

Doria Haller, BSc

Polyphase Deformation und Deckenstapelung in der östlichen Grauwackenzone

Masterarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium: Erdwissenschaften

eingereicht an der

Technischen Universität Graz

Betreuer

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

Zweitbetreuer

Dr. Josef Nievoll

Institut für Erdwissenschaften

Universität Graz

Graz, September 2016

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

Eine Masterarbeit ist immer eine große Herausforderung, die ohne richtige Anleitung, Hilfe und Unterstützung von vielen Personen wohl kaum zu bewältigen ist. Allen voran danke ich meinem Betreuer Prof. Harald Fritz, der mir stets mit Rat und Tat zur Seite stand. Dabei war er nicht nur maßgeblich beteiligt am Gelingen meine Arbeit, sondern auch an den damit verbundenen Lernerfolg meinerseits. Danken möchte ich ihm neben der fachkundigen Beratung auch für seine Geduld und den großen Zeitaufwand. Während unserer zahlreichen und gewinnbringenden Diskussionen gelang es ihm stets, mich zu begeistern und zu motivieren.

Ebenso danke ich Dr. Josef Nievoll, ohne dessen Hilfe die Arbeit kaum so durchführbar gewesen wäre. Er versorgte mich nicht nur mit Karten und zusätzlichen Probenmaterial, sondern nahm auch eine wesentliche beratende Funktion ein.

Ein weiterer großer Dank gilt meinen Mitstudierenden Anna, Isa, Silvia, Marlene, Kathi, Phillip und Evelyn, die mich während des gesamten Studiums begleiteten und unterstützt haben. Sie waren sowohl fachlich als auch persönlich eine große Stütze für mich. Dank ihnen werde ich stets mit Freude auf meine Studienzeite zurückblicken.

Danken möchte ich auch meinen Eltern, die mich nicht nur finanziell, sondern in jeglicher Hinsicht mein Leben lang immer unterstützt und ermutigt haben.

Nicht zuletzt möchte ich meinem Freund Pierangelo danken, der stets ein offenes Ohr für meine Probleme hatte und sehr viel Geduld bewies.

Anerkennen möchte ich auch die Hilfe und den Beistand der zahlreichen Personen, die hier keine namentliche Erwähnung fanden.

Kurzfassung

Die östliche Grauwackenzone (GWZ) zwischen Bruck an der Mur und Gloggnitz ist ein Deckenstapel von vier tektonischen Einheiten, welche auf den Troiseck-Floning-Zug aufliegen. Die Decken vom Liegenden ins Hangende sind die Veitscher Decke, die Silbersberg Decke, die Kaintaleck Scholle und die Norische Decke. Alle Decken setzen sich aus Paläozoischen bis Permomesozoischen Sedimenten oder aus kristallinen Schollen zusammen. Die südliche Grenze der GWZ ist eine steil stehende Zone, in welcher die unterschiedlichen Decken eine Mächtigkeit von nur wenigen Metern bis einigen hundert Metern aufweisen. Im Gegensatz dazu steht die sehr mächtige hangende Norisch-Tirolische Decke aus komplexen Strukturen mit zahlreichen Überschiebungen und Verfaltungen.

Im Untersuchungsgebiet (Hinterhofgraben, Rotsohlgraben) konnten drei Hauptüberschiebungen auskartiert werden: der Scheikel-*thrust*, Rotsohl-*thrust* und die frontale gestapelte Zone bei Aschbach. In der östlichen Grauwackenzone konnten vier Deformationsereignisse (D1-D4) unterschieden werden. Frühe höher temperierte Strukturen (D1) beinhalten Deformationsmechanismen von *subgrain rotation* bis *grain boundary migration* und SW-gerichtete Schersinne, abgeleitet aus Quarz c-Achsen Mustern, welche Kombinationen aus basalen <a> und prismen <a> Gleiten beinhalten. Die Makro- und Mikrostrukturen zeigen vor allem im Norden Koaxialität und N-S gerichtete Schersinne (D2). Dadurch wurden früher gebildete Gefüge überprägt und in spröde gebildete Strukturen eingearbeitet. Aus diesem Grund wurden möglicherweise zuvor gebildete Gefügeelemente reorientiert. Das spröde Gefüge zeigt einen generellen N-gerichteten Versatz, welcher mit Duplexstrukturen in Verbindung gesetzt werden können. Im Süden verweisen Makro- und Mikrostrukturen, sowie das Kartenbild auf eine sinistrale *strike slip* Zone (D3). Als letztes Ereignis (D4) wurde das Untersuchungsgebiet von zahlreichen spröden Störungen als Resultat der Exhumation durchzogen.

In Anlehnung an geochronologische Daten, welche ein generelles Abkühlen des Oberostalpins zwischen ca. 140-110 Ma zeigen, kann spekuliert werden, dass D1, D2 und D3 als Substadien, im Zuge der Deckenstapelung des eo-alpinen Events abliefen. Daher wird davon ausgegangen, dass die zunächst W-gerichtete Stapelung (D1) sich später nach Norden umorientierte (D2). Durch die anhaltende N-S Verkürzung kam es zu einer W-E Streckung der Einheiten, zu Seitenverschiebungen (D3), sowie zu einer sekundären Modifikation der Schersinne. Profilrekonstruktionen im Arbeitsgebiet zeigen *in-sequence* und *out-of-sequence* Strukturen. Durch die *strike slip* Zone im Süden kam es zu einer komplexen Verschuppung der liegenden Einheiten. Die Duplexstrukturen im Norden können je nach Komplexität in drei unterschiedliche Zonen gegliedert werden.

Abstract

The Eastern Greywacke Zone (GWZ) located between Bruck/Mur and Gloggnitz is an imbricate structure of four major tectonic units resting on the Troiseck-Floning complex. From tectonic footwall to hanging wall these tectonic units are the Veitsch nappe, Silbersberg nappe, Kaintaleck nappe and Noric nappe. All of them contain late Paleozoic to Permo-Mesozoic sediments or a crystalline portion. The southern boundary of the GWZ is a steep belt with individual nappes, which varies in thicknesses from a few meters to some hundreds. By contrast, the thick hanging wall Noric Tirolic nappe is an imbricated thrust and fold belt with three major thrusts mapped in the study area (Hinterhofgraben, Rotsohlgraben). These thrusts are the Scheickl Thrust, the Rotsohl Thrust and a frontal imbricate zone at Aschbach.

Four major deformation events (D1-D4) are known in the Eastern Greywackezone: The first event results in high-temperature structures (D1), including subgrain rotation and grain boundary migration deformations mechanism with shear senses top SW. These results are derived from quartz C-axes patterns, which show a combination of basal $\langle a \rangle$ and prism $\langle a \rangle$ gliding. In the northern part the macro- and microstructures exhibit coaxiality and N-S orientated shear senses (D2). This D2 event overprints and incorporates an older fabric into a brittle fold-and-thrust belt. This deformation might have reoriented earlier formed fabric elements. The brittle fabric shows a general northward displacement, correlated with duplex-structures. In the south the macro- and microstructures and the map view indicate a sinistral strike slip zone (D3). During the last event (D4) the whole study area was streaked by numerous brittle faults as the result of exhumation.

Considering the available geochronological data, which shows a general cooling of the upper Austroalpine nappes about 140-110 Ma, D1, D2 and D3 could represent substages of the eo-alpine nappe stacking. Therefore it is possible that the previously W-orientated stacking (D1) later turned northwards (D2). As a result of the N-S shortening involved units underwent a W-E stretching and strike-slip movement (D3) and a secondary modification of the shear senses. The balanced sections of the study area show in-sequence and out-of-sequence structures. Due to the strike slip zone in the south the footwall units are imbricated in a complex belt. The duplex structure in the north can be classified depending on complexity in three different zones.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	6
Fragestellung und Ziel der Arbeit	8
Methodik	9
Quarz-Texturen	9
Fraktale Geometrie	13
Profilbilanzierung	15
Geographische Lage	16
Geologischer Überblick	17
Alpen	17
Grauwackenzone	29
Lithologische Beschreibung.....	43
Sedimentäre Bedeckung des Troiseck-Floning-Zug.....	43
Veitscher Decke.....	43
Silbersberg Decke	44
Kaintaleck Scholle.....	46
Norische Decke.....	47
Beschreibung von Makro- und Mikrostrukturen	54
Einteilung des Arbeitsgebietes.....	54
Profilabschnitt 1	55
Profilabschnitt 2	60
Profilabschnitt 3	64
Profilabschnitt 4	70
Profilabschnitt 5	76
Quarz-Texturen	82
Überblick	82
Profil Hinterhofgraben-Rotsohlgraben.....	83
Oberdorf	88

Schlöglmühl	90
Preiner Gscheid	90
Fraktale Geometrie	92
Chloritoid-Vorkommen.....	95
Strukturelle Analyse und Rekonstruktion	97
Rekonstruktion Turnau-Neuberg	100
Profilbilanzierung	104
Interpretation.....	108
Deformationsabfolge.....	108
P/T-Abfolge.....	112
Abfolge der Deformationsmechanismen	113
Rekonstruktion des Gebietes	114
Zusammenfassung.....	115
Abbildungsverzeichnis.....	117
Literatur.....	122

Fragestellung und Ziel der Arbeit

Die Grauwackenzone setzt sich aus einer Abfolge von Paläozoischen Gesteinen, unterschiedlichen Alters, zusammen. Es kann nach NEUBAUER et al. (1994) zwischen vier Decken unterschieden werden, welche im Zuge der alpidischen Orogenese übereinander gestapelt wurden und bis dato unterschiedliche Entwicklungen erfuhren. Je nach Decke wurden die Gesteine zu unterschiedlichen Zeiten gebildet und in unterschiedliche Metamorphosen eingebunden. Erst durch die alpidische Gebirgsbildung wurden die Decken in ihre heutige Lage gebracht.

Durch eine detaillierte struktureologische Untersuchung der Gesteine soll die Entwicklungsgeschichte der Grauwackenzone zurückverfolgt werden. Der Fokus gilt dabei der alpidischen Entwicklung, d.h. für den Zeitraum von 150-20 Ma. Dabei soll versucht werden, die vorherrschenden Bedingungen während der alpidischen Metamorphose zu klassifizieren. Ziel ist, eine Deformationsabfolge zu ermitteln und die Stapelung, sowie damit verbundenen Verformungen, soweit wie möglich zurück zu konstruieren. Außerdem soll der Grad der Metamorphose als Resultat der alpidische Überprägung abgeschätzt werden.

Methodik

Quarz-Texturen

Durch die Untersuchung von Quarz in Metamorphiten können Annahmen über die vorherrschenden Temperaturen zur Zeit der Deformation getroffen werden. Dafür gibt es drei allgemein anerkannte Methoden: 1. Anhand der Rekristallisationsmechanismen und den daraus resultierenden Mikrostrukturen, wie z.B. von STIPP et al. (2002b) beschrieben. 2. Durch die Quarz c-Achsen Regelung, aus der auf das dominant wirksame und temperaturabhängige Gleitsystem geschlossen werden kann (SCHMID & CASEY, 1986). 3. Eine andere empirische Abschätzung der syndeformativen Temperaturen beruht auf dem Öffnungswinkel der peripheren Quarz-c-Achsen Maxima (*fabric opening angle*), nach der Methodik von KRUHL (1996).

Außerdem können anhand der c-Achsenorientierungen etwaige Rückschlüsse auf die Deformationsgeometrie getroffen werden. Dadurch kann beispielsweise der Grad der Koaxialität (*simple* und *pure shear* Komponente), sowie die Scherrichtung bestimmt werden (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Mittel eines weiteren Verfahrens können Annahmen über die *vorticity* gemacht werden (GRASEMANN et al., 1999). Mitthilfe der Bestimmung der fraktalen Geometrie können des weiteren Rückschlüsse auf die *strain rate* ermittelt werden (TAKAHASHI et al., 1998).

Quarz-Rekristallisations-Thermometer

Durch die Untersuchung von natürlich deformiertem und dynamisch kristallisiertem Quarz (am Adamello Pluton, Norditalien) konnte STIPP et al. (2002b) drei Mikrostrukturen von Quarz unterscheiden, welche spezifischen Verformungsmechanismen zugeordnet werden können (siehe Tabelle 1). Welche dieser Mikrostrukturen sich ausbildet steht in direktem Zusammenhang mit der Deformationstemperatur und erlaubt dadurch Rückschlüsse auf dieselbe zu treffen. Jedoch können auch andere Faktoren, hauptsächlich *strain rate* und Einwirkung von fluiden Phasen, die Ausbildung von Mikrostrukturen beeinflussen (LAW, 2014).

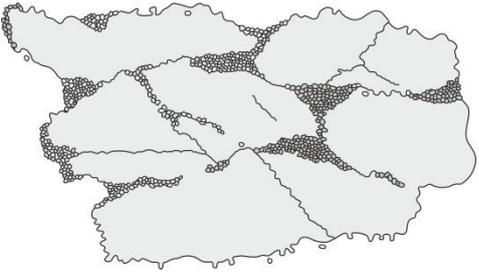
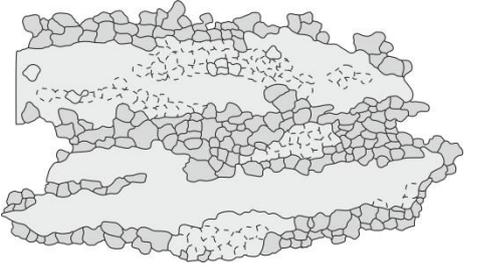
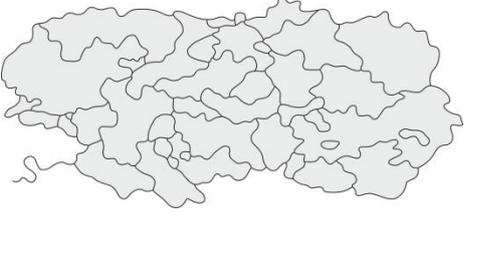
Die Gesteine werden als Dünnschliff im Polarisationsmikroskop untersucht, um so die spezifischen Mikrostrukturen zu klassifizieren.

Quarz c-Achsen *fabric opening angle*-Thermometer

KRUHL (1996) beschrieb anhand mehrerer Datensätze aus unterschiedlichen tektonischen Settings den Zusammenhang zwischen Temperatur und Quarz c-Achsen *fabric opening angle*. Dieses Thermometer basiert auf Untersuchungen von natürlich deformierten quarz-dominanten Gesteinen

bei vollständiger dynamischer Rekristallisation und *plane strain* ($Wk=1$; Wk bezeichnet die kinematische *vorticity* Nummer, mit den Endglieder *pure shear* ($Wk=0$) und *simple shear* ($Wk=1$) (LAW, 2014).

Tabelle 1: Übersicht der temperaturabhängigen Mikrostrukturen von Quarz. (Abbildungen nach LAW, 2014)

	<p><i>Grain Boundary bulging recrystallization (BLG)</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Nieder-Temperaturbereich (ca. 300-400 °C) - Lokale Korngrenzenmobilität kann zur Bildung kleiner unabhängiger Körner führen - tritt entlang von Tripelpunkten der Altkörner auf - Ausbildung von Kern-Mantel-Strukturen (große Altkörner umrandet vom vielen kleinen kristallisierten Körner) - (PASSCHIER & TROUW, 2005)
	<p><i>Subgrain rotation recrystallization (SGR)</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Mittel-Temperaturbereich (ca. 400-550 °C) - Gitterfehler „klettern“ von einem Gitterplatz zum nächsten, dadurch wird der Winkel zwischen den Gittern entlang einer Subkorngrenze kontinuierlich erhöht, bis das Subkorn als eigenständiges Korn gesehen werden muss. - Subkörner bilden meist gestreckte Formen aus - (PASSCHIER & TROUW, 2005)
	<p><i>Grain boundary migration recrystallization (GBM)</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Hoch-Temperaturbereich (ca. 500-600 °C) - Gitterfehlstellen werden vollständig aus dem Kristall getrieben und Subkörner erreichen sehr hohe Mobilität - große amöboide Kornformen bilden sich aus - (PASSCHIER & TROUW, 2005)

Zur Anwendung des Thermometers muss die *Lattice Preferred Orientation* (LPO) von kristallisierten Körnern bestimmt werden. LPO ist die bevorzugte Ausrichtung der Gitterebene eines Kristalls durch Deformation, d.h. das Gestein wurde entlang von spezifischen Gleitflächen deformiert. Je nach Aktivierung einer bestimmten Gleitfläche und Scherung entlang einer Gleitrichtung, können verschiedene Gleitsysteme unterschieden werden. Welches System bzw. welche Systeme sich ausbilden, ist abhängig von Metamorphose- und Spannungsbedingungen und damit charakteristisch für diese.

Die Ausrichtung der einzelnen Körner wird mittels Photometer bestimmt und im Stereogramm geplottet. Das Photometer ist ein automatisiertes Gerät, welches die c-Achsenorientierung von Kristallen ermittelt. Das Fotometer wird aus zwei Polarisatoren aufgebaut, welche zeitgleich bei gekreuzter Stellung um die eigene Achse rotieren. Der Dünnschliff ist dabei in einer 90° Stellung zu den beiden Polarisatoren ausgerichtet und wird je nach Stellung der Polarisatoren unterschiedlich belichtet. Durch eine digitale Bilderfassung mittels CCD-Kamera, kann jeder Punkt im Schliff analysiert werden. Anhand des so gewonnenen Datensatzes kann mittels der Software G50-Fabric Analysator ein Achsenverteilungsmuster generiert werden (WILSON et al., 2007). Um die Daten zu verarbeiten bzw. im Stereogramm zu plotten, wurde die Software Fabric8 verwendet (WALLBRECHER, 2012).

Je nachdem welches Gleitsystem bzw. Gleitsysteme aktiv war oder waren, können verschiedene Muster entstehen (Abbildung 1). Waren mehrere Systeme aktiv, können sich Kreuzgürtel ausbilden. Für Quarz können vier Gleitsysteme unterschieden werden, die typische Quarz-Achsen Muster erzeugen, wobei anzumerken ist, dass mindestens drei Gleitsysteme zusammen wirken müssen, um die Kompatibilität der Verformungsgeometrie zu gewährleisten. Demzufolge kommt nie nur ein Gleitsystem alleine vor, die Dominanz der einzelnen Gleitsysteme wird interpretiert.

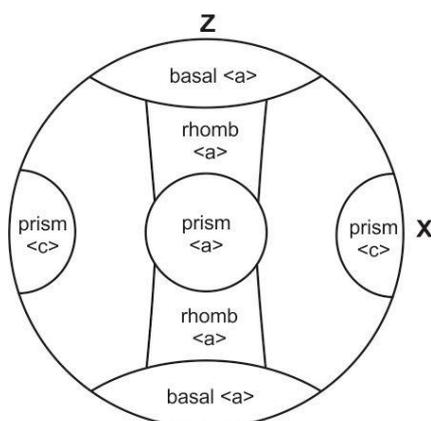


Abbildung 1: Verteilungsmuster der Gleitsysteme im Stereogramm für Quarz (nach SCHMID & CASEY, 1986)

Jedes Gleitsystem wird über zwei Komponenten definiert, einerseits die Gleitfläche im Bezug zu c-Achsen (z.B. Basis), andererseits die Gleitrichtung, welche anhand der kristallographischen Achsen definiert wird (z.B. $\langle a \rangle$).

- Basis-Gleiten $\langle a \rangle$ -> niedrig temperiert
- Rhomben-Gleiten $\langle a \rangle$ -> mittel temperiert
- Prismen-Gleiten $\langle a \rangle$ -> hoch temperiert
- Prismen-Gleiten $\langle c \rangle$ -> sehr hoch temperiert bei hoher Scherspannung

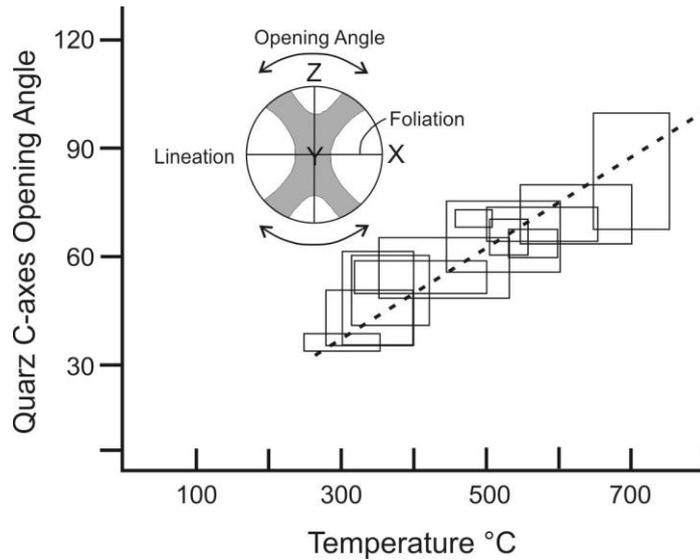


Abbildung 2: Plot - Temperatur gegen Quarz c-Achsen opening angle; Kästchen - Datensatz von (KRUHL, 1998); Gestrichelte Linie - empirisch ermittelter Zusammenhang; Stereogram - schematische Darstellung eines Kreuzgürtels und *opening angle*; (nach LAW, 2014)

Zwischen dem Öffnungswinkel des so generierten Kreuzgürtel und der Deformationstemperatur besteht ein statistischer Zusammenhang (Abbildung 2). Dabei gilt, je größer der Winkel, umso höher die Temperatur (LAW, 2014).

Da auch die *strain rate* so wie der Fluideinwirkung die LPO beeinflussen, kann von einem Fehler der Analyse ausgegangen werden; dieser beträgt ca. +/- 50 °C. Beispielsweise kann eine Veränderung in LPO-Muster auch auf eine Veränderung der Deformationsgeometrie und variablen *finite strain* hindeuten (UNZOG & KURZ, 2000). Je höher *strain rate* (k) umso größer *opening angle* (TULLIS, 1971). Außerdem ist nur sehr wenig von der Einwirkung von Rekristallisationsprozessen (BLG, GBM, SGR) bekannt.

Deformationsgeometrie

Wie bereits erwähnt, können sich durch die gemeinsame Aktivität verschiedener Gleitsysteme Kreuzgürtel ausbilden. Je nach Erscheinungsbild verweisen diese auf die Deformationsgeometrie. Es können zwei grundsätzliche Kreuzgürtelformen unterschieden werden: Typ I und Typ II (Abbildung 3) (LISTER, 1977). Typ I-Kreuzgürtel entstehen durch *flattening strain*, wohingegen Typ-II-Gürtel das Ergebnis von *constrictional strain* darstellt (PASSCHIER & TROUW, 2005).

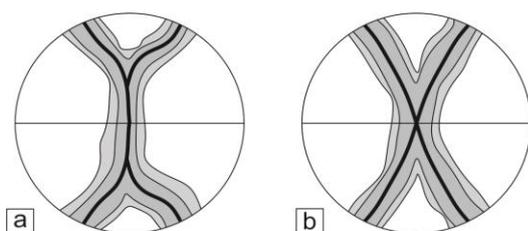


Abbildung 3: Schematische Darstellung von Kreuzgürteltypen; a. Typ I; b. Typ II; (nach PASSCHIER & TROUW, 2005)

Wurden die Gesteine nicht durch reinen *pure shear* deformiert, d.h. wenn auch eine *simple shear* Komponente auftritt, zeigen die Kreuzgürtel ein asymmetrisches Muster. Dem zufolge plotten die Kreuzgürtel im Stereogramm nicht normal auf die Foliation sondern sind in Richtung der Scherung geneigt (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Vorticity Abschätzung

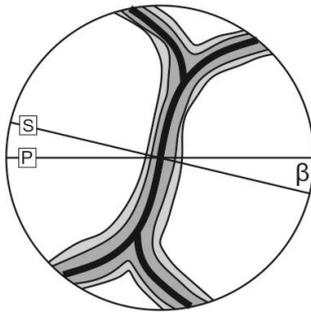


Abbildung 4: S - Scherebene; P - Plattungsebene; β - Winkel zwischen S und P (geändert nach GRASEMANN et al., 1999)

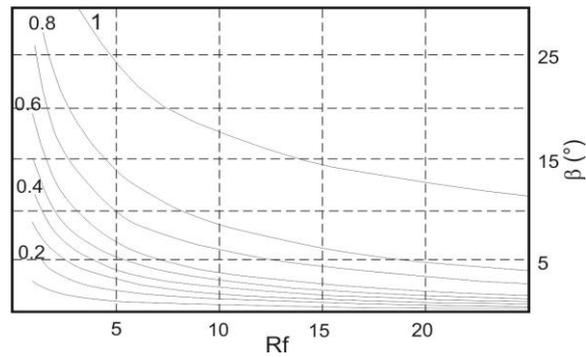


Abbildung 5: Vorticity-Analyseplot; Kurven – Funktionen spezifischer vorticity-Werte; Rf – Elliptizität des strain ellipsoid (geändert nach GRASEMANN et al., 1999)

Eine weitere Methode ermöglicht Aussagen über die *vorticity* der untersuchten Gesteine zu treffen. Dabei wird die Elliptizität des *strain ellipsoid* (Rf) gegen den Winkel zwischen Plattung- und Scherebene (β) geplottet (Abbildung 4). Der Winkel β stellt eine Funktion zwischen der *vorticity* und dem *finite strain* dar, wodurch sich für bestimmte *vorticity*-Werte im Diagramm spezifische Kurven ergeben (WALLIS, 1992). Werden nun empirisch erfasste Daten der Proben im Diagramm geplottet, können bezeichnende Werte für die *vorticity* abgelesen werden (siehe Abbildung 5) (GRASEMANN et al., 1999).

Fraktale Geometrie

TAKAHASHI et al. (1998) beschrieb einen systematischen Zusammenhang zwischen Mikrostrukturen von dynamischen Rekristalliten von Quarz (Kornform) und Deformationsbedingungen (Temperatur und *strain rate*). Zur Quantifizierung der Kornform kann die fraktale Geometrie (*D*) herangezogen werden. Mittels empirischer Daten konnten fraktaler Geometrie (*D*), Temperatur (*T*) und *strain rate* (ϵ) in Relation gesetzt werden:

$$D = \Phi \log \epsilon + \frac{\rho}{T} + 1.08$$

Wobei $\Phi = 0,0934 (\log s^{-1})^{-1}$ und $\rho = 644 \text{ K}$ konstant sind (TAKAHASHI et al., 1998).

Demnach nimmt die Verzahnung der Korngrenzen mit steigender Temperatur und sinkender *strain rate* ab (TAKAHASHI et al., 1998).

Die fraktaler Geometrie kann anhand der *yardstick*-Methode ermittelt werden. Dabei wird die Kontur des Kornes wiederholt mit unterschiedlich langen Maßbalken gemessen. Zwischen der benötigten Anzahl an Maßbalken $N(r)$ um das Korn zu umrunden und der Länge des Maßbalken r besteht folgende Beziehung (KRENN et al., in prep.):

$$N(r) \sim r^{-D}$$

Werden $N(r)$ und r gegeneinander in eine doppel-logarithmischen Diagramm dargestellt, ergibt sich mittels *last-square* Methode, eine Gerade ($y = k * x + d$) deren Steigung die fraktalen Geometrie widerspiegelt (KRENN et al. , in prep.).

Um $N(r)$ und r zu ermitteln, muss zuerst ein Korn mittels einer Bildbearbeitungs-Software vom Hintergrund isoliert werden. Anschließend kann die Analyse mittels des Programms *Grain Boundary Analyzer* (KRENN & STEGMÜLLER, unpublished) durchgeführt werden. Dieses misst $N(r)$ und r , erstellt ein doppel-logarithmisches Diagramm und bildet die Ausgleichsgerade ab. Anhand dieser Geraden kann die fraktale Geometrie errechnet werden (KRENN et al. , in prep.).

Um die Genauigkeit der so ermittelten Werte auszudrücken, werden zusätzlich die Standardabweichung (s) und der Korrelationskoeffizient (r^2) ermittelt.

$$s = \sqrt{\frac{1}{N-1} * \sum (d_i - \bar{d})^2} \quad r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}}$$

N – Länge; d – Distanz zur Ausgleichsgerade (errechnet durch die Hessesche Normalformel); x_i , y_i – Koordinaten im Graphen;

Sind fraktale Geometrie und die Temperatur eines Gesteines bekannt, können Rückschlüsse auf die *strain rate* gezogen werden. Im Diagramm aus Abbildung 6 können die bekannten Werte geplottet und dadurch die *strain rate* abgelesen werden (KRENN et al. , in prep.).

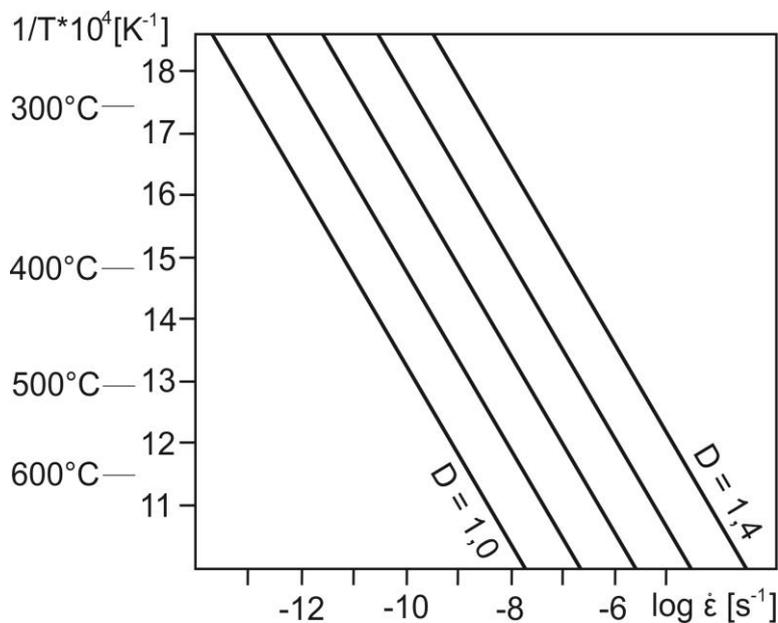


Abbildung 6: Diagramm zu Ermittlung der *strain rate* (nach KRENN et al. , in prep.)

Profilbilanzierung

Bei einer Profilbilanzierung wird ein Profilschnitt eines tektonisch überprägten Gebiets unter Einhaltung bestimmter geometrischer Voraussetzungen in den prädeformativen Zustand zurückgeführt. Voraussetzung ist dabei, dass das Profil parallel zur Deformationsrichtung verläuft. Die zwei bekanntesten Methoden der Profilbilanzierung sind die Längenkonstanz und die Flächenkonstanz (FOSSEN, 2016).

Wird bei der Bilanzierung von konstanten Flächen ausgegangen, basiert dies auf der Annahme von *plane strain*, d.h. kein Material sollte aus dem Profil entnommen bzw. hinzugefügt werden, beispielsweise durch querende Plattenverschiebungen oder Drucklösung. Demzufolge müsste dieselbe Menge Material, die an einer Stelle entfernt wird an einer anderen Stelle wieder auftreten (siehe Abbildung 7 a) (FOSSEN, 2016).

Wenn hingegen von konstanten Längen ausgegangen wird, kann das Profil trotz einer Massenänderung ausbalanciert werden. Allerdings dürfen die Horizonte nicht verkürzt oder verlängert werden, wie beispielsweise durch penetrative Scherung. Bei konstanten Schichtlängen wird meist die Pin-Line-Methode angewandt (Abbildung 7 b). Dabei handelt es sich um eine Referenzlinie, die senkrecht zur Schichtung orientiert sein sollte. Sie markieren einen gedanklichen Fixpunkt im Profil, von dem aus die deformierten Anteile rückkonstruiert werden (FOSSEN, 2016).

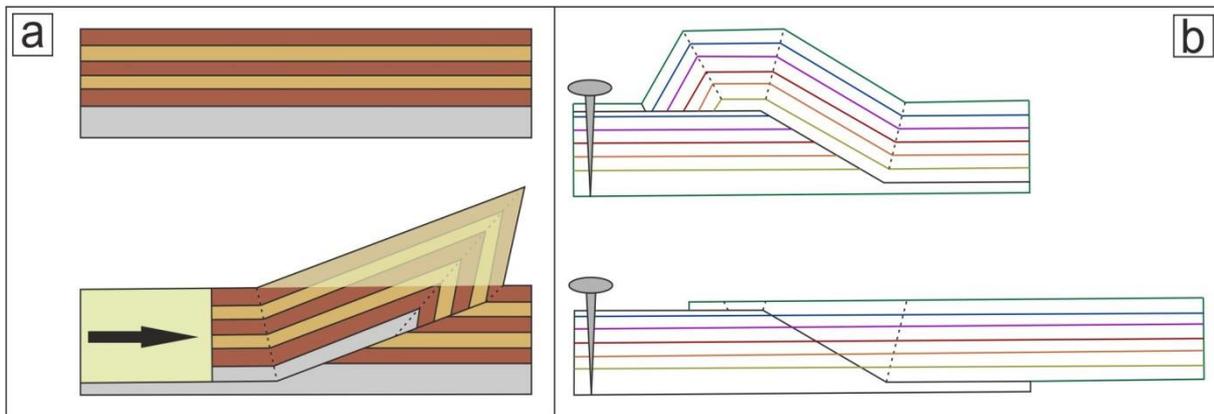


Abbildung 7: a. Bilanzierung nach konstanter Fläche; b. Bilanzierung nach konstanter Länge; (geändert nach FOSSEN, 2016)

Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich NW des Mürztals in der Obersteiermark. Die westliche Grenze stellt dabei St. Katharein an der Laming, NE von Bruck an der Mur, dar. Im Westen wird das Gebiet durch Gloggnitz in Niederösterreich begrenzt.

Besonderes Augenmerk gilt einem ca. 13 km langen Profil zwischen den Ortschaften Turnau und Neuberg. Dieses zieht sich vom Pretalsattel entlang des Hinterhofgrabens und über die Rotsohlalm bis hin zur Ortschaft Aschbach nahe Niederalpl.

Um Rückschlüsse auf das gesamte Gebiet zu ziehen, werden die aus dem Profil gewonnenen Daten mit bereits bestehenden Proben und Daten aus vorhandenen Publikationen und Bakkalaureatsarbeiten der Universität Graz verglichen. Diese konzentrieren sich auf drei Gebiete: Auf die Gegend um Oberdorf nahe St. Katharein, auf das Gebiet um den Preiner Gscheid und auf die Umgebung von Schlägelmühl nahe Gloggnitz.

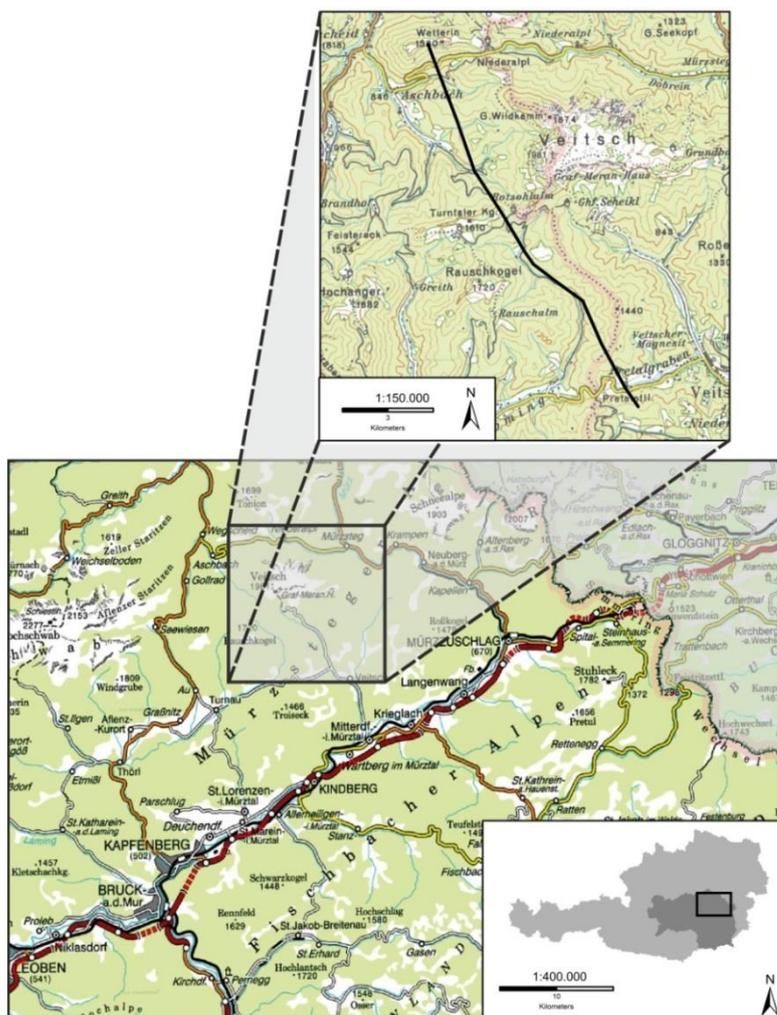


Abbildung 8: Überblickskarte - geographische Lage des Arbeitsgebietes;

Geologischer Überblick

Alpen

Die Alpen sind das höchste Gebirge Mitteleuropas und erstreckt sich bogenförmig vom Ligurischen Meer bis zum Pannonischen Becken. Sie sind etwa 1000 km lang und zwischen 120 und 250 km breit.

Geologisch lassen sich die Alpen in vier Großeinheiten unterteilen. Der hangendste Deckenstapel wird als Ostalpin bezeichnet. Die Gesteine dieses Deckenstapels entstammen paläogeographisch der Adriatischen Platte. Über diesen großtektonischen Einheiten liegen Fragmente des Meliata Hallstatt Ozeans. Unterhalb des Ostalpins liegen das Penninikum, eine Abfolge mit ozeanischer Affinität (Penninischer Ozean) und darunter die Subpenninischen Einheiten die dem Europäischen Kontinent zugerechnet werden. Beide Einheiten sind in tektonischen Fenstern unter dem Ostalpin (Tauernfenster) aufgeschlossen. Daran schließt sich das Helvetikum an, das als Kontinentalrand des Europäischen Kontinents interpretiert wird. Der südlichste Anteil wird als Südalpin angesprochen und ist durch die Periadriatische Naht markant von den anderen Einheiten getrennt (FROITZHEIM, in prep.) Plattentektonisch ist der Südalpin Teil der Adriatischen Platte und somit äquivalent des Ostalpins mit abweichender fazieller Entwicklung.

Aus geohistorischer Sicht sind die Alpen das Ergebnis der Kollision zwischen den Eurasischen und den Afrikanischen Kontinentalplatten. Die Entwicklungsgeschichte sowie die Geologie sind aufgrund von mehreren enthaltenen Ozeanen und Mikroplatten, sowie dem Zusammenspiel aus Verkürzungen und lateralen Bewegungen, sehr komplex (Handy et al., 2010).

Entwicklungsgeschichte

Um die komplexe Entwicklungsgeschichte der Alpen wiederzugeben, muss bereits lange vor der eigentlichen alpidischen Orogenese angesetzt werden, da auch zahlreiche Gesteine älterer Orogenese, insbesondere der Varisziden, in den Bau der Alpen eingearbeitet sind.

Variszische Orogenese

Durch die Kollision der Groß-Kontinente Gondwana und Laurussia kam es zur Variszischen Orogenese und im Zuge dessen zur Bildung des Superkontinents Pangea (KRONER & ROMER, 2013). Die Varisziden waren ein gewaltiges Gebirge von über 1.000 km Länge (HANDLER et al., 1999) und türmten sich im Zeitraum von ca. 400-300 Ma (Devon-Spät- Karbon) auf (KRONER & ROMER, 2013). Während der Entstehung des Gebirges wurden zahlreiche verschiedene kontinentale Elemente miteinander verschmolzen (MATTE, 1986; FRANKE et al., 1995). Ebenso wurden auch zahlreiche vor-variszische Einheiten (Cadomian, Kaledoniden) in das Gebirge eingearbeitet (FRANKE et al., 1995). Die so

gebildeten Gesteine sind stark überprägt und häufig in jüngere Gesteine eingebaut, wie z.B. in den Alpen (NEUBAUER & FRISCH, 1993).

Daher ist es heute schwer, die genauen Bewegungsabläufe der Kollision zu rekonstruieren. Es gibt mehrere verschiedene Theorien von einfachen „Zwei-Platten“ (KRONER & ROMER, 2013) bis „Viel-Platten-Viele-Ozeane“ Szenarien (FRANKE, 2000).

Eine der aktuellsten Interpretationen der Variszischen Orogenese stammt von (KRONER & ROMER, 2013). In Abbildung 9 ist der Ablauf der Orogenese, laut dieser Interpretation, schematisch dargestellt. Dabei handelt es sich um ein Zwei-Platten-Modell mit heterogenen Konvergenzbewegungen zwischen Gondwana und Laurussia, d.h. die Kruste wurde bei der Schließung des Rheinischen Ozeans nicht in allen Bereichen gleich stark beeinflusst. Die Ursache dafür ist die unterschiedliche

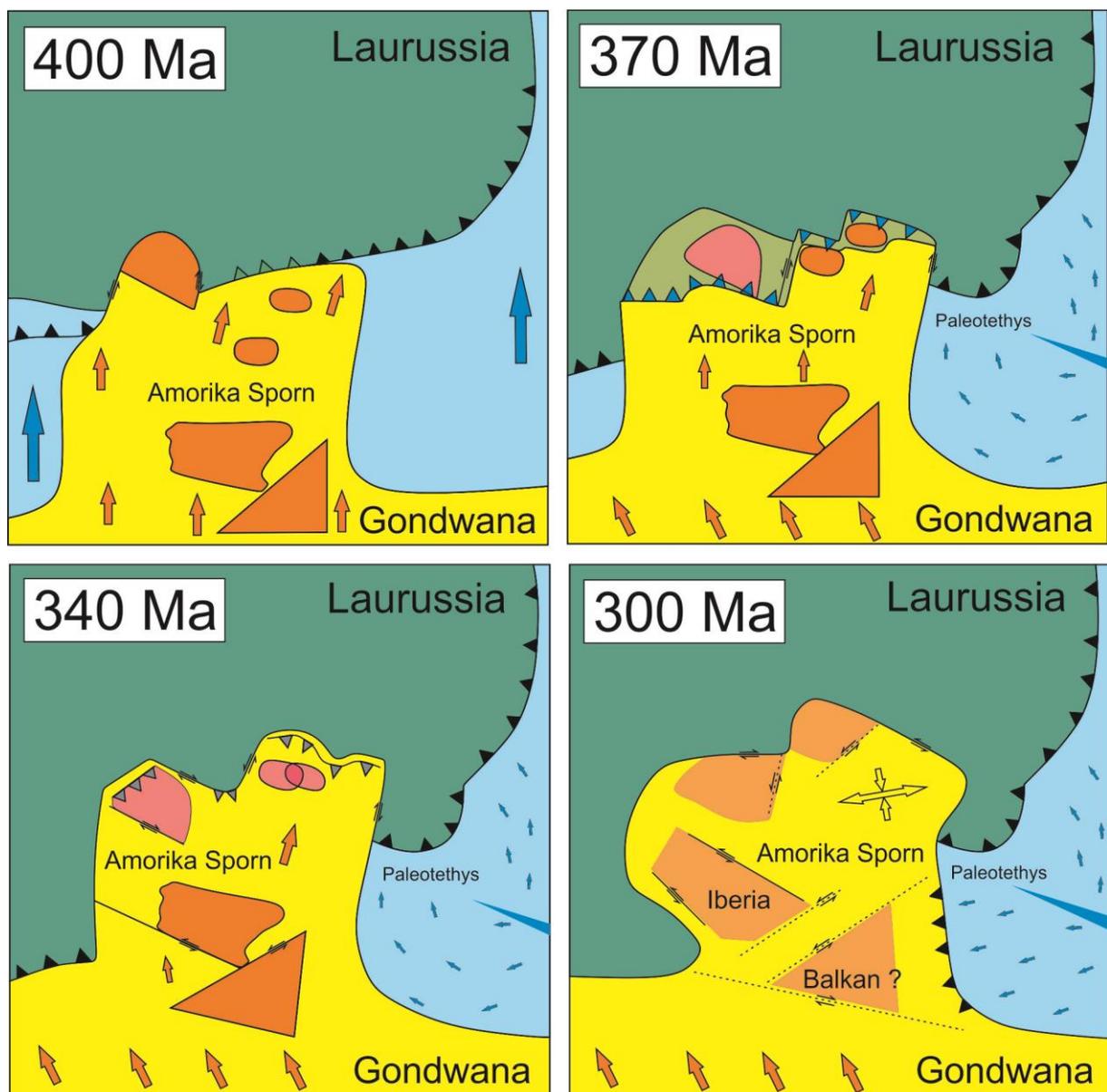


Abbildung 9: Schematische Paläogeographische Rekonstruktion der Variszischen Orogenese (Grün=Laurussia, Gelb=Gondwana, Orange=Cadomische Blöcke; Hellblau = Rheinischen Ozean bzw. Paläotethys;) (geändert nach KRONER & ROMER, 2010)

Zusammensetzung der Krustenelemente. Während die Cadomischen Blöcke Gondwanas zum großen Teil aus kompetenten magmatischen Gesteinen bestanden, setzte sich der nördlichste Ausläufer des Kontinents, der Armorika-Sporn aus schwächeren Lithologien zusammen. Dieser Sporn war im Gegensatz zu den Cadomischen Blöcken subduzierbar und wurde dementsprechend intensiver überprägt bzw. in das Gebirge eingearbeitet.

Die ersten Anfänge der Orogenese begannen bereits vor etwa 425 Ma, als sich Avalonia an Laurussia anschloss und sich entlang der Südküste Avalonias ein aktiver Kontinentalrand ausbildete. Während der Schließung des Rheischen Ozeans bildete Laurussia die obere Platte. Die abtauchende Gondwana Platte bestand aus ozeanischer Kruste des Rheischen Ozeans und aus dem Armorika Sporn im Vorfeld des westafrikanischen Kratons. Der Schelf des Armorika Sporn bestand teils aus Cadomischen Blöcken, welche nicht subduzierbar war (vgl. (CLOOS, 1993); (KRONER & ROMER, 2010)). Als der Armorika Sporn in die Subduktion eintrat, wurde an den Randbereichen weiterhin Ozeanische Kruste subduziert. Es kam zu zwei grundlegenden Interaktionen zwischen den Platten, zu einer kontinentalen Subduktion (Iberien, Frankreich, Böhmisches Masse) und der Kollision zwischen Cadomischem Anteil des Armorika Sporn (Brabant-Massiv) und Laurussia (SOPER & WOODCOCK, 2003; MEERE & MULCHRONE, 2006; SINTUBIN et al., 2009). Durch diesen Vorgang wurde zum großen Teil Laurussia verformt. Gondwana und der noch nicht in die Subduktion eingetretene südliche Anteil Armorikas waren weitgehend unberührt und daher fand dort eine ruhige Sedimentation statt.

Durch die fortschreitende Konvergenz verlagerte sich die Subduktionszone um 380 Ma in den hinteren Bereich des Cadomischen Blocks (d.h. hinter Armorika). Westlich des Blockes entwickelte sich eine NE-SW-gerichtete sinistrale Seitenverschiebung. Zeitgleich kam es am nördlichen Rand von Gondwana zu einer Umpolung der Subduktion, d.h. dort wurde nun Laurussia unter Gondwana bzw. unter dem Cadomischen Block des Armorika Sporn subduziert (ZEH & GERDES, 2010). Dadurch wurde der Armorika Block aufgezipft.

Im Devon öffnete sich die Paläotethys, wodurch sich Südchina von Gondwana abtrennte, zeitgleich hält die Schließung des Rheischen Ozeans an. Vor ca. 360 Ma begann ein HP-Metamorphose Ereignis entlang verschiedener Subduktionszonen, welche nicht mehr mit der Rheischen Suture übereinstimmen. Der tief subduzierte Rand der Gondwana Platte kann von den Ostalpen bis zur Böhmisches Masse nachvollzogen werden. Ein orogener Keil entwickelte sich durch die Subduktion von Gondwana unterhalb des Cadomischen Blocks. Charakteristisch für dieses Stadium ist das völlige Fehlen von Indikatoren einer anfänglichen ozeanischen Subduktion. Das Vorkommen von Metasandsteinen weist eher auf eine Inner-Schelffazies des Armorika Sporns hin als auf Außerschelf-Lithologien (MINGRAM, 1998; KRONER et al., 2007). Daraus kann gefolgert werden, dass die treibende Kraft für diese interkontinentale Subduktionszone ausschließlich der Druck der Gondwana Platte war.

Dieser Subduktion folgte eine Kontinent-Kontinent-Kollision. Die *ridge push* Kraft der Paläotethys STAMPFLI & BOREL (2002), sowie der *slab pull* des Rheischen Ozeans (NANCE et al., 2010) gelten als die Plattenantriebskräfte, welche auf Gondwana einwirkten. Die fortschreitende Konvergenz der Platten führte in weiterer Folge zur Ausbildung mehrere *shear* Zonen und zur transpressiven Stufe der Variszischen Orogenese.

Die im Karbon (ca. ab 340 Ma) ablaufende Transpression beeinflusste das gesamte Variszische Orogen und steht in Zusammenhang mit einer *escape* Tektonik (Iberia & möglicher heutiger Balkan). Das Entweichen dieser Blöcke ist assoziiert mit konjugierten *strike-slip* Störungen. Auch im nördlichen Bereich des Orogens zeigen einige Blöcke NNW-gerichtete Konvergenz (z.B. Brabant-Massive) (SCHULZ et al., 2007; FAURE et al., 2010), wobei es möglicherweise zu Überschiebungen und Faltungen kam. Im westlichen Anteil des Orogens wurde die Subduktionszone am Nordrand des amorischen Sporns als spät Variszischen *strike-slip* Störung reaktiviert. Im Gegensatz dazu wurde der östliche ehemals passive Kontinentalrand des Armorika Sporns, durch die Subduktion der Paläotethys zu einem aktiven Kontinentalrand umgewandelt. Grund dafür war vermutlich das ostwärts Driften eines südlich gelegenen Cadomischen Blocks (Balkan?). Ursprünglich war das Transpressions Stadium verbunden mit einer isothermalen Exhumation. Es kam zu einer HT-Metamorphose Ereignis, verbunden mit zahlreichen großen granitischen Intrusionen (COOKE & O'BRIEN, 2001; ŽÁK et al., 2011). Aufgrund der steilen Flanken des Gebirges kam es zu schneller Erosion und zur Auffüllung von synorogenen Becken, weshalb die Orogenränder Verfaltungen und *thrust belts* aufweisen. Ab 300 Ma. kam die Kompressions-Tektonik im nördlichen Teil der Varisziden zum Erliegen (KRONER et al., 2008), im marokkanischen Teil des Gebirges hielt sie jedoch weiterhin an (CERRINA FERONI et al., 2010).

Um ca. 300 Ma wurde Europa westlich und nördlich des Osteuropäischen Kratons zu einer Extensional-Provinz. An der mitteleuropäischen Extensionsprovinz kam es zu *rifting* Ereignissen, welche große Flächen außerhalb der Varisziden betrafen. Es entstand das nördliche und südliche Permische Becken, das von der Intrusion mächtiger Plutone begleitet wurde. Dadurch kam es zu einem HT-Ereignis. Dieser Effekt der Extension betraf auch die Varisziden, war jedoch nicht auf diese beschränkt und daher nicht unmittelbar mit der Variszischen Orogenese verbunden. Stattdessen wird die Extension mit der Schließung des westlichen Teils des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht. Dieses Ereignis mündete in einer Neuorganisation der Gondwana Platte. Gondwana bewegte sich nun uhrzeigerförmig, d.h. dadurch kam es zur vorschreitenden Kollision im Westen, zur Extension in Europa und zur Öffnung der Neotethys im Osten.

Alpidische Orogenese

Durch die bereits im Perm begonnen Extensionstektonik wurde die Kruste schrittweise ausgedünnt und Gabbros intrudierten in die Oberkruste (SCHUSTER et al., 2001). Die daraus resultierende Dehnung

fürten in der Trias (Abbildung 10 A) zur Öffnung des Meliata-Hallstatt-Ozeans, westlich der Neotethys (USTASZEWSKI et al., 2009). Rings um den neu gebildeten Ozean entstanden passive Kontinentalränder, welche riesige Korallenriffe beherbergten (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Im Jura (Abbildung 10 B) kam es am Kontinent durch erneute tektonischer Aktivität zur Öffnung des Atlantiks. Gleichzeitig entstand der Penninische Ozean, dieser reichte beinahe bis zu Bucht der Neotethys (GAWLICK et al., 1999). Im Westen der Neotethys bildete sich eine bogenförmige Subduktionszone aus, wodurch der Meliata-Hallstatt Ozean subduziert wurde und die Ophiolith-Sequenzen des Vardar-Ozeans auf die kontinentale Platte obduziert wurde (SCHUSTER et al., 2007).

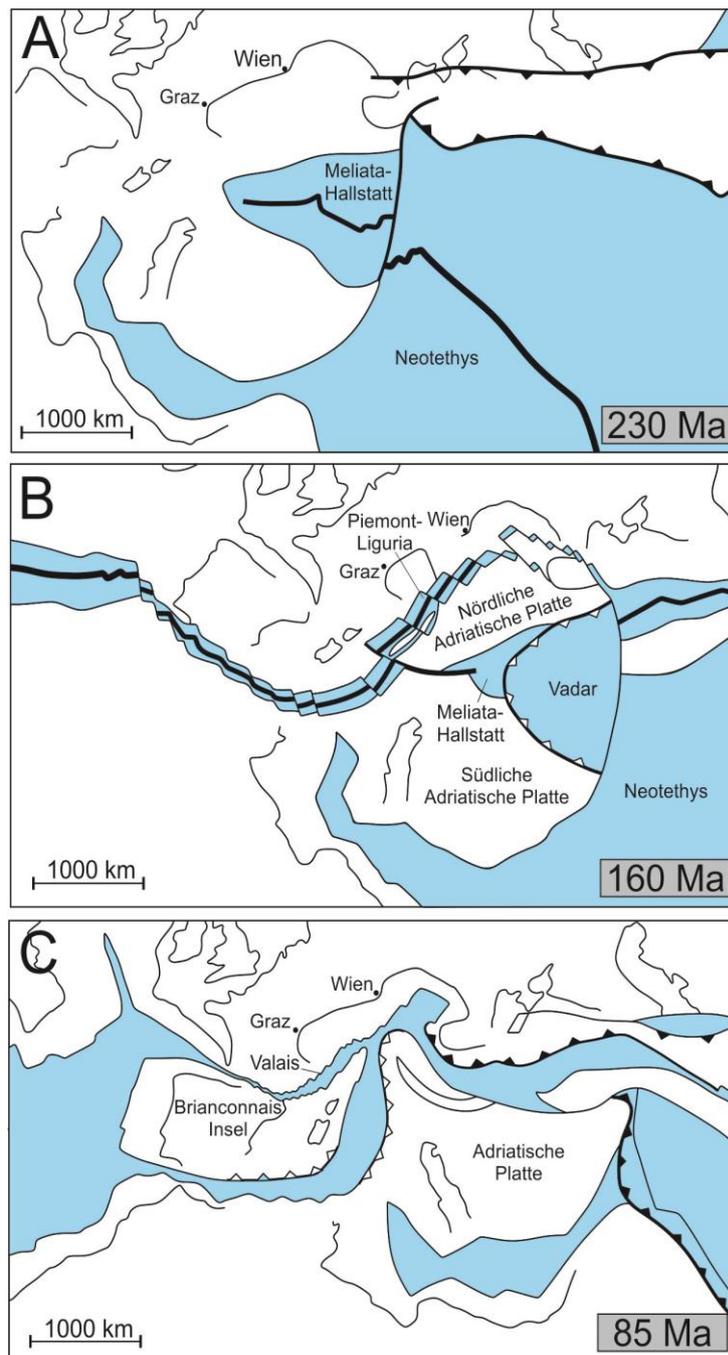


Abbildung 10: Schematische Paläogeographische Rekonstruktion der Alpidischen Orogenese (nach SCHMID et al., 2004)

Ebenso entwickelte sich vermutlich im nördlichen Teil des Adriatischen Sporns eine transpressive Seitenverschiebung mit links gerichtetem Versatz (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Im Bereich des triassischen Riffgürtels (Tirolikum) wurden die Gesteine durch mehrere Überschiebungsbahnen übereinander gestapelt und auf diesen Hochzonen wuchsen jurassische Riffe (Bajuvarikum). Im anliegenden Becken wurden die Sedimente der Juvavischen Decke abgelagert (GAWLICK et al., 1999). Gleichzeitig mit diesen Entwicklungen kam es im Penninischen Ozean zur Bildung von Ophiolithen, Radiolariten und Tiefwasserkalken. Ebenso wurden am Südrand des Europäischen Kontinentes kalkige Sedimente abgelagert, welche später die Helvetische Zone aufbauen sollten (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Am Beginn der Kreide (Abbildung 10 C) brach die Adriatische Platte vom afrikanischen Kontinent ab und wurde durch das östlich gerichtete Driften Afrikas gegen Norden geschoben. Dadurch begann vor etwa 130 Ma die Eo-alpine Metamorphose und damit die Stapelung der alpidischen Decken (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Nördlich der heutigen iberischen Halbinsel kam es erneut zu einem *rifting* Ereignis und zur Öffnung des Wallis Ozeans (FRANK, 1987). Zwischen Wallis und dem Piemont-Ligurien-Ozean lag die Briançonnais-Insel (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Die im Jura angelegte Seitenverschiebung entwickelte sich durch die anhaltende Konvergenz zu einer nach Süden abtauchenden Subduktionszone. Zahlreiche Decke der Adriatischen Platte wurden von ihren Untergrund abgeschert und im Norden übereinander gestapelt (=Bildung des Ostalpins) (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Später wurde der durch die Subduktionszone entstandene *high pressure wedge* exhumiert und mit ihm die hoch metamorphe Gesteine, welche heute beispielweise im Koralpe-Wölz Deckensystem enthalten sind (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Anschließend kam es zur Erosion der durch die Subduktion und Exhumation gebildeten Erhebungen und zur Sedimentation des so entstandenen Materials in den anliegenden Meeresbecken. Die heute noch erhaltenen Anteile dieser Ablagerungen sind die Sedimente der Gosau Gruppe (NEUBAUER et al., 1995; FROITZHEIM et al., 1997).

Durch das weitere Anhalten der NS-Vergenz entstand vor etwa 80 Ma am südlichen Rand des Penninischen Ozeans eine Subduktionszone, wodurch der gesamte Ostalpine Deckenstapel über den Großteil des Penninische Ozeanes und die Briançonnais-Insel geschoben wurde (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Aufgrund des Fortschreitens der S-gerichteten Subduktionszone kommt es, im Paläogen, zur Schließung des Penninischen Ozeans und in weiterer Folge trat der Südrand des europäischen Kontinents in die Subduktion ein (RUBATTO et al., 1998). Die nun subduzierte Kruste bestand aus Variszischem Gebirge und den permisch-jurassischen Sedimenten (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Die daraus resultierende Verlangsamung der Subduktionsgeschwindigkeit und die Erwärmung der Kruste,

sowie ein *slab break-off* verursachte eine Hebung (BLANCKENBURG & DAVIES, 1995; GENSER et al., 1996). Dadurch entstanden eine Vielzahl markanter Störungen, Verfaltungen und Intrusionen in den heutigen Alpen (z.B. GENSER et al., 1996; SCHMID et al., 1996). Dieses Ereignis wird als Neo-alpidische Metamorphose bezeichnet (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Vor 35 Millionen Jahren wurde die alte Nahtstelle zwischen Ostalpin und Adriatischer Platte reaktiviert. Entlang dieser Seitenverschiebung, der Periadriatischen Naht, wurden viele Plutone an

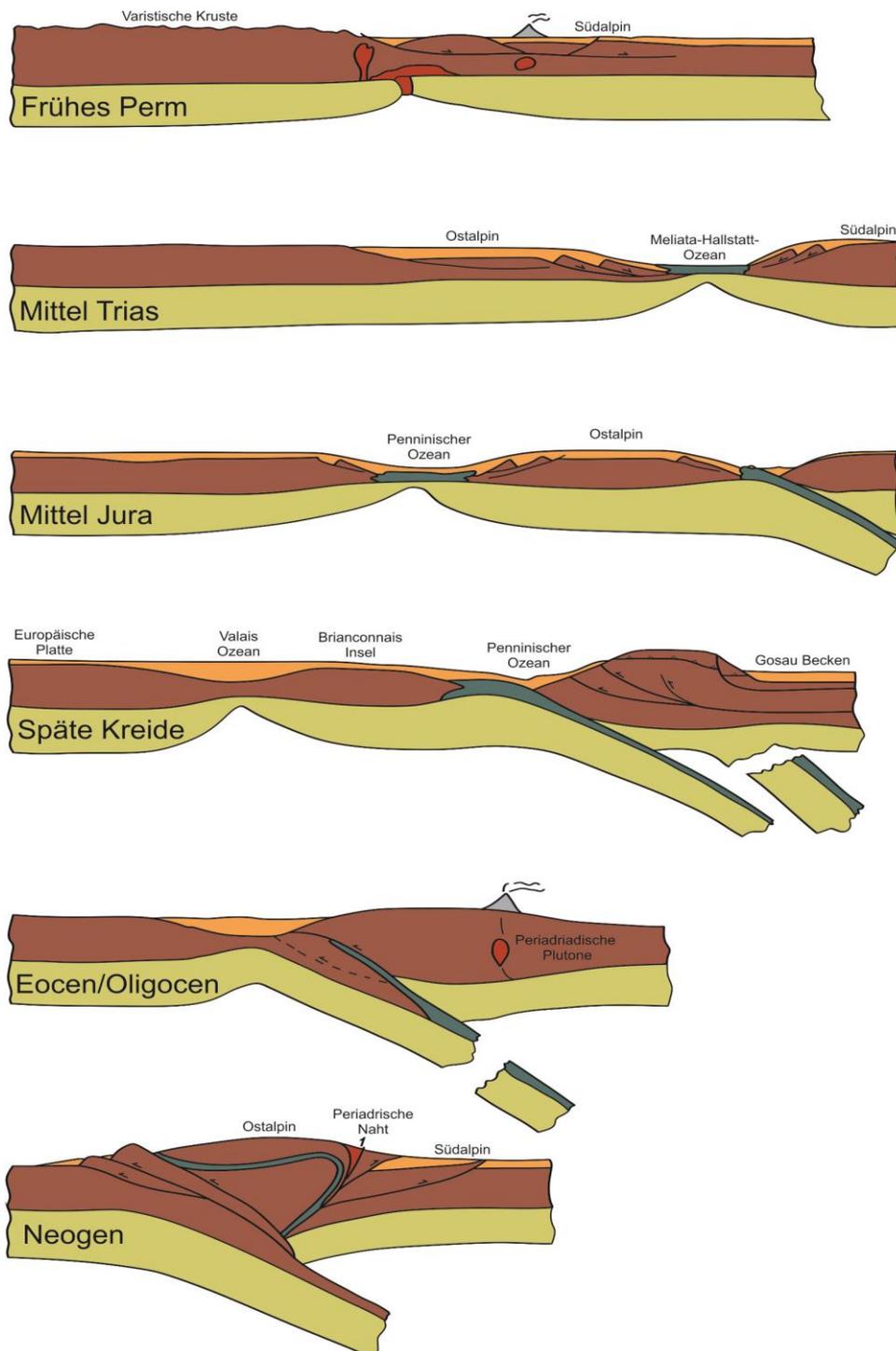


Abbildung 11: Tektonische Entwicklung in den Ostalpen (nach NEUBAUER et al., 2000)

die Oberfläche transportiert. Nun wurden Teile der Adriatischen Platte nicht mehr gegen Norden, sondern gegen Süden abgeschert und es bildete sich der heutige südalpine Deckenstapel (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Die Orogenese und der damit verbundenen Krustenverdickung, so wie der *slab break-off* führten zur Bildung des Hochgebirges der Alpen (BLANCKENBURG & DAVIES, 1995; GENSER et al., 2007). Ebenso schloss sich der westliche Teil der Neotethys. Ein Restmeer, die Paratethys zog sich noch um die Erhebungen in den Ostalpen. Der nördlichste Arm dieses Meeres bildete sich später zu nördlichen Molassezone um (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Im Neogen wurde durch die anhaltende Annäherung der Kontinente der östliche Anteil der Südalpen schneller nach Norden geschoben als der westliche Anteil. Die Periadriatische Naht, welche zuvor horizontal nach W-E-gerichtet war, wurden in den Bereich des Etschtales versetzt. Der östliche Anteil des Südalpen-Intenter stieß vor und verursachte eine Verkürzung der Ostalpen. Gleichzeitig wurde sie nach Osten hin „ausgequetscht“ (=Periode der lateral Extrusion) (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Es kam zur Ausbildung einiger EW-gerichteten Störungen verbunden mit NS-Abschiebungen. Dies bewirkte eine Ausdünnung des Gebirges und gleichzeitiger Freilegung tieferer Stockwerke, z.B. Tauernfenster (RATSCHBACHER et al., 1991; SCHMID & KISSLING, 2000).

Ebenso kam es während diesem Zeitraum zu einer Aussüßung und anschließender Trockenlegung der Molassemeere, welche die Alpen umspülten. Durch eine zeitweilige Schließung der Meeresenge bei Gibraltar war auch das Mittelmeer vorübergehend trocken (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Aufbau

Die komplexe Entwicklungsgeschichte der Alpen führte letztendlich zu dem geographischen und geologischen Aufbau des Gebirges, wie es heute anzutreffen ist. Im NW wurde die europäische Platte vom Alpenvorland, Helvetikum, Penninikum und Ostalpin überlagert. Dieser Block wurde durch die Periadriatische Naht vom SE Anteil getrennt, der sich aus dem Südalpin zusammensetzt (Abbildung 12).

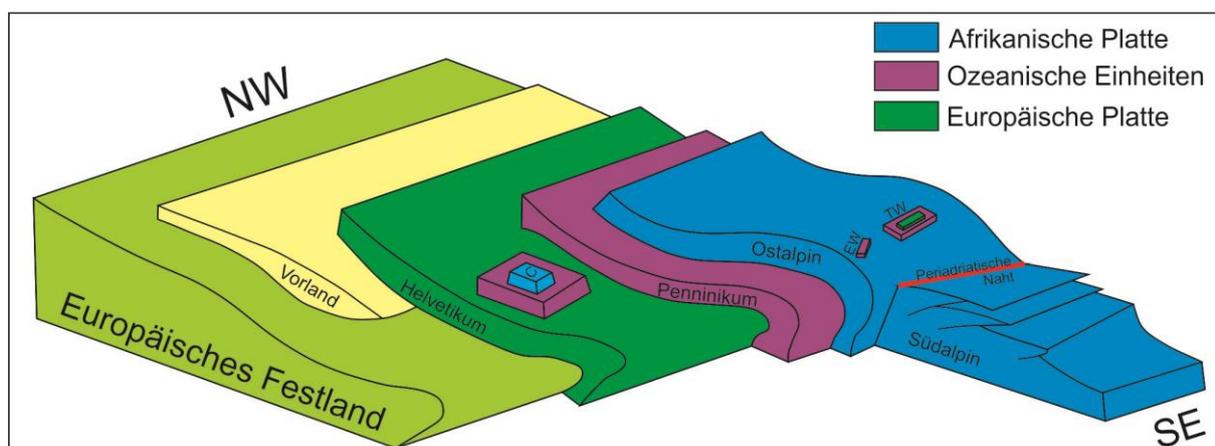


Abbildung 12: Schematische Darstellung des tektonischen Stabelbaus der geologischen Großeinheiten der Alpen. TW=Tauern Fenster; EW = Engadiner Fenster; C = Cervinia; (nach RAAB, 2015)

Helvetikum

Diese Einheit bildet heute den nördlichsten Anteil der Alpen und stellt den ehemaligen europäischen Kontinent dar. Grob kann das Helvetikum in drei Anteile gegliedert werden. (1) Das kristalline Basement setzt sich aus Variszischen Gesteinen des späten Devons bis Karbon zusammen und wurde durch alpine uplift-Mechanismen an die Oberfläche transportiert. (2) Das *cover*, welches aus Mesozoischen bis Känozoischen Sedimenten aufgebaut wird (Raumer & Neubauer, 1993). (3) Die geringmächtige und unterbrochenen Ultrahelvetische Einheiten, die als Slope Sedimente nahe des Penninischen Ozeans aufgefasst werden (Froitzheimer, 2011).

Penninikum

Das Penninikum bildet zusammen mit dem Helvetikum ein nord-vergentes gefaltetes *thrust sheet* (Neubauer & Raumer, 1993). Grob kann das Penninikum in drei Abschnitte gegliedert werden (Schmid et al., 2004).

Das Obere Penninikum (ehemaliger Piemont-Ligurien Ozean) ist zum großen Teil aus Ophiolithen aufgebaut, welche nun metamorph überprägt sind. Hingegen besteht das mittlere Penninikum (ehemaliger Briançonnais Mikrokontinenten) hauptsächlich aus dem sedimentären *cover*, welches von seinen Untergrund losgelöst wurde. Die liegendste Einheit, das untere Penninikum (ehemaliger Walli Ozean) enthält Ophiolithe, marine Sedimente und Flysch (Rhenodanubischer Flysch). Unter den Penninischen Einheiten liegt das Sub-Penninikum als Teil der europäischen, variszisch verformten Kruste (Schmid et al., 2004).

In den Ostalpen ist das Penninikum nur entlang eines dünnen Streifens im Norden sowie in den tektonischen Fenstern (z.B. Tauern- und Engadiner Fenstern) aufgeschlossen.

Ostalpin

Das Ostalpin ist die hangendste tektonische Großeinheit der Ostalpen und enthält mehrere gestapelte Decken aus präalpidischen Basements und spät Paläozoischen bis Mesozoischen *cover*-Sedimenten (RAUMER & NEUBAUER, 1993). Es liegt direkt oberhalb des Penninikums und enthält teils noch Relikte des Südrandes des Piemont-Ligurien Ozean (SCHMID et al., 2004). Aufgebaut wird das Ostalpin aus dem Material der Adriatischen Platte (ehemaliger Afrikanischen Kontinent) und wird durch die Periadriatische Naht vom Südalpin separiert. Des Weiteren ist es durch eine Ophiolith-Sutur des Piemont-Ligurien Ozean von den tiefer gelegenen Einheiten (Helvetikum & Penninikum) abgetrennt (RAUMER & NEUBAUER, 1993). Außerdem können in den Ostalpen, im Gegensatz zu weiten Bereichen in den Westalpen, zwei Metamorphose-Stadien der Alpenbildung unterschieden werden. Diese wären die Eo-alpine und Neo-alpine Metamorphose, welche durch ein Dehnungsereignis in der späten Kreide getrennt werden können (SCHMID et al., 2004).

Nach TOLLMANN (1977) kann das Ostalpin in drei Deckeneinheiten unterteilt werden: das Unterostalpin als liegendste Einheit, gefolgt vom Mittelostalpin und dem Oberostalpin im Hangenden. Dieser drei Einheiten wurden während der alpidischen Orogenese durch Überschiebungsbahnen aufeinander gestapelt. Die Einteilung nach TOLLMANN (1977) beruht auf der ehemaligen geographischen Verbreitung unterschiedlicher Permomesozoischer Schichtfolgen (Bajuvarikum - Ozean fern; Juvavikum - Ozean nah) und deren heutiger Position im alpidischen

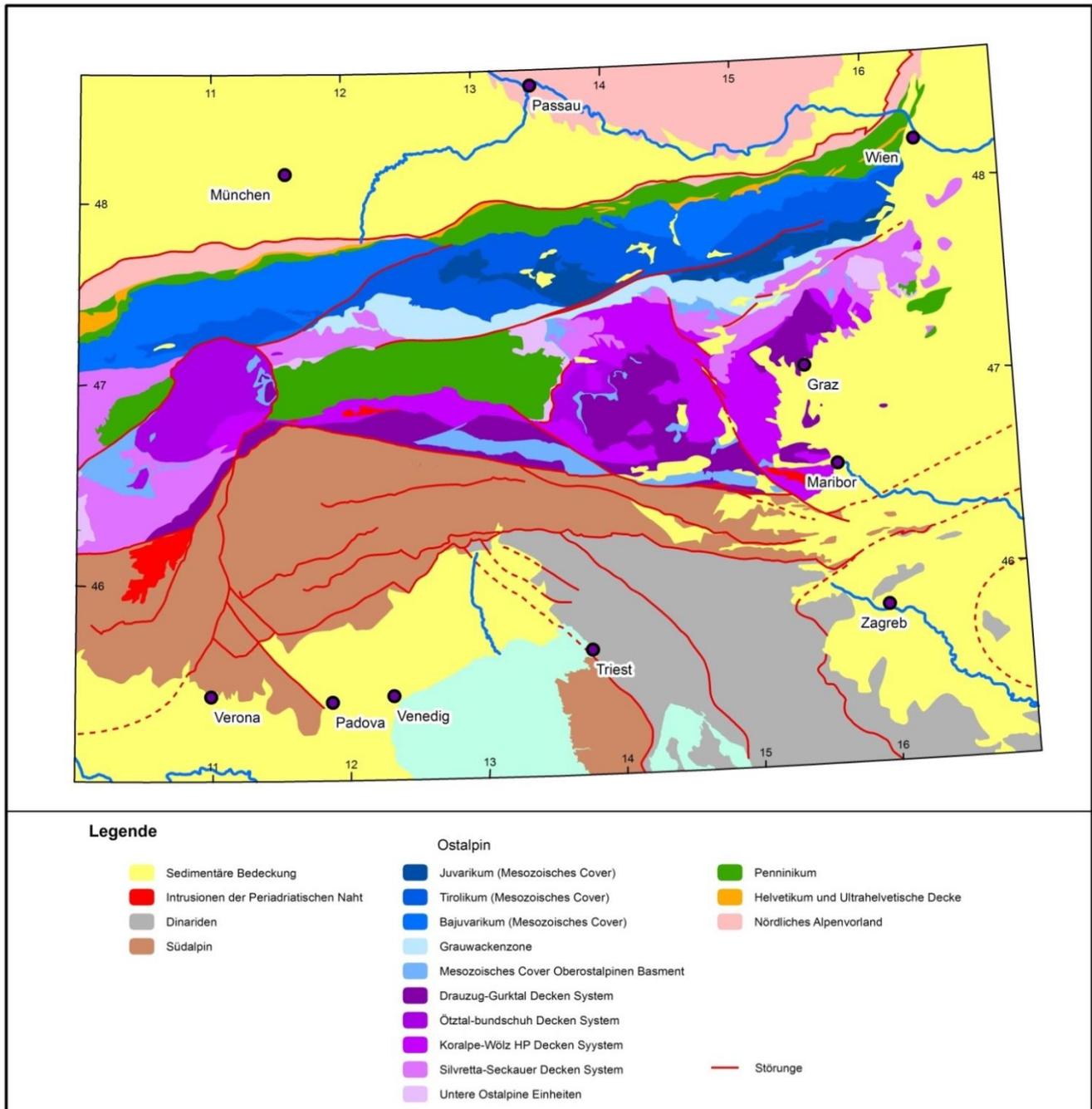


Abbildung 13: Geographische Verteilung der geologischen Großeinheiten, mit detaillierter Gliederung der Ostalpen (geändert nach SCHMID et al., 2004)

Deckenstapel (Basement *cover* Wiederholung). Die Stapelung und Bildung der *basement – cover* Wiederholungen wird als Resultat der Schließung des Meliata Hallstatt Ozeans gesehen.

Einer neueren Interpretation des Ostalpine Stapelbaus nach SCHMID et al. (2004) unterteilt das Gebirge in nur zwei Deckeneinheiten, das Oberostalpin und das Unterostalpin. Diese Gliederung bezieht sich also auf die relative Position der Deckenkomplexe in Bezug zum *high pressure wedge*, also auf eine tektonische Phase um 90 Ma.

Diese klare Unterscheidung der tektonischen Konzepte von TOLLMANN und SCHMID sind insofern von Bedeutung, als die Deckenstapelung im Arbeitsgebiet als Resultat der Schließung des Meliata-Hallstatt Ozeans vor etwa 130-100 Ma gesehen wird. Diese passierte zeitlich vor der Entwicklung des *high pressure wedges* vor etwa 90 Ma. Insofern wäre eine Gliederung nach Tollmann eher angebracht, die sich auf das ältere eo-alpine Ereignis bezieht.

Laut der Einteilung von SCHMID et al. (2004) setzt sich das Unterostalpin aus dem ehemaligen Kontinentalrand des Piemont-Ligurien Ozean zusammen und ist gekennzeichnet durch die Extension und spätere Deckenstapelung während der Öffnung und Schließung dieses Ozeans (Schuster & Frank, 1999).

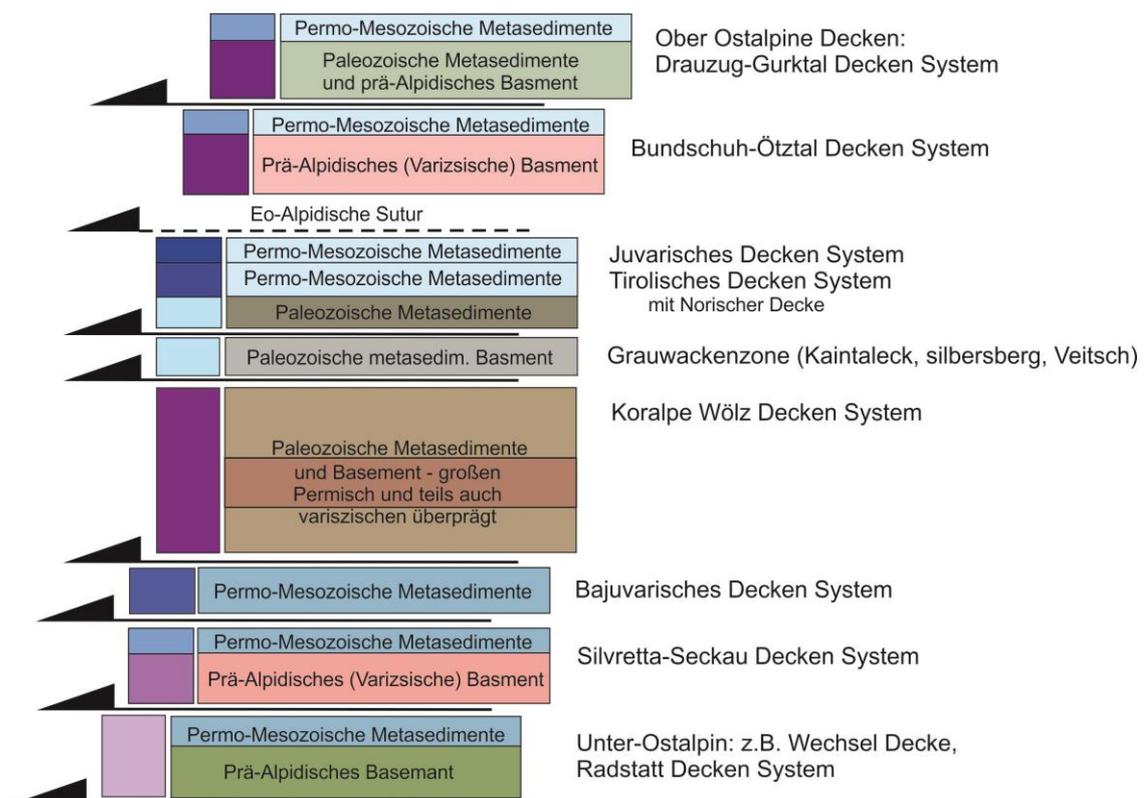


Abbildung 14 Deckenstapel der Ostalpen (nach SCHUSTER et al., 2013)

Das Oberostalpin setzt sich aus Eo-alpinen gestapelten Decken zusammen. Die liegendste Einheit stellt das Silvretta-Seckau Deckensystem dar (Variszisches Basement und Perm-Trias-cover, durch Eo-alpine Metamorphose Grünschiefer-Amphibolit-faziell überprägt) (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Im Norden wird die Silvretta-Seckau Decke von der Grauwackenzone (grünschieferfaziellen Paläozoischen Sequenzen) und dem Bajuvarikum überlagert. Diese Interpretation stützt sich auf Beobachtungen aus dem Westteil der Ostalpen (Silvretta, Ötztal), wird aber nicht entsprechende der Beobachtungen aus dem Ostteil der Alpen gestützt. Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum bauen die Kalkalpen (geographische Bezeichnung) auf und repräsentieren die Riffablagerungen der Neotethys (SCHUSTER & FRANK, 1999). Im Süden wird die Silvretta-Seckau Decke vom Koralpe-Wölz System überlagert. Diese stellt einen Eo-alpinen metamorphen Extrusions *wedge* dar. Das permische bis mesozoische *cover* war während des frühen Eo-alpidischen Orogenese-Events komplett freigelegt und wurde erodiert. Das Basement ist polymetamorph und weist eine Perm-Trias HT/LP Metamorphose auf und wurde durch eine Eo-alpine LT/HP Metamorphose überprägt (SCHUSTER et al., 2004).

Die Ötztal-Bundschuh Decke zeigt einen ähnlichen lithologischen Zusammensetzung wie die Silvretta-Seckau Decke, liegt jedoch im Hangendem der Koralpe-Wölz Decke (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Die darüber liegende Drauzug-Gurktal Decke besteht aus einem Variszischen Basement, grünschieferfaziellen, Paläozoischen Metasedimenten und unmetamorphen Perm-Trias-Sedimenten (RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000).

Die Oberkretazischen bis Paläogenen Sedimenten der Gosau Gruppe setzten sich aus postorogenen Sedimenten des Eo-alpidischen Orogenese Events zusammen (FAUPL & WAGREICH, 1992).

Südalpin

Ähnlich wie das Ostalpin setzt sich auch das Südalpin aus Bestandteilen der Adriatischen Platte zusammen, besteht jedoch aus nach Süden gerichteten Überschiebungen und Störungen (SCHMID et al., 2004). Es wird als ein *retro-arc orogenic wedge* interpretiert. Das Südalpin wird durch die Periadriatische Naht von den restlichen Alpen separiert und zeigt eine leichte Deformation entlang seines Randes. Der Großteil steht in Kontakt zu einer subkontinentalen Lithosphäre (z.B. FROITZHEIM et al., 1996). Laut SCHMID et al. (2004) kann das Südalpin in drei Teile gegliedert werden: Untere Kruste, Oberes Krustenbasement, post-Variszischen Vulkanite und Sedimente. Alle sind Teile der Adriatische Mikroplatte.

Die Stapelung der Südalpen erfolgte während der Eo-alpinen Metamorphose und wurde vermutlich während der Neo-alpinen reaktiviert (BERNOULLI, 2007).

Grauwackenzone

Die Grauwackenzone ist ein bis zu 23 km breiter und ca. 450 km langer Streifen aus Paläozoischen Gesteinen. Er zieht sich von Rätikon im Westen (Vorarlberg, Schweiz, Lichtenstein) bis Ternitz im Osten (Niederösterreich). Sie ist im Hangenden der Zentralalpen und von diesen durch einen tektonischen Kontakt (Oberostalpine Überschiebungsfläche) abgetrennt (SCHÖNLAUB, 1980). Die Grauwackenzone wird lokal transgressiv diskordant von den Permomesozoischen nördlichen Kalkalpen überlagert, örtlich begrenzt sind auch tektonische Kontakte anzutreffen (MATURA, 2006).

Litho-tektonische Einteilung

Ursprünglich wurde die Grauwackenzone in zwei Decken gegliedert: die Norische Decke im Hangenden und der Veitscher Decke im Liegenden. Diese beiden Einheiten sind getrennt durch die Norische Überschiebung (*noric line*) (TOLLMANN, 1963). Die Norische Störung weist einem Versatz von ca. 150 km auf (TOLLMANN, 1987).

Nach NEUBAUER et al. (1994) wird die Grauwackenzone in vier Decken eingeteilt, vom Hangenden ins Liegende:

- Norische Decke
- Kaintaleck Decke
- Silbersberg Decke
- Veitscher Decke

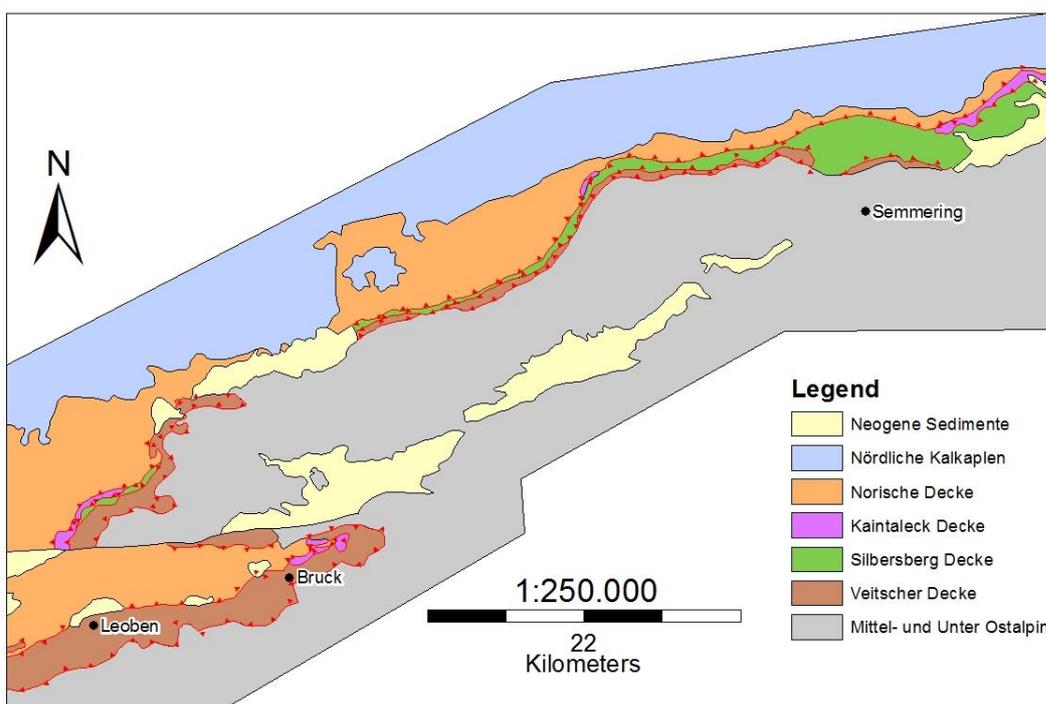


Abbildung 15: Überblick der östlichen Grauwackenzone (nach NEUBAUER et al., 1994)

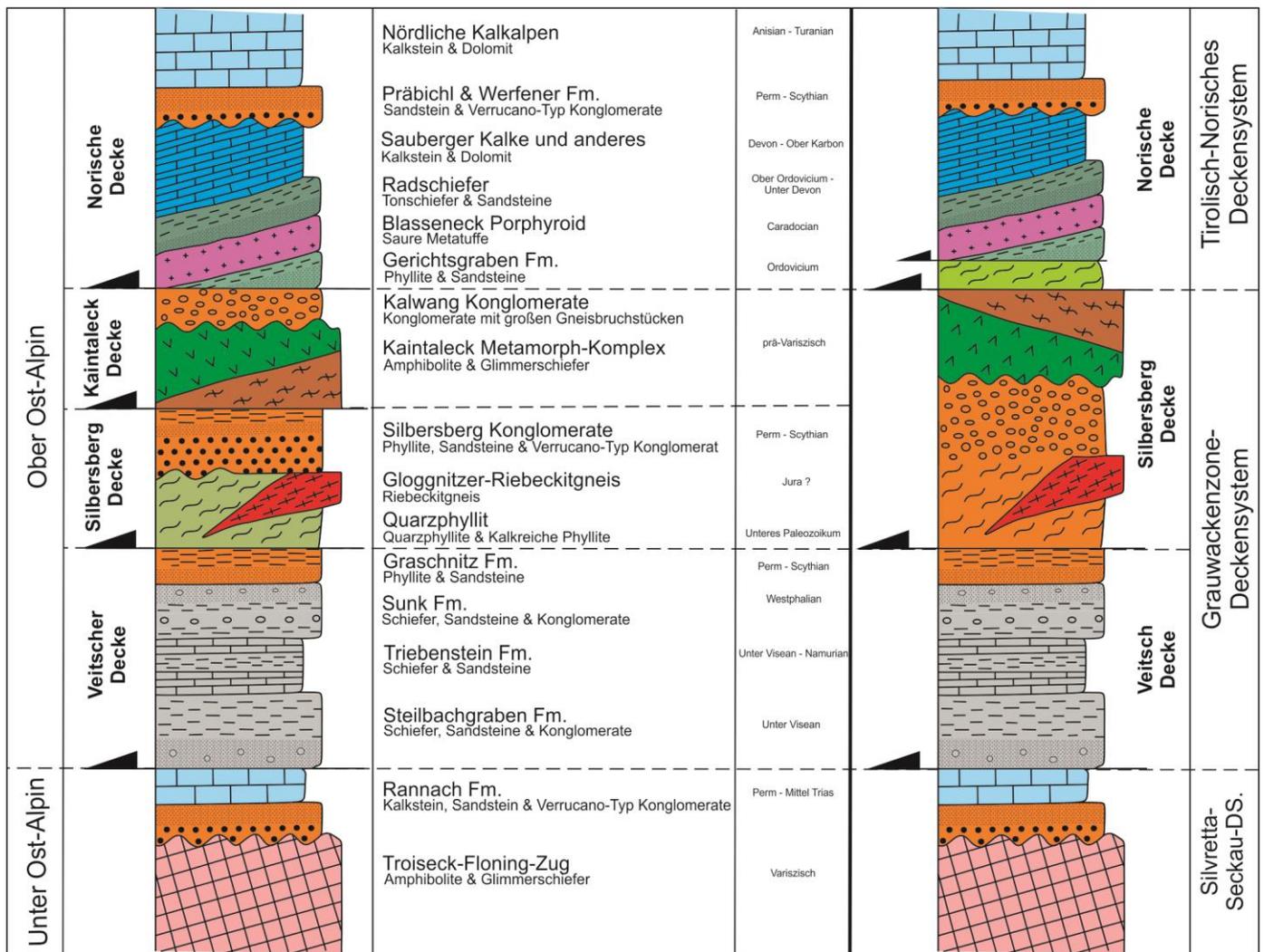


Abbildung 16: Tektonostratigraphisches Profil der Grauwackenzone. Links: Interpretation nach NEUBAUER et al. (1994); Rechts: Interpretation nach SCHUSTER (2015)

Eine weitere Gliederung stammt von SCHUSTER (2015). Er argumentiert, dass der Begriff Grauwackenzone als ein rein geographischer Begriff angesehen werden sollte und führt daher den neuen Begriff Grauwackenzonen-Deckensystem ein. Dieses liegt hangend zum Silvretta Seckau-Deckensystem und wird in zwei tektonische Einheiten, die Veitscher und die Silbersberg Decke, gegliedert. Unter der Silbersberg Decke fasst er die von NEUBAUER et al. (1994) beschriebene Silbersberg Decke und die Kaintaleck Scholle zusammen und interpretiert dies als inverse *basement-cover* Beziehung. Da zwischen Norischer Decke und dem Tirolikum kein tektonischer Kontakt besteht, fasst er diese Decken als Tirolisch-Norisches Deckensystem zusammen. Die liegendste Einheit die Veitscher Decke bleibt in Vergleich zu NEUBAUER et al. (1994) unverändert.

Veitscher Decke

Die Veitscher Decke ist eine vollständige stratigraphische Abfolge von fossilreichen, früh- bis spät-Karbonen Gesteinen (RATSCHBACHER, 1987; RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984; NIEVOLL, 1983; KRÄINER,

1992), welche in klastische Sequenzen (möglicherweise permisch) übergehen (NEUBAUER & VOZAROVÁ, 1990). Außerdem können lokal Einschaltungen von Magnesit auftreten (Neubauer et al., 1994).

Der karbonische Anteil der Veitscher Decke wird nach RATSCHBACHER (1987) in folgende Formationen eingeteilt: Diese währen vom Liegenden ins Hangende die Steilgraben Formation, die aus Klastika und einigen Karbonaten aufbaut ist, die Triebenstein Formation aus Karbonaten und weniger häufigen Grünschiefern, und der darüber liegenden Sunk Formation, welche sich aus Quarz-Konglomeraten und Antracit/Grphit Lagen zusammensetzt.

Der hangendste Anteil der Sunk Formation (gräuliche Klastika) geht im Osten in die Graschnitz Formation über (NEUBAUER & VOZAROVÁ, 1990). Diese setzt sich wiederum aus hellen, bräunlichen bis rötlichen Sandsteinen, Phylliten und vereinzelt Quarz-Brekzien zusammen. Nördlich von Frauenberg ist auch eine geringmächtige Lage von sauren Tuffen in der Graschnitz Formation enthalten (NEUBAUER et al., 1994).

In Summe werden die karbonen Anteile der Veitscher Decke als Molasse Sedimente interpretiert, die einen zeitlichen Umfang von frühem Vise bis Westphal umfassen (etwa von 345 bis 250 Ma) (NEUBAUER et al., 1994)

Silbersberg Decke

Die verschiedenen Einheiten der Silbersberg Decke wurden erstmals von CORNELIUS (1952) und LESKO (1960) beschrieben. Diese enthalten vor allem Quarzphyllite und kalkhaltige Chlorit-Schiefer, welche an der tektonischen Basis der Decke vorkommen. Weiter im Hangenden sind der Gloggnitz Riebeckit-Gneis, sowie die Silbersberg-Konglomerate anzutreffen.

Die liegendsten Einheiten stellen die kalkhaltigen Chlorit-Schiefer und Quarzphyllite dar. Erstere sind gut foliiert und unterbrochen von kalkfreien Chlorit-Schiefer-Einschaltungen. Die Quarz-Phyllite können lokal Einschaltungen von felsischen Vulkaniten und Grünschiefer (alkaliner Geochemismus) enthalten (PAULUS, 1991). Diese beiden Gesteinseinheiten ähneln früh Paläozoischen Quarz-Phylliten aus den Ober-Ostalpen (z.B. SCHÖNLAUB, 1979; NEUBAUER & SASSI, 1993).

Entlang des Kontaktes zwischen den Quarz-Phyllit und den Silbersberg-Konglomeraten kommen immer wieder Einschaltungen des Gloggnitz Riebeckit-Gneis vor. Dabei handelt es sich um feinkörnige Mylonite (Quarz, Feldspat & wenig Klinopyroxen). Die geochemische Signatur der Gneise weist auf einen hoch fraktionierten vulkanischen Protolith (PAULUS, 1991).

Die hangendste Einheit setzt sich aus hellen quarzitischen Phylliten zusammen, welche dünne Schichten von sauren Tuffen und Quarz-Brekzien enthalten. Diese repräsentieren die Silbersbergkonglomerate, interpretiert als alpine Verrucano. In beiden Formationen dominieren

Quarklasten, welche häufig rötlich gefärbt sind. Andere seltenere Bestandteile sind Karbonatklasten, detritäre Glimmer (teilweise auch Glimmerschiefer) und Orthogneise (NEUBAUER et al., 1994).

Die Silbersberg-Konglomerate werden als permische Ablagerungen interpretiert (NIEVOLL, 1984). Für diese Interpretation spricht die generelle Ähnlichkeit zur Alpenen Verrucano Formation, wie beispielsweise im Semmeringer-Wechsel-Kristallin (TOLLMANN, 1977) und die eindeutigen Unterschiede zu den früh Paläozoischen Gesteinen dieser Zone. Außerdem sind vom Alpenen Verrucano ähnliche Tuffeinschaltungen, wie die bereits erwähnten anzutreffen. Ebenso sind rötliche Quarzgerölle wie in den Konglomeraten in den Alpen ausschließlich in Permischen Ablagerungen enthalten (NEUBAUER et al., 1994).

Kaintaleck Decke

Die Kaintaleck Decke bzw. Scholle tritt in der östlichen Grauwacken Zone entlang der Norischen Überschiebung auf (HAUSER, 1938; CORNELIUS, 1952). Sie ist etwa 70 km lang und höchstens 200 m mächtig. Teilweise ist sie mit den hangenden bzw. liegenden Decken verschuppt (NEUBAUER et al., 1987; HERMANN, 1992). Aufgrund der Lithologien, der geochronologischen Daten, der geologischen Beziehungen und der strukturellen Position der Kaintaleck Decke, wird angenommen, dass sie aus vielen unterschiedlichen Litho-tektonischen Einheiten aufgebaut ist (NEUBAUER et al., 1994).

Laut NEUBAUER & FRISCH (1993) kann die Kaintaleck Decke in drei Komplexe gegliedert werden. Die Unterscheidung beruht auf der Untersuchung des Gebietes um Bruck an der Mur:

1. Ritting Komplex (bei Bruck an der Mur, Kaintaleck und Vösthofen):

In diesem Komplex sind Granat-Zoisite, Amphibolite, Serpentinite, Glimmerschiefer und dünne Marmorlagen enthalten. Vereinzelt können Cu-Mineralisationen in den Amphiboliten und Chromite in den Serpentiniten auftreten (NEUBAUER et al., 1989). Laut geochemischen Analysen handelt es sich um einen Tholeiit-Basalt-Protholit (NEUBAUER et al., 1989) mit *within plate-basalt* Affinität (HERMANN, 1992).

2. Frauenberg Komplex (Bruck an der Mur und Oberdorf):

Bei den dort anzutreffenden Gesteinen handelt es sich zum großen Teil um Hornblenden-Grant-Paragneise, welche Plagioklas-Amphibolite, sowie Marmorlinsen enthalten können. Aufgrund des hohen Pyropanteil in den Granaten wird angenommen, dass diese Einheit ein HP-Ereignis miterlebt haben muss.

3. Prieselbauer Komplex (Bruck an der Mur, Oberdorf und Vöstenhof):

Dieser Komplex ist zum großen Teil aus migmatischen Augen-Gneisen (Paragneise) und Glimmerschiefer zusammengesetzt. Außerdem sind auch kleinere Vorkommen von Amphiboliten und konkordanten und diskordanten aplitischen Gängen vorhanden.

Der Ritting und der Frauenberg-Komplex sind transgressiv überlagert von den Kalweg (Gneis) Konglomerate. Diese Konglomerate enthalten zahlreiche Kristalline-Komponenten, wie Amphibolite, Serpentine und trondjemitische Orthogneise. Die Orthogneis-Komponenten stammen vermutlich von einer plutonischen Quelle. Die Dominanz der Orthogneisklasten verweist auf einen Pluton im Hinterland der Konglomerate. In der Kaintaleck Decke selbst sind keine derartigen Orthogneis-Vorkommen bekannt. Einige Autoren (z.B. DAURER & SCHÖNLAUB, 1978) interpretierten die Kalweg Konglomerate als mögliches Basement der Norischen Gruppe. Jedoch soll laut LOESCHKE et al. (1990) eine Störungsfläche zwischen den Kalweg Konglomerat und dem möglichen Equivalent, der Gerichtsgraben Formation verlaufen.

In beinahe allen Bereichen ist die Kaintaleck Decke durch duktile Scherzonen von den anderen Einheiten abgetrennt. Auch treten ähnliche duktile Scherzonen (1-10 m) innerhalb der Scholle auf und formen „Pseudokonglomerate“ mit Boudins aus kompetenten Lithologien und einer duktil verformten glimmerreicher Matrix (NEUBAUER et al., 1994).

Norische Decke

Die Norische Decke setzt sich aus mächtigen durchgehenden Sequenzen von Klastika, Vulkaniten und Karbonat-dominierenden Formationen zusammen, welche als Norische Gruppe bezeichnet werden. Die Gesteine beinhalten Sequenzen von spät-Ordovizium bis zur Visean-Namurian Grenze (SCHÖNLAUB et al., 1980; SCHÖNLAUB, 1982; NIEVOLL, 1987), sowie fossil-freie Gesteine unterhalb der fossilreichen spät-Ordovizischen Anteile (NEUBAUER et al., 1994).

Die Basis der Norischen Decke besteht aus arkosischen Phylliten mit Grüngesteinsschichten, sauren Tuffen und Metasandsteinen. Die Gruppe wird als Gerichtsgraben-Formation bezeichnet (NEUBAUER et al., 1994). Aufgrund von Conodonten-Funden konnten die hangensten Anteile dieser Formation dem Caradocian zugeordnet werden (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Zu dieser Einheit zählt auch der Kaintalgraben Porphyroid, welcher unabhängig vom Blasseneck Porphyroid gebildet wurde und möglicherweise mit den sauren Tuffen direkt oberhalb der Kalweg Konglomerate bei Kalweg/Teichgraben korreliert (SCHÄFFER & TARKIAN, 1984; LOESCHKE et al., 1990).

Der Blasseneckporphyroid ist auf ignibritischen Ursprung (Rhyolit) zurückzuführen (HEINISCH, 1981; LOESCHKE et al., 1990) und ist lokal von der Petersbauergraben Formation überlagert. Diese Formation

besteht aus Metakonglomeraten, welche möglicherweise nach Westen in die Polsterquarzite (STATTEGGER, 1982; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976) und anschließend in schwarzen Tonschiefern und *cherts* (HERMANN, 1992) übergehen. Lateral treten mächtige Tonschiefer und Phyllite auf, welche in der Literatur als Rad Schiefer bzw. Rad Phyllite angesprochen werden (CORNELIUS, 1952). Diese Rad Einheiten enthalten teilweise saure Tuffe, Grauwacken und Lydite (NIEVOLL, 1987). Die Tonschiefer gehen in mittel- bis spätdevonische pelagische Kalksteine und mittel-Karbonische Tonsteinen über. Die Devonischen Kalke weisen teils Siderit-Vererzungen auf (Erzberg) (GASSER et al., 2009).

Die hangendste Einheit stellt die Eisenerz Formation dar, welche im Ober-Karbon abgelagert wurden und aus Brekzien und Karbonaten aufgebaut ist. Dies ist die letzte Einheit der Paläozoischen Sequenz. Darüber liegen transgressiv die Ablagerungen des Tirolikums (Präbichl- und Werfener Formation) (GASSER et al., 2009).

Das Deformationsalter ist jünger als Namurian (jungste Sedimente der karbonischen Crinoiden-Brekzien) und älter als frühes Perm (Alter der transgressiv hangenden Präbichl Formation).

Abfolge im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet zwischen Turnau und Neuberg liegt die Grauwackenzone oberhalb der Permomesozoischen *covers* (=Semmeringquarzit) des Troiseck Flöning Zugs. Die Abfolge der Grauwackenzone beginnt im Liegenden mit Graphitschiefern und Klastika der Veitscher Decke. Dort treten auch einige Einschaltungen von Magnesiten auf, andere Karbonate kommen jedoch kaum vor. Darüber liegt die Silbersberg Decke, in Form von permischen Klastika, in geringmächtiger Ausprägung. Hangend dazu ist die Kaintaleck Scholle mit Gneisen und Amphiboliten anzutreffen, welche nicht nur wenige Meter mächtig sind und nur als Schollen auftreten. Anschließend darauf taucht die hier sehr mächtige Norische Decke auf. Innerhalb dieser Zone beginnt sie mit einem tektonischen Kontakt zwischen Blasseneck Porphyroid und der Kaintaleck Scholle bzw. Silbersberg Decke, die Gerichtsgraben Formation fehlt. Oberhalb des sehr mächtig ausgeprägten Blasseneck Porphyroid geht die Abfolge in Klastika der Rad Formation und in Karbonate über, vereinzelt treten auch Tuff-Ablagerungen auf. Der Kontakt mit dem Permomesozoikum der Präbichl- und Werfener Formation ist hier tektonischer Natur.

Zeitliche Entwicklung

Seit den 80er Jahren wurde die Grauwackenzone von mehreren Autoren mittels unterschiedlichen Methoden untersucht und datiert. Einen Überblick über die gewonnenen Daten und die daraus ableitbaren Interpretationen soll Abbildung neun geben. Dort werden die unterschiedlichen Datensätze nach den tektonischen Einheiten der Grauwackenzone sortiert. Dazu herangezogen wurde die Gliederung von NEUBAUER et al. (1994), mit einem Unterschied: Die Kalwager

Gneiskonglomerate werden in dieser Abbildung nicht als Teil der Kaintaleck Scholle angesehen, sondern mit den Silbersberg Konglomeraten gleichgesetzt. Außerdem werden teilweise Daten der Nördlichen Kalkalpen genutzt, um die Entwicklung der Norischen Decke wiederzugeben.

Archaikum - Kambrium

Einige Datierungen der Grauwackenzone weisen auf ein sehr frühes Alter hin. U/Pb-Zirkon Datierungen von Hornblende-Granat-Gneisen des Frauenberg-Komplex von NEUBAUER et al. (2002) zeigen teils Archaische Alter (*upper intercept*: 2545-2800 Ma) an, welche als Entstehungsalter der Protolithen (basische Vulkanite) interpretiert werden. Dasselbe Gestein zeigt ein *lower intercept* Alter von 514±43 Ma. Untersuchungen der Kalwager Konglomerate (Orthogneisbolder) zeigen *upper intercept* Alter von 498-502 Ma an. Diese beiden Alter werden als Entstehungsalter der Vorläufergesteine (saure Plutone) bzw. als Überprägungsalter während der Proteozoisch-Kambrischen Orogenese interpretiert.

Außerdem verweist eine Paragneis Probe des Prieslbauer Komplexes auf Archaisches Alter, aufgrund der ungenauen Ergebnisse lässt sich jedoch keine exakte Zeitabschätzung ablesen (NEUBAUER et al., 2002).

Ar/Ar Datierungen von detritären Glimmern der Rad-Formation und der Gerichtsgraben Formation verweisen ebenfalls auf Präkambrische Alter (614-562 Ma) und werden als Deformations- bzw. Abkühlalter der Proteozoisch-Kambrischen Orogenese interpretiert (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997).

Ordovizium – Trias

Die Gerichtsgraben Formation der Norischen Decke ist eine Abfolge von klastischen Gesteinen, die im Hangenden einige Karbonateinschaltungen enthalten. Diese Karbonate konnte mittels Conodonten Funde dem Caradocian (Unter-Ordovizium) zugeordnet werden (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Diese Einheiten werden vom Blasseneck Porphyroid überlagert, der wiederum von Cystoideenkalken überdeckt wird. Anhand von Fossilien werden diese Schichten in das Ashgill (Ober-Ordovizium) gestellt, demzufolge muss der Blasseneck Porphyroid ein Alter zwischen Caradocian und Ashgill haben (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Die transgressive Lagerung innerhalb der Norischen Decke lässt sich bis ins Devon verfolgen (SCHÖNLAUB, 1982). Daher kann von einer klastischen Ablagerung mit Tuffeinschaltungen, gefolgt von einer marinen Entwicklung während des Ordoviziums bis ins Devon ausgegangen werden. Laut RATSCHBACHER (1984) deutet die anschließende Faziesentwicklung während des Karbons auf ein Innerschelf Environment hin, mit einer Präflysch-Entwicklung.

Ar/Ar Untersuchungen der Gerichtsgraben Formation von HANDLER et al. (1997), ergaben ein Alter von 301,8-544 Ma. Das jüngere Alter könnte die Abkühlung nach der späten variszischen Orogenese repräsentieren, die älteren Daten werden von HANDLER et al. (1997) als geologisch nicht relevant eingestuft. Anschließend setzte während des Perms bzw. Trias eine Dehnung, vermutlich in Verbindung mit Molasseablagerung ein. Darauf deuten Rb/Sr Untersuchungen an den Zwischenschiefern des Erzberges (heutige Rad-Formation) von JUNG (1980), welche Alter von ca. 246 Ma ergaben und auf einen thermischen Input hinweisen. In der Trias kam es zur Öffnung des Meliata-Hallstadt-Ozeans und damit zur Ablagerung von Sedimenten und Riffbildungen (Tirolikum) auf den Permischen Molasseablagerungen. Eine erneute marine Entwicklung der Norischen Decke setzte ein.

Innerhalb der Kaintaleck Scholle deuten zahlreiche Daten auf die frühe Variszische Orogenese hin. Dazu gehören Ar/Ar Alter von Alpitgneisen bzw. Pegmatiten (ca. 364-375 Ma) (HANDLER et al., 1999), Rb/Sr Daten von Glimmermarmoren, Pegmatitgneisen bzw. Pegmatiten und Glimmerschiefer (ca. 355-400 Ma) (HERMANN, 1992) und U/Pb-Zirkon Ergebnisse von Alpitgneisen und Paragneisen des Prieselbauer-Komplexes (ca. 365-391 Ma) (NEUBAUER et al., 2002). Die Alter sprechen für eine markante metamorphe Überprägung während der früh variszischen Orogenese. Hinweise auf eine anschließende Molasseablagerung während des Karbons fehlen.

Ein Datierungsversuch der Amphibolite des Ritting Komplex von HANDLER et al. (1999) mittels Ar/Ar ergab keine signifikanten Ergebnisse. Dies kann auf die mehrfache Überprägung des Gesteins und die damit verbundene Verjüngung zurückgeführt werden. Das Ergebnis (430-405 Ma) kann daher nur als jüngst mögliches Alter angesehen werden.

Innerhalb der Silbersberg Decke fallen zwei Datensätze in diesen Zeitabschnitt: erstens eine Ar/Ar Datierung der Silbersbergkonglomerate, die Alter von 359,6-289,5 Ma ergaben, (HANDLER et al., 1997) und zweitens Rb/Sr Untersuchungen ebenfalls der Silbersberg Konglomerate, die auf ein Alter von 355-310 Ma hinweisen (HANDLER, 1994). Diese Daten werden als Abkühlungsalter der Protolithen nach der früh-variszischen Orogenese interpretiert. Die Silbersbergkonglomerate selbst werden von NIEVOLL (1984) als permische Molasse interpretiert, dafür spricht die generelle Ähnlichkeit zum Alpinen Verrucano.

Die Veitscher Decke kann aufgrund von Fossilfunden dem Karbon zugeordnet werden. Die unterschiedlichen Fazies deuten auf eine flachmarine Entwicklung, verbunden mit Präflyschablagerungen (RATSCHBACHER, 1987; RATSCHBACHER, 1984). Interpretiert wird dies als Molasseablagerung nach der früh variszischen Orogenese. Ar/Ar und Rb/Sr Untersuchungen der Sunk-Formation ergaben signifikante Daten von ca. 300-310 Ma (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997) und werden als Abkühlalter interpretiert.

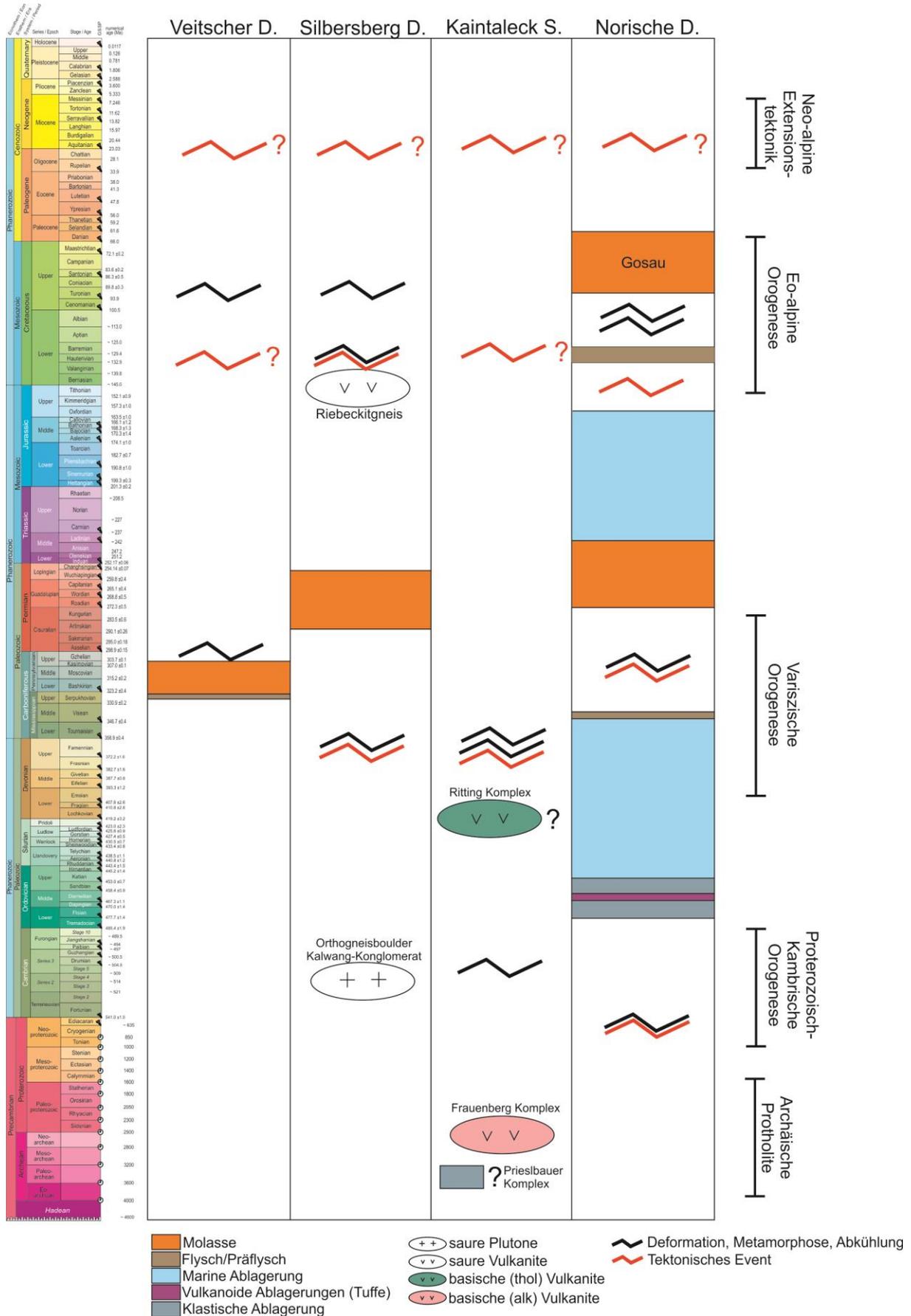


Abbildung 17: Überblick über die geochronologische und stratigraphische Entwicklung der östlichen Grauwackenzone. Verwende Literatur: (DALLMEYER et al., 1998; PAULUS, 1991; NEUBAUER et al., 2002; KRALIK, 1982; KRALIK et al., 1981; JUNG, 1980; HANDLER et al., 1997; HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1999; HERMANN, 1992; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1982; RATSCHBACHER, 1984; RATSCHBACHER, 1987; NIEVOLL, 1984; FAUPL & TOLLMANN, 1979; CORNELIUS, 1952)

Jura-Neogen

Innerhalb der Norischen Decke ist bis zum Ende des Juras eine marine Entwicklung in Form einer subsidierenden Plattenform ersichtlich. Rb/Sr Daten von Paläozoischen Qtz-Phylliten (KRALIK et al., 1981) zeigen ein Alter von 137-94 Ma an. Diese Daten können als beginnende Subduktion des Meliata-Hallstadt-Ozeans angesehen werden. Gestützt wird diese Annahme durch eine flysochide Entwicklung während der Unterkreide. Ersichtlich ist dies in den oberen Roßfeldschichten der Nördlichen Kalkalpen, die von FAUPL & TOLLMANN (1979) als *slumping*-Ablagerungen innerhalb einer tektonisch aktiven Tiefseerinne beschrieben wurden. In den Zeitraum der Eo-alpidischen Metamorphose fallen Daten von DALLMEYER et al. (1998), der Ordovizische Phyllite mittels Ar/Ar Untersuchung und auf 94,5 +/-0,5 Ma datieren konnte. Ein weiterer Datensatz stammt von KRALIK (1982). Dabei handelt es sich um Rb/Sr Datierungen von Paläozoischen Phylliten, die Alter von 97-101 Ma ergaben. Diese beiden Ergebnisse werden als Überprägungsalter bzw. als Abkühlalter der Eo-alpidischen Stapelung gesehen. Außerdem wird die Norisch-Tirolische Decke von Gosausedimenten überlagert (Beginn vor ca. 80 Ma), welche die Eo-alpidische Entwicklung abschließt.

Auch Daten aus der Kaintaleck Scholle bzw. der Silbersberg Decke verweisen auf die Anfänge des Eo-alpidische Events. U/Pb Zirkon Daten der Kalwager Konglomerate von Neubauer et al. (2002) zeigen lower intercept Alter von 116 /+132 -159 Ma an.

Ebenso zeigen Ar/Ar des Silbersberg Konglomerat Alter von 98,4-(70) Ma (Dallmeyer et al., 1998). Dies wird als Überprägung bzw. als Abkühlungsalter während der Eo-alpidischen Stapelung gedeutet. Außerdem zeigt eine Rb/Sr Untersuchung von PAULUS (1991) des Riebeckitgneise, Alter von 102-173 Ma an. Dies deutet auf sauren Vulkanismus während der Jura-Kreide-Grenze hin. Dieses Ereignis könnte möglicherweise eine *island arc* Entwicklung darstellen und mit der Subduktion des Meliata-Hallstadt-Ozeans in Verbindung stehen (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006).

Auch in der Veitscher Decke führte DALLMEYER et al. (1998) Rb/Sr Untersuchungen durch. Für glimmerreiche Marmore ergaben sich dadurch Alter von 120-84,1 Ma. Dies dürfte die Eo-alpidische Metamorphose in der Veitscher Decke widerspiegeln. Auffällig ist, dass ein großer Teil der Datierungen die der Metamorphose bzw. Abkühlung nach der Metamorphose entsprechen, in einen Zeitraum zwischen etwa 140-100 Ma fallen, also auf eine Tektonik vor der Entwicklung des alpidischen *high pressure wedges* hinweisen.

Als letzter Event wurde die Grauwackenzone von der Neo-alpidischen Extrusionstektonik beeinflusst. Dieses Ereignis kann aufgrund der nur schwachen Überprägung nicht anhand geochronologischer Methoden nachgewiesen werden. Ein Hinweis auf die Neo-alpidische Extrusionstektonik ist aber anhand mehrerer Sedimentbecken nahe der Grauwackenzone gegeben. Beispielsweise das Aflenzer

Becken, das mit miözänen Sedimente gefüllt ist (CORNELIUS, 1952) und daher in den selben Zeitabschnitt wie die Extension fällt.

Die Grauwackenzone während der variszischen Orogenese

Aufgrund der vorliegenden Daten ist klar, dass die variszische Orogenese innerhalb der Decken der Grauwackenzone in unterschiedlichen Zeiträumen aktiv war. Während die früh variszische Orogenese (Devon) die Veitscher- und Silberberg Decke, sowie die Kaintaleck Scholle erfasste (HERMANN, 1992; HANDLER et al., 1999; HANDLER et al., 1997; HANDLER, 1994; NEUBAUER et al., 2002), fand in der Norischen Decke eine marine Entwicklung statt (SCHÖNLAUB, 1982). Weitere Daten dazu liefert eine „companion study“ von Eichinger und Haas. Im Zuge diese Arbeit wird der Ursprung verschiedener sedimentärer Einheiten der Grauwackenzone mittels Zirkon Daten untersucht. Aufgrund der höheren Metamorphose in der Kaintaleck Scholle könnte sie sich im variszischen Subduktionsweg befunden haben, wohingegen die Norische Decke vermutlich am Gondwana-Shelf lag (NEUBAUER & HANDLER, 2000). Eine Abschätzung der möglichen Lagen der Veitscher- und der Silberberg Decke liefert HANDLER et al. (1997) und ist in Abbildung 18 dargestellt.

Die spät variszische Orogenese während des Karbons ist lediglich in der Norischen Decke ersichtlich (HANDLER et al., 1997), da erst dort der Shelfbereich Gondwanas in das Gebirge eingearbeitet wurde (NEUBAUER & HANDLER, 2000). Die anderen Decken lagen vermutlich bereits weiter im Hinterland und wurden daher nicht mehr von der spät variszischen Orogenese erfasst. Dafür spricht unter anderem die bereits im Karbon einsetzende Molasseablagerung innerhalb der Veitscher Decke (RATSCHBACHER,

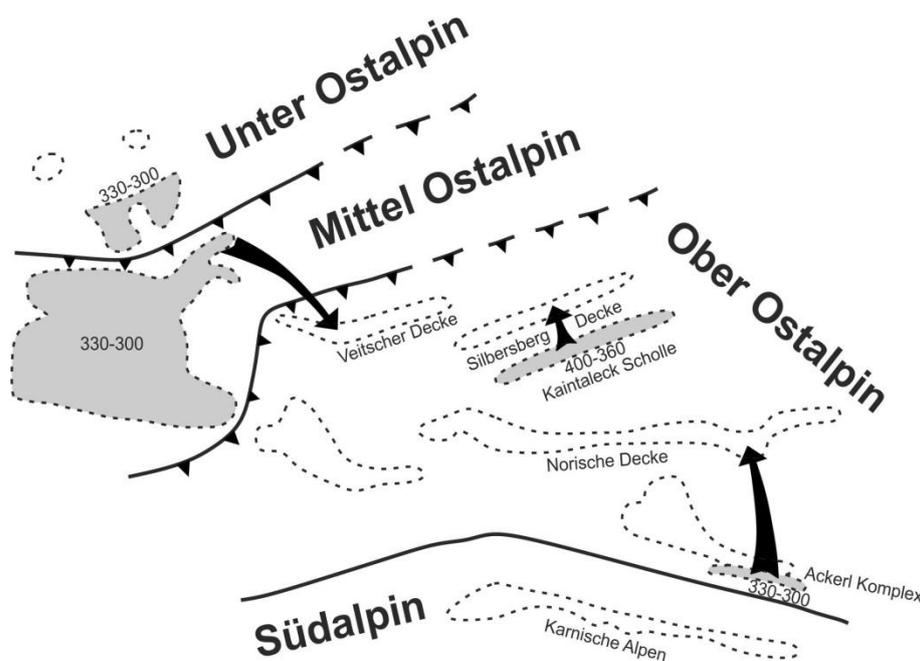


Abbildung 18: Schematische paläogeographische Rekonstruktion des östlichen Bereiches der Ostalpen im späten Paläozoikum (nach HANDLER et al., 1997)

1987). Die Molasseentwicklung nach der spät variszischen Orogenese ist in der Silbersberg- und der Norischen Decke während des Perms nachgewiesen (JUNG, 1980; NIEVOLL, 1984).

Die Grauwackenzone während der alpidischen Orogenese

Wie das gesamte Ostalpin wurden auch die tektonischen Einheiten der Grauwackenzone im Zuge der frühen Eo-alpidischen Orogenese nach NW übereinander geschoben (NEUBAUER et al., 1994). Dadurch

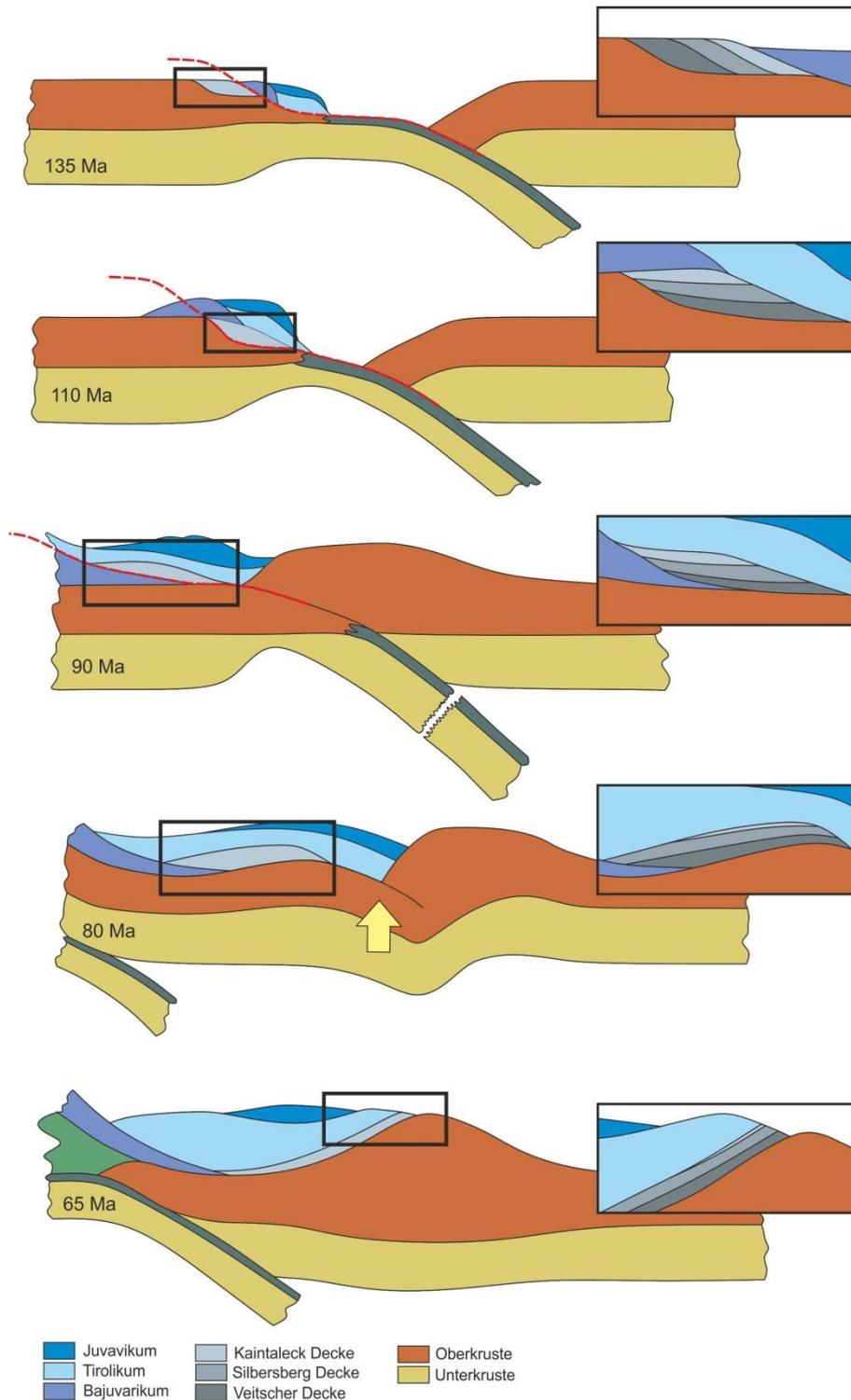


Abbildung 19: Entwicklung der Grauwackenzone während der alpidischen Orogenese

kam es zu einer nahezu zeitgleichen Überprägung aller Decken während des Ober- Juras bzw. der Kreide.

Aufgrund der vorzufindenden Mineralparagenesen kann von grünschieferfaziellen Bedingungen ausgegangen werden (RATSCHBACHER & KLIMA, 1985).

In den spät Paläozoischen und den früh triassischen Sedimenten sind einige alpidische Deformationen zu finden. Dazu gehören eine generell nach NNW einfallende Foliation und ein subhorizontales Streckungslinear, welches nach W (bzw. NW bis SW) gerichtet ist. Ebenso verweisen die Schersinnindikatoren auf eine W- bis NW-gerichtete Bewegung hin (NIEVOLL, 1983; NEUBAUER et al., 1987; NEUBAUER et al., 1994).

Im oberen Jura (ca. 155 Ma) wurde das Juvarikum auf das Tirkolikum gestapelt (FRISCH & GAWLICK, 2003). Vermutlich wurde um etwa 135 Ma (untere Kreide) das heutige Bajuvarikum und Tirolikum/Juvarikum über die Grauwackenzone und das Ostalpin geschoben. Dadurch wurden die Einheiten des Tirolikums und mit ihm die Norische Decke auf den anderen drei Decken der Grauwackenzone gestapelt (SCHMID et al., 2004). Zeitgleich wurde Veitscher-, Silbersberg- und Kaintaleck Decke nach WNW übereinander geschoben. Um ca. 110 Ma verschob sich die Überschiebungsbahn, wodurch Triolikum/Juvarikum und die Grauwackenzone teilweise über das Bajuvarikum geschoben wurde, welches dadurch einen komplexen Faltenbau entwickelte (SCHMID et al., 2004). Anschließend vor ca. 80 Ma kam es zu einer Exhumierung südlich der Grauwackenzone. Daraus resultierte die Hebung des Gleinalm-Doms (NEUBAUER et al., 1995) und somit eine Verkippung der nördlich gelegenen Einheiten (NEUBAUER et al., 2000). Dies ist der Grund, wieso die ehemals südeinfallenden Decken der Grauwackenzone heute nach Norden einfallen. Auch die nach Norden weisenden Schersinne sind deshalb nicht ein Anzeichen für Ab- sondern für Aufschiebungen.

Als letztes Ereignis wirkte die Neo-alpidische Gebirgsbildung auf die Gesteine der Grauwackenzone ein.

Rekonstruktion

Es gibt mehrere Modelle, wie die Stapelung des Ostalpins ablief. Zwei davon sollen hier angeführt werden. Die in Abbildung 20 A ersichtliche Rekonstruktion beruht auf der Theorie von NEUBAUER et al. (2000). Er orientiert sich nach der Gliederung von TOLLMANN (1963, 1977). Demnach geht er von drei Ostalpinen Deckensystemen aus. Laut dieser Einschätzung lag die Grauwackenzone vor der alpidischen Gebirgsbildung unterhalb des Tirolikums und wurde mit diesem auf das Mittelostalpin aufgeschoben. Eine detaillierte Ansicht in Bezug auf die Grauwackenzone bietet Abbildung 21. Dort ist die Rückbilanzierung von NEUBAUER et al. (1994) dargestellt. Diese ergab folgende Paläogeographische Rekonstruktion während des Perm/Trias (Abbildung 21). Von NW nach SE:

Mittel-Ostalpin, Veitscher Decke, Silbersberg Decke, Kaintaleck Decke und Norische Decke, überlagert von den Einheiten der Kalkalpen.

Dem gegenüber steht die Interpretation von SCHMID et al. (2004) ersichtlich in Abbildung 20 B. Er nimmt nur zwei Ostalpine-Deckensystem an und geht davon aus, dass lediglich die Norische Decke unterhalb des Tirolikums lag. Die restlichen Decken der Grauwackenzone lagen hingegen am Kontinentalschelf und wurden erst durch die Deckenstapelung unterhalb der Norischen Decke eingeschuppt.

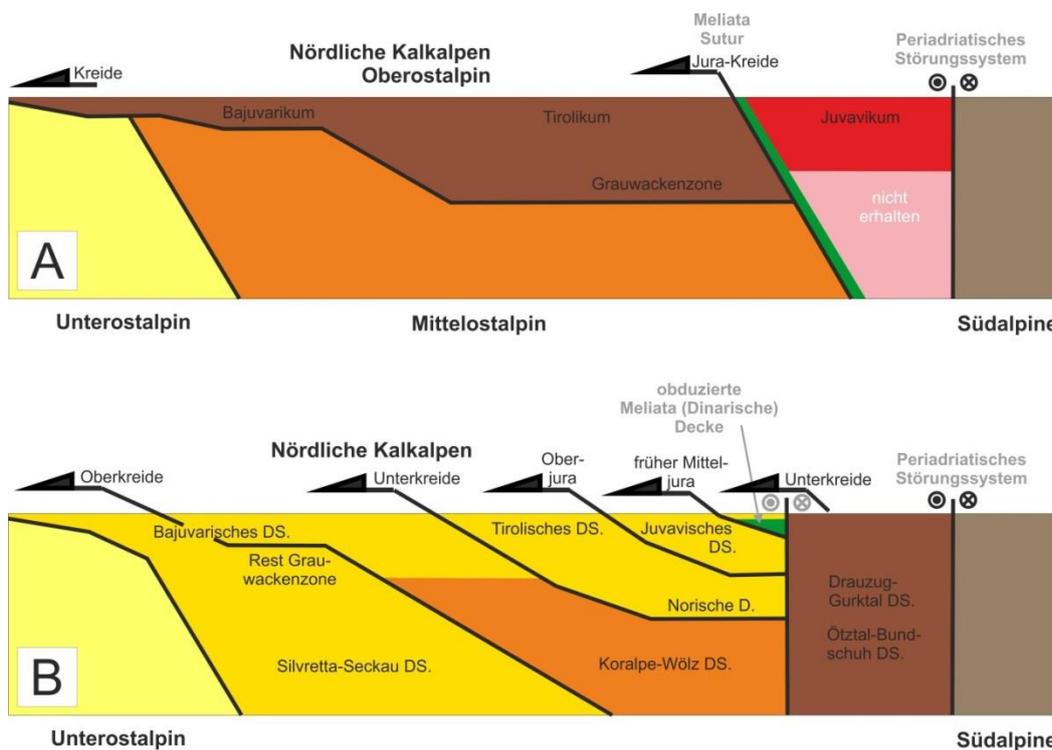


Abbildung 20: Paläographische Rekonstruktion des Ostalpins im frühen Mesozoikum. A – Nach NEUBAUER et al. (2000); B. – Nach SCHMID et al. (2004); (geändert nach SCHUSTER, 2013)

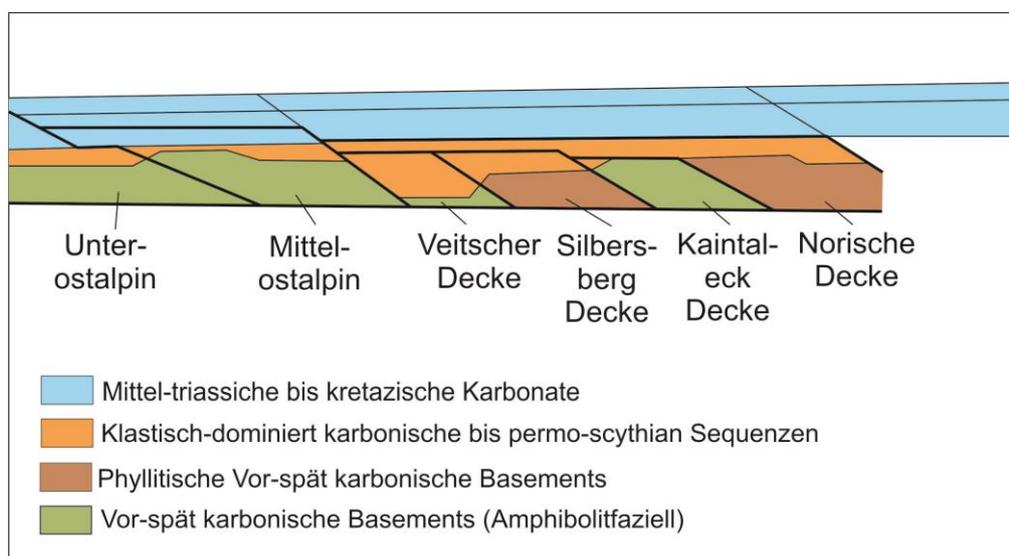


Abbildung 21: Paläogeographische Rekonstruktion der östlichen Ostalpinen Decken, mit Focus auf die Grauwackenzone (geändert nach NEUBAUER et al., 1994)

Lithologische Beschreibung

Insgesamt können entlang des Profils zehn Lithologien in sechs verschiedenen Decken unterschieden werden. Dazu gehören die vier Decken der Grauwackenzone, sowie der dazu liegende Troiseck-Floning-Zug und die darüber hangenden basalen Einheiten der Kalkalpen (Präbichl-/Werfener Formation).

Sedimentäre Bedeckung des Troiseck-Floning-Zug

Innerhalb des Profils wurde der Semmeringquarzit als einzige Lithologie des Troiseck-Floning-Zugs untersucht. Dabei ist zu beachten, dass die Bezeichnung Semmeringquarzit eine historische Bezeichnung ist und für zahlreiche Quarzite des Altkristallins herangezogen wird.

Semmeringquarzit

Der Semmeringquarzit befindet sich im Liegenden der Grauwackenzone und ist entlang der Pretalstraße wiederholt aufgeschlossen, teils ist er bei großen Steinbrüchen freigelegt. Im Aufschluss ist gut erkennbar, dass der Fels tektonisch stark beansprucht wurde. Zahlreiche Störungen und Verwerfungen zeugen davon. Das Gestein ist durchzogen von mehreren kleineren und größeren Brüchen, welche teils mit Quarz verfüllt sind. Das Gestein weist eine hellgraue Färbung auf, unterbrochen von dunkelgrauen und bräunlicheren Lagen. Im Handstück erscheint es hell, massig und feinkörnig. Innerhalb der quarzitischen Matrix sind vereinzelt kleine dunkle Gemengeteile eingebettet. Teils sind auch bräunliche Flecken im Gestein verteilt, welche auf die Oxidation verschiedener eisenhaltiger Phasen zurückgeführt werden können.

Im Dünnschliff (Abbildung 22a) ist deutlich zu erkennen, dass es sich bei diesem Gestein um ein Feinklastika handelt. Neben den feinkörnigen Quarzen sind auch Feldspat und kleine detritäre Glimmerblättchen verteilt. Auch im Mikroskop sind mehrere opake bzw. braun oxidierte Phasen erkennbar. Neben Quarz und Muskovit kommen auch noch weitere Phasen vor, wie Plagioklas, Kalifeldspat, Turmalin und Zirkon.

Veitscher Decke

Die Veitscher Decke ist im Profil nur sehr geringmächtig vorhanden und nur in sehr kleinen stark verwitterten Aufschlüssen, an der Pretalstraße nahe der Abzweigung zum Hinterhofgraben, anzutreffen. Im Profil ist diese Decke nur durch eine Lithologie, den Graphitschiefer, vertreten.

Graphitschiefer

Dieses Gestein weist eine starke, wellige Schieferung, sowie ein deutlich ausgeprägtes Runzelungslinear auf. Im angeschnittenen Handstück lassen sich innerhalb der feinkörnigen Matrix

hauchdünne hellere und dunklere Lagen ausmachen. Unterbrochen wird dieser Lagenbau von mit Eisenoxid gefüllten Bändern. Außerdem sind immer wieder Feldspat- und Quarzeinsprenglinge im Gestein eingebettet. Diese bilden entweder Augenstrukturen oder sind so stark gelängt, dass sie teilweise als Lagen erscheinen.

Auch im Dünnschliff (Abbildung 22b) ist der feinkörnige und lagige Aufbau des Gesteins gut erkennbar. Es treten abwechselnd Schichten von Quarz, Serizit und graphitische Schlieren auf. Untergeordnet ist auch Plagioklas in der Gesteinsmatrix enthalten. Wiederum sind einige größere Quarzklasten erkennbar, um welche sich Chlorid-Druckschatten ausbilden. Die bereits zuvor erwähnten Eisenoxidbänder erscheinen im Dünnschliff leicht boudiniert.

Silbersberg Decke

Die Silbersberg Decke ist nur gering vertreten und nur einige zehner Meter mächtig. Sie kommt ausschließlich im Süden des Profils in der Nähe des Pretalsattels vor. Im Profil sind lediglich die Metasandsteine als einzige Lithologie der Silbersberg Decke anzutreffen.

Metasandstein

Die Metasandsteine erscheinen im Aufschluss als dunkle geschieferte Gesteine, die teilweise „Geröll führend“ sind. Jedoch sind nur sehr wenige relativ kleine Komponenten innerhalb der feinkörnigen Matrix erkennbar. Größere Klasten (1-5 mm) sind nur vereinzelt vorhanden und bestehen ausschließlich aus Quarz.

Der Hauptbestandteil des Gesteins setzt sich aus Quarz und serizitischen Glimmer zusammen. Die Quarze sind bis auf wenige größere Klasten sehr feinkörnig und entlang der Schieferung deutlich gestreckt. Außerdem ist ein nicht unwesentlicher Anteil an Karbonat im Schliff (Abbildung 22c) erkennbar. Die Kalzite kommen sowohl als relativ große euhedrale Kristalle vor, welche Verzwilligungen (Typ I) aufweisen, aber auch als sekundäre Füllung von Brüchen und Rissen. Des Weiteren sind einige Plagioklase, sowie Chlorit im Gestein vorhanden, ebenso wie opake Phasen und Eisenoxide. Auffällig sind auch einige Komponenten, die als Titanit identifiziert werden können und teilweise Umwandlungen zu Ilmenit zeigen.

Diese Entmischung ist eine magmatische Erscheinung, d.h. eine transportierte und kann daher als Hinweis für ein vulkanogenes Liefergebiet interpretiert werden.

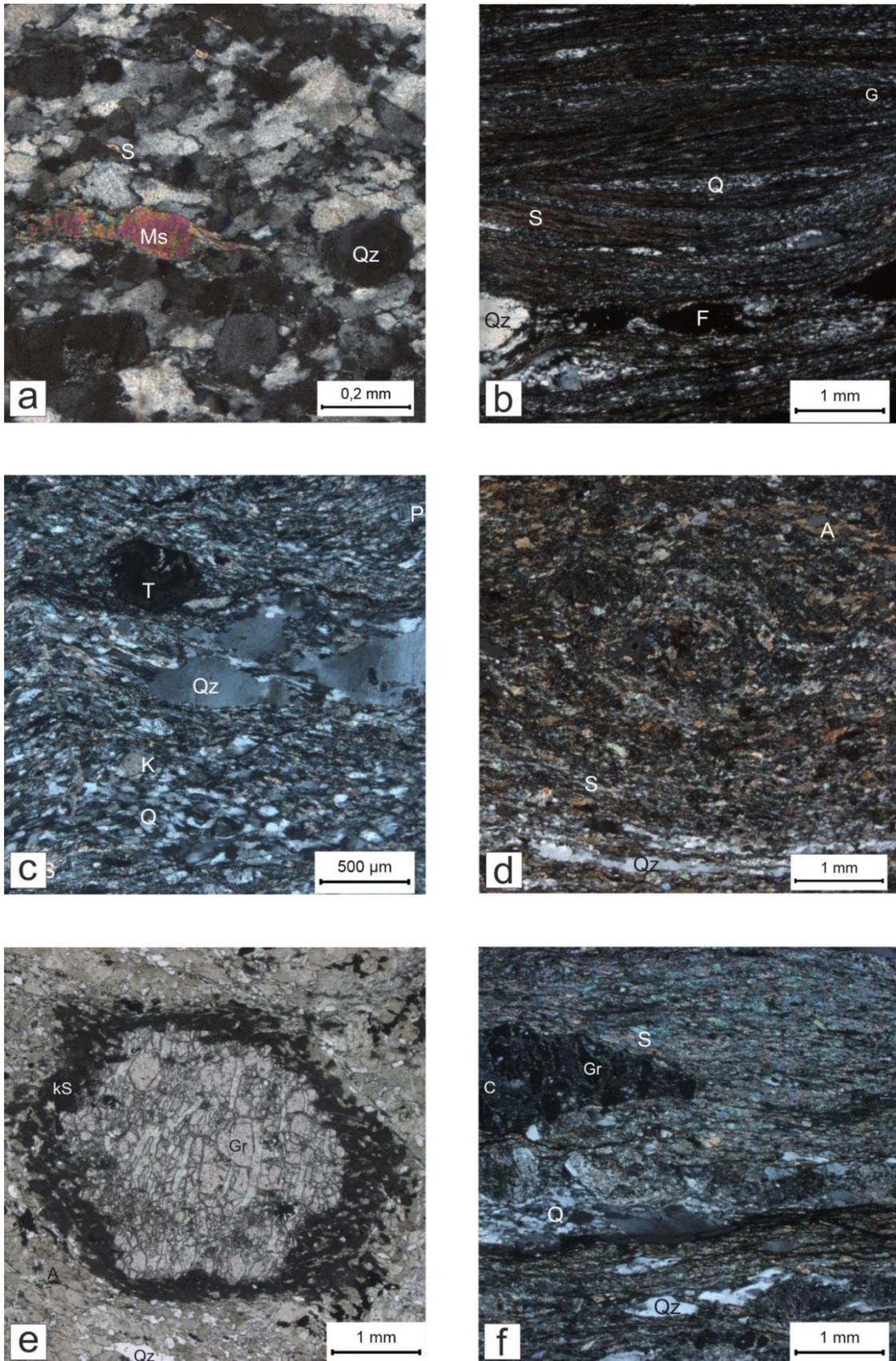


Abbildung 22: a. Semmeringquarzit; b. Graphitschiefer; c. Metasandstein; d Amphibolit mit Formrelikt von Quarz; e. Amphibolit mit kelifitischen Saum um Granat; f. Gneis;

S – Serizit; Ms – Muskovit (detritär); Qz – Quarzklast; Q – rekristallisierte Quarz; G – Graphit; F – Eisenoxid; T – Titanit; P – Plagioklas; K – Kalzit; A – Amphibol; Gr – Granat; kS – kelifitischer Saum; C – Chlorit;

Kaintaleck Scholle

Ähnlich der Veitscher Decke ist auch die Kaintaleck Scholle nur sehr geringmächtig im Profil enthalten. Vertreten ist sie durch das Vorkommen von Amphiboliten und Gneisen.

Amphibolit

Die Amphibolite erscheinen dunkelgrau mit einer leicht grünlichen Färbung. Sie sind fein geschiefert, mit sich abwechselnden helleren und dunkleren Lagen. In der ansonsten feinkörnigen Matrix sind einige größere Einsprenglingen erkennbar.

Die Hauptbestandteile des Gesteins (Abbildung 22d) sind neben den Amphibolen (Hornblenden) auch Plagioklas und Quarz. Die Hornblenden sind deutlich an ihrem Pleochroismus, von hellgrün zu olivgrün, und ihren bunten Interferenzfarben zu erkennen. Außerdem weisen einige Körner die typische Spaltbarkeit von 120° auf. Quarz tritt in der Matrix als sehr kleine Komponenten auf, jedoch wird das Gefüge immer wieder von grobkörnigeren Quarzlagen unterbrochen. Vereinzelt Quarze sind stark ausgedünnt und in die Länge gezogen. Plagioklas, Serizit und Chlorit sind als feine Minerale in der Matrix verteilt. Als Akzessorien treten Zoesit und Titanit auf. Selten lassen sich runde Formrelikte im Gestein ausmachen, die von der Zersetzung ehemaliger Granate herrühren.

Nur wenige Meter vom Profil entfernt treten bei Zwanzgen Amphibolite der Kaintaleck Scholle auf (Abbildung 22e). Diese sind jedoch massiger und kaum geschiefert. Auch der zuvor beschriebene Lagenbau ist nicht erkennbar. Ein weiterer auffälliger Unterschied ist, dass der Amphibolit bei Zwanzgen Granat führend ist. Die Granate sind in mehrere Fragmente zerbrochen. Der Raum zwischen den Brüchen ist zum großen Teil mit Quarz und Chlorit verfüllt, aber auch einige Hellglimmer und Plagioklase sind vorhanden.

Erwähnenswert ist dabei auch die auffällige anormale blaue Interferenzfarbe der Chlorite. Außerdem sind die Granate von einem kelefitischen Saum umgeben.

Dieser besteht aus mikrokristallinem Plagioklas und Pyroxen, welche als dunkle Gemengeteile erscheinen. Die Matrix rund um die Granate besteht, ähnlich den Amphiboliten entlang des Profils, aus Hornblenden, Quarz, Plagioklas und Glimmern.

Gneis

Die zweite Lithologie der Kaintaleck Scholle entlang des Profils ist der Gneis. Dabei handelt es sich um ein mittelgraues Gestein mit sehr vielen konkordanten Quarzgängen. Es ist geschiefert und sehr feinkörnig. Makroskopisch sind die einzigen identifizierbaren Phasen Quarz, Plagioklas und Hellglimmer.

Unter dem Mikroskop kann das Gestein (Abbildung 22f) genauer klassifiziert werden. Die Matrix baut sich aus feinen Quarzen, Plagioklasen und Serizit auf. Die Minerale sind aufgrund der Schieferung deutlich gelenkt und zum großen Teil deformiert. Einige größere Komponenten aus Quarz, Plagioklasen und Granat sind enthalten und ebenfalls durch die Schieferung beeinflusst. Viele bilden Augenstrukturen aus und sind durch die Deformation in mehrere Fragmente zersplittert. Beispielsweise zeigen die Granate eine deutliche Streckung entlang der Schieferungsflächen, sowie mehrere parallele Ridelbrüche. Die Risse sind mit sekundär gebildeten Chlorit und Plagioklasen gefüllt.

Außerdem sind einige saussoritisierte Plagioklase im Gestein enthalten, durch deren Umwandlung hat sich teilweise auch Epirot ausgebildet.

Norische Decke

Die Norische Decke ist innerhalb des Profils mit Abstand die mächtigste und die am meisten vertretene Einheit. Sie besteht zum Großteil aus dem Blasseneck Porphyroid, es treten aber auch Marmore, sowie Schiefer und graphitische Quarzite der Rad-Formation auf. Die Gesteine der Gerichtsgraben Formation fehlen entlang des Profils.

Marmor

Innerhalb der Norischen Decke treten immer wieder Einschaltungen von metamorphen Kalken auf. Sie sind vor allem im nördlichen Teil des Hinterhofgrabens, sowie auf der Scheikelalm und vereinzelt auf der Rotsohlalm, aufgeschlossen.

Im Aufschluss erscheinen die Marmore meist massig und wenn, dann nur leicht geschiefert. Sie sind meist hell- bis mittelgrau, enthalten aber immer wieder dunklere Lagen. Der zum großen Teil feinkörnige Aufbau wird häufig von konkordanten und diskordanten Brüchen durchschlagen, welche mit weißen grobkörnigeren Kalziten gefüllt sind. Neben diesen verfüllten Brüchen sind auch zahlreiche feine Risse und Drucklösungssäume im Gestein enthalten.

Unter dem Mikroskop lassen sich zwei Arten der Marmore unterscheiden. Bei den Proben, die im Hinterhofgraben entnommen wurden, ist im Dünnschliff (Abbildung 23b) gut erkennbar, dass der Hauptanteil der Matrix aus sehr feinkörnigen Kalzitkristallen und teilweise aus Quarz besteht. Jedoch sind zahlreiche größere Komponenten verschiedener Größen in die Matrix eingebettet. Diese zeigen mit gekreuzten Polarisatoren die typischen Pastelfarben des Kalzits. Außerdem weisen sie fast ausnahmslos Verwilligungen von Typ I bis Typ II auf. Die Kristalle, welche die Brüche im Gestein sekundär verfüllten, sind groß und gut ausgebildet, sie weisen beinahe keine Deformationsstrukturen auf.

Die Proben der Rotsohlalm (Abbildung 23a) hingegen weisen eine feinkörnigere Matrix auf, deren Körner kaum verformt sind und keine Verzwilligungen enthalten. Außerdem sind wesentlich weniger

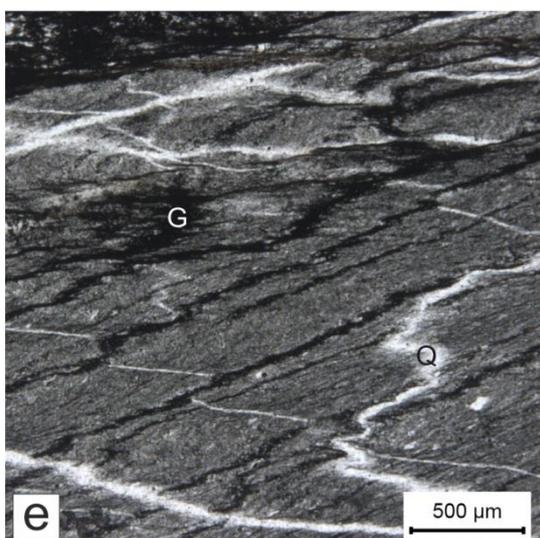
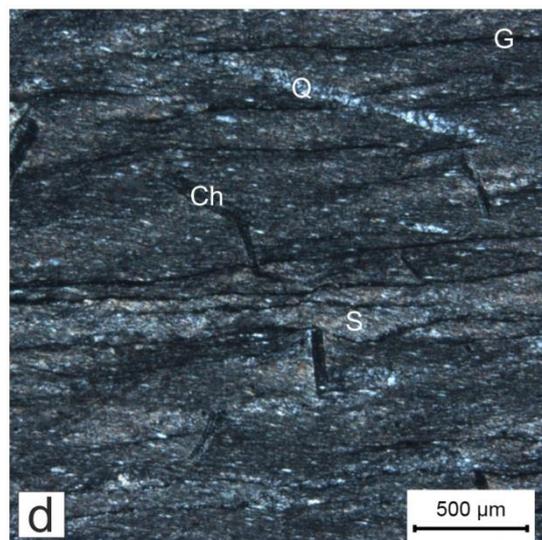
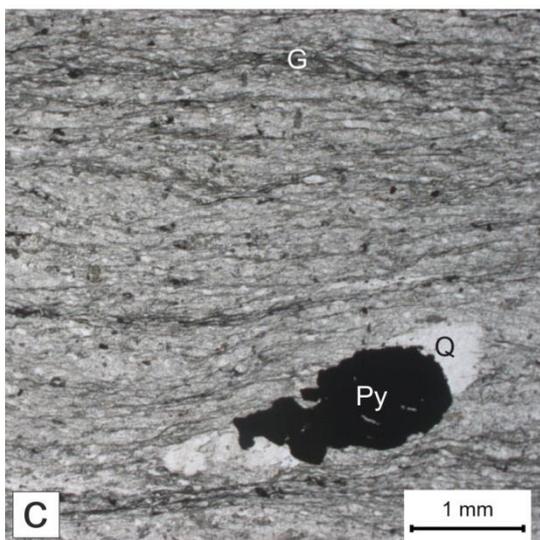
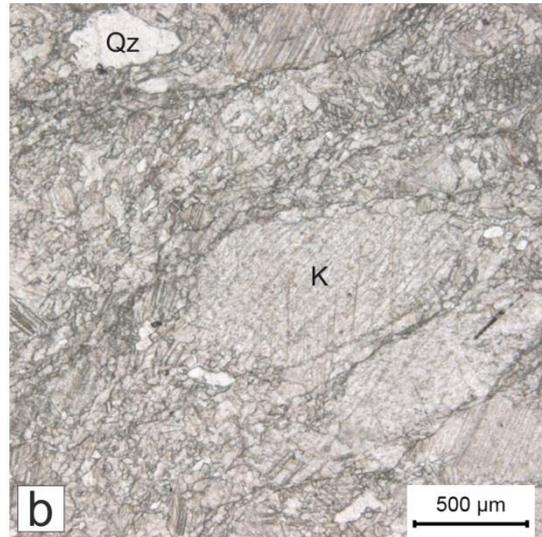
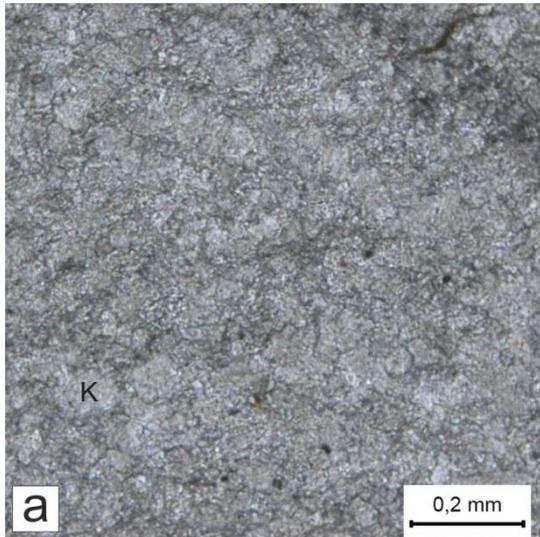


Abbildung 23: a. feinkörniger Marmor; b. grobkörniger Marmor; c. Radschiefer mit Druckschatten um Pyrit; d. Radschiefer mit Chloritoid; e. graphitische Quarzite;

S – Serizit; Qz – Quarzklast; Q – rekristallisierte Quarz;
G – Graphit; K – Kalzit; Py – Pyrit; Ch – Chloritoid;

große Komponenten enthalten, welche Zwillinge von Typ I bis Typ II aufzeigen. Einige der groben Kristalle können als fossile Crinoiden identifiziert werden. Ein weiterer Unterschied ist an den verfüllten Brüchen erkennbar. Hier sind die Kristalle innerhalb der Brüche, hauptsächlich Eisenkalzite und wesentlich feinkörniger.

Radschiefer

Die Radschiefer sind nur untergeordnet vertreten, sie sind teilweise im Hinterhofgraben und der Scheikelalm aufgeschlossen. Die Probe des Hinterhofgrabens erscheint als sehr feinkörniges, stark geschiefertes Gestein. Im Handstück ist ein Lagenbau aus großteils hellen aber auch teilweise dunkleren Lagen erkennbar. Vereinzelt sind einige bis zu 2 mm große Pyriteinsprenglinge in der feinkörnigen Matrix eingebettet. Auch im Dünnschliff (Abbildung 23c) ist der feinkörnige Lagenbau deutlich erkennbar. Die Matrix setzt sich aus Quarzit, Serizit, Graphit und Kalzit zusammen. Einige feine diskordante Brüche durchlaufen das Gefüge und sind sekundär mit Quarz und Kalzit verfüllt. Um die bereits zuvor erwähnten Pyrite haben sich deutlich Druckschatten aus Quarz gebildet. Als Akzessorien sind Eisenoxide und Turmaline im Gestein enthalten.

Die Probe der Rotsohlalm erscheint im Handstück etwas dunkler als die zuvor beschriebene, jedoch ist erneut der lagige Aufbau aus helleren und dunkleren Schichten erkennbar. Häufig treten mit Eisenoxid oder Quarz verfüllte Brüche auf und durchziehen das Gestein. Die Matrix setzt sich aus Quarz, Kalzit und einem hohen Anteil an Serizit zusammen. Auch die graphitischen Schlieren sind erneut beobachtbar. Eine Besonderheiten dieser Probe sind die zahlreichen Chloritoidkristalle, die das Gefüge diskordant überwachsen und keine Vorzugsregelung erkennen lassen (Abbildung 23d). NIEVOLL (1983) interpretiert die Chloritoidschiefer als permische, metamorphe, lateritische Verwitterungsböden. Er stützt seine Vermutung auf die chem. Faktoren des Laterit, welche gute Voraussetzungen für Chloritoidwachstum darstellen.

Graphitische Quarzite

Direkt auf der Scheikelalm befindet sich ein mehrere Meter mächtiger Aufschluss aus graphitischen Quarziten. Dieses Gestein ist relativ massig aufgebaut und nur leicht geschiefert. Im angeschnittenen Handstück ist eine dunkelgraue Matrix zu erkennen, die von zahlreichen quarzitischen Gängen und schwarzen Schlieren durchzogen wird. Die Gänge und die Schlieren sind stark verfaultet und stellen ein Gewirr aus Scherbändern, Schieferflächen und Verfaltungen dar.

Im Dünnschliff (Abbildung 23e) lassen sich ausschließlich zwei Komponenten ausmachen. Zum einen die hellen quarzitischen Gänge und zum anderen die dunklen Schlieren, die aus Quarz und Graphitlagen bestehen.

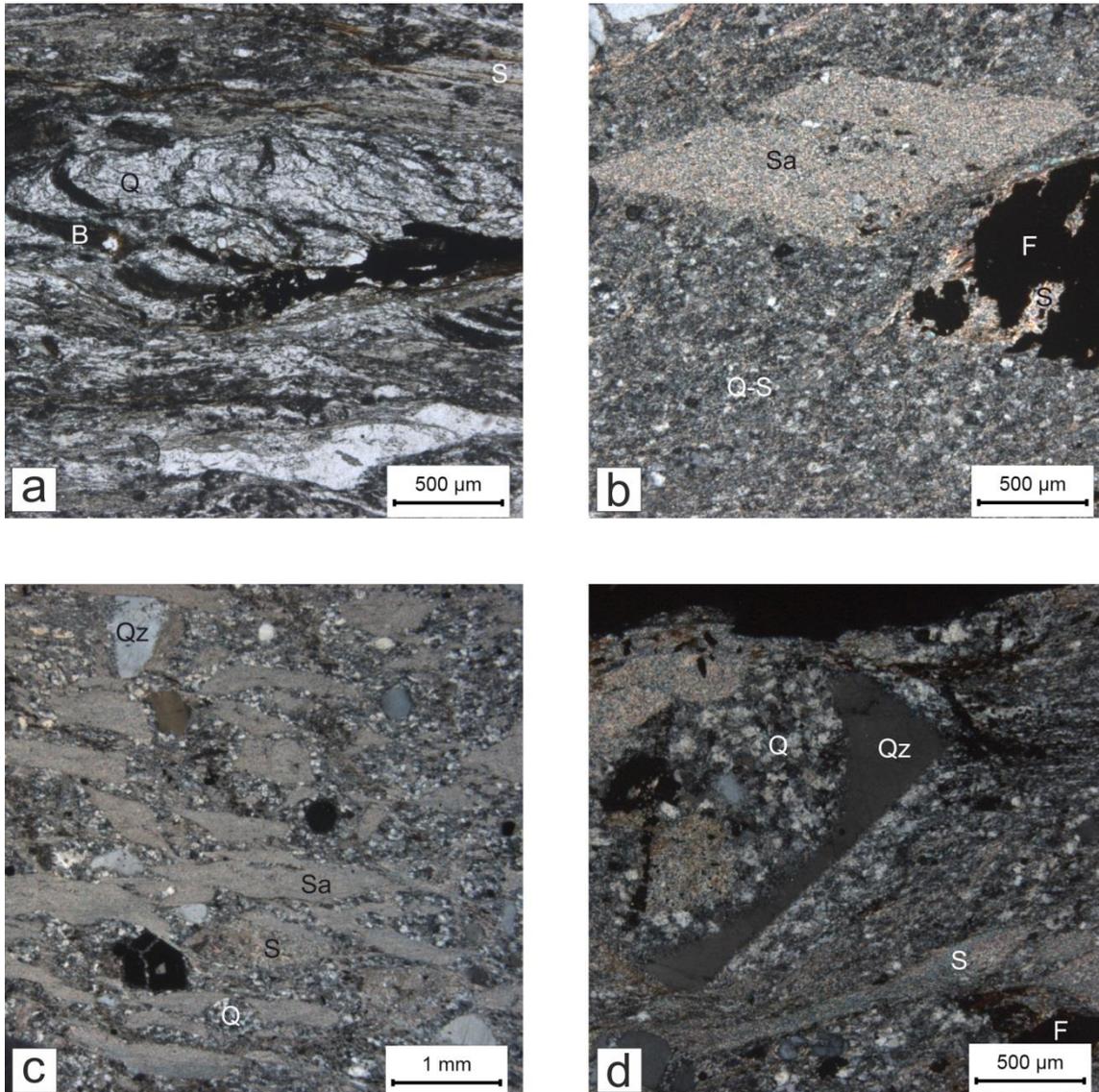


Abbildung 24: a. alterierte Biotitkomponenten; b-c. saussuritisierte Formrelikte; d. resorbierter Quarz;

S – Serizit; Qz – Quarzklast; Q – rekristallisierte Quarz; F – Eisenoxid; B – alterierter Biotit; Sa – Sausorit; Q-S – Quarz-Serizit-Filz;

Blasseneck Porphyroid

Der Blasseneck Porphyroid ist an zahlreichen Stellen entlang des Profils aufgeschlossen. Er ist im gesamten Hinterhofgraben, auf der Scheikelalm, der Rotsohlalm und dem Dürrwaldgraben anzutreffen. Die Aufschlüsse sind häufig mit einer eisenoxidischen Verwitterungsschicht überzogen.

Im Handstück lassen sich einige Varietäten des Blasseneck Porphyroids unterscheiden, teilweise erscheint er sehr stark geschiefert und lagig aufgebaut, jedoch wirkt er häufig auch relativ massig. Aufgrund von charakteristisch gerundeten Quarzeinsprenglinge (ca. 0,5-3 mm) kann das Gestein klar von den andern Lithologien unterschieden werden. Auf der Rotsohlalm treten vereinzelt stark mylonitisierte Blasseneck Porphyroide (Abbildung 25b) auf, bei denen kaum noch größere Einsprenglinge erkennbar sind. Auch die Färbung kann von grünlich bis grau in unterschiedlichen

Helligkeitsstufen variieren. Abgesehen von wenigen Ausnahmen sind jedoch immer runde Quarzeinsprenglinge erkennbar. Teilweise sind schwarze, dünnblättrige bis zu 20 cm große Stellen im Gestein enthalten, dabei handelt es sich um tuffoide Ablagerungen, sie kommen beispielsweise auf der Rotsohlalm vor.

Das Gestein setzt sich aus einigen größeren Quarzklasten und einer feinkörnigen Matrix aus Quarz und Serizit zusammen (Abbildung 25a). Neben diesen Komponenten kommen auch zahlreiche untergeordnete Phasen vor. Dazu gehören neben Eisenoxiden, Kalziten und Chlorit auch Relikte von Feldspaten und vereinzelt Amphibole. Als Akzessorien ist Turmalin, Zirkon und Epitot enthalten. Meist sind eine deutliche Schieferung, sowie eine Einreglung der gröbereren Klasten erkennbar. Der vulkanogene Ursprung der Quarzklasten ist deutlich erkennbar. Hinweise darauf sind beispielsweise die sehr häufig auftretenden Korrosionsbuchten und -schlänche.

Auffällig sind außerdem einige größere Komponenten, die sich aus bräunlichen Schlieren und quarzitischen Lagen zusammensetzen. Diese erscheinen stark alteriert und sind teilweise in sekundäre Phasen, wie Chlorit (im Süden) oder Muskovit (im Norden) umgewandelt.

Aufgrund der bräunlichen Färbung und der Umwandlungsprodukte werden diese Komponenten als ehemalige Biotite interpretiert. Sie kommen nicht als Einzelminerale vor, sondern als ein geschichteter Verband (Abbildung 24a).

Häufig wird das Gestein auch von vielen Klüften und Rissen durchzogen, die oftmals sekundär mit Quarz oder Kalzit verfüllt sind. Die Proben des gesamten Profils zeigen auch Anzeigen für sekundäre Karbonatinfiltation, sowie sekundäre Kalzitausfällungen. Eine weitere Besonderheit stellen mehrere Formrelikte dar. Dabei handelt es sich um einen dichten, sehr feinkörnigen Filz, der sich großteils aus Serizit zusammensetzt. Meist zeigen sie keine spezifischen Formen (Abbildung 24c), vereinzelt treten aber auch Rohmboeda-Formen (Abbildung 24b) auf, was auf einen Kristall (vermutlich Plagioklas) als Vorläufer schließen lässt.

Teilweise sind in den Gesteinen auch Drucklösungssäume sowie Lösungserscheinungen an den Quarzkörnern enthalten. Im manchen Fällen ist dies so weit fortgeschritten, dass die Quarze beinahe vollständig resorbiert wurden und nur mehr als Relikte vorhanden sind (Abbildung 24d). Außerdem ist ein hohes Maß an Alterierungsprozessen wie Serizitisierung und Saussuritisierung beobachtbar. Anzumerken ist, dass ein Trend von Süden (Pretalstraße) nach Norden (Rotsohlalm) beobachtbar ist. Viele Erscheinungen wie sekundäre Karbonatinfiltation, Drucklösungssäume, Saussuritisierung und das Auftreten der Formrelikte nehmen in Richtung Norden stetig zu.

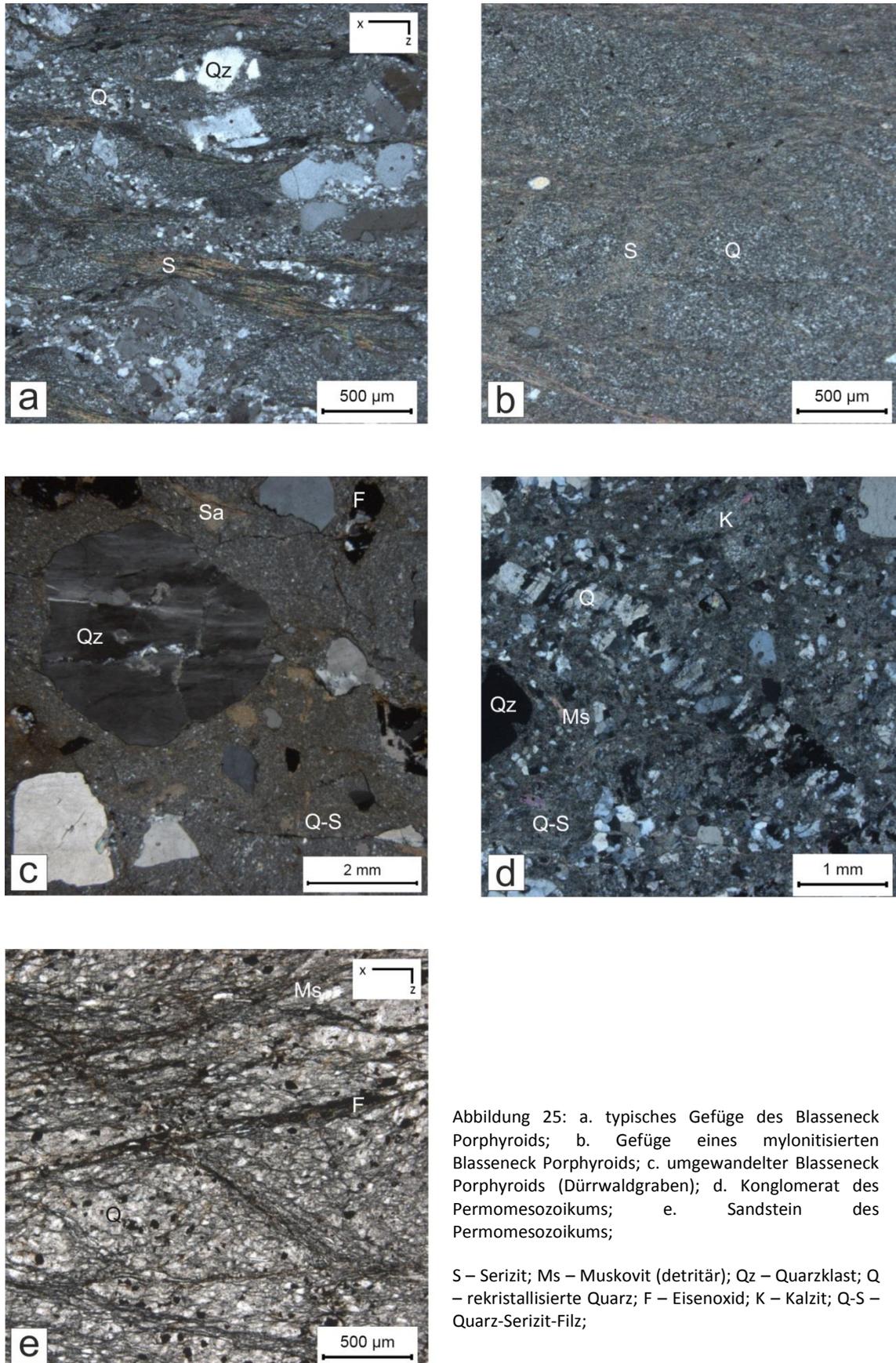


Abbildung 25: a. typisches Gefüge des Blasseneck Porphyroids; b. Gefüge eines mylonitisierten Blasseneck Porphyroids; c. umgewandelter Blasseneck Porphyroids (Dürrwaldgraben); d. Konglomerat des Permomesozoikums; e. Sandstein des Permomesozoikums;

S – Serizit; Ms – Muskovit (detritär); Qz – Quarzklast; Q – rekristallisierte Quarz; F – Eisenoxid; K – Kalzit; Q-S – Quarz-Serizit-Filz;

Einen Sonderfall stellen die Blasseneck Porphyroide des Dürrwaldgrabens dar. Dort weisen die Gesteine eine weit fortgeschrittene Alterierung und zahlreiche Anzeichen für eine spröde Deformation auf (Abbildung 25c). Immer noch gut erkennbar sind die groben Quarz- und ehemaligen Biotitklasten. Die Matrix besteht aus einem dichten Filz aus feinen Hellglimmern und Quarzen, häufig ist keine oder nur mehr eine leichte Schieferung erkennbar. Im Handstück ist ein deutliches kataklastisches Gefüge sichtbar. Das Gestein ist stark geschert und zerbrochen. Auffällig ist auch die starke Vererzung der Gesteine.

Präbichl- und Werfener Formation

Bei diesen beiden Einheiten handelt es sich um das Permomesozoische *cover* der Grauwackenzone und sie werden in dieser Arbeit als solches zusammengefasst. Sie treten, aufgrund tektonischer Duplikation, erstmals am nördlichen Ende der Rotsohlalm auf und ziehen sich bis zum erneuten Auftreten der Grauwackenzone bei Aschbach durch den Rotsohlgraben. Beprobte wurden diese Schichten nur in der unmittelbaren Umgebung der Grauwackenzone, d.h. auf der Rotsohlalm, nahe der Ortschaft Aschbach und im Dürrwaldgraben. Diese Einheit setzt sich aus überprägten Sandsteinen (Abbildung 25e) und Konglomeraten (Abbildung 25d) zusammen. Die Konglomerate weisen klastische Komponenten in unterschiedlicher Korngröße von 1 cm bis in den μm -Bereich, auf. Die Klasten bestehen zu einem großen Teil aus Quarz, welche häufig magmatische Korrosionsschläuche aufweisen. Es treten aber auch Plagioklase auf, die deutliche polysynthetische Verwilligungen enthalten und teilweise Anzeichen für beginnende Saussuritisierung zeigen. Außerdem treten immer wieder, ähnlich der Blasseneck Porphyroide, stark alterierte Komponenten auf, die großteils aus Biotit bestehen und teilweise Umwandlung zu Chlorit oder Muskovit zeigen. Häufig sind auch einige größere Glimmerblättchen erkennbar, die vermutlich detritären Ursprungs sind. Die Matrix setzt sich aus Quarz und feinen Hellglimmern zusammen. Auch einige sekundär gebildete Phasen sind erkennbar, dazu gehören vorrangig Karbonatausfällungen und Vererzungen (opake Phasen). Immer wieder treten kleine bräunliche rhomboedrische Kristalle auf, die das Gefüge diskordant überwachsen, dabei handelt es sich vermutlich um Fe-Kalzitausfällungen. Als Akzessorien sind Turmalin und Zirkon enthalten. Eine Schieferung ist meist nur schwach ausgebildet.

Die Sandsteine zeigen Korngrößen von 0,2 -1 mm. Abgesehen von der Korngröße unterscheiden sich die Sandsteine kaum von den Konglomeraten. Der Mineralbestand sowie das Gefüge sind weitgehend sehr ähnlich, auch wenn die Sandsteine häufig eine deutlichere Schieferung aufweisen. Jedoch treten bei den Konglomeraten viele unterschiedliche Komponentengrößen innerhalb einer Probe auf, wohingegen die Sandsteine meist eine regelmäßige Verteilung zeigen.

Beschreibung von Makro- und Mikrostrukturen

Einteilung des Arbeitsgebietes

Das ca. 12 km lange Profil erstreckt sich quer über die gesamte Grauwackenzone, vom Semmeringquarzit im Liegenden zu den Nördlichen Kalkalpen im Hangenden. Zur besseren Übersicht wurde das Profil in fünf Abschnitte eingeteilt (siehe Abbildung 26):

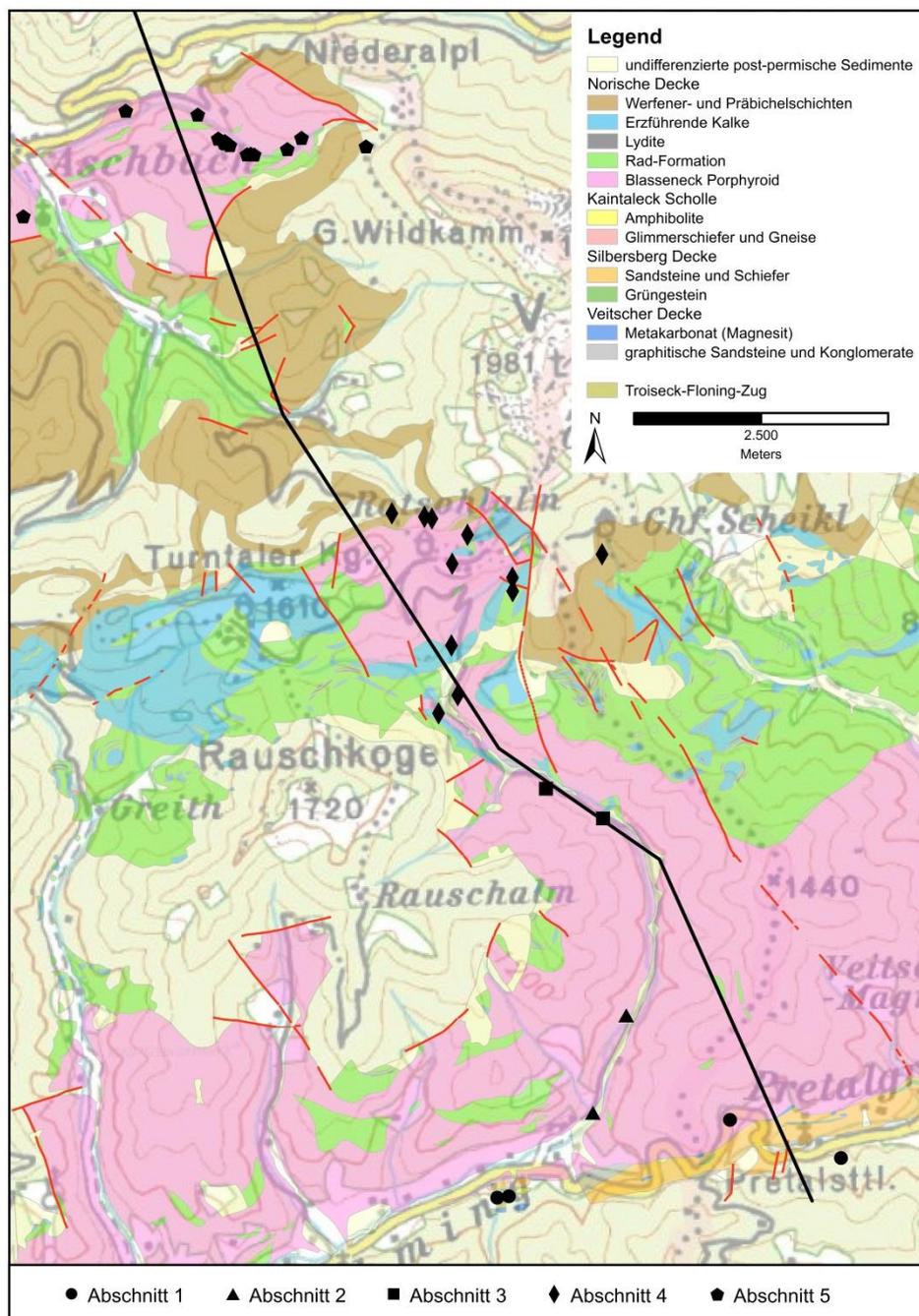


Abbildung 26: Überblick der Profilschnitte und Probenpunkte

1. Der südlichste Bereich setzt sich aus dem Semmeringquarzit, sowie den liegenden Decken der Grauwackenzone zusammen. Aufgeschlossen ist diese Zone nur entlang der Pretalstraße. Hier findet man neben dem Semmeringquarzit auch geringmächtige Graphitschiefer der Veitscher Decke, Metakonglomerate der Silbersberg Decke und Amphibolite und Glimmerschiefer der Kaintaleck Scholle.
2. Direkt darüber liegen die Gesteine des unteren Hinterhofgrabens. Diese setzen sich ausschließlich aus Blasseneck Porphyroid zusammen. Die südlichsten Anteile dieser Lithologie werden zum zweiten Abschnitt zusammengefasst.
3. Der nächste Abschnitt zieht sich durch den oberen Teil des Hinterhofgrabens bis zur Scheikelalm. Hier sind verschiedene Lithologien der Norischen Decke anzutreffen. Dabei handelt es sich um dem Blasseneck Porphyroid, Schiefer der Radformation und Karbonate.
4. Zwischen der Scheikelalm und den Beginn des Rotsohlgrappens schließt sich die nächste Zone an. Sie ist im Wesentlichen aus denselben Lithologien aufgebaut wie Abschnitt zwei, jedoch sind an der Nordgrenze zusätzlich Metasedimente der Präbichl- und Werfener Formation aufgeschlossen.
5. Der nördlichste Teil ist von dem südlicheren Teil durch eine Mulde der Nördlichen Kalkalpen im oberen Bereich des Rotsohlgrappens getrennt. Der Abschnitt selbst zieht sich durch den unteren Rotsohlgrappens bis hin zur Ortschaft Aschbach. Vorzufinden sind wiederum Gesteine der Norischen Decke, sowie die basalen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen.

Profilabschnitt 1

Die in diesem Bereich enthaltenen Lithologien sind der Semmeringquarzit, die Graphitschiefern der Veitscher Decke, die Mikrokonglomeraten der Silbersberg Decke und die Amphiboliten und Gneisen der Kaintaleck Scholle.

Makrostrukturen

Dieser Profilabschnitt beinhaltet die Überschiebungsbahn zwischen der Grauwackenzone und dem Troiseck-Floning-Zug. Entlang dieser Linie sind neben den duktilen Strukturen sehr viele spröde Strukturen beobachtbar. Am südlichsten Abschnitt fallen die Gesteinsschichten sehr steil nach N ein bzw. fallen sie nahezu senkrecht ein, bei einem generellen E-W Streichen. Entlang des Profils in Richtung Norden wird das Einfallen tendenziell flacher. So fallen die Schichten der Veitscher- und der Silbersberg Decke mit einem Winkel von ca. 70° und die der Kaintaleck Scholle mit ca. 60° Richtung Norden ein. Innerhalb dieses Gebietes können zwei Lineationsrichtungen unterschieden werden. Während der Semmeringquarzit eine Lineation nach ENE aufweist, sind die der Veitscher Decke und der Kaintaleck Scholle nach S bzw. SW gerichtet. Die Messungen des Einfallens der Silbersberg Decke schwanken zwischen E und S.

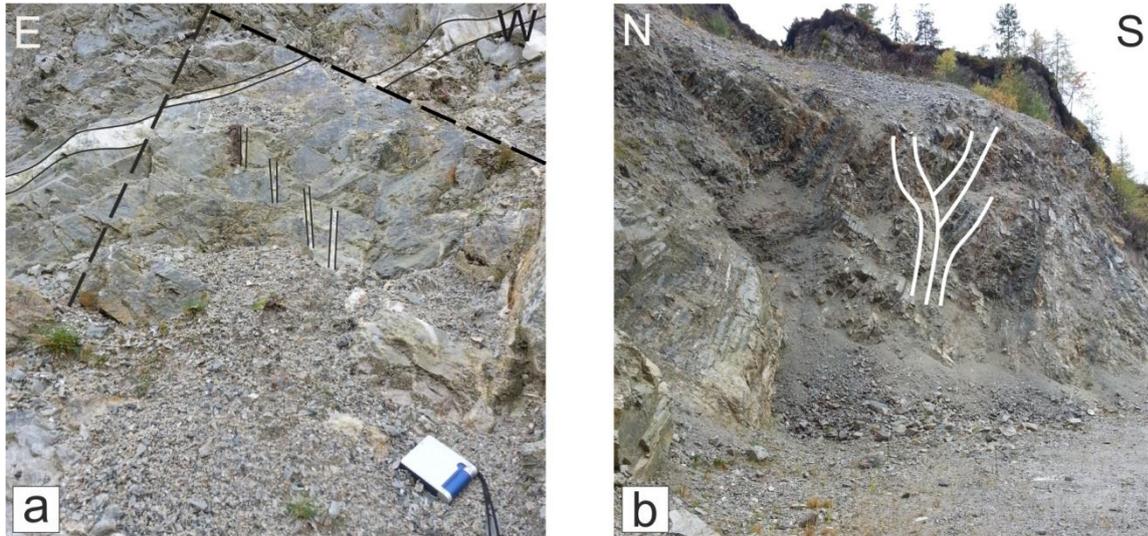


Abbildung 27: Aufschlussfotos; a. konjugierte WE-gerichtete Störungen; b. *flowerstructure*, N-S Einengung;

Charakteristisch für dieses steile Einfallen und die damit verbundenen makroskopischen Strukturen ist der Steinbruch des Semmeringquarzites südlich der Pretalstraße. Auffallend sind zahlreiche mit Quarz gefüllte Brüche, die sich diskordant durch das Gestein ziehen. Diese können in zwei Gruppen gegliedert werden: Erstere sind ca. zwei bis drei cm mächtig und fallen mit einem Winkel von ca. 45° nach SSE ein. Bei der zweiten Gruppe handelt es sich um mehrere feine Risse (zwei bis fünf mm), die als *en-echelon* Struktur auftreten, welche steil mit 80° in Richtung W einfallen (siehe Abbildung 27).

In der von Nord nach Süd gerichteten Flanke des Aufschlusses ist eine Reihe von sehr steil stehenden und verzweigten Störungen erkennbar. Sie fallen mit Winkeln zwischen 75-90° ein, teilweise Richtung N, aber auch nach S. Im Gesamtverband betrachtet, lässt sich eine *flowerstructure* ausmachen.

Im W-E Schnitt betrachtet ist im Aufschluss ein weiteres Störungssystem sichtbar. Mehrere miteinander konjugierte Störungen fallen mit 65° nach SW bzw. mit 80° nach NE ein. Da einige Quarzadern entlang dieser Trennflächen versetzt wurden, können diese eindeutig als Abschiebungen bestimmt werden.

Mikrostrukturen

Im gesamten Abschnitt zeigen die Quarzkörner dynamische Rekristallisationsstrukturen. Es lassen sich Subkornausbildungen erkennen, sowie bereits einige lobate Korngrenzen, d.h. dass es sich bei den vorherrschenden Quarzdeformationsmechanismen um eine Kombination aus *subgrain rotation* (SGR) und *grain boundary migration* (GBM) handelt. Anhand der gewonnenen Informationen kann von einem Deformationsereignis zwischen 350-400°C ausgegangen werden, verbunden mit hohen Differentialspannungen, qualitativ abgeleitet aus sehr kleinen Rekristallisationsgrößen der Quarze.

Generell löschen die Quarze undulös aus, zeigen aber kaum Deformationslamellen. Auffällig ist auch eine querschlagende Scherzone innerhalb des Semmeringquarzits, in welcher sich durch dynamische Rekristallisation sehr kleine Quarzkörner bildeten. Dies wird als Zeichen lokalisierter Scherzonen gedeutet, die sich bei hohen Differentialspannungen gebildet haben.

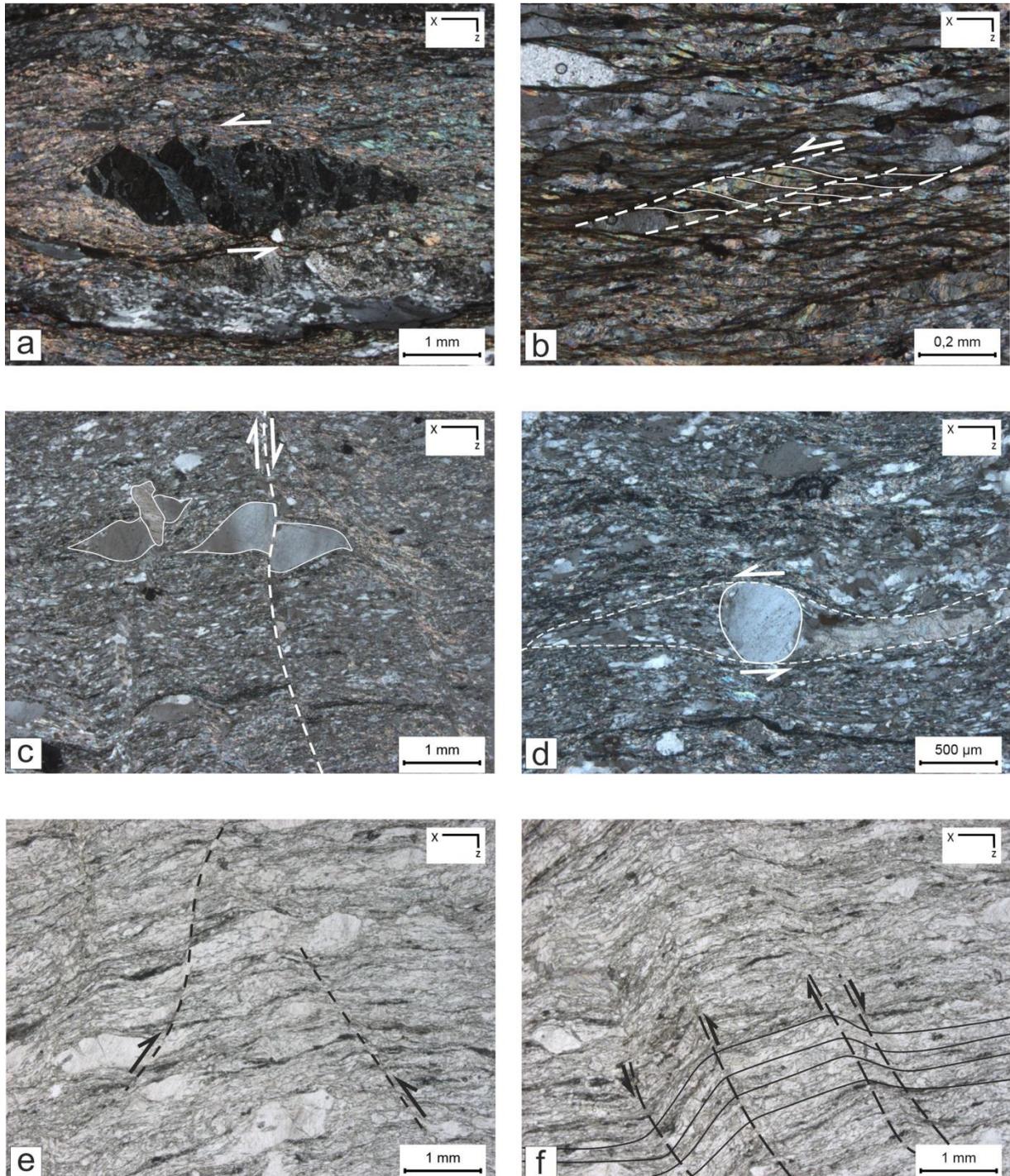


Abbildung 28: Dünnschliffphoto; a. zerscherter Granat mit *bookshelf* Strukturen, Scherung nach SE (Gneis, Kaintaleck Scholle); b. ECC-Gefüge, Scherung nach S (Gneis, Kaintaleck Scholle); c. sinistrale σ -Klasten und Abschiebung (Sandstein, Silbersberg Decke); d. Karbonatdruckschatten mit sinistralen Schersinn (Sandstein, Silbersberg Decke); e. konjugierte Scherbänder, WE-Streckung (Sandstein, Silbersberg Decke); f. Knickfalte mit sinistralen Schersinn (Sandstein, Silbersberg Decke);

a. x=L(140/75); b. x=L(140/75); c. x=L(090/05); d. x=L(090/05) e. x=L(090/05) f. x=L(090/05)

Zu bemerken ist außerdem die Saussuritisierung der Plagioklase innerhalb der Mikrokonglomeraten der Silbersberg Decke und innerhalb des Blasseneck Porphyroids, wobei teilweise bereits die Ausbildung von holokristallinen Epidot beobachtbar ist. Des Weiteren sind einige Titanitsäume erkennbar, welche sich durch Entmischungsreaktionen aus Plagioklas bildeten. Zusätzlich findet sich im Großteil der Gesteine sekundär gewachsener Chlorit, beispielsweise in Druckschatten oder in verfüllten Granatbrüchen. Weitere sekundär gebildete Phasen sind serizitische Hellglimmer, sowie einige eisenoxidische und karbonatische Ausfällungen.

Schersinnindikatoren

Der Südrand der Grauwackenzone zeigt zwei duktile Lineare. Ein steil N-fallendes, das ein Aufschiebendes Ereignis anzeigt und ein W-E streichendes, welches auf eine Seitenverschiebung hindeutet. Außerdem weisen einige Strukturen auf spröde Ereignisse hin. Dies allein spricht schon dafür, dass kontinuierlich oder periodisch *dip slip* und *strike slip* Verformungen während der Kühlung der Gesteine, wahrscheinlich über einen längeren Zeitraum wirksam waren. Anhand der Mikrostrukturen konnten weitere Anzeichen für diese Bewegungen ausgemacht werden. Diese sind weitgehend duktil und bildeten sich unter grünschieferfaziellen Bedingungen (sekundärer Chloritwachstum). Untergeordnet treten einige S-gerichtete Schersinne auf (Beispiel siehe Abbildung 28 a & b), welche ebenfalls ein Indikator für ein Aufschiebendes Ereignis sind. Die Seitenverschiebung lässt sich anhand der Mikrostrukturen ablesen, dominant sind sinistrale Schersinne (Beispiel siehe Abbildung 28 c, d & f), lokal tauchen aber auch dextrale Schersinne auf (Beispiel siehe Abbildung 28 e). Die spröden Strukturen sind einerseits teilweise konjugierte Aufschiebungen nach Nord und Süd, sowie die erwähnten *flower structures* die eine kombinierte vertikale Dehnung und sinistrale Scherung aufweisen. Aus der Tatsache, dass das Kartenbild ebenfalls sinistrale Duplex Strukturen zeigt, wie später erläutert wird, kann angenommen werden, dass die jüngere semiduktile bis spröde Verformung eine sinistrale Bewegung darstellte.

Deformationsabfolge

Alle makroskopischen und mikroskopischen Strukturen als Ganzes betrachtet, können zu einer Abfolge der Deformation Ereignisse rekonstruiert werden. Einen Überblick über die beobachteten Strukturen und deren Einteilung in verschiedene Deformationsabfolgen ist in Abbildung 29 ersichtlich.

D1-sinistrale Seitenverschiebung (*strike slip*), duktil-spröde

Im Zuge dieses Events bildete sich das penetrative Gefüge aus, wozu neben der Schieferung auch die sinistral gerichteten Schersinne gehören.

Außerdem sind im yz-Schnitt Scherbänder, SC-Gefüge und *bookshelf* Strukturen in Granat ersichtlich, welche eine Aufwärtsbewegung des Südblockes anzeigen.

Insgesamt kann daher von einer N-S Transpression, während D1 und D2, gesprochen werden, die eine Extension nach W und E, aber auch nach oben hin zur Folge hatte.

D3 – koaxial (N-S Einengung; W-E Dehnung), spröd

In weitere Folge bildeten sich auch die vorkommenden spröden Strukturen aus. Die *flowerstructure* im yz- Schnitt, sowie die Abschiebungen im xy-Schnitt verweisen auf eine Stauchung entlang der N-S Achse.

Profilabschnitt 2

Diese Zone setzt sich ausschließlich aus Blasseneck Porphyroid zusammen.

Makrostrukturen

In diesem Profilabschnitt sind keine größeren Störungssysteme beobachtet worden, weshalb es wenig überrascht, dass großteils duktile bzw. semiduktile Strukturen auftreten und spröde hingegen nur untergeordnet vorhanden sind. Die Gesteinsschichten fallen relativ flach (ca. 20-30°) nach N ein. Die Lineation zeigt einheitlich nach NE.

In diesem Abschnitt konnten anhand eines größeren Aufschlusses mehrere makroskopische Beobachtungen aufgenommen werden. Dieser Aufschluss weist eine sehr flach einfallende Schieferung nach N auf, welche im NE-SW-Profil großteils geradlinig, jedoch im NW-SE-Schnitt leicht gewellt erscheint. Im Gestein sind zahlreiche ein bis zehn cm mächtige quarzgefüllte Dehnungsgänge enthalten. Viele davon liegen konkordant zur Schieferung und die Asymmetrie der sigmoidale Quarzgänge zeigt überwiegend Top SE gerichtet Schersinne (Abbildung 30). Jedoch kommen oft auch diskordante Quarzgänge vor und weisen eine Scherung nach N auf. Diese ziehen sich geradlinig durch den Fels oder sind teilweise verfaltet. Des Weiteren weist der Aufschluss ein duktil bis semi-duktil gebildetes SC-Gefüge auf, welches wiederum Top S ausgerichtet ist.

Als einzig spröde Struktur tritt ein konjugiertes Störungssystem auf. Dabei fallen die Störungen mit 55° nach NNE ein bzw. mit 80° nach S. Da wiederum ein deutlicher Versatz der Quarzgänge vorliegt, können die Verwerfungen eindeutig als Abschiebungen klassifiziert werden. In der unmittelbaren Umgebung der Störungen sind zahlreiche kleinere Riedelflächen im Fels, die von den Hauptstörungen abzweigen, ähnlich einer *horsetail*-Struktur (Abbildung 30).

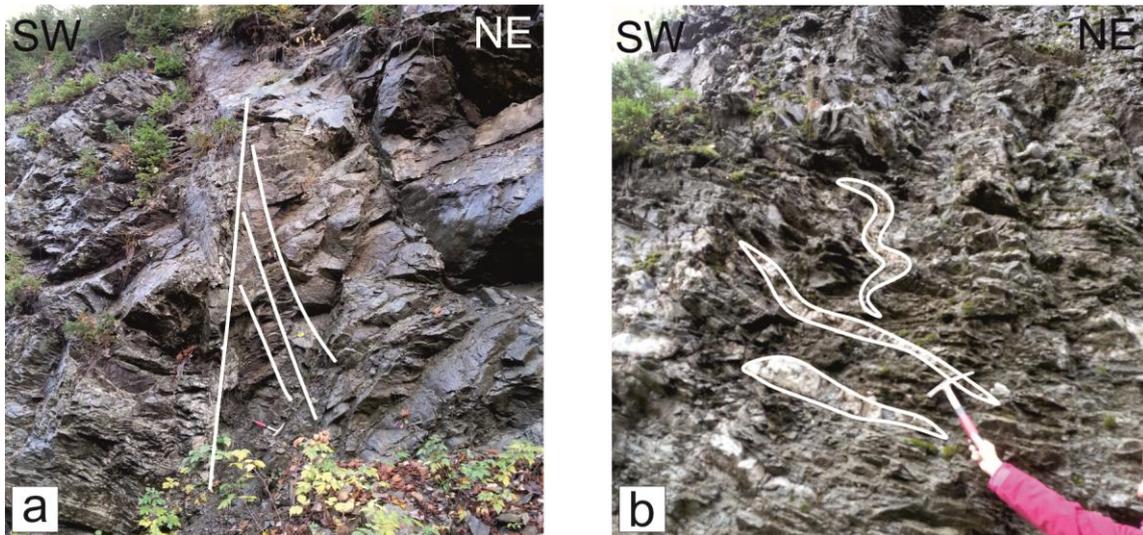


Abbildung 30: Aufschlussfoto; a. *horse-tail* Struktur zeigt Hebung des NE Blocks, b. diskordante Quarze mit NE-gerichteten Scherfaltungen;

Mikrostrukturen

Hier zeigen die Quarze erneut Anzeichen von dynamischer Rekristallisation. Die auftretenden Prozesse in diesem Abschnitt sind *bulging* (BLG) und *subgrain rotation* (SGR), wobei letzteres etwas dominanter vertreten ist. Alle genommenen Proben dieser Zone zeigen undulöses Auslöschchen von Quarz. In den größeren Quarzklasten sind außerdem deutliche Deformationslamellen enthalten.

Im Dünnschliff lassen sich einige Plagioklase ausmachen, die aufgrund stark fortgeschrittener Saussuritisierung nur als Fragmente erhalten sind. Aufgrund dieses Umwandlungsprozesses setzt sich ein Großteil der Gesteinsmatrix aus Hellglimmern zusammen. Auffällig sind auch einige in die Matrix eingebettete Biotitscheiter, die stark alteriert und teilweise zu Chlorit umgewandelt sind. Erwähnenswert sind auch zahlreiche Risse und Brüche, welche sekundär mit Karbonat und vereinzelt mit Vererzungen verfüllt wurden. Dennoch sind einige Dehnungsstrukturen enthalten, welche mit dynamisch kristallisiertem Quarz verfüllt sind. Außerdem sind einige Hinweise auf Drucklösungsprozesse im Gestein ersichtlich, wie beispielsweise Quarzdruckschatten.

Im Vergleich zu Abschnitt eins lässt sich eine Abnahme der Temperatur auf ca. 300-400°C ablesen. Dies wird mit den Hauptdeformationsmechanismen *bulging* und *subgrain rotation* begründet und dem weitgehenden Fehlen von *grain boundary migration* wie es im Südteil typisch ist. Gegenüber dem steht eine Zunahme verschiedener Umwandlungsprozesse, wie beispielsweise Saussuritisierung oder die Reaktion von Biotit zu Chlorit.

Schersinnindikatoren

Die dominante Bewegungsrichtung innerhalb dieser Zone war gegen NE. Dafür spricht nicht nur das NE-einfallende Linear, sondern auch eine große Anzahl an NE-gerichteten Schersinnen (Beispiel siehe Abbildung 31 b & d). Dies wird als ein Aufschiebendes Ereignis im Zuge eines *thrusting* gegen NE bzw.

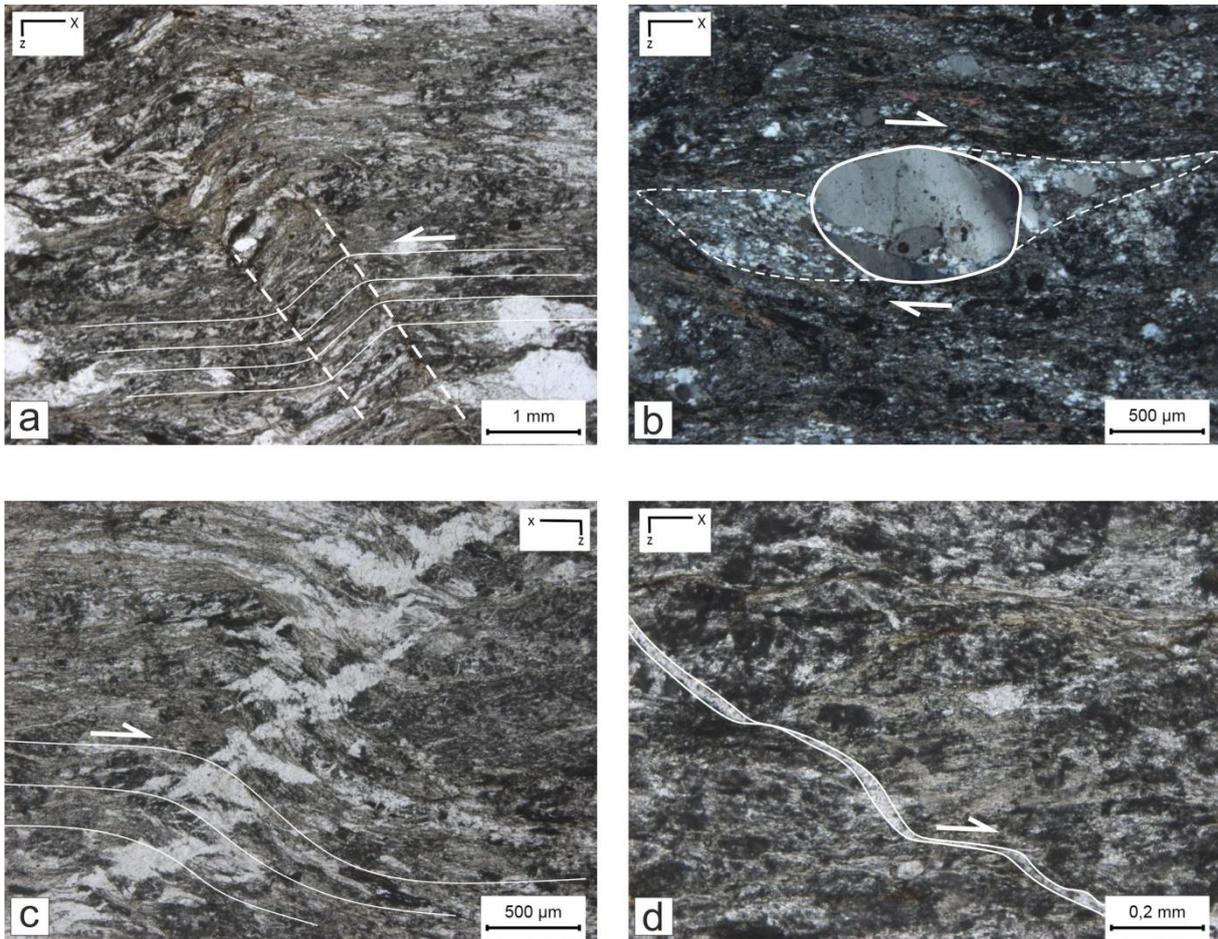


Abbildung 31: Dünnschliffphotos (Blasseneck Porphyroid, Norische Decke); a. Knickfalte, Scherung nach SW; b. σ -Klaste, leicht asymmetrisch mit Scherung nach NE; c. Knickfalte mit Kalzit gefüllten Dehnungsgängen in der Achsenebene, Scherung nach SW; d. NE-gerichteter zerscherter Dehnungsgang mit Klazitgefüllten *bull-apart* Strukturen;

a. $x=L(050/10)$; b. $x=L(050/10)$; c. $x=L(070/30)$; d. $x=L(50/10)$

N interpretiert. Außerdem treten vereinzelt einige S-gerichtete Schersinne (Beispiel siehe Abbildung 31 b) auf, welche eine koaxiale Komponente aufzeigen. Die Top S orientierten Schersinne werden als das Ergebnis von *backthrust* gedeutet. Einige Strukturelemente, wie beispielsweise verformte Quarzgänge (siehe Abbildung 31d) tauchen teils als NE- und teils als SW-vergent auf, was möglicherweise auf eine Plättung des Gesteinverbandes hindeuten könnte. Bei den spröden Strukturen handelt es sich um eine konjugierte Abschiebung nach Norden und Süden. Dies wird mit einer jungen Extension und damit verbundenen Druckentlastung in Relation gesetzt.

Deformationsabfolge

Als Ganzes betrachtet kann eine Annahme über die einzelnen Deformationsevents getroffen werden. Diese sind in Abbildung 32 dargestellt.

D1-N-gerichtete Stapelung, semi-duktil

Der Großteil der vorkommenden Komponenten ist nach NE ausgerichtet, demgegenüber stehen einige nach SW gerichtete Elemente. Aufgrund dieser Beobachtung kann von einer N-gerichteten

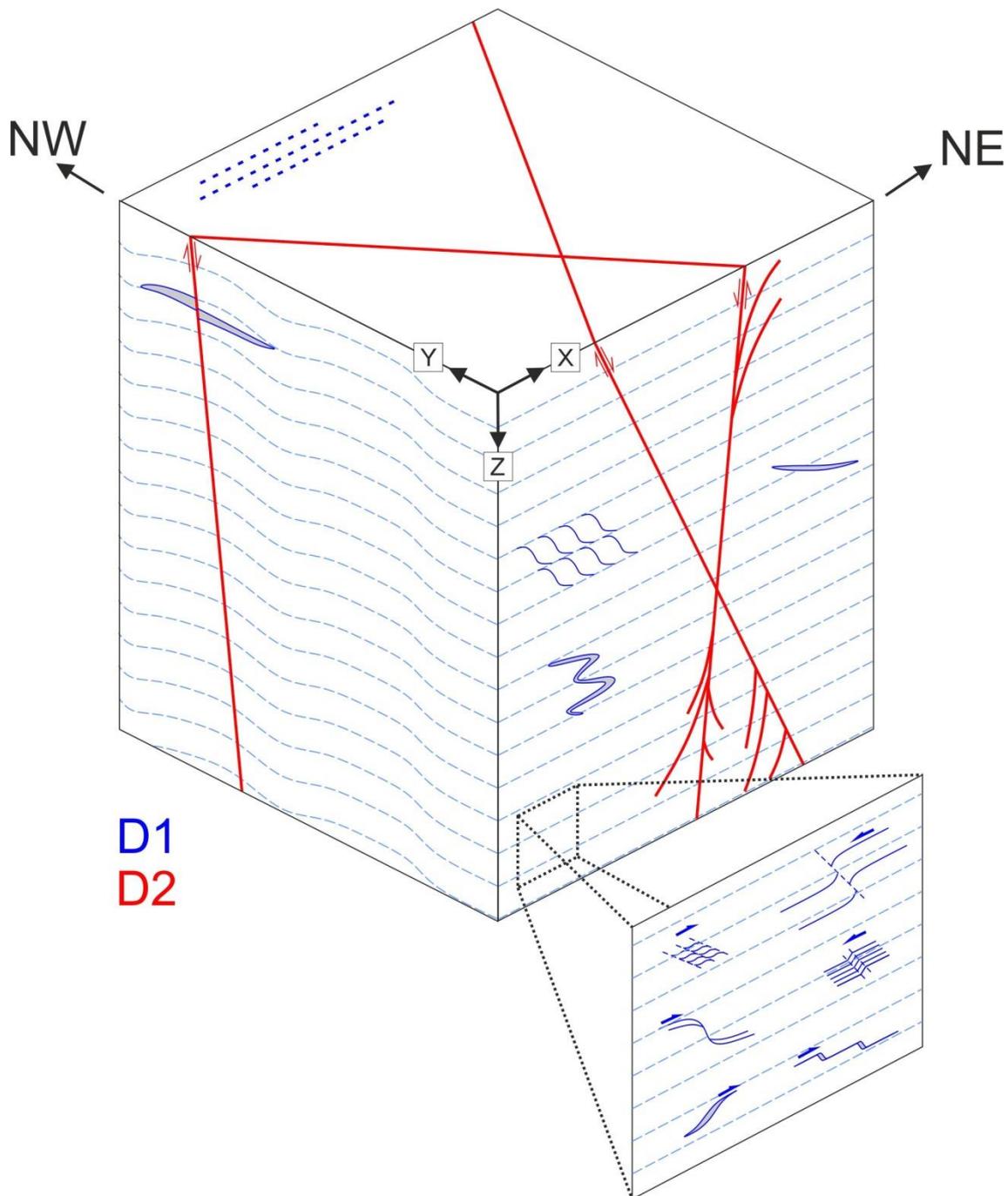


Abbildung 32: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 2. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.

Stapelung ausgegangen werden, die einer koaxialen Komponente, aufgrund von *backthrust*, zur Folge hatte. Verstärkt wird diese Annahme durch die ausgeprägte Plättungsgeometrie, sichtbar durch die Boudination von Quarzgängen in NS und WE Richtung. Demzufolge kam es auch zu einer koaxialen Verengung in vertikaler Richtung. Die Ausbildung der Schieferung wird auch mit diesem Event in Verbindung gesetzt.

D2 – N-S Extension, spröd

Im Aufschluss sind konjugierte Störungen ersichtlich, die nach N und nach S einfallen. Ihre Entstehung kann auf eine N-S Dehnung zurückgeführt werden.

Profilabschnitt 3

Im südlicheren Teil dieses Abschnittes kommen Karbonate und Radschiefer vor, hangend dazu im Norden treten graphitische Quarzite der Radformation und Blasseneck Porphyroide auf.

Makrostrukturen

Im dritten Abschnitt, dem oberen Teil des Hinterhofgrabens, fallen die Gesteinsschichten in 20-30° Winkel ein, jedoch nicht mehr nach N sondern nach S. Weiter im Norden auf der Scheiklalm fallen die Gesteinsschichten weiterhin nach S ein, allerdings nur mehr in einem 10° Winkel, sodass die Lagerung beinahe als horizontal bezeichnet werden kann, auch die Lineation fällt mit 10° flach nach SE ein.

Wenige Meter über der Scheiklalm befindet sich ein großer Aufschluss mit zahlreichen makroskopischen Strukturen. Wie im gesamten Untersuchungsgebiet durchziehen auch hier zahlreiche Quarzgänge (0,5-5 cm) das Gestein, teils konkordant, teils diskordant. Sie fallen größtenteils relativ flach mit Winkeln zwischen 10-30° ein. Jedoch sind sie sehr unterschiedlich orientiert. Es treten aber auch einige steilere Gänge auf, welche in Winkeln zwischen 80-90° nach SE bzw. NW einfallen. Außerdem erscheint der lagige Aufbau des Gesteins an einigen Stellen entlang der steilen Quarzgänge versetzt (Abbildung 33 b). Häufig treten auch steil stehende, stark verfaltete Gänge im Fels auf (Abbildung 33 a).

Weitere auffällige Strukturen sind ein etwa 10 cm großer σ -Klast aus Quarz (Top WNW), mehrere kleine Knickfalten (Top NE), eine große duktile Falte (Top SW) und ein duktil geformtes SC-Gefüge (Top NW) (Abbildung 33 c, d).

Spröde Strukturen sind wiederum nur sehr untergeordnet enthalten. Erkennbar sind zwei sehr flach einfallende Störungen, welche sich überkreuzen. Sie fallen mit 20° nach N bzw. nach S ein. Anhand kleiner Versätze der Quarzadern können sie als Abschiebungen klassifiziert werden. Im Gestein direkt an den Störungen können teilweise *en-echelon* Quarzadern ausgemacht werden.

Mikrostrukturen

Die Karbonate dieser Zone sind gekennzeichnet durch eine bimodale Korngrößenverteilung, d.h. größere Komponenten stecken in einer Matrix aus feinen Kristallen. Die großen Kerne zeigen deutliche Anzeichen von Verwilligungen von Typ I bis II (nach BURKHARD, 1993). Außerdem weisen sie unregelmäßige Korngrenzen auf, entlang dieser kleine dynamisch rekristallisierte Körner generiert wurden. Die neu gebildeten Kalzite bauen zusammen mit vereinzelt Quarzkörnern die Matrix um die älteren Kerne auf. Die feinkörnigen Kristalle zeigen kaum Anzeichen für spröde mechanische Beanspruchung, wie Verwilligungen. Des Weiteren können einige Gefügeelemente auf Drucklösungsprozesse zurückgeführt werden, dazu gehören Druckschatten und Drucklösungssäume.

Auch im Radschiefer sind deutlichen Hinweise auf Drucklösungsprozesse, sowie sekundäre Mineralausbildungen vorhanden. Die sehr feinkörnige Matrix setzt sich aus Quarz und sekundär

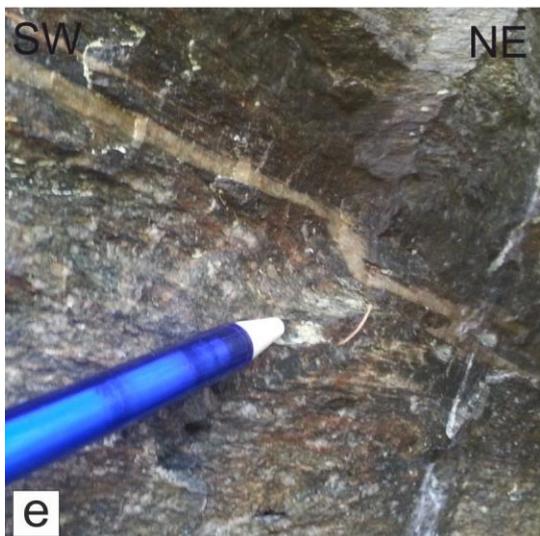
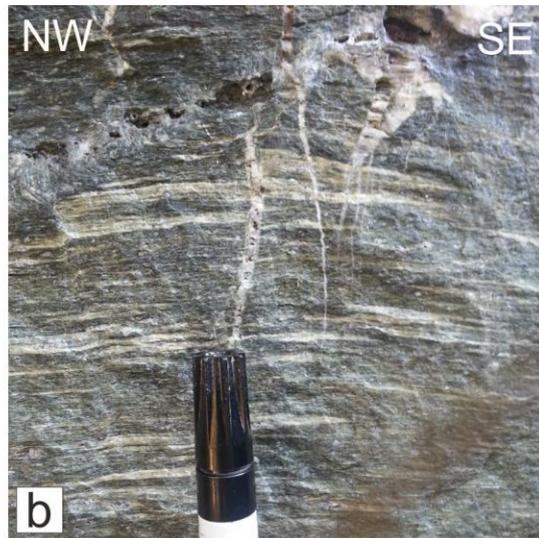
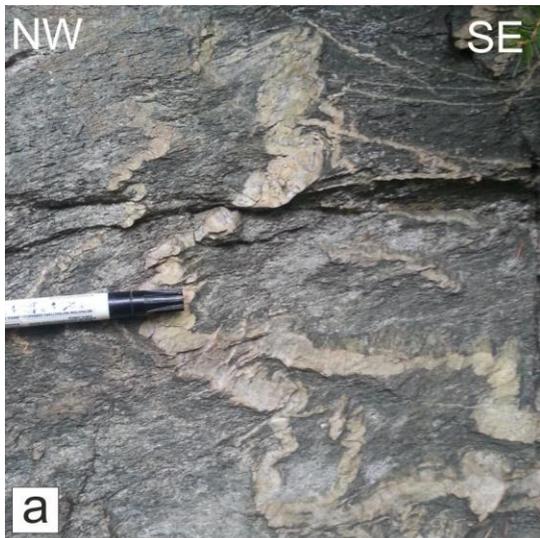


Abbildung 33: Aufschlussfoto; a. stark verfaltete Quarzgänge; b. Quarz gefüllter Dehnungsgang in Porphyroid mit versetzter Lagerung; c. SW-vergente Falte; d. Quarz- σ -Klast mit einer Scherung nach WNW; e. NE-vergente duktile Knickfalte;

gebildeten Serizit und Kalzit zusammen. Die Quarze zeigen dynamische Rekristallisation (SGR) und wirken weitgehend stressfrei. Ähnlich der Quarze zeigen auch die Kalzite kaum Anzeichen für Deformationen. Auffällig sind außerdem einige euhedrale Pyrite, um die sich deutliche Druckschatten aus Quarz bildeten.

Eine Besonderheit in diesem Abschnitt stellen die graphitischen Quarzite dar. Anhand dieses Gesteins lässt sich grob eine Deformationsabfolge konstruieren. Nach der Sedimentation und Kompaktierung der einzelnen Komponenten bildeten sich quarzgefüllte Dehnungsgänge aus, welche die sedimentäre Lagerung diskordant durchschlugen. Anschließend wurde das Gestein im Gesamtverband verfaultet. In darauf folgenden Phasen bildete sich eine Achsenflächenschieferung aus. Längs dieser Schieferlage bildeten sich konkordante Quarzgänge, die durch Kompression entlang der verfaulteten graphitischen Lagen versetzt wurden.

Während eines späteren Events wurde die Achsenflächenschieferung als Scherbänder reaktiviert, wodurch einige Quarzadern entlang dieser Bänder gestreckt und geschert wurden. Als letztes bildeten sich einige Drucklösungssäume aus, wodurch scheinbare Versätze generiert wurden.

Als hangendeste Lithologie dieses Bereiches tritt der Blasseneck Porphyroid auf. Ähnlich Abschnitt zwei tritt auch in Abschnitt drei *bulging* (BLG) und *subgrain rotation* (SGR) als Rekristallisationsprozesse auf, jedoch ist hier BLG gegenüber SGR dominanter. Ebenso zeigen die großen Quarzklasten deutliches undulöses Auslösen sowie Deformationslamellen. Die Gesteine dieses Abschnittes erscheinen etwas höher temperiert bei ca. 350-450°C.

Wiederum ist das Gestein stark saussuritisiert, so dass ehemalige Plagioklase nur mehr zu errahnen sind. Auch der Rest der feinkörnigen Matrix wurde durch Serizitisierung mit zahlreichen feinen Hellglimmern durchzogen. Erneut kommen einige größere Biotitkomponenten vor, die retrograd zu Muskovit umgewandelt wurden. Auch Titanitentmischungen sind immer wieder beobachtbar, sowie einige Brüche, die sekundär mit Quarz- und Kalzitkristallen verfüllt sind.

Anhand der Kalzitverwilligungen und der Rekristallisationsprozesse von Quarz kann die Temperatur während der Deformationsphase in dieser Zone auf ca. 350° C geschätzt werden. Da eine Zunahme von sekundären Kalzitausfällungen und Saussuritierung festgestellt wurde, kann angenommen werden, dass hier mehr Fluidaktivität vorhanden war. Dies korreliert mit der Beobachtung, dass auch Drucklösungserscheinungen vermehrt auftreten.

Schersinnindikatoren

Auch wenn in diesem Abschnitt einige entgegengesetzte Schersinne vorkommen, wird von einer N-gerichteten Bewegung ausgegangen. Dafür sprechen einige Makroskopische Strukturen, wie eine

Knickfalte und ein σ -Klasten, sowie einige Mikrostrukturen, beispielsweise die Pyritdruckschatten und Aufschiebungen (siehe Abbildung 34 c & d). Da es sich dabei um relativ duktile bis spröde Strukturen handelt, kann davon ausgegangen werden, dass diese Bewegung über einen längeren

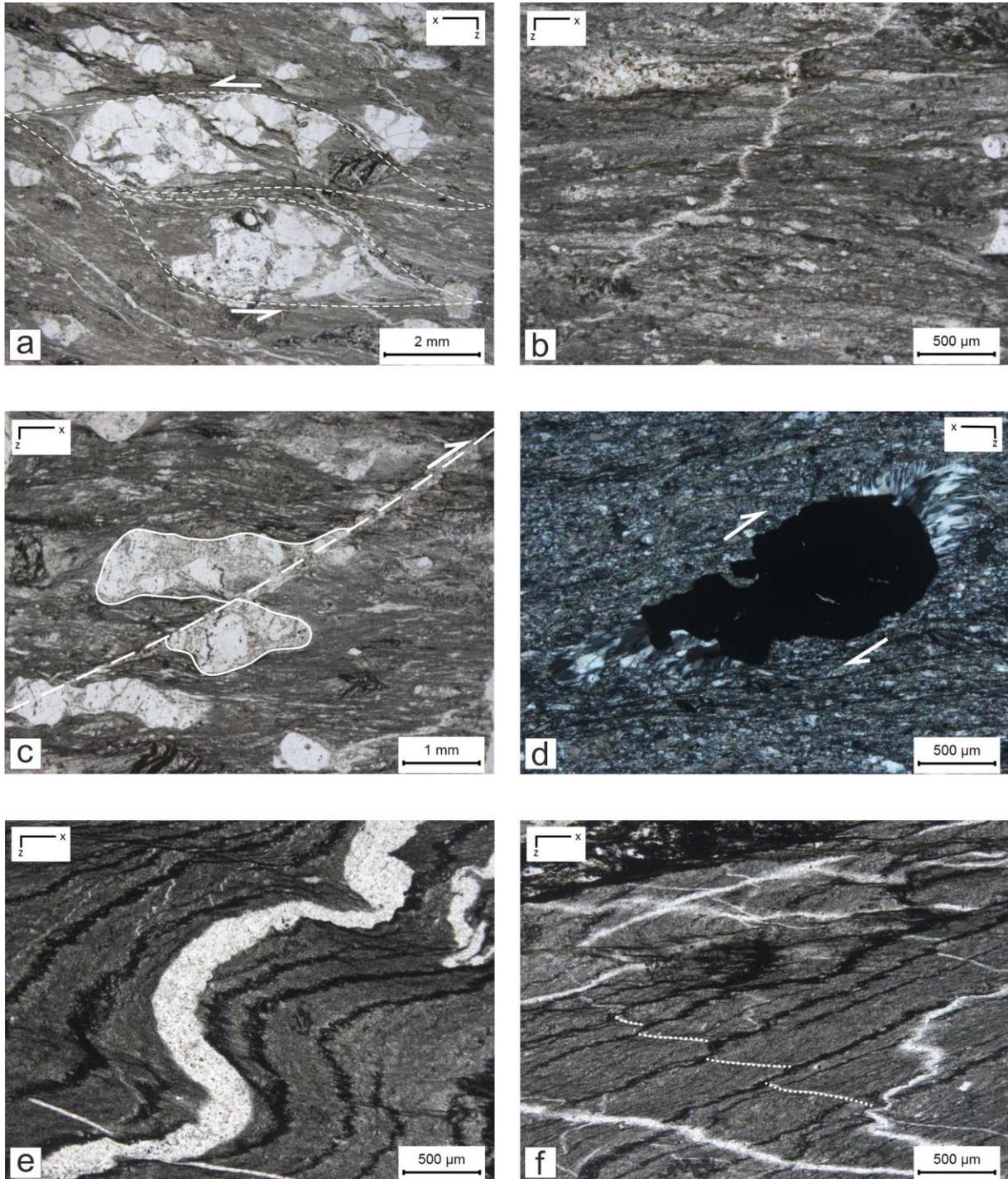


Abbildung 34: Dünnschliffphotos; a. SE-vergente Quarz- σ -Klasten (Blassenck Porphyroid); b. leicht verfalteter Quarzgang (Blassenck Porphyroid); c. N-gerichtete Aufschiebung (Blassenck Porphyroid); d. Druckschatten, Scherung nach NW (Radschiefer); e. Falte mit Parasitärfaltung und Achsenflächenschieferung (graphitische Quarzite); f. Versatz von Quarzgängen entlang von Achsenflächenschieferung (graphitische Quarzite);

a. $x=L(120/10)$; b. $x=L(310/05)$; c. $x=L(310/05)$; d. $x=L(130/20)$ e. $x=L(120/10)$ f. $x=L(120/10)$

Zeitraum aktiv war. Die untergeordneten auftretenden S-gerichteten Schersinne (Beispiel siehe Abbildung 34 a & c) werden als *backthrust*-Strukturen gedeutet. Außerdem kommen einige Elemente vor, die auf eine subvertikale Stauchung, unter duktilen Bedingungen, hindeuten. Dazu zählen unter anderem die Verfaltungen innerhalb der graphitischen Quarzite (Beispiel siehe Abbildung 34 b, e & f). Eine mögliche Erklärung dafür könnte eine Verformung aufgrund des durch die Stapelung der Einheiten entstehenden Überlagerungsdruckes sein. Die spröden konjugierten Störungen die nach N bzw. S einfallen, stehen in Relation mit einer Extension, die eine Druckentlastung mit sich bringt.

Deformationsabfolge

Aufgrund der beobachteten Strukturen wurde eine Abfolge der Deformationen aufgestellt. Die Strukturen und deren Zuordnung zu einzelnen Events ist in Abbildung 35 dargestellt.

D1 – N-gerichtete Stapelung verbunden mit einer koaxialen N-S-Kompression, duktil bis semiduktil

Erneut sind Schersinne in zwei unterschiedliche Richtungen erkennbar, daher kann wieder von einer koaxialen Komponente ausgegangen werden. Es überwiegen jedoch Top N-gerichtete Schersinne, die die Stapelungsrichtung anzeigen. Beispielsweise ist im xz-Schnitt ein SC-Gefüge (Top NW), sowie Aufschiebungen, Druckschatten (Top NW) und σ -Klasten (Top SE) ersichtlich. Auch im yz-Schnitt hingegen sind die große duktile Falte (Top SW), eine Knickfalte (Top NE) und ein δ -Klast (Top NW) enthalten. Im Zuge dieses Events bildete sich auch die Schieferung aus.

D2 – Koaxiale vertikale Plättung, semi-duktil

Dieses Ereignis ist vor allem in den graphitischen Quarziten ersichtlich. Dies ist gut erkennbar an den zahlreichen Verfaltungen, die großteils auf eine subvertikale Plättung zurückzuführen sind. Gleichzeitig bildete sich jedoch auch eine S-fallende Achsenflächenschieferung aus. Auch die zahlreichen stark verfalteten Quarzgänge innerhalb des Blasseneck Porphyroids können mit D2 in Verbindung gesetzt werden.

D3 - Koaxiale vertikale Plättung, semi-duktil

Im Zeitraum zwischen D2 und D3 kam es zur Ausbildung von Quarzgängen, die parallel zur Achsenflächenschieferung verlaufen. Während des D3-Events wurden diese entlang der graphitischen Lage versetzt, vermutlich aufgrund einer koaxialen vertikalen Plättung. Ebenso wurde die Achsenflächenschieferung teilweise als Scherbänder reaktiviert, diese zeigen Bewegungen nach SE und NW. Innerhalb des Blasseneck Porphyroids zeigen auch einige Amphibolite zahlreiche Trennflächen auf, die horizontal orientiert sind.

D4 – Drucklösung

Innerhalb der graphitischen Quarzite lassen sich einige Drucklösungssäume erkennen. Auch in den Blasseneck Porphyroiden können diese vereinzelt beobachten werden.

D5 – N-S Scherung, spröd

Während dieser letzten Phasen bildeten sich die spröden Abschiebungen aus, die einen Teil der

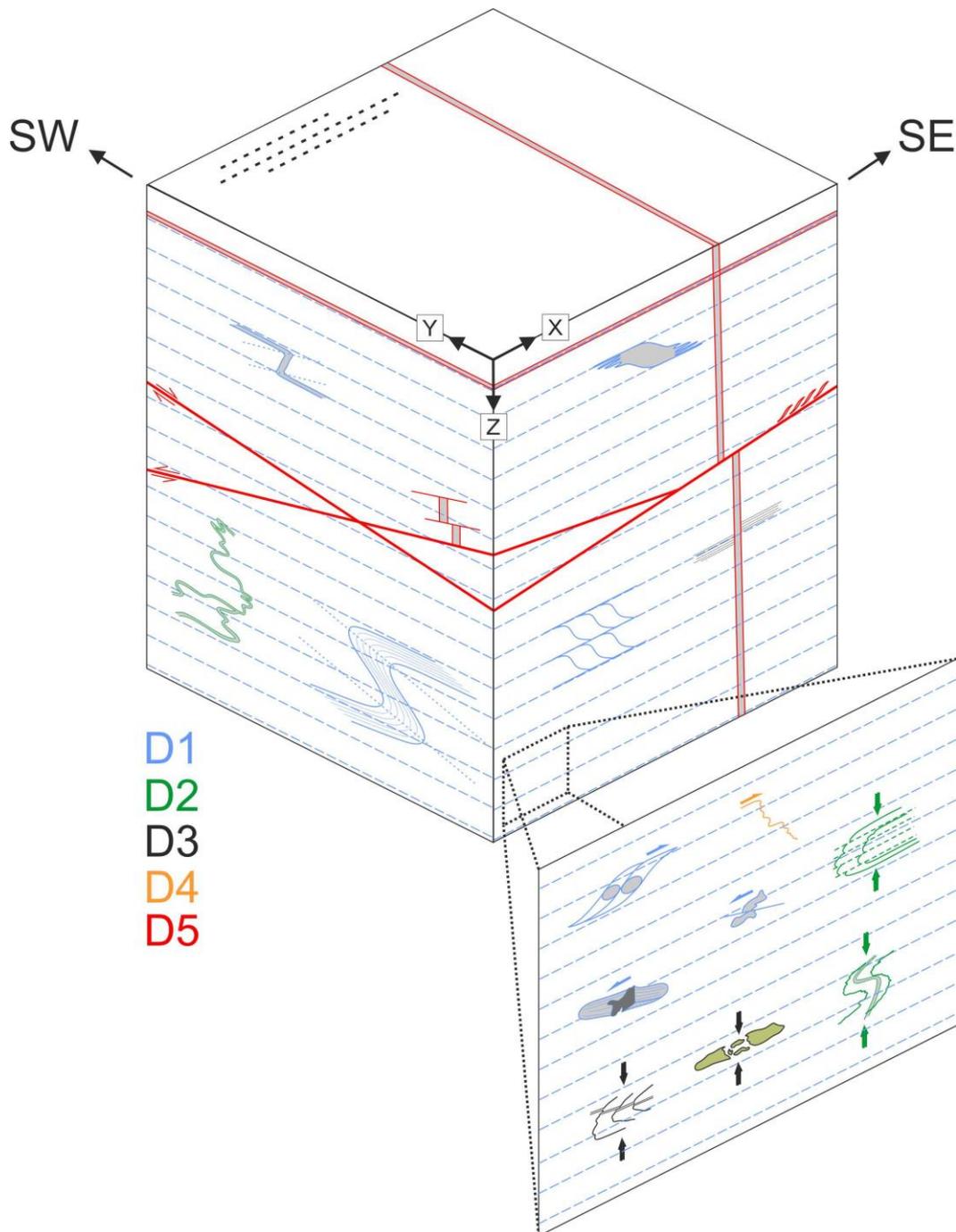


Abbildung 35: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 3. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.

Quarzgänge versetzen.

Profilabschnitt 4

Diese Zone setzt sich vor allem aus Blasseneck Porphyroid zusammen. Unterbrochen wird er von geringmächtigen Einschaltungen von Radschiefern und Marmoren. Am südlichsten Rand dieses Bereiches treten außerdem die basalen Einheiten der Kalkalpen auf.

Makrostrukturen

Innerhalb dieses Bereiches befindet sich der Kontakt zwischen Grauwacken Zone und den basalen Einheiten der nördlichen Kalkalpen. Eine Besonderheit hier ist, dass dieser Kontakt keine wie üblich transgressive, sondern eine tektonische Grenze darstellt. Entlang dieser Trennfläche treten fast ausschließlich spröde Strukturen auf. Die häufig gewellte Schieferung fällt hier sehr flach ein, in Winkeln von höchstens 30°. Die Einfallsrichtung schwankt von NE bis SE. Anhand der gewonnenen

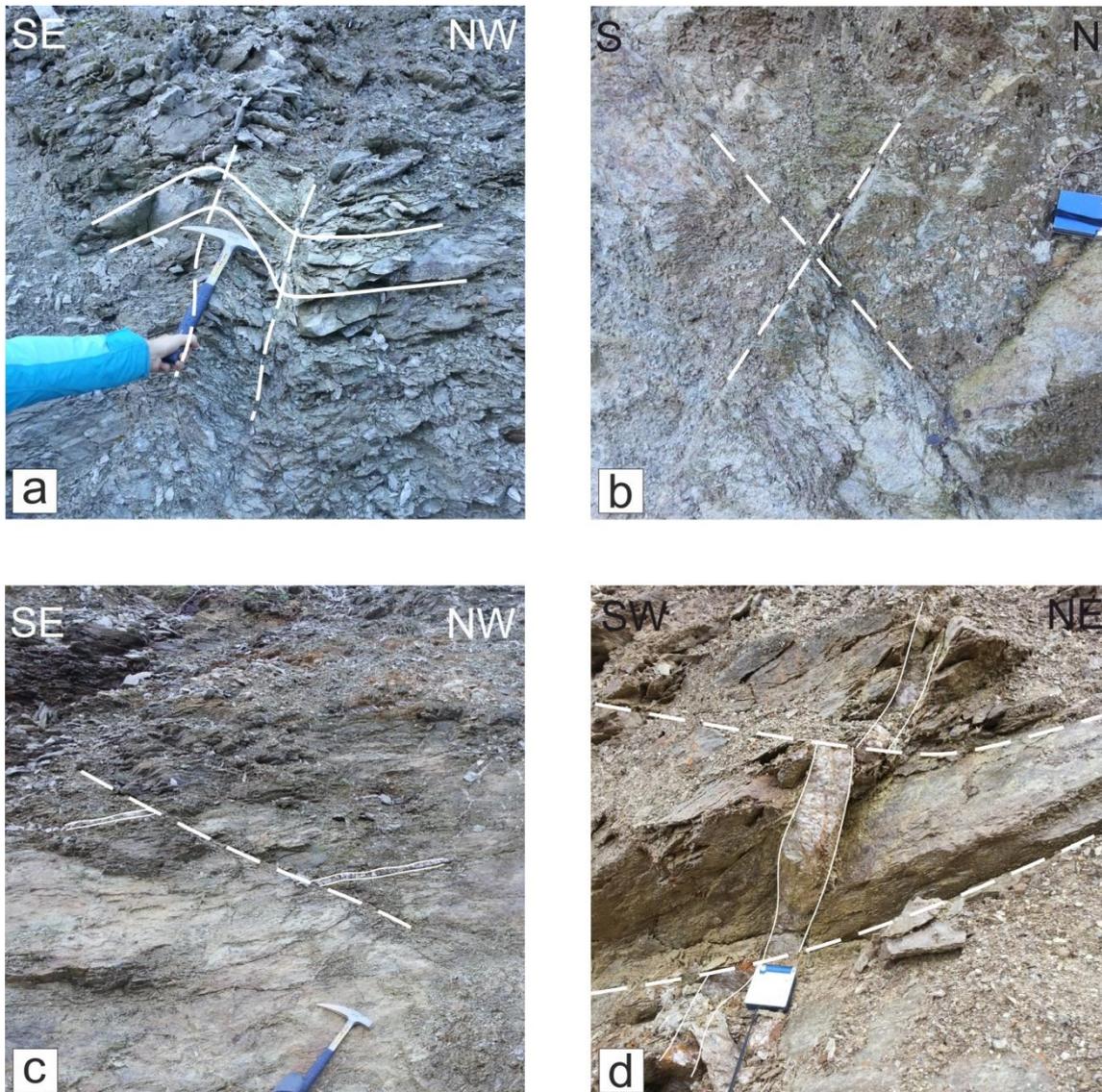


Abbildung 36: Aufschlussfoto; a. Knickfalte, nach NW; b. konjugierte Störungen; c. NW-gerichtete Abschiebung mit Quarzaderversatz; d. konjugierte Abschiebungen mit Quarzaderversatz;

Daten können zwei Lineationsrichtungen unterschieden werden, beide fallen relativ flach mit 10-20° ein, jedoch in unterschiedlichen Himmelsrichtungen, nach NE oder SE.

In diesem Abschnitt des Profils zeigen zwei Aufschlüsse bedeutende makroskopische Strukturen. Einer davon befindet sich direkt auf der Rotsohlalm, einige Meter östlich des Nikolokreuzes. Der zweite direkt am Hang unter dem Kreuz, entlang einer neu errichteten Forststraße.

Kombiniert man die Beobachtungen der beiden Aufschlüsse, ergibt sich ein Bild der Makrostrukturen dieses Abschnittes. Großteils treten spröde Strukturen auf, als einzig duktile bzw. semiduktile Struktur treten einige stark verfaltete Quarzgänge auf. Diese sind jedoch auf einem sehr engen Raum begrenzt und es kann keine Vorzugsrichtung bestimmt werden.

Weitere Beobachtungen sind ein stark zerbrochenes SC-Gefüge (Top SW), sowie einige Knickfalten (Top NE & Top NW). Außerdem ist der Fels von zahlreichen Störungen und Quarzadern (0,5-10 cm) durchzogen, die sich immer wieder überschneiden bzw. sich gegenseitig versetzen (Abbildung 36 a, b). Durch das Zusammenfassen von Störungen zu Störungsgruppen können vier Hauptssysteme unterschieden werden:

System Nummer eins setzt sich aus mehreren konjugierten Abschiebungen zusammen. Die Trennflächen fallen in Winkeln zwischen 20-30° nach NE bzw. SW ein (*low angle normal fault*). Die zweite Gruppe besteht aus Störungen, die in einem ca. 50-70°-Winkel nach NE oder in einem 60-70°-Winkel nach SW einfallen. Es handelt sich um konjugierte Aufschiebungen (*low angle thrust fault*). Das dritte Störungssystem stellt wiederum konjugierte Abschiebungen dar, die mit 40-20° nach S oder mit 40-50° nach N einfallen (*medium angle normal fault*). Die letzte Gruppe, die unterschieden

werden kann, ist ebenfalls ein System konjugierter Abschiebungen. Ein Anteil davon fällt mit 50-80° nach E ein und der andere mit ca. 80° nach W (*high angle normal fault*).

Die häufig auftretenden Quarzadern können in zwei Gruppen gegliedert werden. Die erste Gruppe fällt in einem 70-90°-Winkel nach NE ein und ist vermutlich zeitgleich mit Störungssystem eins (*low angle normal fault*) gebildet worden. Gruppe zwei liegt nahezu solig bzw. fällt in Winkel von 10-40° entweder nach SSW oder NNE ein. Diese Brüche können mit Störungssystem zwei (*low angle thrust fault*) in Verbindung gebracht werden (Abbildung 36 c, d).

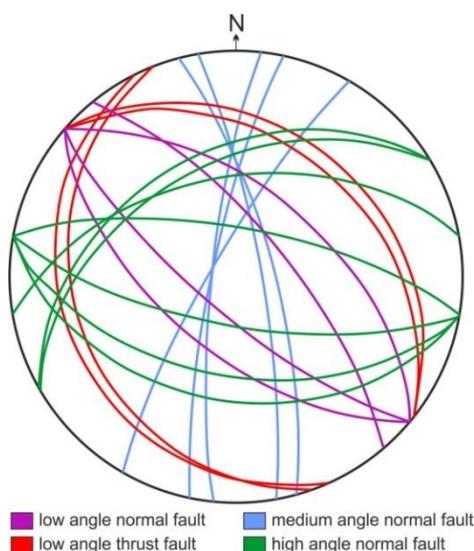


Abbildung 37: Übersicht der Richtungsdaten der verschiedenen Störungssysteme

Mikrostrukturen

Anhand der dynamischen Rekristallisationsprozesse von Quarz lässt sich innerhalb dieses Abschnittes ein Trend ablesen. So zeigen die südlichen Vorkommen des Blasseneck Porphyroids hauptsächlich BLG bis SGR an. Die darauf hangenden Radschiefer und der direkt daran angrenzenden Anteile des Blasseneck Porphyroids zeigen vorrangig SGR und GBM. Im Norden sind jedoch erneut BLG und SGR die dominanten Prozesse. Auffällig ist, dass der mittlere Bereich (SGR-GBM) stark zerschert wurde und ein weitgehend mylonitische Gefüge aufweist. Daher sind die hier anzutreffenden dynamischen Rekristallisationsstrukturen vermutlich nicht das Ergebnis höherer Temperaturen, sondern sind auf die starke Differentialspannung zurückzuführen. Anhand dieser Einschätzung können Temperaturbedingungen von ca. 300-350°C innerhalb dieser Zone angenommen werden.

Die für den Porphyroid typischen groben Quarzklasten sind auch in diesem Teil des Profils enthalten, allerdings sind sie hier von zahlreichen Brüchen durchzogen und teilweise gelängt. Erneut zeigen die Gesteine Anzeichen für stark fortgeschrittene Saussuritisation und Sericitisation. Die Unterscheidung dieser Prozesse wird zunehmend schwerer, da sie sich zu einer Matrix aus feinen Hellglimmern verwachsen. Die in den unteren Abschnitten häufig vorkommenden retrograd umgewandelten Biotite fehlen in dieser Zone. Außerdem sind einige Anzeichen für Drucklösungsprozesse vorhanden, wie Druckschatten oder Stylolithe.

Ein weiterer auffälliger Unterschied zwischen den Porphyroiden der Zone vier zu jenem im Süden ist die große Anzahl an eisenkarbonatischen Ausfällungen. Diese treten häufig als fein verteilte Einsprenglinge im Gestein auf und überwachsen dabei das ursprüngliche Gefüge. Sie zeigen die für Karbonat typische Rhomboeder-Form und eine rostbraune Färbung.

Die Marmore dieses Abschnittes sind im Vergleich zu den Karbonaten aus Teil drei wesentlich feinkörniger. Dies ist vermutlich auf die Zerschierung der Alt-Kerne und dynamische Rekristallisation zu feinen Korngrößen zurückzuführen. Nur sehr wenige gröbere Kristalle sind noch vorhanden. Eine Ausnahme dabei stellen einige Crinoidenreste dar, die sich vermutlich aufgrund ihrer Einkristallstruktur den hohen Differentialspannungen widersetzen konnten. Die vereinzelt größeren Komponenten zeigen Verzwilligungen (Typ I-II) auf, wohingegen die feinen rekristallisierten Komponenten nahezu stressfrei wirken.

Der Radschiefer in diesem Abschnitt weist sich durch ein mylonitisches Gefüge und einen hohen Anteil an serizitischen Glimmern aus. Unterbrochen wird der lagige Aufbau aus Hellglimmern nur von sehr feinkörnigen Quarzen und einigen Graphitbändern. Außerdem wurde das Gefüge sekundär von zahlreichen unterrichteten Chloritoidkristallen überwachsen.

Die Sandsteine der Präbichl- und Werfener Formation weisen ein Gefüge mit unterschiedlichen Schieferungsgrad auf. Auffällig sind die zahlreichen eisenkarbonatischen Ausfällungen ähnlich wie im Blasseneck Porphyroid. Außerdem kommen einige serizitische Scherbänder vor. Im Unterschied zu

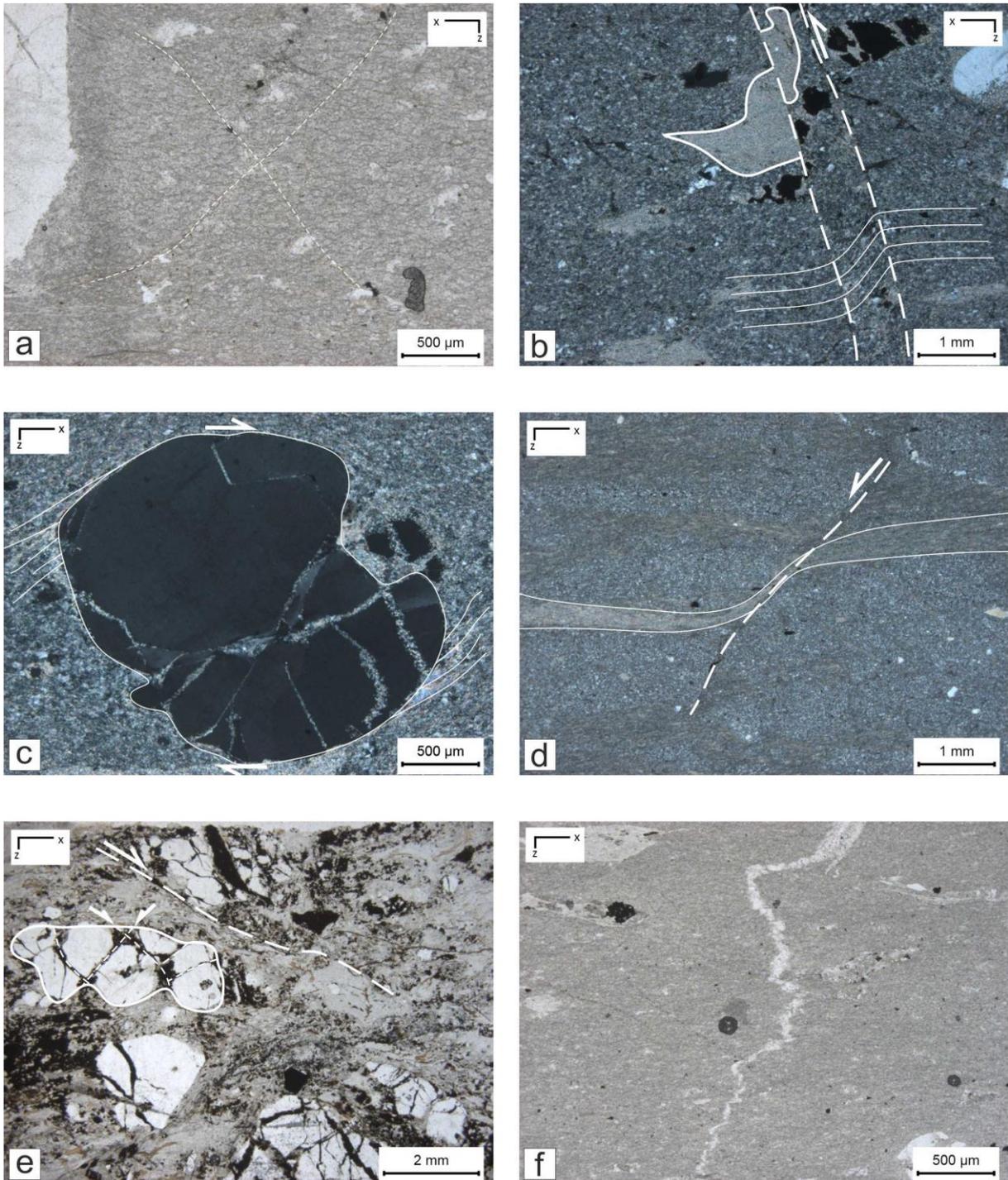


Abbildung 38: Dünnschliffphotos; a. konjugierte Brüche (Blasseneck Porphyroid); b. Scherbänder mit Knickfalte und Versatz, nach NE-gerichtet (Blasseneck Porphyroid); c. δ -Klast, nach NE (Blasseneck Porphyroid); d. Scherband, Versatz nach SW (Blasseneck Porphyroid); e. Abschiebung nach NE und Klast mit konjugierte Brüchen (Blasseneck Porphyroid); f. verfalteter Quarzgang (Blasseneck Porphyroid);

a. $x=L(105/20)$; b. $x=L(105/20)$; c. $x=L(100/05)$; d. $x=L(325/10)$ e. $x=L(055/10)$ f. $x=L(100/05)$

den Gesteinen der Grauwackenzone sind hier noch einige Plagioklase klar erkennbar, auch wenn sie bereits eine beginnende Saussuritisierung zeigen.

Die vorherrschenden Temperaturen in dieser Zone liegen vermutlich ähnlich wie in Abschnitt 3 bei ca. 250-350° C. Da die höhergradigen Rekristallisationsmechanismen im zentralen Bereich mit dem Auftreten mylonitischer Gefüge korrelieren, kann dieser Effekt auf erhöhte Differentialspannungen zurückgeführt werden. Außerdem ist erneut ein Anstieg von Saussuritisierung und Drucklösungsmechanismen beobachtbar.

Schersinnindikatoren

In Anlehnung an die vorangegangenen Abschnitte wird auch hier von einer N-gerichteten Stapelung ausgegangen, jedoch scheint hier eine stärker ausgeprägte koaxiale Komponente aufzutreten. Die durch den *thrust* entstandenen N-gerichteten Komponenten treten zusammen mit zahlreichen S-gerichteten Elementen auf, die einem *backthrust* zugeschrieben werden. Die N-vergenten *thrust*-Strukturen wären beispielsweise Knickfalten, sowie die in Abbildung 38 b, c & e ersichtlichen Strukturen. Beispiele für die S-vergenten Elemente wären ein makroskopisches SC-Gefüge und das mikrostrukturelle Scherband aus Abbildung 38 d. Ähnlich Abschnitt 3 sind auch hier wieder duktile bis spröde Komponenten beobachtbar, daher wird angenommen, dass die N-gerichtete Bewegung über einen längeren Zeitraum aktiv war, währenddessen das Gestein abkühlte. Die spröden Abschiebungsstrukturen wie sie in beinahe allen Abschnitten vorkommen, sind hier besonders markant, demzufolge kann davon ausgegangen werden, dass das Dehnungsereignis, welches als Grund für diese Entwicklung angenommen wird, hier eine starke Rolle gespielt hat.

Deformationsabfolge

Erneut wurde eine Abfolge der Deformationereignisse rekonstruiert und in Abbildung 39 schematisch dargestellt.

D1 – N-gerichtete Stapelung mit koaxial N-S-Einengung, duktil

Bei diesem Event kann allgemein von einer N-gerichteten Stapelung, verbunden mit einer dominanten N-S-gerichteten koaxialen Einengung gesprochen werden. Im yz-Schnitt sind δ - und σ -Klasten ersichtlich, die nach NE gerichtet sind. Dem gegenüber stehen σ -Klasten, Scherbänder und SC-Gefüge, welche nach SW geschert wurden. Auch im xz-Schnitt sind einige Scherbänder enthalten, welche SE-Scherung zeigen.

D2 – koaxial, semiduktil

Zahlreiche Mikrostrukturen verweisen auf ein weiteres koaxiales Ereignis. Dazu zählen nach NE-gerichtete Knickfalten und Abschiebungen. Jedoch sind wiederum Abschiebungen nach SW

ersichtlich. Des Weiteren zeugen einige horizontale Brüche innerhalb der Quarzklusten sowie horizontale Drucklösungsäume von diesem Ereignis. Auch die beiden makroskopischen Knickfalten

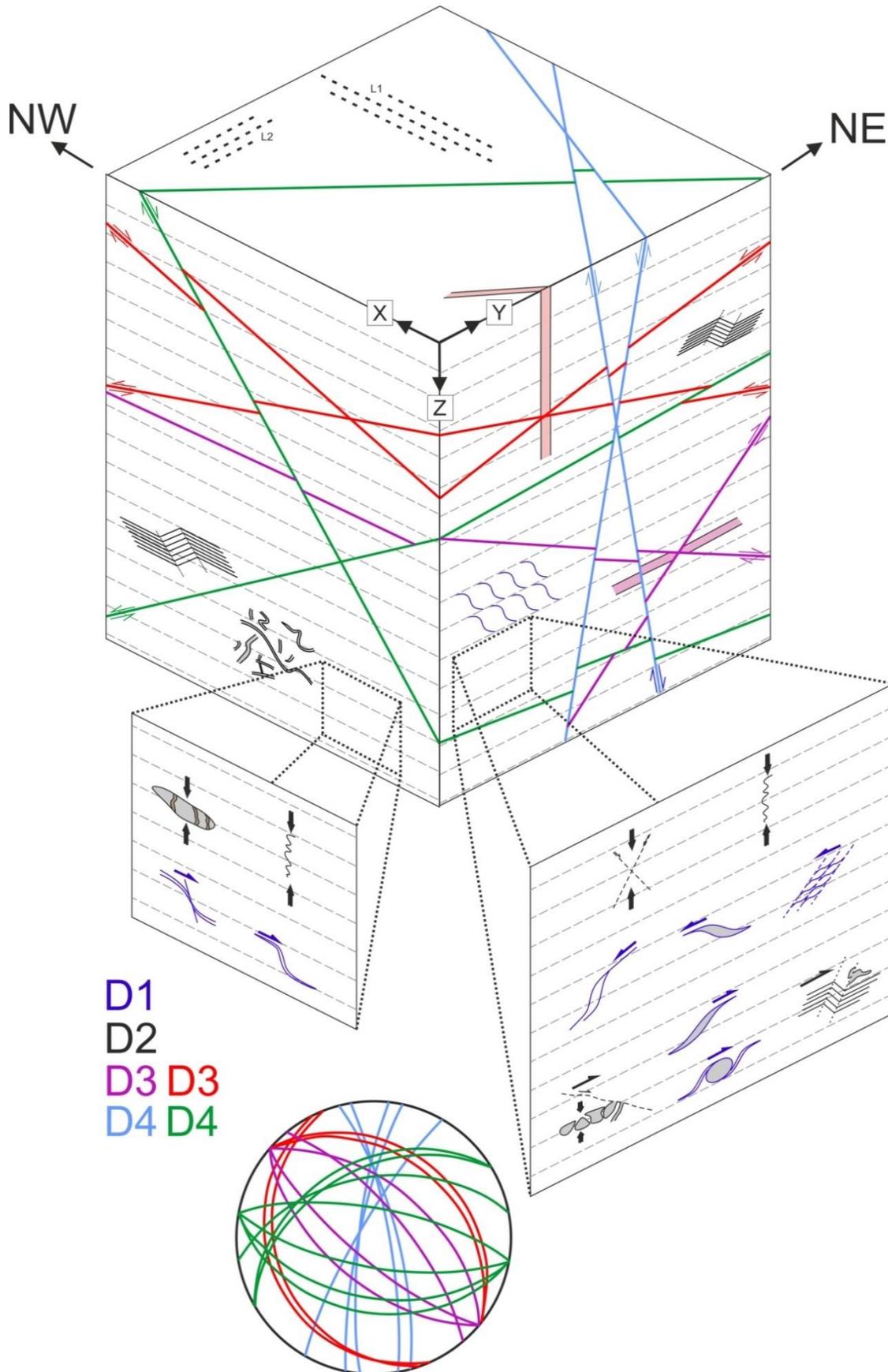


Abbildung 39: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 4. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.

und die verfalteten Quarzadern können mit diesem Ereignis in Zusammenhang gebracht werden.

D3 – koaxial (N-S), spröd

Zu diesem Event werden die beiden ältesten spröden Störungen gezählt, d.h. *low angel normal fault* und *low angel thrust fault*.

D4- koaxial (N-S), spröd

Während diesem Ereignis bildeten sich die beiden jüngeren Störungssystem aus, d.h. *medium angel normal fault* und *high angel normal fault*.

Profilabschnitt 5

Innerhalb dieses Abschnittes treten die basalen Einheiten der Kalkalpen und der Blasseneck Porphyroid auf.

Makrostrukturen

In diesem Bereich taucht die Grauwackenzone als Fenster innerhalb der Kalkalpen auf. Das Einfallen der Gesteinsschichten schwankt zwischen 10-60°. Auch die Einfallsrichtung ist sehr variabel, der Großteil fällt entweder nach NNE oder SSW ein. Ähnlich verhält es sich mit den auftretenden Lineationen, abgelesen werden kann ein Schwerpunkt nach N und einer nach W.

In diesem Bereich sind nur sehr wenig große Aufschlüsse enthalten und auch aus den vorhandenen können nur bedingt bedeutenden Makrostrukturen abgelesen werden. Am Eingang zum Dürrwaldgraben befindet sich in einem Bachbett ein Aufschluss des Blasseneck Porphyroids, mit einigen eingebetteten Quarzadern (Abbildung 40 a.-b.). Diese durchziehen das Gestein diskordant, teilweise geradlinig in Winkeln von ca. 75° nach NE einfallend oder leicht verfaltet mit 90° nach SW bzw. NE einfallend. Entlang von zwei 40 bzw. 75° nach SW bzw. NE geneigten Trennflächen erscheinen diese Gänge versetzt. Dies ist jedoch nicht das Ergebnis einer Bewegung entlang der Trennfläche, sondern eine Drucklösungserscheinung, dabei haben sich Gesteinspakete von bis zu 20 cm Mächtigkeit gelöst. Außerdem treten im Rotsohlgraben einige Aufschlüsse mit großen S-gerichteten Knickbändern auf.

Ein Besonderheit dieses Gebietes sind jedoch die im Dürrwaldgraben auftretenden Kataklasite (Abbildung 40 c.). Dabei handelt es sich um tektonisch stark beanspruchte, spröd zerscherte Blasseneck Porphyroide. In den angeschnittenen Handstücken lassen sich mit bloßem Auge bzw. mit einer Lupe zahlreiche Strukturen erkennen. Auffällig ist, dass sich immer wieder Trennflächen durch das Gestein ziehen, entlang derer ein scheinbarer Versatz erkennbar ist. Da es aber keine Anzeichen

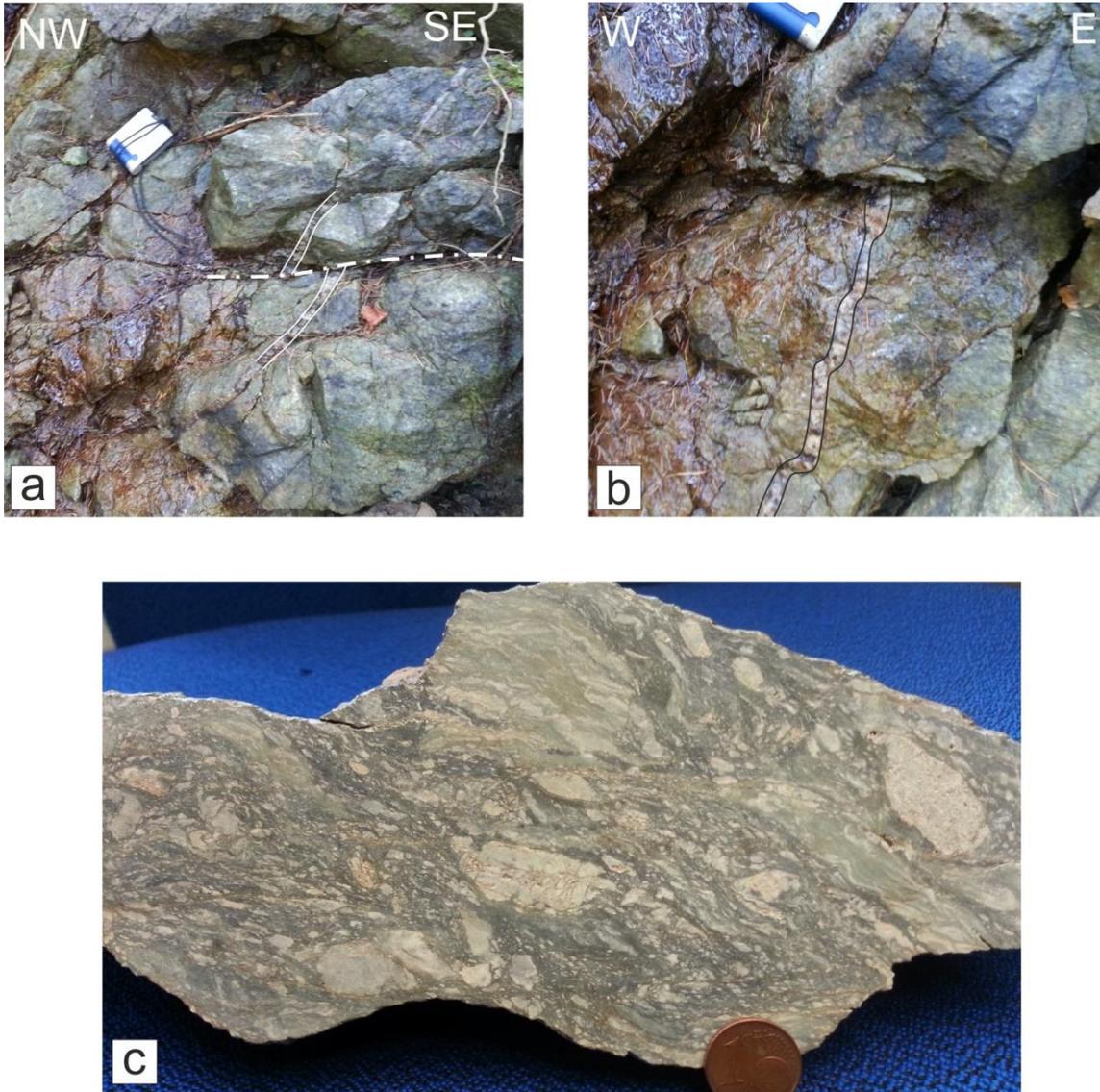


Abbildung 40: Aufschlussfoto/Handstück; a. Drucklösungssaum mit scheinbaren Quarzversatz; b. Verfaltete Quarzader; c. Kataklasit des Dürrwaldgraben;

für Bewegungen entlang dieser Flächen gibt und sie stark gewellte Oberflächen aufweisen, handelt es sich dabei vermutlich um Drucklösungssäume. Weitere Elemente sind beispielsweise Scherbänder und Verfaltungen. Auch einige σ -Klasten kommen vor, zusätzlich sind einige gerichtete Brüche enthalten. Anhand dieser Beobachtungen kann keine einheitliche Bewegungsrichtung bestimmt werden. Auch wenn der Großteil der vorhandenen Strukturen NW Schersinne zeigt, treten eine nicht unbedeutende Anzahl nach SE gerichteten Elemente auf. Dies legt den Schluss nahe, dass die Kataklasite in einer Phase der NW-SE-Dehnung gebildet wurden.

Mikrostrukturen

Da der dominante Deformationsmechanismus dieser Zone Drucklösung war, kann keine Temperaturabschätzung aufgrund von Rekristallisaten getroffen werden. Die größeren Quarzklasten zeigen deutlich undulöses Auslöschchen und gut ausgebildete Deformationslamellen.

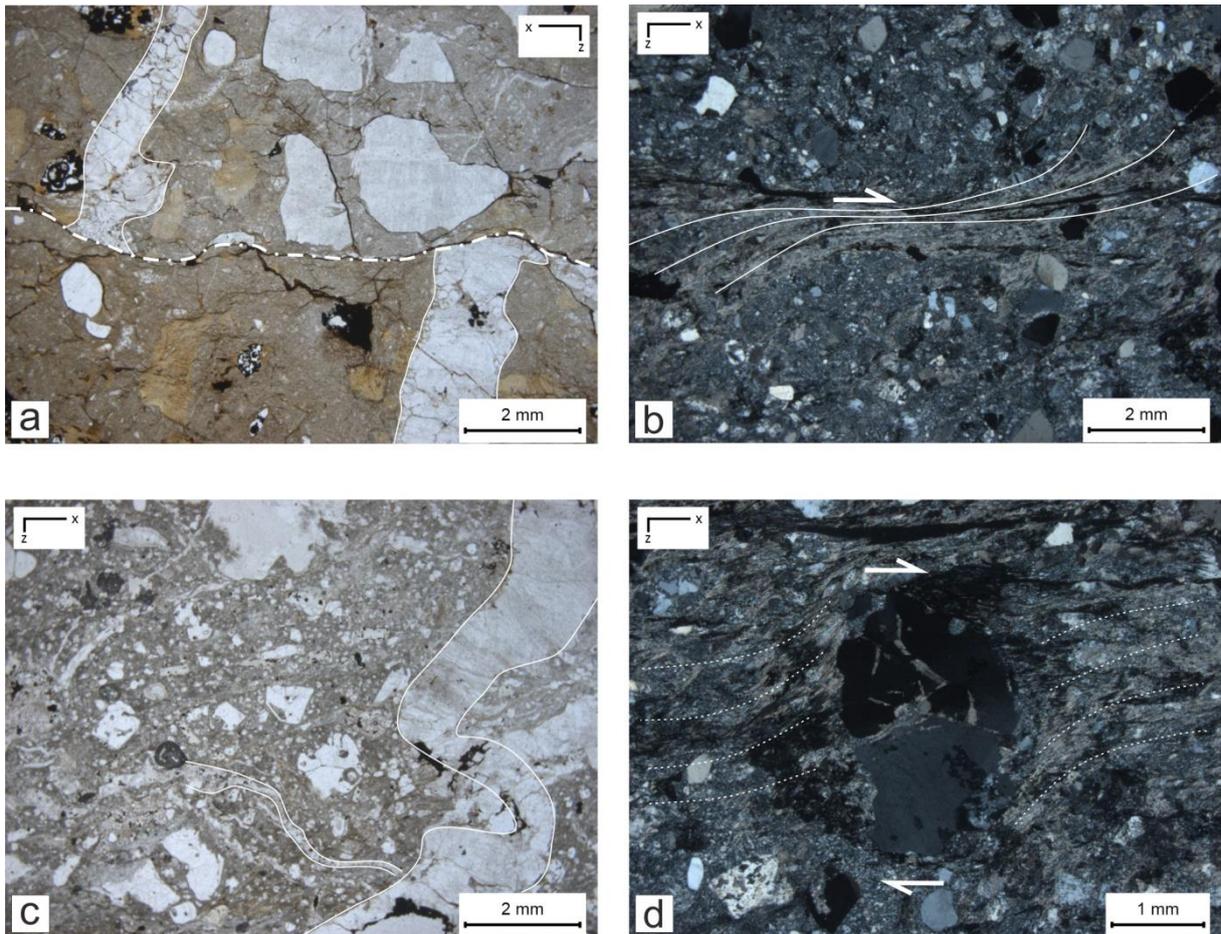


Abbildung 41: Dünnschliffphotos; a. Drucklösungssaum mit scheinbaren Quarzversatz (Blasseneck Porphyroid); b. Scherband, Scherung nach S (Präbichl Formation); c. Verfaltete Gänge (Präbichl Formation); d. δ -Klast, Scherung nach N (Präbichl Formation);

a. x=L(355/25); b. x=L(130/45); c. x=L(195/40); d. x=L(130/45)

Die Matrix der Blasseneck Porphyroide besteht hier aus einem verdichteten Filz aus feinkörnigen Quarz und serizitischen Hellglimmern. Da keinerlei Plagioklas vorhanden sind, kann angenommen werden, dass diese durch stark fortgeschrittene Saussuritisierung vollkommen zersetzt wurden.

Häufig treten stark verwitterte Biotitkomponenten auf, die fast vollständig zu Muskovit umgewandelt wurden. Außerdem ist eine erstaunlich große Anzahl von karbonatischen Komponenten im Gestein eingebettet. Im Unterschied zu den anderen Abschnitten kommt der Kalzit hier nicht nur innerhalb von Brüchen oder als feine Gemeineteile vor, sondern tritt als große polykristalline Komponente auf. Des Weiteren kommen zahlreiche Vererzungserscheinungen vor. Insgesamt kann festgehalten werden, dass die hier vorkommenden Blasseneck Porphyroide sehr stark retrograd überprägt und umgewandelt sind.

Zweifelsfrei war einer der dominantesten Prozesse in dieser Zone Drucklösung. Das Gestein ist durchzogen von mehreren Drucklösungssäumen (siehe Abbildung 41a). Anhand scheinbarer Versätze

kann die Masse an gelöstem Material abgeschätzt werden. An manchen Stellen scheinen bis zu einigen cm mächtige Bänder verschwunden zu sein.

Die Konglomerate der basalen Kalkalpen zeigen einen ähnlichen Matrixaufbau wie der Blasseneck Porphyroid. Auch die großen Quarzklasten sowie die zersetzten Biotitkomponenten kommen in beiden Gesteinen vor. Ein jedoch eindeutiger Unterschied besteht darin, dass die Präbichl Formation große Plagioklaskristalle und tetritäre Glimmer enthält. Die Sandsteine hingegen bestehen größtenteils aus Quarzkomponenten und nur geringen Matrixanteil. Jedoch sind auch hier zahlreiche karbonatische Infiltrationen ersichtlich.

Schersinnindikatoren

Die Gesteine dieses Abschnittes zeigen zahlreiche Schersinn Indikatoren, die teilweise duktil und teils spröde sind. Die duktilen Schersinne zeigen größtenteils nach N (Beispiel siehe Abbildung 41d), was mit einem N-vergenten *thrusting* in Relation gesetzt wird. Erneut treten lokale *backthrust*-Strukturen auf, die die Entstehung von S-gerichteten Schersinne mit sich brachten. Einige Mikrostrukturen wie z.B. in Abbildung 41c, könnten Anzeichen für eine Stauchung aufgrund von Überlagerungsdruck sein. Bei den spröden Strukturen lässt sich hingegen schwer eine Vorzugsrichtung ermitteln. Es treten eigene S-gerichtete Elemente auf (Beispiel siehe Abbildung 41b), der Hauptanteil ist jedoch nach W- bzw. nach E- gerichtet, was mit der Bildung der Kataklastite in Verbindung steht. Zweifelsfrei kann von einem N-E-Dehnungsereignis ausgegangen werden. In der Summe betrachtet handelt es sich um ein N-S-kompressives Regime, was in weiterer Folge eine W-E-Dehnung mit sich brachte. Die Annahme wird durch die Orientierung der beiden Linearen nach N bzw. W bestätigt. Da es sich dabei um duktile gefolgt von spröden Strukturen handelt, kann angenommen werden, dass die Bewegung über einen längeren Zeitraum aktiv war, währenddessen das Gestein graduell auskühlte.

Deformationsabfolge

Einen Überblick über die beobachteten Strukturen, sowie die Einteilung in unterschiedliche Deformationsphasen gibt Abbildung 42.

D1 – N-gerichtete Scherung, semiduktil

Einige vorkommende Komponenten, wie z.B. δ -Klasten und Scherbänder, zeigen eine deutliche Scherung nach Norden an. Auch die Süd-gerichteten Scherbänder können vermutlich indirekt, d.h. durch Rücküberschiebungen, mit diesem Ereignis in Verbindung gesetzt werden.

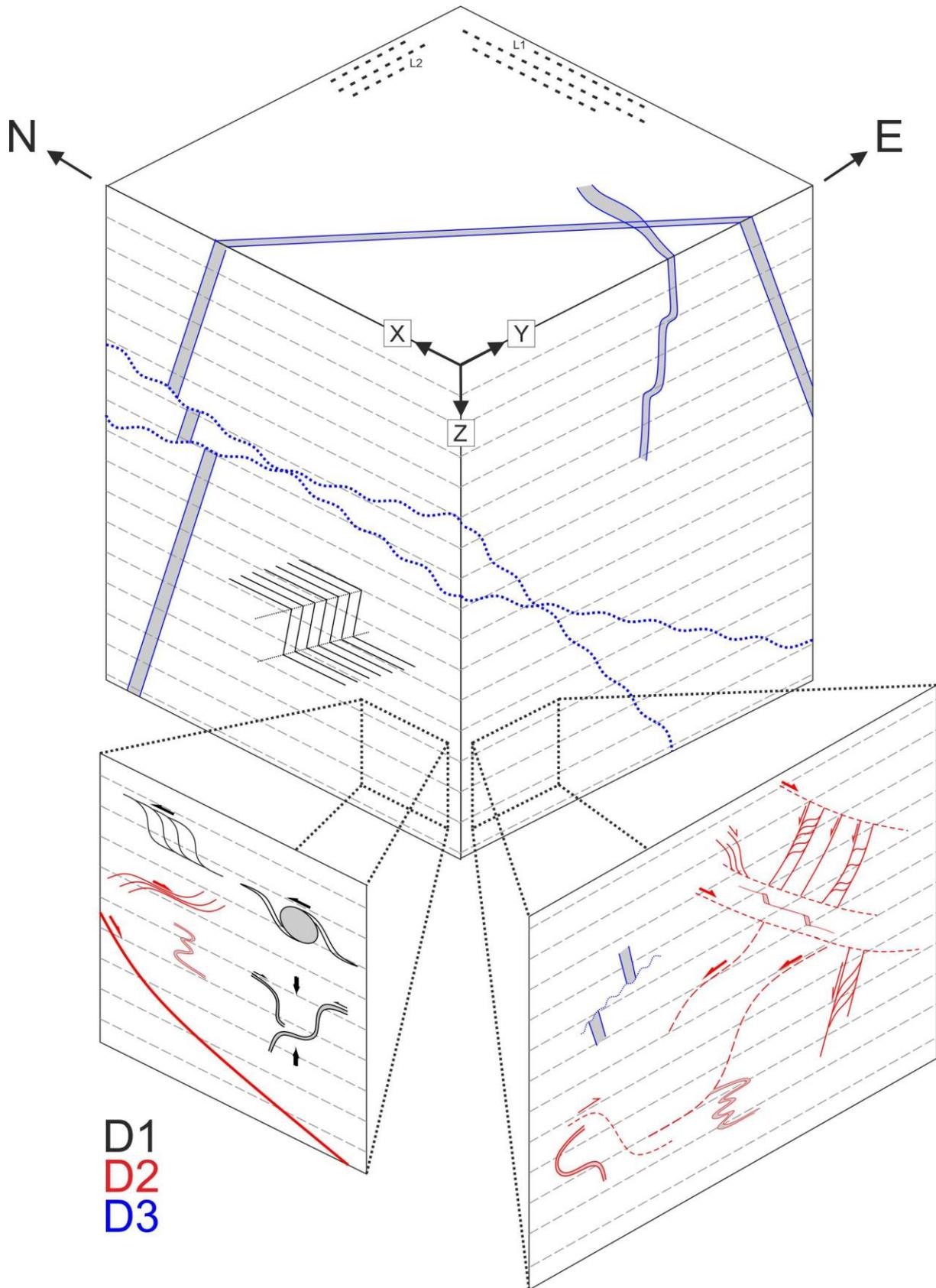


Abbildung 42: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 5. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.

D2 – Koaxial (E- & W-Dehnung), spröd

Bereits das Kartenbild lässt anhand großer markanter Störungen ein Dehnungsereignis vermuten. Auch anhand der Handstücke und der Dünnschliffe ist dies durch die kataklastischen Strukturen gut erkennbar. Das Gestein ist durchzogen von zahlreichen Scherbändern und Abschiebungen, wodurch sich eine Art kataklastische Pseudoschieferung ausbildete. Das Einfallen und das Linear verweist auf eine Orientierung nach SE bzw. NW. Begleitet wird dies außerdem durch einige Verfaltungen und bull-apart Strukturen.

D3 - Drucklösung

Außerdem tritt eine Vielzahl von Drucklösungsäumen auf, sowohl im Aufschluss als auch im mikroskopischen Bereich. Anhand scheinbarer Versätze ist deutlich erkennbar, dass relativ mächtige Partien aus dem Gestein gelöst wurden.

Quarz-Texturen

Entlang des gesamten Profils wurden von ausgesuchten Proben mittels Photometer Quarz c-Achsen Verteilungen gemessen. Diese Methode ist jedoch nur bei dynamischer Rekristallisation von Quarzen anwendbar und da von Süden nach Norden ein gradueller Übergang der Deformationsmechanismen, von dynamischer Rekristallisation zu Drucklösung, beobachtbar ist, kann diese Methode nicht für das gesamte Untersuchungsgebiet angewendet werden. Die liegenden Einheiten weisen eindeutig auf dynamische Rekristallisationsmechanismen hin und liefern daher signifikante Ergebnisse, wohingegen die hangendsten Lithologien hauptsächlich durch Drucklösung überprägt wurden und deshalb nicht für diese Analyse in Frage kommen.

In diese Untersuchung miteinbezogen wurden auch Proben der Bakkalaureatsarbeiten von (HAAS & WEIGAND, 2014; ZAMBANINI, 2015; KLASS, 2014; KLASS, 2014; GRABNER & FIALA, 2016). Somit können die Ergebnisse des Profils in Relation mit Gebieten im Westen und im Osten gebracht werden.

Überblick

Der Großteil der untersuchten Proben zeigt asymmetrische Kreuzgürtel-Muster von Typ I an, was auf eine Beteiligung von *pure shear* und *simple shear* verweist. Jedoch treten immer wieder einige Ausreißer auf, die symmetrische Kreuzgürtel (*pure shear*) oder asymmetrische „Einzel“-Gürtel (*simple shear*) ausbilden.

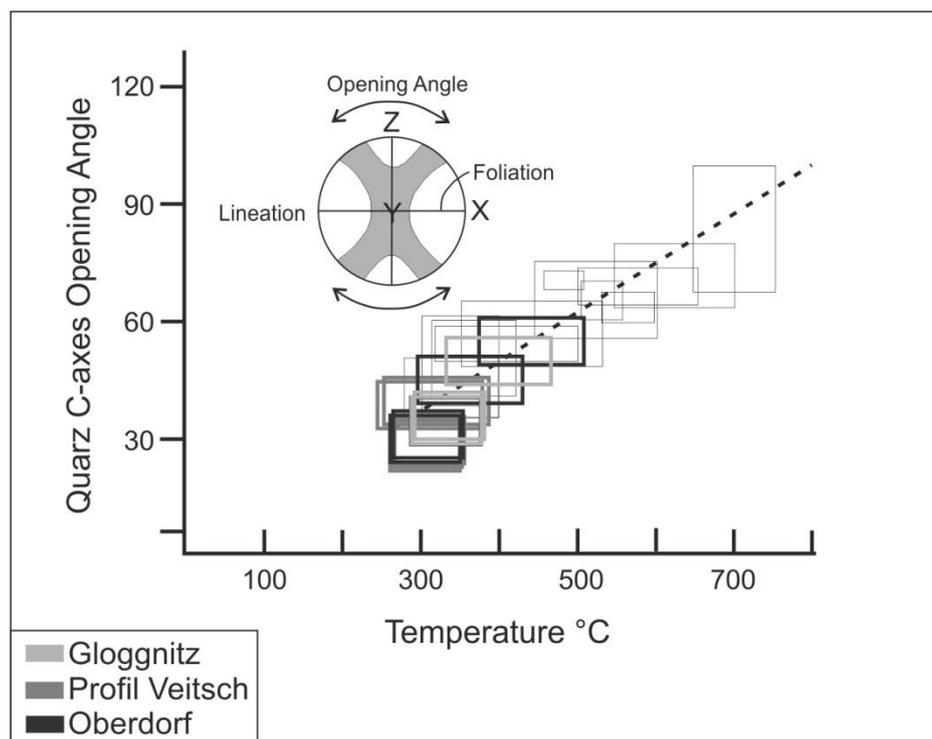


Abbildung 43: Diagramm - Quarz c-Achsen *opening angle* gegen Temperatur, mit den Daten aus Gloggnitz, den Profil nahe der Veitsch und Oberdorf; (geändert nach Law 2014)

Wird der gesamte Datensatz zusammen geplottet, gewinnt man einen Eindruck über die vorherrschenden Temperaturen in der Grauwackenzone (Abbildung 43). Die gemessenen *opening angle* verweisen eindeutig auf grünschieferfazielle Bedingungen zwischen 300-450° C, wobei sich eine Anhäufung im unteren Grünschieferbereich ausmachen lässt.

Eine Diskrepanz ergibt sich anhand der Proben des Semmeringquarzits, der Veitscher- und Silbersberg Decke, sowie der Gneis Probe aus der Kaintaleck Scholle. Diese ergaben sehr kleine Öffnungswinkel. Wird streng nach dem von LAW (2014) vorgegebenen Diagramm vorgegangen, entsprechen die Ergebnisse nicht den Temperaturabschätzungen anhand der Rekristallisate. Die dadurch ermittelten Temperaturen würden bei ca. 250°C liegen, da Quarz aber erst ab 300°C rekristallisiert, ist diese Abschätzung mehr als unrealistisch. Die Abweichung der von LAW (2014) berechneten Verteilung kann möglicherweise auf folgenden Gründen zurückgeführt werden. Die erste Möglichkeit wäre, dass diese Berechnung zwar für hochtemperierte Gesteine gut anwendbar ist, aber auf den Niedertemperaturbereich nicht mehr genau zutrifft. Demzufolge müsste die von LAW (2014) berechnete Linie gegen Ende steiler nach unten umbiegen, d.h. dass bereits *opening angle* von 30° für eine Temperatur von mindestens 300°C sprechen würden, was noch im generellen Fehlerbereich von $\pm 50^\circ\text{C}$ liegt. Allerdings darf auch nicht der Einfluss der *strain rate* auf die Rekristallisationsmechanismen außer Acht gelassen werden.

Profil Hinterhofgraben-Rotsohlgraben

Entlang des Profils ergaben sieben Proben signifikante Ergebnisse. Der Großteil dieser Proben wurde direkt an der südlichen Grenze der Grauwackenzone zum Troiseck-Floning-Zug entnommen. Die restlichen Proben stammen aus dem Hinterhofgraben bzw. von der Scheikelalm. Die Probenentnahmestellen sowie die Ergebnisse der Messungen sind in Abbildung 44 dargestellt.

Beinahe alle Proben zeigen asymmetrische Kreuzgürtel (Typ I), daher kann von einer Kombination von einer *simple shear*, wie auch von einer *plane shear* Komponente ausgegangen werden. Im Süden des Profils weichen zwei Messung (Abbildung 44; Pattern 6 & 9) vom allgemeinen Muster ab. Diese zeigen keine Kreuzgürtelmuster sondern lediglich einen *singel gride* (Einzel Gürtel), dies verweist auf annähernd reinen *simple shaer*. Da jedoch Messungen derselben Gesteine auch asymmetrischen Kreuzgürtel zeigen, sind diese Ausreißer vermutlich das Ergebnis lokalisierter Scherzone. Ein weitere Abweichung vom allgemeinen Trend stellt eine Probe des Blasseneck Porphyroids auf der Scheikelalm dar (Abbildung 44; Pattern 1). Dieser Probe zeigt einen symmetrischen Kreuzgürtel, was auf *pure shear* hindeutet. Auch die zweite Probe dieses Aufschlusses (Abbildung 44; Pattern 2) weist nur eine leichte Asymmetrie auf, daher kann von nahezu koaxialen Bedingungen ausgegangen werden. Diese Beobachtung korreliert mit den Erkenntnissen anhand der Mikrostrukturen.

Die anhand der c-Achsen Orientierungen abgeleiteten Schersinne zeigen großteils nach SW (Abbildung 45; Pattern 2, 4, 6, 7, 8 & 9). Einen Sonderfall stellt eine Probe des Blasseneck Porphyroids, die aus dem Hinterhofgraben (Abbildung 44; Pattern 3) stammt. Diese zeigt einen stark asymmetrischen Kreuzgürtel an, der eine scheinbare Scherung nach NE vermuten lässt. Diese starke Schrägstellung entstand vermutlich durch eine spätere Deformation, wo es zu einer Verkipfung der LOPs kam.

Anhand der Verteilungs-Muster und der damit verbundenen Bestimmung der Gleitsysteme können Abschätzungen zur vorherrschenden Temperatur getroffen werden. Allgemein kann ausgesagt werden, dass Prismen <a> und Rhomben <a> Gleiten die dominanteren Gleitsysteme innerhalb der Gesteine der Grauwackenzone sind, was auf mittlere bis hohe Temperaturen hinweist. Drei Proben bilden etwas stärkere Randmaxima (d.h. basal <a> Gleiten) aus, diese sind eine Porphyroid, ein Gneis und ein Konglomerat der Silbersberg Decke (Abbildung 44, Pattern 2, 5 & 9), daher kann bei diesen Proben von leicht niedrigeren Temperaturen ausgegangen werden. Die Proben des Semmeringquarzits (Abbildung 44; Pattern 6 & 7) zeigen tendenziell stärker ausgebildete Randmaxima und nur eine geringe Ansammlung im Zentrum des Stereogramms, was auf geringere Deformationstemperaturen wie bei den Gesteinen der Grauwackenzone hinweist.

Ebenso können anhand der *opening angle* Temperaturen für die einzelnen Proben abgeschätzt werden (siehe Abbildung 45a). Generell zeigen die Proben an der Südgrenze (Semmeringquarzit, Graphitschiefer, Metasandstein und Gneis) relativ niedere Temperaturen bei ca. 300°C an. Eine Ausnahme dabei stellt der Amphibolit dar, der etwas höher temperiert ist und auf ca. 350-400°C verweist. Ebenso plotten die Proben des Blasseneck Porphyroids (2), die weiter im Norden entnommen wurden, bei leicht erhöhten Temperaturen um ca. 350-400°C. Der Blasseneck Porphyroid (1) der aus dem Hinterhofgraben stammt, zeigt ca. 300°C an.

Demzufolge ergeben sich entlang des Profils, speziell im südlichen Bereich mehrere unterschiedliche Werte für die Temperatur. Auffällig ist, dass sich speziell für den Amphibolit der Kaintaleck Scholle höhere Werte ergeben. Aufgrund der massiven retrograden Überprägung kann aber dennoch davon ausgegangen werden, dass dies das Ergebnis der alpidischen Orogenese ist und nicht etwa mit dem älteren variszischen Ereignis in Verbindung steht. Dem gegenüber stehen die eher niedrigen Temperaturen des Semmeringquarzits. Aufgrund dieser Unterschiede kann hier von *displacement partitioning* ausgegangen werden, d.h. es wurden möglicherweise zwei unterschiedliche Ereignisse erfasst, vermutlich zwei unterschiedliche Stadien der alpidischen Orogenese. Die höheren Temperaturen könnten vom *thrusting* der Einheiten herrühren, wohingegen die niedrigeren Temperaturen mit der im Süden dominanten *strike slip* Bewegung, welche die *thrust* abschneidet, in Verbindung stehen könnten. Für diese Theorie sprechen auch die Abschätzungen der *vorticity*-Werte.

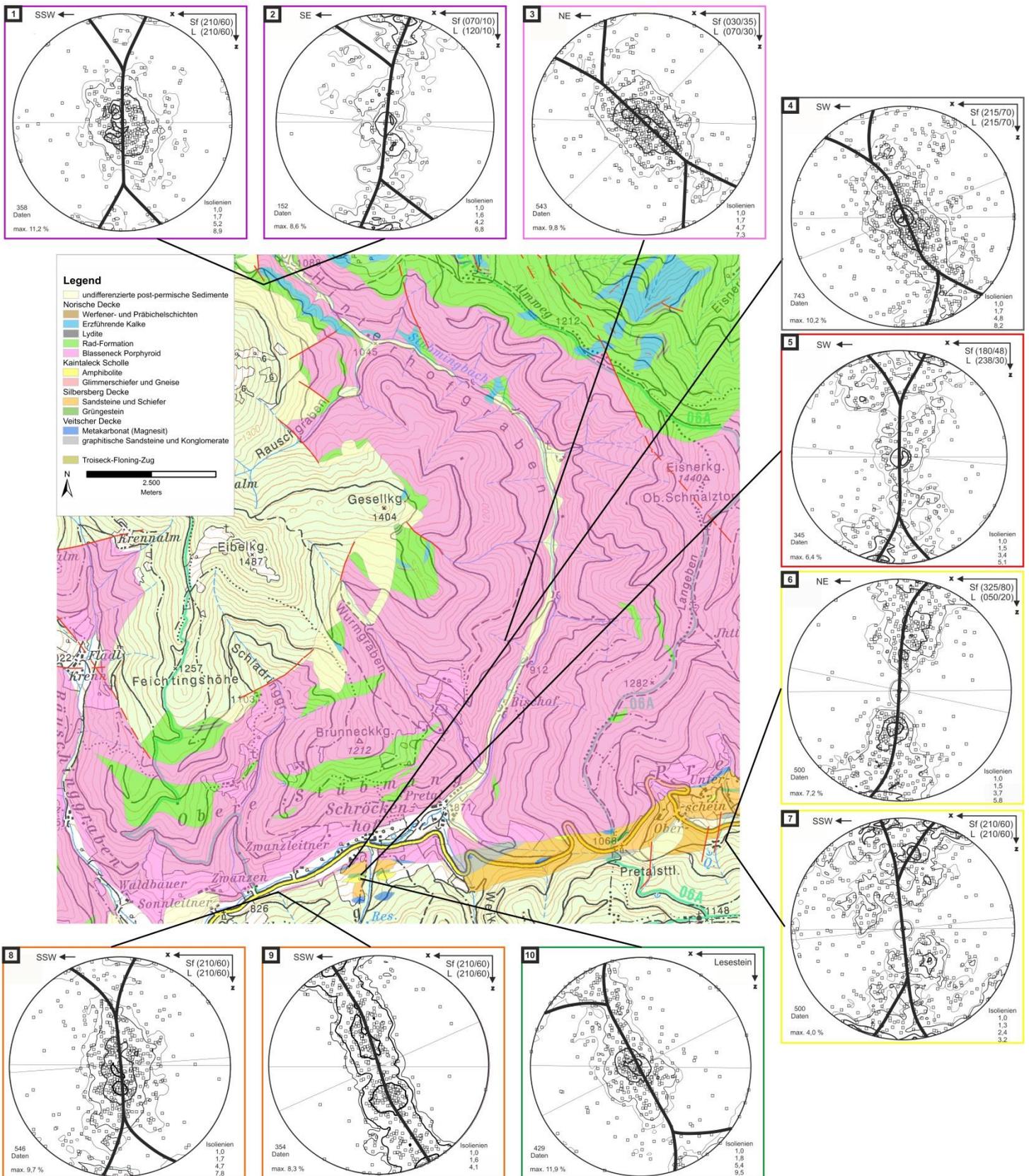


Abbildung 44: Übersichtskarte der Probenentnahme für die Quarz c-Achsen Messungen; 1-2) Blässeneck Porphyroid (2) der Scheikalm; 3) Blässeneck Porphyroid (1) des mittleren Hinterhofgraben; 4) Graphitschiefer der Veitscher Decke; 5) Gneis der Kaintaleck Scholle; 6-7) Semmeringquarzit; 8-9) Metasandstein der Silbersberg Decke; 10) Amphibolite der Kaintaleck Scholle;

Plottet man die gewonnenen Ergebnisse im *vorticity*-Analyse-Diagramm (siehe Abbildung 45b), lässt sich ein Muster ablesen. Abgesehen vom Semmeringquarzit, dem Gneises und dem Blasseneck Porphyroid (2) weisen alle liegenden Einheiten relativ hohe *vorticity*-Werte von ca. 0,7-1 auf. Demzufolge wurden diese Gesteine vorrangig durch eine hohe *simple shear* Komponente verformt. Dies korreliert mit den Beobachtungen anhand der Makro- und Mikrostrukturen und der Annahme, dass dieser Bereich durch eine *striik slip* Bewegung deformiert wurde. Die etwas niederen Werte des Semmeringquarzits (ca. 0,4-0,7) werden dadurch erklärt, dass diese Einheit nicht mehr ganz so intensiv von dieser Bewegung erfasst wurde. Der Ausreißer des Gneises kann möglicherweise durch

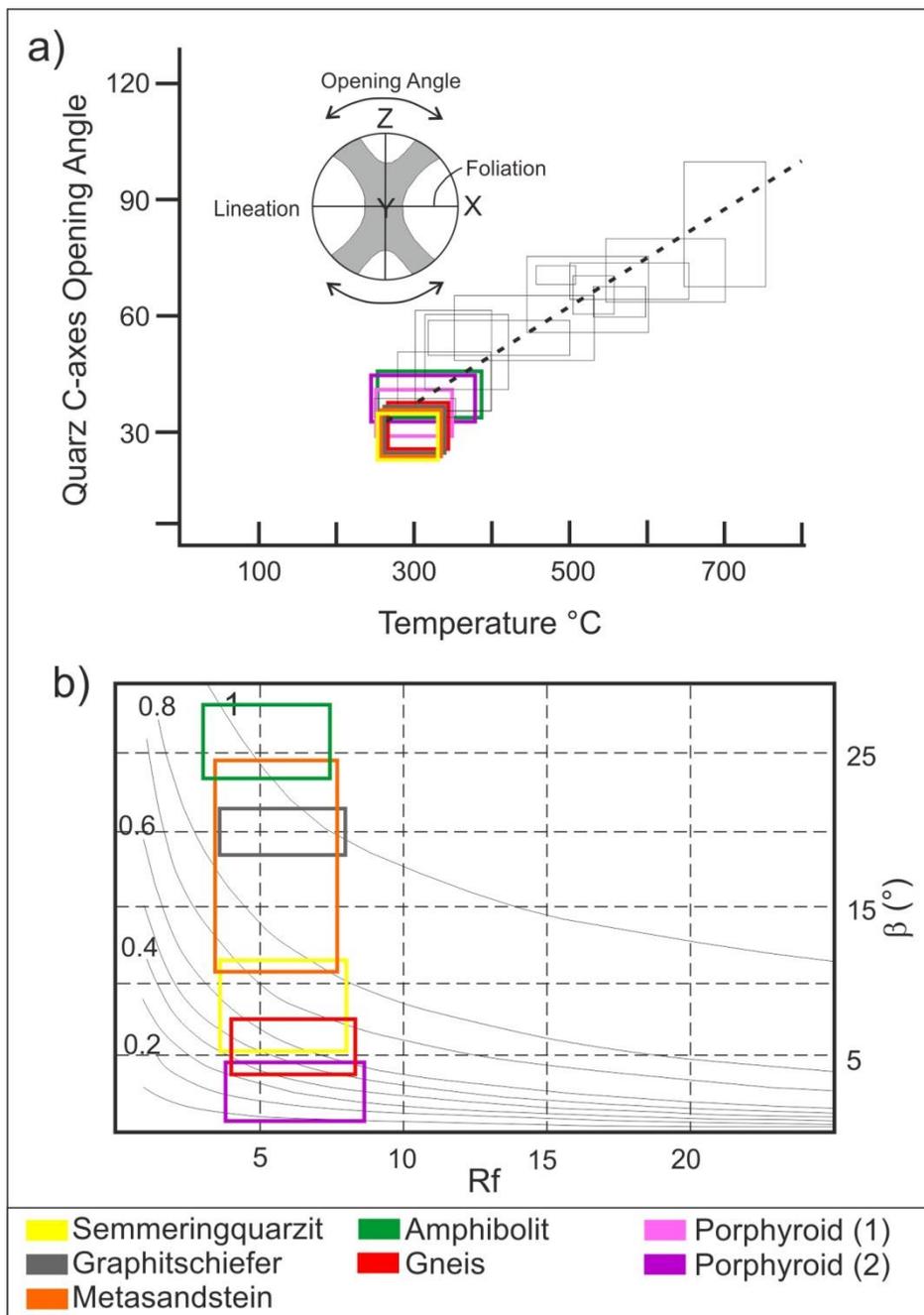


Abbildung 45: Quarz c-Achsen Auswertungplots; a) Temperaturbestimmung mittels *opening angle*; b) *vorticity*-Bestimmungs-Diagramm; (geändert nach LAW, 2014; GRASEMANN et al., 1999)

einen Kompetenzunterschied zu den anderen Lithologien erklärt werden.

Die Blasseneck Porphyroid-Proben der Scheikelalm weisen niedere Werte zwischen 0-0,5 auf und können daher einem *pure shear* dominanten Regime zugeordnet werden. Auch dieses Ergebnis korreliert mit den Beobachtungen anhand der Strukturen, welche auch eine starke koaxiale Komponente in diesem Bereich hindeuten. Der Blasseneck Porphyroid (1), der aus dem Hinterhofgraben stammt, zeigt eine Verkipfung der LOPs an und ist daher für diese Analyse ungeeignet.

Graphitischer Quarzit

Eine weitere Analyse der Quarz c-Achsen wurde an einer Probe des graphitischen Quarzits der Scheikelalm durchgeführt. Untersucht wurden die sekundären auskristallisierten und verfalteten

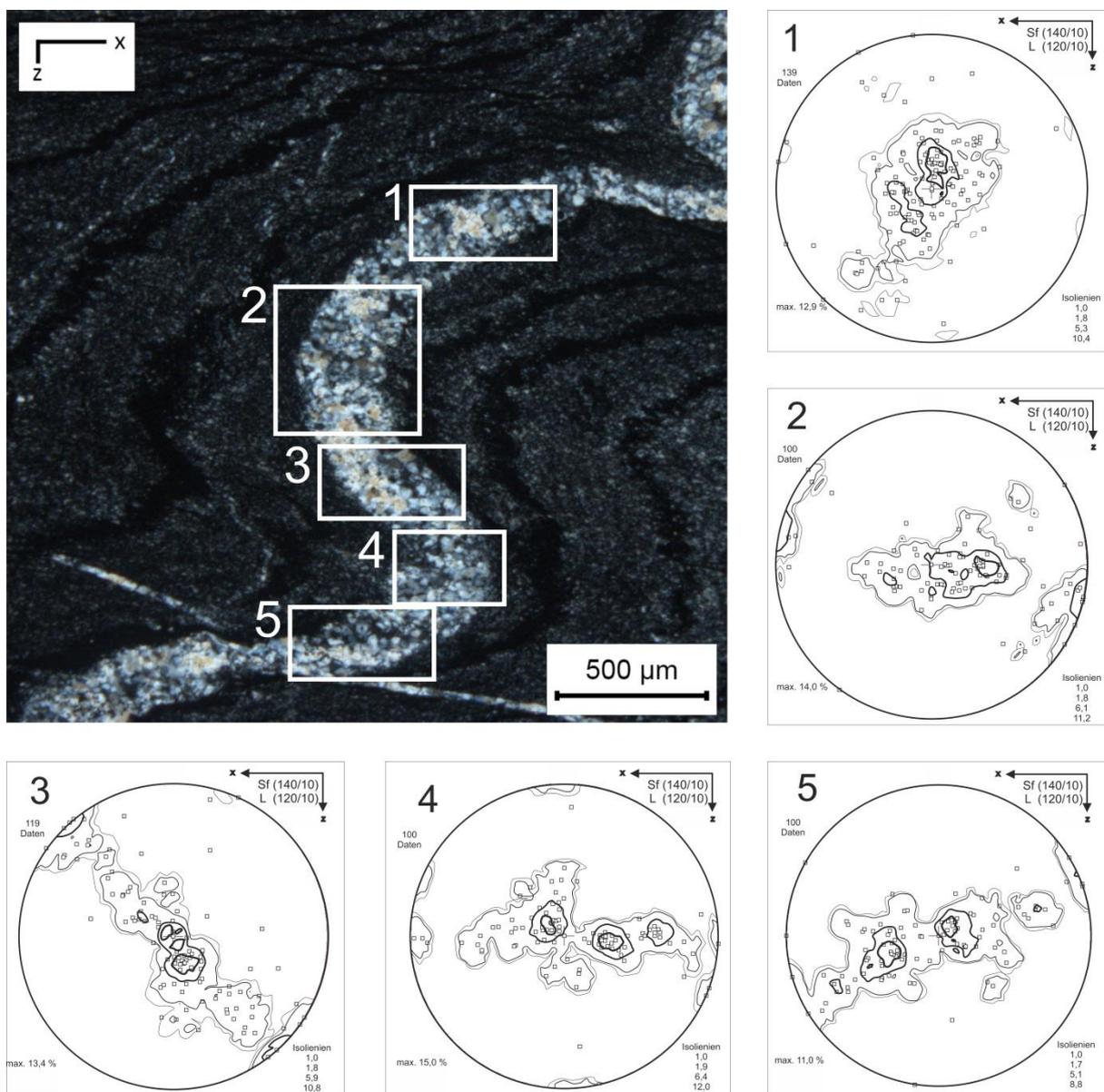


Abbildung 46: Dünnschliffphoto eines graphitischen Quarzits mit markierten Messpunkten;

Quarzgänge. Entlang einer Falte wurden abwechselnd Faltenschenkel und Faltenscheitel an fünf aufeinanderfolgenden Punkten gemessen (siehe Abbildung 46). Die daraus resultierenden LPO-Muster sind nicht gleichmäßig ausgerichtet, sondern je nach Lage innerhalb der Falte verkippt. Demnach blieb die ursprüngliche c-Achsen Verteilung erhalten, wurden nicht durch die Verformung überprägt und rotierte passiv. Dementsprechend kann die Bildung der Achsenflächenschieferung und die dazugehörige Faltung als ein jüngerer Akt aufgefasst werden, der ein präexistierendes duktiles Fabric überprägt. Dies ist ein eindeutiger Indikator, dass die Deformationstemperatur 300°C nicht überschritt.

Oberdorf

Westlich des Profils nahe Oberdorf bzw. St. Kathrein an der Laming wurden einige Proben aus Bakkalaureatsarbeiten untersucht (GRABNER & FIALA, 2016; HAAS & WEIGAND, 2014; KLASS, 2014). Fünf Proben zeichnen ein eindeutiges Muster ab, diese weisen alle einen asymmetrischen Kreuzgürtel (Typ I) auf. Die Maxima der LPOs liegen sowohl am Rand als auch in der Mitte der Stereogramme, was auf ein Spektrum von Basales $\langle a \rangle$ bis Prismen $\langle a \rangle$ Gleiten hinweist. Demzufolge kann für das gesamte Gebiet eine moderate Deformationstemperatur angenommen werden (siehe Abbildung 47).

Die Schrägstellung der Kreuzgürtel verweisen auf keine einheitliche Scherrichtung, sie zeigen teilweise nach N bzw. NW (Abbildung 47, Pattern 1, 2 & 5) und teils nach SO (Abbildung 47, Pattern 3 & 4). Wobei die nach SO gerichteten Proben, die beiden südlichsten gelegenen sind.

Die Temperaturen, welche mittels Quarzachsen *opening angle* ermittelt wurden, liegen alle innerhalb grünschieferfaziller Bedingungen zwischen 300-450°C. Innerhalb dieser Zone zeigt die Temperaturverteilung keinen Trend an. Bemerkenswert ist jedoch, dass die Biotitschieferprobe (Abbildung 47, Pattern 2) eine auffällig hohe Temperatur (450°C) aufweist (siehe Abbildung 48).

Bei der *vorticity*-Analyse dieser Zone zeichnen sich zwei Gruppen ab. Während drei Proben (Quarzphyllit (1), Silberbergschiefer und Biotitschiefer) relativ hohe *vorticity*-Werte von ca. 0,8 aufweisen, zeigen zwei Proben (Silberbergschiefer und Gneis) Werte von 0,6-0,8 an (siehe Abbildung 48).

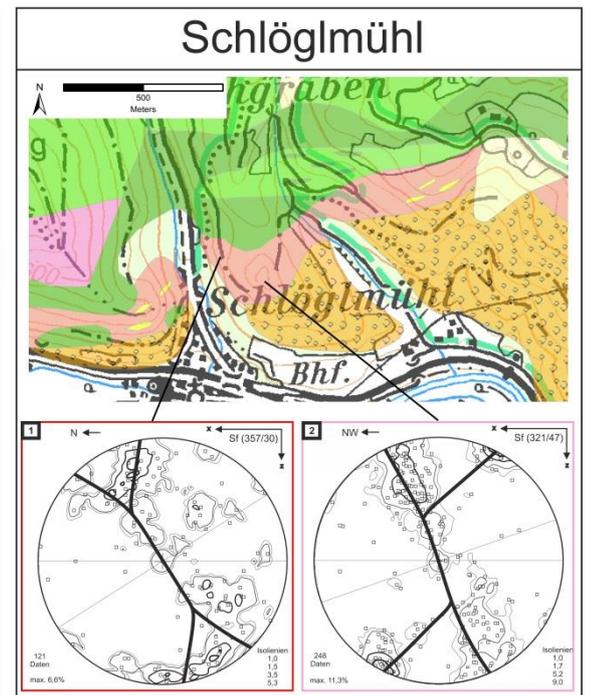
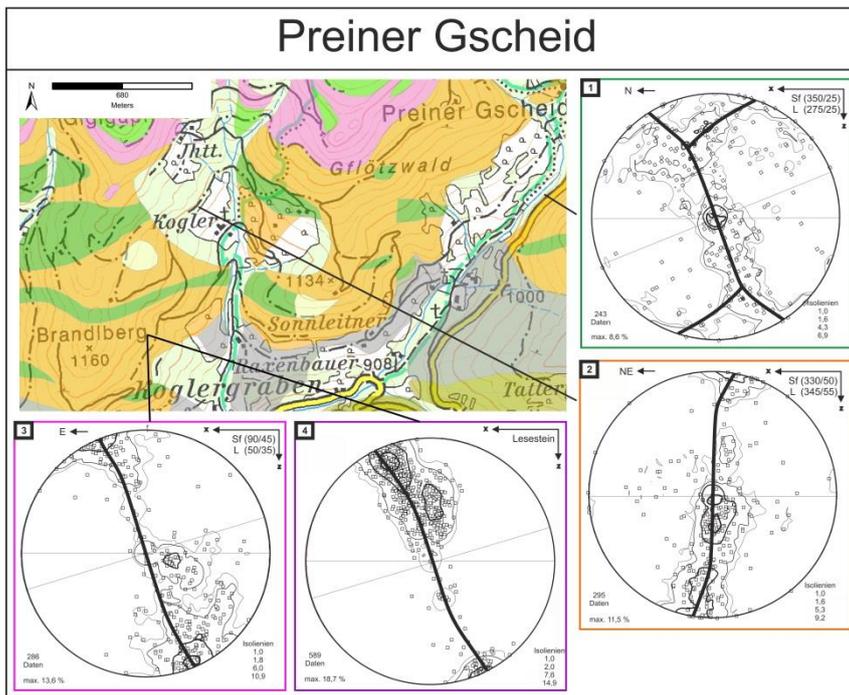
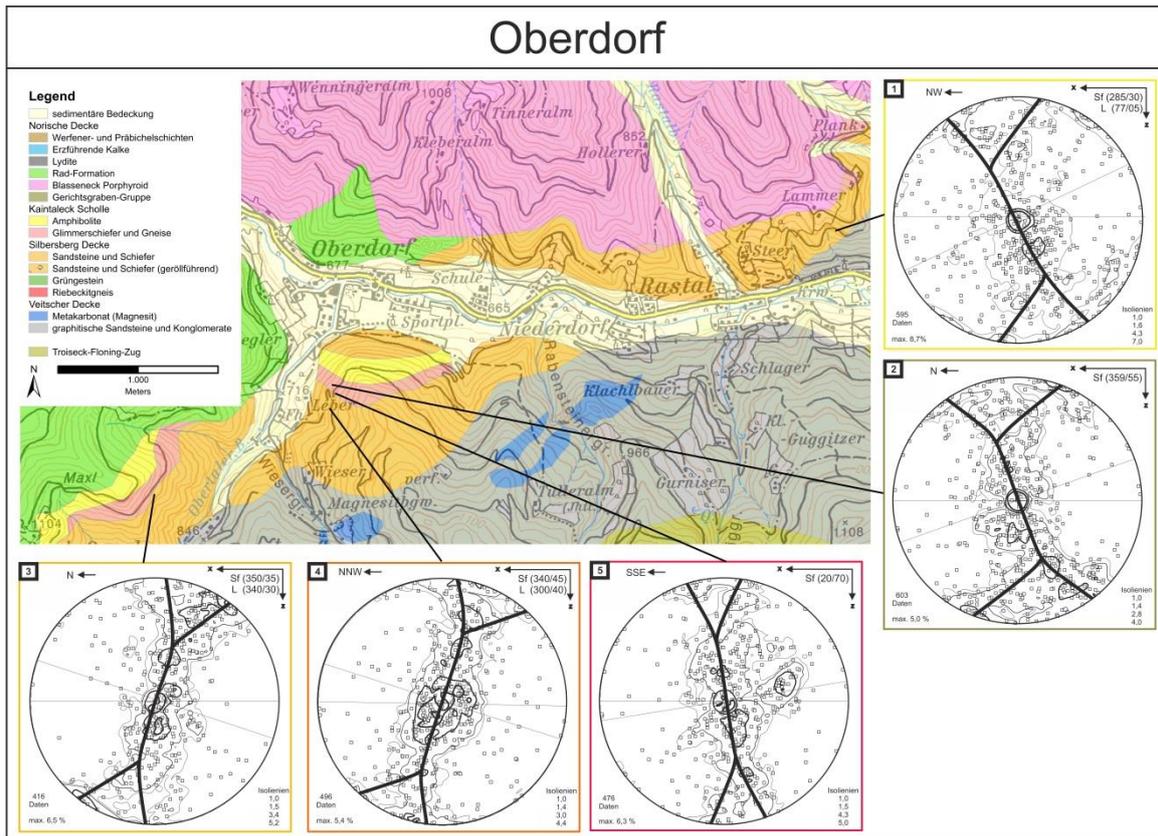


Abbildung 47: Übersichtskarte der Probenentnahme für die Quarz c-Achsen Messungen;

Oberdorf: 1) Quarzphyllit (1) der Silbersberg Decke; 2) Biotitschiefer der Kaintaleck Scholle; 3) Quarzphyllit (2) der Silbersberg Decke; 4) Silbersbergschiefer; 5) Gneis;

Preiner Gscheid: 1) Grünschiefer der Silbersberg Decke; 2) Phyllit der Silbersberg Decke; 3) Riebeckitgneis (2) der Kaintaleck Scholle; 4) Riebeckitgneis (1) der Kaintaleck Scholle;

Schlögelmühl: 1) Gneis (2) der Kaintaleck Scholle; 2) Gneis (1) der Kaintaleck Scholle;

Schlöglmühl

Von der Umgebung nahe Gloggnitz bei Schlöglmühl ergaben zwei Messungen von bereits bestehenden Proben (ZAMBANINI, 2015) signifikante Ergebnisse. Erneut handelt es sich um asymmetrische Kreuzgürtel von Typ I. Die Maxima der LPOs liegen großteils am Rand der Stereogramme. Dies verweisen auf Basales <a> Gleiten und damit auf relativ niedere Deformationstemperaturen (siehe Abbildung 47). Dies wird durch die *opening angel* bestätigt, die dadurch ablesbaren Temperaturen liegen zwischen 300-400°C (siehe Abbildung 48).

Die Schrägstellung beider Kreuzgürtel deutet auf eine nach N bzw. NW gerichtete Scherung. Die *vorticity*-Werte beider Proben liegen im oberen Bereich von 0,8-1 und deuten damit auf eine dominante *simple shear* Komponente hin (siehe Abbildung 48).

Preiner Gscheid

Vier weitere Proben stammen aus der näheren Umgebung des Preiner Gscheids. Die untersuchten Riebeckitgneise zeigen asymmetrische „Einzel“-Gürtel mit deutlich ausgebildeten Randmaxima an. Daher kann von einer *simple shear* dominierten Verformung bei relativ niederen Temperaturen ausgegangen werden. Auch der Phyllit bildet eine asymmetrischen „Einzel“-Gürtel aus. Hingegen zeigt der Grünschiefer ein asymmetrisches Kreuzgürtelmuster. Beide Gesteine zeigten Maxima am Rand und im Zentrum des Diagramms. Daher kann von Basalen <a> und Prismen <a> Gleiten und deshalb von mittleren Temperaturen ausgegangen werden (siehe Abbildung 47).

Anhand des *opening angel* der Grünschieferprobe konnte die vorherrschenden Temperaturen aus ca. 400°C festgelegt werden (siehe Abbildung 48). Da die LPO-Muster der anderen Proben keine *opening angel* ausbilden, kann keine genauere Temperaturabschätzung durchgeführt werden. Die Schrägstellung der Riebeckitgneis-Gürtel, sowie des Grünschiefers, verweist auf eine Scherung nach NW. Dem gegenüber steht das Verteilungsmuster des Phyllits, welches eine sehr leichte Scherung nach SO anzeigt.

Auch die Ergebnisse der *vorticity*-Analyse deuten mit Werten von ca. 0,8-1 auf *simple shear* hin. Die Probe des Phyllits zeigt beinahe keine Schrägstellung, daher kann dort keine *vorticity* ermittelt werden (siehe Abbildung 48).

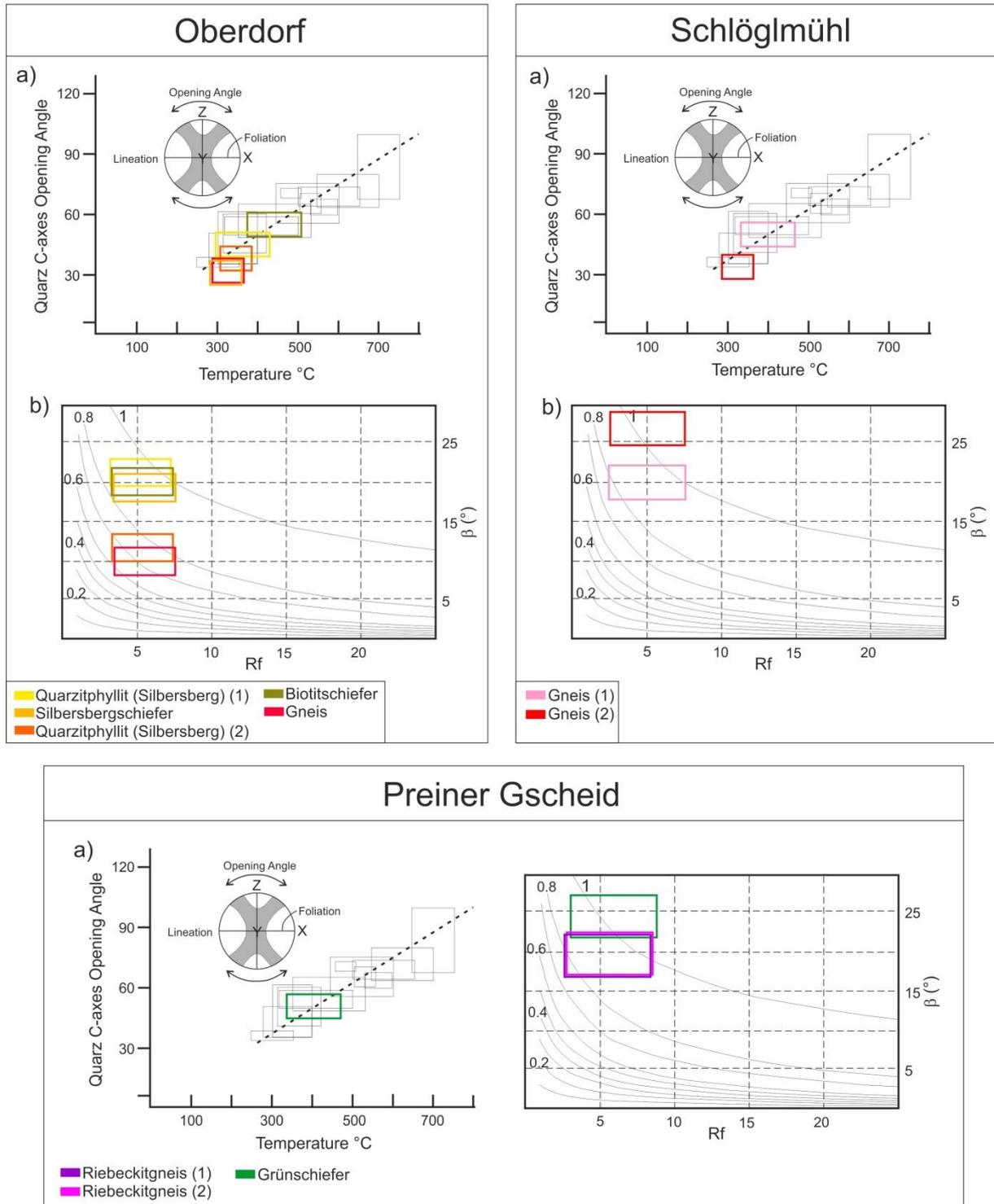


Abbildung 48: Quarz c-Achsen Auswertungplots; a) Temperaturbestimmung mittels opening angel; b) vorticity-Bestimmungs-Diagramm; (geändert nach LAW, 2014; GRASEMANN et al., 1999)

Silbersbergschiefer (B), entnommen nahe der Ortschaft Oberdorf, ein Blasseneck Porphyroid (C) von der Scheikelalm, ein Blasseneck Porphyroid (D) aus dem Hinterhofgraben und ein Silbersbergschiefer (E) von Zwanzen (siehe Abbildung 49).

Die fraktale Geometrie der dynamisch rekristallisierten Quarzkörner wurde mittels der *yardstick*-Methoden (KRENN et al. , in prep.) bestimmt (siehe Abbildung 51). Die Temperaturen der Gesteine wurden mittels des Quarz *c*-Achsen *opening angle* Thermometer bestimmt. Daraus ergaben sich folgende Ergebnisse:

Tabelle 2: Überblick über die ermittelten Parameter zur *strain rates* Bestimmung

Probe	Fraktale Geometrie (D)	Temperatur (T)
A) Biotitschiefer	1,1941	450
B) Silbersbergschiefer	1,1187	350
C) Blasseneck Porphyroid	1,1985	350
D) Blasseneck Porphyroid	1,2063	350
E) Silbersbergschiefer	1,2028	350

Werden diese Daten im Diagramm in Abbildung 50 geplottet, kann die *strain rate* der untersuchten Gesteine abgelesen werden. Für die Proben C, D, E und F ergaben sich sehr ähnliche Werte für Temperatur und fraktale Geometrie, dem entsprechend weisen sie beinahe dieselbe *strain rate* auf. Diese liegt in einem bei ca. $10^{-9,8} - 10^{-10} [s^{-1}]$. Auch die Probe B weicht nicht maßgeblich ab und lieferte Ergebnisse von ca. $10^{-10,7} [s^{-1}]$. Dies impliziert hohe *strain rates*, die aber im Fall von Scherzonen durchaus im üblichen Bereich liegen. Wohingegen die Biotitschieferprobe (A) erneut einen Ausreißer vom generellen Trend darstellt, mit Werten von ca. $10^{-8,7} [s^{-1}]$.

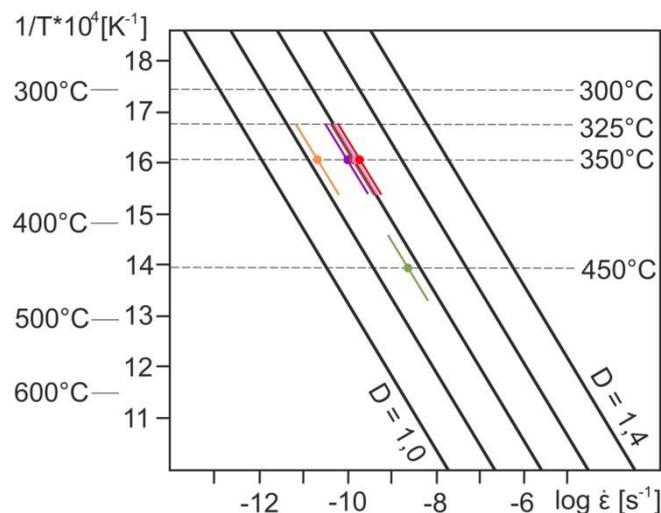


Abbildung 50: Diagramm - Temperatur gegen *strain rate*; mittels der fraktalen Geometrie und der Temperaturen können die Proben in das Diagramm geplottete werden und die *strain rate* abgelesen werden.

Nimmt man eine die ermittelten *strain rates* von etwa 10^{-10} s^{-1} als real an und setzt man die üblichen Werte für duktile Verformung von Quarz, gewonnen aus experimentellen Daten, ein, welche die *strain rate* in Beziehung zu Temperatur und Differentialspannung bringen, so stellt man fest, dass die Verformung an individuellen Scherzonen etwa 1000 bis 10.000 Jahre dauerte. Es ist also durchaus plausibel, wie in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt, dass sich die Verformung zu unterschiedlichen Zeiten auf unterschiedliche Zonen konzentrierte (*displacement partitioning*). Dementsprechend können durchaus unterschiedliche Domains an der Südgrenze der Grauwackenzone zu unterschiedlichen Zeiten unter unterschiedlicher Kinematik und unterschiedlicher Verformungsgeometrie deformiert worden sein.

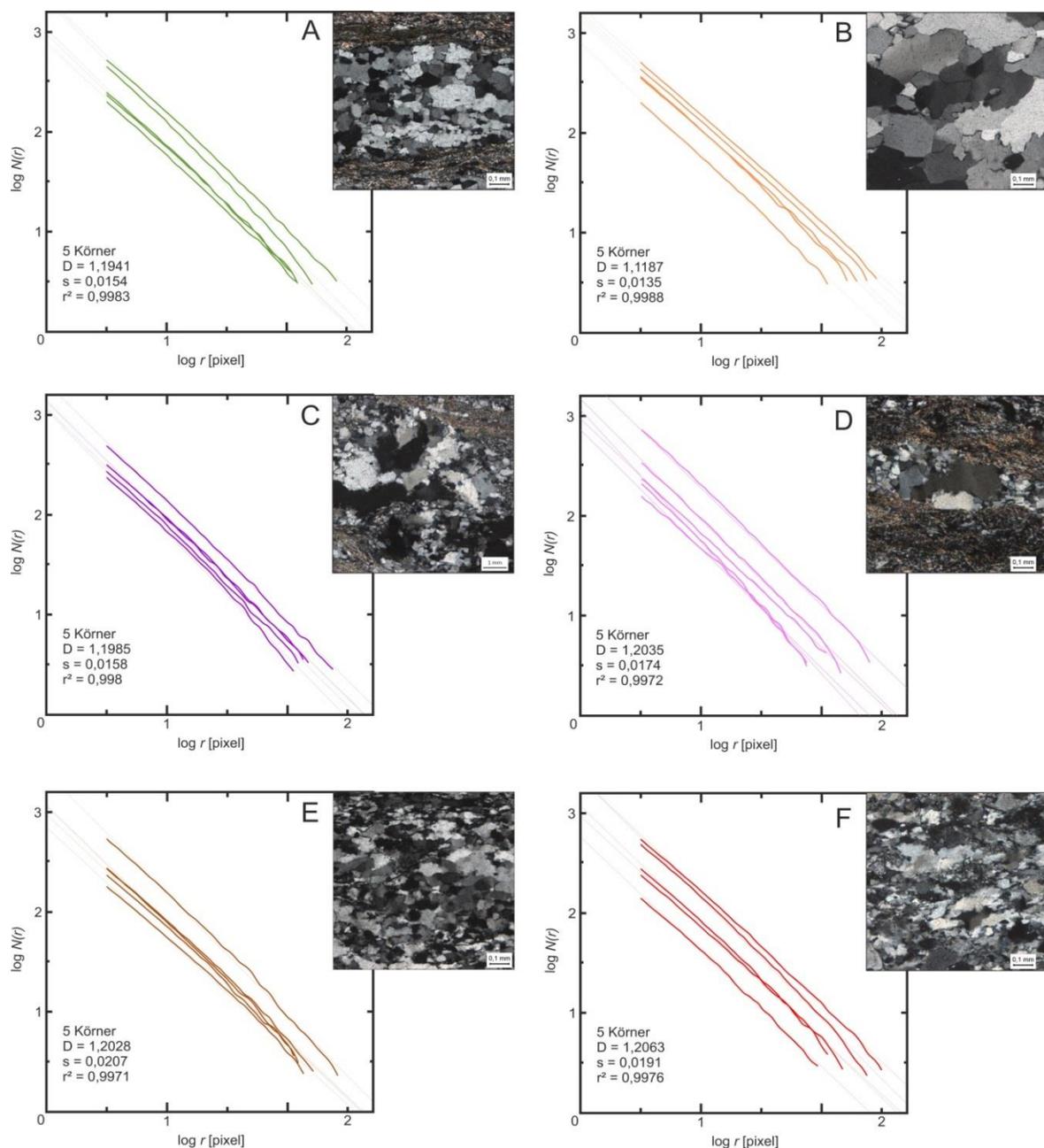


Abbildung 51. Analyse Plots der yardstick-Methode zur Ermittlung der fraktalen Geometrie und die jeweiligen gemessenen Quarze; D – fraktale Geometrie; s – Standardabweichung; r² – Korrelationskoeffizient;

Chloritoid-Vorkommen

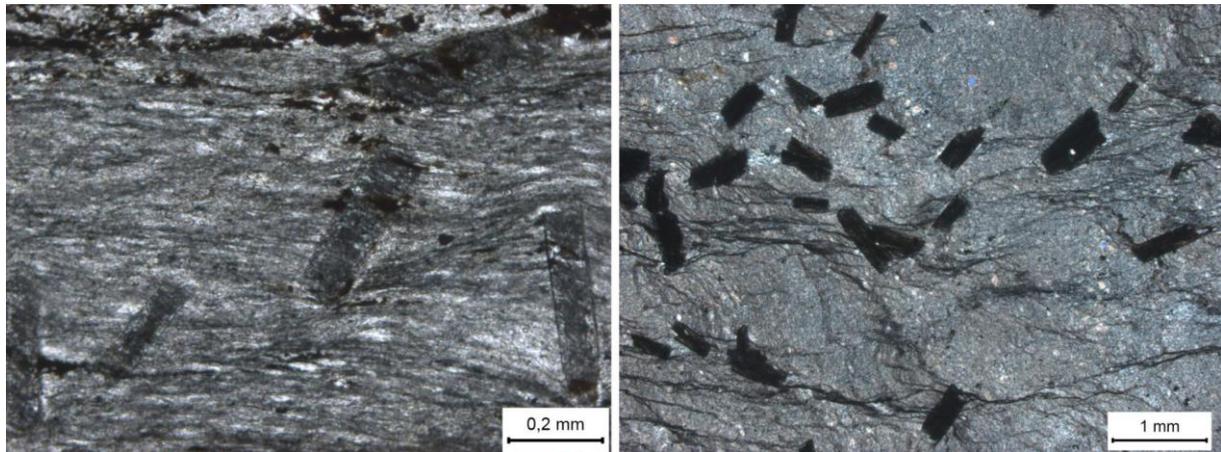


Abbildung 52: Beispiele für Chloritoidvorkommen; Rechts - Radschiefer; links - Permomesozoikum;

Innerhalb der Radformation und der Permomesozoischen Einheiten treten lokal Chloritoidkristalle auf (siehe Abbildung 52), welche das penetrative Gefüge diskordant überwachsen und euhedrale Formen ausbilden. Dies spricht für ein postdeformatives Wachstum in Verbindung mit einem Temperatur Impuls innerhalb der Grauwackenzone.

Mittels eines P/T-Diagramms für Peliten mit durchschnittlicher Zusammensetzung (siehe Abbildung 53), kann Dank der Chloritoiden eine ungefähre Temperaturabschätzung für dieses postdeformative

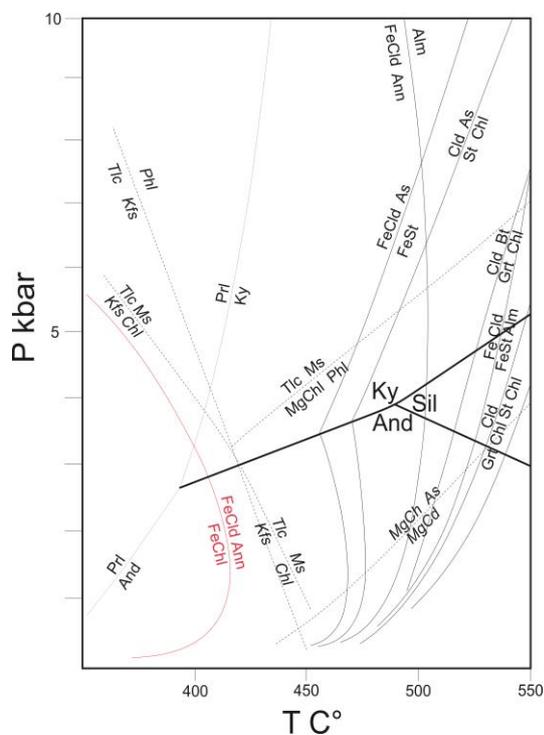


Abbildung 53: Ausschnitt aus P/T-Diagramm für Pelite im KFMASH System; (geändert nach (SPEAR & CHENEY, 1989)

Rot - Bildungsreaktionskurve von Chloritoid;

Ereignis getroffen werden. Für die Bildung von Chloritoid in Metapeliten werden min. 400°C benötigt, da aber die vorgefunden Minerale euhedrale Formen ausbilden, muss von höheren Temperaturen ausgegangen werden. Möglicherweise kann dieses Ereignis mit der Gosauextension in Verbindung gesetzt werden.

Einige weitere Argumente, die für einen relativ hohen thermischen Input durch das Gosauereignis sprechen, wären beispielsweise das Auftreten von Kyanit in den Silbersbergschiefern, was ebenso auf mindestens 400 - 450°C verweist (NIEVOLL, 1983). Außerdem beschrieb RANTITSCH et al. (2005) einen thermischen Input im Grazer Paläozoikum entlang der *Garden normal fault* nahe der Kainacher Gosau. Er postuliert Temperaturen von bis zu 500°C

während der späten Kreide bzw. der Paläogenextension. Ein weiterer Hinweis für das Alter eines thermischen Input liefert das Auftreten von Monaziten, an der Grenze der Grauwackenzone im Liesingtal nahe der Ortschaft Mautern, welche Th-Pb-Alter von 80-75 Ma zeigen. Auch diese Minerale werden mit einer transtensionalen Bewegung im Zuge des Gosauereignisses in Verbindung gesetzt (BERGEMANN et al., 2015).

Strukturelle Analyse und Rekonstruktion

Um die gewonnenen Erkenntnisse in einen großstrukturellen Zusammenhang zu setzen, wurde ein Profil entlang des Hinterhofgraben/Rotsohlgrabens angefertigt. Aus praktischen Gründen wurde die Geologie etwas vereinfacht, d.h. innerhalb der drei liegenden Decken werden keine Lithologien unterschieden. Außerdem werden innerhalb der Norischen Decke die Rad- und Stocker-Formation, sowie die Karbonate zu einer Einheit zusammengefasst, welche jedoch in verdoppelter Form daliegen (=variszische Überschiebung). Aus dieser Vereinfachung ergibt sich für die Norische Decke ein drei Schichten Modell aus Blasseneck Porphyroid, Radschiefern und Permomesozoikum.

Das Profil stützt sich auf die geologische Karte von NIEVOLL (2015), wobei gemittelte Werte für die Fallzeichen herangezogen wurden. Außerdem werden die durch diese Arbeit gewonnenen strukturellen Erkenntnisse miteinbezogen. Der Hauptanteil der großen internen Strukturen wurde als Duplexe interpretiert und mittels der Kickband Methode abgebildet. Der südlichste Streifen wurde als eine steilstehende *strik slip* Zone ausgelegt (siehe Abbildung 54).

Normalprofil

Anhand der aus der Literatur (NIEVOLL, 2015; NIEVOLL, 1983; RATSCHBACHER & KLIMA, 1985; RATSCHBACHER, 1984; NEUBAUER et al., 1994) gewonnenen Daten wurde ein „normal“ tektonostratigraphisches Profil des Untersuchungsgebietes angefertigt (siehe Abbildung 55). Dort sind die prädeformativen Bedingungen dargestellt, d.h. die Abfolge, sowie die durchschnittlichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten vor der alpidischen Orogenese. Damit auch die mechanische Stratigraphie hervorgehoben wird, wurde eine grobe Abschätzung zu den unterschiedlichen Kompetenzen der Lithologien getroffen, um so etwaige Scherhorizonte zu klassifizieren. Da die zu erwartende Scherhorizonte innerhalb der inkompetenten Schichtglieder liegen müssten, wären mögliche Scherhorizonte innerhalb der Veitscher Decke, der Gerichtsgraben-, der Rad- und/oder in der Stocker Formation zu erwarten.

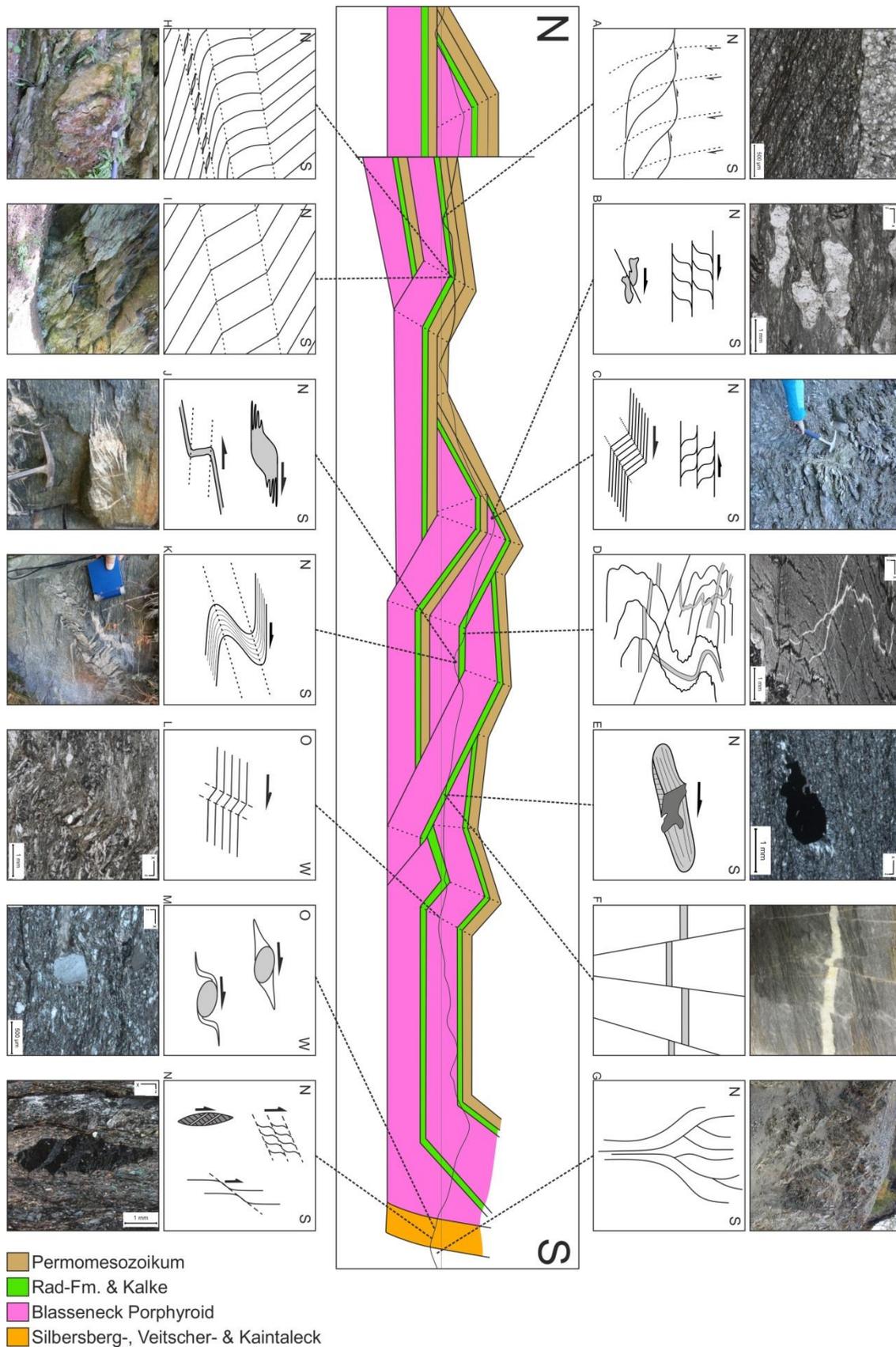


Abbildung 54: Strukturelles Profil mit Beispielen für vorkommende Makro- bzw. Mikrostrukturen;

Die N-gerichtete Schersinne treten dominanter auf und zeigen die Bewegung des *thrust* an. Durch *backthrust* kommen aber auch häufig S-gerichtete Schersinne vor.

A – Scherkörper (Top N) und Abschiebungen (Top S); **B** – SC-Gefüge und Aufschiebungen (Top S); **C** – SC-Gefühle (Top N) und Knickfalte (Top S); **D** – duktile Falten; **E** – Druckschatten (Top S); **F** – konjugierte Abschiebungen; **G** – *flowerstructure*; **H** – Scherbänder und Scherkörper (Top S); **I** – Scherbänder (Top S); **J** – σ -Klast (Top S) und Knickfalte (Top N); **K** – Falte (Top S); **L** – Knickfalte (Top W); **M** – σ -Klast und δ -Klast (Top W); **N** – ECC-Gefüge, Scherbänder und deformierter Granat (Top S)

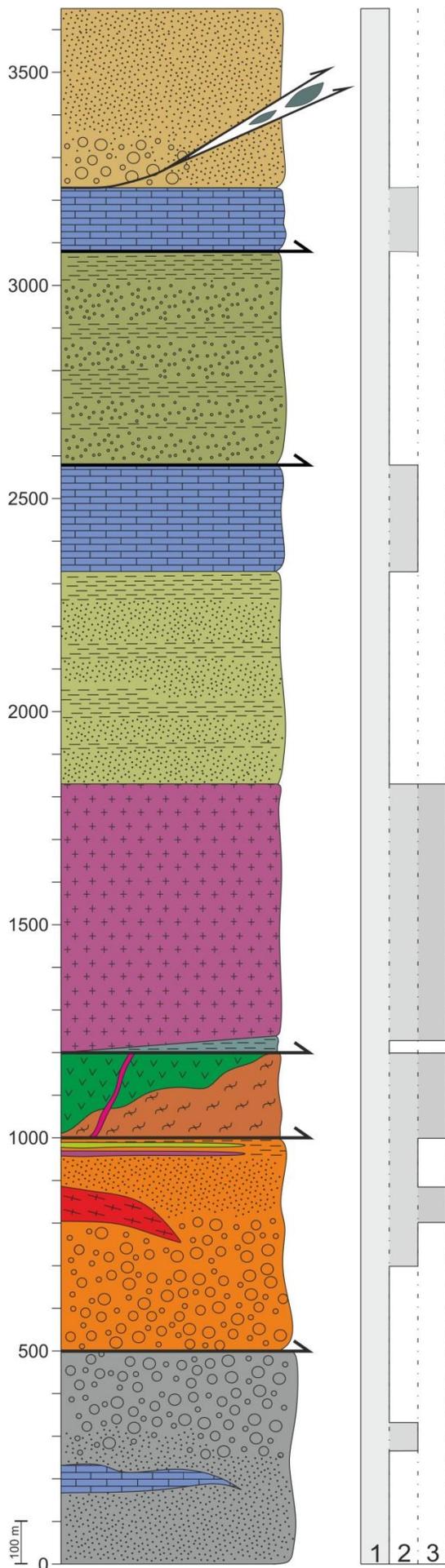


Abbildung 55: stratigraphisches Profil (links);
Abschätzung der Kompetenz (rechts);
1 – nieder-kompetent; 2 – mittel-kompetent;
3 – hoch-kompetent;

- Permomesozoikum der NKA**
 - Gabbro (?tektonische Schürflinge)
 - Präbichel- & Werfenerschichten
- Norische Decke**
 - Stocker Fm.
 - Kaskögerl- & Kaienstein Fm.
 - Rad Fm.
 - Blasseneck Porphyroid
 - Gerichtsgraben Fm.
- Kaintaleck Scholle**
 - Pegmatite
 - Amphibolit
 - Gneis
- Silbersberg Decke**
 - Grünschiefer
 - Saure Magmatite
 - Riebeckitgneis
 - Metaklastika
- Veitscher Decke**
 - Magnesit
 - Metaklastika
- Deckengrenze

Rekonstruktion Turnau-Neuberg

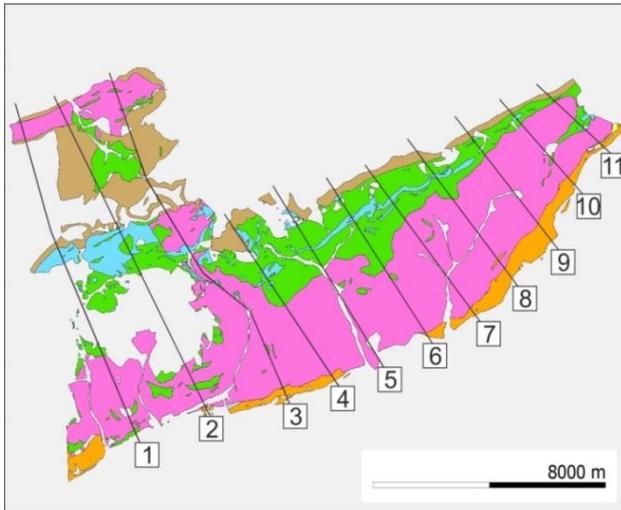


Abbildung 56: Lage bzw Verlauf der Profile; 1 - Zwanzen; 2 - Rauschkogel; 3 - Hinterhof-/Rotsohlgraben; 4 - Scheikelalm; 5 - Großveitschtal; 6 – Roßegg; 7 - Kalch; 8 – Draxlerkogel, 9- Hohegg; 10 – Veitschbach; 11 - Neuberg

Um die Entwicklung im Gebiet zwischen Turnau und Neuberg zu klassifizieren, wurden über das gesamte Untersuchungsgebiet in Abstand von ca. drei Kilometern Profile über die Einheiten der Grauwackenzone gezogen (siehe Abbildung 56 und Abbildung 57). Insgesamt wurden elf Profile angefertigt, somit können strukturelle Veränderungen von SW nach NO nachvollzogen werden. Ähnlich des Hinterhof-Rotsohlgraben Profils können überall zwei Hauptbewegungen unterschieden werden: Die *strikslip* Bewegung im Süden und die Duplexe im Norden. Dadurch konnte in

weiterer Folge eine strukturelle Karte für das Gebiet erstellt werden (siehe Abbildung 58). Daraus geht hervor, dass es drei Hauptüberschiebungsbahnen gibt: die Scheikel-*thrust*, die Rotsohl-*thrust* und die frontal gestapelte Zone bei Aschbach. Setzt man diese Erkenntnisse in einen großtechnischen

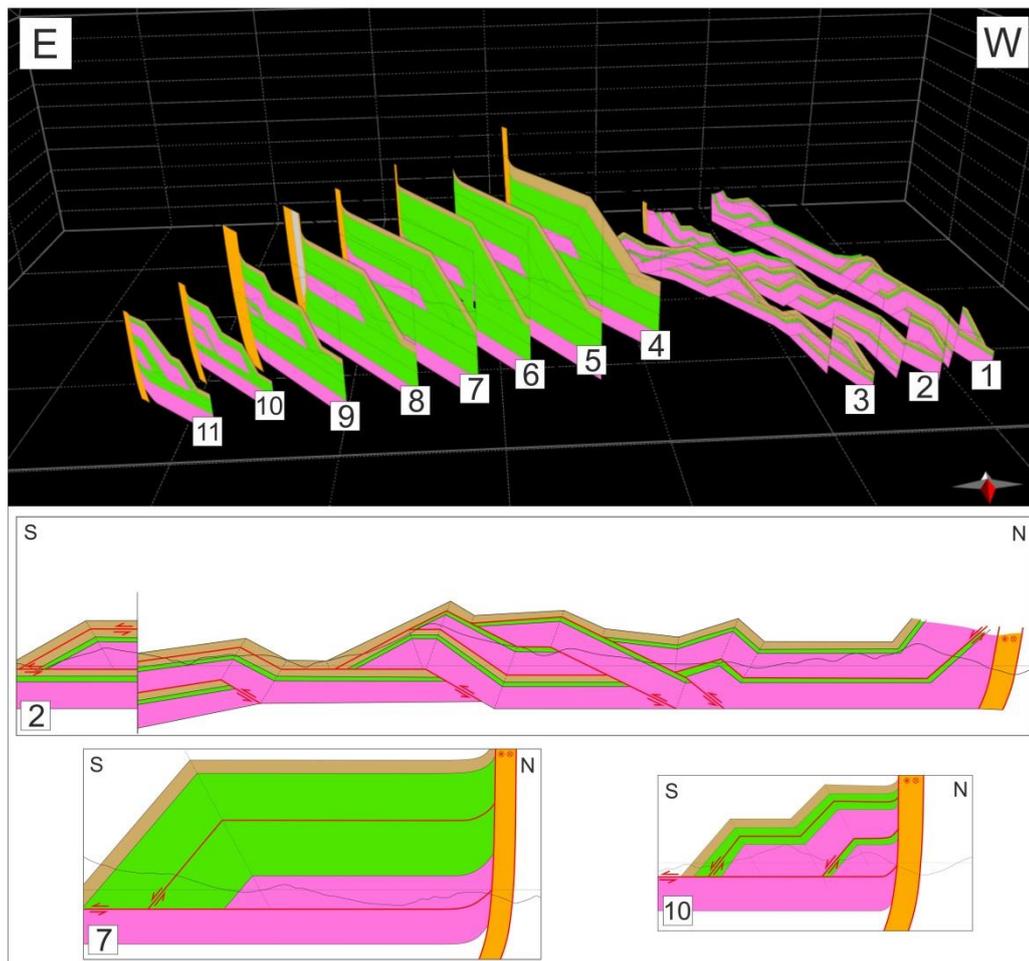


Abbildung 57: Übersicht der Profile und Auszüge ausgewählte Profile

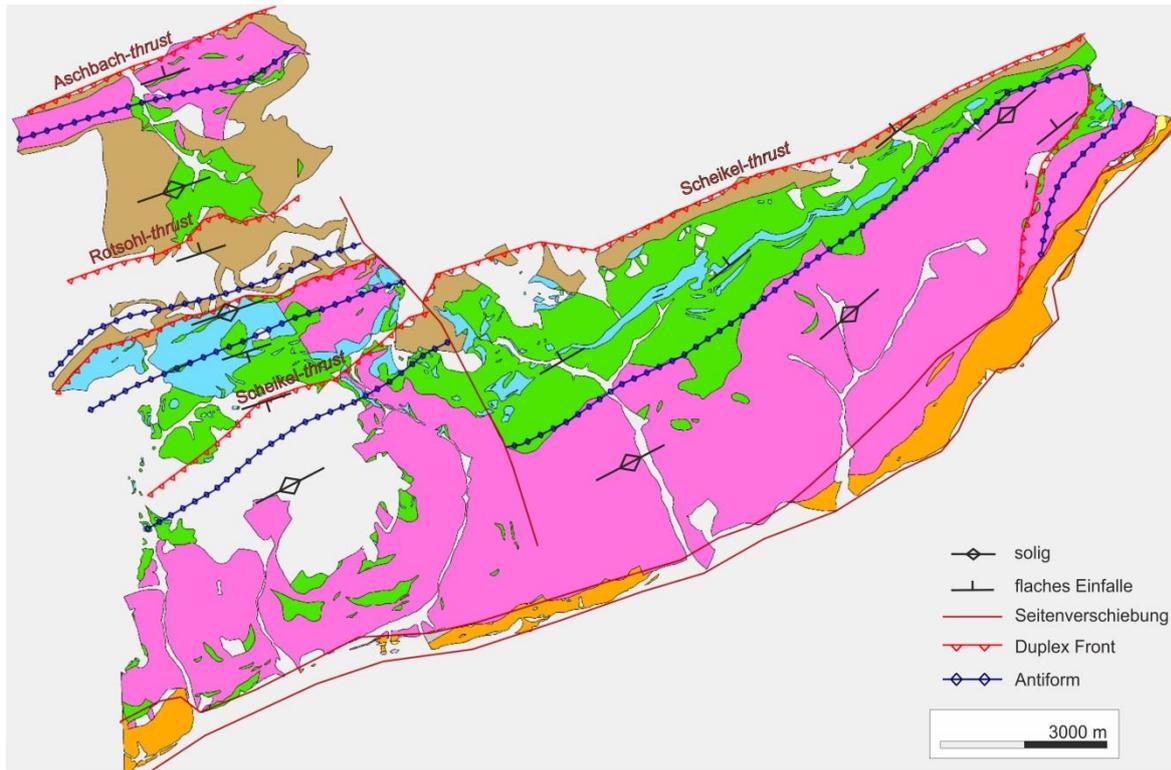


Abbildung 58: Strukturkarte der Grauwackenzone zwischen Turnau und Neuberg.

Zusammenhang und führt man sich vor Augen, dass die nördlichen Kalkalpen über die Grauwackenzone geschoben wurden, kann davon ausgegangen werden, dass die Grauwackenzone eine Duplexstruktur unter einem *roof thrust* (nördliche Kalkalpen) ist.

Strik slip

Die *strik slip* Zone zieht sich durchgehend durch den südlichen Streifen des Gebietes. Sie erfasst hauptsächlich die drei liegenden Decken der Grauwackenzone und teilweise den direkt angrenzenden Blasseneck Porphyroid. Bemerkenswert ist, dass an dieser Stelle der Südgrenze alle Strukturen abgeschnitten erscheinen. Daher ist es naheliegend, dass zumindest die jetzt sichtbare Seitenverschiebung ein jüngeres Element als die Deckenstapelung ist.

Deutlich sichtbare Folge dieser Bewegung ist eine massive Verdünnung der Gesteinseinheiten. Im Normalprofil zeigen die Veitscher Decke, die Silbersberg Decke und die Kaintaleck Scholle eine gemeinsame Mächtigkeit von ca. 1200 m. Diese wurde auf durchschnittlich 400-500 m reduziert.

Ein weiterer Hinweis liefert das Einfallen der Gesteinsschichten. Der gesamte südliche Streifen zeigt eine sehr steil stehende Schieferung, die mit 90-45° nach Norden einfällt und ein horizontales Streckungslinear, neben dem vertikalen Streckungslinear. Eine derartige Aufteilung der Gesteinseinheiten ist ein eindeutige Hinweis auf eine *strik slip* Bewegungen.

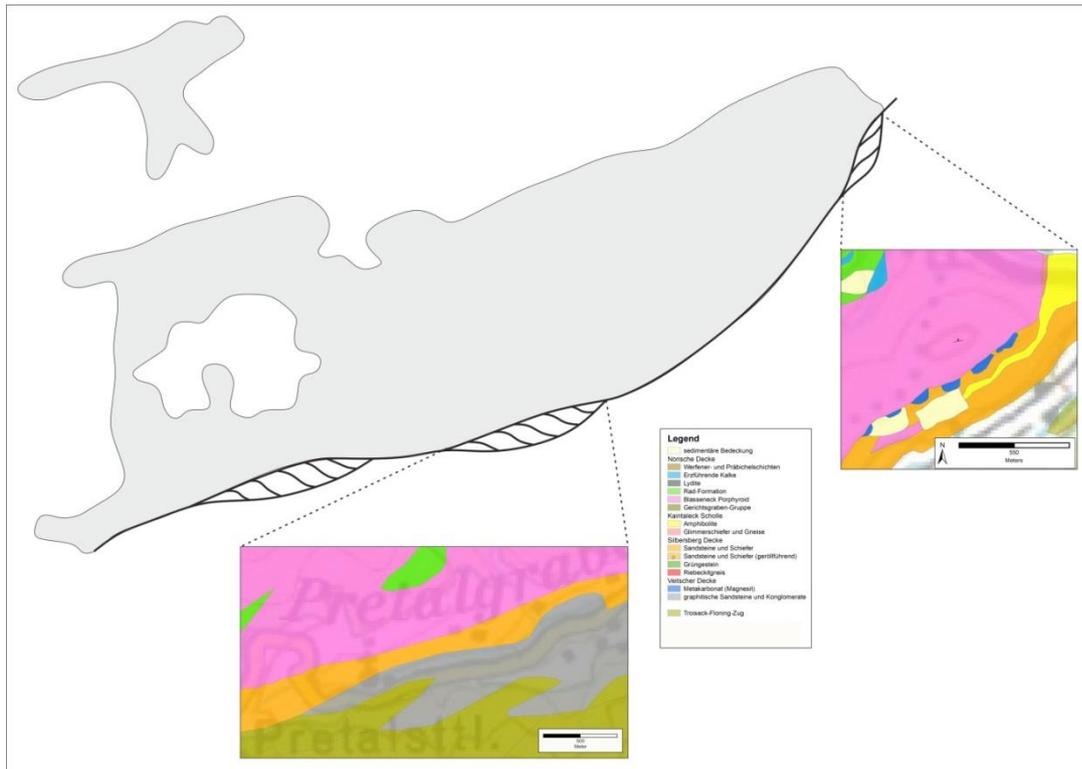


Abbildung 59: Schematische Zeichnung der *strik slip boudinagen* mit zwei Beispielauszügen aus dem Kartenbild.

Auch im Kartenbild lassen sich einige Anzeichen für eine *strik slip* Zone ausmachen (siehe Abbildung 59). Entlang des gesamten Südstreifens treten immer wieder Zonen auf, in denen die Gesteinsschichten ineinander verzahnt sind, besonders gut ersichtlich ist dies beispielsweise bei Zwanzgen, östlich des Pretalsattels und im Arzbachgraben bei Neuberg. Dies ist entweder durch ein *out-of-sequence thrusting* oder durch *strik-slip*-Duplexe zu erklären.

Bemerkenswert ist, dass an dieser Stelle der Südgrenze alle Strukturen abgeschnitten erscheinen. Dies legt nahe, dass zumindest die jetzt sichtbare Seitenverschiebung ein jüngerer Element als die Deckenstapelung ist.

Duplex

Im gesamten nördlichen Gebiet bildeten sich mehrere übereinander liegende Duplexe aus, wodurch es zu einer Stapelung der Gesteinseinheiten kam. Dieser Prozess erfasst ausschließlich und vollständig die Norische Decke. Die Basis der einzelnen Duplexe stellt der Blasseneck Porphyroid dar. Dies ist vermutlich auf die liegende, niederkompetente Gerichtsgraben- Formation zurückzuführen, welche als Scherhorizont gedient haben dürfte.

Es ergab sich jedoch kein einheitliches Bild für das gesamte Gebiet. Je nach Ausprägung der Duplex-Struktur können drei Zonen unterschieden werden. In Abbildung 61 ist der strukturelle Aufbau der verschiedenen Zonen schematisch dargestellt und in Abbildung 58 ist die räumliche Verteilung der Strukturen abgebildet. Die erste Zone zieht sich vom westlichen Gebietsrand bis zur Rotsohlstörung.

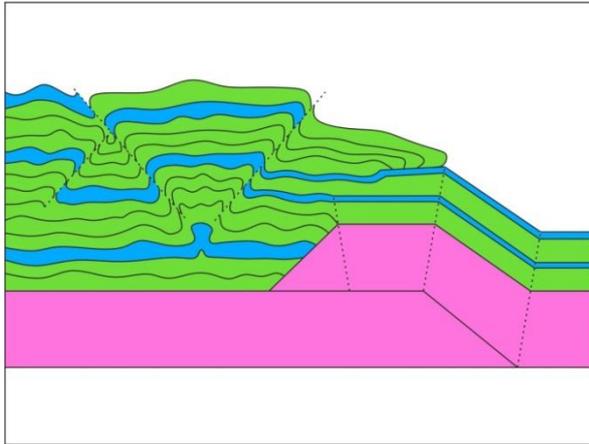


Abbildung 60: Schematische Skizze der möglichen Akkumulation der Rad Formation und der Karbonate.

Dieser Bereich weist mit vier Haupt-Duplexen und begrenzenden *tear faults* sicherlich die komplexeste Geometrie auf. Des Weiteren können die Haupt-Duplexe teilweise intern in mehrere Fraktionen gegliedert werden. Die Rotsohlstörung stellt eine scharfe strukturelle Grenze dar und markiert den Übergang zur zweiten Zone. Diese befindet sich zwischen der Rotsohlstörung und Hohegg. Die hier anzutreffende Struktur ist mit nur einem Duplex

relativ simpel. Die darauf anschließende dritte Zone zieht sich von Hohegg bis nach Neuberg und setzt sich aus zwei Duplexen zusammen. Der Übergang zwischen Zone zwei und drei ist nicht durch eine Störung gegeben, sondern durch das graduelle Auskeilen eines Duplexes.

Anzumerken ist auch, dass die Rad- bzw. Stocker-Formation in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit ausgeprägt ist. In Zone eins weist sie nur eine Mächtigkeit von bis zu 100 m auf, wohingegen sie in Zone zwei und drei bis zu 1500 m dick ist. Eine mögliche Erklärung für diesen maßgeblichen Unterschied wäre, dass die Radschiefer im östlich Teil durch eine Duplex-Stirnfalte von ihrem Untergrund (Blasseneck Porphyroid) abgeschert wurden und an dessen Front akkumulierten und verdickt wurden (siehe Abbildung 60). Dafür spricht die von (NIEVOLL & SUTTNER, 2015) beschriebenen Verfaltungen innerhalb des Radschiefers am Südrand der Veitsch.

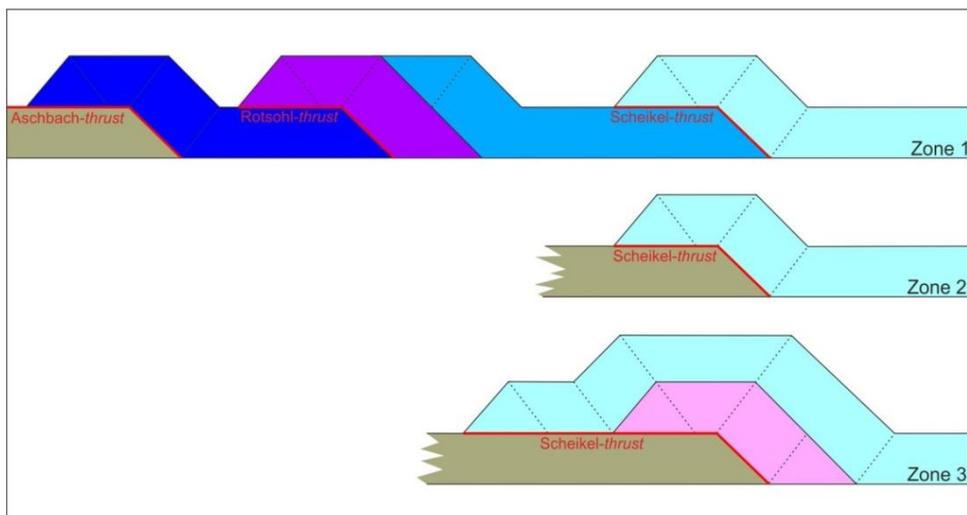


Abbildung 61: Schematische Abbildung der Duplex-Struktur in den unterschiedlichen Zonen

Profilbilanzierung

Mittels der Profile wurden die Grundprinzipien der Verkürzung abgebildet. Um die Ausmaße dieser Verkürzung zu klassifizieren, wurde eine Profilbilanzierung durchgeführt. Insgesamt wurden drei Profile ausbalanciert, wobei jedes Profil repräsentativ für eine Zone der Duplexstruktur ist (siehe Abbildung 62, Abbildung 64, Abbildung 63).

Das duktile Ereignis D1 kann aus Gründen der Durchführbarkeit nicht miteinbezogen werden. Außerdem können die steil stehenden Schichten der Veitscher- und Silbersberg Decke, sowie die der Kaintaleck Scholle zwar im Profil abgebildet werden, aber aufgrund der *strik slip* Bewegung (D3) nicht in die Bilanzierung eingebunden werden. Daher konzentriert sich die Rückwicklung des Profils auf die Duplex-Struktur der Norischen Decke (D2) und teilweise auf die späten Abschiebungen (D4) innerhalb der Norischen Decke. Da aber auch der unterste Bereich der Duplexe durch die *strik slip* Bewegung abgeschert wurde, ist ihr südlicher Verlauf nicht eindeutig bestimmbar. Die Bilanzierung bezieht sich deshalb im südlichen Bereich auf die minimal mögliche Ausprägung der Duplexe.

Als erster Schritt wurden die späten Abschiebungen (D4) ausbalanciert. Außerdem wurde die *strik slip* Störung im Süd (D3) entfernt und die abgescherte Duplexrampe rekonstruiert. Anschließend wurde von Süden nach Norden jedes einzelne Duplex zurückgeführt. Dabei ergaben sich folgende Verkürzungen:

Tabelle 3: Auflistung der Verkürzungen im Bereich der Profile

Profil	Ausgangslänge	Bilanzierte Länge	Verkürzung in %
Hinterhof- /Rotsohlgraben	ca. 13 km	ca. 31 km	ca. 40 %
Kalch	ca. 7 km	ca. 18 km	ca. 39 %
Veitschbach	ca. 14 km	ca. 12 km	ca. 33,5 %



Abbildung 62: Profilbilanzierung des Hinterhof-/Rotsohlgraben Profils

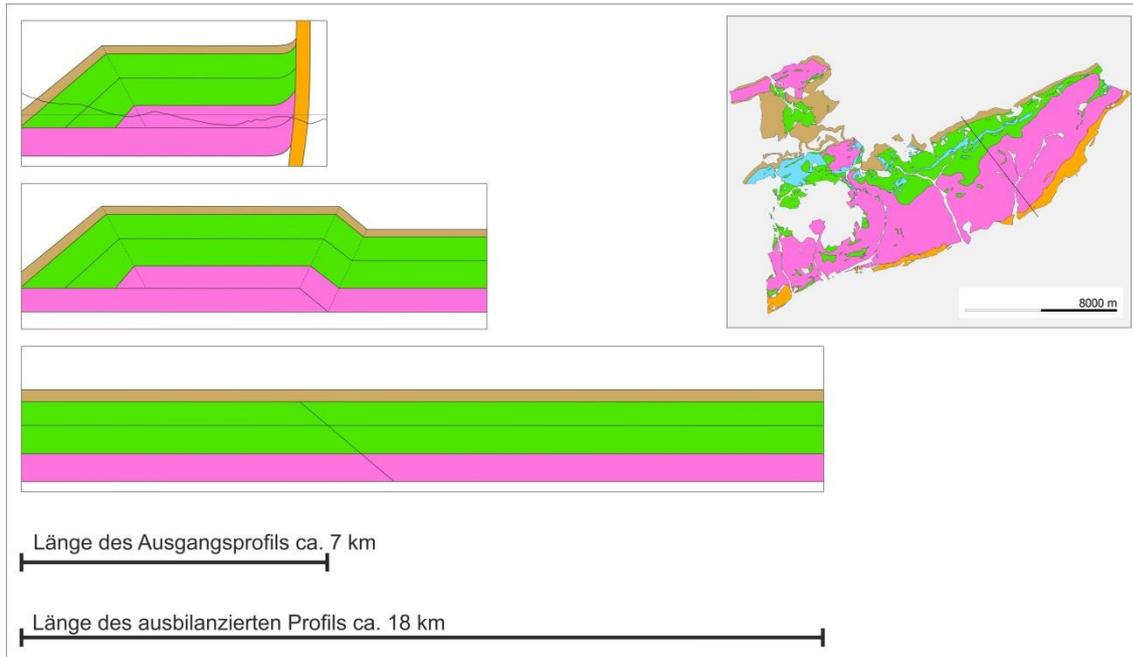


Abbildung 63: Profilbilanzierung des Kalch Profils

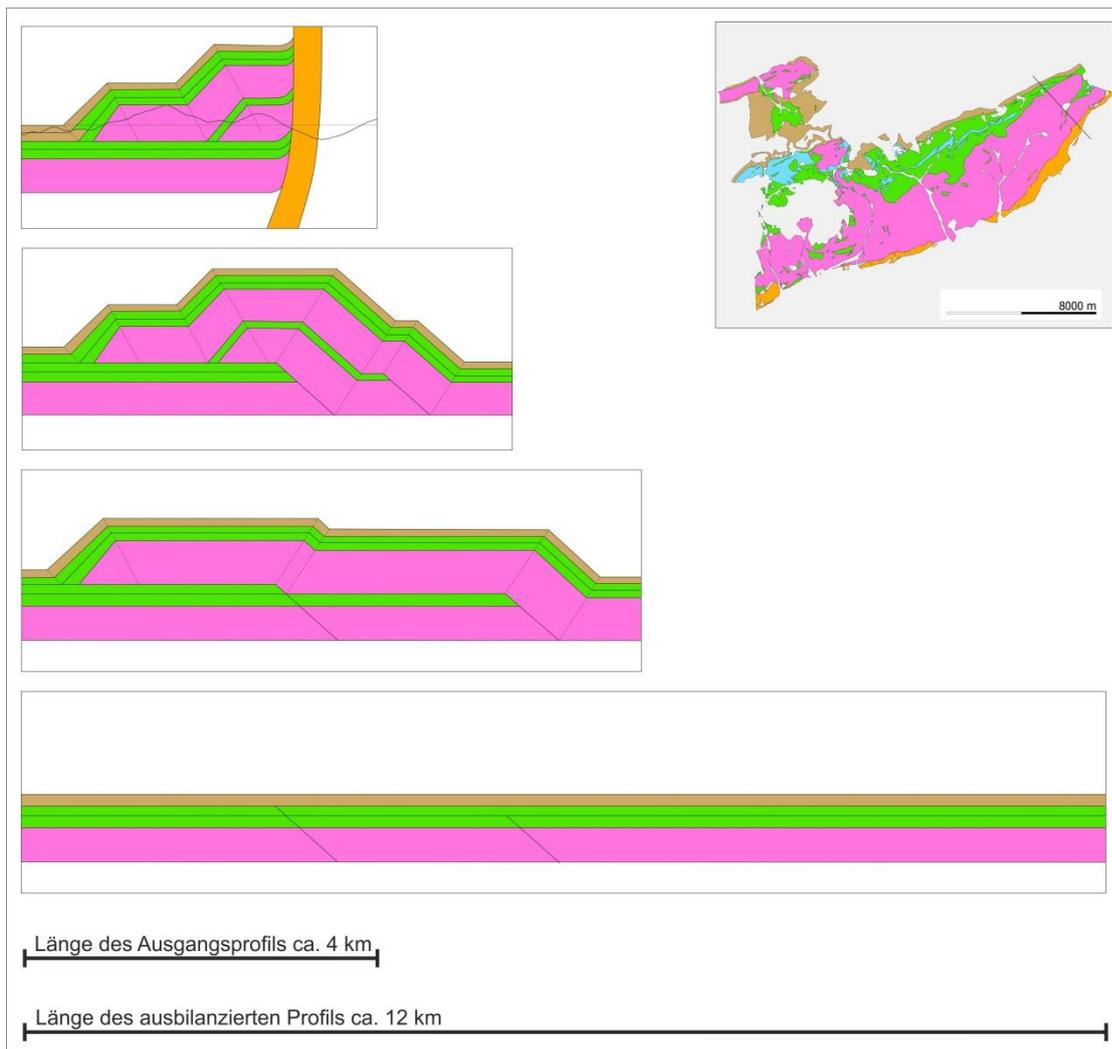


Abbildung 64: Profilbilanzierung des Veitschbach Profils

3D Modell

Anhand der angefertigten Profile wurde mittels der Software 3D Move ein vereinfachtes 3D Modell der Grauwackenzone zwischen Turnau und Neuberg angefertigt. Auf diese Art und Weise werden die Beziehungen zwischen den großen Strukturen sehr gut veranschaulicht (siehe Abbildung 65). Vor allem kann der Verlauf der Strukturelemente rekonstruiert werden und im Streichen verfolgt werden. Daran sieht man, welche *thrusts* auskeilen bzw. verschwinden und welche in andere Strukturen eingebaut werden.

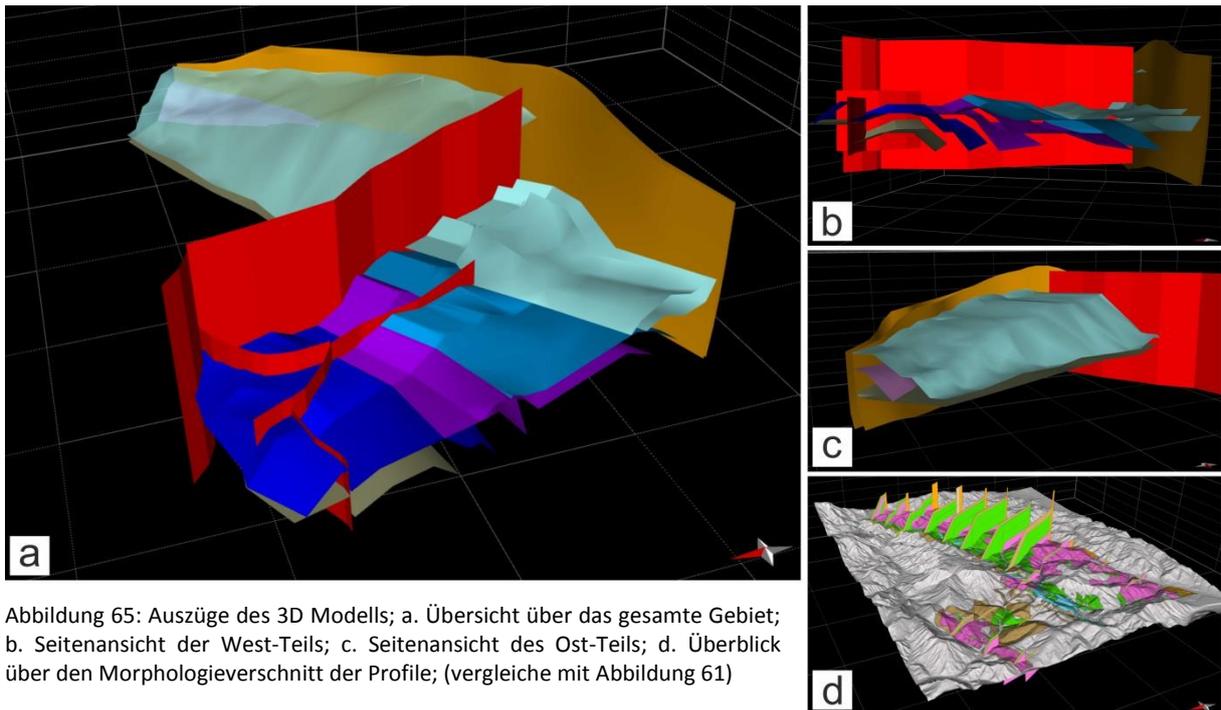


Abbildung 65: Auszüge des 3D Modells; a. Übersicht über das gesamte Gebiet; b. Seitenansicht der West-Teils; c. Seitenansicht des Ost-Teils; d. Überblick über den Morphologieverschnitt der Profile; (vergleiche mit Abbildung 61)

Interpretation

Anhand der gewonnenen Ergebnisse können nun einige Rückschlüsse getroffen werden. Die Verformungsmechanismen ändern sich nicht nur zeitlich hin zu kühleren Bedingungen, sondern auch räumlich. Im Süden des Arbeitsgebietes herrschen intrakristalline Prozesse vor (Quarz), während im Norden die Drucklösung der dominante Mechanismus ist. Demzufolge konnten nicht alle Techniken zur Rekonstruktion der Verformungsmechanismen flächendeckend über das Gebiet angewandt werden.

Deformationsabfolge

Werden alle strukturellen Beobachtungen in einen Zusammenhang gesetzt, können vier Hauptdeformationsphasen unterschieden werden.

Tabelle 4: Übersicht der Deformationsereignisse

	Deformationsereignis	duktil/spröd	Prozess	Alter	Auftreten
D1	W-gerichtete Scherung	duktil	Alpidische Stabelung	140-110	Abschnitt 1, 2, (3, 4, 5)
D2	N-gerichtete Überschiebungen	semiduktill-(spröd)	Alpidische Stabelung (Duplexbildung)	140-110	Abschnitt 2,3,4,5
D3	Sinistrale Scherung	duktill-spröd	<i>strik slip</i>	100-90	Abschnitt 1
D4	Extension	spröde	Exhumierung/Freilegung	Post 90	Abschnitt 2,3,4,5

D1

Aufgrund der massiven späteren Überprägung können nur sehr wenige Rückschlüsse auf dieses Ereignis getroffen werden. Das Hauptargument dafür liefert die Verteilung der Quarz c-Achsen Muster, welche großteils Schersinne nach SW bzw. NW zeigen. Diese konnte zwar nur in den südlichen Abschnitten 1, 2 eindeutig bewiesen werden, dennoch kann davon ausgegangen werden, dass sie sich penetrativ durch die gesamte Grauwackenzone zieht. Zurückzuführen ist dieses Ereignis vermutlich auf die Einbindung der Grauwackenzone in die Stapelung der Ostalpendecken vor ca. 130-110 Ma (SCHMID et al., 2004; NEUBAUER et al., 1994).

D2

Ein Großteil der in der Norischen Decke auftretenden Strukturen kann mittels einer N-gerichteten Stapelung der Einheiten erklärt werden. Diese überprägten das erste Verformungsereignis. Dazu zählen die im Zentralbereich (Abschnitt 3, 4;) auftretenden semiduktilen Strukturen, welche N-S Einengungen, Faltungen und Scherungen anzeigen. Die semiduktilen Strukturen sind geprägt durch

koaxiale Verformung und N- sowie S-gerichtete Auf- und Überschiebungen. (Abschnitt 2, 3, 4;). Ebenso könnten die im nördlichen Bereich (Abschnitt 3, 5;) auftretenden Drucklösungserscheinungen auf den Überlagerungsdruck während der Stapelung zurückzuführen sein. Auch wenn keine einheitlichen N-gerichteten Schersinne auftreten, kann aufgrund des Kartenbildes dennoch eindeutig von einer N-gerichteten *Duplex*-Stapelung ausgegangen werden. Ähnlich D1 kann auch D2 mit der alpidischen Stapelung vor ca. 130-110 Ma in Verbindung gesetzt werden (NEUBAUER et al., 1994).

D3

Die transpressive *striik slip* Bewegung ist ausschließlich im Süden (Abschnitt 1) beobachtbar. Anhand dieses Events können fast alle im Süden auftretenden Strukturen erklärt werden. Anfänglich handelte es sich vermutlich um eine duktile Scherzone, innerhalb dieser sich die duktil deformierten Klatten etc. ausbildeten. Durch die für die *striik slip* Zone typische Aufrichtung der Gesteine entstanden spröde Strukturen, die eine Einengung in N-S Richtung anzeigen, sowie eine Dehnung in W-E Richtung. Aufgrund einer graduellen Abkühlung der Gesteine wurden diese Strukturen im Laufe der Zeit zunehmend spröder. Diese späten Seitenverschiebungen schneiden ältere Strukturen, wie Duplexe und *tear faults* und sind damit jünger als das Stapelungsereignis.

D4

Als drittes und letztes Ereignis kam es zu einer Exhumation, vermutlich aufgrund von Extension und Erosion. Darauf sind die in allen Abschnitten vorzufindenden Entlastungsbrüche und späten Abschiebungen zurückzuführen.

Versucht man die vier Deformationsereignisse in einen Kontext zu setzen, ergibt sich folgendes Bild: Die alpidische Überprägung der Ostalpen beginnt vor ca. 150 Ma mit der Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans, ersichtlich in den Blauschiefern des Melaitikums (DALLMEYER et al., 2008). Ab diesem Zeitpunkt bis vor ca. 90 Ma werden die Decken der Ostalpen kontinuierlich übereinander geschoben. Innerhalb des untersuchten Gebietes begann die Stapelung vor ca. 130 Ma und kam bereits vor ca. 110 Ma zum Erliegen (NEUBAUER et al., 1994), da keine Altersdatierungen auf jüngere Überprägungen hindeuten. Demzufolge war die Deformation des nördlichen Ostalpins bereits zum Stillstand gekommen, als die südlicheren Einheiten der Ostalpen (Saualm, Koralm) vor 90 Ma massiv überprägt wurden (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Die durch die Untersuchung der Grauwackenzone gewonnenen Daten legen nahe, dass die Stapelung zunächst in Richtung W ausgerichtet war und sich im Zuge der weiteren Entwicklung nach Norden drehte. Diese progressive Verformung mit W-gerichteter Stapelung gefolgt von N-gerichteter Stapelung scheint typisch für die obersten, ehemals am Rand des Meliate gelegenen Gesteine zu sein. Zu finden sind diese Strukturen in der GWZ und im Paläozoikum von Graz. Das Alter dieser

Verformung ist nicht gut belegt, liegt aber bei etwa 125 Ma (z.B. FRITZ, 1988) In diesem Zeitraum fallen die W-gerichteten Schersinne von D1, sowie die N-vergenten von D2. Die teilweise auftretenden SW-gerichteten Schersinne können möglicherweise durch eine sekundäre Umlenkung erklärt werden. Im Kartenbild ist ein bogenförmiger Verlauf der Grauwackenzone deutlich zu erkennen. Die vermutlich zunächst einheitlich W-wärts ausgerichteten Schersinne sind je nach Position in dem Bogen der GWZ entweder nach NW oder SW verkippt (siehe Abbildung 66). Auf welchen Mechanismus diese Bogenstruktur zurückzuführen ist, kann nur spekuliert werden. Möglicherweise wurde die Grauwackenzone durch zwei N-S-kompressive Blöcke (NW und SO der GWZ gelegen) eingeengt und verformte sich dadurch. Eine andere Möglichkeit ist eine genrelle W-E Dehnung und Ausbildung von Scherkörpern im Krustenmaßstab. Der östliche Teil versetzte sich nach Norden, wohingegen der westliche Anteil nach Süden gedrückt wurde. Der mittlere Bereich wurde seitlich in die Länge gezogen und ausgedünnt. Unmittelbar mit dieser Bewegung könnte auch das *strik slip* Event (D3), im zentralen Bereich aufgetreten sein. Diese spezifische Form geht noch deutlicher hervor, wenn die Beobachtungen auf die Silbersberg- und Veitscher Decke konzentriert werden. Diese ist im Bereich zwischen Gloggnitz und Neuberg relativ mächtig, wohingegen sie zwischen Neuberg und Turnau stark ausgedünnt ist und anschließend im Westen wieder an Mächtigkeit gewinnt.

Demzufolge können die Deformationsereignisse D1, D2 und D3 als verschiedene Stadien ein und desselben transpressiven Events, die alpidische Stapelung, gesehen werden.

Einige Fragen wirft noch das Auftreten von Gabbros nahe der Basis der Permomesozoischen Schichten (Präbichl- und Werfener Formation) auf. Diese Gesteine sind zwar nicht anstehend anzutreffen, treten aber als Schürflinge am Südrand der Veitsch auf. Da im Haselgebirge permische Gabbros anzutreffen sind, wird auch bei diesen Gesteinen von einem permischen Alter ausgegangen (NIEVOLL, 2015). Interpretiert werden können diese Gabbros als tektonische Schürflinge, die ein Relikt des Meliata-Hallstatt-Ozeans darstellen. Sie wurden vermutlich im Zug der Stapelung von ihrem Untergrund abgeschert und zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone eingeschuppt, auch wenn diese Grenze in manchen Fällen transgressiver Natur ist, so kann an zahlreichen Stellen auch ein tektonischer Kontakt beobachtet werden, wo es zur Einschuppung ozeanischer Reste kommen kann.

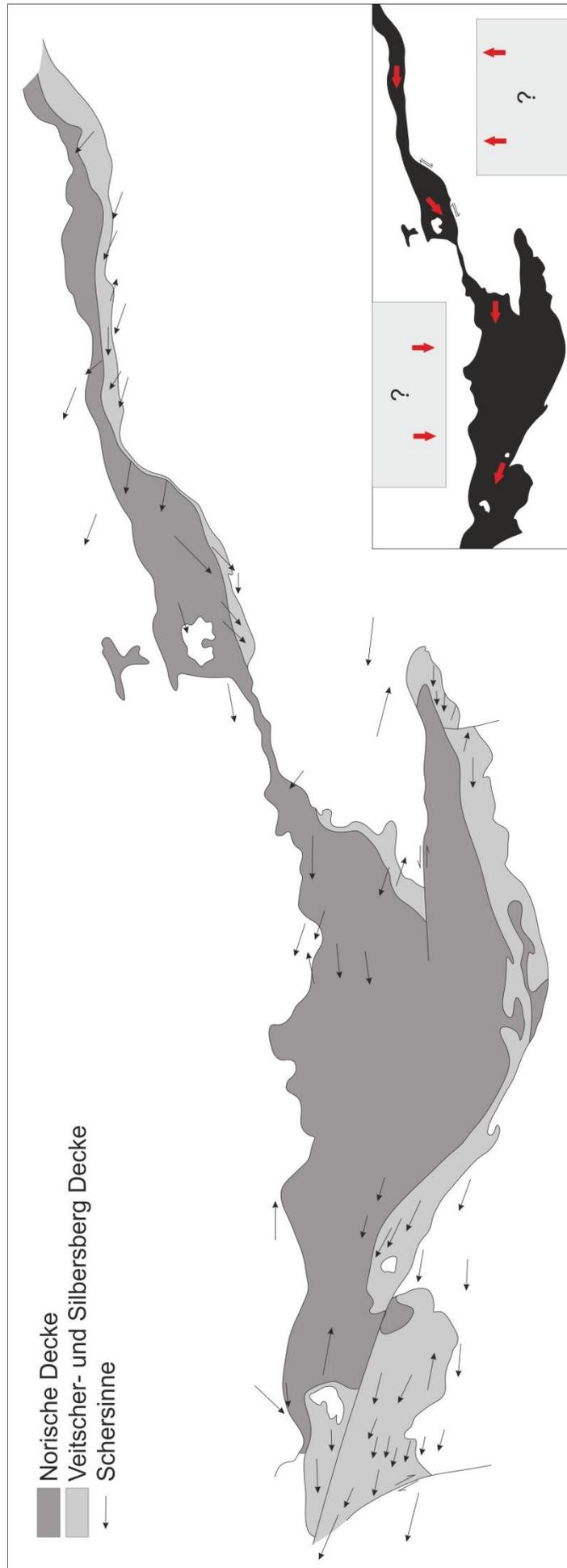


Abbildung 66: Übersicht über die östliche Grauwackenzone mit der Verteilung der Norischen Decke bzw. Veitscher- und Silbersberg Decke. Die Pfeile geben die Schersinne an, welche mittels Quarz c-Achsen Muster bestimmt wurden. Der Großteil der Daten stammen von RATSCHBACHER (1986); PHADKE (1967) und wurden durch die gemessenen Proben dieser Arbeit erweitert.

Links unten: Übersicht über die Hauptsehrichtungen

P/T-Abfolge

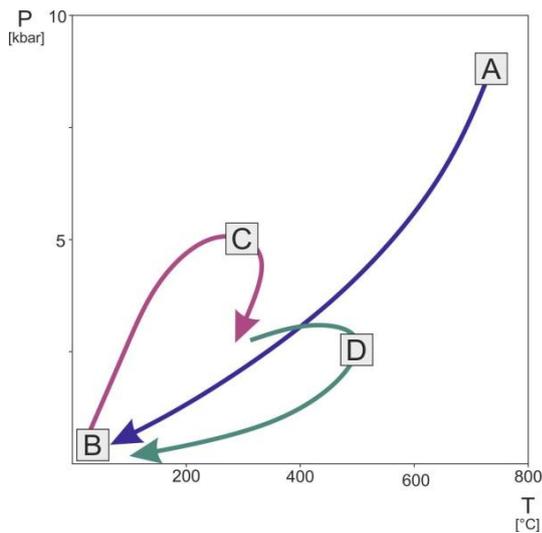


Abbildung 67: Schematischer P/T-Pfad der Grauwackenzone

In Abbildung 67 ist ein schematischer P/T-Pfad der Grauwackenzone abgebildet. Punkt A liegt bei hohen Temperaturen (ca. 700°C (HAAS & WEIGAND, 2014)) und hohen Drucken. Dies stellt die metamorphe Überprägung durch die variszische Orogenese dar. Erhalten blieb dieses Ereignis innerhalb der höher metamorphen Gesteinen der Kaintaleck Scholle. Aufgrund der anschließenden Exhumation wurden die Einheiten freigelegt und kühlten aus (B). Durch die Erfassung der Decken im Zuge der alpidischen Orogenese kam es zu einem erneuten Ansteigen der P/T-Bedingungen und einer damit verbundenen grünschieferfaziale Überprägung (C). Die

Deformationsphasen D1, D2 und D3 können mit dieser Überprägung in Relation gesetzt werden.

Die im Untersuchungsgebiet vorgefundenen Rekristallisationsmechanismen sind großteils *bulging* und teilweise *sub grain rotation*, was auf Temperaturen von 300-450°C verweist. Auch anhand der Gleitsysteme kann ein Trend von Süden nach Norden beobachtet werden. Im Süden tritt hauptsächlich basales <a> Gleiten auf, auch wenn bereits eine Beteiligung von rhomben <a> und prismen <a> Gleiten beobachtbar ist. Eindeutig ist, dass nach Norden hin prismen <a> Gleiten vermehrt auftritt. Demzufolge kann von einer Temperaturzunahme von Süden nach Norden ausgegangen werden.

Ähnliches zeigen die Temperaturabschätzungen mittels der *opening angle* der LPOs. Abgesehen von einem Ausreißer, dem Amphibolit der Kaintaleck Scholle, lässt sich ein Ansteigen der Temperatur im Süd-Nord-Profil beobachten.

Anhand dieser Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass die Gesteine im Norden höher temperiert sind als jene im Süden. Die maximalen Druck und Temperaturbedingungen während der alpidischen Orogenese können anhand dieser Ergebnisse auf ca. 400°C und grob 5 kbar geschätzt werden.

Die anschließende Abkühlung des Gesteins wurde unterbrochen von einem postkinematischen penetrativen Ereignis, welches durch einen thermischen Input charakterisiert ist. Im Laufe dieses Events bildeten sich die Chloritoide innerhalb der Radschiefer bzw. der Permomesozoischen Einheiten aus. Die dazu nötigen Temperaturen liegen ca. bei 500°C. Dieses Ereignis wird mit

Dehnung, Exhumierung und gleichzeitiger Sedimentation der Gosau Sedimente an der Oberfläche vor etwa 80 Ma in Verbindung gebracht. Es wird spekuliert, dass auch die Vererzungen im Raum Gollrad mit diesem Ereignis in Verbindung steht, da die Erzkörper an lokalisierte Dehnungszonen gebunden sind. Anschließend kam es zu einer Freilegung und Abkühlung der Gesteine, wodurch sich die heute vorzufindenden Verhältnisse ergaben.

Abfolge der Deformationsmechanismen

Im Deformationsmechanismen-Diagramm kann ein schematischer Pfad der Gesteine abgebildet werden. Dabei kann angenommen werden, dass sich die Entwicklung im Norden von jener im Süden unterscheidet (siehe Abbildung 68). Aufgrund der im Süden vorgenommenen Untersuchungen kann von ca. 400°C und einer *strain rate* von ca. 10^{-10} [s⁻¹] während der alpidischen Stapelung ausgegangen werden. Damit fallen die Gesteine in das Feld der dynamischen Rekristallisation. Anschließend muss es zu einem Abfallen der Temperatur sowie einer Erhöhung der Differentialspannung gekommen sein, wodurch das Gestein in das Feld der spröden Deformation fiel. Beobachtbar ist dies eindeutig anhand der zahlreichen spröden Strukturen.

Im Norden des Profils lässt sich eine ähnliche Entwicklung ausmachen. Die Deformation beginnt wiederum mit dynamischer Rekristallisation, jedoch muss es anschließend zu einem

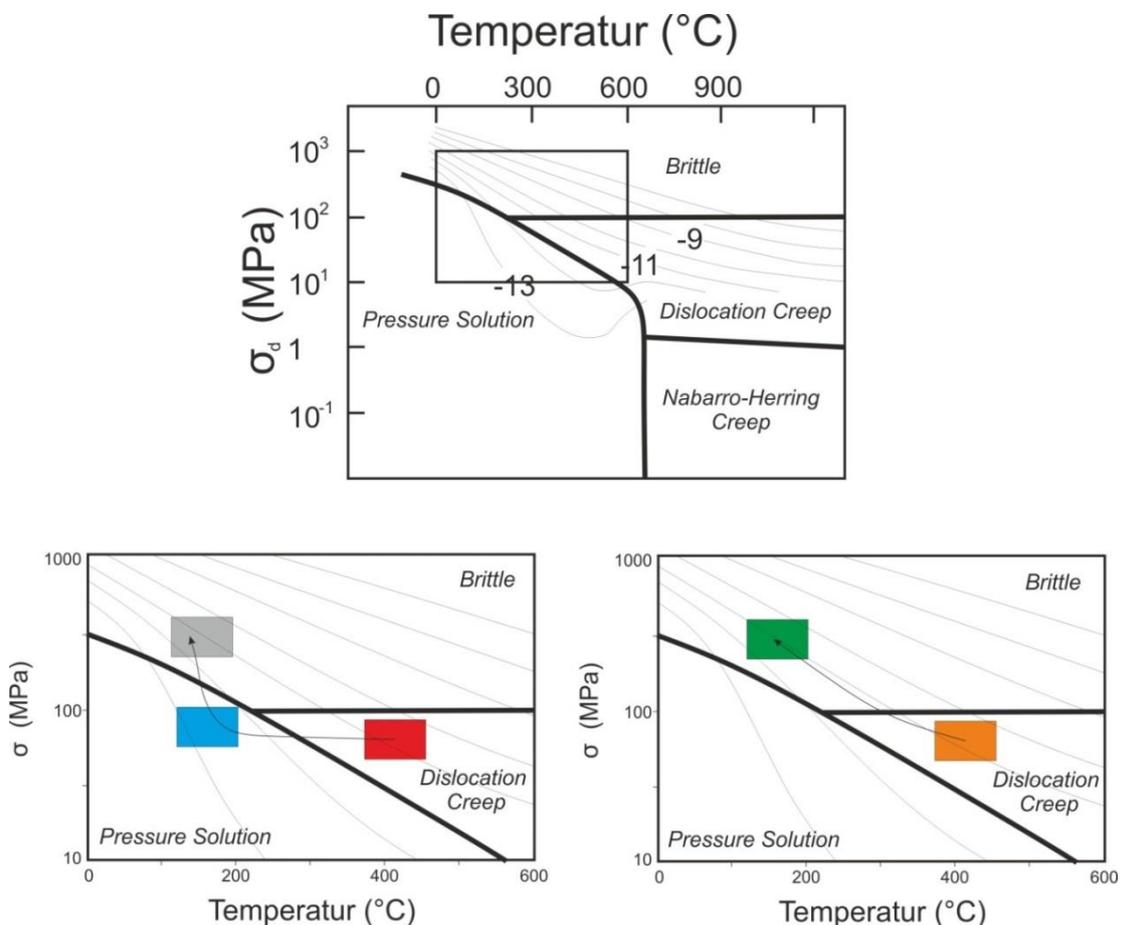


Abbildung 68: Deformationsmechanismen-Diagramm mit Zoom-Ausschnitt (oben); Entwicklung im Norden (unten rechts); Entwicklung im Süden (unten links);

Temperaturabfall bei konstanter Differentialspannung gekommen sein, wodurch es zu einer Drucklösung kam. Anschließend entstanden auch hier zahlreiche spröde Strukturen, was eine Beteiligung spröder Deformation beweist.

Rekonstruktion des Gebietes

Werden die Profile im Überblick betrachtet, so geht klar hervor, dass der östliche Anteil wesentlich höher gehoben wurde als der westliche. Dieser Unterschied ist großteils auf die vergleichsweise extreme Mächtigkeit der Rad-Formation zurückzuführen. Wie bereits erwähnt, könnte diese Mächtigkeit nicht eine sedimentäre sein, sondern das Ergebnis eine Akkumulation derselben.

Ein weiterer bemerkenswerter Unterschied ist die deutlich längere Ausgangsposition des westlichen Blockes, die aus der Bilanzierung hervorgeht. Es erscheint recht unwahrscheinlich, dass die Ausdehnung der Einheiten dort so viel länger war als die des östlichen Anteils. Aus diesem Grund kann angenommen werden, dass im östlichen Teil ähnlich dem westlichen auch mehrere *Duplexe* gebildet wurden, welche jedoch nicht so deutlich aus dem Kartenbild hervorgehen. Vermutlich bildete sich wie in Kapitel 9 beschrieben ein großer *Duplex* aus, unter welchem eine Ansammlung kleinerer Überschiebungen entstand (Abbildung 69). Das ganz im Osten aufzufindende *Duplex* dürfte Teil dieser Ansammlung sein. Aufgrund der annähernd dreieckigen Form des Gebietes kann davon ausgegangen werden, dass die Kompression im Osten stärker war als im restlichen Bereich. Daher erscheint es logisch, dass dort ein Duplex der Ansammlung weiter nach oben gedrückt wurde als im mittleren Bereich. Auch dieser Theorie zufolge wurde der östliche Anteil wesentlich höher gehoben als der westliche. Die Gründe für diesen Unterschied zu klassifizieren ist schwierig. Vermutlich hatten die Einheiten im Westen schlicht mehr Raum um sich auszudehnen als jene im Osten und wurden daher weniger stark übereinander gestapelt. Die Dreiecksform des Gebietes kann mit der generellen bogenförmigen Form des Grauwackenzoneuzuges und der Streckung im mittleren Bereich in Verbindung gebracht werden.

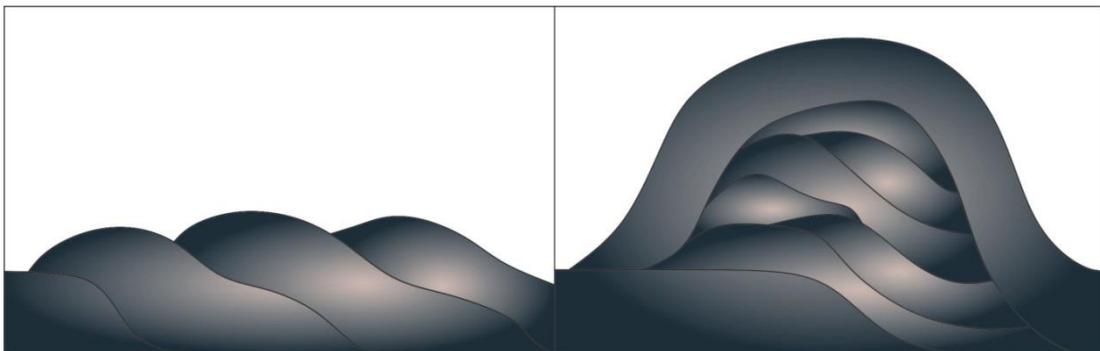


Abbildung 69: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Duplex-Ausprägungen; links – Entwicklung im Westen; rechts – Entwicklung im Osten;

Zusammenfassung

Die östliche Grauwackenzone setzt sich aus Paläozoischen und Permomesozoischen Gesteinen zusammen und wurde teilweise bereits durch die variszische Orogenese überprägt. Jedoch konnte mittels diverser Altersdaten bewiesen werden, dass die einzelnen Einheiten während des Paläozoikums unterschiedliche stark und zu anderen Zeitpunkten überarbeitet wurden. Im Zuge des eo-alpinischen Events während der unteren Kreide wurden die Decken gestapelt und im Gesamtverband überprägt. Die Metamorphose lief unter grünschieferfaziellen Bedingungen ab und war aus großtektonischer Sicht das Ergebnis der Kollision zwischen Eurasien und Afrika.

Die Deformation innerhalb der östlichen Grauwackenzone kann in vier Stadien gegliedert werden. Durch die Subduktion des Meliata-Hallstadt-Ozeans und die darauf folgende Kollision zwischen Europäischer und Adriatischer Platte wurden die Decken der Ostalpen zunächst gegen Westen übereinander gestapelt. Davon zeugen die anhand von Quarz c-Achsen bestimmten W-gerichteten Schersinne innerhalb des Untersuchungsgebietes (D1). Aufgrund von Rekristallisationsmechanismen von *subgrain rotation* bis *grain boundary migration* sowie basalen <a> und prismen <a> Gleiten kann davon ausgegangen werden, dass dieses Stadium mit ca. 400°C etwas höher temperiert war als die darauf folgenden. Im weiteren Verlauf des eo-alpidischen Ereignisses vollzog sich eine Umbiegung der Stapelungsrichtung nach N. Dies brachte neben der Stapelung der tektonischen Einheiten, auch eine deckeninterne Verformung mit sich. So bildeten sich innerhalb der Norischen Decke mehrere N-vergente Duplexstrukturen in unterschiedlicher Ausprägung (D2). Die zahlreichen N- bzw. S-gerichteten Schersinne sowie die hohe Koaxialität werden als das Ergebnis dieses Stadiums angesehen, auch die im Norden auftretende Drucklösung wird mit dem Überlagerungsdruck während der Stapelung in Relation gesetzt. Außerdem entstand dadurch ein bogenförmiges Erscheinungsbild der Grauwackenzone, was möglicherweise auf Einwirken von zwei Intender zurückzuführen ist. Dadurch wurden auch einige während D1 gebildete Gefügeelemente reorientiert und in spröde Gebilde eingearbeitet. Innerhalb des vorherrschenden kompressiven Regimes kam es neben der N-S Verkürzung auch zu einer W-E-Streckung. Im Zuge dessen kam es zu einer *striik slip* Bewegung an der südlichen Grenze der Grauwackenzone (D3). Evident ist dies anhand zahlreichen koaxialer Strukturen, die eine N-S Verengung und eine sinistrale Scherung in W-E Richtung anzeigen. Weitere Hinweise auf die Seitenverschiebung liefern das Kartenbild, aus dem eine *out-of-sequence* Verzahnung der Lithologien hervorgeht. Diese drei Ereignisse können – in Anlehnung an geochronologische Daten von ca. 140-100 Ma – als Substadien der frühen eo-alpidischen Stapelung angesehen werden. Nachdem die tektonische Energie zum Erliegen kam, folgten eine Exhumation und eine damit verbundene Druckentlastung der Einheiten (D4). Die gesamte östliche Grauwackenzone wurde spröde überprägt, wodurch zahlreiche Störungen entstanden.

Ein weiteres Ereignis wurde durch das Auftreten von Chloritoiden innerhalb der Permomesozischen Schichten der Norisch-Tirolischen Decke dokumentiert. Dabei handelt es sich um einen relativ hohen thermischen Input, der vermutlich ca. 400-500°C betrug. In Relation mit bereits bekannten Daten aus der Grauwackenzone kann spekuliert werden, dass die Gosau-Extension der treibende Mechanismus dafür war.

Durch Profilrekonstruktionen und der Rückbilanzierung der Deformation (Fokus auf D2) konnten drei Zonen innerhalb des Untersuchungsgebietes unterschieden werden. Die östliche Zone setzt sich aus mindestens zwei Duplexen zusammen und geht graduell in die mittlere Zone über, wo nur ein Duplex eindeutig nachgewiesen werden kann. Daran schließt sich die Rotsohlstörung an, die die Grenze zum westlichen Abschnitt darstellt. Dabei handelt es sich um die komplexeste Zone der Duplexstruktur. Dort können drei Hauptüberschiebungsbahnen bestimmt werden, die Scheitel *thrust*, die Rotsohl *thrust* und die gestapelte Zone nahe Aschbach im Norden. Vermutlich weist auch der Anteil östlich der Rotsohlstörung eine komplexere Geometrie auf und beherbergt mehrere kleinere Duplexe, die jedoch nicht aus dem Kartenbild hervorgehen. Höchstwahrscheinlich wurde dadurch dieser Anteil wesentlich höher gehoben als der westlich gelegene. Eine vollständige Rekonstruktion der Duplexe ist jedoch nicht möglich, da der südlichste Anteil durch die *strik slip* Bewegung abgeschnitten wurde.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Verteilungsmuster der Gleitsysteme im Stereogramm für Quarz (nach SCHMID & CASEY, 1986).....	11
Abbildung 2: Plot - Temperatur gegen Quarz c-Achsen opening angel; Kästchen - Datensatz von (Kruhl 1998); Gestrichelte Linie – empirisch ermittelter Zusammenhang; Stereogram – schematische Darstellung eines Kreuzgürtels und opening angel; (nach LAW, 2014)	12
Abbildung 3: Schematische Darstellung von Kreuzgürteltypen; a. Typ I; b. Typ II; (nach PASSCHIER & TROUW, 2005).....	12
Abbildung 4: S - Scherebene; P - Plättungsebene; β - Winkel zwischen S und P (geändert nach GRASEMANN et al., 1999).....	13
Abbildung 5: <i>Vorticity</i> -Analyseplot; Kurven – Funktionen spezifischer <i>vorticity</i> -Werte; Rf – Elliptizität des <i>strain ellipsoid</i> (geändert nach GRASEMANN et al., 1999)	13
Abbildung 6: Diagramm zu Ermittlung der <i>strain rate</i> (nach KRENN et al. , in prep.)	14
Abbildung 7: a. Bilanzierung nach konstanter Fläche; b. Bilanzierung nach konstanter Länge; (geändert nach FOSSEN, 2016).....	15
Abbildung 8: Überblickskarte - geographische Lage des Arbeitsgebietes;	16
Abbildung 9: Schematische Paläogeographische Rekonstruktion der Variszischen Orogenese (Grün=Laurussia, Gelb=Gondwana, Orange=Cadomische Blöcke; Hellbalu = Rheischen Ozean bzw. Paläotethys;) (geändert nach KRONER & ROMER, 2010).....	18
Abbildung 10: Schematische Paläogeographische Rekonstruktion der Alpidischen Orogenese (nach SCHMID et al., 2004).....	21
Abbildung 11: Tektonische Entwicklung in den Ostalpen (nach NEUBAUER et al., 2000).....	23
Abbildung 12: Schematische Darstellung des tektonischen Stabelbaus der geologischen Großeinheiten der Alpen. TW=Tauern Fenster; EW = Engadiner Fenster; C = Cervinia; (nach RAAB, 2015).....	24
Abbildung 13: Geographische Verteilung der geologischen Großeinheiten, mit detaillierte Gliederung der Ostalpen (geändert nach SCHMID et al., 2004)	26
Abbildung 14 Deckenstapel der Ostalpen (nach SCHUSTER et al., 2013).....	27
Abbildung 15: Überblick der östlichen Grauwackenzone (nach NEUBAUER et al., 1994).....	29
Abbildung 16: Tektonostratigraphisches Profil der Grauwackenzone. Links: Interpretation nach NEUBAUER et al. (1994); Rechts: Interpretation nach SCHUSTER (2015)	30
Abbildung 17: Überblick über die geochronologische und stratigraphische Entwicklung der östlichen Grauwackenzone. Verwende Literatur: (DALLMEYER et al., 1998; PAULUS, 1991; NEUBAUER et al., 2002; KRALIK, 1982; KRALIK et al., 1981; JUNG, 1980; HANDLER et al., 1997; HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1999;	

HERMANN, 1992; FLAIS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1982; RATSCHBACHER, 1984; RATSCHBACHER, 1987; NIEVOLL, 1984; FAUPL & TOLLMANN, 1979; CORNELIUS, 1952)	37
Abbildung 18: Schematische paläogeographische Rekonstruktion des östlichen Bereiches der Ostalpen im späten Paläozoikum (nach HANDLER et al., 1997).....	39
Abbildung 19: Entwicklung der Grauwackenzone während der alpidischen Orogenese	40
Abbildung 20: Paläographische Rekonstruktion des Ostalpins im frühen Mesozoikum. A – Nach NEUBAUER et al. (2000); B. – Nach SCHMID et al. (2004); (geändert nach SCHUSTER, 2013).....	42
Abbildung 21: Paläogeographische Rekonstruktion der östlichen Ostalpinen Decken, mit Focus auf die Grauwackenzone (geändert nach NEUBAUER et al., 1994).....	42
Abbildung 22: a. Semmeringquarzit; b. Graphitschiefer; c. Metasandstein; d Amphibolit mit Formrelikt von Quarz; e. Amphibolit mit kelifitischen Saum um Granat; f. Gneis;.....	45
Abbildung 23: a. feinkörniger Marmor; b. krobkörniger Marmor; c. Radschiefer mit Druckschatten um Pyrit; d. Radschiefer mit Chloritoid; e. graphitische Quarzite;.....	48
Abbildung 24: a. alterierte Biotitkomponenten; b-c. saussoritisierte Formrelikte; d. resorbierter Quarz;	50
Abbildung 25: a. typisches Gefüge des Blassneck Porphyroids; b. Gefüge eines mylonitisierten Blassneck Porphyroids; c. umgewandelter Blassneck Porphyroids (Dürrwaldgraben); d. Konglomerat des Permomesozoikums; e. Sandstein des Permomesozoikums;.....	52
Abbildung 26: Überblick der Profilabschnitte und Probenpunkte	54
Abbildung 27: Aufschlussfotos; a. konjugierte WE-gerichtete Störungen; b. <i>flowerstruktüre</i> , N-S Einengung;.....	56
Abbildung 28: Dünnschlifffoto; a. zerscherter Granat mit <i>bookshelf</i> Strukturen, Scherung nach SE (Gneis, Kaintaleck Scholle); b. ECC-Gefüge, Scherung nach S (Gneis, Kaintaleck Scholle); c. sinistrale σ -Klasten und Abschiebung (Sandstein, Silbersberg Decke); d. Karbonatdruckschatten mit sinistralen Schersinn (Sandstein, Silbersberg Decke); e. konjugierte Scherbänder, WE-Streckung (Sandstein, Silbersberg Decke); f. Knickfalte mit sinistralen Schersinn (Sandstein, Silbersberg Decke);	57
Abbildung 29: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 1. (D-Deformationsevent, L-Liniation). Für detaillierte Beschreibung siehe Text.....	59
Abbildung 30: Aufschlussfoto; a. <i>horse-tail</i> Struktur zeigt Hebung des NE Blocks, b. diskordante Quarze mit NE-gerichteten Scherfaltungen;	61
Abbildung 31: Dünnschlifffotos (Blassneck Porphyroid, Norische Decke); a. Knickfalte, Scherung nach SW; b. σ -Klast, leicht asymmetrisch mit Scherung nach NE; c. Knickfalte mit Kalzit gefüllten Dehnungsgängen in der Achsenebene, Scherung nach SW; d. NE-gerichteter zerscherter Dehnungsgäng mit Kalzitgefüllten <i>bull-apart</i> Strukturen;	62

Abbildung 32: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 2. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.	63
Abbildung 33: Aufschlussfoto; a. stark verfaltete Quarzgänge; b. Quarz gefüllter Dehnungsgang in Porphyroid mit versetzter Lagerung; c. SW-vergente Falte; d. Quarz- σ -Klast mit einer Scherung nach WNW; e. NE-vergente duktile Knickfalte;	65
Abbildung 34: Dünnschlifffotos; a. SE-vergente Quarz- σ -Klasten (Blasseneck Porphyroid); b. leicht verfalteter Quarzgang (Blasseneck Porphyroid); c. N-gerichtete Aufschiebung (Blasseneck Porphyroid); d. Druckschatten, Scherung nach NW (Radschiefer); e. Falte mit Parasitärfaaltung und Achsenflächenschieferung (graphitische Quarzite); f. Versatz von Quarzgängen entlang von Achsenflächenschieferung (graphitische Quarzite);	67
Abbildung 35: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 3. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.	69
Abbildung 36: Aufschlussfoto; a. Knickfalte, nach NW; b. konjugierte Störungen; c. NW-gerichtete Abschiebung mit Quarzaderversatz; d. konjugierte Abschiebungen mit Quarzaderversatz;	70
Abbildung 37: Übersicht der Richtungsdaten der verschiedenen Störungssysteme	71
Abbildung 38: Dünnschlifffotos; a. konjugierte Brüche (Blasseneck Porphyroid); b. Scherbänder mit Knickfalte und Versatz, nach NE-gerichtet (Blasseneck Porphyroid); c. δ -Klast, nach NE (Blasseneck Porphyroid); d. Scherband, Versatz nach SW (Blasseneck Porphyroid); e. Abschiebung nach NE und Klast mit konjugierte Brüchen (Blasseneck Porphyroid); f. verfalteter Quarzgang (Blasseneck Porphyroid);.....	73
Abbildung 39: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 4. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.	75
Abbildung 40: Aufschlussfoto/Handstück; a. Drucklösungssaum mit scheinbaren Quarzversatz; b. Verfaltete Quarzader; c. Kataklast des Dürrwaldgraben;	77
Abbildung 41: Dünnschlifffotos; a. Drucklösungssaum mit scheinbaren Quarzversatz (Blasseneck Porphyroid); b. Scherband, Scherung nach S (Präbichl Formation); c. Verfaltete Gänge (Präbichl Formation); d. δ -Klast, Scherung nach N (Präbichl Formation);	78
Abbildung 42: Schematischer Überblick der Strukturen von Abschnitt 5. Für detaillierte Beschreibung siehe Text.	80
Abbildung 43: Diagramm - Quarz c-Achsen <i>opening angle</i> gegen Temperatur, mit den Daten aus Gloggnitz, den Profil nahe der Veitsch und Oberdorf; (geändert nach Law 2014)	82
Abbildung 44: Übersichtskarte der Probenentnahme für die Quarz c-Achsen Messungen; 1-2) Blasseneck Porphyroid (2) der Scheikelalm; 3) Blasseneck Porphyroid (1) des mittleren Hinterhofgraben; 4) Graphitschiefer der Veitscher Decke; 5) Gneis der Kaintaleck Scholle; 6-7)	

Semmerningquarzit; 8-9) Metasandstein der Silbersberg Decke; 10) Amphibolit der Kaintaleck Scholle;	85
Abbildung 45: Quarz c-Achsen Auswertungplots; a) Temperaturbestimmung mittels <i>opening angel</i> ; b) <i>vorticity</i> -Bestimmungs-Diagramm; (geändert nach LAW, 2014; GRASEMANN et al., 1999)	86
Abbildung 46: Dünnschliffphoto eines graphitischen Quarzits mit markierten Messpunkten;.....	87
Abbildung 47: Übersichtskarte der Probenentnahme für die Quarz c-Achsen Messungen;	89
Abbildung 48: Quarz c-Achsen Auswertungplots; a) Temperaturbestimmung mittels <i>opening angel</i> ; b) <i>vorticity</i> -Bestimmungs-Diagramm; (geändert nach LAW, 2014; GRASEMANN et al., 1999)	91
Abbildung 49: Geographische Lage der Probensentnahmestellen	92
Abbildung 50: Diagramm - Temperatur gegen <i>strain rate</i> ; mittels der fraktalen Geometrie und der Temperaturen können die Proben in das Diagramm geplottete werden und die <i>strain rate</i> abgelesen werden.	93
Abbildung 51. Analyse Plots der yardstick-Methode zur Ermittlung der fraktalen Geometrie und die jeweiligen gemessenen Quarze; D – fraktale Geometrie; s – Standardabweichung; r ² -Korelationskoeffizient;	94
Abbildung 52: Beispiele für Chloritoidvorkommen; Rechts - Radschiefer; links - Permomesozoikum; 95	
Abbildung 53: Ausschnitt aus P/T-Diagramm für Pelite im KFMASH System; (geändert nach (SPEAR & CHENEY, 1989).....	95
Abbildung 54: Strukturelles Profil mit Beispielen für vorkommende Makro- bzw. Mikrostrukturen; .	98
Abbildung 55: stratigraphisches Profil (links); Abschätzung der Kompetenz (rechts);	99
Abbildung 56: Lage bzw Verlauf der Profile; 1 - Zwanzen; 2 - Rauschkogel; 3 - Hinterhof-/Rotsohlgraben; 4 - Scheikelalm; 5 - Großveitschtal; 6 – Roßegg; 7 - Kalch; 8 – Draxlerkogel, 9- Hohegg; 10 – Veitschbach; 11 - Neuberg	100
Abbildung 57: Übersicht der Profile und Auszüge ausgewählte Profile.....	100
Abbildung 58: Strukturkarte der Grauwackenzone zwischen Turnau und Neuberg.	101
Abbildung 59: Schematische Zeichnung der <i>striker slip boudinagen</i> mit zwei Beispielauszügen aus dem Kartenbild.	102
Abbildung 60: Schematische Skizze der möglichen Akkumulation der Rad Formation und der Karbonate.....	103
Abbildung 61: Schematische Abbildung der Duplex-Struktur in den unterschiedlichen Zonen.....	103
Abbildung 62: Profilbilanzierung des Hinterhof-/Rotsohlgraben Profils.....	105
Abbildung 63: Profilbilanzierung des Kalch Profils.....	106
Abbildung 64: Profilbilanzierung des Veitschbach Profils.....	106

Abbildung 65: Auszüge des 3D Modells; a. Übersicht über das gesamte Gebiet; b. Seitenansicht der West-Teils; c. Seitenansicht des Ost-Teils; d. Überblick über den Morphologieverschnitt der Profile; (vergleiche mit Abbildung 61)	107
Abbildung 66: Übersicht über die östliche Grauwackenzone mit der Verteilung der Norischen Decke bzw. Veitscher- und Silbersberg Decke. Die Pfeile geben die Schersinne an, welche mittels Quarz c-Achsen Muster bestimmt wurden. Der Großteil der Daten stammen von RATSCHBACHER (1986); PHADKE (1967) und wurden durch die gemessenen Proben dieser Arbeit erweitert.	111
Abbildung 67: Schematischer P/T-Pfad der Grauwackenzone.....	112
Abbildung 68: Deformationsmechanismen-Diagramm mit Zoom-Ausschnitt (oben); Entwicklung im Norden (unten rechts); Entwicklung im Süden (unten links);	113
Abbildung 69: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Duplex-Ausprägungen; links – Entwicklung im Westen; rechts – Entwicklung im Osten;	114

Literatur

- BERGEMANN, C., et al. (16.08.2015): Monazite Th-Pb dating reveals eo-Alpine evolution in the Eastern Alps during brittle deformation. (Vortrag). Prag. Goldschmidt.
- BERNOULLI, D. (2007): The pre-Alpine geodynamic evolution of the Southern Alps: a short summary. *Bulletin für angewandte Geologie*, 12, 2, 3–10.
- BLANCKENBURG, F. & DAVIES, J. (1995): Slap breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120–131.
- BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15, 3-5, 351–368.
- CERRINA FERONI, A.; ELLERO, A.; MALUSÀ, M.; MUSUMECI, G.; OTTRIA, G.; POLINO, R. & LEONI, L. (2010): Transpressional tectonics and nappe stacking along the Southern Variscan Front of Morocco. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 5, 1111–1122.
- CLOOS, M. (1993): Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America*, 105, 715–737.
- COOKE, R. & O'BRIEN, P. (2001): Resolving the relationship between high P–T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss–granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. *Lithos*, 58, 33–54.
- CORNELIUS, H. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 4, 1–94.
- DALLMEYER, D.; HANDLER, R.; NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. *The Journal of Geology*, 106, 1, 71–86.
- DALLMEYER, R.; NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (2008): The Meliata suture in the Carpathians. *Geological Society, London, Special Publications*, 298, 1, 101–115.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. (1978): Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gessellschaft*, 69, 77–88.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. *International Journal of Earth Sciences*, 68, 1, 93–120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. *Cretaceous Research*, 13, 387–403.

- FAURE, M.; SOMMERS, C.; MELLETON, J.; COCHERIE, A. & LAUTOUT, O. (2010): The Léon Domain (French Massif Armoricaïn). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1, 65–81.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz. *Verhandlung der Geologischen Bundesanstalt*, 1976, 257–303.
- FOSSEN, H. (2016): Structural geology. Cambridge, Cambridge University Press.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: Flügel, H.; Faupl, P. (Hg.): Geodynamics of the Eastern Alps. Wien: Deuticke, 379–406.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society special Publications*, 179, 35–61.
- FRANKE, W.; DALLMEYER, D.; WEBER, K. (1995): Geodynamic Evolution. In: Dallmeyer, D.; Franke, W.; Weber, K. (Hg.): Pre-permian geology of Central and Eastern Europe. Berlin, New York: Springer, 579–593.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion? *International Journal of Earth Sciences*, 92, 712–727.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern paleozoic of Graz (Eastern Alps). *Geodinamica Acta*, 2, 2, 53–62.
- FROITZHEIM, N. (in prep.): Geology of the Alps Part 1: General remarks; Austroalpine nappes. (unveröffentlicht).
- FROITZHEIM, N.; CONTI, P. & VAN DAALEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 280, 3-4, 267–293.
- FROITZHEIM, N.; SCHMID, S. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 1, 81–110.
- GASSER, D.; GUSTERHUBER, J.; KRISCHE, O.; PUHR, B.; SCHEUCHER, L.; WAGNER, T. & STÜWE, K. (2009): Geology of Styria: An overview. *Mitteilung naturwissenschaftlicher Verein Steiermark*, 139, 5–36.
- GAWLICK, H.-J.; FRISCH, W.; VECSEI, A.; STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geologische Rundschau*, 87, 644–657.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 95, 3, 451–462.
- GENSER, J.; CLOETINGH, S. & NEUBAUER, F. (2007): Late orogenic rebound and oblique Alpine convergence. *Global and Planetary Change*, 58, 1-4, 214–223.

- GENSER, J.; WEES, J.; CLOETINGH, S. & NEUBAUER, F. (1996): Eastern Alpine tectono-metamorphic evolution: Constraints from two-dimensional P-T-t modeling. *Tectonics*, 15, 584–604.
- GRABNER, A. & FIALA, T. (2016): Strukturgeologische Kartierung der Östlichen Grauwackenzone in St. Katharein an der Laming. Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Erdwissenschaft. (Bachelorarbeit).
- GRASEMANN, B.; FRITZ, H. & VANNAY, J.-C. (1999): Quantitative kinematic flow analysis from the Main Central Thrust Zone (NW-Himalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. *Journal of Structural Geology*, 21, 1, 837–853.
- HAAS, I. & WEIGAND, S. (2014): Petrologische und Strukturgeologische Untersuchung der Kaintaleck Decke bei Oberdorf an der Laming. Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Erdwissenschaften - Bereich Geologie und Paläontologie. (Bachelorarbeit).
- HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Erdwissenschaften - Bereich für Geologie und Paleotologie. (Doktorarbeit).
- HANDLER, R.; DALLMEYER, D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. *Geologische Rundschau*, 86, 69–80.
- HANDLER, R.; NEUBAUER, F.; HERMANN, S. & DALLMEYER, D. (1999): Silurian-Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages from the Kaintaleck Nappe: evidence for mid-paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement units of the eastern alps (Austria). *Geologica Carpathica*, 50, 3, 229–239.
- HANDY, M.; 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*, 120, 121–158.
- HAUSER, L. (1938): Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 88, 217–259.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 124, 1, 1–109.
- HERMANN, S. (1992): Die Steirische Grauwackenzone am Kaintaleck: Geologie, Petrologie, Struktur, Geochemie und Rb-Sr-Datierungen. Graz. Karl-Franzens-Universität. Insitut für Geologie und Paläontologie. (Diplomarbeit).
- JUNG, G. (1980): Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen*, 1, 20–27.

- KLASS, C. (2014): Strukturgeologische Kartierung der Kaintaleck-Decke südlich von Oberdorf an der Laming. Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Erdwissenschaften - Bereich Geologie und Paläontologie. (*Bachelorarbeit*).
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 135, 1, 99–193.
- KRALIK, M. (1982): Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. *Jahresbericht Hochschulschwerpunkt S 15: Die frühalpiner geschichte der Ostalpen*, 3, 9–22.
- KRALIK, M.; THÖNI, M. & FRANK, W. (1981): Metamorphoseuntersuchung in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich. *Jahresbericht Hochschulschwerpunkt S 15: Die frühalpiner geschichte der Ostalpen*, 2, 37–43.
- KRENN, R.; FRITZ, H. & HERGARTEN, S. (in prep.): Fractal geometry of dynamic grain boundaries: a strain rate gauge. Graz. (unveröffentlicht).
- KRENN, R. & STEGMÜLLER, G. (unpublished): Grain Boundary Analyzer.
- KRONER, U.; HAHN, T.; ROMER, R. & LINNEMANN, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. *Geological Society of America*, 423, 153–172.
- KRONER, U.; MANSY, J.; MAZUR, S.; ALEKSANDROWSKI, P.; HANN, H.; HUCKRIEDE, H.; LACQUEMENT, F.; LAMARCHE, J.; LEDRU, P.; PHARAOH, T.; ZENDLER, H.; ZEH, A.; ZULAUF, G. (2008): Variscan tectonics. In: McCann, T.(Hg.): *The Geology of Central Europe*. London, 371–394.
- KRONER, U.; ROMER, R. (2010): The Saxo-Thuringian Zone - tip of the amorika spur and part of the Gondwana plate. In: Linnemann, U.; Romer, R.(Hg.): *Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia: from the Cadomian active margin to the Variscan Orogeny*. Stuttgart: Schweizerbart, 371–394.
- KRONER, U. & ROMER, R. (2013): Two plates — Many subduction zones. *Gondwana Research*, 24, 1, 298–329.
- KRUHL, J. (1996): Prism and basalplane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14, 1, 581–589.
- LAW, R. (2014): Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures. *Journal of Structural Geology*, 66, 129–161.
- LESKO, I. (1960): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raum Oberdorf a.d. Laming, Steiermark. *Mitteilung Gessellschaft Geologischer Bergbaustudenten Österreich*, 11, 3–65.
- LISTER, G. (1977): Discussion: Crossed-girdle c-axis fabrics in Quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, 51–54.

- LOESCHKE, J.; KRETZSCHMAR, T.; LANGER, V. & STRECK, M. (1990): Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 133, 2, 345–363.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 2-4, 329–374.
- MATURA, A. (2006): Grauwackenzone. In: Wessely, G.(Hg.): Niederösterreich. Wien: Geologische Bundesanstalt, 167–171.
- MEERE, P. & MULCHRONE, K. (2006): Timing of deformation within Old Red Sandstone lithologies from the Dingle Peninsula, SW Ireland. *Journal of the Geological Society*, 163, 461–469.
- MINGRAM, B. (1998): The Erzgebirge, Germany, a subducted part of northern Gondwana. *Geological Magazine*, 135, 6, 785–801.
- NANCE, R.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; KEPPIE, J.; LINNEMANN, U.; MURPHY, J.; QUESADA, C.; STRACHAN, R. & WOODCOCK, N. (2010): Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 2-3, 194–222.
- NEUBAUER, F.; DALLMEYER, D.; DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps" kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophysics*, 242, 79–98.
- NEUBAUER, F.; FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpin Metamorphic Basement East of the Tauern Window. In: Raumer, J.-F.; Neubauer, F.(Hg.): Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke Pre-Mesozoic geology in the alps. Berlin u.a.: Springer, 515–536.
- NEUBAUER, F.; FRISCH, W.; HANSEN, B. (1987): Time Relations Between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. In: Flügel, H.; Faupl, P.(Hg.): Geodynamics of the Eastern Alps. Wien: Deuticke, 263–270.
- NEUBAUER, F.; FRISCH, W. & HANSEN, B. (2002): Early Palaeozoic tectonothermal events in basement complexes of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps): evidence from U–Pb zircon data. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 775–786.
- NEUBAUER, F.; FRISCH, W.; SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 164, 49–62.
- NEUBAUER, F.; GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gesellschaft*, 92, 117–134.
- NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (2000): Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: How do these units correlate? *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gesellschaft*, 92, 35–59.
- NEUBAUER, F.; HANDLER, R.; HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone. *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gesellschaft*, 86, 61–74.

- NEUBAUER, F.; SASSI, F. (1993): The quartzphyllite and related units of the Austro-Alpine domain. In: Raumer, J.-F.; Neubauer, F.(Hg.): Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke Pre-Mesozoic geology in the alps. Berlin u.a.: Springer, 423–439.
- NEUBAUER, F.; VOZAROVÁ, A. (1990): The Noetsch-Veitsch-North Gemeric Zone of alps and Carpathians: Correlation, Paleogeography and Geodynamics Significance for Variscan orogeny. In: Minarikova, D.; Lobitzer, H.(Hg.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Prag: Ustredni ustav geologicky, 167–171.
- NIEVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geologie und Paläontologie. (*Doktorarbeit*).
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg. *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gessellschaft*, 77, 63–71.
- NIEVOLL, J. (1987): The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps Austria). In: Flügel, H.; Sassi, F.; Greclua, P.(Hg.): Pre-variscan and variscan events. Bratislava: Alfa, 379–386.
- NIEVOLL, J. (2015): Alpidische Tektonik in der Norischen Decke der östlichen Grauwackenzone zwischen Neuberg und Turnau (ÖK103 Kindberg). In: Geologische Bundesanstalt(Hg.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter 103 Kindberg 135 Birkfeld. Wien: Geologische Bundesanstalt, 44–57.
- NIEVOLL, J.; SUTTNER, T. (2015): Stratigraphie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. In: Geologische Bundesanstalt(Hg.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter 103 Kindberg 135 Birkfeld. Wien: Geologische Bundesanstalt, 58–69.
- PASSCHIER, C. & TROUW, R. (2005): *Microtectonics*. Berlin , Springer-Verlag.
- PAULUS, G. (1991): Die Entwicklung der Altkristallinschollen von Vösternhof/Schlöglmühl sowie geochemische, geochronologische und petrogenetische Untersuchung der Riebeckitgneise von Gloggnitz im Ostteil der nördlichen Grauwackenzone (Ostalpin). Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geologie und Paleontologie. (*Diplomarbeit*).
- RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000): Thrust-Related very low grade metamorphism within the gurktal nappe complex (eastern Alps). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 142, 2, 219–225.
- RANTITSCH, G.; SACHSENHOFER, R.; HASENHÜTTL, C.; RUSSEGGER, B. & RAINER, T. (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling. *Tectonophysics*, 411, 1-4, 57–72.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 127, 3, 423–453.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Veitsch nappe. In: Flügel, H.; Sassi, F.; Greclua, P.(Hg.): Pre-variscan and variscan events. Bratislava: Alfa, 407–414.

- RATSCHBACHER, L.; FRISCH, W.; LINZER, G. & MERLE, O. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural Analysis. *Tectonics*, 10, 257–271.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 128, 1, 151–173.
- RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J. (1984): Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 127, 3, 455–469.
- RAUMER, J. & NEUBAUER, F.(Hg.) (1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.
- RUBATTO, D.; GEBAUER, D.; Fanning & Mark (1998): Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt±Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 269–287.
- SCHÄFFER, U. & TARKIAN, M. (1984): Die Genese der stratiformen Sulfidlagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grünsteinserie und einer assoziierten silikatreichen Eisenformation. *Tschermaks mineralogische und petrologische Mitteilung*, 33, 3, 169–186.
- SCHMID, S.; CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. In: Hobbs, B.; Heard, H.(Hg.): Mineral and rock deformation. Washington, D.C: American Geophysical Union, 263–286.
- SCHMID, S.; FÜGENSCHUH, B.; KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93–117.
- SCHMID, S. & KISSLING, E. (2000): The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 1, 62–85.
- SCHMID, S.; PFIFFNER, O.; FROITZHEIM, N.; SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036–1064.
- SCHÖNLAUB, H. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. *Anhandlung der geologischen Bundesanstalt*, 33, 1–124.
- SCHÖNLAUB, H. (1980): Die Grauwackenzone. In: Oberhauser, R.; Bauer, F.(Hg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. Wien: Springer, 265–289.
- SCHÖNLAUB, H. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 124, 2, 361–423.
- SCHÖNLAUB, H.; FLAJS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 123, 1, 169–229.
- SCHULZ, B.; KRENN, E.; FINGER, F.; BRÄTZ, H. & KLEMD, R. (2007): Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): P-T data and EMP monazite dating. *Geological Society of America*, 423, 267–285.

- SCHUSTER, R. (2015): Grauwackenzone und Grauwackenzone-Deckensystem. In: Geologische Bundesanstalt(Hg.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter 103 Kindberg 135 Birkfeld. Wien: Geologische Bundesanstalt, 38–43.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. *Mitteilung Gessellschaft Geologischer Bergbaustudenten Österreich*, 42, 37–58.
- SCHUSTER, R.; KOLLER, F. & FRANK, W. (2007): Pebbles of upper-amphibolite facies amphibolites in the Gosau Group of the Eastern Alps: relics of a metamorphic sole? *Abstract 8th Alpshop Davos/Switzerland*, 74.
- SCHUSTER, R.; KOLLER, F.; HOECK, V.; HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps metamorphic evolution of the eastern Alps. *Mitteilung Österreichischer Geologischer Gessellschaft*, 149, 175–199.
- SCHUSTER, R.; SCHARBERT, S.; ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. *Mitteilung Gessellschaft Geologischer Bergbaustudenten Österreich*, 45, 111–141.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. *Mitteilung naturwissenschaftlicher Verein Steiermark*, 140, 5–21.
- SINTUBIN, M.; DEBACKER, T. & VAN BAELEN, H. (2009): Early Palaeozoic orogenic events north of the Rheic suture (Brabant, Ardenne). *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 2-3, 156–173.
- SOPER, N. & WOODCOCK, N. (2003): The lost Lower Old Red Sandstone of England and Wales: a record of post-Iapetan flexure or Early Devonian transtension? *Geological Magazine*, 140, 627–647.
- STAMPFLI, G. & BOREL, G. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17–33.
- STATTEGGER, K. (1982): Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. *Verhandlung der Geologischen Bundesanstalt*, 2, 107–121.
- STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S. (2002a): Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: Meer, S. de; Drury, M.; Bresser, J. de; Pennock, G.(Hg.): Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. London: Geological society of London, 171–190.
- STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. (2002b): 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, 1861–1884.

- TAKAHASHI, M.; NAGAHAMA, H.; MASUDA, T. & FUJIMURA, A. (1998): Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. *Journal of Structural Geology*, 20, 2/3, 269–275.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. Wien, Deuticke.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Wien, Deuticke.
- TOLLMANN, A. (1987): Geodynamic Concepts of the Evolution of the Eastern Alps. In: Flügel, H.; Faupl, P. (Hg.): Geodynamics of the Eastern Alps. Wien: Deuticke, 361–378.
- TULLIS, J. (1971): Preferred Orientations in Experimentally Deformed Quartzites. Los Angeles. University of California. (*Ph.D. Thesis*).
- UNZOG, W. & KURZ, W. (2000): Progressive development of lattice preferred orientations (LPOs) of naturally deformed quartz within a transpressional collision zone (Panafrican Orogen in the Eastern Desert of Egypt). *Journal of Structural Geology*, 22, 11-12, 1827–1835.
- USTASZEWSKI, K.; SCHMID, S.; LUGOVIĆ, B.; SCHUSTER, R.; SCHALTEGGER, U.; BERNOULLI, D.; HOTTINGER, L.; KOUNOV, A.; FÜGENSCHUH, B. & SCHEFER, S. (2009): Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina). *Lithos*, 108, 106–125.
- WALLBRECHER, E. (2012): Fabric 8, Geological Software. Graz. (<http://www.geolsoft.com>).
- WALLIS, S. (1992): Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagwa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14, 271–280.
- WILSON, C.; RUSSELL-HEAD, D.; KUNZE, K. & VIOLA, G. (2007): The analysis of quartz c-axis fabrics using a modified optical microscope. *Journal of Microscopy*, 227, 30–41.
- ŽÁK, J.; VERNER, K.; FINGER, F.; FARYAD, S.; CHLUPÁČOVÁ, M. & VESELOVSKÝ, F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos*, 121, 1-4, 25–40.
- ZAMBANINI, C. (2015): Strukturgeologische Kartierung der Grauwackenzone im Bereich Schlöglmühl (Niederösterreich). Graz. Karl-Franzens-Universität. Institut für Erdwissenschaften - Bereich Geologie und Paläontologie. (*Bachelorarbeit*).
- ZEH, A. & GERDES, A. (2010): Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe). *Gondwana Research*, 17, 2-3, 254–263.