1. Faltung Richtung NW, 2. Duktile Abschiebung nach NO, 3. Spröde Extensionsbrüche (vermutlich E-W).

5.3 Deformationsmechanismen

Dieses Kapitel gibt eine detaillierte Erklärung spannungs- und temperaturbedingter Deformationsmechanismen, die während der Deformation intern der Kalzitkristalle wirken. Folglich werden diese Deformationsmechanismen erläutert und auf deren Auswirkungen im Gesteinsverband eingegangen.

Spröddeformation im Kalzit

Die Deformation von Kalzit unter niedriggradigen Temperatur (bis etwa 150 °C) und Druckbedingungen führt intern der Kristalle sowie kristallübergreifend zur Ausprägung von Sprödstrukturen. Diese Sprödbrüche und kataklastischen Sprödstrukturen orientieren sich nach dem umgebenden Hauptspannungsfeld und sind somit relevante Indikatoren für die Rekonstruktion des Paläospannungsfeldes.

Stylolithe (Drucklösung)

Vor allem bei Vorhandensein von Wasser beziehungsweise einer fluiden Phase kommt es zu Drucklösungserscheinungen, die zur Entwicklung von Stylolithen führen. Diese Erscheinungen sind typisch für niedriggradige Deformationsbedingungen und treten im Korngrößenmaßstab auf, sie können jedoch auch ganze Gesteinskörper durchziehen. Diese Strukturen differenzieren sich durch ihre Genese von amoeboiden Korngrenzen die mit dem Deformationsmechanismus Grain Boundary Migration einhergehen. Die stylolithische Fläche ist geprägt durch eine hohe Konzentration aus schwer löslichen Material, das sich entlang der verzahnten Strukturen konzentriert. Hierbei handelt es sich meist um opake Minerale, Glimmer sowie Tonminerale die einen deutlichen Löslichkeitskontrast zum Hauptmineral aufweisen. Die Typisierung der Stylolithe erfolgt einerseits aufgrund der Orientierung relativ zur sedimentären Lamination, andererseits aufgrund der Ausprägung der Verzahnung innerhalb der Drucklösungsfläche. Man unterscheidet zwischen laminationsparallelen Stylolithen und jenen, die sich entlang von Diskontinuitäten orientieren, sogenannte transversale Stylolithe. Dabei können erstere auf Drucke, die während diagenetischer Prozesse auftreten, zurückgeführt werden. Die

Verzahnung, die durch die Konzentration schwerer drucklöslicher Minerale deutlich sichtbar wird, tritt üblicherweise orthogonal zur Drucklösungsebene auf. Jedoch kommt es vor, dass durch Scherspannungen orientierte beziehungsweise eingeregeltere Verzahnungen dominieren. In diesem Fall spricht man von Slickolithen. Kommt es entlang dieser Fläche zu einer Bewegung entwickeln sich Slickensides (Passchier und Trouw, 2005).

5.4 Paläospannung- und Deformationstemperatur–Analyse Kalzit

Kristallographische Spannungszwillinge Kalzit

Zwillingslamellen innerhalb des Kalzits sind häufige Merkmale, die herkunfts- und typunabhängig auftreten. Diese intrakristallinen Strukturen geben wichtige Hinweise auf die Art beziehungsweise auf die physikalischen Rahmenbedingungen der intrakristallinen Deformationsmechanismen.

Kalzitverzwillingungen können in verschiedensten tektonischen Regimen auftreten da, sie sehr kleine spannungsbedingte Verformungen aufnehmen, die auch unter niedrigstgradigen Bedingungen erzeugt werden können (Burkhard, 1992).

Bei der mechanischen Belastung der Kalzitkristalle kommt es entlang der $\{e\}$ - und $\{r\}$ -Flächen zur Ausbildung von Zwillingslamellen. Im nachfolgenden Kapitel werden nur Verzwillingungen entlang der $\{e\}$ -Fläche beschrieben beziehungsweise betrachtet, da diese Zwillinge generell dominieren. Beim Kalzit handelt es sich um ein Mineral mit trigonaler Symmetrie. Dies bedeutet, innerhalb einer Kristalleinheit findet man jeweils drei e -, r -, g -, etc. Pole. Bei den $\{e\}$ -Flächen handelt es sich um Spiegelebenen zwischen Mutter- und Zwillingskristall, die in einem gewissen Winkel zur c -Achse stehen (Burkhard, 1992). Die Orientierung der kristallographischen c -Achse des Zwillings entspricht nicht der des primären Kristallgefüges (Passchier und Trouw, 2005). Im Detail entspricht der Winkel zwischen der c -Achse des Mutterkristalls und der des Zwillings 52° , dies ist auch der Grund, warum beide unter dem Polarisationsmikroskop relativ einfach zu unterscheiden sind (Burkhard, 1992).

e-Zwillingslamellen werden aufgrund ihrer Dicke, welche orthogonal auf die Verzwillingungsfläche {e} bemessen wird, typisiert. Nach Groshong (1972) werden sehr dünne, mikroskopisch gerade noch erkennbare Zwillinge als Mikrozwillinge ($<1 \mu\text{m}$) bezeichnet, die jedoch nicht mit einer vorherrschenden Spaltbarkeit verwechselt werden dürfen. Dem gegenüber stehen sogenannte dicke Zwillingslamellen, die eine Dicke von $>1-5 \mu\text{m}$ aufweisen. Diese sind unter dem Polarisationsmikroskop deutlich zu erkennen (Burkhard, 1992).

Geothermometrie anhand von Kalzitmineralen

Obwohl die Verzwillingung eigentlich ein direktes Resultat von shear-strain ist (Burkhard, 1992), konnten viele Autoren anhand von Labor- sowie Feldbeobachtungen bestätigen, dass die Dicke der Zwillingslamellen hauptsächlich eine Funktion der Deformationstemperatur ist (Burkhard, 1992). Dies wird von Burkhard (2000) folgendermaßen erklärt: Bei der Einwirkung von Spannung auf einen Kalzitkristall kann dies entweder in der Ausbildung vieler dünner (mikro) Zwillingslamellen resultieren oder in der Ausbildung weniger dicker. Da sich hier kein eindeutiger Trend widerspiegelt, wird die temperaturbedingte Ausbildung der Zwillingstypen zur Typisierung herangezogen.

Wie in Abb. 38 ersichtlich, unterscheidet Burkhard (2000) vier Typen von Zwillingen (Typ I – Typ IV) im Kalzit. Seine Gliederung bezieht sich auf die Ergebnisse aus Feldversuchen die in Karbonaten der helvetischen Decken erzielt wurden. Burkhard (2000) interpoliert seine Beobachtungen in den Dünnschliffen mit seinen Laboruntersuchungen der Geothermometer $\delta^{18}\text{O}$ im Kalzit-Dolomit System und der Illit-Kristallinität. Burkhard (2000) weist jedoch darauf hin, dass im Bereich tektonischer Bewegungszonen, wie etwa Überschiebungen und Abschiebungen, Ausnahmen auftreten. In diesen Regimen kommt es intrakristallin zu einer Verbiegung der Kristallstruktur beziehungsweise zu einer Rekristallisation, welche eine niedrigere Metamorphose andeuten. Dieser im Kalzit dominierende kristall-plastische Deformationsmechanismus tritt bei Temperaturen bis etwa 400°C auf (Burkhard, 1992).

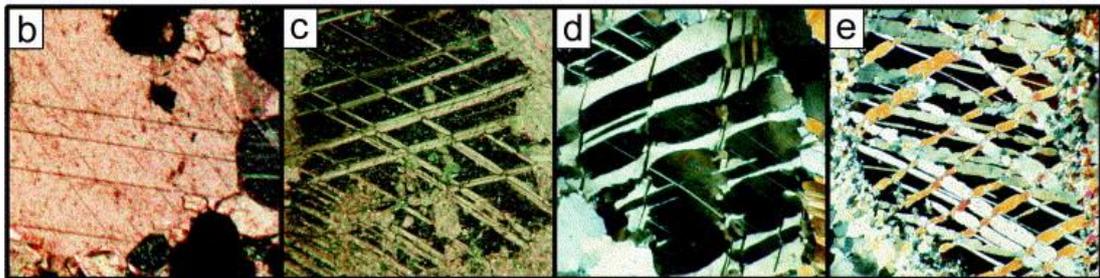
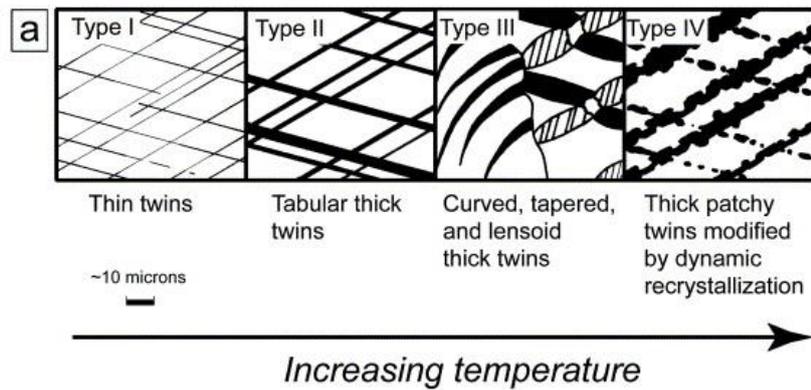


Abb. 38: Klassifizierung der Zwillingslamellen des Kalzits im Dünnschliff; (a) Vier Typen können unterschieden und deren Deformationstemperaturen zugeordnet werden; (b) Typ I; (c) Typ II; (d) Typ III; (e) Typ IV; (Ferrill et al., 2004).

Ergebnisse

In der folgenden Tabelle 1 sind die auftretenden Zwillingstypen der jeweiligen Karbonatproben aufgelistet. Einzelne Proben weisen aufgrund ihres feinkörnigen Charakters (Mikrit) beziehungsweise durch das Vorhandensein von Dolomit keine Zwillingslamellen auf.

Tabelle 1: Ermittlung der Dicke von Kalzit-Zwillingslamellen und Einteilung nach dem Schema von Burkhard (1992); (x= Zwillingstyp vorhanden, /= Zwillingstyp nicht vorhanden).

Proben Nr.	Typ I	Typ II	Typ III
SW1	/	/	/
SW2	/	/	/
SW3	x		
SW4	x		
SW5		x	
SW7		x	
SW8	x		
SW10	x		
SW11	/	/	/
SW12	x		
SW13	x		
SW14		x	
SW16	/	/	/
SW21			x
SW22	/	/	/
SW24		x	
SW25	/	/	/
KS1		x	
WK7-12		x	

Paläostressanalyse anhand von Kalzit- Zwillingen

Ergebnisse aus Hochtemperatur-Deformationsexperimenten mit Kalzitgesteinen unterschiedlicher Korngröße zeigen eine Beziehung zwischen Differenzialspannung, dem Auftreten von Zwillingslamellen, der Zwillingsdichte und -volumsfraction und der Korngrößenfraction (Rowe and Rutter, 1990).

Das Auftreten von Zwillingen und deren Volumsanteil steigt mit zunehmender Korngröße bei gleichbleibender Differenzialspannung. Demgegenüber verhält sich der Logarithmus der Zwillingsdichte, unabgänglich von der Korngröße, proportional zur Spannung. Bei einer bestimmten Korngröße verhält sich der Volumsanteil der Zwillingslamellen nicht linear mit der Spannung. Hingegen kommt es bei einer Spannungszunahme zu einer linearen Steigerung der Zwillingsanzahl. Diese Ergebnisse beziehen sich auf eine experimentelle Versuchsanordnungen mit unterschiedlichen Gesteinen (min. >96% Kalzit), die von Rowe und Rutter (1990) durchgeführt wurden. Die dadurch gewonnenen Beziehungen werden als Basis für die Bestimmung des Paläostresszustandes von natürlich deformierten Kalzitkristallen herangezogen (Rowe and Rutter, 1990).

Daraus ergeben sich zwei Methoden zur Berechnung der Differenzialspannung mittels:

- 1.) Korngröße und Prozentanteil verzwilligter Körner
- 2.) Anzahl der Zwillinge pro Millimeter

ad 1.) Korngröße und Prozentanteil verzwillingter Körner

Wie die Studien von Rowe und Rutter (1990) aufzeigen, ist das Auftreten der Zwillingslamellen innerhalb der Kalzitkörner großteils unabhängig von der Deformationstemperatur sowie der Strain-Rate. Hingegen ist eine eindeutige Abhängigkeit zur Differenzialspannung zu erkennen (Abb. 39) (Rowe und Rutter, 1990).

Die Beziehung zwischen der Korngröße (d), der Anzahl der verzwillingten Kristalle (I_t) sowie der Differenzialspannung (σ) wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$\sigma = 532 + 2,13 * I_t - 204 \log d$$

σDifferenzialspannung [MPa]

I_t Anteil verzwillingter Kristalle [%]

d Korngröße [μm]

Standard error: 31 MPa

(Rowe und Rutter, 1990)

Bei dieser Berechnung wird angenommen, dass rund 20% der Körner aufgrund unvor-
teilhafter Orientierung im Dünnschliff, keine sichtbaren Zwillingslamellen zeigen.

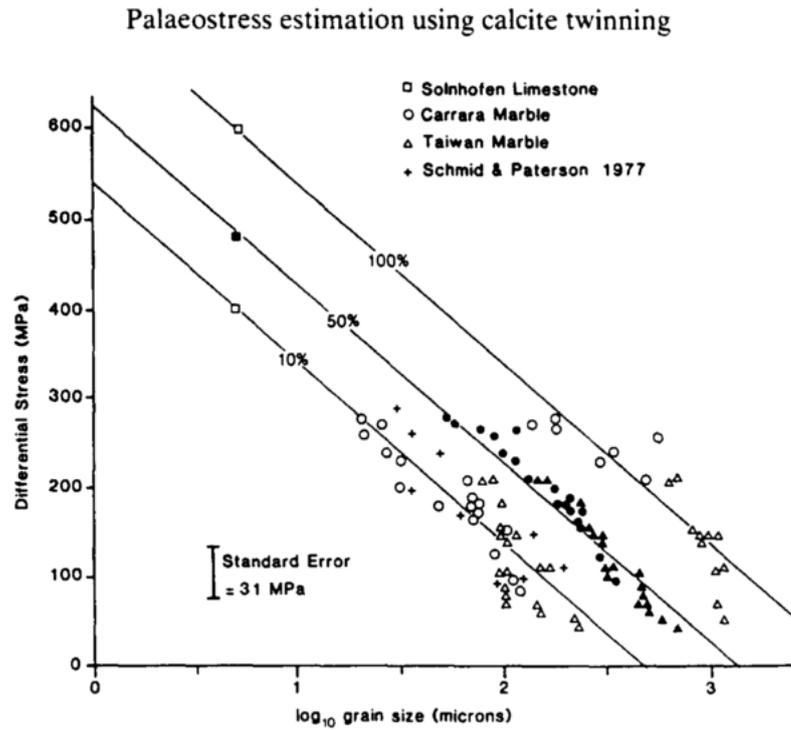


Abb. 39: Diagramm der Differenzialspannung [MPa] (y-Achse) gegen den Logarithmus der Korngröße in Mikrometer (x-Achse) für I_t von 10, 50 und 100 % (I_t = Anteil der verzwillingten Körner im Gesteinsverband) (Rowe und Rutter, 1990).

Ad 2.) Anzahl der Zwillinge pro Millimeter

Aus Rowe und Rutter (1990) geht hervor, dass die Zwillingsdichte (D) mit zunehmender Differenzialspannung (σ), unabhängig von der Korngröße, steigt (Abb. 40). Die Zwillingsdichte (D) wird hier durch die Rate des Auftretens der Lamellen eines Zwillings-Sets definiert. Es konnte kein systematischer Einfluss der Temperatur auf das Verhalten von Differenzialspannung (σ) zu Zwillingsdichte (D) ermittelt werden (Rowe und Rutter, 1990).

Die Beziehung zwischen der Anzahl der Zwillinge pro Millimeter und der Differenzialspannung wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$\sigma = -52,0 + 171,1 \log D$$

σDifferenzialspannung [MPa]

D.....Anzahl der Zwillinge pro Millimeter

Standard error: 43 MPa

(Rowe und Rutter, 1990)

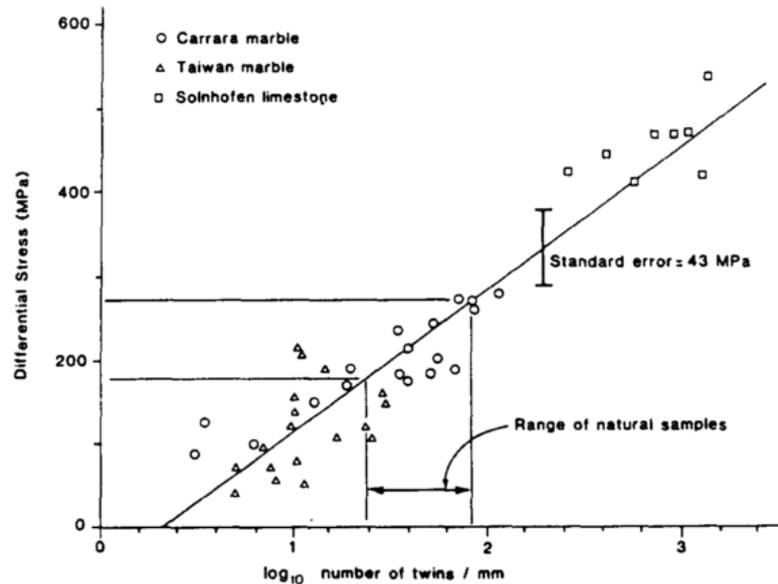


Abb. 40: Diagramm der Differenzialspannung [MPa] (y-Achse) gegen die Zwillinge/mm (x-Achse). Demnach ergibt sich die Funktion $\sigma = -52,0 + 171,0 \log D$. Nach Rowe and Rutter (1990).

Bestimmung der Differenzialspannungen ausgewählter Proben

Für die Bestimmung der Differenzialspannung wurden Proben aufgrund folgender Kriterien ausgewählt:

- Vorhandensein von sparitischem Kalzit
- Mehrphasige Genese
- Qualitative sowie quantitative Bestimmung möglich

Diese Kriterien müssen erfüllt werden, um reproduzierbare Berechnungen vornehmen zu können sowie qualitative aussagekräftiger Ergebnisse zu bekommen.

Vorgehensweise:

Für die Berechnung der Differenzialspannung [MPa] werden folgende Werte benötigt:

- I_t , Anteil verzwilligter Kristalle [%]
- d , Korngröße [μm]
- D , Anzahl der Zwillinge pro Millimeter

Diese Parameter wurden mithilfe der „line intersection“ – Methode anhand von maßstabsgetreuen, orientierten Mikrostrukturaufnahmen ermittelt. Bei dieser Methode wird ein Raster erstellt, dessen Orientierung bei Vorhandensein einer Vorzugsrichtung an diese angepasst wird. Diese Methode basiert auf dem Verschnitt der Korngrößen beziehungsweise der Zwillingslamellen mit den Rasterlinien. Durch die maßstabsgetreuen Abbildungen können die absoluten Korngrößen und die Zwillingsdichte bestimmt werden.

Die Zwillingsdichte wurde mithilfe einer Zählapparatur unter dem Polarisationsmikroskop ermittelt. Hierbei wurde der Anteil verzwillingter Kalzit-Kristalle, im Vergleich zu den unzerzwillingten Kalzit-Kristallen, ausgezählt.

Zur Berechnung der Differenzialspannung wurde die im Kapitel XX angeführten Methoden 1 und 2 von Rowe und Rutter 1990 herangezogen.

In der folgenden Tabelle 2 sind die untersuchten Proben mit den aus den Dünnschliffen ermittelten Parametern angeführt.

Tabelle 2: Ermittelte Parameter für die Differenzialspannungsanalyse anhand von Kalziten.

Sample	grains/line	grain size [μm]	twins/line	twins/grain	twins/mm	% grains with twins
SW_21.2_gang	22,50	245,17	40,75	2,15	8,19	76,00
SW_3.1_gang	9,50	1248,02	59,00	11,20	7,67	89,09
SW_5.1_gang	7,33	1462,40	42,11	9,51	5,46	88,85
SW_13.1_gang	9,29	318,53	13,86	1,60	4,92	77,00
SW_14.1_matrix	11,00	572,84	42,50	4,04	6,98	88,85
SW_21.1_host	12,80	205,34	35,50	2,80	14,01	88,50
SW_24.1_host	16,38	172,02	25,38	1,63	9,75	88,25
SW_3.2_host	18,00	148,54	34,00	1,97	13,80	78,00
SW_5.1_host	15,67	201,12	35,22	2,30	11,38	81,40

Bei der Berechnung wurden die arithmetischen Mittel der ermittelten Parameter herangezogen um ein qualitativ aussagekräftiges Ergebnis zu erzielen.

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Differenzialspannungsberechnung präsentiert.

Tabelle 3: Ergebnisse aus der Differenzialspannungs-Analyse aus Methode 1 und 2, nach Rowe und Rutter (1990).

Sample	% grains with twins	grain size [μm]	σ (method 1) [MPa]	σ (method 2) [MPa]
SW_21.2_gang	76,00	245,17	206,43	104,25
SW_3.1_gang	89,09	1248,02	90,13	99,39
SW_5.1_gang	88,85	1462,40	75,57	74,19
SW_13.1_gang	77,00	318,53	185,37	66,32
SW_14.1_matrix	88,85	572,84	158,60	92,40
SW_21.1_host	88,50	205,34	248,76	144,17
SW_24.1_host	88,25	172,02	263,91	117,21
SW_3.2_host	78,00	148,54	255,09	143,06
SW_5.1_host	81,40	201,12	235,49	128,73

In Tabelle 3 wird ersichtlich, dass sich die Ergebnisse aus den zwei unterschiedlichen Methoden signifikant unterscheiden. Hierbei hat die Korngröße beziehungsweise deren Verteilung, einen starken Einfluss. Bei größeren, equigranulären Kristallen, wie etwa in Gangfüllungen, sind die Ergebnisse beider Methoden annähernd vergleichbar. Bei einer Spannungseinwirkung kommt es innerhalb eines Gefüges mit breitem Korngrößenspektrum zur Verwilligung der großen Kristalle, während die kleinen Kristalle nur teilweise beeinflusst werden. Aus der Betrachtung der Dünnschliffe unter dem Polarisationsmikroskop geht hervor, dass die großen Kristalle ein stützendes Gerüst aufbauen und somit einen großen Spannungsanteil aufnehmen.

Zur übersichtlichen Darstellung werden innerhalb der untersuchten Proben drei Gruppen erstellt. Die Einteilung erfolgt nach genetischen Auswahlkriterien. Es wird zwischen Gangfüllung, Matrix und Host-rock unterschieden. Als Host-rock werden Bereiche innerhalb der Dünnschliffe beschrieben, die eindeutige primär-sedimentäre Merkmale (sedimentärer Lagenbau) besitzen. Demgegenüber stehen Gangfüllungen entlang extensioneller Klüfte. Diese tektonischen Strukturelemente überprägen den sedimentären Lagenbau sowie die teilweise deutlich ausgeprägte Schieferung. Demnach können den ermittelten Differenzialspannungs-Datensätzen relative Altersbeziehungen zugeordnet werden. Als Matrix werden Bereiche innerhalb der Dünnschliffe von Störungsgesteinen definiert, in denen die Matrix aus sparitischem Kalzit aufgebaut wird.

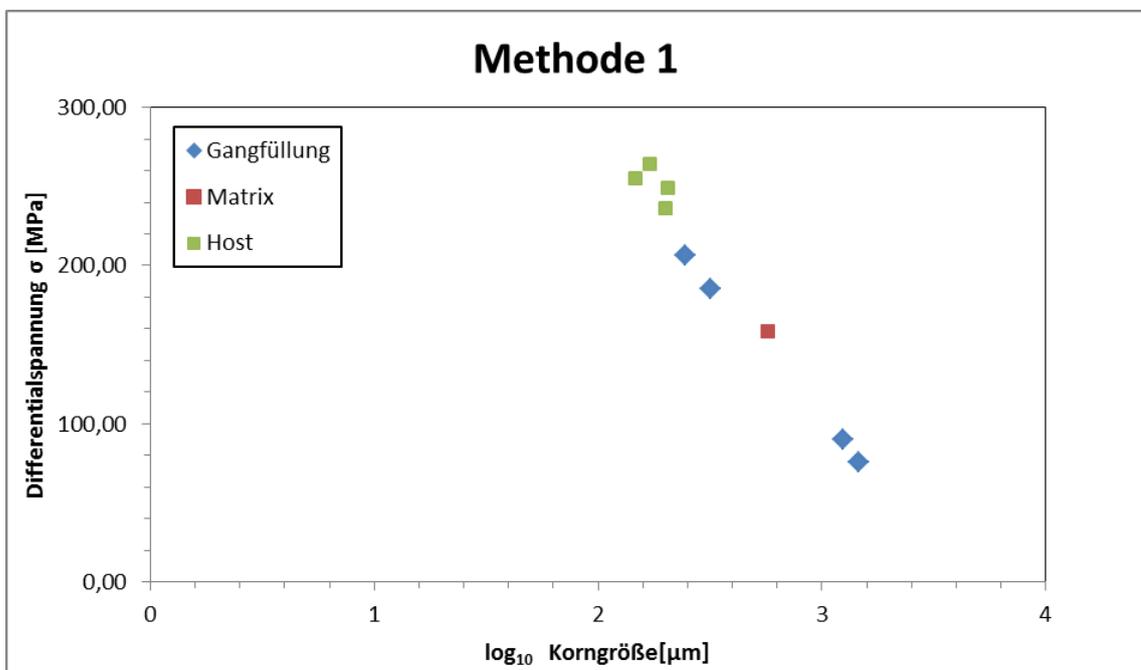


Abb. 41: Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse Methode 1, nach Rowe and Rutter (1990); $\sigma = 532 + 2,13 \times It - 204 \log d$ σ :Differenzialspannung [MPa], It :Anteil verzwillingter Kristalle [%], d :Korngröße [μm], Standardfehler: 31 MPa.

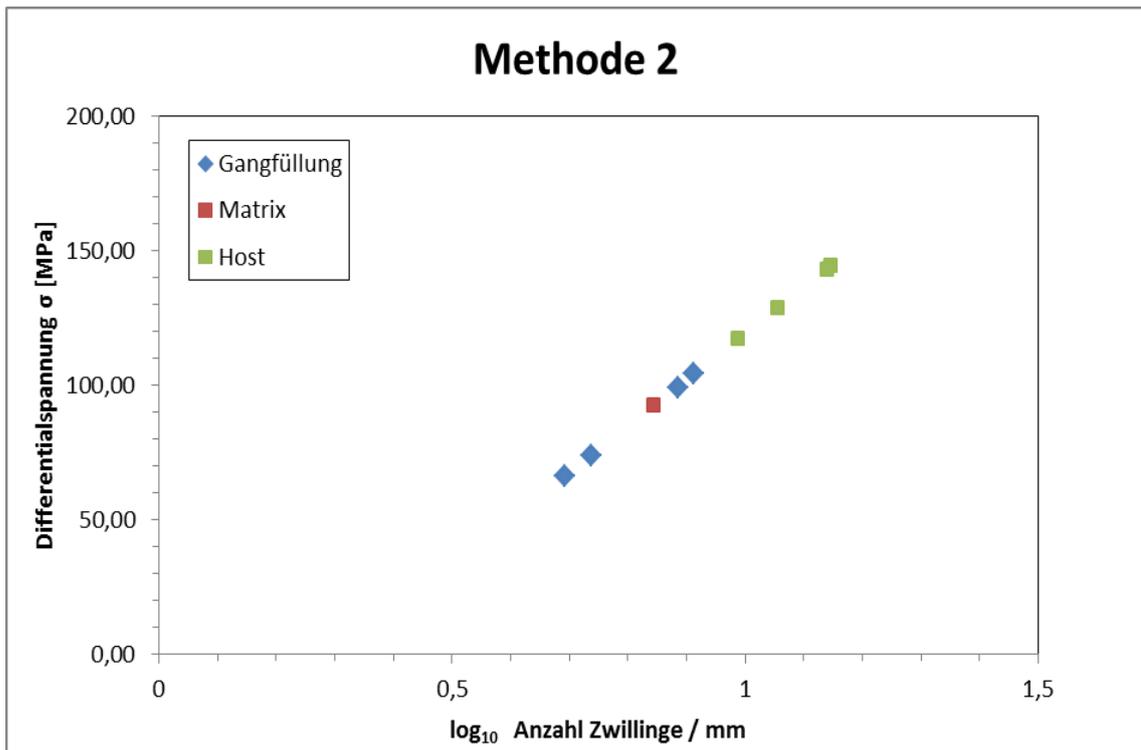


Abb. 42: Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse Methode 2, nach Rowe and Rutter (1990); $\sigma = -52,0 + 171,1 \log D$, σ : Differenzialspannung [MPa], D : Anzahl der Zwillinge pro Millimeter, Standarderror: 43 MPa.

Interpretation der Differenzialspannungs – Analyse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse aus der Differenzialspannungs-Analyse Strukturrellen Geländebetrachtungen gegenübergestellt und interpretiert.

Anhand der Abb. 41 und 42 geht hervor, dass sich innerhalb der Ergebnisse von Methode 1 und 2, abgesehen von den absoluten Spannungswerten, ein signifikanter Trend widerspiegelt. Wie schon im vorigen Kapitel beschrieben, wurden die Proben nach bestimmten Auswahlkriterien selektiert. Ein wesentliches Kriterium ist das Vorhandensein von Strukturelementen, die eine mehrphasige Deformation dokumentieren. Bei den ausgewählten Proben wird dies durch die Präsenz sparitisch verfüllter Extensionsklüfte erfüllt.

Bei folgenden Proben kann eine spannungsbedingte Verzwilligung der Kalzitminerale einerseits im Host-Rock sowie auch in der Kluftfüllung analysiert werden:

- SW3
- SW5
- SW21

Im folgenden Diagramm (Abb. 43) sind die interpretierten Datensätze der Methode 2 nach Rowe und Rutter (1990) dargestellt.

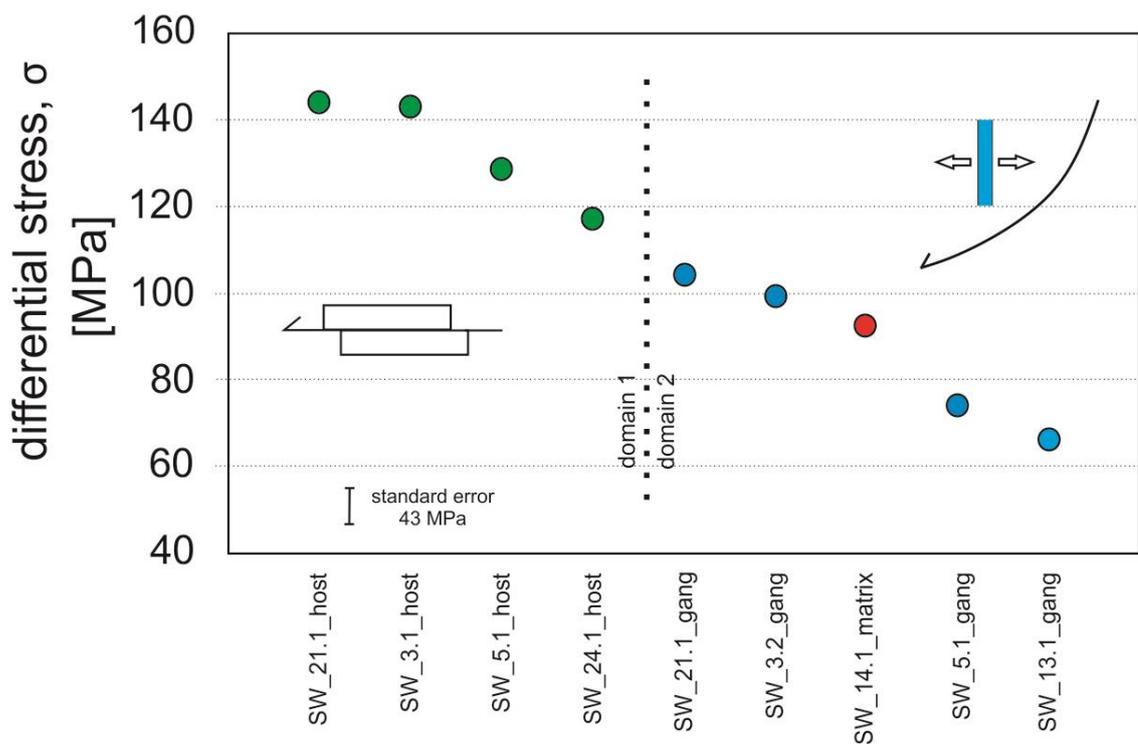


Abb. 43 : Interpretation der Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse, Methode 2, nach Rowe and Rutter (1990); x-Achse: Probennummer, y-Achse: Differenzialspannung [MPa]; domain1: kompressives Regime, domain2: extensionelles Regime; Standardfehler: 43 MPa.

Die Interpretation richtet sich nach den Erkenntnissen aus den Mikrostrukturbetrachtungen sowie der Geländekartierung. Die vorgefundenen Strukturen weisen auf eine mehrphasige tektonische Überprägung hin. Daher kann man die Ergebnisse zwei unterschiedlichen Domänen zuordnen.

Interpretation Domäne 1:

Durch die höheren σ -Werte im Host-rock, welche sich nicht in den Gangfüllungen widerspiegeln, wird auf ein früheres Deformationsereignis geschlossen. Dieses Ereignis kann entweder mit der eo-alpidischen Deckenstapelung oder mit der Kollision im Oligozän in Verbindung gebracht werden.

Interpretation Domäne 2:

Nach den Ergebnissen der Paläospannungsanalyse kann angenommen werden, dass die Ausbildung der Extensionsgänge auf ein späteres tektonisches Ereignis zurückzuführen ist. Diese Strukturen stehen in direkter Verbindung mit der dominanten Abschiebungszone südlich der Lungauer Kalkspitze. Demnach lassen sich die Differenzialspannungsdaten der Gangfüllungen mit dieser Deformation in Beziehung setzen. Im Zuge der Abschiebungstektonik wurde auch ein weitläufiges Störungssystem generiert, welches eine seitliche Abgrenzung zu den umlagernden Einheiten bildet. Im Zuge dessen wurde eine kataklastische Störungszone erzeugt (Probe SW 14).

5.5 Texturanalyse

Infolge einer Deformation kommt es innerhalb des Kristallgitters durch Rotation der Gitterebenen zur Ausbildung einer bevorzugten Gitterregelung. Für die Ausbildung einer „lattice-preferred orientation“ sind nach Passchier and Trouw (2005) vorwiegend „dislocation creep“ und Deformations-Verzwilligung als grundlegende Mechanismen verantwortlich. Diese kristallinternen Deformationsmechanismen werden durch vorherrschende Differenzialspannungen und Temperaturbedingungen aktiviert und verändern die Kornform, was in weiterer Folge die Ausbildung der Lineation beziehungsweise der Foliation bewirkt. Während dieser Deformation kommt es zur Rotation oder zu „kinking“ der kristallographischen Achsen in Richtung der kompressiven Spannungsrichtung (Passchier und Trouw, 2005).

Anhand der Orientierung der Gittereinregelung kann man auf die Faktoren schließen, die zu diesem Regelungsmuster führten. Dadurch lässt sich eine Aussage über die Deformationsmechanismen und den Temperaturpfad während der Einregelung treffen.

Zur Bestimmung der Deformationstemperatur und der Kinematik der Verformung wurde mithilfe einer Fotometeranalyse (Fotometer (Hardware), G50-Fabric Analysator (Software)) bei ausgewählten Proben die c-Achsenverteilung von optisch einachsigen Mineralen und deren Orientierung ermittelt.

Bei der Fotometermethode werden von ausgewählten petrologischen Dünnschliffen die c-Achsenverteilungsmuster der Minerale analysiert. Das Fotometer (G50-Fabric Analysator) wird durch einen oberen und unteren Polarisator aufgebaut, welche synchron in gekreuzter Stellung mithilfe digital gesteuerter Motoren um die eigene Achse rotieren. Der untere Teil ist mit einer Anordnung aus 8 LEDs gekoppelt. Dazwischen wird der Dünnschliff 90° zur Polarisatorachse in fixierter Stellung positioniert. Durch die Rotation und die spezifische Belichtung kann jeder Punkt im Dünnschliff bei der jeweiligen Polarisatorstellung mithilfe einer am Okular angebrachten CCD-Kamera analysiert werden (Wilson, 2007).

Zur weiteren Datenverarbeitung wurden die gesammelten Orientierungen der c-Achsenaustritte in das Programm Fabric8 (Wallbrecher, 2012) importiert und in Stereogrammen als Isolinienplots visualisiert. Aus diesen Stereogrammen lassen sich anhand der c-Achsenverteilungsmuster der Schersinn der Deformation und die Deformationstemperatur ableiten.

Quarztexturen (LPO)

Für die Analyse der Quarztexturen wurden innerhalb der Dünnschliffe quarzreiche Bereiche (Quarzgerölle, silikatische Matrix, Quarzgänge) mit signifikanter kristallographischer Vorzugsregelung ausgewählt und mittels Fotometeranalyse (G50-Fabric Analysator) gemessen. Im Quarz werden je nach Temperaturbedingungen der Deformation, unterschiedliche kristallinterne Gleitmechanismen aktiviert.

Wie aus Abb. 44 ersichtlich, können die c-Achsen-Maxima unterschiedlichen Gleitsysteme zugeordnet werden. Ein Gleitsystem wird durch seine kristallographische Gleitebene (Basis-, Rhomben- oder Prismenflächen) und der Gleitrichtung ($\langle a \rangle$ und $\langle c \rangle$) definiert.

Nach Toy et al. (2008) können innerhalb der c-Achsenverteilungsmuster von Quarz drei Gruppen unterschieden werden. 1. Y-Maxima, 2. Einzelgürtel, 3. Kreuzgürtel. Diese drei grundlegenden Muster werden durch die Kombination von Achsenausstritten in den verschiedenen Bereichen (Abb. 44) gebildet (Toy et al., 2008). Demnach werden Maxima im Zentrum der Projektion (um die Y-Achse) als Prismen- $\langle a \rangle$ -gleiten deklariert. Einzelgürtel werden durch ein dominierendes Prismen- $\langle a \rangle$ -gleiten in Kombination mit Rhomben- $\langle a \rangle$ -gleiten gebildet. Kreuzgürtel können unterschiedliche Ausprägungen aufweisen. Demnach lassen sich Typ I- und Typ II-Kreuzgürtel unterscheiden. Die Ausbildung von Typ I-Kreuzgürtel resultiert aus einer Kombination von Basis- $\langle a \rangle$ - und Prismen- $\langle a \rangle$ -gleiten unter „plane strain“. Typ II-Kreuzgürtel zeigen die Aktivität der gleichen Gleitsysteme an, jedoch mit dem Trend zur uniachsialen Elongation (Toy et al., 2008).

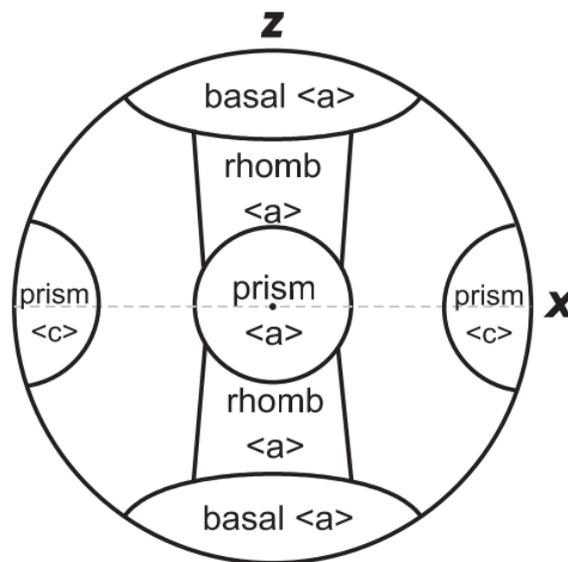


Abb. 44: Bereiche von c-Achsen-clustern in LPO-Plots und deren aktiven Gleitsystemen in Quarz. X ist die Lineationsrichtung, Z der Pol der Schieferung (Toy et al., 2008).

In Abhängigkeit von der Deformationstemperatur werden unterschiedliche Gleitsysteme aktiviert. Bei Bedingungen $<650\text{ °C}$ dominiert bei Quarz die Translation entlang der Basis-, Prismen- und Rhomben-Flächen in Richtung $\langle a \rangle$ (Passchier und Trouw, 2005). Das Basis- $\langle a \rangle$ -gleiten, dies bedeutet die c-Achse liegt orthogonal und die a-Achse parallel zur Schieferungsfläche, tritt bei Deformationstemperaturen von $350\text{-}400\text{ °C}$ auf. Ein Rhomben- $\langle a \rangle$ gleiten lässt sich bei mittleren Temperaturen (450-

500 °C) beobachten. Prismen- $\langle a \rangle$ gleiten stellt ein hochtemperiertes Gleitsystem dar und ist bei Deformationstemperaturen von 550–650 °C vorherrschend. Bei Temperaturen >650 °C dominiert das c -Gleiten, das bedeutet die kristallographische c -Achse liegt subparallel zur Lineation und die kristallographische a -Achse steht orthogonal auf die Schieferungsfläche (Toy et al., 2008)

In Abb. 45 findet man die jeweiligen Gleitsysteme mit deren Temperaturbereichen, wie sie von unterschiedlichen Autoren interpretiert werden.

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

Abb. 45: Zusammenfassung der Temperaturbereiche einzelner Gleitsysteme, welche eine LPO (lattice preferred orientation) hervorrufen (Toy et al., 2008).

Je nach Kinematik der Deformation kann man zwischen koaxialer und non-koaxialer Deformation unterscheiden. Koaxiale Deformation wird durch ein symmetrisches Achsenverteilungsmuster angezeigt. Als symmetrisch werden Verteilungen bezeichnet, die orthogonal auf die x -Achse der Projektion (x =Lineation) stehen beziehungsweise parallel in deren Ebene liegen. Bei simple shear wird durch die Ablenkung der Kreuzgürtel beziehungsweise der Einzelgürtel relativ zur Y - und Z -Achse der Projektion in Richtung der Scherung eine Asymmetrie erzeugt (non-koaxial) (siehe Abb. 46,47).

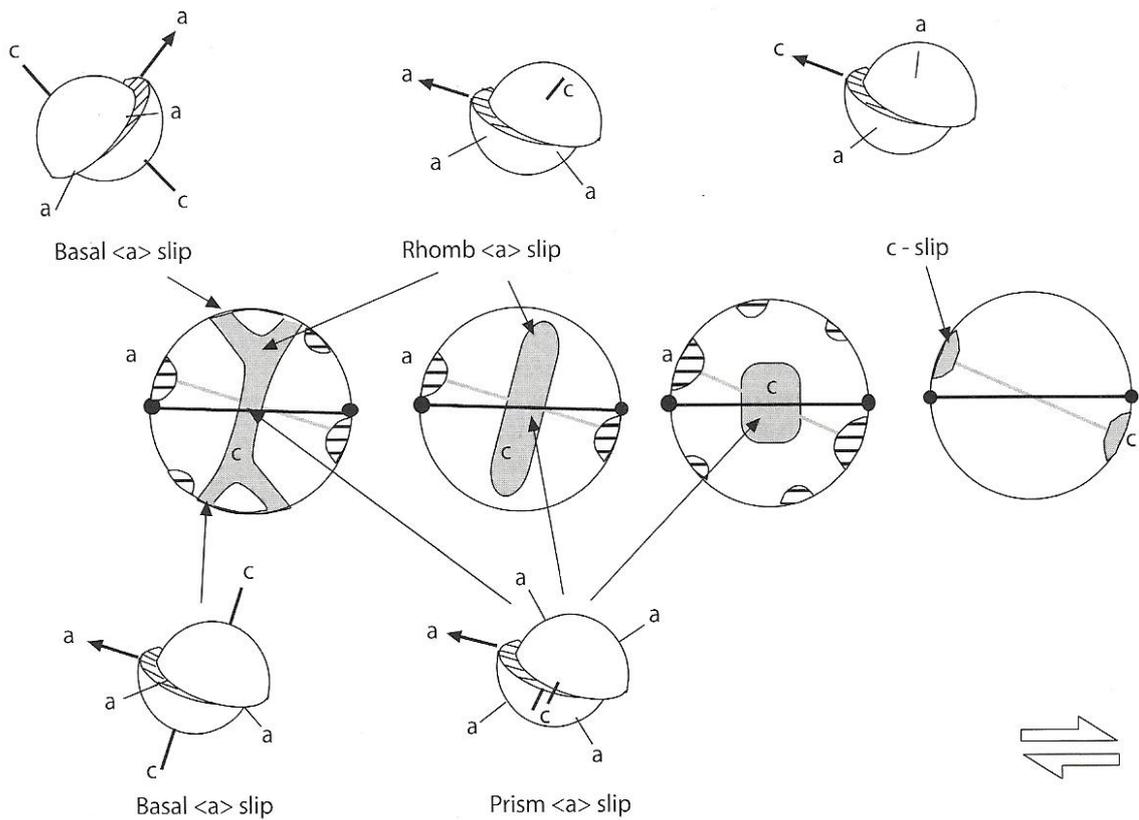


Abb. 46: Quarz-c-Achsen Projektionen für non-coaxiale Deformation (Basal-, Rhomboeder- und Prismengleiten) (Passchier und Trouw, 2005).

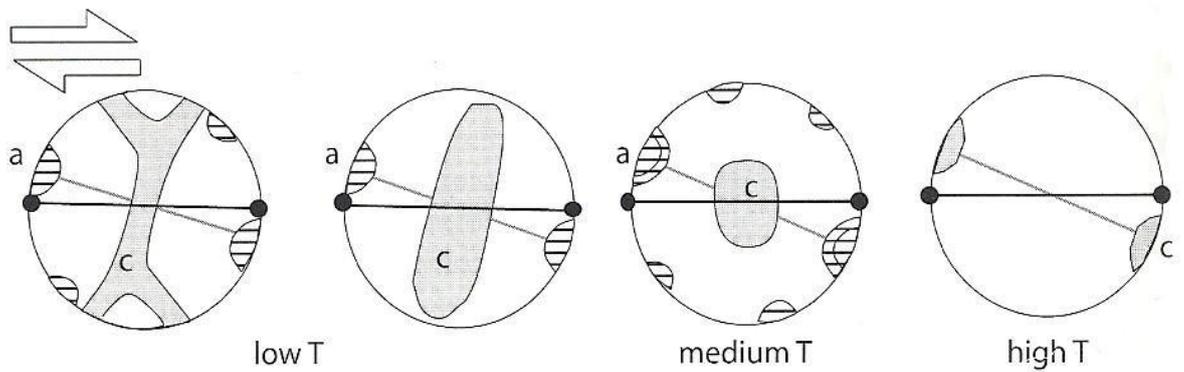


Abb. 47: Temperaturabhängigkeit der einzelnen Gleitsysteme in Quarz (Passchier und Trouw, 2005).

Ergebnisse der Quarztexturmessungen (LPO)

Der Großteil der Proben weist non-koachsiale Deformationsmuster auf, was auf eine simple shear- Komponente während der Deformation schließen lässt. Hierbei handelt es sich vorwiegend um Typ I-Kreuzgürtelverteilungen, wobei teilweise das intrakristalline Gleiten entlang der Prismenflächen Richtung $\langle a \rangle$ dominiert. Der mit diesem Gleitsystem assoziierte Temperaturbereich befindet sich bei 400-550 °C. Durch die Korrelation mit den betreffenden Dünnschliffen wird ein niedrigerer Temperaturbereich angedacht, da in den Quarzkomponenten sowie in der Quarzmatrix vorwiegend Bulging-Subkornbildung als dynamischer Rekristallisationsmechanismus anzutreffen ist. Demnach ist anzunehmen, dass die Differenzialspannung sowie eine hohe Strainrate für diesen anscheinend zu hohen Temperaturbereich verantwortlich sind. Einzelne Proben weisen eine koaxiale Deformation („plane strain“) mit einer Einfachgürtelverteilung sowie einer Typ I Kreuzgürtelverteilung auf. In der Gesteinsprobe SW23 wurden gezielt nur die Komponenten beziehungsweise nur die Matrixminerale analysiert. Demnach weisen die Komponenten eine signifikante Gitterregelung mit Anteilen von Prismen- $\langle a \rangle$ -gleiten auf. Hingegen ist in der Matrix diese hochtemperierte Deformation nicht erkennbar. Auch im Dünnschliff ist ein geregeltes Gefüge nur andeutungsweise vorhanden. Folglich kann die Gitterregelung in den Komponenten als ein Relikt aus dem prä-deformativen Verband gesehen werden.

Anhand der non-koachsialen Deformation kann bei der Mehrheit Proben auf die Kinetik der Deformation geschlossen werden. Demnach dominieren nach Osten gerichtete Schersinne (SW17, SW18, SW20, S6/1, SW26 (NO), SW27 (NO)), untergeordnet treten nach Westen gerichtete Schersinne auf (SW6/3, SW23).

In den folgenden Plots (Abb. 48-50) sind die Achsenverteilungen ausgewählter quarzreicher Proben angeführt. Es handelt sich um lower-hemisphere Projektionen der c- und a-Achsenaustritte deformierter Quarzkristalle.

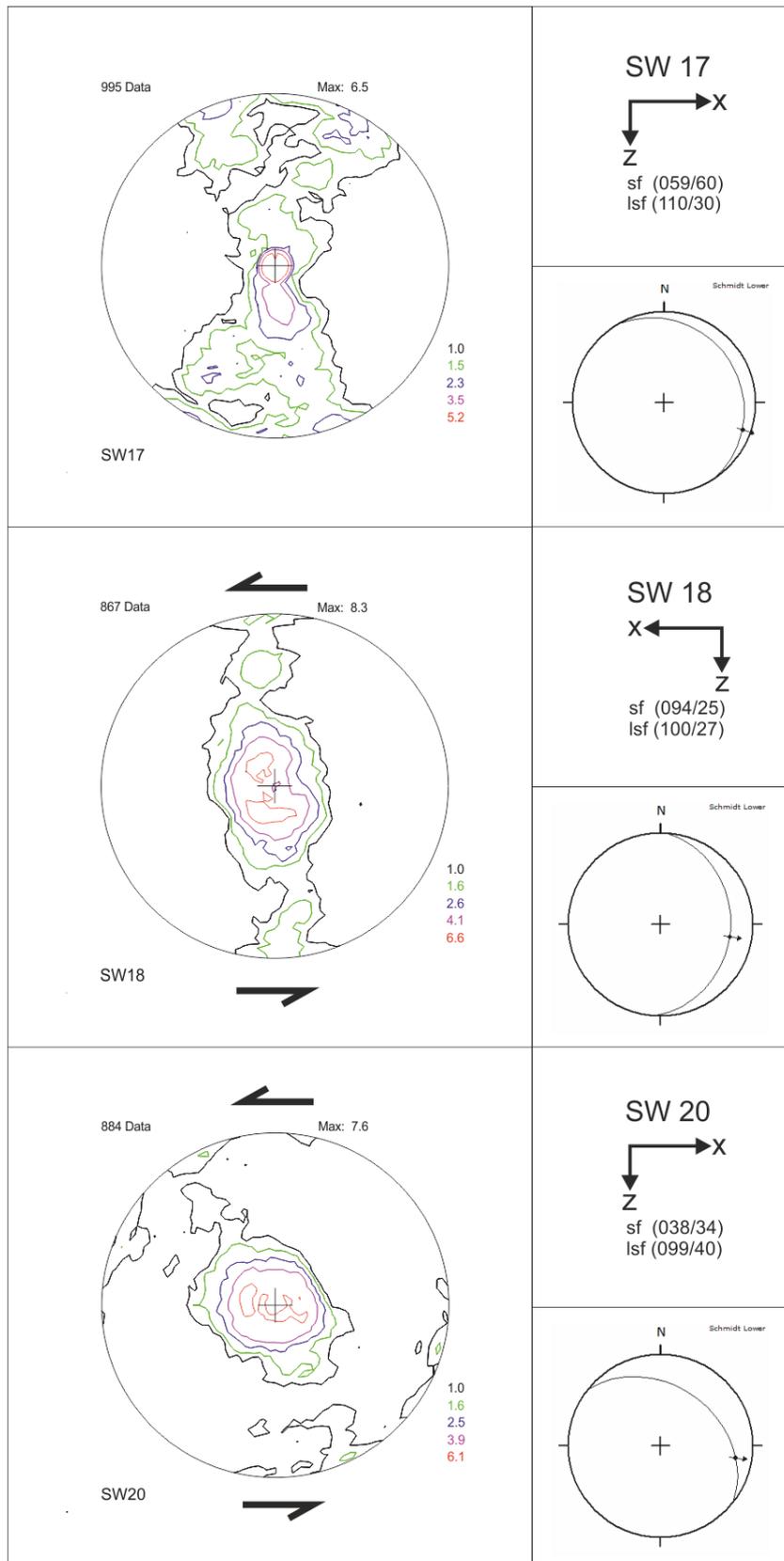


Abb. 48: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus den Quarzit(-phyllit)proben SW17, SW18, SW20 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).

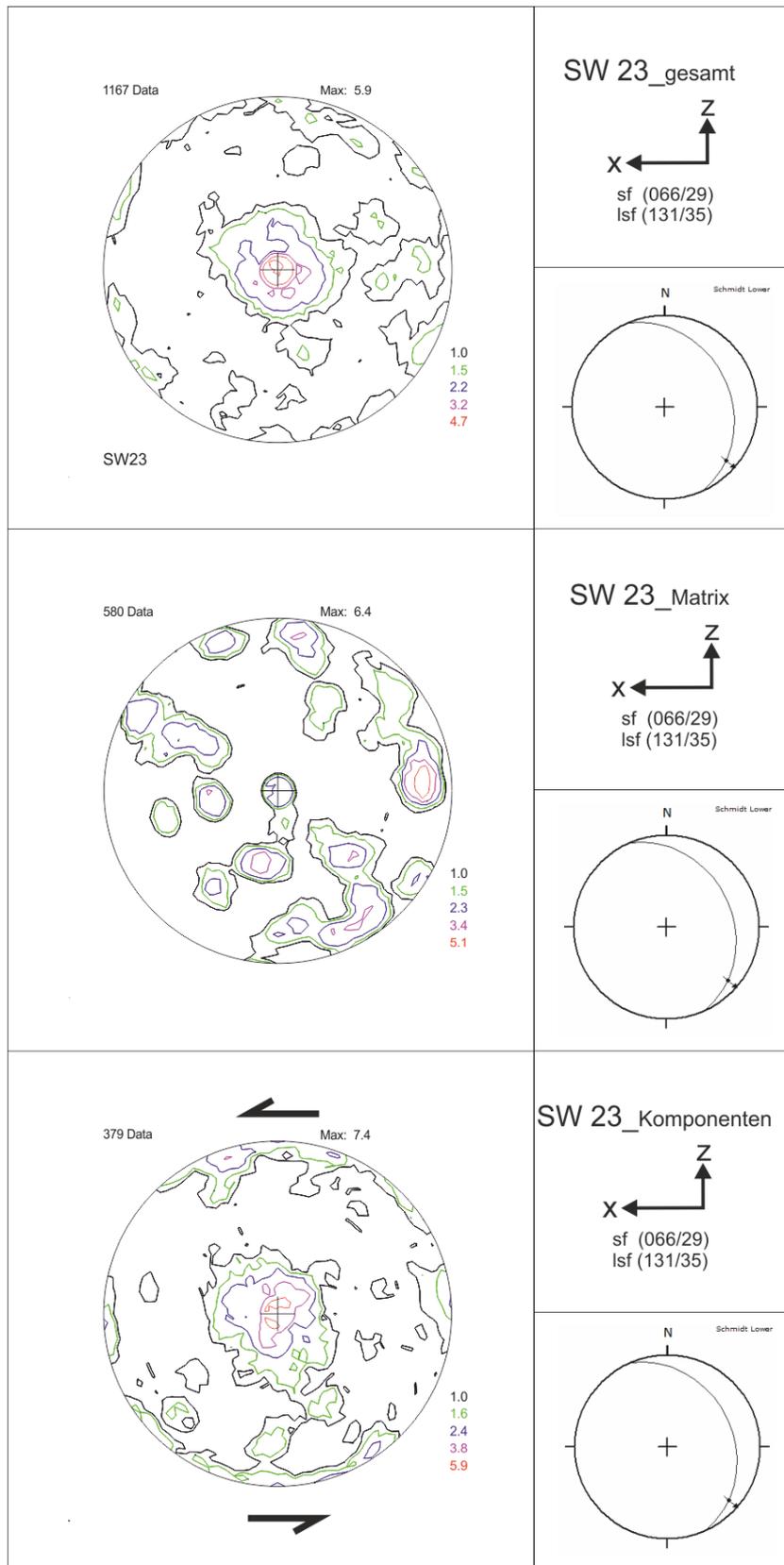


Abb. 49: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus der Quarzitprobe SW23 (Gesamt-, Matrix- und Komponentenanalyse) (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).

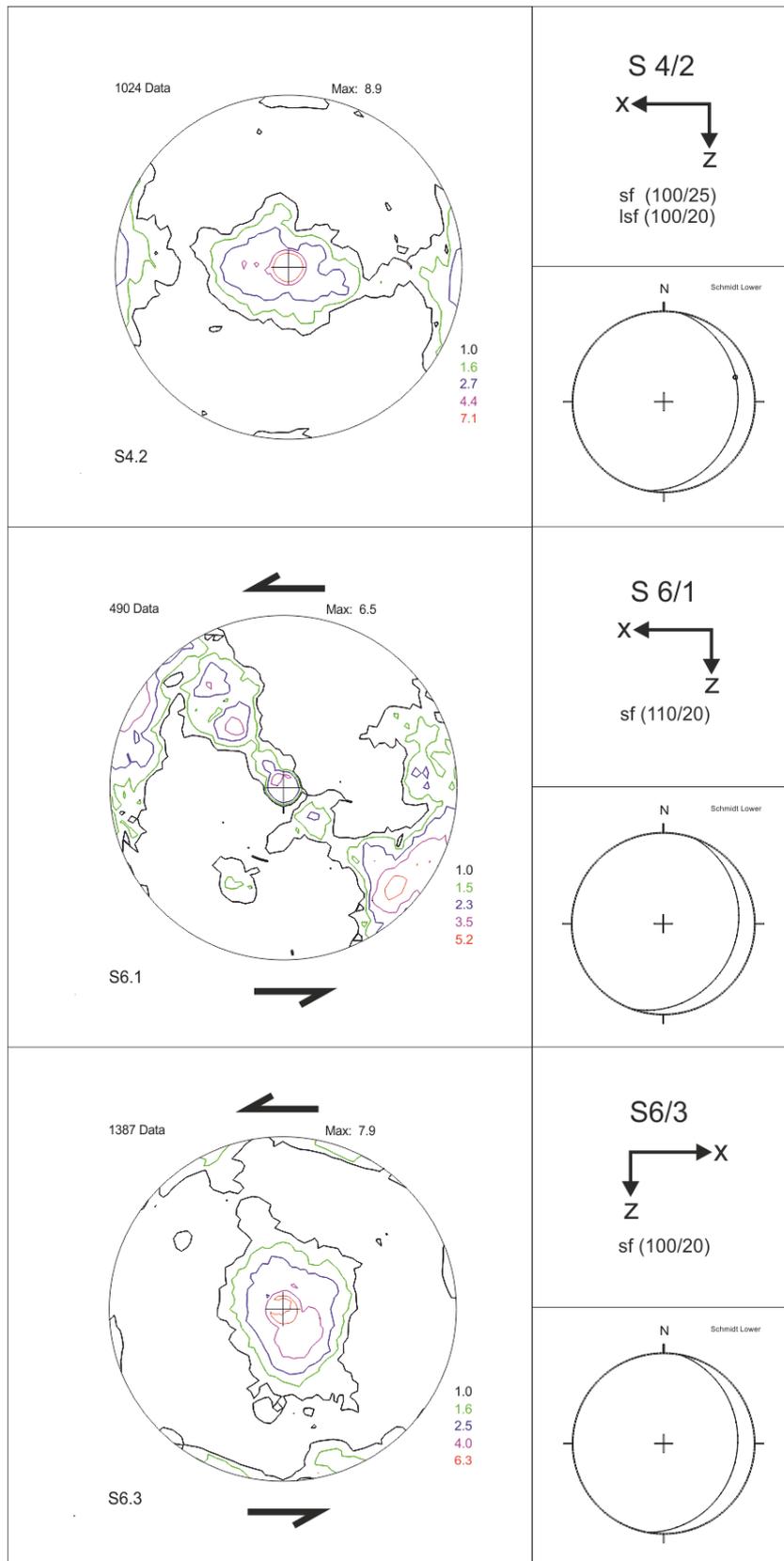


Abb. 50: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus den Quarzit(-phyllit)proben S4/2, S6/1, S6/3 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).

Kalzittexturen (LPO)

Wie bei vielen deformierten Mineralen weisen auch die c-Achsen von Kalzit eine „Lattice-Preferred Orientation“ auf. Für die Fotometer-Analyse wurde aus Kalzit-Myloniten Ultradünnschliffe erzeugt (ca. 10 μm Dicke). Im Gegensatz zu anderen Mineralen ist bei niedrigeren Temperaturen großteils die mineralinterne mechanische Verzwilligung entlang der {e}-Ebene für eine Vorzugsregelung verantwortlich. Demgegenüber entwickeln sich an den Ebenen {r} und {f} Gleitsysteme, welche eine negative Korrelation mit dem vorherrschenden Schersinn aufweisen (Barber et al., 2006). Demnach bildet sich bei „simple shear“, ähnlich wie bei Quarz, ein c-Achsen Gürtel um die Z-Achse der Projektion aus, jedoch mit einer Ablenkung in die entgegengesetzte Richtung, in die Richtung der Verkürzung. Bei niedrigen Temperaturen (<300 °C) verursacht koaxiale progressive Plättung ein Maximum um die Z-Achse der Verformung. Bei einem einengenden Regime kommt es nach Wenk et al. (1986) zu Ausbildung eines Gürtels, welcher sich von der Y-Achse zur Z-Achse der stereographischen Projektion entwickelt. Bei hochtemperierten Deformationsbedingungen kommt es hingegen zur Ausbildung mehrerer Maxima die orthogonal aufeinander ausgerichtet sind (Abb. 51).

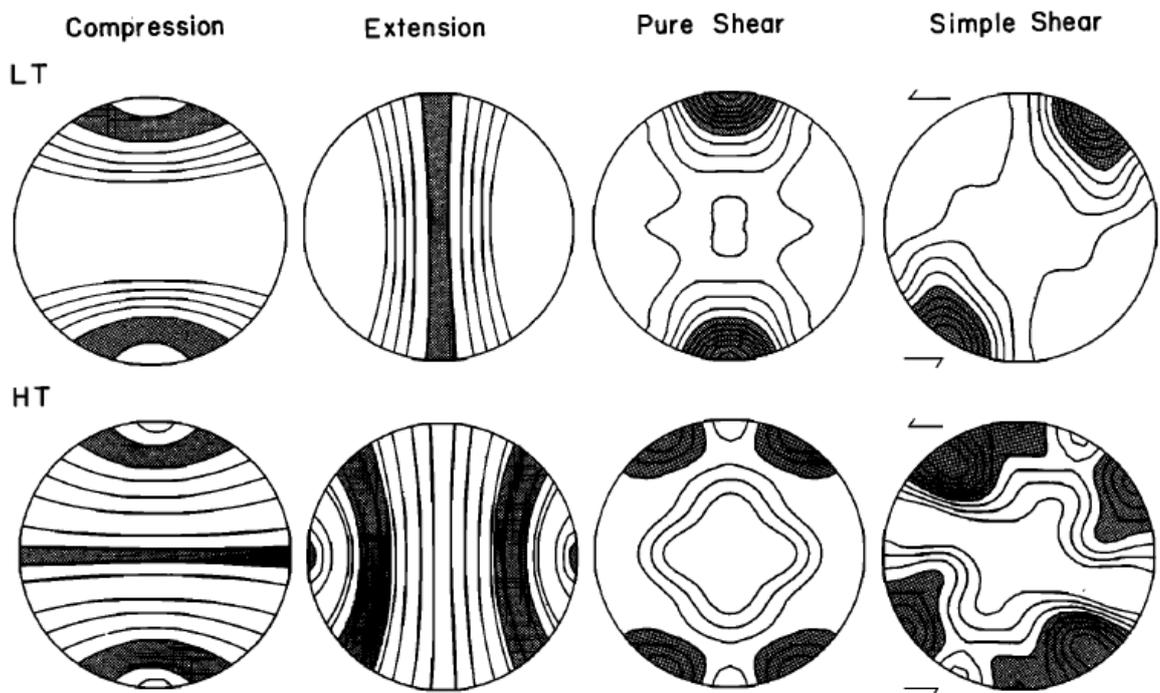


Abb. 51: Darstellung der (0001)-Pole von Kalzit-Polykristallen, welche unter Kompression, Extension, pure shear, und simple shear deformiert wurden (Wenk et al., 1986).

Ergebnisse der Kalzittexturmessungen (LPO)

Die c-Achsenverteilungsmuster bilden in allen drei Proben vier, orthogonal aufeinander stehende, Maxima im Randbereich des Stereoplots aus. Die Maxima weisen eine Ablenkung zur Foliationsebenenorthogonale gegen den Uhrzeigersinn um etwa 15° auf. Diese Verteilungen können als simple shear kontrollierte progressive Deformation unter relativ niedriggradigen Temperaturen (300-400 °C) interpretiert werden (Wenk et al., 1986). Die Schersinne der Verteilungen korrelieren mit der jeweiligen tektonischen Position der Probenpunkte und zeigen eine Extension Richtung Ost-West an.

Die Gleitmechanismen und die Orientierung der Vorzugsregelung der c-Achsenaustritte in den Kalzitmineralen werden durch die letzte Deformation geprägt, demnach sind die gemessenen Ergebnisse nicht der Hauptdeformation (Deckenstapelung in der Oberkreide) sondern eher dem post-kollisionalen alpinen Regime zuzuordnen.

In den folgenden Plots (Abb. 52) sind die Achsenverteilungen ausgewählter kalzitischer Proben mit signifikanter Gittereinregelung dargestellt. Es handelt sich um lower-hemisphere Projektionen der c-Achsenaustritte deformierter Kalzitkristalle.

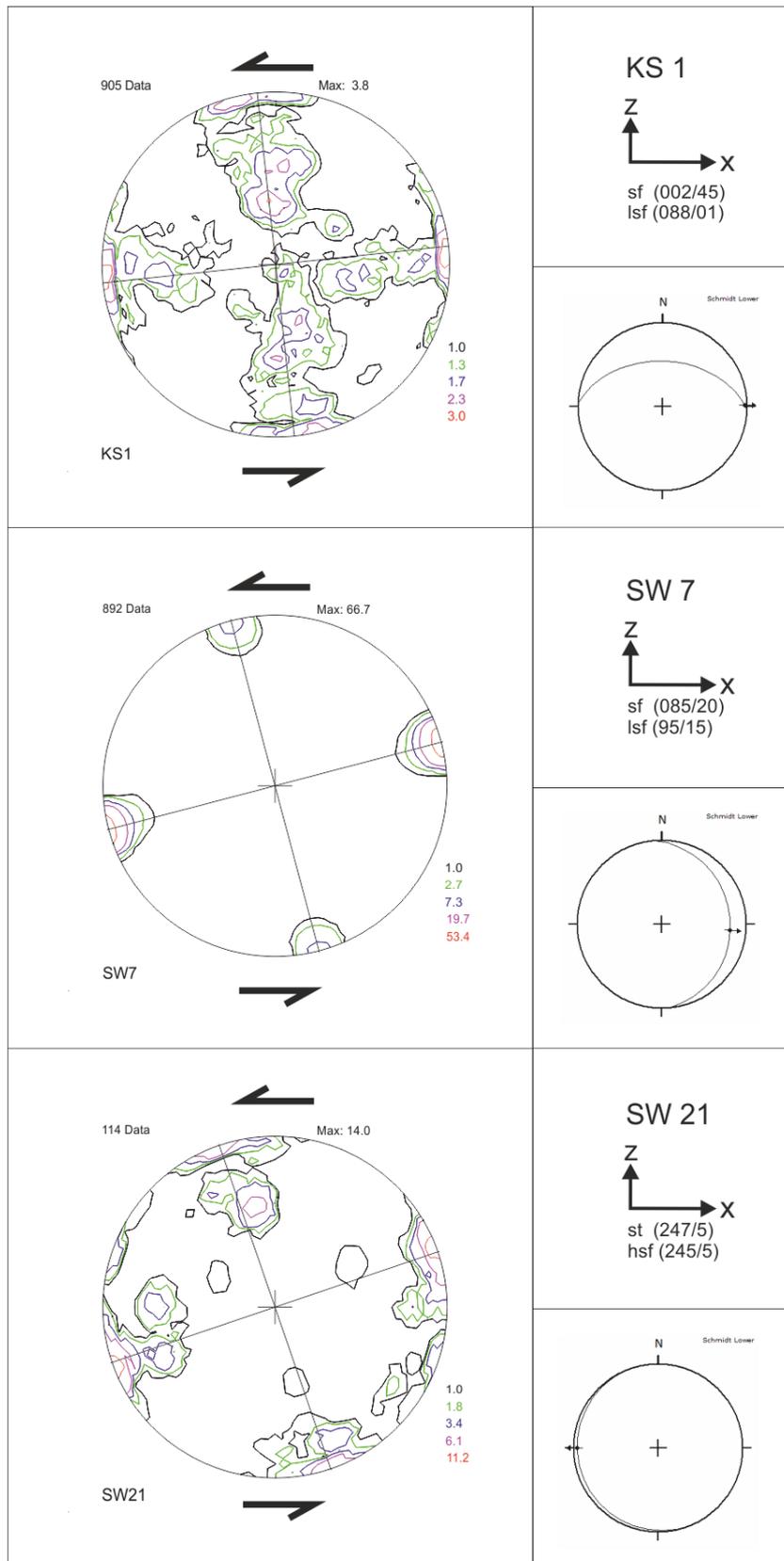


Abb. 52: Kristallographische Vorzugsregelung von Kazit-c-Achsen aus den Kalzitmylonitproben KS1, SW7, SW21 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).

5.6 Interpretation der Ergebnisse

Durch die Auswertung der gesammelten Ergebnisse können mehrere zeitlich getrennte Deformationsphasen unterschieden werden (Tabelle 4).

Tabelle 4: Zeitliche Gliederung der einzelnen Deformationsphasen; s:Schieferung, l:Streckungslinear, b:Faltenachsen, st:Störung.

Deformationsphase	Strukturen	Metamorphose	tektono-stratigraphische Einheit	zeitliche Einordnung	Prozess	Bemerkung
D ₁	s ₁ +l ₁	Amphibolitfazies	Basement (Weißpriachdecke)	Prä-alpin (R. Schuster et al., 2004) (lokal 280 Ma, nach Liu et al (2001))	variszische Orogenese	Östlich der Oberseehütte reliktmäßig vorhanden
D ₂	s ₂ + l ₂ b ₂	Grünschieferfazies	Cover/Basement	Oberkreide (Liu et al., 2001)	alpidische Deckenstapelung	WNW – vergent
D ₃	b ₃ s ₃	duktil	Cover/Basement	Eozän-Oligozän Grenze (Frisch et al., 2000)	Kollision der adriatischen Mikroplatte/Europa	NW-vergente Verfaltung der inversen Lagerung, SC-Gefüge (Top NW), Achsenflächenschieferung
D ₄	st ₄ b ₄	semiduktil	Cover/Basement	frühes Miozän bis mittleres Miozän (Wölfler et al., 2011)	Lateral Extrusion	Scherzonen; Extension (N)W-(S)O S-vergente Verfaltung in Abschiebungszone
D ₅	st ₅	spröde	Cover	rezent	Extension	Zerrklüfte/-spalten in Karbonate (Kalkspitzen)

D₁, Prä-alpidisch

Die prä-alpidischen Strukturen sind im Arbeitsgebiet nur mehr reliktmäßig erhalten. Die Basementgesteine (granatführende Amphibolite, Orthogneise und Paragneise) westlich der Oberseehütte weisen reliktmäßige Mineralparagenesen (Granat, Hornblende) auf, welche auf eine prä-alpidische, wahrscheinlich variszische, Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen schließen lässt.

D₂, eo-alpin (Kreide)

Die retrograden Mineralumwandlungen (Hornblende zu Symplektit) sowie synmetamorph gewachsene nadelig-filzige Chloritnester in den granatführenden Amphiboliten westlich der Oberseehütte, lassen auf eine untere grünschieferfazielle Metamorphose schließen. Dies bestätigt die Ansicht, dass es sich hierbei um die alpidisch am schwächsten metamorphen Anteile des Ostalpins (Handy et al., 2004) handelt. Infolge der Eo-alpinen Deckenstapelung kam es zur Ausbildung eines WNW- vergentem Faltenbaus (b_2), dem eine Invertierung des permomesozoischen Covers samt Basementanteilen zugrunde liegt. In den feinkörnigen homogenen Marmorlagen (dunkelgrauer Bänderkalkmarmor) bildete sich eine engständige parasitäre Faltung, die durch s_2 überprägt wurde. Domänenübergreifend trifft man auf ein persistentes Schieferungslinien I_2 Richtung NNW. Demgegenüber weisen die stratigraphisch hangenden Anteile der Karbonate (Wettersteindolomit) ein strukturloses Gefüge auf. Anhand der Paläospannungs-Analyse können die Spannungstensoren der Domäne 1 (Kompression WNW, Extension Ost-West) dieser Deformationsphase zugeteilt werden.

D₃, Spätes Eozän- frühes Oligozän

Das Deformationsevent D_3 kann im Gelände durch einen NW-NO vergentem Faltenbau (b_3) beobachtet werden. Dieser überprägt die Internstruktur des großräumigen Faltenbaus b_2 . Demnach trifft man lithologieunabhängig in allen drei Domänen diese Strukturelemente, welche leicht mit der parasitären Faltung des Deformationsevent D_2 verwechselt werden können. Syntektonisch bildete sich im Basement sowie in den siliziklastischen Metasedimenten des Covers ein SC-Gefüge, mit NW-vergentem Schersinn aus. Dieses wird durch fakoid-verformte und gestreckte Komponenten in den glimmerreichen Metakonglomeraten ausgebildet.

D₄, Frühes bis mittleres Miozän

Im Zuge der Deformationsphase D_4 kam es in den tektonisch beanspruchten Zonen der Basementgesteine (Paragneis, Amphibolit) und in deren siliziklastischen glimmerreichen Covergesteinen (Quarzphyllite) zur Ausbildung von S-C Gefügen. Die S-Flächen

repräsentieren die Schieferung s_2 . Diese wird durch syntektonisch gebildete Hellglimmerlagen begleitet, welche typische fakoide S-Körper (siehe Abb. 34b) formen. Makro- sowie mikroskopisch können synthetische und antithetische C'-Scherbänder mit syntektonisch gebildeten Hellglimmerbelag ausgebildet sein. Durch eine progressive Deformation entwickelten sich subhorizontal zur Einfallrichtung (x) glimmerreiche Scherbänder, welche teilweise in Kombination mit den SC-Elementen, ein ECC-Gefüge formen. Die Deformation weist einen Trend zur einer sprödetektonischen Entwicklung auf. Demnach wurden die anfänglich semiduktilen, schieferungsparallelen Strukturen, zu einem späteren Zeitpunkt spröde aktiviert.

Aus der Interpretation der Kalzit- und Quarz-Texturanalysen aus der Abschiebungszone geht eine Deformationstemperatur von etwa 300–400 °C hervor. Diese Bedingungen korrelieren mit dem dominierenden dynamischen Rekristallisationsmechanismus „Bulging“ (270–420 °C) (Stipp et al., 2002) in den umlagernden Quarziten. In den sparitisch-kalzitischen Karbonatgesteinen der Kalkspitzen entwickelten sich vorwiegend gerade Typ I- und Typ II-, vereinzelt Typ III-Zwillingslamellen intern der Minerale. Nach Burkhard (2000) kann man folglich auf einen Temperaturbereich von 150–300 °C schließen. Die Lantschfeldquarzite im Gipfelbereich der Steirischen Kalkspitze weisen ein strukturloses Gefüge mit spröden, kaum undulös auslöschenden Quarzgeröllen auf. Der Vergleich mit den teilweise vollständig dynamisch rekristallisierten, duktil verformten Lantschfeldquarziten aus der Abschiebungszone, stellt einen offensichtlichen Deformationskontrast dar. Demnach spiegeln die Karbonate der Kalkspitzen, inklusive der Siliziklastika in deren Gipfelbereich, ein differenziertes rheologisches Verhalten während des extensionellen Regimes im frühen bis mittleren Miozän (Wölfler et al., 2011) wider. Diesem Deformationsevent kann die Spannungstensorgruppe (Domain 1+2) aus der Paläospannungsanalyse zugeordnet werden. Folglich dominierte im Deformationsevent D_4 eine Spannungsverteilung, die auf eine Extension nach Ost-West beziehungsweise auf eine Kompression nach N(O)-S(W) hindeutet.

D_5 , mittleres Miozän bis rezent

Im Bereich der Akarscharte durchziehen persistente, SW-NO orientierte, spröde Zerrklüfte (Öffnung bis 1,5 m) die Karbonate der Kalkspitzen. Diese Strukturen orientieren

sich an den semiduktile ausgeprägten sinistralen Störungszonen eines früheren Deformationsevents (D_4). Entlang dieser kam es zu einer perlenkettenartigen Anordnung von Verkarstungsstrukturen (Dolinen)

6. Zusammenfassung

Der strukturelle Aufbau des Arbeitsgebiets kann im großen Maßstab als Resultat der Eo-alpidischen Deckenstapelung in der Kreide gesehen werden. Dieser Prozess lief vorwiegend unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen ab. Dies führte zu einer retrograden Überprägung der prä-alpidisch amphibolitfaziellen Basementgesteine sowie zu einer analogen Metamorphose des permomesozoischen Covers. Demnach kam es in den kalzitreichen Schichten des Covers zu einer Rekristallisation der Kalzitminerale und zu Bildung von duktil verformten Kalkmarmorlagen (Bänderkalkmarmor), wobei die vorwiegend feinkörnigen Dolomite (Wetterstein Fm.) keine Rekristallisation, keine Spannungszwillinge und ein sprödes Verhalten im Schichtstapel aufweisen. Im Zuge dieses kompressiven Regimes kam es zu einer WNW-vergente Verfaltung der Duisitzdecke des Schladminger Kristallinkomplexes und deren permomesozoischer Covereinheit und zur Überschiebung über die liegende Weißpriachdecke und deren Cover. Hierbei wird angenommen, dass beide Decken im paläogeographischen Sinn dem gleichen Ablagerungsraum angehörten, wobei die permomesozoische Sedimentbedeckung der Weißpriachdecke generell eine geringere Mächtigkeit als die der Duisitzdecke aufwies. Die Covereinheiten beider Decken wurden an der Detachmentzone teilweise großflächig erodiert und verschuppt (Profil 1+2). Demnach trifft man in der Duisitzdecke auf einen invertierten Schichtstapel (etwa 500 m Mächtigkeit), der den Liegendschenkel des großräumigen WNW-vergenten Faltenbaus repräsentiert. Dieser liegt tektono-stratigraphisch gesehen im Hangenden des Covers der Weißpriachdecke. Die Weißpriachdecke ist westlich der Oberseehütte primär stratigraphisch durch einen diskordanten Kontakt mit deren permomesozoischen Cover verbunden. Anhand der Stratigraphie kann man hier auf eine normale Lagerung schließen. Syntektonisch wurden während dieser Phase im Bereich nördlich der Giglachseen, sinistrale Störungen generiert. Durch ein zeitlich getrenntes, späteres Deformationseignis (D_3) kam es zur Ausbildung einer NW- bis NO-vergenten Faltung b_3 , die mit der Kontinent-Kontinent-

Kollision (adriatische Platte - Europa) verknüpft wird. Dies führte zu einer Überprägung des internen Faltenbaus von D_2 . Durch den adriatischen Indenter kam es im frühen bis mittleren Miozän zu einer lateralen Extrusion des ostalpinen Deckenstapels nach Osten (Wölfler et al., 2011). Während dieser Deformationsphase (D_4) entwickelte sich südlich der Lungauer Kalkspitze eine dominierende semiduktile low-angle Abschiebung (st_4) nach SO, welche im Bereich Znachsattel, in etwa an der Cover/Basement-Grenze, in N-S-verlaufende Seitenverschiebungen („tear faults“, st_4) übergehen. Entlang dieser Strukturen entwickelten sich in den semiduktilen Scherzonen eine S- bis SO-vergente Schlepp- und Stauchfaltung (b_4). Syntektonisch entwickelten sich in den Karbonaten des permomesozoischen Schichtstapels nach Osten und Westen mäßig steil einfallende Abschiebungen st_4 mit sinistraler Komponente. Während der letzten Deformationsphase (D_5) kam es in den Karbonaten der Kalkspitzen zu einer Reaktivierung der sinistralen SW-NO verlaufenden Störungen unter spröden Deformationsbedingungen.

Wie in der geologischen Karte beziehungsweise im Profil 1 und 2 (Anhang 1,2 u. 3) ersichtlich ist, wurde in den Westabbrüchen der Steirischen Kalkspitze eine Deckengrenze angenommen. Diese bildet die Abgrenzung des permomesozoischen Covers der liegenden Weißpriachdecke zu dem Äquivalent der Duisitzdecke im Hangenden. Diese tektonische Grenze ergab sich aus der Konstruktion der Profilschnitte, in Kombination mit der tektonischen Genese der vorzufindenden Decken. Der Kontakt selbst verläuft in den gebankten Dolomiten der Wettersteinformation und wird durch Hangschutttablagerungen überdeckt. Diese Überschiebung bildet aber keine Deckengrenze im engeren Sinn, vielmehr kann sie als Schuppen- bzw. Scherzone zwischen dem ausgedünnten Schenkel des normal liegenden Covers und dessen inversen Äquivalent gesehen werden. Demnach wird eine Verknüpfung der permomesozoischen Einheiten der Duisitzdecke mit denen der Weißpriachdecke durch den überregionalen Faltenbau angedacht. Die nach Tollmann deklarierte Deckengrenze von UOA zum MOA konnte als solche nicht auskartiert werden. Diese phyllonitische Scherzone im Bereich der Giglachsee-hütte stellt vielmehr den tektonisch überprägten Basement-Cover Kontakt in der Duisitzdecke dar.

7. Literatur

- Barber, D. J., Wenk, H.-R., Gomez-Barreiro, J., Rybacki, E., & Dresen, G. (2006). Basal slip and texture development in calcite: new results from torsion experiments. *Physics and Chemistry of Minerals*, 34.
- Burkhard, M. (1992). Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15, 351–368.
- Delvaux, D. (1993). The tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *Abstract Supplement N°1 to Terra Nova*, 5, 216.
- Ferrill, D. a., Morris, A. P., Evans, M. a., Burkhard, M., Groshong, R. H., & Onasch, C. M. (2004). Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, 26.
- Frisch, W., Dunkl, I., & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 327, 239–265.
- Glodny, J., Ring, U., & Kühn, A. (2008). Coeval high-pressure metamorphism, thrusting, strike-slip, and extensional shearing in the Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics*, 27.
- Handy, M. R., Schmid, S., 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.
- Handy, M. R., & Oberhänsli, R. (2004). structure of the Alps, age map of the metamorphic structure of the Alps—tectonic interpretation and outstanding problems. *Mitteilungen Der Österr. Min. Gesellschaft*, 149, 201–226.
- Kurz, W., & Fritz, H. (2013). Structural evolution of the Silvretta-Seckau nappe system in the area of the Schladminger Tauern. *Abstracts and Field Guides, Workshop on Alpine Geological Studies*, 169–177.
- Kurz, W., Neubauer, F., Genser, J., & Horner, H. (1993). Sequence of Tertiary Brittle Deformations in the Eastern Tauern Window (Eastern Alps). *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 86, 153–164.
- Linzer, H. G., Decker, K., Peresson, H., Dell’Mour, R., & Frisch, W. (2002). Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 354, 211–237.
- Liu, Y., Genser, J., Handler, R., Friedl, G., & Neubauer, F. (2001). ⁴⁰Ar/¹⁹Ar muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern alps. *Tectonics*, 20, 526–547.
- Mandl, G. W., Hejl, E., & van Husen, D. (2014). *Erläuterung Kartenblatt 127 Schladming* (p. 191). Vienna: Geologische Bundesanstalt.

- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (p. 365). Springer Verlag.
- Pestal, G., Mandl, G. W., Linner, L., Schuster, R., & van Husen, D. (2009). Die geologische Entwicklungsgeschichte des Salzburger Alpenraumes- Ein Überblick. *Erläuterungen Kartenblatt Salzburg*.
- Rowe, K. J., & Rutter, E. H. (1990). Palaeostress estimation using calcite twinning : experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12, 1–17.
- Scharf, A. (2013). *Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic continental lithosphere – tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps , Austria)*. Dissertation. Freie Universität Bonn.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97.
- 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 Journal of Geosciences*, 106, 1–32.
- Schuster, R., Koller, F., Hoeck, V., Hoinkes, G., & Bousquet, R. (2004). Explanatory notes to the map: Metamorphic evolution of the eastern alps. *Mitt. Miner. Ges.*, 149, 175–199.
- Schuster, V. R., & Stüwe, K. (2010). Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. *Mitteilungen Des Naturwissenschaftlichen Vereines Der Steiermark*, 140, 5–21.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., & Borel, G. (2007). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonics*, 296, 159–204.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone : a ` natural laboratory ` for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24.
- Tollmann, A. (1961). Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. *Geologische Rundschau*, 50, 506–514.
- Tollmann, A. (1963). *Ostalpensynthese*. Franz Deuticke Verlag.
- Tollmann, A. (1965). Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. *Verb. Geol. B-A., Sonderheft G*, 103–133.
- Tollmann, A. (1977). *Geologie von Österreich Band 1*. Wien: Franz Deuticke Verlag.
- Tollmann, A. (1980). Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. *Mit. Österr. Geol. Ges.*, 37–44.
- Tollmann, V. A. (1962). Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). *Mitteilung Der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 55, 85-126.
- 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, 602–621.

- Wallbrecher, E. (2012). Fabric 8 Geologische Software. Graz, Austria.
- Wang, X., & Neubauer, F. (1998). Orogen-parallel strike-slip faults bordering metamorphic core complexes: the Salzach–Enns fault zone in the Eastern Alps, Austria. *Journal of Structural Geology*, 20, 799–818.
- Wenk, H. R., Takeshita, T., Houtte, P. Van, & Wagner, F. (1986). Plastic Anisotropy and Texture Development in Calcite Polycrystals. *Journal of Geophysical Research*, 91.
- Wilson, C. (2007). The analysis of quartz c-axis fabrics using a modified optical. *Journal of Microscopy*, 227.
- Wölfler, A., Kurz, W., Fritz, H., & Stüwe, K. (2011). Lateral extrusion in the Eastern Alps revisited: Refining the model by thermochronological, sedimentary, and seismic data. *Tectonics*, 30.

8. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Darstellung der geographischen Lage des Kartiergebietes, das strichlierte Feld definiert in etwa die Grenzen des Arbeitsgebiets (Quelle: Austria Map online / ÖK50)	9
Abb. 2: Paläogeographische Rekonstruktion des Alpenraums für (a) die späte Trias, (b) den späten Jura, (c) die späte Kreide (Schmid et al., 2004).	12
Abb. 3: Tektonische Einheiten des Tauernfensters inklusive angrenzender Einheiten (Schmid et al., 2013).	13
Abb. 4: Tektonostratigraphische Stellung einzelner Decken am Nordostrand des Tauernfensters; absolute Altersdaten ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -System in Muskovit) an Deckengrenzen und in den tektonischen Einheiten. Umgezeichnet nach Liu et al. (2001).	16
Abb. 5: Entwicklungsstufen der Extrusion im Oligozän bis Miozän; progressive Entwicklung von West zu Ost. (a) Im Oligozän kam es entlang der Inntal Störung und der Periadriatischen Naht zur Bildung von Pull-apart- Becken. Entlang der DAV (Defreggen-Antholz-Vals-Störung) und der ansatzweise vorhandenen Periadriatischen Naht kam es zur Intrusion plutonischer Körper. (b) Beginnendes unroofing des Tauernfensters (TW) entlang der Katschberg (KF)- und Brennerabschiebung (BF). Die kompensierenden „tear faults“ werden durch die sinistrale SEMP und die dextrale Mölltalstörung gebildet. (c) Fortschreitende Ausbreitung der orogenparallelen Seitenverschiebungen nach Osten und Genese der mittel-miozänen Becken. Zukünftige Position des Schladming-Blocks ist eingezeichnet (d) Detachment des Gurktalblocks (GB) und endgültige Exhumierung des Tauernfensters (TW) und des Schladming-Blocks (SB) wurde durch eine interne Überschiebung in den Karawanken kompensiert (Karawanken Thrust). Der Pohorje Pluton exhumierte entlang des Pöls-Lavantalstörungssystems und lieferte Sedimente in den Ribnica Trog. Sedimente innerhalb der Pull-apart-Becken wurden deformiert. Im Steirischen Becken entwickelte sich kalk-alkaliner Vulkanismus (Wölfler et al., 2011).....	17
Abb. 6: Schematisches N-S Profil durch die Radstätter Tauern (V. A. Tollmann, 1962).	19
Abb. 7: Primär-stratigraphischer Kontakt des Schladminger Basement (Paragneis) mit dessen sedimentären permomesozoischen Cover (Quarzphyllit) westlich der Oberseehütte.	20
Abb. 8: Mikrotextur-/Struktur der Probe OH2 (gekreuzte Polarisatoren); Granatführender Amphibolit aus der Weißpriachdecke (Gollingkomplex); Granate weisen ein zweiphasiges Wachstum auf; Grt:Granat, Chl:Chlorit, Am:Hornblende.....	24
Abb. 9: Mikrotextur-/Struktur der Probe GS8 (parallele Polarisatoren); Granatführender Amphibolit (einphasige Granate) mit alpidischen	

Sprödstrukturen aus der Antiklinale im Bereich der Giglachseen; Grt:Granat, Am:Hornblende, Opq:opake Mineralphasen, Qtz:Quarz.....	25
Abb. 10: Mikrotextur-/Struktur der Probe S6/3 (gekreuzte Polarisatoren); Geröllführender Quarzphyllit mit Hellglimmerlagen in den Scherbändern; Qtz: Quarz, Ms: Muskovit.	27
Abb. 11: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW7 (gekreuzte Polarisatoren); Lantschfeldquarzit im Bereich des Znachsattels, am Kontakt zu den Karbonaten, x=lsf(110/30); Ms: Muskovit; Qtz: Quarz.....	28
Abb. 12: Mikrotextur-/Struktur der Probe S7/1 (parallele Polarisatoren); feinkörnige Tonlage mit lagenparalleler Vererzung aus der Einschaltung zwischen Meregg und Steirischer Kalkspitze.	30
Abb. 13: (a) Mikrotextur-/Struktur der Probe SW21 (gekreuzte Polarisatoren); sparitischer Kalziumkarbonatmarmor in Wechsellagerung mit feinkörnigen (mikritischen) Dolomitlagen, sekundär gebildete Hellglimmernadeln entlang von Mikrobrüchen, x=sf(247/5); Cc:Kalziumkarbonat; Ms: Muskovit; WP102; (b) Bändermarmor-Aufschluss im Bereich „im Kalk“, Kompetenzkontrast Kalziumkarbonatlagen zu rigiden Dolomitlagen führte zur Boudinage von letzteren, (WP102).	31
Abb. 14: Sinistrale Störungszone im massigen Wettersteindolomit, lokal dominiert eine zellige Struktur, im fluidinfiltrierten Randbereich der Störung (st(210/80)) kam es zu einer Fluoritmineralisierung im Bereich der Akarscharte (WP13); Dol: Dolomit; Fl: Fluorit.	32
Abb. 15: Aufschlussfoto des gebankten Wettersteindolomits mit sedimentärer Einschaltung einer dunklen Tonschieferlage im Liegenden, WP46.....	33
Abb. 16: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Schieferungsflächen inkl. Stereckungslinearen, Faltenachsen) der Domäne 1; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.....	35
Abb. 17: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Quarzgänge) der Domäne 1; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.....	36
Abb. 18: Sinistrale Störung im Metakonglomerat, st(145/80, lsf(87/38); konjugierte Riedelstrukturen kf(113/85); sf(40/33).	37
Abb. 19: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 1; „Improved right dihedral method“ (Software Win Tensor); R= $\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$	37
Abb. 20: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Faltenachsen) der Domäne 2; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.	38
Abb. 21: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Kluftflächen, Quarzgänge) der Domäne 2; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.....	39
Abb. 22: Lithologie Lantschfeldquarzit, WP 121 (a) Sich entwickelnde „en echelon“- Strukturen aus einem primär Ost-West-streichenden Quarzgang (sinistral); (b) „en echelon“-Strukturen mit sinistralen Schersinn Qg(089/84); (c)	

diskordante Quarzgänge durchschlagen NW-vergente Faltung (fa(059/30), qg(074/71)).....	40
Abb. 23: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 2; „Improved right Dihedral method“ (Software Win Tensor); R= $\sigma_2-\sigma_3 / \sigma_1-\sigma_3$	41
Abb. 24: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Schieferungsflächen, Faltenachsen) der Domäne 3; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel, bzw. Winkelrose.	42
Abb. 25: Stereographische Projektion der Orientierungsdaten (Störungen, Kluftflächen, Quarzgänge) der Domäne 3; Lambertsche Projektion, untere Halbkugel bzw. Winkelrose.....	43
Abb. 26: (a) Semiduktile Abschiebung südlich der Lungauer Kalkspitze S: sf(130/30), C': st(148/48); (b) Sinistraler Sprödbbruch mit konjugierten Relaisstrukturen im Bänderkalkmarmor, st(180/63), WP80.	44
Abb. 27: Paläospannungs-Analyse der Abschiebungen und Seitenverschiebungen in Domäne 1; „Improved right Dihedral method“ (Software Win Tensor); R= $\sigma_2-\sigma_3 / \sigma_1-\sigma_3$	44
Abb. 28: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW1 (gekreuzte Polarisatoren); (a) Fluidinfiltriertes, kataklasitisches Gefüge im mikritischen Dolomit, x=st(035/60) (b) sekundäre Sprödbrüche mit Karbonatausfällungen überprägen das Gefüge, x=st(035/60); Dol:Dolomit, Qtz:Quarz; WP14.	46
Abb. 29: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW2 (gekreuzte Polarisatoren); (a) Zweiphasiger Fluidimpuls: 1. Feinkörnige Karbonat/Quarz-Ader, 2. Aufweitung der Struktur durch einen grobkörnigen, quarzitischen Gang) x=st(210/80) (b) Kataklasitisches Gefüge, dolomitische Fragmente durch einen feinkörnigen Quarzsaum (1. Fluidgeneration) ummantelt, x=st(210/80); Dol:Dolomit, Qtz:Quarz; WP 15.	47
Abb. 30: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW4 (gekreuzte Polarisatoren); Wechselagerung von dolomitischen (graubraun) und kalzitischen (purpur) Lagen, diskordante kalzitisches Gänge durchschlagen den sedimentären Lagenbau, später bildeten sich lagen(sub)parallele Stylolithe aus x=sf(085/20); Cc:Kalziumkarbonat, Dol:Dolomit; WP26.....	48
Abb. 31: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW5 (gekreuzte Polarisatoren); Kontaktzone der karbonatischen Gangfüllung mit dem Host-rock (Kalzit), schichtungsparell bildete sich ein kataklasitisches Scherband aus, in einer lokalen Extensionszone kam es zur Ausbildung von „stretched fibres, x=lsf(090/25); Cc:Kalziumkarbonat, Dol:Dolomit, Ms:Muskovit, Opq:opake Mineralphase; WP27.....	50
Abb. 32: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW7 (gekreuzte Polarisatoren); monokristalliner Kalzitmarmor mit Typ II-Zwillingslamellen, x=lsf(95/15), Cc:Kalziumkarbonat; WP34.....	52
Abb. 33: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW8 (gekreuzte Polarisatoren); fluidinfiltriertes kataklasitisches Karbonat, an den kataklasitischen Fragmente bildet sich teilweise ein silikatischer Saum.x=hsf(281/62); Qtz:Quarz, Cc:Kalzit, Dol:Dolomite; WP47.....	53

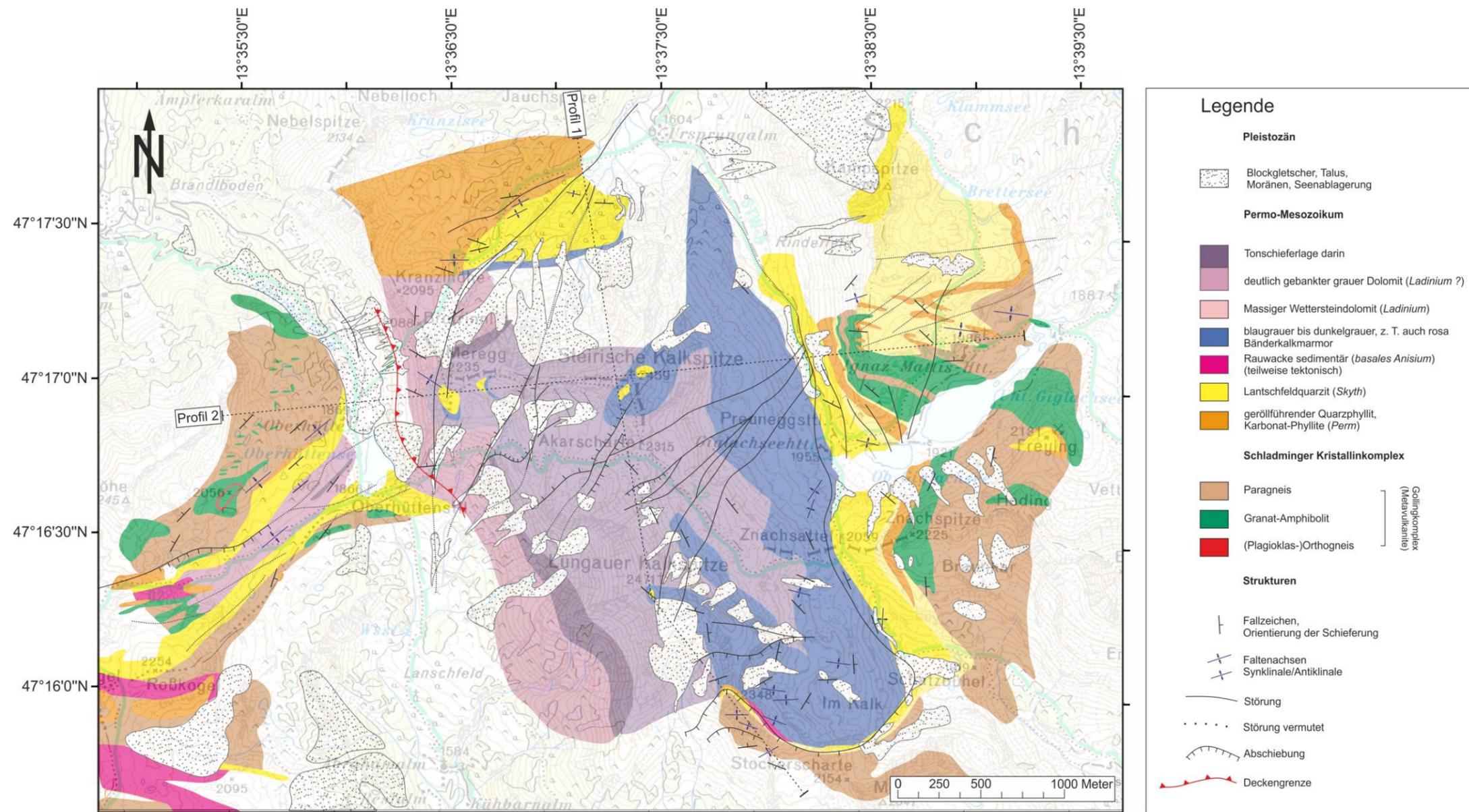
Abb. 34: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW18, Quarzphyllite (gekreuzte Polarisatoren); (a) synthetische und (b) antithetische SC-Strukturen im gleichen Dünnschliff $x = sf(094/25)$, S:sf, C': C'-typ Scherband, Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; WP84.....	54
Abb. 35: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW19, Lantschfeldquarzit (gekreuzte Polarisatoren); (a) dextrale synthetische Sprödbrüche in Quarzgeröllen (b) in hellglimmerreichen Lagen bildete sich eine penetrative Krenulationsschieferung (S2) aus (S1: reliktsche Schieferung); Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; $x = sf(136/29)$; WP86.	55
Abb. 36: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW23, Lantschfeldquarzit (gekreuzte Polarisatoren); das Gefüge weist keine Regelung auf, intern der Quarze kommt es ansatzweise zu einer undulösen Auslöschung bei Betrachtung unter gekreuzten Nicols; Qtz:Quarz, Ms:Muskovit; $x = lsf(140/35)$; WP137.	56
Abb. 37: Mikrotextur-/Struktur der Probe SW26, Quarzphyllit (gekreuzte Polarisatoren); silikatische Matrix und Komponenten weisen eine vollständige dynamische Rekristallisation auf (Bulging), weiße Linie deutet Faltenschenkel an; Qtz:Quarz, Ms:Muskovit, Fspt:Feldspat; $x = sf(021/41)$; WP142.....	57
Abb. 38: Klassifizierung der Zwillingslamellen des Kalzits im Dünnschliff; (a) Vier Typen können unterschieden und deren Deformationstemperaturen zugeordnet werden; (b) Typ I; (c) Typ II; (d) Typ III; (e) Typ IV; (Ferrill et al., 2004).	62
Abb. 39: Diagramm der Differenzialspannung [MPa] (y-Achse) gegen den Logarithmus der Korngröße in Mikrometer (x-Achse) für It von 10, 50 und 100 % (It= Anteil der verzwillingten Körner im Gesteinsverband) (Rowe und Rutter, 1990).	66
Abb. 40: Diagramm der Differenzialspannung [MPa] (y-Achse) gegen die Zwillinge/mm (x-Achse). Demnach ergibt sich die Funktion $\sigma = -52,0 + 171,0 \log D$. Nach Rowe and Rutter (1990).	68
Abb. 41: Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse Methode 1, nach Rowe and Rutter (1990); $\sigma = 532 + 2,13 \times It - 204 \log d$ σ : Differenzialspannung [MPa], It: Anteil verzwillingter Kristalle [%], d: Korngröße [μm], Standardfehler: 31 MPa.	71
Abb. 42: Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse Methode 2, nach Rowe and Rutter (1990); $\sigma = -52,0 + 171,1 \log D$, σ : Differenzialspannung [MPa], D: Anzahl der Zwillinge pro Millimeter, Standarderror: 43 MPa.	72
Abb. 43 : Interpretation der Ergebnisse der Differenzialspannungsanalyse, Methode 2, nach Rowe and Rutter (1990); x-Achse: Probennummer, y-Achse: Differenzialspannung [MPa]; domain1: kompressives Regime, domain2: extensionelles Regime; Standardfehler: 43 MPa.	73
Abb. 44: Bereiche von c-Achsen-clustern in LPO-Plots und deren aktiven Gleitsystemen in Quarz. X ist die Lineationsrichtung, Z der Pol der Schieferung (Toy et al., 2008).	76
Abb. 45: Zusammenfassung der Temperaturbereiche einzelner Gleitsysteme, welche eine LPO (lattice preferred orientation) hervorrufen (Toy et al., 2008).	77

Abb. 46: Quarz-c-Achsen Projektionen für non-coachsiale Deformation (Basal-, Rhomboeder- und Prismengleiten) (Passchier und Trouw, 2005).	78
Abb. 47: Temperaturabhängigkeit der einzelnen Gleitsysteme in Quarz (Passchier und Trouw, 2005).....	78
Abb. 48: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus den Quarzit(-phyllit)proben SW17, SW18, SW20 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).	80
Abb. 49: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus der Quarzitprobe SW23 (Gesamt-, Matrix- und Komponentenanalyse) (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).....	81
Abb. 50: Kristallographische Vorzugsregelung von Quarz-c-Achsen aus den Quarzit(-phyllit)proben S4/2, S6/1, S6/3 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).	82
Abb. 51: Darstellung der (0001)-Pole von Kalzit-Polykristallen, welche unter Kompression, Extension, pure shear, und simple shear deformiert wurden (Wenk et al., 1986).....	83
Abb. 52: Kristallographische Vorzugsregelung von Kalzit-c-Achsen aus den Kalzitmylonitproben KS1, SW7, SW21 (konturierter Plot), mit den zugehörigen Orientierungsdaten (Lambert'sche Projektion, untere Halbkugel).	85

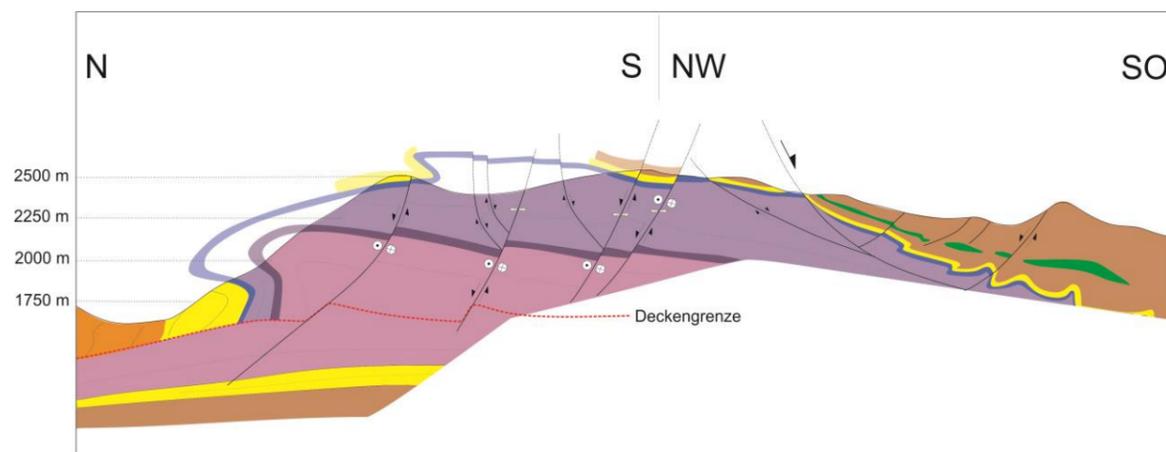
9. Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Ermittlung der Dicke von Kalzit-Zwillingslamellen und Einteilung nach dem Schema von Burkhard (1992); (x= Zwillingstyp vorhanden, /= Zwillingstyp nicht vorhanden).....	63
Tabelle 2: Ermittelte Parameter für die Differenzialspannungsanalyse anhand von Kalziten.....	69
Tabelle 3: Ergebnisse aus der Differenzialspannungs-Analyse aus Methode 1 und 2, nach Rowe und Rutter (1990).	70
Tabelle 4: Zeitliche Gliederung der einzelnen Deformationsphasen; s:Schieferung, l:Streckungslinear, b:Faltenachsen, st:Störung.	86

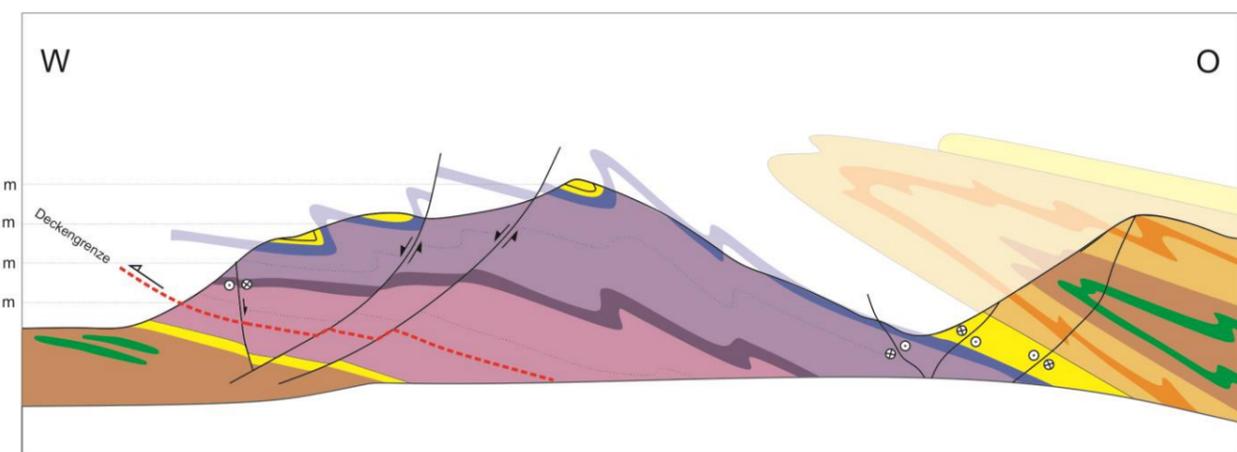
10. Anhang



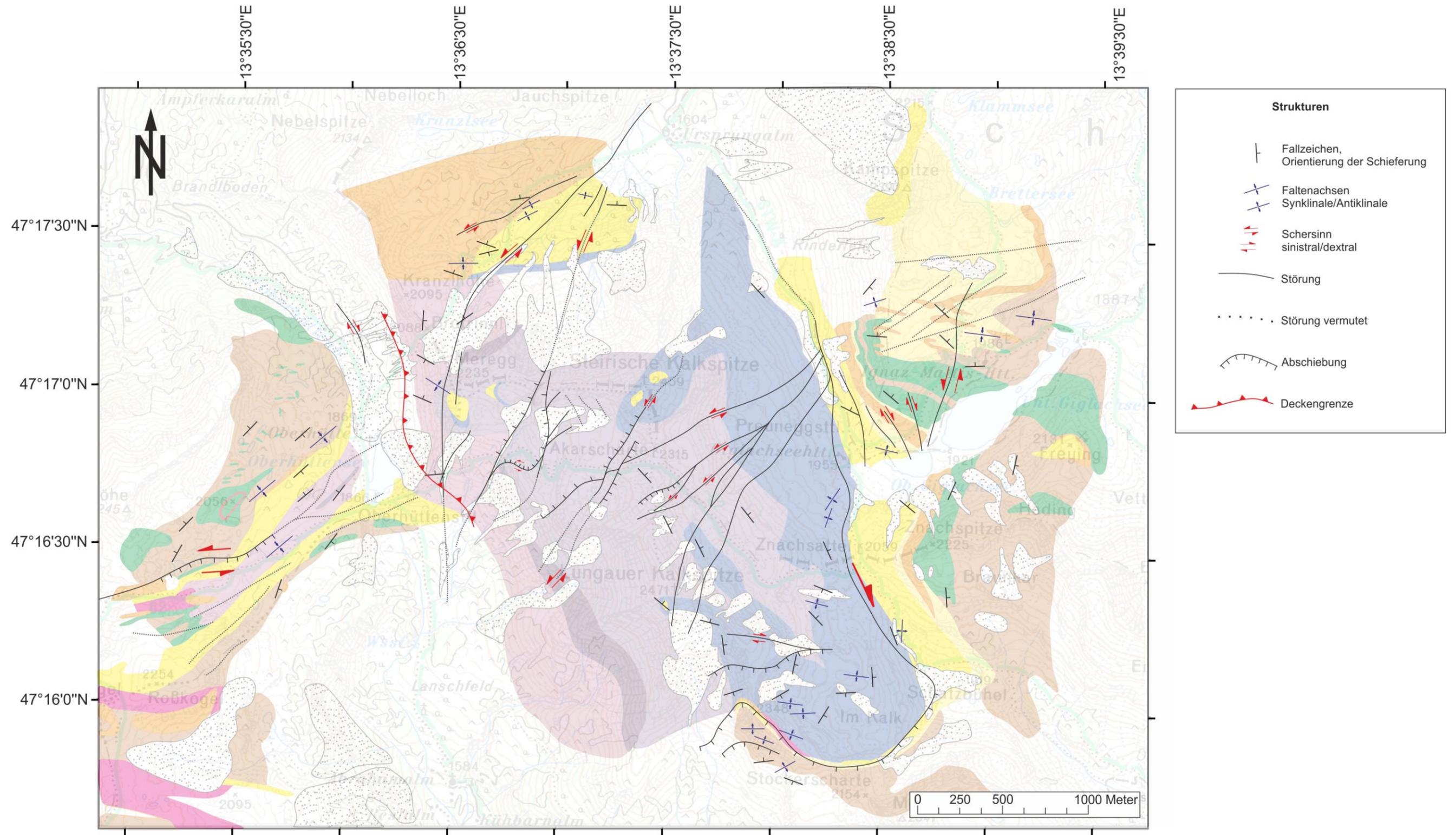
Anhang 1: geologische Detailkarte des Arbeitsgebietes mit eingezeichneten Profilschnitten(1&2); verändert nach Kurz und Fritz (2013)



Anhang 2: **Profil 1**, Vertikalschnitt durch die inversen (Duisitzdecke) und normalen (Weißpriachdecke) Anteile des Schladminger Kristallinkomplexes, angedeutete Deckengrenze/Überschiebungszone ist rot strichliert (schematische Zeichnung, nicht maßstäblich)



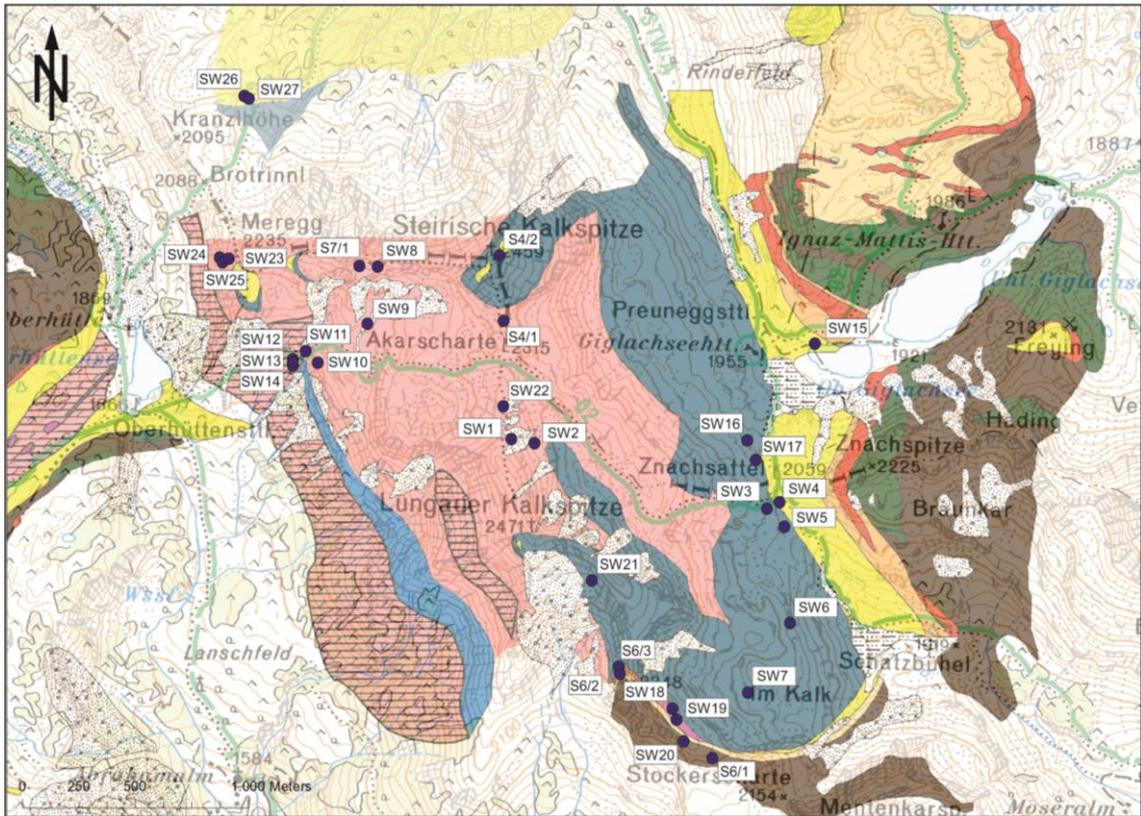
Anhang 3: **Profil 2**, Vertikalschnitt durch die inversen (Duisitzdecke) und normalen (Weißpriachdecke) Anteile des Schladminger Kristallinkomplexes, angedeutete Deckengrenze/Überschiebungszone ist rot strichliert (schematische Zeichnung, nicht maßstäblich)



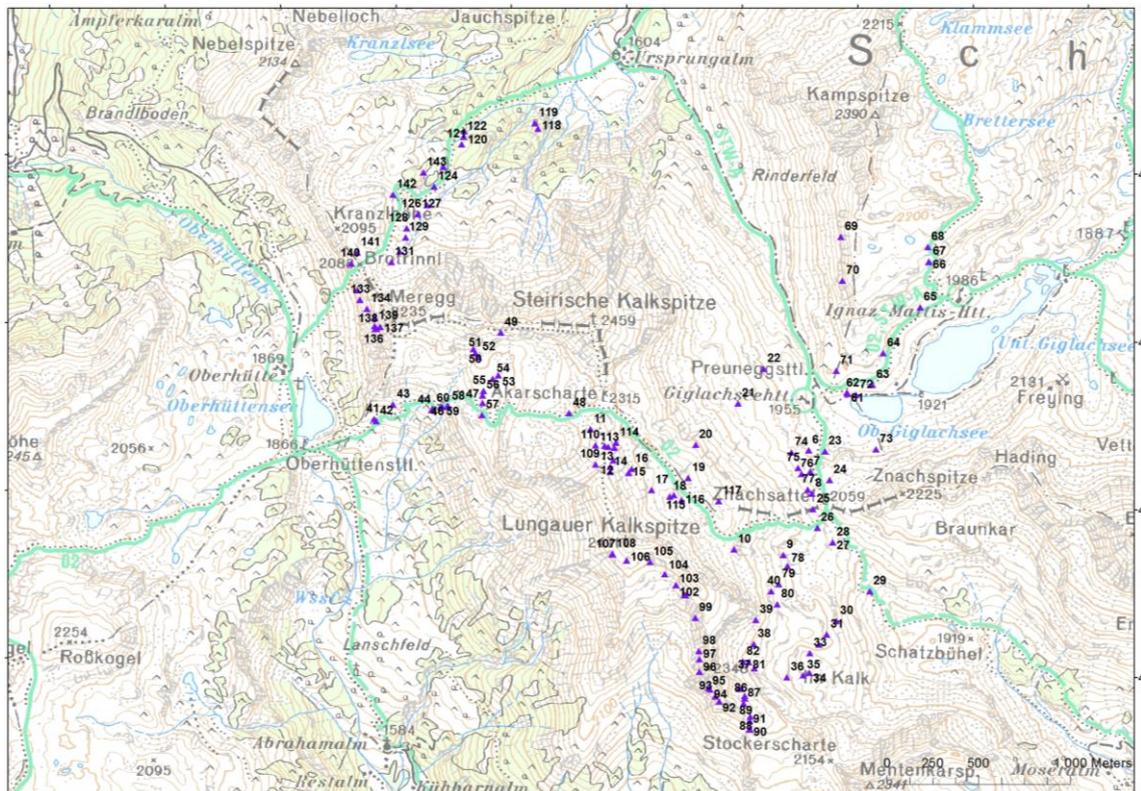
Anhang 4: Strukturkarte des Arbeitsgebietes (geologische Einheiten im Kartenhintergrund)

Anhang 5: Koordinaten der Probenpunkte (Dezimalgrad, WGS84 UTM Zone 33N) mit dazugehörigen Gefügedaten (Einfallrichtung/Einfallswinkel)

Sample-ID	longitude	latitude	elevation (masl)	sf	lsf	st	hsf	Gestein
SW1	47,276459	13,624429	2348			35/60		mikritischer Dolomit (fluidinfiltriert)
SW2	47,276421	13,625747	2291			210/80		mikritischer Dolomit (fluidinfiltriert)
SW3	47,273860	13,639431	2052	85/20				Kalk
SW4	47,273860	13,639431	2052	85/20				Dolomit/Kalk
SW5	47,273149	13,640582	2032	70/25	90/25			feinkörniger Marmor/karbonatische Gangfüllung
SW6	47,269259	13,640920	2011	75/45				Kalkmarmor
SW7	47,266517	13,638598	2077	85/20	95/15			Kalkmarmor
SW8	47,283285	13,616348	2314			327/60	281/62	dolomitische Störungsbrekzie
SW9	47,280977	13,615822	2183			212/75		Dolomit
SW10	47,279571	13,612645	2118			022/5	300/56	Dolomit
SW11	47,279540	13,612216	2105			229/71		Dolomit
SW12	47,279449	13,611539	2093			97/65	177/35	dolomitische Störungsbrekzie
SW13	47,279449	13,611539	2093			106/62	177/35	Dolomit
SW14	47,279449	13,611539	2093			106/65	156/53	karbonatische Störungsbrekzie
SW15	47,280489	13,642063	1958	35/39				Quarzit
SW16	47,276519	13,638242	2000			88/71		Quarzphyllit
SW17	47,275748	13,638719	2029	59/16	110/30			Quarzit
SW18	47,265786	13,634131	2213	94/25	100/27			Quarzphyllit
SW19	47,265326	13,634409	2212	136/29	120/32			Quarzit
SW20	47,264436	13,634853	2226	38/35	99/70			Quarzphyllit
SW21	47,270881	13,629297	2430			247/5	90/5	Kalkmylonit
SW22	47,277760	13,623977	2305			149/75		Dolomit
SW23	47,283460	13,607644	2218	66/29	130/35			Quarzit
SW24	47,283359	13,607380	2202	182/16				Kalkmarmor
SW25	47,283511	13,607248	2183			88/79		dolomitische Störungsbrekzie
SW26	47,290038	13,608386	1912	21/41				Quarzphyllit
SW27	47,290038	13,608386	1912	21/41				Quarzphyllit
S7/1	47,283321	13,616201						Seritzschiefer
S6/3	47,267511	13,630780		100/20	100/20			Quarzphyllit
S6/2	47,267132	13,630999		110/20	110/20			Quarzphyllit
S6/1	47,263912	13,636468		110/20	110/20			Quarzphyllit
S4/2	47,284198	13,623841		100/20	70/25			Quarzit
OH2	47,281436	13,595094						Granat-Amphibolit
GS3	47,282625	13,644353						Granat-Amphibolit
GS8	47,284199	13,646622						Granat-Amphibolit
WK-7-12	x	x						Kalkmylonit
KS1	x	x		002/45	088/01			Kalkmylonit



Anhang 6: Probenkarte des Arbeitsgebiets



Anhang 7: Wegpunkte (GPS) der Kartierung