

Sibylle Fischer, Katharina Wipfler

**Sedimentgeologische und strukturelle Analyse des
Gurktal- und Bundschuh- Deckensystems im Bereich
Turrach (Steiermark und Salzburg, Österreich):
Auswirkungen auf die Alpine Tektonik des Ostalpins**

Masterarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
„Master of Science“
An der naturwissenschaftlichen Fakultät der
Karl-Franzens-Universität Graz und der Technischen Universität Graz

Begutachter: Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Harald Fritz & Univ.-Prof. Mag. Dr. Walter Kurz
Institut für Erdwissenschaften
Karl-Franzens-Universität Graz

Betreuer: Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Harald Fritz & Univ.-Prof. Mag. Dr. Walter Kurz
Institut für Erdwissenschaften
Karl-Franzens-Universität Graz

2013

Danksagung

An erster Stelle danken wir unseren beiden Betreuern Prof. Dr. Harald Fritz und Univ. Prof. Mag. Dr. Walter Kurz, die uns immer fachkundig und hilfsbereit zur Seite standen. Sie nahmen sich, wann immer wir Fragen hatten, Zeit für Diskussionen und Anregungen und motivierten uns bei gelegentlichen „Tiefpunkten“. Aber nicht nur für die fachliche Zusammenarbeit, sondern auch für die gemütlichen Stunden beim Kartenspiel mit einer Flasche Wein und für die Einführung von Prof. Walter Kurz in die Welt der Schwammerl, wollen wir uns bedanken.

Weiteres möchten wir uns bei der Forstverwaltung Turrach bedanken, besonders bei Thomas und Reini, die immer darauf bedacht waren unsere Füße zu schonen und uns vor dem „Verdursten“ zu bewahren.

Ein weiterer Dank geht an unseren unterstützenden Bürokollegen Stefan Pfingstl, der jederzeit tatkräftig unsere Arbeit mit Synonymen und Wissen bereicherte und unser munteres Gemüt immer mit Humor nahm.

Wir wollen uns auch bei unseren Studienkollegen bedanken, für die vielen lustigen und manchmal nicht ganz so geistreichen Stunden, die unser Studienleben bunter und interessanter gemacht haben.

Der größte Dank geht an unsere Eltern, die uns in jeder Lebenslage unterstützten und uns zu den Menschen gemacht haben, die wir heute sind. Danke für eure Liebe und euren Glauben an uns!

Besonderer Dank gilt auch unseren Partnern Volker und Stefan, die Experten im Umgang mit unseren Alltagslaunen geworden sind, uns liebevoll beiseite stehen und uns auf jede mögliche Weise unterstützen.

Danke an alle...

Für unsere Eltern

Zusammenfassung

Der Kontakt zwischen Bundschuhkristallin (Basement) und Gurktal- Decke (Basement und Cover) im Raum Turrach (Steiermark, Österreich) wurde bezüglich seiner sedimentären und tektonischen Beziehungen untersucht. Weiters wurden die Konglomerate der postvariszischen Molasse auf ihre lithologische und strukturelle Zusammensetzung analysiert, um auf das Liefergebiet rückschließen zu können.

Die Liefergebiete der Konglomerate sind hauptsächlich Paragneisgesteine, wahrscheinlich aus dem Bundschuhkristallin, untergeordnet wurden Phyllitgerölle aus der Gurktal- Decke gefunden.

Durch die Existenz von Geröllen im Konglomerat aus beiden Decken, scheint die Hauptdeformation (e. g. penetrative Schieferung) im prä-Karbon naheliegend.

In diesem Gebiet sind alpidische Deformationsindikatoren charakterisiert durch Internverfaltung der Gurktal- Decke, Abschiebungsstrukturen (Oberkreide) und große antiklinale Verfaltung von beiden Deckensystemen.

Die postvariszische Molasse liegt transgressiv über Bundschuhkristallin und Gurktal- Decke, das heißt, die beiden Deckensysteme waren im prä-Karbon bereits im direkten Kontakt.

Die aufgeschlossenen Marmore werden nicht als mesozoische Deckenscheider interpretiert. Demnach ist die Annahme Tollmanns (1963), dass ein Stangalm-Mesozoikum beziehungsweise eine alpidische Deckengrenze durch Fernschub zwischen Bundschuhkristallin (MOA) und der Gurktal-Decke (OOA) vorhanden ist, nicht plausibel. Daher können das Bundschuhkristallin und die Gurktal-Decke als eigenständige Decken innerhalb des Oberostalpins angesehen werden (Schmid et al., 2004).

Abstract

The aim of this thesis is to analyse the contact between the Bundschuh crystalline (basement) and the Gurktal nappe (basement and cover) in the area of Turrach (Styria, Austria) in respect of its sedimentary and tectonic relations. Furthermore, the conglomerates of the post-Variscian molasse were investigated in order to reconstruct their provenance. The provenances of the conglomerates are paragneiss presumably derived from the Bundschuh crystalline; subordinately, it is assumed that phyllite- pebbles from the Gurktal- nappe are contained within. Because of the existence of pebbles in the conglomerates from both nappes, main nappe emplacement and related deformations are suggested to have occurred during the pre-Carboniferous times.

In this area, indicators for Alpine deformation are characterized through internal folds within the Gurktal nappe, normal faults (upper Cretaceous) and large antiformal folds within both nappe systems. The post-Variscian molasse lies transgressively above the Bundschuh crystalline and the Gurktal nappe, which indicates that both nappe systems have already been in direct contact during the pre-Carboniferous. The carbonates along the contact between Gurktal and Bundschuh nappe are not to be interpreted to be of Mesozoic age and hence are no nappe separators. The assumption of Tollmann (1963) claiming the existence of a Stangalm-Mesozoic respectively an Alpine nappe boundary through thrusting over big distance between the Bundschuh crystalline (Middle East Alpine) and the Gurktal nappe (Upper Austroalpine) can therefore not be verified. Thus the Bundschuh crystalline and the Gurktal nappe can be seen as self-contained nappes within the Upper Austroalpine nappe system (Schmid et al., 2004).

Inhaltsverzeichnis

1	PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL DER ARBEIT	7
2	GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK.....	9
3	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	11
3.1	ENTWICKLUNG DER OSTALPEN	11
3.2	DAS OSTALPIN	15
3.3	POSTVARISZISCHE MOLASSE	23
4	PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG	25
4.1	BUNDSCHUH KRISTALLIN	25
4.2	PHYLLITE DER GURKTAL- DECKE.....	33
4.3	POSTVARISZISCHE MOLASSE	38
4.3.1	<i>Lithologie</i>	40
5	PROFILBESCHREIBUNG DER POSTVARISZISCHEN MOLASSE	49
5.1	BESCHREIBUNG DER LITHOFAZIESTYPEN.....	49
5.2	PROFIL	51
6	KLASSIFIKATION UND HERKUNFTSANALYSE VON KONGLOMERATEN UND SANDSTEINEN.....	56
6.1	HERKUNFTSANALYSE	57
6.2	SANDSTEINKLASSIFIKATION	68
6.3	ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION	69
7	VERGLEICH INNERHALB DER STANGNOCK- FORMATION.....	71
7.1	INTERPRETATION	74
8	STRAINANALYSE	76
9	QUARZTEXTUREN IN DER POSTVARISZISCHEN MOLASSE	81
10	TEKTONIK.....	85
10.1	DAS BUNDSCHUHKRISTALLIN.....	88
10.2	DIE GURKTAL- DECKE	90
10.3	ZUSAMMENFASSUNG	93
11	MIKROSTRUKTURENTWICKLUNG: DEFORMATION UND METAMORPHOSE.....	97
12	RHEOLOGIE UND DEFORMATIONSMECHANISMEN	104
12.1	ERGEBNISSE AUS DEM BUNDSCHUHKRISTALLIN	109
13	QUARZTEXTUREN	112
14	VERGLEICH DER KARBONMOLASSE-GERÖLLE MIT DEN GESTEINEN DER BENACHBARTEN EINHEITEN ..	129
15	INTERPRETATION	132
16	ABBILDUNGSVERZEICHNIS	135
17	LITERATURVERZEICHNIS.....	141

1 Problemstellung und Ziel der Arbeit

Das Ziel dieser Masterarbeit ist die Abklärung der tektonischen beziehungsweise sedimentären Beziehungen zwischen Bundschuh Kristallin und Gurktal- Deckensystem im Raum Turrach. Beide Einheiten liegen im Hangenden des eoalpinen Hochdruckgürtels (Koralpe- Wölz- Deckensystems), der im Arbeitsgebiet durch Gesteine innerhalb des Rammingsteinfensters repräsentiert ist. Bundschuhkristallin und Gurktal- Deckensystem sind durch eine fragliche, mit Permo-Mesozoischen Sedimenten dekorierte Grenze getrennt, die als bedeutende alpine Deckengrenze zwischen Ober- und Mittelostalpin nach Tollmann (1965) interpretiert wird. Basis der Untersuchung ist eine Kartierung zwischen Bundschuh- und Gurktal- Decke im Bereich Turrach, eine Analyse der strukturellen Beziehungen, sowie die Charakterisierung post- variszischer Sedimente.

Sowohl die klassische Gliederung der Ostalpinen Decke nach Tollmann, als auch die neue Gliederung nach Schmid et al. (2004) weisen in diesem Raum eine bedeutende Deckengrenze im Ostalpin auf.

Tollmann (1965) beschreibt in seinen Arbeiten eine Deckengrenze zwischen einem basalen mittelostalpinen Kristallin (MOA) und einem darüber liegenden Oberostalpin (OOA) in Form des Gurktal- Deckensystems. Schmid et al. (2004) widersprechen den Ansichten Tollmanns, indem sie sowohl das Gurktal- Deckensystem, wie auch das Bundschuhkristallin dem Oberostalpin (nach Tollmann) zurechnen: „Upper austroalpine basement nappe system“. Diese Gliederung bezieht sich auf die Position in Bezug zum genannten eoalpinen Hochdruck Korridor. In diesem System zählt er das mittelostalpine Kristallin (Tollmann, 1963) zur Ötztal- Bundschuh Decke und die oberostalpine Gurktal- Decke (Tollmann, 1963) zum Drauzug- Gurktal Deckensystem.

Es ist jedoch hervorzuheben, dass in beiden Fällen die Grenze als eine wichtige alpidische tektonische Grenze angesehen wird. In diesem Bereich fungieren permomesozoische Sedimente als Deckenscheider, welche teilweise sehr gut aufgeschlossen sind. Um die Deckengrenze zu definieren und zu erarbeiten ist es notwendig die Tektonik zu rekonstruieren und aufzulösen, indem die Bewegungsrichtungen bei Überschiebungen,

Abschiebungen und Seitenverschiebungen einzeln betrachtet werden. Daraus kann eine mögliche alpidische Deformationsabfolge nachvollzogen werden.

Mittels kinematischer Analysen, Herstellung von Beziehungen zwischen Mineralwachstum und Verformung bei Deformation, rheologischer Analysen, sowie petrologischer Untersuchungsmethoden, werden prä-alpidische Strukturen und die Strukturentwicklung des Basements untersucht.

Die Charakterisierung von karbonen Sedimenten wird aufgrund der Fragestellung über die Herkunft der Komponenten in diesen postvariszischen Molasse- Sedimenten gemacht.

Karbonate und permomesozoische Sedimente kommen in Österreich in den Nördlichen Kalkalpen in unterschiedlichen Faziesbereichen vor. Dabei sind juvavische Sedimente mit starkem offen marinem Einfluss, tirolische Sedimente des Kontinentalhangs und kontinental beeinflusste bajuwarische Sedimente von Bedeutung.

Der Ablagerungszeitraum der Sedimente der nördlichen Kalkalpen beginnt üblicherweise im Perm. Es gibt jedoch einige wenige Gebiete (zentralalpines Basement, Gurktal- Decke) in denen Sedimente auftreten, die bereits im Karbon abgelagert worden sind. Dazu gehören zum Beispiel das Königsstuhlkonglomerat, das Paaler- Konglomerat und Sedimentablagerungen in den Karnischen Alpen.

Da das Turracher bzw. Königsstuhl- Konglomerat Teil der Gurktal- Decke sind, stellt sich die Frage, warum diese Molasse diesen Ablagerungsraum bedeckt und wie die Sedimente in Beziehung zum Untergrund stehen.

Um diese Problemstellungen zu lösen, wurde eine Kartierung durchgeführt und eine Herkunftsanalyse der Komponenten gemacht, wobei darauf geachtet wurde, ob die Komponenten aus den umgebenden Einheiten antransportiert wurden, oder ein unbekanntes Liefergebiet haben. Damit lassen sich Informationen über die paläographische Position der Gurktal- Decke und der Bundschuh Decke vor der alpidischen Deckenstapelung gewinnen.

2 Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich in den Nockbergen, die sich über drei Bundesländer Österreichs erstrecken: Steiermark, Kärnten und Salzburg. Die Nockberge stellen morphologisch eine „flachwellige“ Mittelgebirgslandschaft dar, die Höhen bis etwa 2500 Meter erreicht. Der Eisenhut (2441m) ist die höchste Erhebung der Nockberge in der Steiermark, der Königstuhl (2336m) in Salzburg und der Große Rosennock (2440m) in Kärnten. Das Nockgebiet wird im Westen vom Liesertal, im Osten von der Gurk-Flattnitzer Höhe, im Norden vom Murtal und im Süden vom Drautal und Ossiacher See begrenzt.

Das bearbeitete Gebiet liegt nordwestlich des Ortes Turrach. Das Kartiergebiet wird von dem Ort Turrach (1269m), dem Kilnprein (2406m) und dem Reißbeck (2305m) begrenzt und erstreckt sich im Grenzgebiet zwischen Steiermark und Salzburg (siehe Abbildung 1).

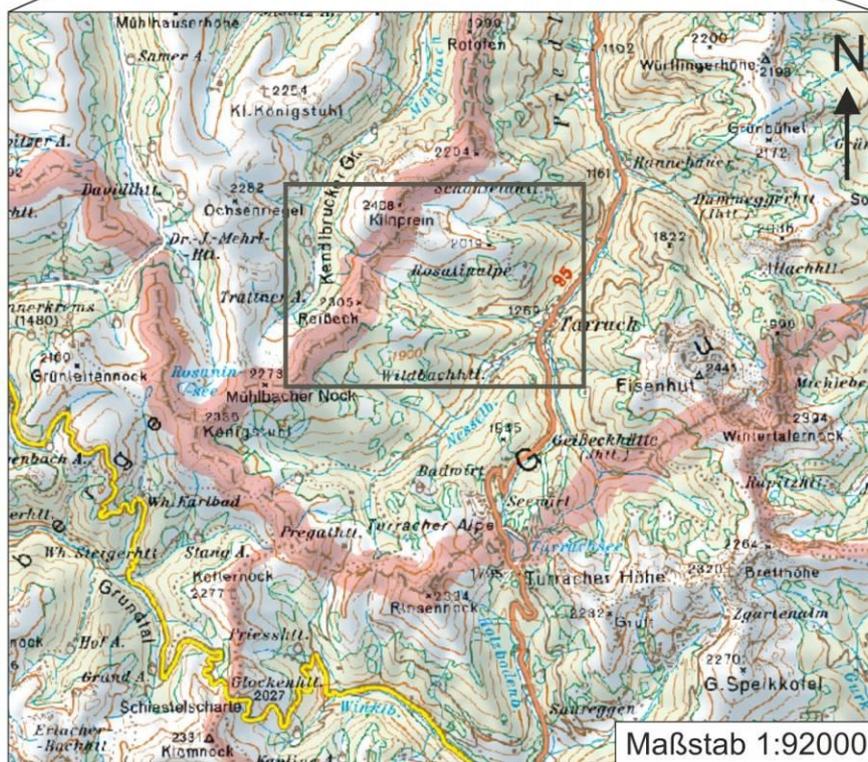
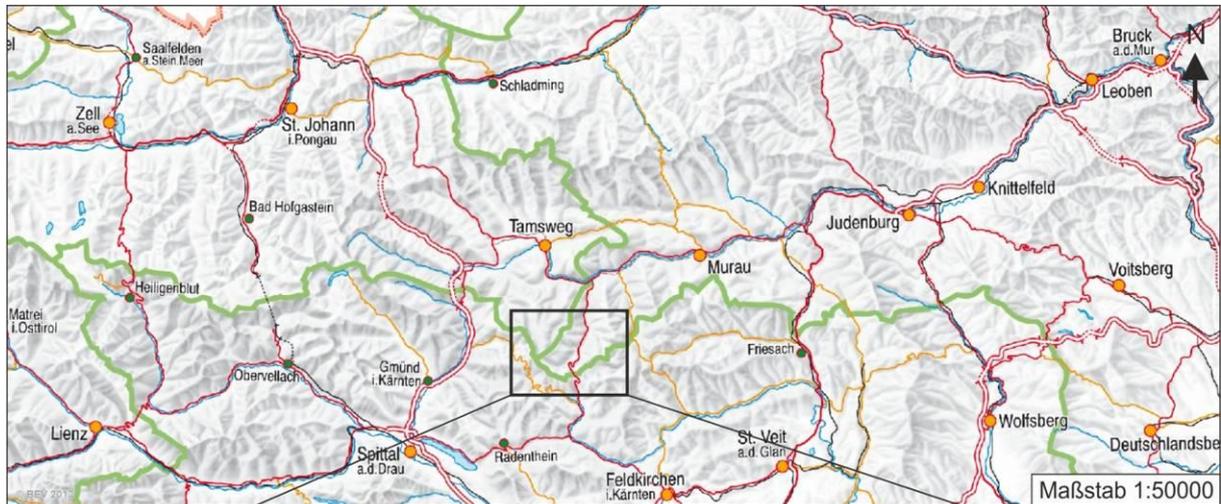


Abbildung 1: Darstellung der geographischen Lage des Kartiergebietes. Innerhalb des umrahmt- markierten Feldes befindet sich das Arbeitsgebiet. (Austrian Maps- BEV (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen))

3 Geologischer Überblick

3.1 Entwicklung der Ostalpen

Die Alpen können großräumig in vier paläogeographische Einheiten von Norden nach Süden unterteilt werden. Das Helvetikum, der ehemalige südliche Kontinentalrand Europas; das Penninikum, der ehemalige ozeanische Bereich zwischen der europäischen und der afrikanischen (apulischen) Platte; das Ostalpin, der ehemalige N-Rand der apulischen Platte und das Südalpin, der südliche/westliche Teil der apulischen Platte.

Die alpidische Entwicklung (siehe Abbildung 2) der Alpen begann im Oberkarbon/ Perm mit einer ausgeprägten Dehnungstektonik (Marotta und Spalla, 2007; Schuster und Stüwe, 2008), unmittelbar nach der variszischen Orogenese und damit verbundener Ablagerung spätkarbonischer Molasse- Sedimenten. Weitere Extension und Subsidenz führten zur Transgression der Tethys Richtung Westen. In der mittleren Trias kommt es zur Öffnung des Meliata-Ozeans und zur Subsidenz mit der Ablagerung von ostalpinen Cover- Sedimenten (e.g. Handy et al., 2010). Das Ostalpin war geprägt durch variszisch und prä-variszisch deformierte kontinentale Kruste, die einen Schelfbereich ausbildete. In der mittleren und oberen Trias kam es darauf zur Ablagerung mächtiger Plattformkarbonate (Frisch et al.; 1998).

Im unteren Jura driften kontinentale Krustenteile auseinander, so dass sich der penninische Piemont-Ligurische Ozean im mittleren Jura öffnete, während der Hallstatt-Meliata-Ozean subduziert wurde (e.g. Neubauer et al., 2008). Die Deckenstapelung begann im Ostalpin im Oberjura / Unterkreide (e.g., Frisch und Gawlik, 2003; Gawalik und Schlagintweit, 2006). In der Unterkreide kam es zur Bildung einer intrakontinentalen Kollision und Subduktion unter Ausbildung der klassischen kretazischen ostalpinen Eklogite (e.g. Kurz und Fritz, 2003; Thöni 2006). Die Stapelung der Ostalpinen Einheiten wurde von oberkretazischer Dehnungstektonik abgelöst, die zur Bildung mächtiger Beckensedimente (Gosau Becken) führte (e.g. Willingshofer et al., 1999). Gleichzeitig kam es zur Subduktion des Piemont-Ligurischen Ozean unter die ostalpinen Einheiten und in weiterer Folge zur Bildung der penninischen Eklogite um etwa 45 Ma (e.g. Handy et al., 2010; Kurz et al., 2006,2008; Wagreich und Decker, 2001). Die Schließung des Piemont- Ozeans erfolgt durch eine nach

Süden gerichtete Subduktion unter die adriatische Platte im unteren Eozän. Die Stapelung der ostalpinen Einheiten vom oberen Jura bis zur Unterkreide (Ratschbacher et al., 1989; Kurz und Fritz, 2003; Handy et al., 2010) erfolgte in mehreren Phasen, aber generell in NW bis N-gerichteter Bewegung.

Das Vorrücken des südalpinen Intenders im Miozän löste die Exhumation des Tauernfensters aus und verursachte einen Osttransport der Einheiten östlich des Tauernfensters (Neubauer et al., 2000; Wölfler et al., 2011). Dabei wurde das Ostalpin in einzelne Blöcke zerlegt (Schladminger- und Wölzer Tauern, Gurktal- Decke, Seckauer Tauern) und entlang komplexer Strike-Slip-Störungen transportiert (Frisch et al., 1998).

Auf Grund fortschreitender Rotation der adriatischen Platte, erfolgt weiterhin eine Konvergenz zwischen Europa und der Adriatischen Platte, sowie ein dextraler Versatz am östlichen Teil der Periadriatischen Linie (Vrabec et al., 2006).

Heute erstrecken sich die Ostalpen von der Rheinlinie bis zur Donau. Die Grenze im Norden ist definiert durch das Abtauchen des Molassevorlandes unter die Flyschzone, im Süden ist sie die Periadriatische Linie, im Westen die Rheinlinie und im Osten erfolgt ein Abbrechen und Versinken unter die Steirische/ Pannonische Decke. (siehe auch Abbildung 3)

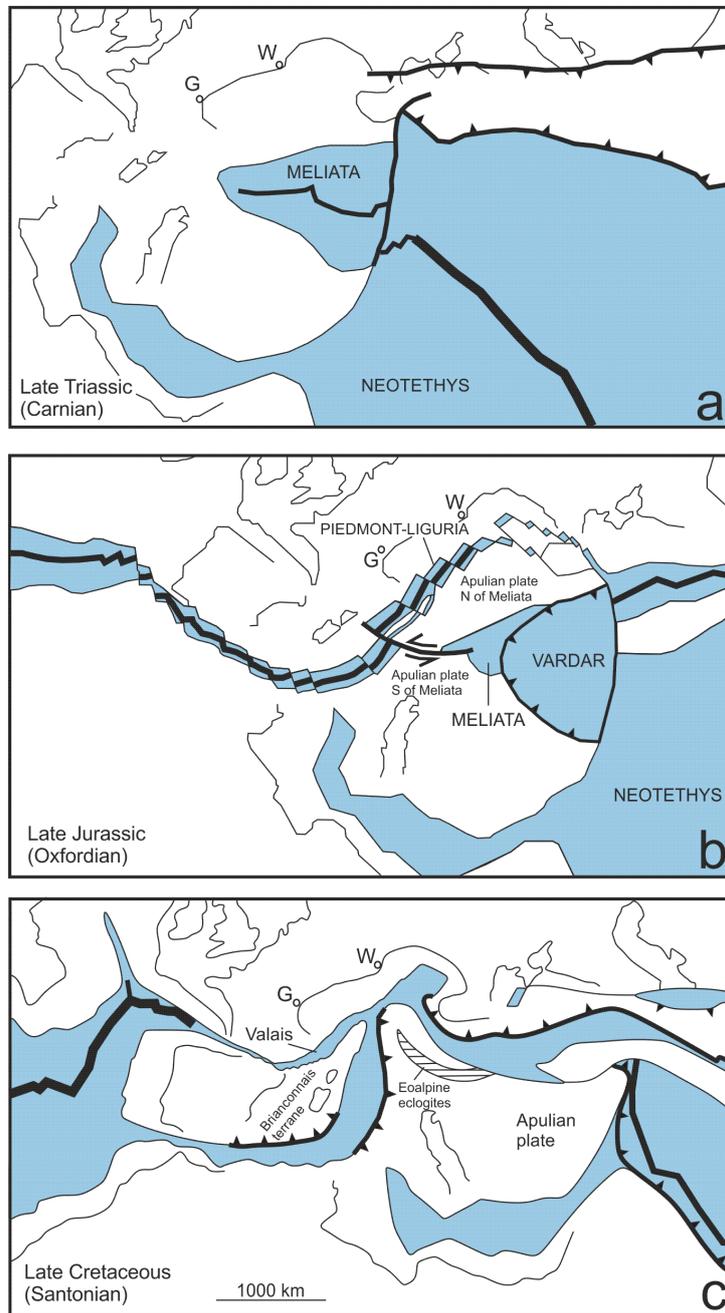


Abbildung 2: Paläogeographische Rekonstruktion des Mittelmeerraums für a) späte Trias b) späte Jura und c) späte Kreide Zeit. G: Genf; W: Wien. Verändert nach Schmid et al. 2004.

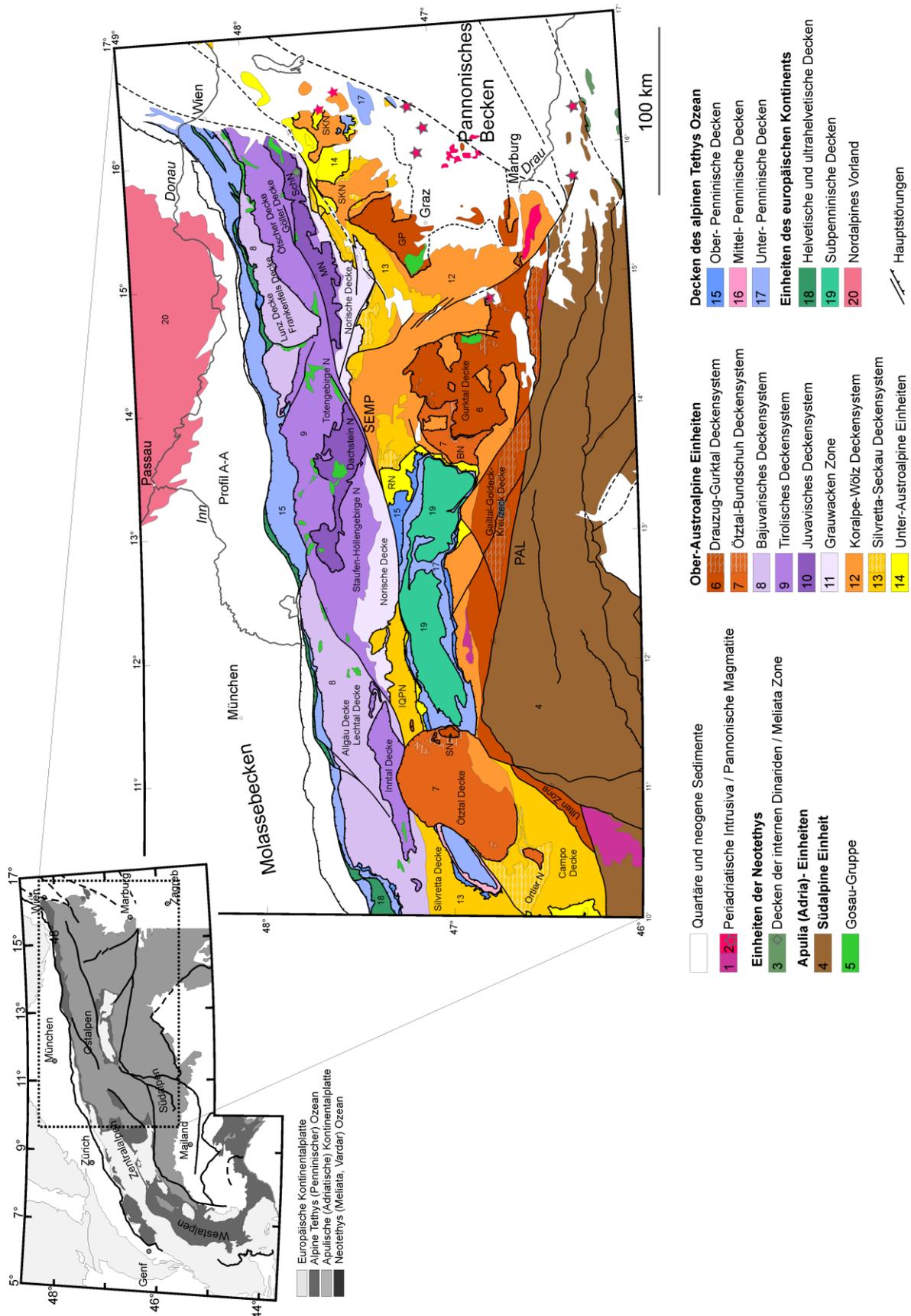


Abbildung 3: Tektonische Karte der Ostalpen mit Deckengliederung nach Schmid et al.(2004)

3.2 Das Ostalpin

Die Deckengliederung des Ostalpins erfuh im Laufe der letzten Jahre eine Restrukturierung, sowohl die Nomenklatur als auch die tektonische Interpretation betreffend.

Grundlage für die Definition der ostalpinen Decken innerhalb des Deckenstapels sind die Arbeiten von Tollmann (1963) über die Ostalpensynthese, in der die Anwesenheit von post-variszischen Sedimenten als Deckenscheider interpretiert werden können. Dem entsprechend traf Tollmann die Unterscheidung in Unter-, Mittel- und Oberostalpin, die jeweils Basement-, Cover- Deckensysteme darstellen (siehe Abbildung 4). Die

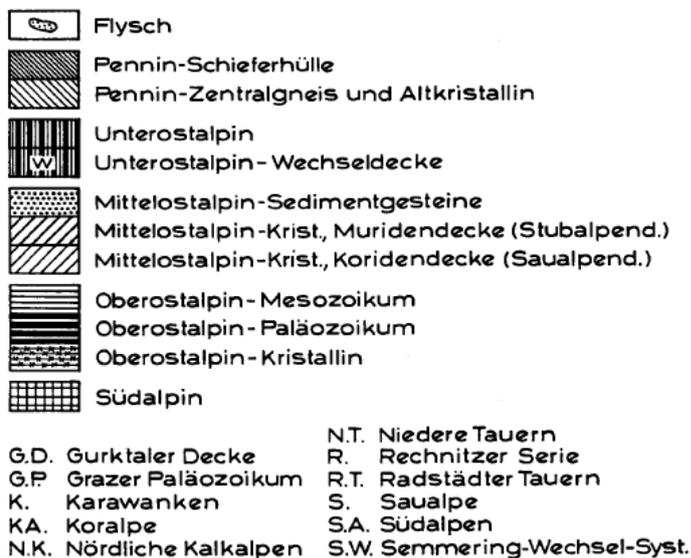
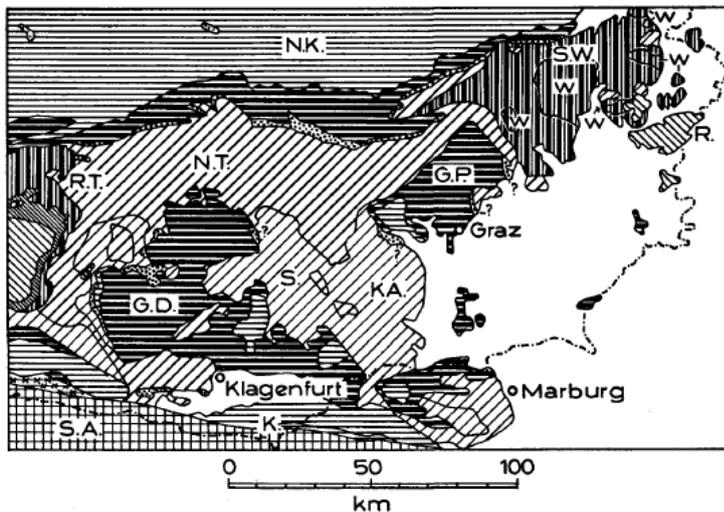


Abbildung 4: Deckentektonischer Stockwerksbau in den östlichen Zentralalpen nach Tollmann (1980).

Hauptüberschiebung zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin im Sinne Tollmanns, ist aus dieser Sicht sicherlich die Grenze Bundschuhkristallin zu Gurktal-Decke mit dem mesozoischen Stangalmmesozoikum als Deckenscheider. Diese, auf den ersten Blick bestechende Möglichkeit der Definition von Decken hat allerdings Schwächen: 1) Auf welche Phase der alpidischen Konvergenz bezieht sie sich - auf die Schließung des Meliata- Hallstatt Ozeans oder auf die intrakontinentale Subduktion. 2) Nicht alle hochmetamorphen Gebiete stellen automatisch Basement Areale dar, da diese Metamorphose erst während der alpidischen Zeit aufgeprägt wurde.

Im Sinne von Schmid et al. (2004) sind sowohl Bundschuhkristallin, als auch Gurktal-Deckensystem, obwohl getrennt durch einen Deckenscheider und charakterisiert durch eine

unterschiedliche Lithologie und Metamorphose, als Elemente im Hangenden des Eo-Alpinen Hochdruckdruck Korridors zu sehen.

Entlang der Katschberglinie wird das Ostalpin von dem Penninikum unterlagert. Die unterste Einheit des Ostalpins (Unterostalpin) bildet die Katschbergzone. Sie erstreckt sich von St. Michael im Lungau (Murtal) über den Sattel der Katschberghöhe (1641 m) in das Liesertal bei St. Peter und von hier über Wolfstal bis in das Maltatal bei Malta. NNO-SSW streichende Schollen der penninischen Einheiten, postkristalline deformierte Quarzphyllite und schollenartige Vorkommen von Quarzit-, Kalk- und Dolomitgesteine bauen die Katschbergzone auf (Exner, 1942). Das Unterostalpin (Katschbergzone) ist von dem nach Tollmann definierten Mittelostalpin überschoben. Nach der Nomenklatur und Gliederung von Schmid et al., (2004) wird das Ötztal-Bundschuh Deckensystem am Tauern-Ostrand auf das Unterostalpin aufgeschoben (siehe Abbildung 5).

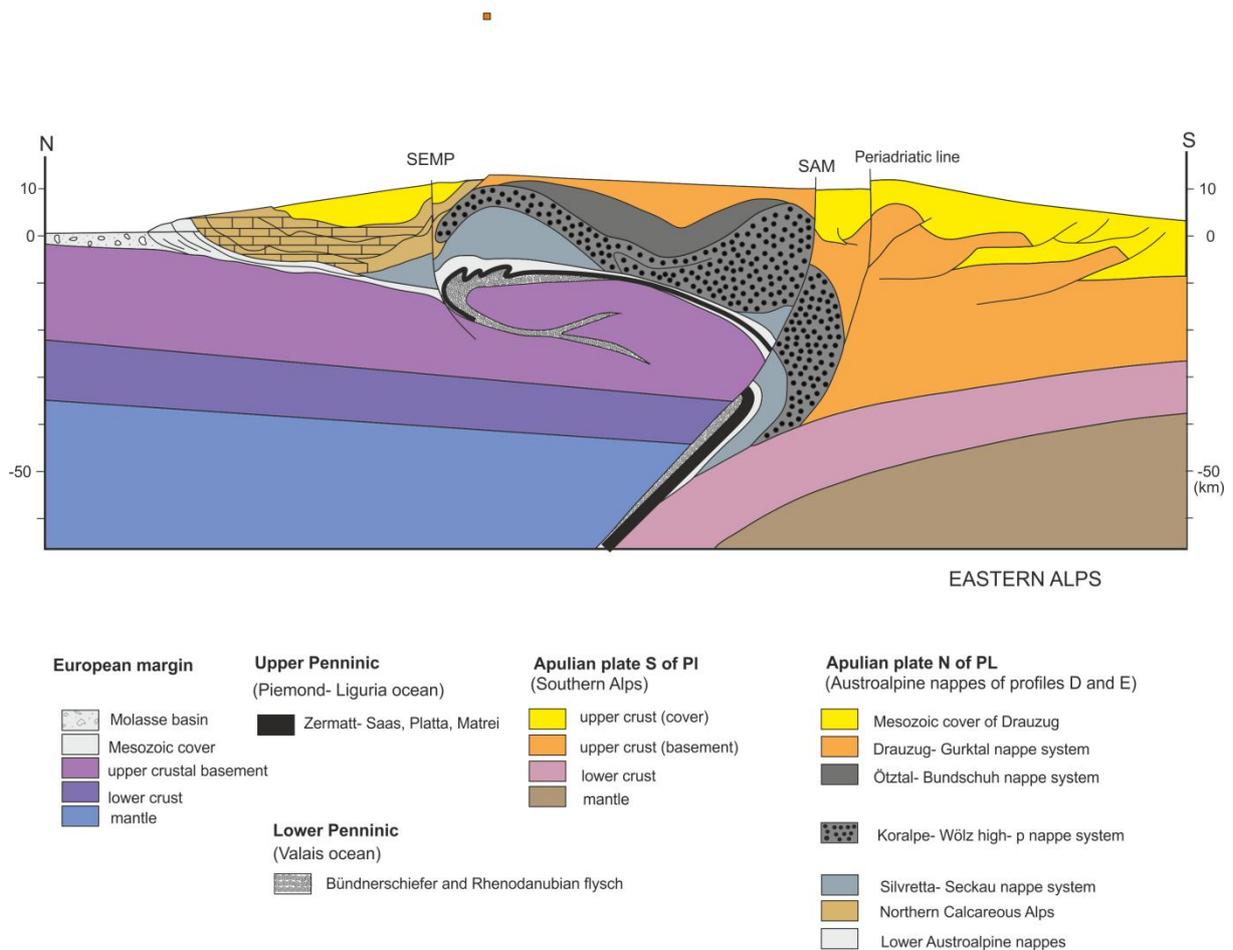


Abbildung 5: Nord- Süd- Profil durch die Ostalpen, verändert nach Schmid et al. (2004).

Zum Mittelostalpin zählt nach Tollmann das Altkristallin der Zentralalpen mit seinem mesozoischen Cover (Stangalm-Mesozoikum). Das Bundschuhkristallin repräsentiert das mittelostalpine Basement, das vom Stangalm-Mesozoikum überlagert wird (Neubauer, 1980).

Das mittelostalpine Stockwerk nach Tollmann (1963), wird unmittelbar östlich des Tauernfensters in drei Teile gegliedert: Die untere Einheit bildet der Millstatt- Komplex als Teil des Hochdruck- Korridors; der Radenthein- Komplex als wahrscheinlich ausschließlich alpidisch-metamorphe Einheit, die vermutlich mit den Gesteinen des Hochdruckgürtels versenkt war (Krenn et al., 2011; Abbildung 7) und Bundschuhkomplex als Teil der Oberplatte bezogen auf den „wedge“.

Der Millstatt- Komplex umfasst den größten Teil des kristallinen Basements (Oberhauser, 1980).

Die Gesteine des Bundschuhkristallins weisen eine amphibolitfazielle Metamorphose mit entsprechenden Strukturen auf, die sicher eine präalpine, wahrscheinlich variszische Orogenese erfahren haben (Von Gosen et al., 1985). Der ältere Mineralbestand (z.B. almandinreicher Granat, Biotit, Staurolith) wurde bei einer jüngeren grünschieferfaziellen Überprägung instabil (Serizit-, Chloritbildung). Diese jüngere Überprägung ist auch im überlagernden Permomesozoikum erkennbar und kann daher als alpidisch angesehen werden (Pistotnik, 1974).

Am nordöstlichen Deckenrand der Bundschuhdecke kommen vor allem dunkle Wölzer-Granatglimmerschiefer mit geringmächtigen Einschaltungen von Marmoren, Amphiboliten und Pegmatiten vor. Am Nordrand des Friesacher- Halbfensters hingegen kommen Äquivalente der Plankogelserie vor, die Anteile des Glimmerschiefers ersetzen. Der Westrand ist charakterisiert durch basale Radentheiner Glimmerschiefer, die Übergänge zu quarzitischen, feldspatführende Typen aufweisen. Geringmächtige Marmore und Amphibolite sind zwischendurch in den Glimmerschiefern eingeschaltet, sowie Orthogneise („Bundschuh-Orthogneise“), die sowohl in den Glimmerschieferseinheiten, als auch in der hangenden Paragneisserie („Priedröf-Gneis“) als Linsen und Lamellen vorkommen (Von Gosen et al., 1985).

Dem Bundschuhkristallin ist das Stangalm-Mesozoikum transgressiv aufgelagert. Diese Sedimente wurden nach der variszischen Orogenese als mittelostalpin Cover auf dem Grundgebirge abgelagert. Im Gegensatz zum Oberostalpin im Sinne Tollmanns, dessen

sedimentäres Cover die Nördlichen Kalkalpen repräsentieren, kommen im Mittelostalpin und im Unterostalpin permomesozoische Ablagerungen nur vereinzelt vor, da sie vom Kristallinuntergrund abgeschert und intern verschuppt worden sind, beziehungsweise die höheren Anteile abgeschert und als Decken weiter transportiert wurden (Pistotnik, 1976). Außerdem sind sie mit der kontinental beeinflusste Fazies des zentralalpinen Mesozoikums charakterisiert, am ehesten vergleichbar mit der Bajuvarischen-Fazies (Hauptdolomit).

Das Stangalm-Mesozoikum zieht sich von Südosten (Feld am See) über Innerkrems bis Flattnitz. Im Hansennock-Dolomit setzt sich der Zug fort und läuft nach NE im Quarzitzug südlich von Stadl aus (Von Gosen et al., 1985).

Die Gesteinsabfolge des Stangalm-Mesozoikums setzt sich von unten nach oben aus geringmächtigen (permo-)skythischen, z. T. konglomeratischen Quarziten zusammen, nach oben setzen Rauhwacken- und Dolomitlagen in den Quarzitlagen am Wechsel zu Karbonaten der Mitteltrias ein. Die karbonatische Mitteltrias besteht aus dünnbankigen Dolomiten, Kalkphylliten, Bänderkalken wie auch Dolomit- und Hornsteinschlierenkalken. Darüber ist der mächtige Wettersteindolomit aus mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten abgelagert, gefolgt von mehreren Metern mächtigen Schieferlagen. Vereinzelt sind über dem Wettersteinkalk phyllitische Schiefer abgelagert, die ein Äquivalent der Raibler Schiefer in der Triasabfolge der nördlichen Kalkalpen darstellen (Von Gosen et al., 1985).

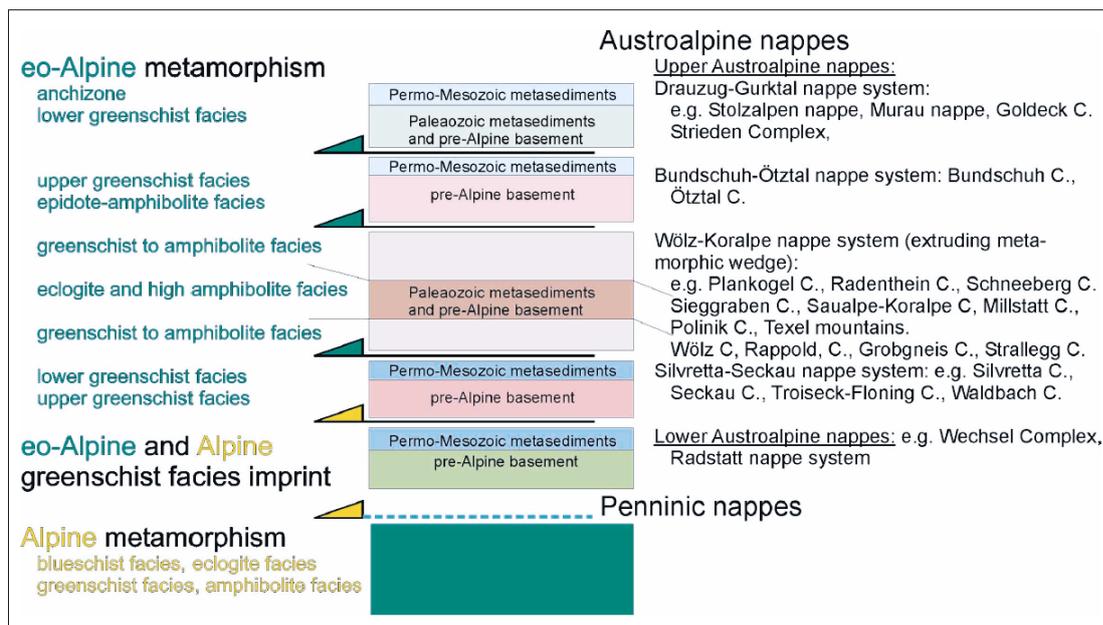


Abbildung 6: Schematischer Deckenbau und metamorphe Entwicklung des südöstlichen Teils der Ostalpen. Nach Schuster et al. (2004).

Schmid et al. (2004) teilen die ostalpinen Einheiten in unterostalpinen sowie oberostalpinen Decken. Für das Untersuchungsgebiet von Bedeutung ist die Position der großtektonischen Einheiten in Bezug auf den Eoalpinen Hochdruckgürtel (high pressure wedge), repräsentiert durch das Koralpe Wölz Deckensystem (siehe Abbildung 6). Dieser Bereich ist in unserem Arbeitsgebiet nur am Westrand aufgeschlossen und durch die Gesteine des Rammingsteinfensters repräsentiert. Das Ötztal-Bundschuh System sowie das Drauzug-Gurktal Deckensystem nehmen in Bezug auf den Hochdruckgürtel eine hangende Position ein, unterscheiden sich aber in Lithologie und metamorpher Überprägung. Die Gesteine im Liegenden des Hochdruckgürtels sind durch das Silvretta–Seckau-Deckensystem charakterisiert und im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Die Bildung des Hochdruckgürtels wird auf eine Extrusion im Anschluss an die intrakontinentale Subduktion zurückgeführt (Krenn et al., 2011) (siehe Abbildung 7).

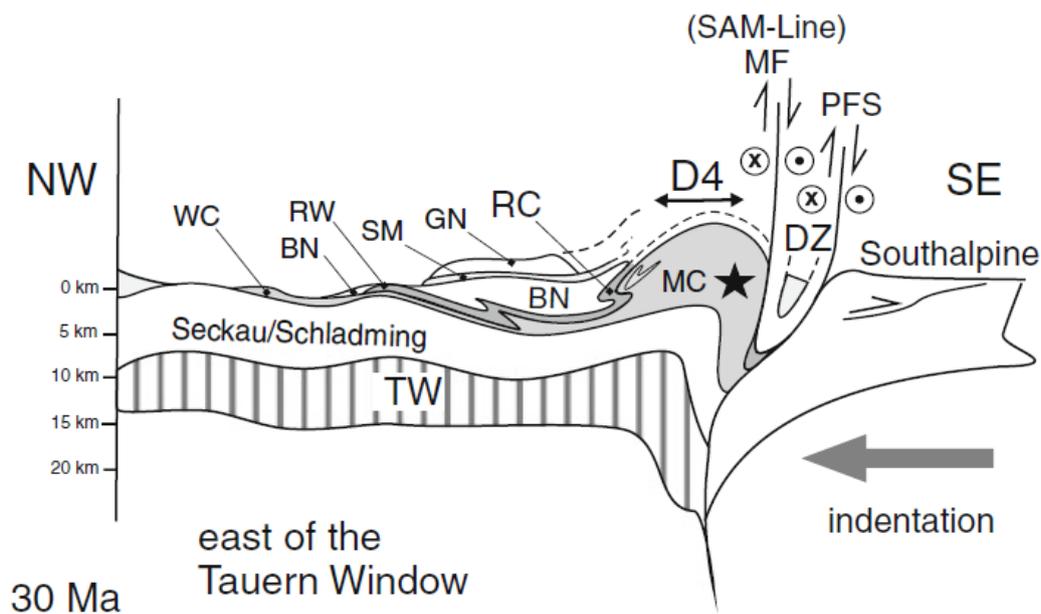


Abbildung 7: Tektonische Entwicklung der Ostalpen im späten Paläogen. PFS Periadriatisches Störungssystem, SAM-südliche Grenze der alpinen Metamorphose, MF Mölltal Störung, DZ Drauzug, MC Millstatt Komplex, RC Radenthein Komplex, BN Bundschuh Decke, GN Gurktal-Decke, SM Stangalm Mesozoikum, RW Rammingsteinfenster, WC Wölz Komplex. (Nach Krenn et al., 2011).

Neubauer und Pistotnik (1984) beschreiben die Gurktal-Decke als Schichtfolgen aus vorwiegend paläozoisch vulkanogen beeinflussten Metapeliten mit verschiedenen Einlagerungen von Karbonaten.

Die Intensität der Intertektonik des oberostalpinen Paläozoikums im Inneren der Gurktal-Decke (Murauer- und Stolzalpendecke) (Tollmann, 1963) und ihrer südlichen Ausläufer im Südrahmen der Saualpe ist sehr auffallend.

In der Gurktal-Decke lassen sich großräumig die Schichtfolgen einer tieferen Decke (Murauer Decke) von denen einer höheren Decke (Stolzalpen Decke) unterscheiden (Neubauer & Pistotnik, 1984). Diese unterscheiden sich in ihrer Metamorphose und sedimentärer Fazies. Die Hauptdecke bildet die tektonisch tiefere Murauer Decke.

Nach Neubauer & Pistotnik (1984) beginnt der Ablagerungszyklus des schwachmetamorphen Altpaläozoikums der Gurktal-Decke im späten Ordovizium. Aufgrund basisnaher Kristallinkonglomerate in der Murauer Decke und klastischem Detritus in der Stolzalpen Decke ist ein kontinentales Hinterland (Basement) zu dieser Zeit anzunehmen.

Die Murauer Decke beinhaltet über den vulkanosedimentären Suiten devonische Karbonate mit einer Mächtigkeit von ca. 300 m, Schwarzschiefer und Graphitquarziten. Versucht man

innerhalb des Ostalpins vergleichbare Schichtfolgen zu finden, so fällt eine sehr große Übereinstimmung zwischen den Schichtfolgen der Murauer Decke und denen der Schöckeldecke des Grazer Paläozoikums auf. Dort findet man eine Abfolge von Schwarzphylliten, Karbonatphylliten, Grüngesteinen, Quarziten und Pb-Zn-Vererzungen, die mit der Murauerdecke vergleichbar sind. Ein weiteres Beispiel sind die Schöckelkalke, die mit den Murauer Kalken korrelierte werden können (Neubauer & Pistotnik, 1984).

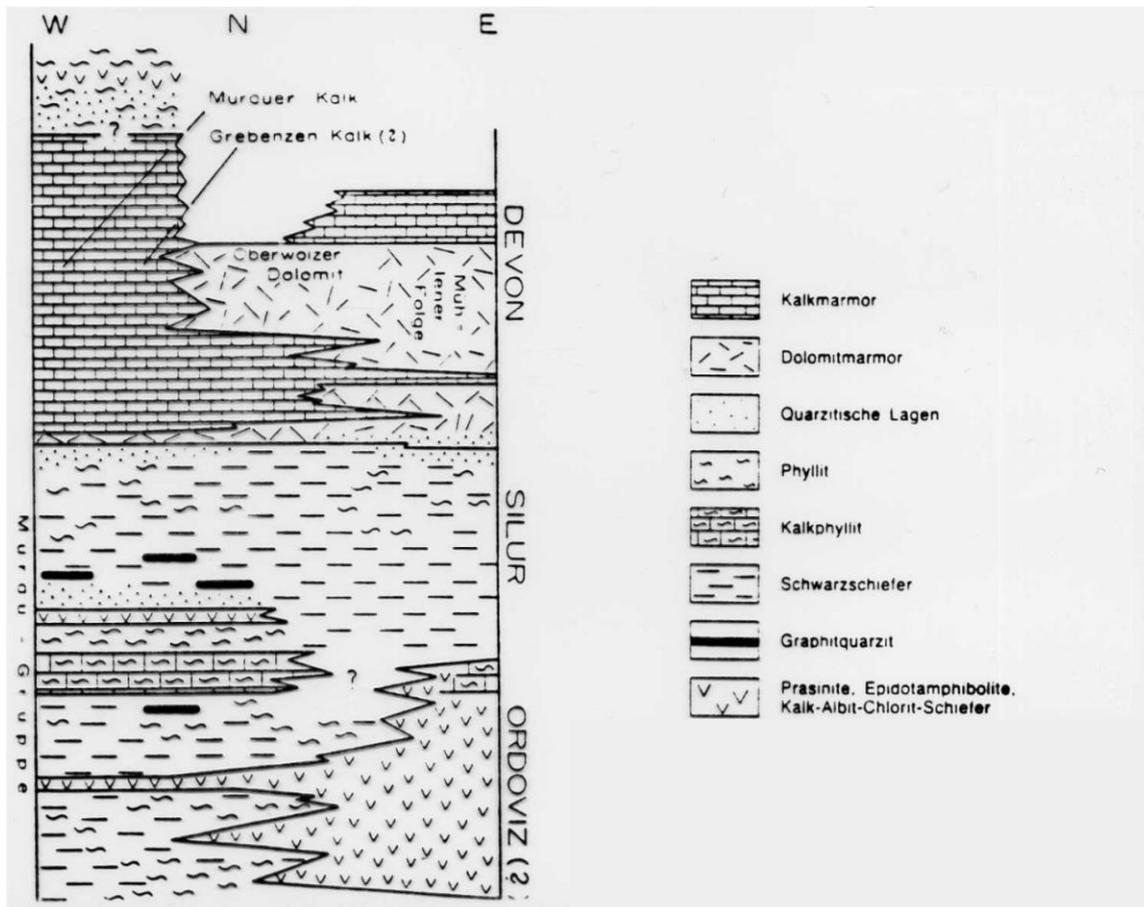


Abbildung 8: Stratigraphisches Schema der altpaläozoischen Schichtglieder der Murauer Decke (Nach Flügel & Neubauer, 1984).

Die Murauer Decke wird in drei wichtige Teilabschnitte gegliedert, in den Nordwestabschnitt, den Südwestabschnitt und die Phyllonitzone. Die Murauer Decke keilt im Südwestabschnitt nach Norden in der Phyllonitzone aus, welche nach ihrer tektonischen Position die tektonisch weitgehend reduzierte Murauer Decke repräsentieren dürfte. Die Phyllonitzone erstreckt sich im Bereich zwischen Brunnach- Alm und Innerkrems sowie im Abschnitt zwischen Turrach und Hirnkopf in Form eines phyllonitischen Bewegungshorizonts. Die Zone umfasst stellenweise altpaläozoische Phyllite und Grüngesteine, Karbonat-Späne

und vermutlich verschleifte Reste der ursprünglich dem Stangalm-Mesozoikum auflagernden Raibler Schichten (Van Gosen et al., 1985), (Abbildung 8).

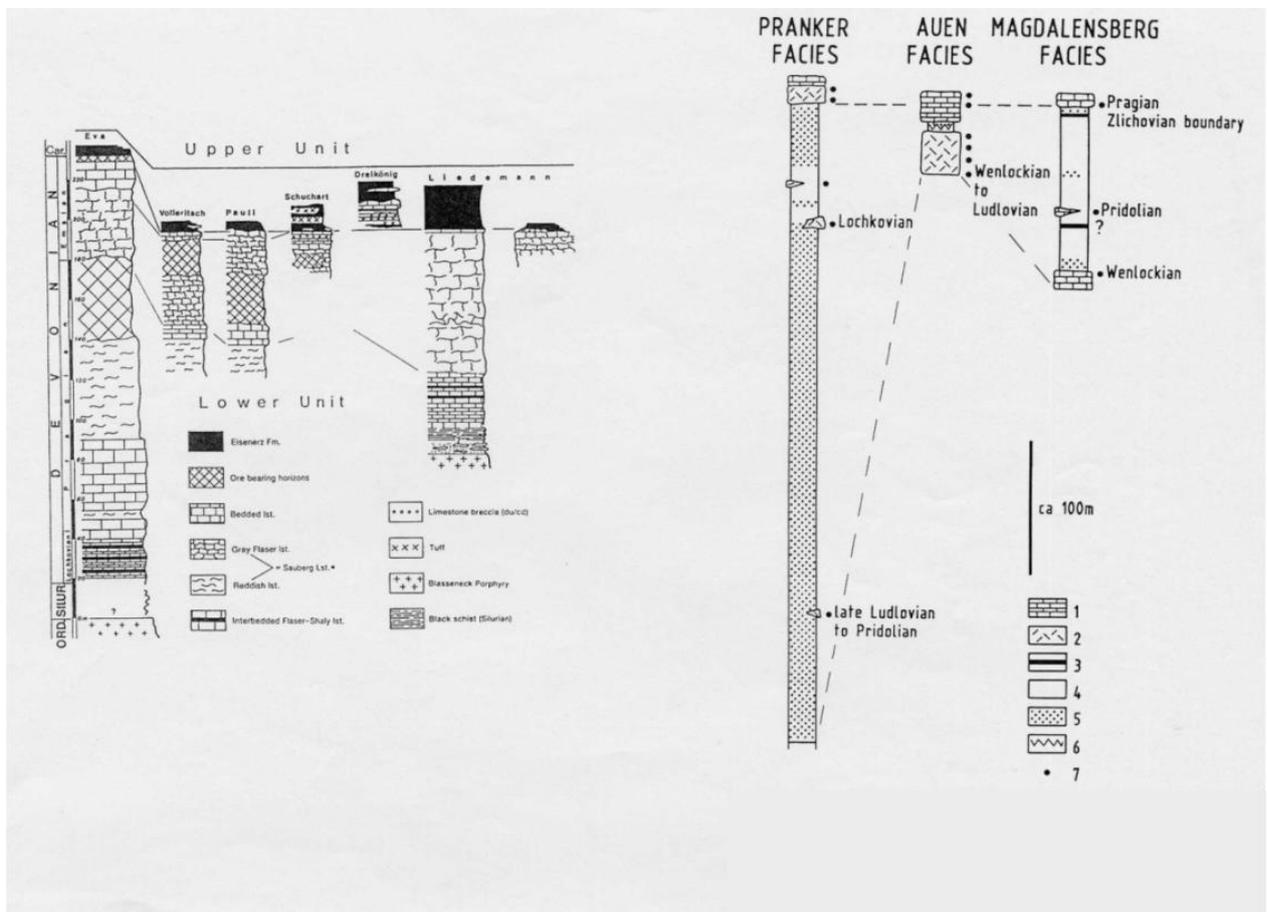


Abbildung 9: Faziesvariationen in der Stolzalpen Decke des Gurktal- Deckensystems vom späten Silur bis frühes Devon. (Nach Neubauer & Pistotnik, 1984).

Die Stolzalpen Decke ist die tektonisch höhere Decke im Gurktal- Deckensystem. Sie liegt im Nordabschnitt der Gurktal- Decke, zwischen Paalgraben und Karchauer Eck und beinhaltet Anteile der Thurnerschen Metadiabasserie, sandige Schiefer, phyllitische Tonschiefer, Phyllite und einzelne Dolomitlagen und –linsen (Abbildung 9). Im Südwesten setzt sich die Stolzalpen Decke überwiegend aus tuffitisch beeinflussten phyllitischen Tonschiefern und eingelagerten Metasandsteinen zusammen. Über der Stolzalpen Decke liegt die Ackerl Decke, welche als eine selbstständige tektonische Einheit anzusehen ist. Sie stellt mit der Paaler Schuppe die höchste tektonische Einheit der Gurktal- Decke dar. (Van Gosen et al., 1985), (siehe auch Abbildung 10).

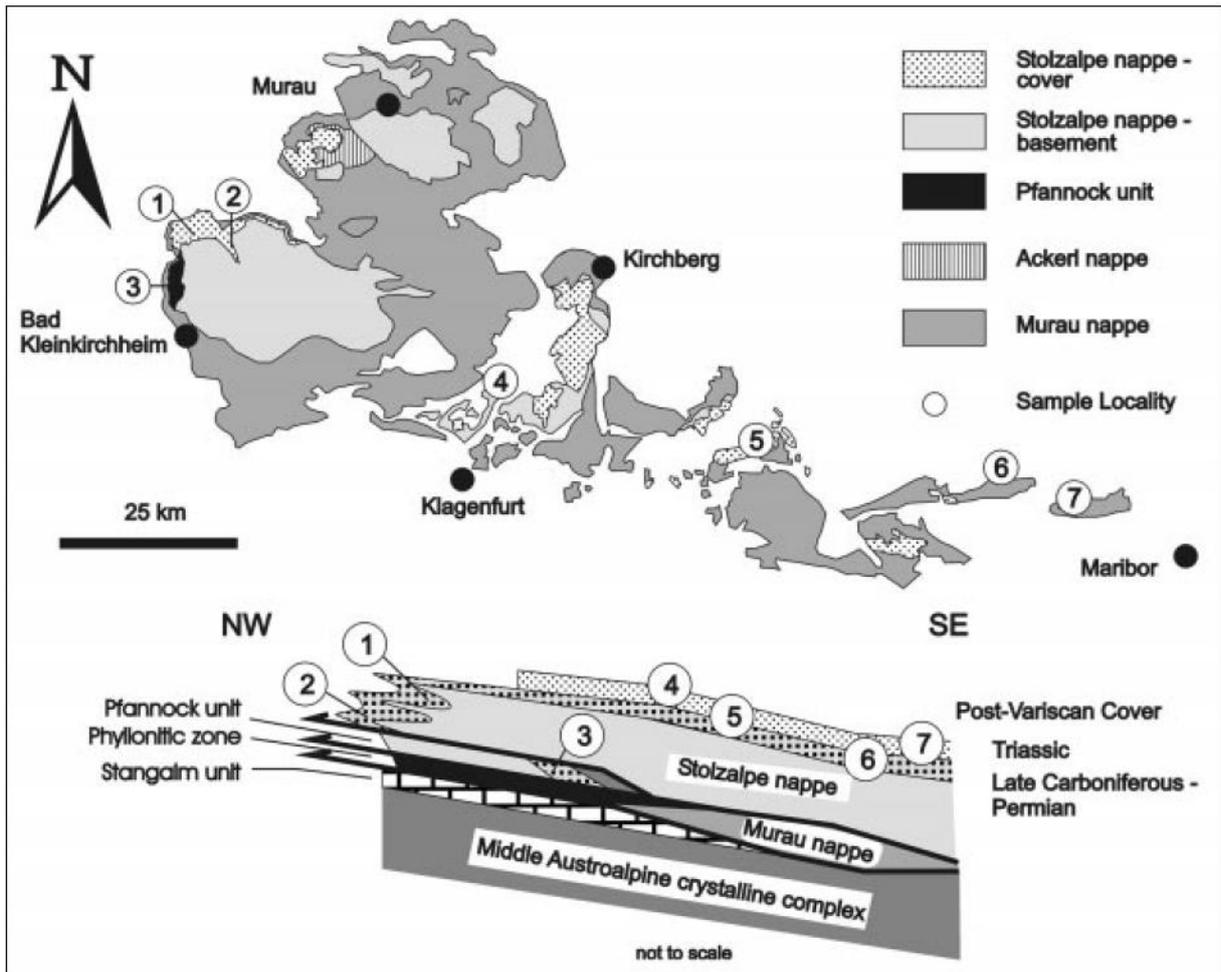


Abbildung 10: Strukturelle Einheiten des Gurktal- Deckensystems und schematisches Profil durch das Gurktal- Deckensystem. (Nach Rantitsch & Russegger, 2000).

3.3 Postvariszische Molasse

Im nordwestlichen Teil der Gurktal- Decke gibt es Vorkommen von postvariszischen, grobklastischen, terrigenen Sedimenten (Karbon der Brunnachhöhe, Königstuhl Karbon, Turracher Karbon, Paaler Karbon), die im Oberkarbon abgelagert wurden. Den Untergrund bildet das Gurktal- Deckensystem mit Ausnahme des Oberhof-Fensters, wo die Sedimente direkt auf dem Bundschuhkristallin liegen sollen (Van Gosen et al., 1985). Auf Grund des Transgressionskontaktes zwischen klastischen Sedimenten und der unterlagernden Gurktal- Decke werden die oberkarbonen Einheiten zum Oberostalpin der Gurktal- Decke gerechnet (Frimmel, 1986).

Bei den Einheiten des Karbons handelt es sich um monomikte Quarzkonglomerate, polymikte Konglomerate und Sandsteine beziehungsweise Grauwacken, die vereinzelt Tonschieferlagen zwischengeschaltet haben. Kristallingerölle in den Konglomeraten

bestehen vorwiegend aus Orthogneis-, wenigen Paragneis- und Quarzitkomponenten (Frimmel, 1986).

Nach Frimmel (1986) können signifikante Ähnlichkeiten zwischen den Orthogneisgeröllen und den Orthogneisen des Bundschuhkristallins festgestellt werden. Rb/Sr- Gesamtgesteins-Isochronen und Messungen aus den Mineralen Biotit, Feldspat und Hellglimmer ergeben nach Frimmel ähnliche Alterswerte von 363, 373 und 392 Ma für Bundschuhorthogneise und 403 Ma für die entsprechenden Gerölle. Demnach können die Kristallingerölle von der angrenzenden Bundschuhdecke hergeleitet werden.

Brenner-Mesozoikum	Stangalm-Mesozoikum	Rannach-Formation	Thörler Zug		
Komplex heller Marmore (~200m)				MALN	U
Plattenkalk-Kalkphyllit-Komplex (~200m)				DOGGER	C
				LIAS	R
? örtlich Brekzien ?					A
Oberer Dolomit (60-650m)				RHÄT	T
Raibler Schichten (<85m)	Phyllitische Schiefer (Raibler Sch.) (wenige m)		? Gips (? Keuper)	NOR	O
Unterer Dolomit (200-400m)	Wettersteindolomit (-350m)		Wettersteindolomit (-30m)	KARN	R
?Dünnschiefrige Dolomite und Tonschiefer	Dolomitische Kalke (35m) Bänderkalk, Dolomite (-80m)	Kristalline Kalke u. Sericitschiefer	dunkler Dolomit (-30m) Thörler Kalke (-50m) Rauhacke (-60m)	LADIN	H
	Rauhacken Alpinen Röt Quarzit } 25m	Sericitquarzite und Phyllite	Alpiner Röt (-40m) Semmeringquarzit (-40m)	ANIS	M
Alpiner Verrucano (wenige m)	Alpiner Verrucano	Alpiner Verrucano	Alpiner Verrucano (-100m)	SKYTH	U
Ötztalkristallin	Kristallin der Nockberge	Seckauer- und Bösensteinkrist.	Troiseck-Floning-Zug		PERM
				UNTERLAGERUNG	

Abbildung 11: Darstellung der permomesozoischen Sedimentablagerungen im Mittelostalpin (nach Schnabel, 1980a, 1980b)

4 Petrographische Beschreibung

4.1 Bundschuh Kristallin

Im kartierten Gebiet wurden 3 Einheiten unterschieden. Paragesteinseinheiten in diesem Bereich beinhalten: Feldspatblastenschiefer, teilweise migmatische Granat-Biotit Schiefer, sowie ein markanter Augengneis Zug.

Feldspatblastenschiefer

Der Biotit und Chlorit führende Gneis ist direkt am Steinbachsattel, an der Grenze zwischen Paragneis und Karbon, und an der Grenze zum Augengneis aufgeschlossen. Makroskopisch betrachtet ist das Gestein massiger und heller im Vergleich zu den anderen Gesteinen im bearbeiteten Gebiet des Bundschuhkristallins.

Der Hauptbestandteil der Matrix wird von Quarz und Feldspat aufgebaut, die unterschiedliche Korngrößen aufweisen. Die Feldspäte bilden hauptsächlich mm große Augen (Porphyroblasten) aus, die kleinere Quarzkörner umwachsen. Auffällig sind die schichtsilikatreichen Bänder, bestehend aus Chlorit und Biotit, die den gesamten Schriff durchziehen. In der stark gescherten Matrix können viele kleinere, teilweise fragmentierte Granate beobachtet werden, die vor allem in den Feldspatäugen angereichert sind.

Die oben genannten Feldspatäugen sind teilweise stark serizitisiert und werden von den Schichtsilikatbändern umrandet. In einzelnen Bereichen sind bei einigen Körnern Lamellen zu beobachten, wobei diese von fein bis dick variieren und was auf ein Vorkommen von Plagioklas hindeuten könnte. Im Allgemeinen ist ein großer Anteil an Feldspatäugen vorhanden, wobei diese stark serizitisiert sind. Außerdem sind gut ausgebildete Glimmernadeln zu finden. Auffällig ist, dass vor allem in den stark serizitisierten Körnern eine Anreicherung von Granaten vorhanden sein kann (Abbildung 12). Die Blasten sind in manchen Fällen durch eine Scherbewegung spröd gebrochen.

Quarz zeigt eine variable Korngrößenverteilung. Die Korngrößen sind einerseits klein (100-300 µm) und kommen gemeinsam mit Feldspat vor und bilden dabei Quarz Feldspat Linsen. Größere Körner bauen andererseits zusammen mit den Feldspäten die Grundmatrix auf. Auffällig ist auch das stark undulöse Auslösen der einzelnen Quarzkörner, wobei die

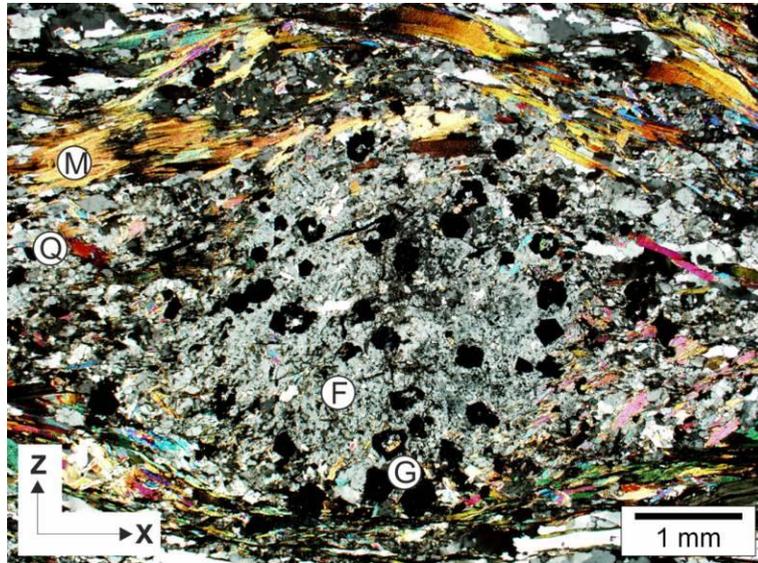
größeren Körner eher noch ein schwächeres undulöses Auslösen zeigen.

Der Chlorit ist allgemein parallel zur Schieferung gewachsen und bildete sich während retrograder Deformation, vermutlich aus Biotit. Er weist einen schwachen Pleochroismus auf, der von weiß bis hellgrün reicht. Erwähnenswert sind die zwei unterschiedlichen Interferenzfarben des Schichtminerals, welche von grün bis blau vorhanden sind. Das Wachstum beider Chlorit- Arten im direkten Kontakt zueinander ist hierbei bemerkenswert. In den Dehnungsgängen ist bevorzugt Chlorit- Wachstum zu finden, welche hydrothermal eingebracht worden sind. Dies legt nahe, dass es sich bei dieser Grenze um eine Fluid infiltrierte Scherzone handelt.

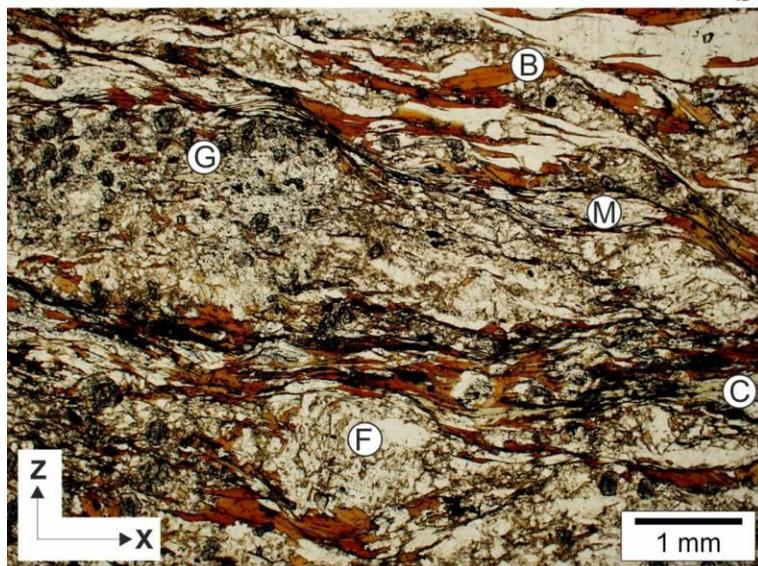
Die schichtsilikatreichen, teilweise mm dicken Bänder bestehen aus Biotit, Chlorit und Hellglimmer, wobei der Prozentanteil der drei Minerale abhängig vom Gesteinsstück variiert. Der Hellglimmer variiert in seiner Größe, von feinblättrig bis mm- Größe, das lässt mehrere Generationen des Muskowits vermuten. Glimmer tritt meist gemeinsam mit Chlorit auf und ummantelt die stark serizitisierten Feldspäte. Der Chlorit weist an manchen Stellen ein gut erkennbares radiales Wachstum auf. Das Mineral hat einen sehr schwachen Pleochroismus, von weiß bis leicht hellgrün. In den Chloritkörnern sind häufig viele kleine opake Phasen eingebaut. In manchen Bereichen ist die Bildung von Chlorit zu Biotit gut sichtbar. Der Biotit weist im Gestein einen hohen Pleochroismus auf, beige bis rotbraun. Die Biotitbänder in manchen Gesteinsstücken sind teilweise mit freiem Auge gut zu erkennen. Als Akzessorien können im Biotit, Zirkone in pleochroitischen Höfen vorkommen.

Die Granate haben teilweise sehr viele Risse, wobei sie trotzdem noch immer idiomorphe Korngrenzen aufweisen. Der optisch ein- oder mehrphasige Granat wird oft vom Biotit am Rand verdrängt oder auch teilweise überwachsen. Die Körner wachsen über die Minerale der Matrix, was auf ein späteres Wachstum, also postkinematisches Wachstum, bezogen auf die penetrative Schieferung, hinweist.

Als Akzessorien sind opake Phasen und Rutil enthalten, welche vorwiegend die Schichtsilikate überwachsen.



a)



b)

Abbildung 12: Mikrogefügebilder aus der Paragneisprobe SK 3. (a) Rekrystallisierter Feldspatblast mit einer hohen Granatanreicherung; Muskowitbänder umfließen ehemalige Blasten (Klasten). (b) gemeinsames Vorkommen von Chlorit, Biotit und Muskowit im Gefüge, schichtsilikatische Minerale umfließen Feldspatblasten mit Granateinschlüssen. B: Biotit; M: Muskowit; C: Chlorit; G: Granat; F: Feldspat; Q: Quarz

Granat- Biotit führender Schiefer/ Migmatischer Gneis

Der Granat- Biotit führende Glimmerschiefer befindet sich im Gelände vor allem im Bereich zwischen Geiger und Kilnprein im Bundschuhkristallin. Auffällig sind die dunklen und hellen Quarz Feldspat-Lagen und die Adern, die auf Schmelzprozesse hinweisen. Das Gestein ist im Bereich der Melanosombildung meist stark verwittert und die Lagerungseigenschaften sind durch Einfluss von Gletschern weitgehend zerstört.

Das Gestein lässt mit freiem Auge einen Lagenbau erkennen, wobei bei einigen Proben die mm mächtigen Quarzbänder und die auffälligen Biotitbänder hervorstechen. Vor allem in den schichtsilikatreichen Bändern ist bevorzugtes Wachstum von kleinen Granaten zu erkennen. Die Matrix dieser Gesteine bildet vorwiegend Quarz.

Die Korngröße von Quarz variiert und erstreckt sich von sehr feinkörnig in der Matrix, bis zu teilweise mm großen Körnern in den Quarzbändern. Vor allem die Körner in den Bändern zeigen ein undulöses Auslöschen. Auffällig ist, dass die großen Quarze von vielen kleinen Hellglimmernadeln durchzogen werden, was auf ein dynamisches Wachstum von Quarz hinweist, der prä-existente Glimmer umwächst.

Der Feldspat lässt nur mehr vereinzelt eine Augen- beziehungsweise Linsenform erkennen und ist in seinem Gefüge stark zerstört.

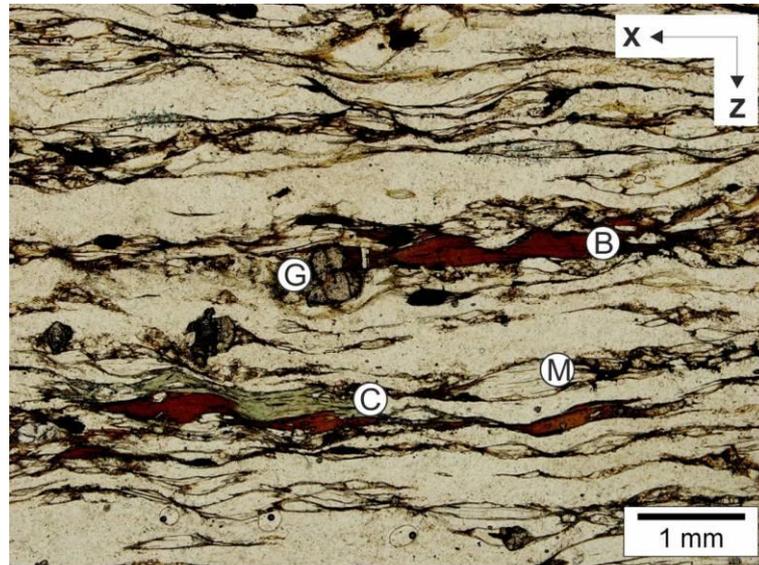
Der Biotit weist einen sehr starken Pleochroismus auf, von hellbeige bis rostbraun. Er kommt einerseits im Gestein gebändert vor und durchzieht den gesamten Schliff, andererseits kommt der Biotit als eigene Körner beziehungsweise nadelförmig in den anderen Lagen vor. Die hohen Interferenzfarben sind zum Teil sehr markant. In manchen Bereichen ist die Umwandlung von Biotit zu Chlorit zu beobachten (Abbildung 13). Die Körner sind im Großen und Ganzen parallel zur penetrativen Schieferung eingeregelt, können aber auch an bestimmten Stellen diskordant zur Schieferung wachsen.

In dem Gestein ist nur wenig Muskowit enthalten, vorwiegend kommt er in Quarzbändern in Form von Nadeln oder Glimmerfischen vor.

Erwähnenswert sind die vielen kleinen Granate, die großteils nur sehr schwach fragmentiert sind und idiomorphe Korngrenzen haben. Die Granate werden in den meisten Fällen von Biotit oder Chlorit umschlossen, einzelne Körner sind zur Gänze chloritisiert (Abbildung 14) und ihre kleinen Risse sind mit Biotit ausgefüllt. In fast allen Biotit-Körnern können pleochroitische Höfe festgestellt werden.

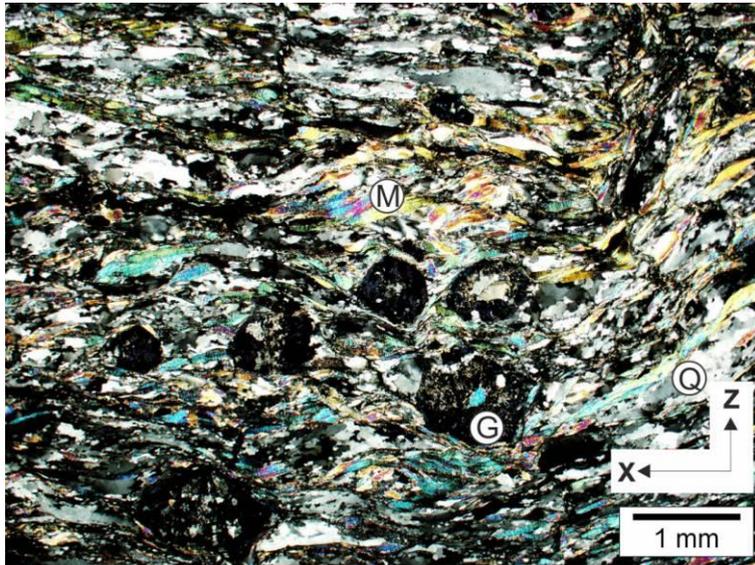
Eisenhydroxide bilden nur feine Bänder aus, die die verschiedenen Lagen voneinander

trennen. Im Gestein sind teilweise Schergefüge und Dehnungsklüfte, die von Eisenhydroxiden fast vollständig gefüllt sind, deutlich erkennbar.

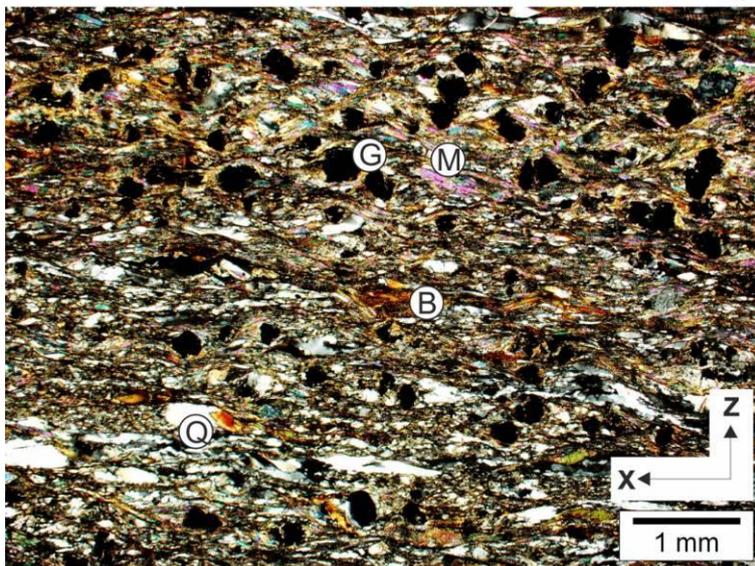


c)

Abbildung 13: Mikrogefügebild aus der Paragneisprobe FW 8 (c)
Umwandlung von Chlorit zu Biotit, Muskowit kommt in Form von Glimmerfischen vor; C: Chlorit; B: Biotit; M: Muskowit; G: Granat



d)



e)

Abbildung 14: Mikrogefügebilder aus den Paragneisproben FW 8 (d) und FW 11(e); (d) Chloritisierung der Granate; Quarzdomains mit Hellglimmerlagen; (e) Granate zeigen idiomorphe Korngrenzen; biotitreich mit vereinzelt Muskowiteinschlüssen; G: Granat; M: Muskowit; B: Biotit; Q: Quarz

Bundschuh Gneis/ Augengneis:

Im Gelände ist im Gestein die Augenbildung gut sichtbar, wobei die Gesteinsfarbe von weiß-grau bis weiß-rosa variiert, was auf ein Vorkommen von Plagioklas und Kalifeldspat hinweisen könnte. Auffällig sind die verschiedenen großen Ausbildungen der Augen, welche von Aufschluss zu Aufschluss unterschiedlich sind, wobei man einen Trend von grobkörnig zu feinkörniger Richtung der Störungszone zwischen Bundschuh- Kristallin und Gurktal- Decke feststellen kann. Die Reduktion der Korngröße der Augen korreliert also offenbar mit der Intensität der Deformation. Erwähnenswert sind die schichtsilikatischen Bänder, die den gesamten Orthogneis durchziehen und die Augen/Linsen umfließen, wobei auch hier zu bemerken ist, dass es Richtung Deckengrenze eine Zunahme von Biotit gibt. Der Quarz kommt im Augengneis in verschiedenen Modifikationen vor. Die Körner haben teilweise gerade Korngrenzen, vor allem die grobkörnigen, andere kommen in schlierenartigen Bändern vor, was auf einen Deformationswechsel hindeutet (siehe Kapitel 12).

Die schichtsilikatischen Bänder setzen sich aus Muskowit, Biotit und Chlorit zusammen. Die Muskowite kommen im Gestein prozentual am häufigsten vor. Sie sind meist parallel zur penetrativen Schieferung eingeregelt, können aber auch in manchen Bereichen diskordant zur Schieferung wachsen. Der hohe Quarz-, Feldspat- und Muskowitgehalt ist auch der Grund für das helle Erscheinungsbild des Augengneises im Gegensatz zum Paragneis, der viel Biotit enthält und dadurch in bräunlichen Variationen auftritt. Die Glimmerbänder zeigen meistens kleine retrograde Veränderungen, wie Einschlüsse von Titanit in Biotit oder Chloritisierung.

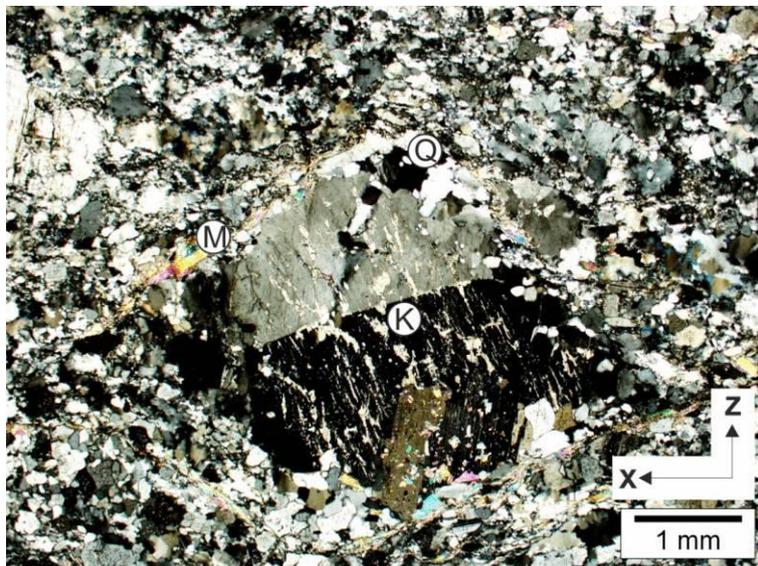
Der Biotit kommt vor allem im Bereich der Störungszone zwischen Bundschuhkristallin und Gurktal- Decke angereichert vor. Das Mineral zeigt in einigen Gesteinsstücken einen hohen Pleochroismus. In den Biotitbändern sind viele opake Phasen enthalten, die zusammen mit dem Biotit die Feldspatlinsen umfließen.

Chlorit ist im Gestein nur wenig vorhanden. Man findet ihn teilweise als Kluftfüllungen in Feldspäten oder in Reaktionsbereichen von Biotit zu Chlorit. Im Allgemeinen hat Chlorit in Klüften meist ein radiales Wachstum.

Das Erscheinungsbild des Feldspats ist sehr variabel. Die meisten Körner sind stark serizitisiert. Im Gestein kommt Kalifeldspat und Plagioklas vor, wobei die kleinen Plagioklaskörner teilweise noch eine deutliche Lamellenbildung aufzeigen, die jedoch nur dünn ausgebildet ist. Im Augengneis kann auch eine Zwillingsbildung (Abbildung 15) von

Kalifeldspat beobachtet werden, was auf ein Vorkommen von Sanidin hinweist. Im Allgemeinen tritt der Feldspat in vielen verschiedenen Korngrößen auf und bildet vor allem die Augen beziehungsweise Linsen des Orthogneises, die meist von schichtsilikatischen Bändern umrandet werden.

Erwähnenswert ist das Vorkommen von Granat und Turmalin im Gestein. Der Turmalin kommt hauptsächlich in Störungsnähe vor. Er weist einen hohen Pleochroismus auf und hat teilweise größere Körner ausgebildet. Die Granate kommen im Gegensatz zum Paragneis nur in kleinen Korngrößen vor. Diese Körner sind meist stark fragmentiert, man kann aber noch vereinzelt idiomorphe Korngrenzen beobachten.



f)

Abbildung 15: Mikrogefügebild aus der Augengneisprobe FW 5; (f) Rekristallisierter Kalifeldspatblast; Ausbildung von Zwillingslamellen im Klast; Vorkommen von winzigen Hellglimmernadeln im rekristallisierten Bereich; K: Kalifeldspat; M: Muskowit; Q: Quarz

4.2 Phyllite der Gurktal- Decke

Phyllite / Tuffe:

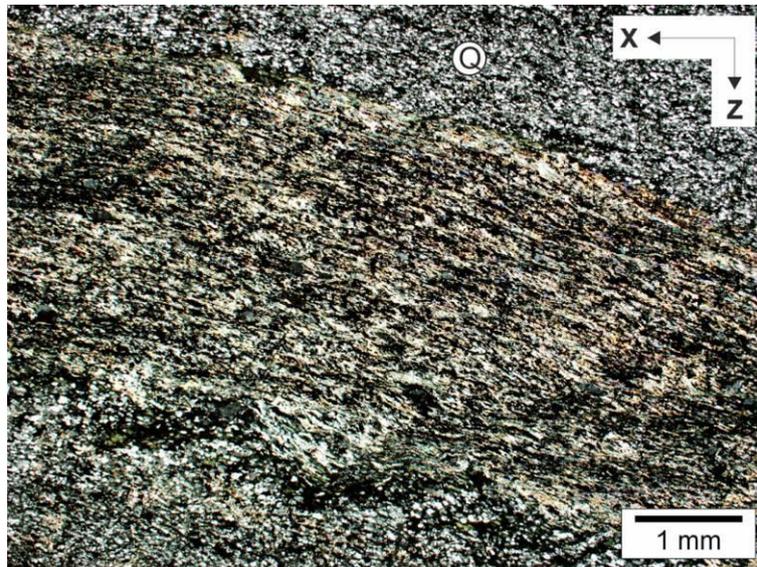
Die Phyllite (Abbildung 16) sind im Gelände nur in gering mächtigen Aufschlüssen (10-20 Meter) im Bereich des Steinbachgrabens vorhanden. Das Erscheinungsbild des Gesteins ist dunkelgrau bis schwarz und liegt meist in stark geschieferter Form vor. Der Phyllit hat einen hohen Anteil an Quarz und Chlorit, die feinkörnige Matrix macht bis zu 60 Prozent aus. Mit freiem Auge können in manchen Aufschlüssen Ansätze eines Lagenbaus erkannt werden. Erwähnenswert sind die vielen opaken Phasen, die das Gestein vor allem in den schichtsilikatischen Bändern angereichert hat. Die opaken Phasen haben unterschiedliche Formen, sie können in Bändern angereichert sein oder als einzelne Körner vorkommen.

Der Quarz bildet den Hauptteil der Matrix des Phyllits und kommt dort mit einer homogenen Korngrößenverteilung vor. An manchen Stellen treten mm-dicke Quarzbänder auf, die diskordant zur Schieferung orientiert sind. Der Quarz in diesen Bändern ist grobkörniger als der in der Matrix und kann neben seinem undulösen Auslösen Glimmereinschlüsse enthalten.

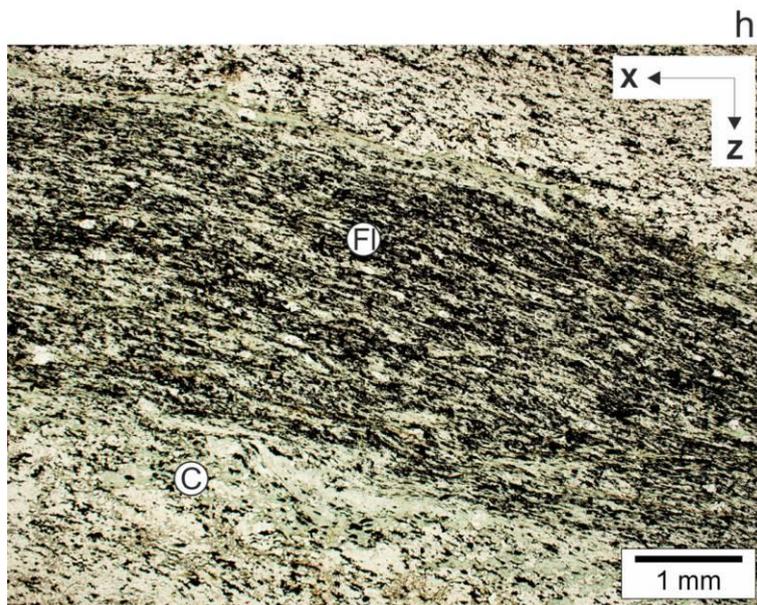
Die schichtsilikatischen Bänder bestehen, wie schon erwähnt, hauptsächlich aus Chlorit und serizitischem Hellglimmer. Der Chlorit zeigt in den meisten Fällen einen starken Pleochroismus und zeigt auch eine Variation in den Interferenzfarben, von grün- braun bis bunt. In den Chloritbändern können kleine Feldspateinschlüsse beobachtet werden und es liegt auch eine starke Anreicherung an opaken Phasen vor.

Die Feldspäte in den Chloritbändern sind kleine Körner, die ein leicht schmutziges Aussehen haben. Es können jedoch vereinzelt auch noch kleine Körner im Quarzgefüge gefunden werden, die eine deutliche Lamellenbildung zeigen.

Da die Phyllite meist im direkten Kontakt mit dem Karbonat im Gelände vorkommen, gibt es sekundär gebildetes Karbonat, das in Dehnungsgängen im Gestein auftritt.



g)



h)

Abbildung 16: Mikrogefügebild aus der Phyllit/Tuffprobe FW 24; extrem feinkörnige Matrix ist sichtbar; (g) Lagenbau der feinkörnigen Quarzmatrix und der schichtsilikatischen Bänder; (h) hohes Chlorit- Fluidvorkommen; Q: Quarz; C: Chlorit; Fl: opaken Phasen

Quarzphyllit:

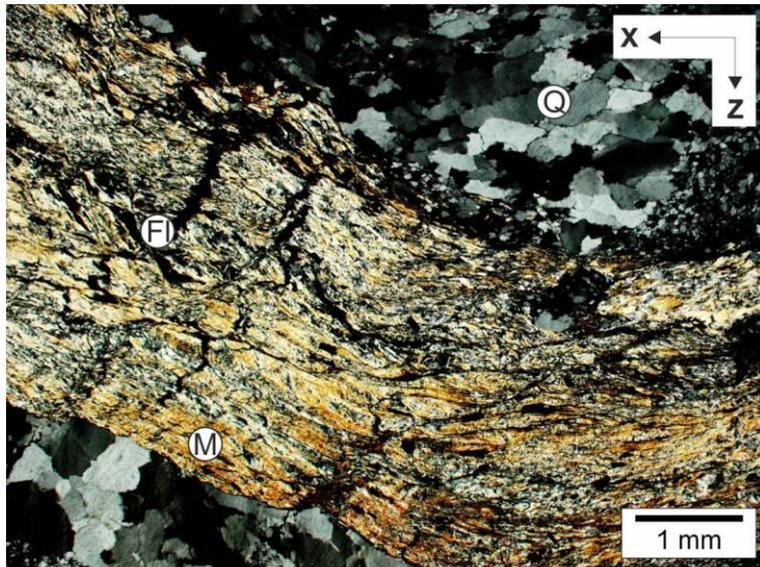
Der Quarzphyllit (Abbildung 17) ist im Gelände südöstlich von der Hochalm aufgeschlossen und kommt jeweils im direkten Kontakt beziehungsweise an der Grenze zu den Konglomeraten vor. Makroskopisch ist das Gestein leicht mit einem reinen Phyllit zu verwechseln, da nur nach genauerem Betrachten oder nach der Dünnschliffanalyse ein höherer Quarzanteil mit einzelnen größeren Körnern festgestellt werden kann. Das Gestein ist von opaken Phasen stark durchzogen und es ist in manchen Bereichen ein leichter Lagenbau und eine Augenbildung zu erkennen. Neben Quarz ist der Quarzphyllit hauptsächlich aus Hellglimmer und Chlorit aufgebaut.

Der Quarz ist in seiner Korngröße sehr variabel, von 50-600 μm , wobei der feinkörnige Anteil vorwiegend die Matrix bildet. Man kann sie als siltig bis sandige Quarzphyllite beschreiben. In bestimmten Teilen des Gesteins kann auch eine homogene Korngrößenverteilung im sandigen Bereich vorkommen. Im Areal des direkten Kontakts zum Konglomerat hat der Quarz Augen ausgebildet, wobei auch hier bemerkenswert ist, dass die Korngrößen der Augen stark variieren. Die Quarzaugen stellen klastische Komponenten, also Gerölle, abstammend vom Karbon dar. Die Kornform in der Matrix selbst ändern sich immer wieder von lang gestreckt zu gut gerundet. Vor allem bei den größeren Körnern ist ein undulöses Auslöschen beobachtbar.

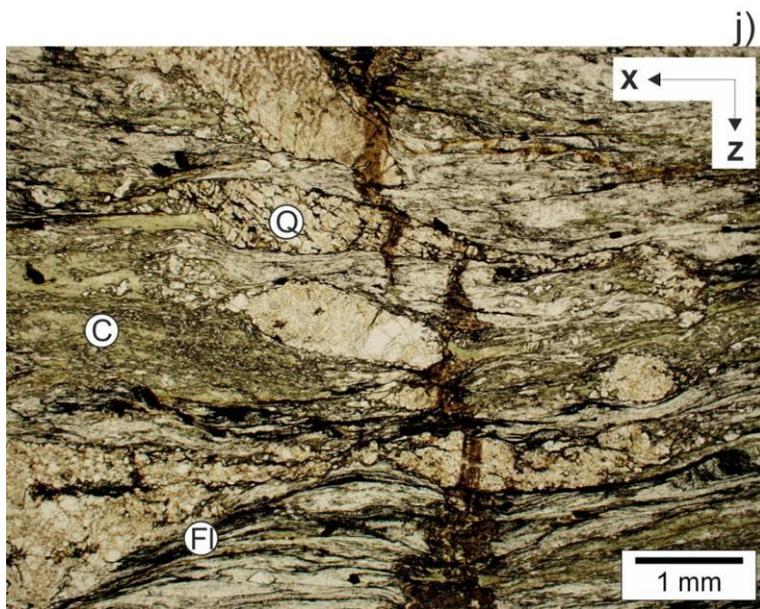
Chlorit ist aufgrund seiner hohen Interferenzfarben, blau, violett und braun, das auffälligste Mineral im Gestein. Er kommt teilweise radial gewachsen in Bändern oder in Form von größeren Einzelkörnern vor. Chlorit füllt großteils die Dehnungsgänge aus und zeigt nur in gewissen Bereichen einen Pleochroismus, von weiß bis hellgrün.

Der Hellglimmer bildet eines der Hauptminerale des Gesteins und durchzieht es meist mit mm großen Bändern. In den Bändern ist eine große Anreicherung an opaken Phasen vorhanden. Die Minerale sind meist parallel zur Schieferung eingeregelt, können aber auch als kleine Einschlüsse im Quarz diskordant wachsen.

Am direkten Kontakt zum Nebengestein können Karbonateinschlüsse sowie Feldspateinschlüsse vorkommen. Die Karbonate sind vor allem in Dehnungsgänge vorhanden und vereinzelt ist die gute Spaltbarkeit deutlich sichtbar. Die Feldspäte (Albit und Plagioklas) kommen nur in Form kleiner Körner vor, wobei der Plagioklas teilweise noch dünne Lamellenbildungen aufweist.



i)



j)

Abbildung 17: Mikrogefügebilder aus der Quarzphyllitprobe SK 13; (i) höhertemperierte klastische Quarzkomponenten; Hellglimmerband mit Fluideinschlusungen; (j) Quarzkomponenten im chloritreichen Gefüge; hohes Vorkommen von Bändern bestehend aus opaken Phasen; Q: Quarz; M: Muskowit; C: Chlorit; FI: opake Phasen

Karbonat:

Die Karbonatgesteine (Abbildung 18) im Bereich des Steinbachgrabens und teilweise in den Phylliten sind als Linsen aufgeschlossen. Im Allgemeinen kann eine Wechsellagerung von Kalzit- und Dolomitmarmor festgestellt werden. Die Karbonate haben eine homogene Zusammensetzung in ihrem Mineralgehalt, hier vorwiegend Kalzit mit vereinzelt eingeschlossenen Glimmernadeln. Der primäre Kontakt zwischen Karbonat und Phyllit ist oft nicht eindeutig, da er vielfach tektonisch überprägt (reaktiviert als Scherzone) und verfaltet worden ist.



Abbildung 18: Karbonataufschluss im Steinbachgraben (Karbonat- Phyllit - Abfolge); blockige Kalzitmarmore.

4.3 Postvariszische Molasse

Die postvariszische Transgressionsserie am NW-Rand der Gurktal- Decke wird nach Frimmel (1984), aufgrund des Vorkommens in unterschiedlichen Gebieten, in zwei Einheiten unterteilt, das „Königstuhl-Karbon“ und das „Turracher-Karbon“ (Abbildung 19).

Krainer (1989) hat das Karbon Vorkommen überarbeitet und als „Stangnock Formation“ neu definiert. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt zwischen Innerkrems und der Turracher Höhe. Bei den Sedimenten dieser Formation handelt es sich um über 400 Meter mächtige Molassebildungen des Oberkarbons, die in drei „Members“, die „Basisserie“, die „Hauptserie“ und die „Hangendserie“, vom unten ins oben bzw. von Norden nach Süden, unterteilt werden kann.

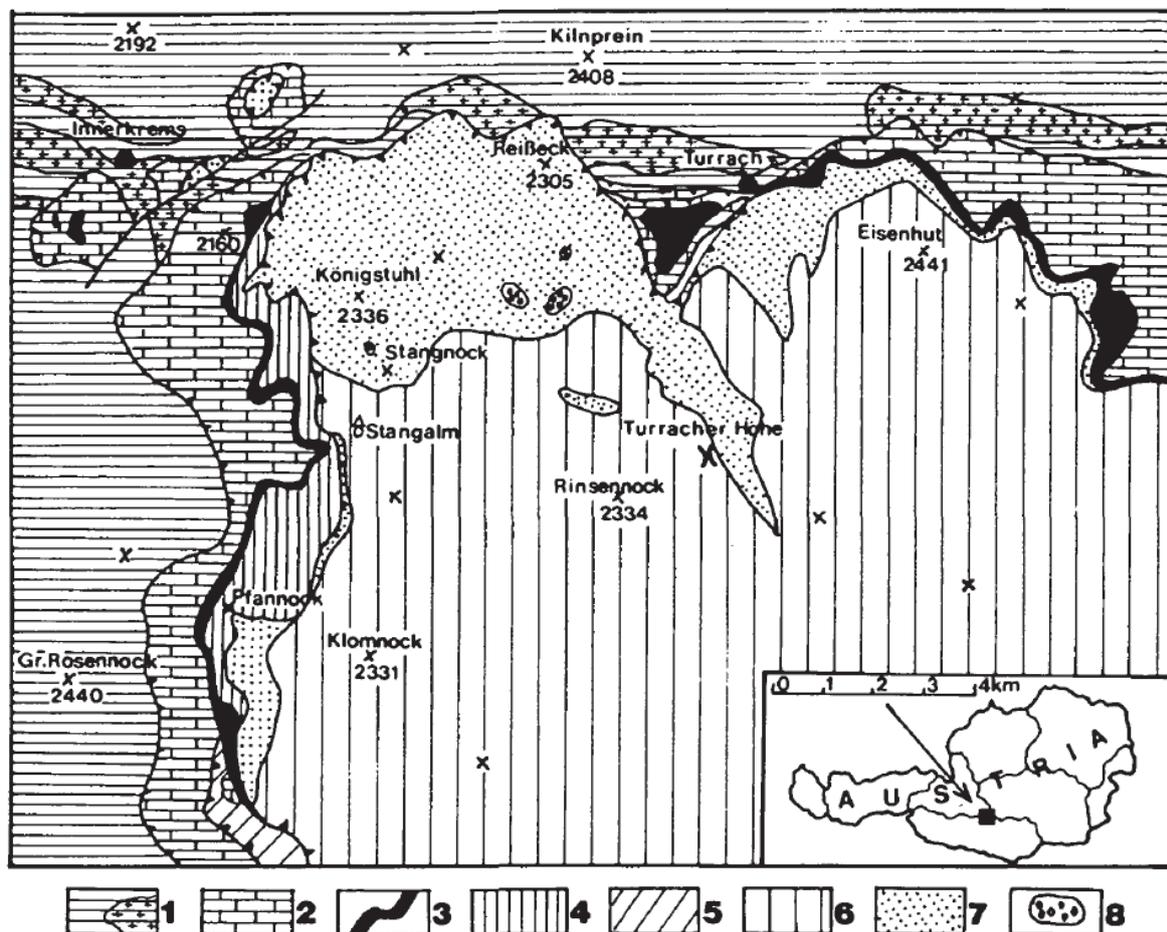


Abbildung 19: Geologische Karte am NW-Rand der Gurktal- Decke mit Augenmerk auf die Stangnock-Formation. 1 Kristallines Grundgebirge mit Orthogneiszügen (Zentralalpin), 2 Stangalm-Mesozoikum (Zentralalpin), 3 Phyllonitzone, 4 Pfannockschuppe (Oberostalpin), 5 Altpaläozoikum der Muraier Teildecke, 6 Altpaläozoikum der Stolzalpen Decke, 7 Stangnock Formation (Oberkarbon), 8 Werchzirm-Formation, 5-8 Gurktal- Decke. Nach K. Krainer (1989).

Vor allem die Hauptserie weist eine Ablagerungsabfolge auf, die aus mehreren Megasequenzen besteht. Die Megasequenzen zeichnen sich durch eine Fazies aus basalen Konglomeraten eines verzweigten Flusssystemes und einer auflagernden Fazies aus Sandsteinen eines mäandrierenden Flusssystemes aus. Die abschließende Fazies der Megasequenz bilden Tonsteine, die als Überflutungssedimente aufzufassen sind. Die Ablagerung der Sedimente fand unter humidem Klimabedingungen statt (Krainer, 1989). Die zeitliche Einstufung der Sedimente in das Oberkarbon, genauer in das Gzhelium, erfolgte anhand von Pflanzenresten, die innerhalb der Tonlagen gefunden wurden (Fritz & Boersma, 1984).

4.3.1 Lithologie

Die oberkarbonen Sedimente im Arbeitsgebiet gehören nach Krainer (1989) der Basisserie der Stangnock Formation an. Im Gegensatz zu Frimmel (1984), der das Karbon im bearbeiteten Bereich unterteilt, trifft Krainer (1989) diese Unterscheidung nicht. Das „Königstuhl-Konglomerat“ zieht sich nach Süden vom Frauennock über das Reißeck bis zum Steinbachsattel und hinunter bis zum Hochalmköpfl. Das „Turrach-Konglomerat“, liegt südwestlich der Hochalm und verläuft weiter bis zum Ort Turrach. Auf Grund der Kartierung schließen wir uns der Argumentation von Krainer (1989) an und sehen keinen Anlass die klastische Folge in „Königstuhl-„ und „Turrach-Konglomerat“ zu unterteilen.

Zwischen dem Steinbachsattel und dem Reißeck lassen sich undeutlich entwickelte Megasequenzen von mehreren Meter mächtigen Konglomeratlagen und geringmächtigen Sandsteinlagen mit zwischengeschalteten Tonschieferlagen erkennen.

Das Turrach-Karbon nach Frimmel (1984) besteht gleich wie das Königstuhl-Karbon aus Konglomerat- und Sandsteinlagen. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse im Untersuchungsgebiet, konnten Tonschieferlagen nur im Königstuhl-Karbon gefunden werden.

Tonschiefer

Die Tonschieferlagen sind meist nicht mächtiger als 2 m und zeigen eine starke Schieferung. Auffällig ist eine deutliche Schwarzfärbung. Die Tonschiefer wurden nicht weiter untersucht.

Sandstein

Die Sandsteine scheinen makroskopisch braun-rötlich. Die Komponenten sind schlecht gerundet und schlecht sortiert. Ihr Spektrum reicht von Grobsand bis hin zum Übergang zu Siltstein. Die Matrix macht nicht mehr als ca. 20 % aus, ist serizitisiert und besteht hauptsächlich aus feinkörnigem Quarz.

Der Modalbestand der Sandsteine setzt sich durchschnittlich aus 60% Quarz und 10% Feldspat zusammen. Neben Quarz und Feldspat sind zusätzlich Muskowit, Biotit, Chlorit sowie variable Mengen an Fe-Hydroxiden vorhanden. Turmalin, Hornblende und Zirkon kommen als Akzessorien vor. Die Quarzkörner sind teilweise rekristallisiert und haben Subkörner ausgebildet.

Konglomerat

Allgemein ist das Konglomerat sehr quarzreich. Es erscheint makroskopisch mittelgrau, ist massig und komponentengestützt. Die Grenzen der Gesteinsbruchstücke zur Matrix sind deutlich ausgebildet und nicht gut gerundet. Die Komponenten weisen eine seriate Kornverteilung auf, wobei die Größe von wenigen cm bis hin zu kopfgroßen Gesteinsbruchstücken variiert. Eine Einregelung der Komponenten oder sedimentäre Strukturen konnten nur an zwei Aufschlüssen zwischen Steinbachsattel und Reißbeck beobachtet werden.

Eine „fining upward“- beziehungsweise „coarsening upward“- Sequenz innerhalb der Konglomerate wurde im Abschnitt Steinbachsattel-Reißbeck festgestellt. Dabei kommt es über die ersten 400 Meter im Profil (ab dem Steinbachsattel Richtung Süden), zu einer generellen Korngrößenabnahme und danach nimmt die Korngröße Richtung Reißbeck wieder zu.

Die Matrix ist sehr feinkörnig und scheint makroskopisch grau bis hellbraun. Die Matrix besteht vorwiegend aus seritisiertem Material, was einerseits auf die Existenz von hohen primären Tongehalt, andererseits auch als Ergebnis des Zerfalls von Feldspat rückzuführen ist. Die Komponenten bestehen aus mono- und polykristallinem Quarz, Feldspat, Hellglimmer und unterschiedlichen lithischen Komponenten. Als lithische Komponenten werden Gesteinsbruchstücke bezeichnet wie: Chert, hochtemperierter Gneis, niedrigtemperierter Mylonite, Glimmerschiefer, Sandstein und Silt-Tonstein. Akzessorien sind Turmalin, Hornblende, Zirkon und Fe-Hydroxide.

Glimmer sind hauptsächlich in Form von Muskowit vorhanden, aber auch wenig Biotit und vereinzelt Chlorit. Sie kommen sowohl als kleine primär Glimmer, die einen beträchtlichen Teil der Matrix ausmachen, wie auch als größere detritäre Glimmer vor. Feldspat tritt meist als Kalifeldspat aber auch als Plagioklas auf. Allgemein ist Feldspat aber, bis auf eine Probe im Kontaktbereich zum Bundschuhkristallin am Steinbachsattel (zwischen Paragneisen des Bundschuhkristallins und dem „Königstuhl-Karbons“ - Probe WF55 (Abbildung 20, Abbildung 21) selten vorhanden. Monokristalline Quarze sind nur sehr selten zu beobachten, im Gegensatz zu den polykristallinen Quarzen, die in jeder Probe recht häufig auftreten. Die polykristallinen Quarze beinhalten meist Subkörner und löschen undulös aus. Die häufigsten lithischen Komponenten sind niedrigtemperierte Mylonite, gefolgt von hochtemperierten

Gneisen. Nur selten kommen Cherts oder Silt-Tonsteine vor.

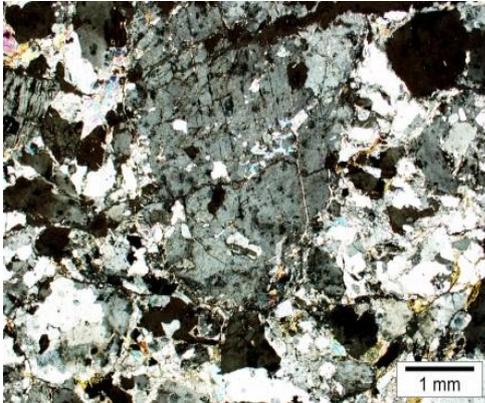


Abbildung 20: Serizitisierter Kalifeldspat im Konglomerat am Kontaktbereich postvariszische Molasse – Bundschuhkristallin; Probe WF 55

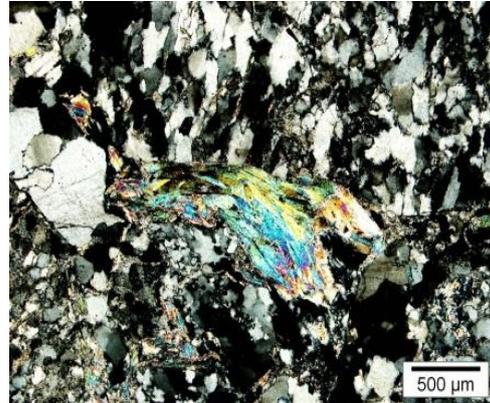


Abbildung 21: Detritärer Glimmer (Muskowit) im Konglomerat am Kontaktbereich postvariszische Molasse – Bundschuhkristallin; Probe WF 55

Komponentenbeschreibung:

- Gneisgeröll mit interner Hochtemperaturdeformation:

Die hochtemperierten Gneiskomponenten (Abbildung 22) bestehen aus rekristallisierten Quarzkörnern, die eine variable Kornverteilung aufweisen. Sie erlebten vor ihrer Abtragung eine hochtemperierte Deformation. Der Rekristallisationsmechanismus ist „grain boundary migration“ bis „Diffusion“, erkennbar durch zinnenförmige, gerade Korngrenzen. Teilweise kann eine „grain boundary area reduction“ beobachtet werden. Auffällig ist, dass die meisten Quarzkörner undulös auslöschen. Außerdem beinhalten einige Quarzkörner Lamellen, die Fluidtracks repräsentieren.

Innerhalb von Quarz bzw. an den Korngrenzen kommen Glimmer (Muskowit) vor (left-over grains). Dies ist ein weiteres Argument für dynamische Kristallisation der Quarze vor dem Eintrag in den karbonen Sedimentationsraum.

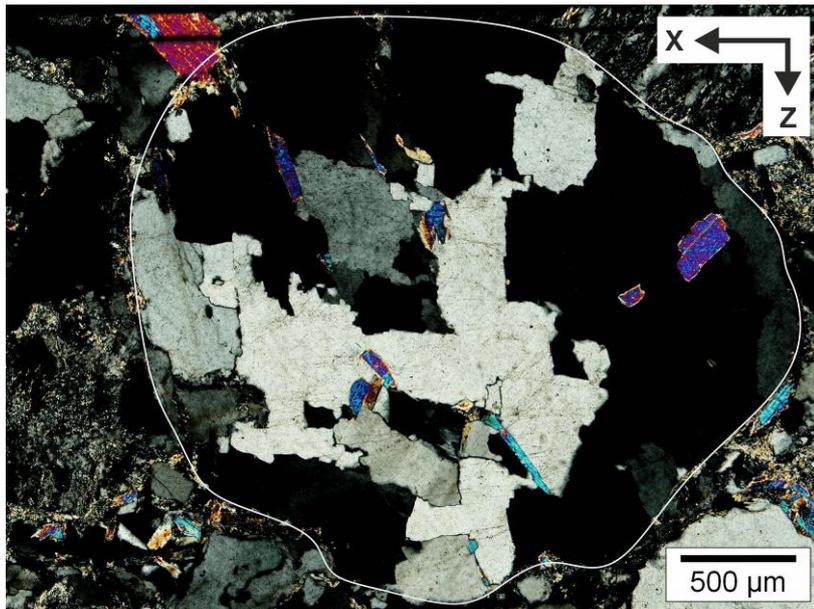


Abbildung 22: Hochtemperiertes Gneisgeröll mit dynamisch rekristallisiertem Quarz (Diffusion Creep und left-over grains von Muskowit) (Steinbachsattel-Reißbeck), x Richtung Süden; Probe FW35

- Mittelgradige Mylonite:

Die mittelgradigen Mylonit- Bruchstücke (Abbildung 23) sind meist gut gerundet. Sie bestehen wie die Gneisboulder aus rekristallisierten Quarzkörnern. Die Körner weisen überwiegend eine kristallographische Vorzugsregelung auf, in manchen Fällen kann eine Kern-Mantel-Struktur erkannt werden. Der Rekristallisationsmechanismus ist „subgrain rotation“ (SGR) und „grain boundary migration“ (GBR).

Wie auch bei den hochtemperierten Gneiskomponenten, löschen die meisten Körner undulös aus. Glimmer kommen nur vereinzelt vor.

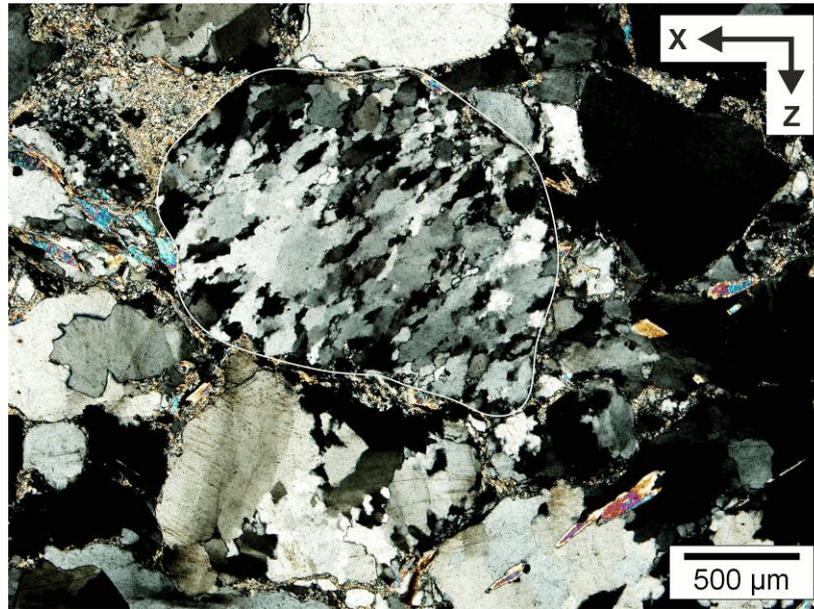


Abbildung 23: Mittelgradiger Mylonit im Konglomerat mit „subgrain rotation“ und eine kristallographischen Vorzugsregelung (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW 35

- **Niedrigtemperierte Mylonite:**

Die niedrigtemperierten Mylonit- Komponenten (Abbildung 24) weisen einen Lagenbau aus sehr feinkörnigen, rekristallisierten und etwas größeren nicht rekristallisierten Quarzkörnern auf. Der Rekristallisationsmechanismus ist „bulging“. Die Komponenten zeigen eine kristallographische Vorzugsregelung.

Muskowit kommt in Rissen und zwischen den Korngrenzen vor und ist meistens sehr klein.

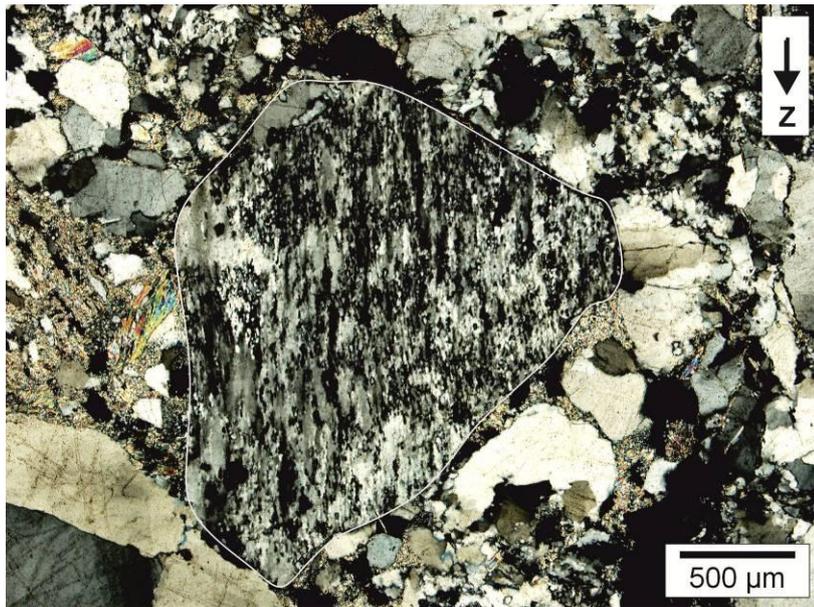


Abbildung 24: Niedriggradiger Mylonit („dislocation glide“- Mechanismus; „bulging recrystallisation“ und eine kristallographische Vorzugsregelung)(Reißbeck); Probe FW38.

- Chert:

Die Chert- Komponenten (Abbildung 25) sind im Gegensatz zu den anderen relativ klein und halten sich im mm Bereich auf. Sie sind extrem feinkörnig und bestehen aus equigranularem Quarz.

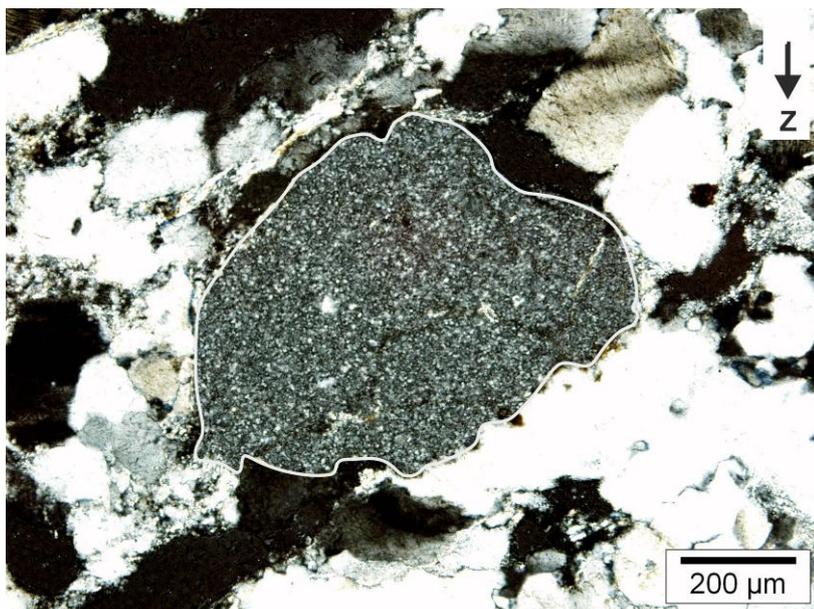


Abbildung 25: Chert-Komponente im Konglomerat (Reißbeck), Probe FW 37a.

- Sandstein:

Die Sandstein- Komponenten (Abbildung 26) stellen einen Feinsandstein dar, der einen relativ hohen Matrixgehalt von etwa 15-20 % hat. In der serizitischen Matrix sind die Quarzkörner eingeschlossen. Die Korngrößenverteilung der Quarzkörner zwischen den einzelnen Gesteinsbruchstücken variiert. Allgemein sind die Körner schlecht gerundet. Die meisten löschen undulös aus. Eine kristallographische Vorzugsregelung der Quarzkörner kann nicht beobachtet werden.

Die vorhandenen Glimmer (Muskowit) innerhalb der Sandsteinkomponenten sind allgemein recht klein, die Häufigkeit jedoch sehr unterschiedlich. Teils durchziehen die Glimmer die Komponente vollständig gegenüber anderen Komponenten, in denen Glimmer nur vereinzelt auftreten. Die Sandsteine haben eindeutig sedimentäre Komponenten die vor ihrer Einbettung keine, oder nur eine äußerst schwache Metamorphose erfahren haben. Es könnte sich entweder um Komponenten, die ihren Ursprung in der Gurktal- Decke hatten, handeln oder um karbone Resedimente.

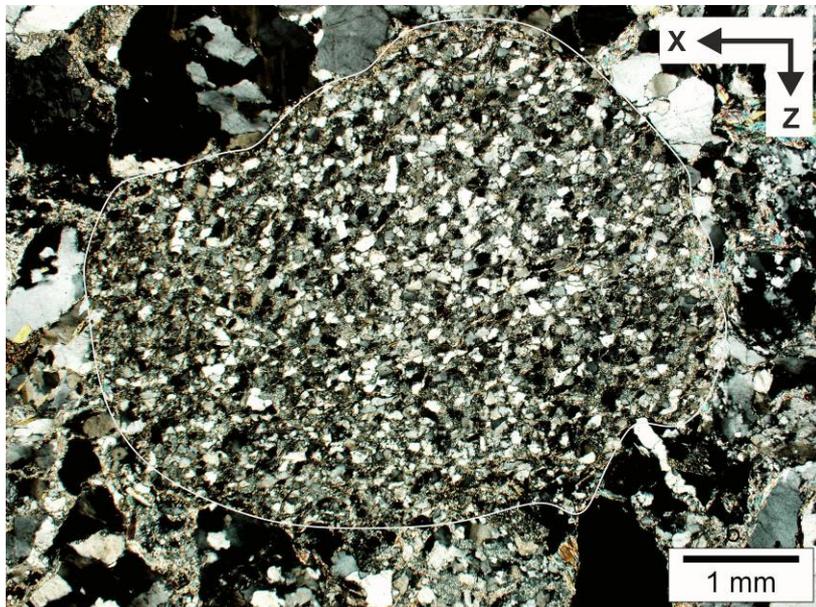


Abbildung 26: Sandsteinkomponente im Konglomerat (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW35.

- Glimmerschiefer:

Die Glimmerschiefer- Komponenten (Abbildung 27) weisen einen Lagenbau aus Quarz- und Muskowitbändern auf, wobei Quarz die Grundsubstanz ausmacht, die von Glimmerbändern durchzogen wird. Die Muskowitbänder sind parallel zur Schieferung eingeregelt, kleinere Glimmerminerale treten auch diskordant zu den Bändern zwischen den Quarzen auf. Die Korngröße der Quarzkörner variiert innerhalb der einzelnen Gesteinsbruchstücke. Die Korngrenzen sind meist gerade ausgebildet und die Körner löschen undulös aus.

In den meisten Glimmerschieferkomponenten kann eine Umwandlung von Muskowit zu Serizit erkannt werden.

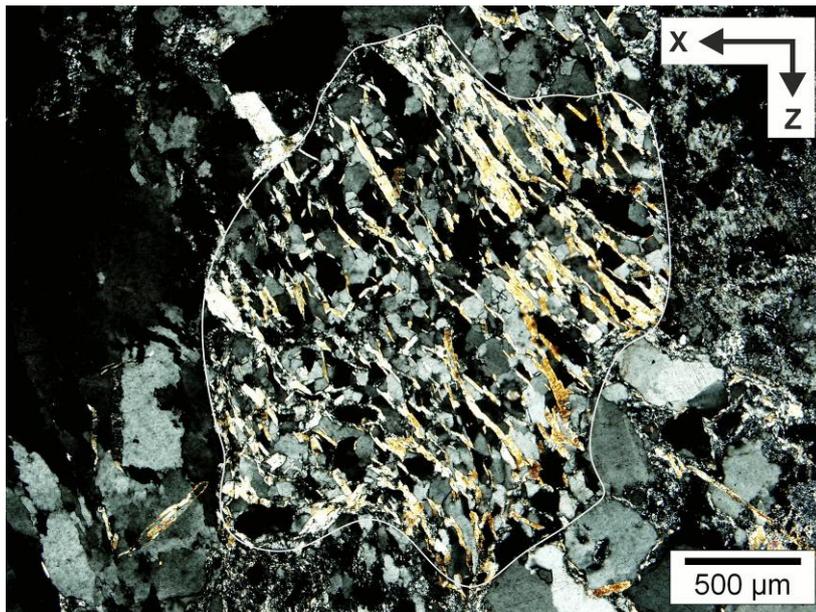


Abbildung 27: Glimmerschieferkomponente im Konglomerat (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW35.

- Ton-Siltstein:

Die Ton- Siltsteinbruchstücke (Abbildung 28) haben einen ähnlichen Aufbau wie die Sandsteinbruchstücke. Sie haben einen relativ hohen Matrixgehalt bestehend aus Serizit. Die Quarzkörner, die in der Matrix eingeschlossen sind, sind unterschiedlich groß aber nicht viel größer als die Matrix selbst. Die Körner sind schlecht gerundet und nicht eingeregelt. Glimmer (Muskowit) treten nur vereinzelt innerhalb der Matrix auf.

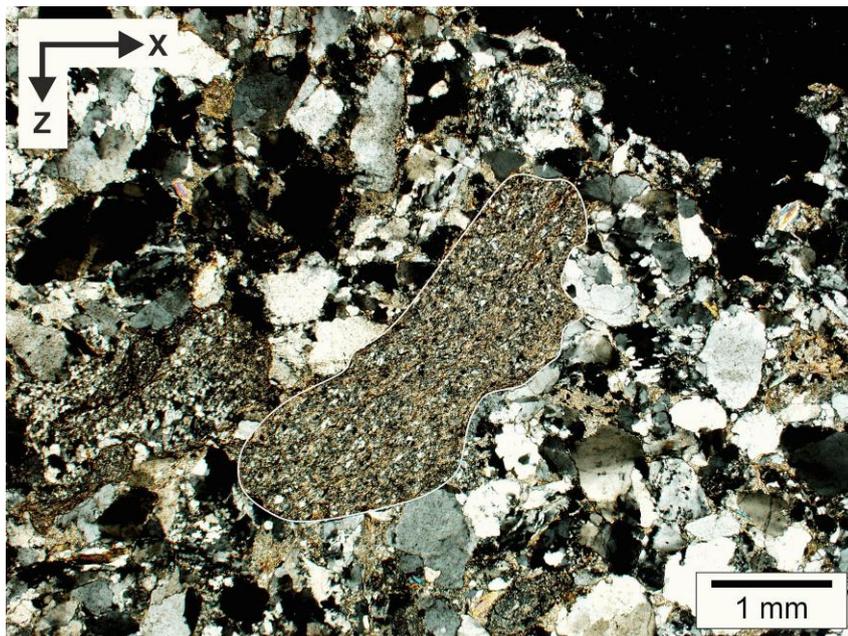


Abbildung 28: Silt-/Tonstein- Komponente (Fortstraße parallel zum Nesselbach), x Richtung Norden; Schliff SK16.

5 Profilbeschreibung der postvariszischen Molasse

5.1 Beschreibung der Lithofaziestypen

Basierend auf der vorherrschenden Lithologie und den Sedimentstrukturen (Abbildung 29, Abbildung 30) können nach Miall (1985) Lithofaziestypen definiert werden. Diese Lithofaziestypen wiederum, charakterisieren den vorherrschenden Ablagerungsraum klastischer Sedimente (siehe Tabelle 1).

Tabelle 1: Tabelle zur Beschreibung der Lithofaziestypen nach Miall (1985)

Fazies und Code	Beschreibung	Interpretation
Konglomerat		
Gmg	Ungeschichtetes Konglomerate gradiert	Barren, Rinnensedimente
Gm	Ungeschichtetes Konglomerate massig	Barren, Rinnensediment
Gp	Planar schräggeschichtetes, dicht gepacktes Konglomerat, komponentengestützt	Barren
Gt/h	Klastengestützte Konglomerate, horizontalgeschichtet	In der Flussrinne abgelagerte Sandkörper
Sandsteine		
Sh	Horizontal geschichtete Sandsteine	Oberes Fließregime
Tonstein		
Fl	Siltige laminierte Lagen	Überflutungssedimente

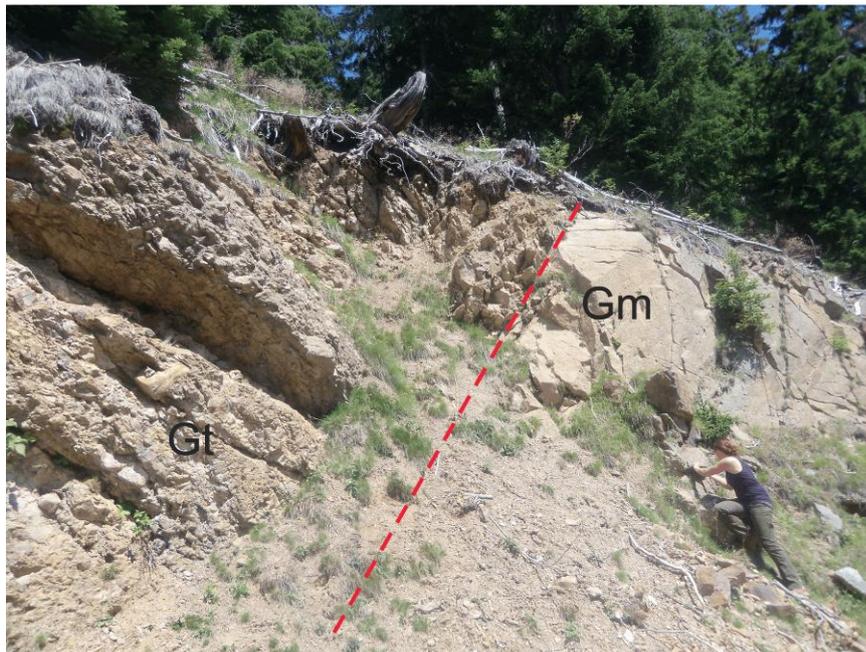


Abbildung 29: Grobkörniges Konglomerat, komponentengestützt Gt im direkten Kontakt (strichlierte Linie) zu einem feinkörnigen massigen Konglomerat Gm (Fortstraße parallel zum Nesselbach).

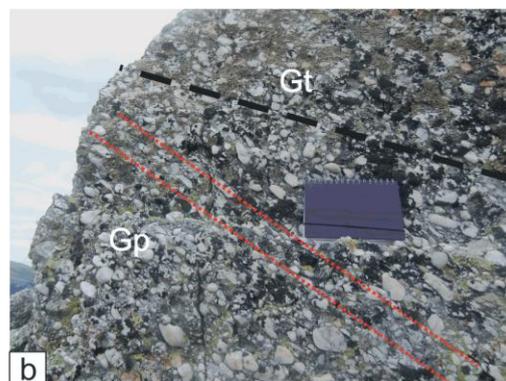


Abbildung 30: a Horizontalschichtung des Konglomerats Gt/h (Steinbachsattel-Reißeck), b Schrägschichtung Gp im Konglomerat mit darüber liegender massiger Konglomeratschicht Gt (Steinbachsattel-Reißeck), c Horizontalschichtung im Sandstein (Steinbachsattel-Reißeck), d Horizontalschichtung im Tonstein (Reißeck-Hochalmköpfl).

5.2 Profil

Das „Königstuhl-Karbon“ ist am besten am Grat vom Hochalmköpfl zum Reißbeck und weiter zum Steinbachsattel aufgeschlossen (siehe Anhang, Abbildung 93). Über diese Strecke wurde ein Profil gelegt um die lithologische Abfolge der Megasequenzen von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen zu verdeutlichen.

An der Basis, am Übergang zum Bundschuhkristallin beim Steinbachsattel, beginnt die Abfolge mit einem groben, stark polymikten Konglomerat. Dabei wurden Paragneiskomponenten mit einem Durchmesser von bis zu 10 cm gefunden. Mikroskopisch ist bei einer Probe des Konglomerats auffällig, dass der Feldspat- Gehalt, vor allem der Albit- Gehalt, im Gegensatz zu den restlichen Proben um einiges höher ist. Die Feldspäte sind im Dünnschliff trotz ihrer Serizitisierung noch deutlich erkennbar. Außerdem ist das Gestein sehr glimmerreich, die detritären Glimmer zeigen eine Umwandlung von Biotit zu Chlorit.

Danach folgt eine über 400 Meter mächtige Abfolge aus Konglomeraten mit zwischengeschalteten Sandstein- und Tonsteinlagen. Bei den Konglomeraten fällt eine „fining upward“ Sequenz auf, bei der die Korngröße ins Hangende hin abnimmt. Auffällig ist an zwei Aufschlusspunkten eine leichte Horizontalschichtung beziehungsweise eine leichte Schrägschichtung, die in der darüber liegenden Schicht nicht mehr zu erkennen ist.

Makroskopisch erscheint das Gestein als monomiktes Quarzkonglomerat, da keine Gneiskomponenten oder andere Fragmente mit freiem Auge zu erkennen sind.

Mikroskopisch hingegen sind Gesteinsbruchstücke enthalten, die aber mengenmäßig mit der Korngrößenabnahme zurückgehen. Außerdem ist auffällig, dass gleichzeitig mit der Abnahme der Korngröße auch der Gehalt an Glimmern abnimmt.

Anschließend an diese „fining upward“-Abfolge, folgt eine „coarsening upward“-Sequenz innerhalb der Konglomerate. Insgesamt nimmt die Korngröße zu, sowohl bei den Gesteinsbruchstücken in den Konglomeraten, als auch in der gesamten Abfolge. Das heißt, dass das mengenmäßige Auftreten von Tonsteinlagen bis zum Gipfel des Reißbecks abnimmt beziehungsweise die Tonsteinlagen nicht mächtiger als 1 Meter sind.

Ab dem Reißbeck Richtung Hochalmköpfl bleiben die Konglomerate grobkörnig (bis zu 20 cm). Außerdem werden die Tonsteinlagen wieder mächtiger. Mikroskopisch ist zu erkennen, dass

innerhalb der Konglomerat-Bereiche beziehungsweise Lagen mit einem hohen Gehalt an eisenreichen Phasen (opake Minerale) auftreten.

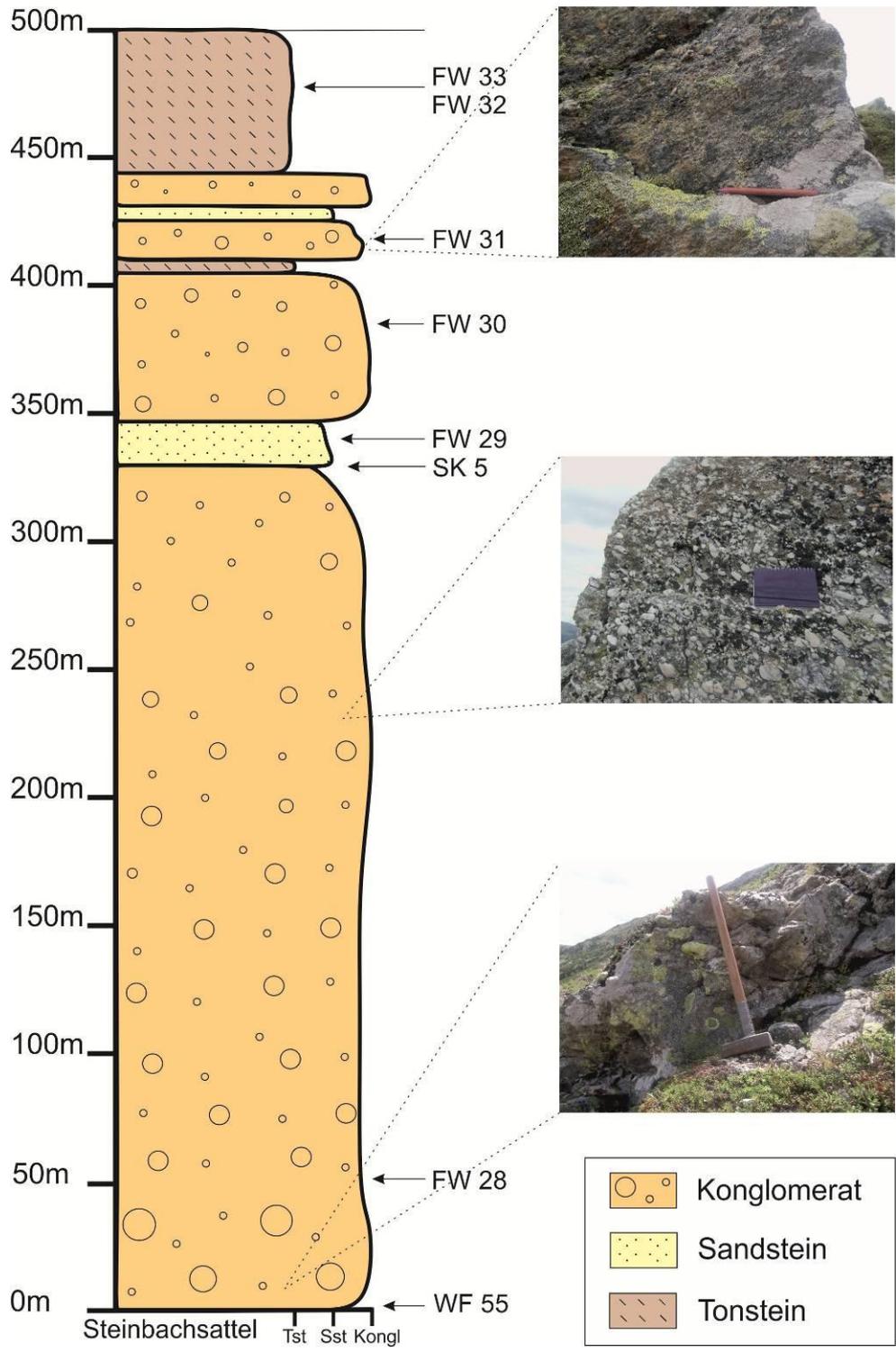


Abbildung 31: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl mit einer „fining upward“-Sequenz, Abschnitt 1.

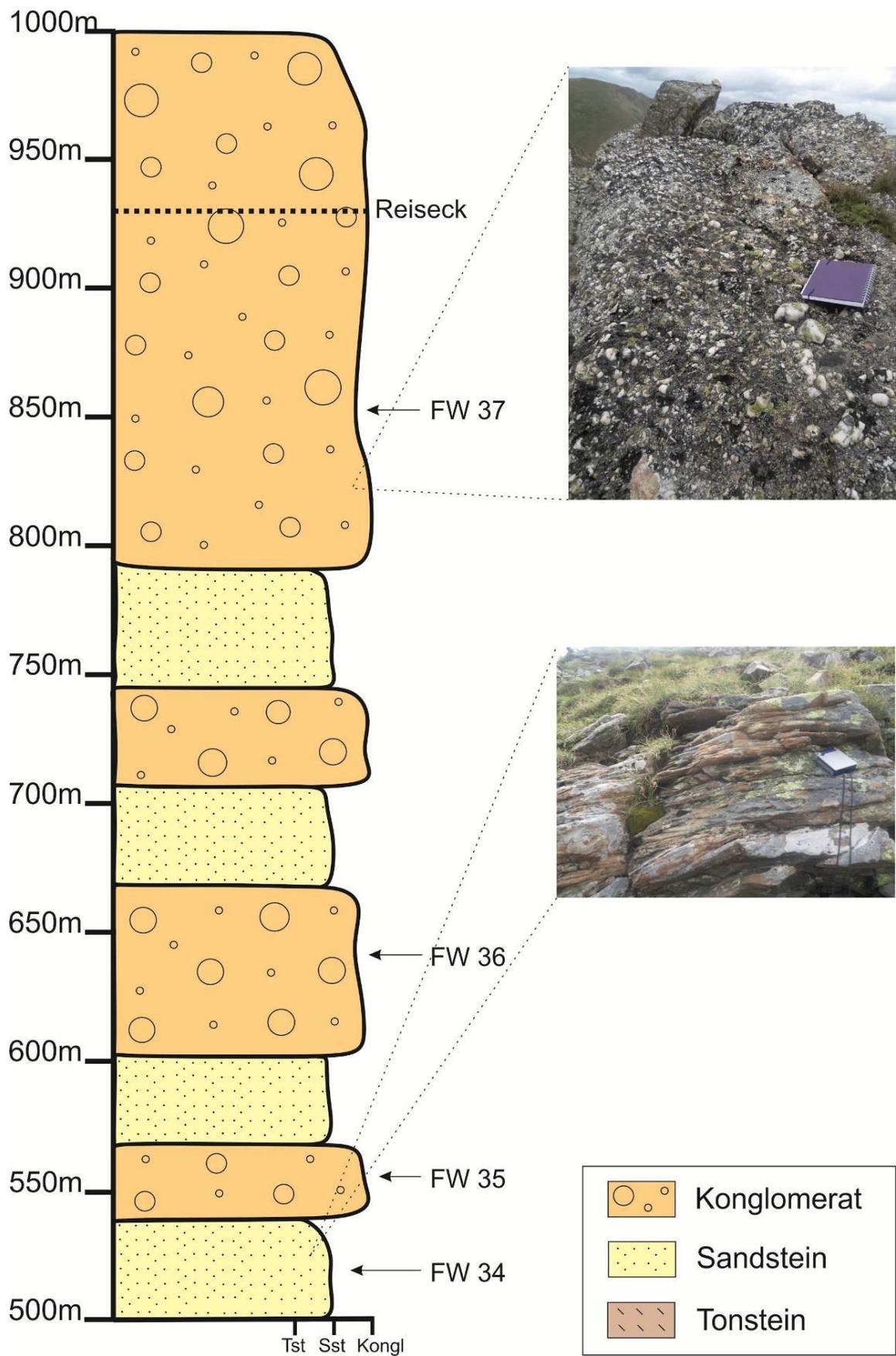


Abbildung 32: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl mit einer „coarsening upward“-Sequenz, Abschnitt 2.

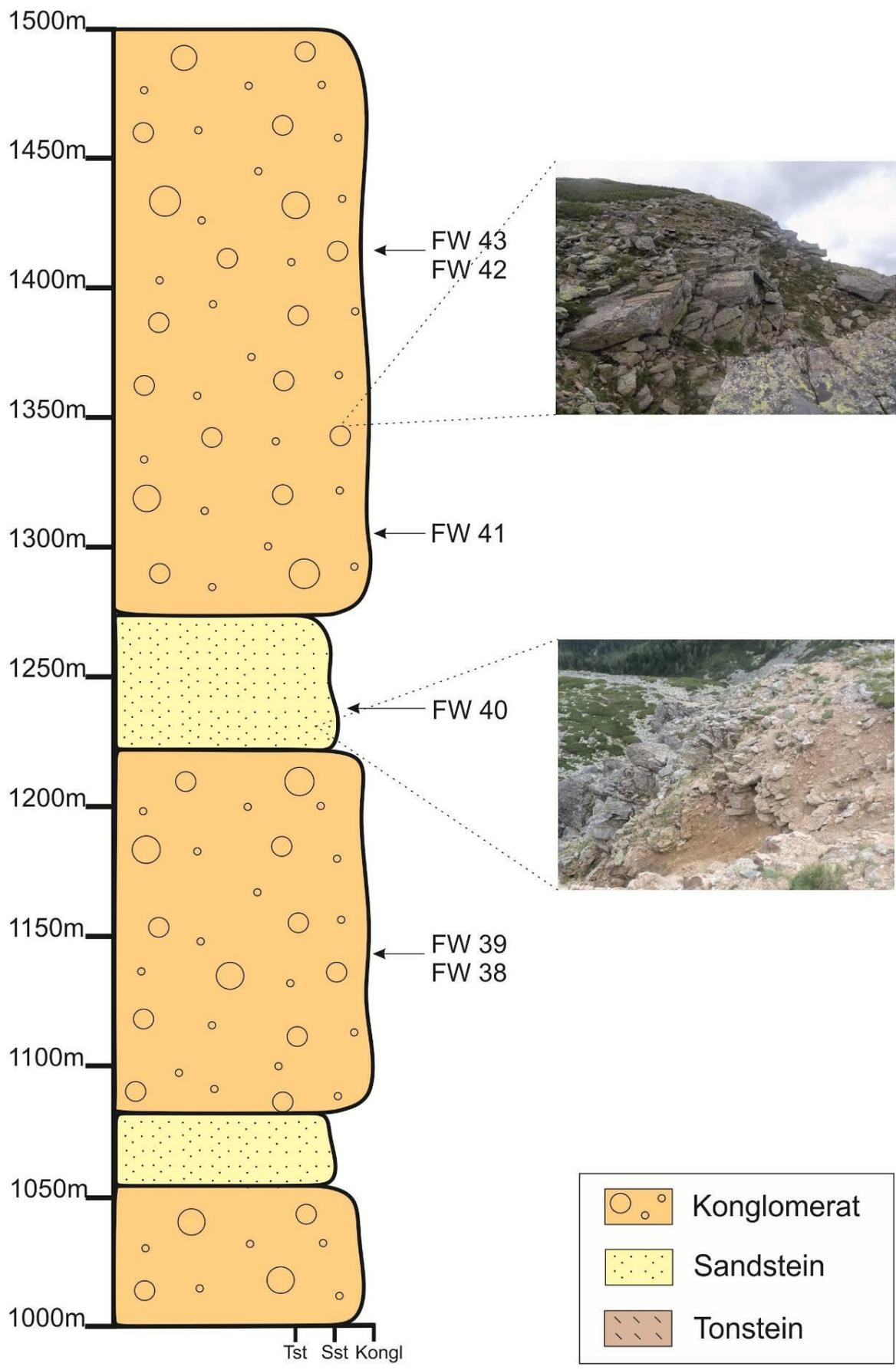


Abbildung 33; Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl, Abschnitt 3.

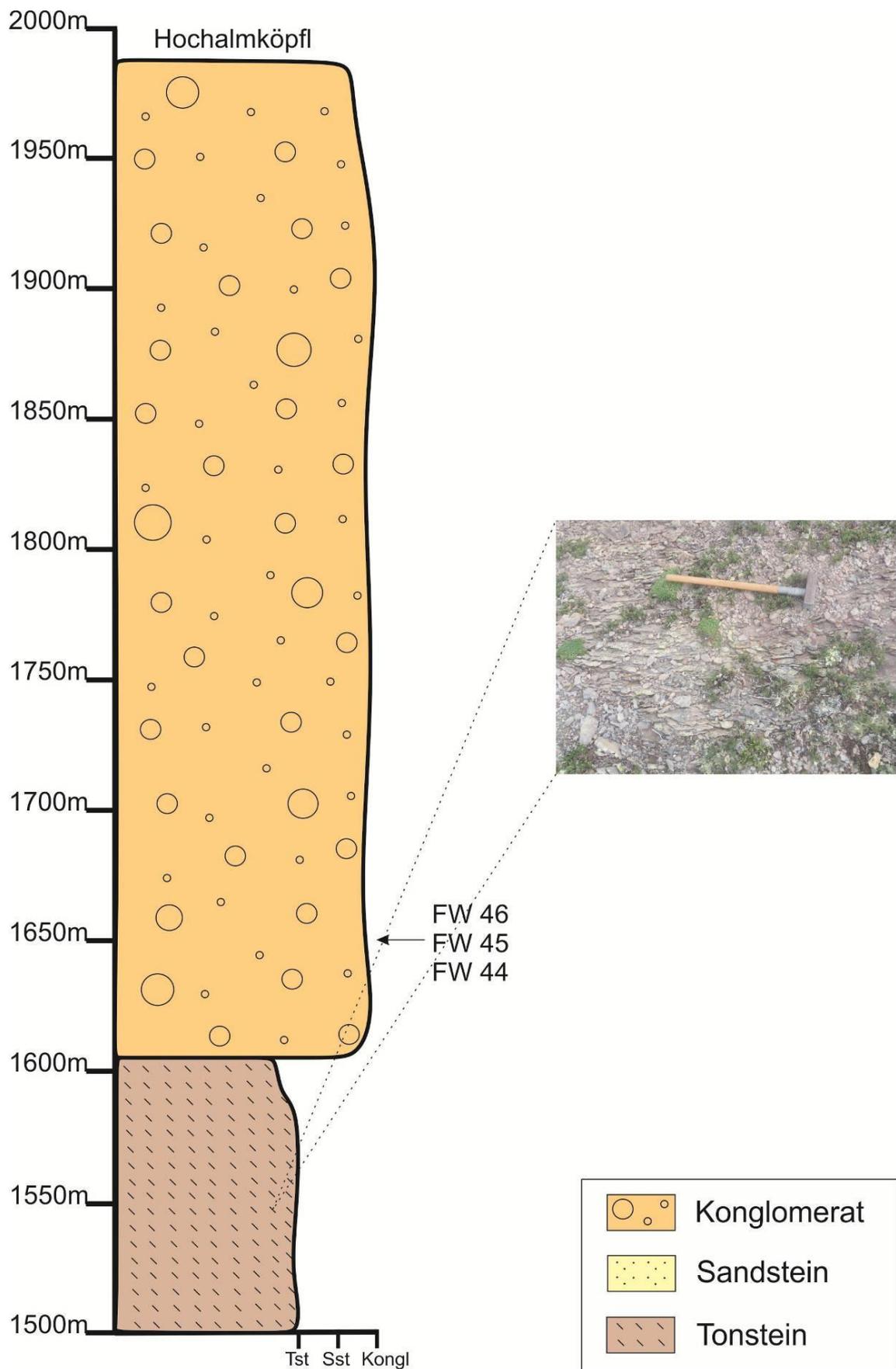


Abbildung 34: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl, Abschnitt 4.

6 Klassifikation und Herkunftsanalyse von Konglomeraten und Sandsteinen

Entlang des Profils Steinbachsattel bis Hochalmsköpfl und weiteren Stellen an den tieferliegenden Forststraßen westlich von Turrach wurden Gesteinsproben von Konglomeraten und Sandsteinen des Karbons genommen. Um das Liefergebiet rekonstruieren zu können wurde eine quantitative Analyse des Mineralbestands durchgeführt.

Der Modalbestand wird mit Hilfe eines „Point-Counters“ an Dünnschliffen ermittelt.

Das Prinzip des „Point-Counters“ beruht auf dem Auszählen einzelner Zählgruppen, die zuvor an Hand der vorhandenen Mineralarten beziehungsweise Gesteinsbruchstücken bei der mikroskopischen Analyse festgelegt wurden. Die Zählgruppen wurden demnach, in Minerale und in die nach Dickinson und Suczek (1979) verwendete Gruppe „Gesteinsbruchstücke“, unterteilt. Zu den Zählgruppen der Minerale werden monokristalliner Quarz, polykristalliner Quarz, Feldspat (Albit, Plagioklas), Glimmer (Muskowit, Biotit, Chlorit), Akzessorien (opake Phasen, Epidot, Turmalin, usw.) und Matrix gerechnet. An Gesteinsbruchstücken wurde niedriggradiger Mylonit, Gneis (hochgradiger Mylonit), Glimmerschiefer, Chert, Sandstein und Silt/ Tonstein ausgezählt.

Die Auszählmethode mit dem „Point-Counter“, beruht auf der Beziehung zwischen Flächenanteil und Volumsanteil, die durch Chayes (1949) mathematische abgeleitet wurde. Die Glagolev-Chayes-Methode bestimmt den prozentualen Flächenanteil einer Phase in einem Flächenabschnitt (Meininger, 2006). Dabei wird am Tisch eines Polarisationsmikroskops der „Point-Counter“ angebracht und das Mineral/ Gesteinsbruchstück unter dem Fadenkreuz identifiziert und gezählt. Dann wird der Dünnschliff um einen definierten Abstand verschoben, damit das nächste Mineral/ Gesteinsbruchstück gezählt werden kann. Der Abstand sollte so gewählt werden, dass der gesamte Dünnschliff mit mindestens 300 Punkten abgedeckt ist, was von der Korngröße abhängig ist.

Bei dieser Analyse wurden pro Dünnschliff 300 Punkte und einen Abstand von 600 μm zwischen den einzelnen Punkten gewählt.

Nach Galehouse (1971) gilt für folgende Vertrauensniveaus von 50% und 96%:

$$E_{50} = 0,6745 \sqrt{\frac{P(100-P)}{N}}$$

$$E_{96} = 2,0235 \sqrt{\frac{P(100-P)}{N}}$$

E...Fehlerbereich in %

N...Anzahl aller gezählten Minerale/Gesteinsbruchstücke

P...Prozentzahl eines Minerals

Folgende Fehlerbereiche ergeben sich bei verschiedenen Prozentsätzen (*P*) von 300 ausgezählten Mineralen/Gesteinsbruchstücke (*N*=300):

<i>P</i>	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
<i>E</i> ₅₀	±1,17%	±1,56%	±1,78%	±1,91%	±1,95%	±1,91%	±1,78%	±1,56%	±1,17%
<i>E</i> ₉₆	±3,50%	±4,67%	±5,35%	±5,72%	±5,84%	±5,72%	±5,35%	±4,67%	±3,50%

Wenn der Anteil eines Minerals/Gesteinsbruchstück 40% des Gesamtanteils ausmacht, liegt der Fehler des mengenmäßigen Anteils dieses Gesteinsbruchstück/Minerals bei 1,91%.

6.1 Herkunftsanalyse

Da die Karbonmolasse sowohl aus Konglomeraten als auch aus Sandsteinen besteht, können Rückschlüsse auf das Liefergebiet auf unterschiedliche Weise gezogen werden:

- Bestimmung des Schwermineralspektrums in den Sandsteinen
- Modalbestandsanalyse der Sandsteine und der Konglomerate sowie eine Komponentenanalyse der Konglomerate

Für die Untersuchung der Karbonmolasse wurden die Analyse des Modalbestands und die Komponentenanalyse der Konglomerate/Sandsteine gewählt, da Konglomerate mit groben Komponenten mengenmäßig häufiger auftreten als Sandsteine. Die ternären Diagramme wurden aufgrund der lithologischen Varietät des Arbeitsgebietes entwickelt, bzw. angepasst. Die in ihnen enthaltenen Abgrenzungen sind nicht auf statistische Untersuchungen zurückzuführen und sollen ausschließlich Trends zeigen

Nachdem der Modalbestand der Konglomerate mit der „Point Counter“- Methode bestimmt worden ist, wurden unterschiedliche ternäre Diagramme erstellt, um Rückschlüsse auf das Liefergebiet machen zu können.

An Hand des Dreiecksdiagramms Quarz-Feldspat-lithische Komponenten (Abbildung 35) kann auf die Transportweite vom Liefergebiet zurückgeschlossen werden. Zu den

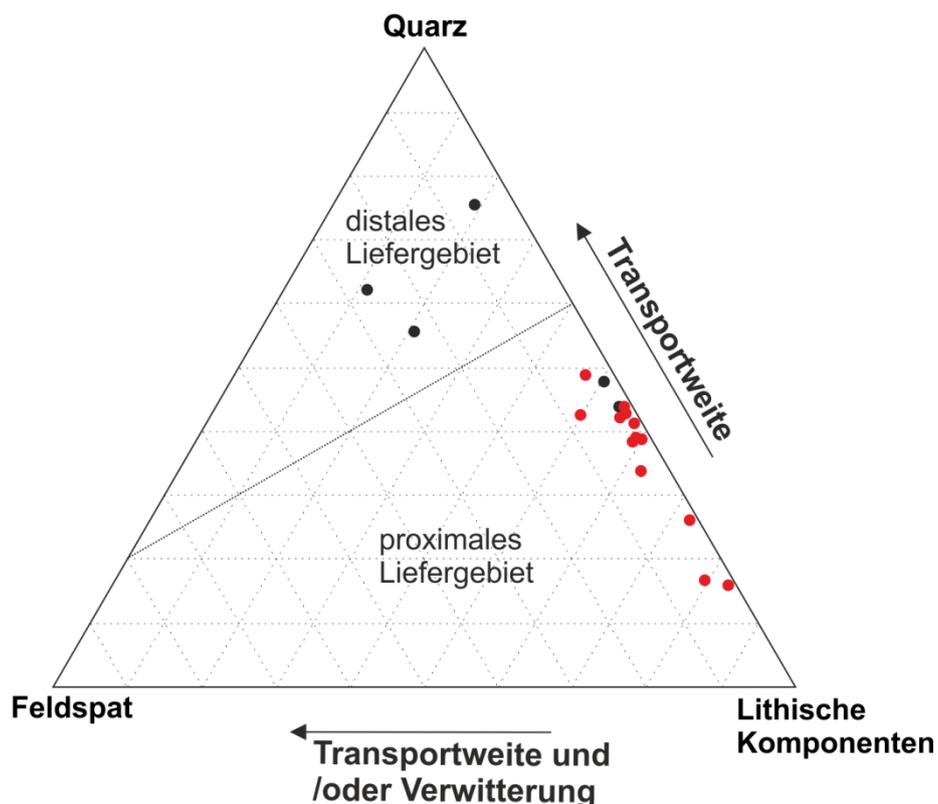


Abbildung 35: Dreiecksdiagramm Quarz-Feldspat-lithische Komponenten mit der Einteilung der Liefergebiete in Abhängigkeit von der Transportweite; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon im Sinne von Frimmel,1984).

lithischen Komponenten zählen alle Gesteinsbruchstücke, die in den Konglomeraten vorhanden sind: niedrigtemperierter Mylonit, Gneis, Glimmerschiefer, Chert, Sandstein und Silt/ Tonstein. Die untersuchten Proben liegen größtenteils nahe der Quarz-lithische Komponenten-Achse. Sie haben einen relativ geringen Feldspatanteil, der durch die sekundäre Umwandlung von Kalifeldspat zu Serizit verursacht werden kann. Auf Grund des verhältnismäßig hohen Gehalts an lithischen Komponenten kann man davon ausgehen, dass die Transportweite nicht besonders groß war. Dies lässt wiederum darauf schließen, dass das Liefergebiet proximal ist. Die wenigen Proben, die innerhalb des Bereichs des „distalen Liefergebiets“ fallen, lassen sich dadurch erklären, dass sie kein grobkörniges Konglomerat sind, sondern ein Feinkonglomerat im Übergang zum Grobsandstein. Sandsteine des Karbons enthalten weniger Gesteinsbruchstücke und einen höheren Quarzgehalt als die Konglomerate. (siehe Kapitel 6.2).

Eine weitere Darstellung des Quarz-Feldspat-lithische Komponenten-Diagramm zeigt den Grad der Desintegration beziehungsweise der Reife (Abbildung 36).

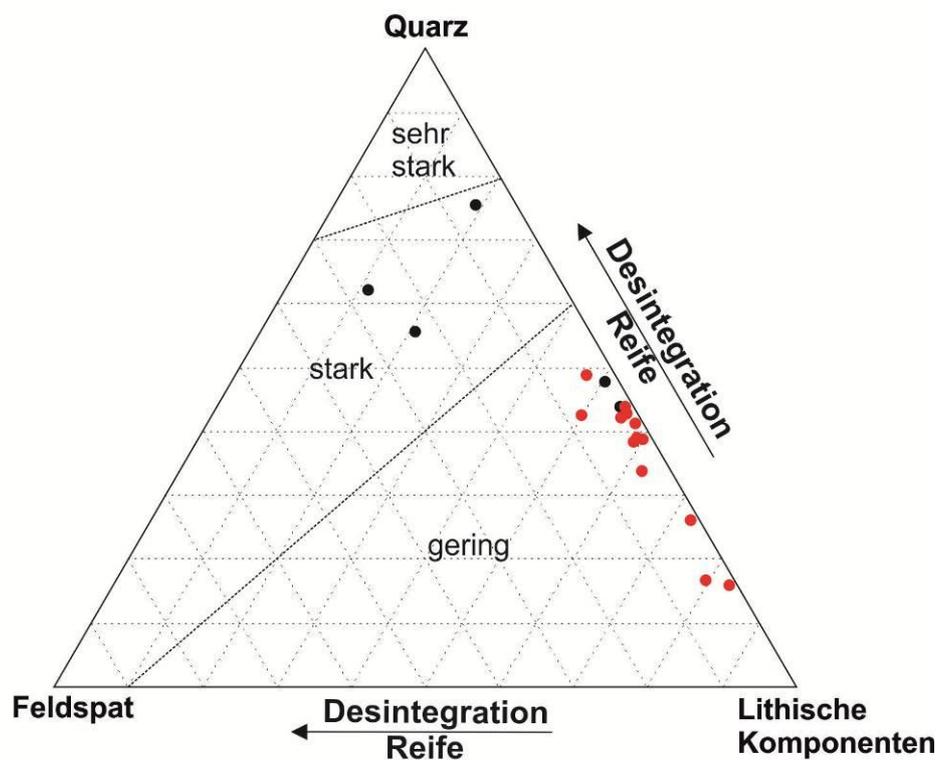


Abbildung 36: Dreiecksdiagramm Quarz-Feldspat-lithische Komponenten mit der Einteilung der Desintegration in Abhängigkeit von der Reife; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon im Sinne von Frimmel, 1984)

Auf Grund der polymikten Zusammensetzung und des hohen Gehaltes an lithischen Komponenten zeigt das Konglomerat eine geringe Desintegration, beziehungsweise eine geringe Reife. Die Proben, die wiederholt die Ausnahme bilden, lassen sich durch das gleiche Argument begründen, dass sie ein Feinkonglomerat im Übergang zum Grobsandstein sind. Dadurch, dass ihre Transportweite größer ist, ist ihre Desintegration stärker.

In Abbildung 37 plotten die Daten innerhalb des Dreiecksdiagramms mit den Eckpunkten polykristalliner Quarz - monokristalliner Quarz – Feldspat alle im Bereich des polykristallinen Quarzes. Obwohl man vermutet, dass die Konglomerate eher einen hohen Gehalt an Feldspat haben sollten, da das Umgebungsgestein sehr feldspatreich ist, ist es doch eher verarmt an dieser Komponente. Der Grund dafür liegt an einer hohen Alteration, die durch die sekundäre Umwandlung von Kalifeldspat zu Serizit gedeutet wird. Serizit bildet größtenteils die Matrix der Konglomerate. Aus dieser Abbildung 37 geht auch hervor, dass es sich um ein metamorphes Liefergebiet handelt. Monokristalliner Quarz wie er häufig in plutonischen Liefergebieten vorkommt ist nicht vorhanden. Die polykristallinen Quarze beinhalten vor allem Mylonite, die bei unterschiedlichen syntektonischen Temperaturen gebildet wurden. Das bedeutet, Gesteine eines prä-sedimentären, gebirgsbildenden Prozesses wurden erodiert.

Im Diagramm (Abbildung 38) mit den Eckpunkten polykristalliner Quarz - monokristalliner Quarz – Chert liegt der Modalbestand wieder im Bereich des polykristallinen Quarzes. Dieses Diagramm gibt Auskunft über den Grad der Metamorphose und der Deformation. Monokristalliner Quarz deutet auf ein granitisches Liefergebiet hin, Chertkomponenten hingegen auf ein sedimentäres Liefergebiet. Durch den hohen Anteil an polykristallinen Quarzen mit einem geringen Anteil an Cherts kann man von einem hochmetamorphen Liefergebiet ausgehen, dass eine starke Deformation erlebt haben muss. Nicht metamorphe, sedimentäre Komponenten sind untergeordnet, aber immerhin vorhanden.

Das nächste Diagramm (Abbildung 39) zeigt die Verteilung von Quarz – lithische Komponenten und Resedimente. Zu den lithischen Komponenten zählen in diesem Fall nur niedriggradige Mylonite, Gneise, Glimmerschiefer und Cherts. Zu den Resedimenten werden die Sandsteine und Silt/ Tonsteine gerechnet. Die Daten liegen vorwiegend mittig an der Quarz - lithische Komponenten - Achse, Resedimente treten nur untergeordnet auf. Der hohe Gehalt an lithischen Komponenten und die wenig vorhandenen

Resedimentkomponenten geben Rückschlüsse auf ein proximales Liefergebiet, da bei einer größeren Transportweite Kornzerkleinerung und Kornzerfall stattfindet und der Anteil an lithischen Komponenten und Resedimente geringer wäre. Weiters geben die Anteile von Resedimenten in den Konglomeraten Auskunft darüber, dass die Sedimentation des Karbons in mehreren Phasen stattgefunden haben muss. Durch eine mehrphasige Sedimentation können Sand- oder Tonsteinfragmente aus den Sand- bzw. Tonlagen erodiert und erneut sedimentiert werden.

Die darauffolgende Abbildung 40 weist Informationen über die tektonische Entwicklung des Liefergebiets auf. Der Modalbestand der untersuchten Konglomerate im Diagramm Quarz – niedriggradiger Mylonit – Gneis zeigt eine durchmischte Verteilung zwischen den drei Komponenten. Der Anteil der Gneise ist im Vergleich zu den anderen beiden Komponenten etwas geringer. Auf Grund der durchmischten Verteilung geht hervor, dass ein kompletter orogener Zyklus erodiert worden ist, der sich jetzt in Form von Gesteinsbruchstücken aus hochtemperierten Gneisgeröllen, exhumierter niedriggradigen Myloniten und Quarzen in den Konglomeraten widerspiegelt. Die zeitliche Einstufung kann nur insofern getroffen werden, als ein prä-oberkarbones Gebirge, das deformiert, exhumiert und anschließend (im Oberkarbon) erodiert wurde.

Die Modalbestandsverteilung im letzten Diagramm (Abbildung 41) mit den Eckpunkten Chert – Glimmerschiefer – Gneis weist durchschnittlich eine Dominanz in der Gneiskomponente auf. Glimmerschiefer treten, sowie Cherts, untergeordnet auf. Allerdings können Cherts in Einzelfällen, aber bis zu 50% der der Zusammensetzung ausmachen. Gneis- und Glimmerschieferfragmente repräsentieren das hochmetamorphe Bundschuhkristallin, Chertkomponenten stellen hingegen vermutlich Komponenten aus der Gurktal- Decke dar. Durch die Abtragung dieser drei Gesteinsarten, kann daraus geschlossen werden, dass die Komponenten sowohl aus dem Bundschuhkristallin als auch aus der Gurktal- Decke angeliefert wurden.

Aufgrund der Kartierung besteht kein Grund eine Unterscheidung von Turrach- und Königsstuhlkonglomerat zu treffen. Allerdings geht aus beinahe allen ternären Diagrammen hervor, dass es sich bei dem Anteil, den Frimmel (1984) als Turrach- Konglomerat beschreibt, um reifere, distale Anteile des Karbons handelt.

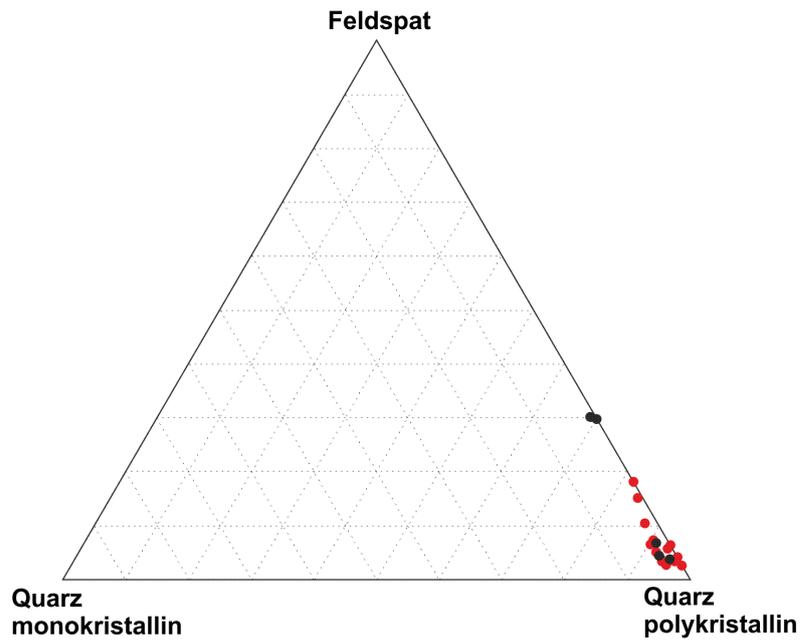


Abbildung 37: Dreiecksdiagramm Feldspat-Quarz monokristallin-Quarz Polykristall mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

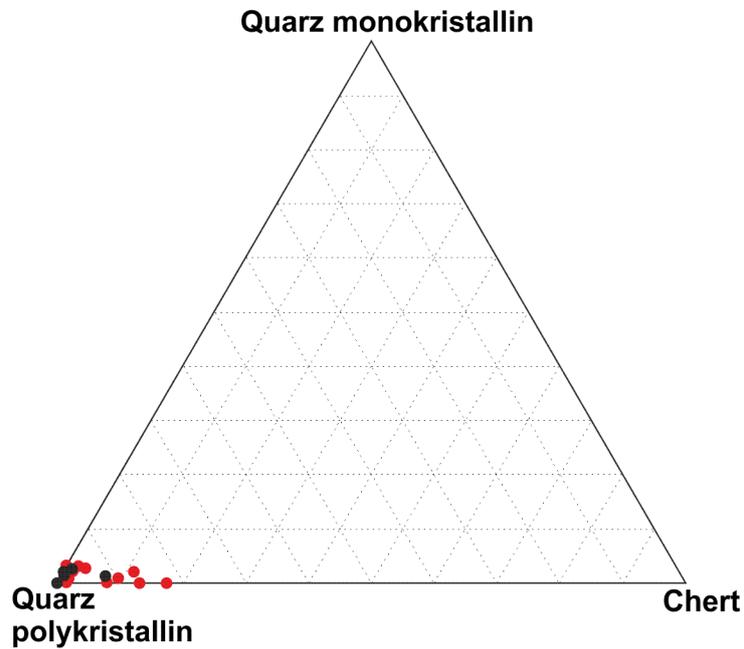


Abbildung 38: Dreiecksdiagramm Chert-Quarz monokristallin-Quarz Polykristall mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon;; Einteilung nach Frimmel, 1984)

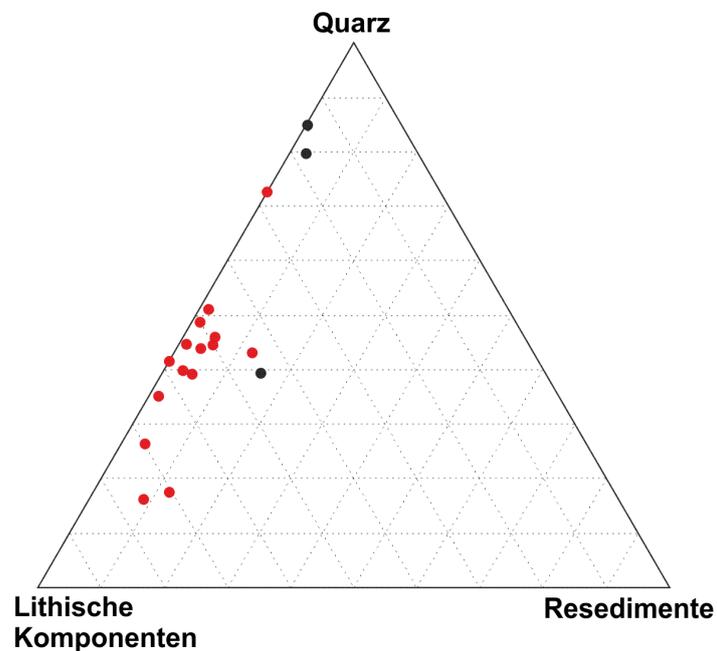


Abbildung 39: Dreiecksdiagramm Quarz-lithische Komponenten-Resedimente mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon;; Einteilung nach Frimmel, 1984)

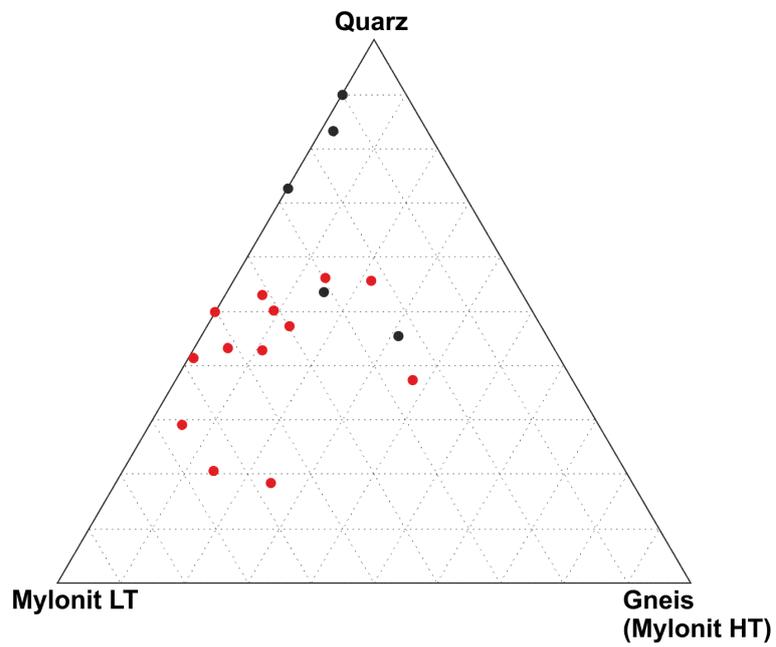


Abbildung 40: Dreiecksdiagramm Quarz-Mylonit LT-Gneis mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

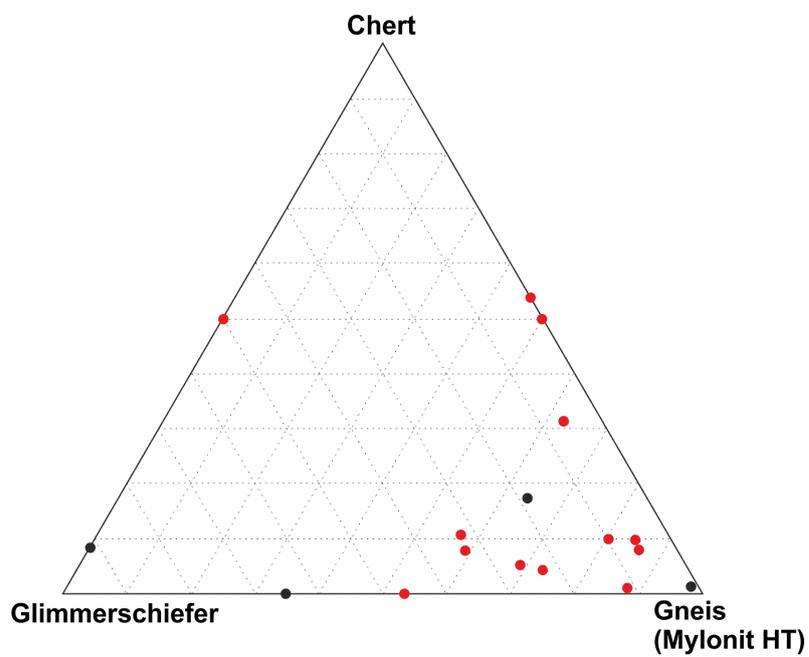


Abbildung 41: Dreiecksdiagramm Glimmerschiefer-Chert-Gneis mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

Für die Liefergebietsuntersuchung der Sandsteine wurde das ternäre Diagramm nach Dickinson und Suczek (1979) verwendet (Abbildung 42). Dieses Diagramm zeigt die Eckpunkte Quarz - Feldspat - lithische Komponenten. Zu den lithischen Komponenten zählen alle Gesteinsbruchstücke, die in der Beschreibung des „Point Counter“- Prinzips aufgezählt worden sind.

Dickinson und Suczek (1979) gehen bei ihrem Diagramm davon aus, dass durch die Zusammensetzung der Sandsteine direkt auf die tektonische Position des Liefergebiets zurückgeschlossen werden kann. Dabei vernachlässigen sie den Einfluss von weiteren Faktoren, wie z. B. Transportmechanismus oder Transportweite.

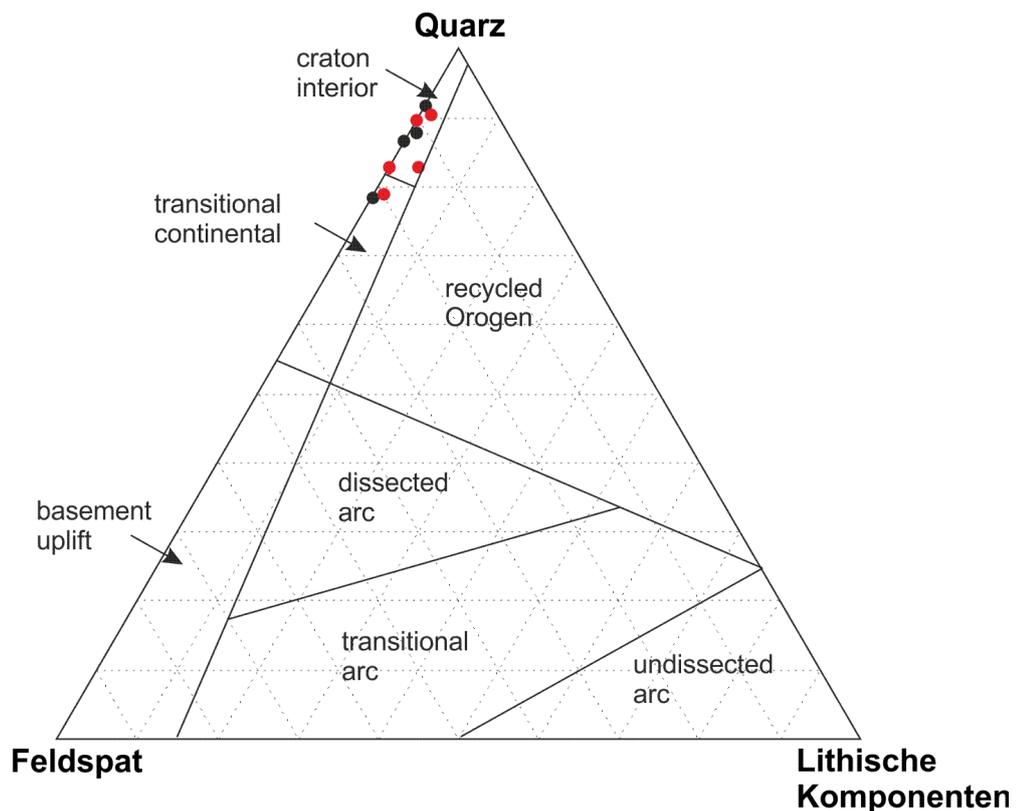


Abbildung 42: Dreiecksdiagramm nach Dickinson und Suczek (1979) mit den untersuchten Sandsteindaten; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

Nachdem die Sandsteine scheinbar verarmt an lithischen Komponenten sind, plotten die Daten der untersuchten Sandsteine auf oder nahe der Quarz–Feldspat-Achse. Dieser Bereich des „continental block“ wird von Dickinson und Suczek (1979) in drei Teilbereiche untergliedert: Den „basement uplift“- Bereich, den „transitional continental“- Bereich und den „craton interior“- Bereich. Innerhalb des „continental block“ fallen die untersuchten Sandsteine vorwiegend in den Bereich des „craton interior“, der sich durch sein hohes Quarz/ Feldspat- Verhältnis charakterisiert. Sandsteine dieses Bereichs erodieren aus Schilden und lagern sich z. B. entlang von Kontinentalhängen ab (Dickinson & Suczek, 1979). Da aber bei diesen Diagrammen die Transportweite bzw. Transportmechanismus nicht berücksichtigt wird, geht nicht hervor, dass die Sandsteine gegenüber den Konglomeraten einen weiteren Transport hatten. Ein längerer Transportweg führt zu stärkerer Kornzerkleinerung oder stärkeren Kornzerfall. Demnach sind in den abgelagerten Sandsteinen des Karbons weniger lithische Komponenten zu finden, als ursprünglich vorhanden waren. Demzufolge müsste die tektonische Position des Liefergebiets der untersuchten Sandsteine nicht im Bereich „craton interior“, sondern in Richtung des Eckpunkts „lithische Komponenten“ in den Bereich „recycled orogen“ verschoben werden.

Die Abbildung 43 zeigt ein ternäres Diagramm mit den Eckpunkten Glimmer - monokristalliner Quarz - polykristalliner Quarz. Die Daten der untersuchten Sandsteine liegen im Eckpunkt polykristalliner Quarz. Das bedeutet, dass der Gehalt von monokristallinem Quarz und Glimmern relativ gering ist. Der Grund für den geringen Gehalt des Glimmers ist eine hohe Alteration.

Auch im darauffolgenden Diagramm Abbildung 44 mit den Eckpunkten Feldspat - monokristalliner Quarz - polykristalliner Quarz plotten die Daten im Bereich des polykristallinen Quarzes. Der Gehalt von monokristallinen Quarz und Feldspat ist wiederum gering. Auch der geringe Anteil von Feldspat deutet auf eine hohe Alteration hin.

Allgemein kann aus beiden Diagrammen rückgeschlossen werden, dass das Liefergebiet hauptsächlich metamorph ist.

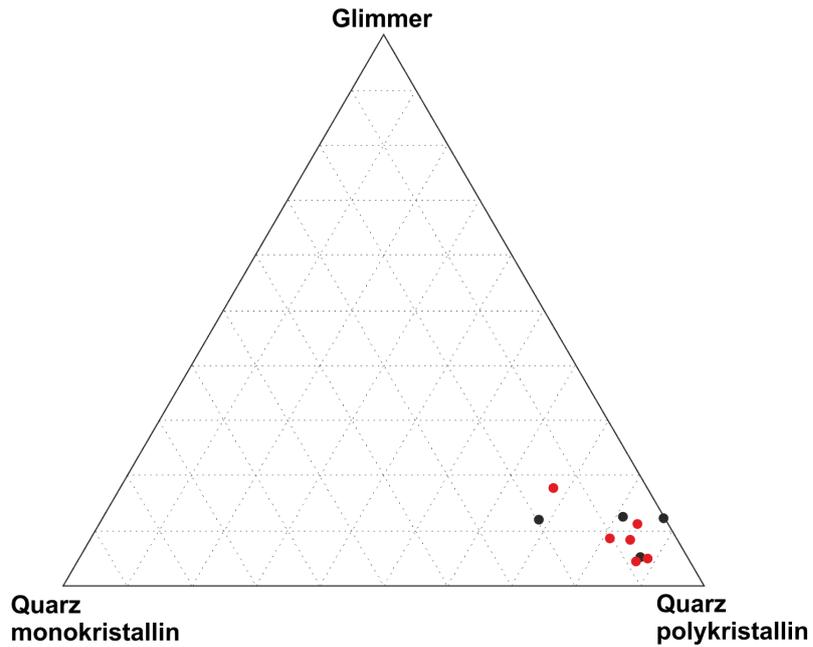


Abbildung 43: Dreiecksdiagramm Quarz polykristallin-Quarz monokristallin-Glimmer mit den untersuchten Sandsteindaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

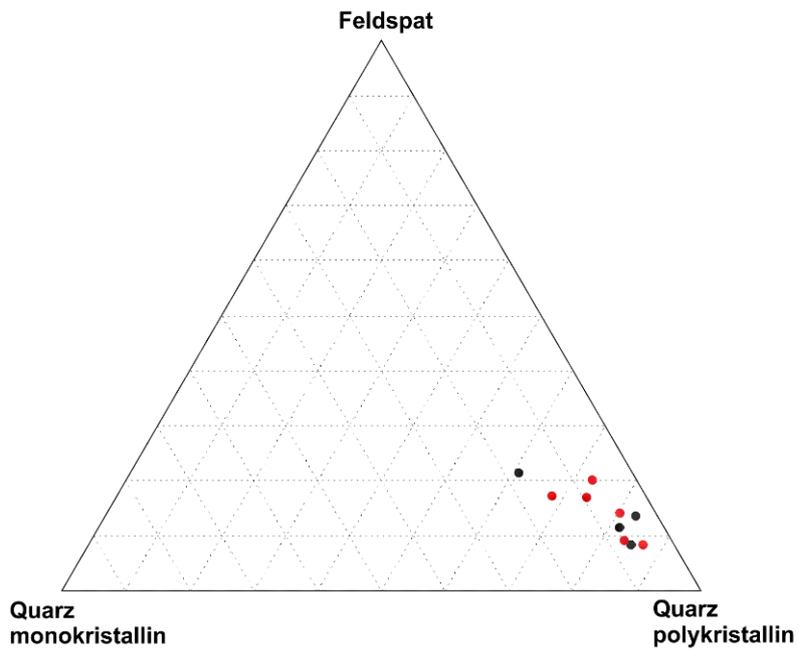


Abbildung 44: Dreiecksdiagramm Quarz polykristallin-Quarz monokristallin-Feldspat mit den untersuchten Sandsteindaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)

6.2 Sandsteinklassifikation

Die Klassifikation der Sandsteine erfolgt über das kompositionelle Prinzip nach Dott (1964). Dabei wird der mikroskopische Modalbestand über die bereits angeführte „Point-Count“-Methode bestimmt, bei der folgende Aspekte beachtet werden: Einerseits der Matrixgehalt und andererseits der Anteil der Sandpartikel Quarz, Feldspat und Gesteinsfragmente, gerechnet auf die Gesamtmenge von Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke.

Diese Klassifikation teilt Sandsteine in Arkose, Litharenite, Quarzsandsteine und Grauwacke ein.

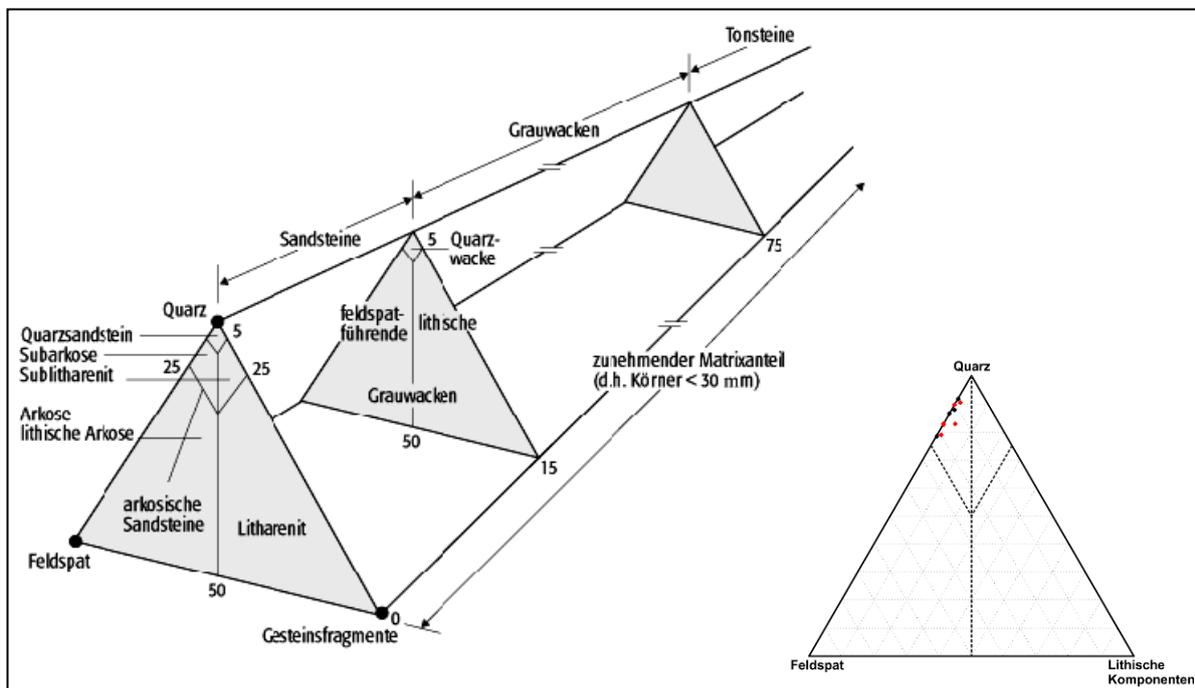


Abbildung 45: Links: Klassifikation der Sandsteine nach Pettijon et al. (1987); rechts: Q-F-L-Plot der untersuchten Sandsteine

In der Abbildung 45 wird deutlich, dass die untersuchten Sandsteine im Q:F:L Dreiecksdiagramm alle auf oder nahe der Feldspat-Quarz-Achse liegen. Gesteinsbruchstücke kommen nur in geringer Größe und Häufigkeit vor. Der durchschnittliche Matrixgehalt liegt bei zirka 20%, das heißt, dass die Proben in den Bereich der Grauwacke fallen würden. Da die meisten Proben den Matrixgehalt von 15% gar nicht, oder nur sehr gering überschreiten, werden die Sandsteine in den Übergangsbereich von Sublitharenit zu lithischer Grauwacke eingegliedert. Der Grund für die Eingliederung in den Bereich Gesteinsfragmente \geq Feldspat

liegt wieder darin, dass bei dem Diagramm nach Dickinson und Suczek (1979) die Transportweite und der Transportmechanismus nicht berücksichtigt werden. Das bedeutet, dass der eigentliche Anteil an lithischen Komponenten höher liegt, als in den Proben bestimmt wurde. Demnach werden die Sandsteine in den Übergangsbereich von Sublitharenit zu lithischer Grauwacke eingeordnet.

6.3 Zusammenfassung und Interpretation

Der hohe Anteil an Komponenten aus dem Bundschuhkristallin in der Karbon-Molasse lässt darauf schließen, dass das Kristallin das Liefergebiet für die Gesteinskomponenten der Konglomerate ist. Tollmanns (1959) tektonische Entwicklung der Ostalpen widerspricht jedoch dieser Annahme, da er das Bundschuhkristallin dem Mittelostalpin und das Karbon dem Oberostalpin zurechnet. Laut Tollmann (1959) waren Mittel- und Oberostalpin vor der alpidischen Deckenstapelung weit voneinander entfernt. So müssten die Gesteinskomponenten der Konglomerate enorme Transportweiten zurückgelegt haben, was jedoch in Anbetracht der Komponentengröße und dem schlechten Rundungsgrad nicht realistisch ist.

Hinsichtlich der überarbeiteten Gliederung von Schmid et al. (2004), in der das Bundschuhkristallin als Decke innerhalb des Oberostalpins eingliedert wird, ist die Herkunft der Gerölle im Karbon vom Kristallin leichter nachvollziehbar.

Nach Frimmel (1984) erlaubt der Vergleich zwischen Bundschuhkristallinfragmenten und dem benachbarten Bundschuhkristallin eine Herleitung der Gerölle aus diesem. Die vorhandenen Unterschiede zwischen Komponenten im Karbon und dem Kristallin können durch eine alpidische Epimetamorphose und Deformation erklärt werden, die größtenteils nur das Bundschuhkristallin betroffen haben und das Karbon verschont ließen (Frimmel, 1984).

Die Sandsteinpetrographie legt ein recyceltes Orogen als Liefergebiet nahe. Die Reliefenergie war generell hoch, belegt durch den hohen Anteil grobklastischer Komponenten.

Die Analyse des Modalbestandes der Konglomerate weist wegen des hohen Anteils von lithischen Komponenten auf ein proximales Liefergebiet hin. Diese Annahme wird verstärkt durch die Größe der Komponenten und den schlechten Rundungsgrad. Auch die geringe Desintegration weist auf eine geringe Transportweite hin.

7 Vergleich innerhalb der Stangnock- Formation

Die auf den Modalbestand untersuchten Proben aus dem Arbeitsgebiet, zählen nach Krainer (1989) zu der Basisserie der oberkarbonen Sedimente.

Krainer (1989) selbst führte fazielle und sedimentpetrologische Analysen vorwiegend in der Haupt- und der Hangendserie durch. Dabei untersuchte er vor allem die Gebiete an der Stangnock-Nordseite und um den Königstuhl.

Im nachfolgenden Kapitel werden die einzelnen Serien innerhalb des Karbons, die aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen bestehen, miteinander verglichen und Unterschiede aufgezeigt.

Die Basisserie ist an unterschiedlichen Stellen am N-Rand der Gurktal- Decke aufgeschlossen. Sedimentäre Strukturen sind nur sehr undeutlich entwickelt. Allgemein sind die Konglomerate schlecht sortiert und schlecht gerundet. Sowohl die Sandsteine als auch die Konglomerate sind relativ unreif. Begründet wird dies mit dem hohen Anteil an lithischen Komponenten (siehe Kapitel 6).

Zuletzt untersuchte Frimmel (1984) diese Serie, die hauptsächlich aus Ortho- und untergeordnet aus Paragneisgeröllen, Glimmerschiefer-, Phyllit-, Quarzit- und Quarzgeröllen besteht, petrographisch und geochronologisch.

Die Hauptserie stellt einen großzyklischen Aufbau aus vorwiegend Konglomeraten, Sandsteinen und abschließenden Tonsteinen dar. Die einzelnen Folgen sind durch scharfe, erosive Grenzen getrennt, die auf tektonische Phasen (Subsidenz) zurückzuführen sind. Die Lithofaziestypen der Hauptserie sind um einiges umfangreicher und besser ausgeprägt als die der Basisserie. Sie reichen von massiven Konglomeraten/ Sandsteinen über horizontalgeschichtete bis trogförmig, schräggeschichtete Konglomerate/ Sandsteine.

Die Hauptserie ist außerdem charakterisiert durch einen Anteil von über 90% an Quarzgeröllen. Diese sind vorwiegend polykristallin aus einem schwach metamorphen Liefergebiet. Untergeordnet kommen auch Lydit-, Kieselschiefer-, Gneis-, Phyllit- und Quarzitgerölle vor (Krainer, 1989).

Die Konglomerate sind gut bis mäßig gerundet und zeigen eine schlechte Sortierung. Sie

haben einen hohen Anteil an sandiger Grundmasse, in der vereinzelt die Gerölle mit ihrer Längsrichtung parallel zur Schichtung eingeregelt sind (Krainer, 1989).

Die mäßig sortierten Sandsteine der Hauptserie werden zu den lithischen Areniten bis Sublithareniten aber auch teilweise zu den lithischen Wacken gerechnet. Die häufigsten Komponenten bilden polykristalline Quarze. Neben weiteren metamorphen Gesteinsbruchstücken wie Gneise und Glimmerschiefer, kommen detritische Glimmer hauptsächlich in Form von Muskowit vor. Der Gehalt an detritischen Feldspat ist sehr gering. Die Ursache dafür kann, wie in der Basisserie, auf diagenetische Prozesse zurückgeführt werden, d.h. dass der Feldspat zersetzt wird und Matrix diagenetisch gebildet wird. Das bedeutet, dass ein hoher Anteil der Matrix als Epimatrix angenommen werden kann.

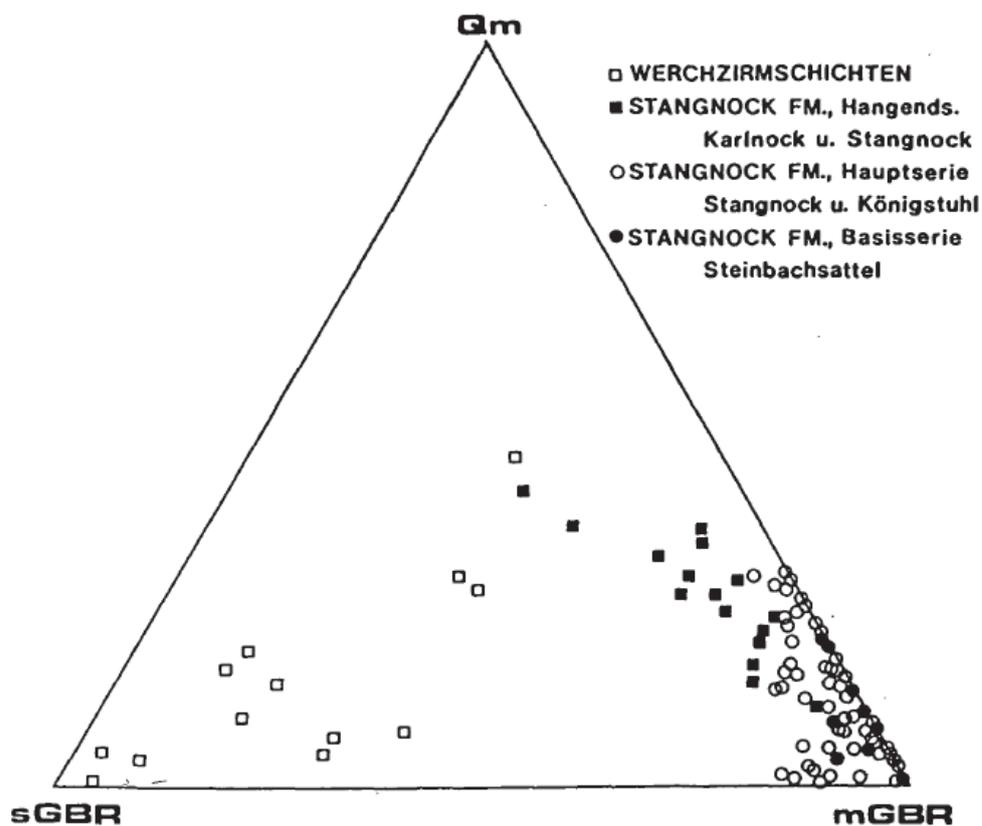


Abbildung 47: Sandsteine der Stangnock-Fm und der Werchzirm-Fm im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) – sGBR (sedimentäre Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke). Die Werchzirmschichten wurden im Perm abgelagert. Nach Krainer (1989).

Die Hangendserie zeigt im Gegensatz zu den anderen Serien ein bunteres Geröllspektrum, das sich durch phyllitische Gerölle, Kieselschiefer- und Quarzitgerölle äußert. Diese Gerölle

werden aus dem Altpaläozoikum der Gurktal- Decke hergeleitet und sind Hauptbestandteile in den Konglomeraten, der Anteil der Kristallingerölle geht vergleichsweise zurück (Krainer, 1989).

Auch die Sandsteine zeigen eine höhere Komponentenvielfalt im Vergleich zu den anderen Serien. Vor allem der hohe Gehalt an monokristallinen Quarzen und detritischen Feldspäten ist auffallend. Der Matrixgehalt liegt über 15%, daher werden die Sandsteine als lithische Wacken eingestuft.

Die Hangendserie weist eine ausgeprägte zyklische Entwicklung aus überwiegend polymikten Konglomeraten und zwischengeschaltetem grobkörnigem Sandstein auf. Am Top der Zyklen folgen mächtige Überflutungssedimente mit eingeschwemmten Pflanzenresten (Krainer, 1989).

	Qm	Qp	.mGBR	sGBR	Chert	F	Fps	G1	Kb	M
Basisserie										
Steinbachsattel (10)	7	27	42	1	.1	5	1	4	.1	13
Hauptserie										
Stangnock (69)	7	46	25	3.5	.1	.4	2	2	–	14
Königstuhl (38)	10	42	22	3	.1	2	2	3	–	16
Hangendserie										
Stangnock (10)	16	27	27	7	–	1	1	2	–	19
Karlnock (8)	17	28	14	7	1	1	3	3	–	26
Königstuhl (2)	16	33	18	1	–	7	5	3	–	19
Werchzirm Fm.										
Karlnock (3)	5	12	13	49	1	.1	–	.1	–	20
Werchzirmalpe (10)	12	11	2	35	16	2	–	–	13	9

Qm = monokristalliner Quarz, Qp = polykristalliner Quarz, mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke, sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke, F = detritische Feldspäte, Fps = Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat (diagenetische Matrix), G1 = detritische Glimmer, Kb = Karbonatzement, M = Matrix.

Abbildung 48: Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Stangnock Fm. Und der Werchzirm Fm. In Klammern Anzahl der Proben.

Die Hauptunterschiede im Modalbestand zwischen den einzelnen Serien sind einerseits die Zunahme von Gesteinsbruchstücken aus dem Altpaläozoikum (Metasedimente) und die gleichzeitige Abnahme von kristallinen Gesteinsbruchstücken von der Basisserie bis zu der Hangendserie. Andererseits nimmt der Gehalt von monokristallinen Quarzen bis zur Hangendserie zu (Abbildung 48).

Strukturell zeigen die Serien deutliche Unterschiede. Innerhalb der Basisserie sind kaum sedimentäre Strukturen zu erkennen, im Gegensatz zur Hauptserie, die Megazyklen mit umfangreichen Lithofaziestypen aufweist. Auffällig bei der Hangendserie sind mächtige Überflutungssedimente, die auf ein stärker gekrümmtes Flusssystem hindeuten.

7.1 Interpretation

Zwischen der Afrikanischen und der Europäischen Platte entwickelte sich während des Karbons eine W-O gerichtete Scherzone. Diese Scherzone führte zur Bildung von intramontanen Becken im Bereich des variszischen Orogens (Abbildung 49).

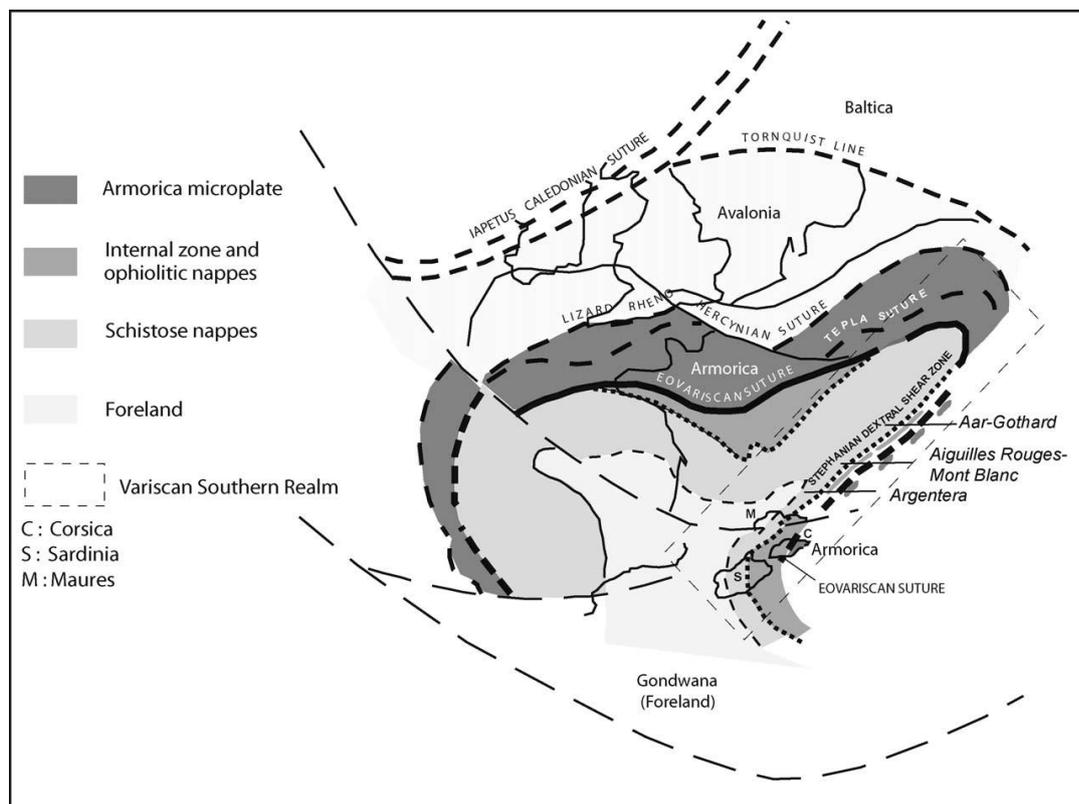


Abbildung 49: Die südlichen Varisziden in Westeuropa während dem Perm. Nach P. Rossi et al. (2009).

Die oberkarbonen Sedimente der Stangnock Formation spiegeln ein solches Becken, das durch Bruchtektonik geformt wurde und mit Molasse Sedimenten gefüllt wurde, wider (Krainer, 1989).

Der Transport und die Ablagerung der Sedimente sind abhängig von dem vorherrschenden West-Ost gerichteten Flusssystem (Krainer, 1989). Die Ablagerungsbedingungen verursachen eine zyklische Ablagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen, die durch verzweigte Flusssysteme, mäandrierende Flusssysteme und Überschwemmungsebenen verursacht worden sind.

Infolge der faziellen und sedimentpetrologischen Analyse der oberkarbonen Sedimente durch Krainer (1989) und Frimmel (1984), ist zu erkennen, dass zunächst vorrangig das

Altkristallin (Gneisgerölle) in der Basisserie aufgearbeitet worden ist. In der Haupt- und Hangendserie wird zunehmend das Altpaläozoikum der Gurktal- Decke abgelagert.

8 Strainanalyse

Strainuntersuchungen an oberkarbonen Konglomeraten wurden aus demselben Grund wie Texturuntersuchungen getätigt. Sie dienen der Abschätzung post-sedimentärer Deformation und somit auch der zeitlichen Zuordnung von Deformationsphasen sowohl im Liefergebiet, als auch im Ablagerungsraum. Bei der Strainanalyse werden finite Verformungsgeometrien erfasst und aufgelöst. Als Verformungsmarker werden sowohl Quarzkomponenten als auch Gesteinsbruchstücke (Mylonite, Gneise, Sandsteine, Ton/ Siltsteine, Cherts und Glimmerschiefer) in den Konglomeraten untersucht und ausgewertet.

Mit Hilfe der geologischen Software „Fabric 8“ kann eine Strainanalyse mit der Projektionsmethode nach Panozzo (1984) durchgeführt werden. Fabric 8 ist eine geologische Software von Dr. Eckart Wallbrecher zur Lösung verschiedener Probleme innerhalb der Strukturgeologie, Gesteinsmechanik, Ingenieurgeologie, physische Geographie, Geophysik und anderen Bereichen der Naturwissenschaften. Das Programmpaket wird auch für die statistische Analyse und Darstellung von Gefügedaten, Lagenkugel- und Richtungsrosen-Darstellungen, Richtungsstatistik, Paläostress-Analyse, Analyse von Faltenformen (Isogonen und Fourier) und Strainanalyse mit verschiedenen Methoden verwendet.



Geological Software

Prof. Dr. Eckart Wallbrecher
Paracelsusgasse 59, A-8010 Graz/Austria
Phone: xx43 (0) 316 383218

Bei der Projektionsmethode nach Panozzo (1984) wird die Form einer Strain-Ellipse aus den Umrisslinien von Partikeln, die als Polygone erfasst werden, ermittelt.

In der Abbildung eines Korngefüges (Mikrogefüge oder Gesteinsoberfläche) werden einzelne Kornumrisse als geschlossene Polygone digitalisiert. Diese Polygone werden virtuell vom Programm schrittweise bis um 180° rotiert. Bei dieser Rotation werden in jedem Rotationsschritt die Umrisslinien auf eine Referenzlinie projiziert. Hierbei wird die Summe

der Längen dieser Projektionen für jedes Winkelinkrement ($\Sigma p[\alpha]$) ermittelt. $\Sigma p[\alpha]_{\max}$ ist die lange Achse der summierten Strainellipsen. Der zugehörige Winkel Θ ist der Neigungswinkel der Ellipse gegen die Referenzlinie. Das Verhältnis $\Sigma p[\alpha]_{\max} / \Sigma p[\alpha]_{\min}$ ist die Elliptizität (R) des Gefüges (Panozzo, 1984).

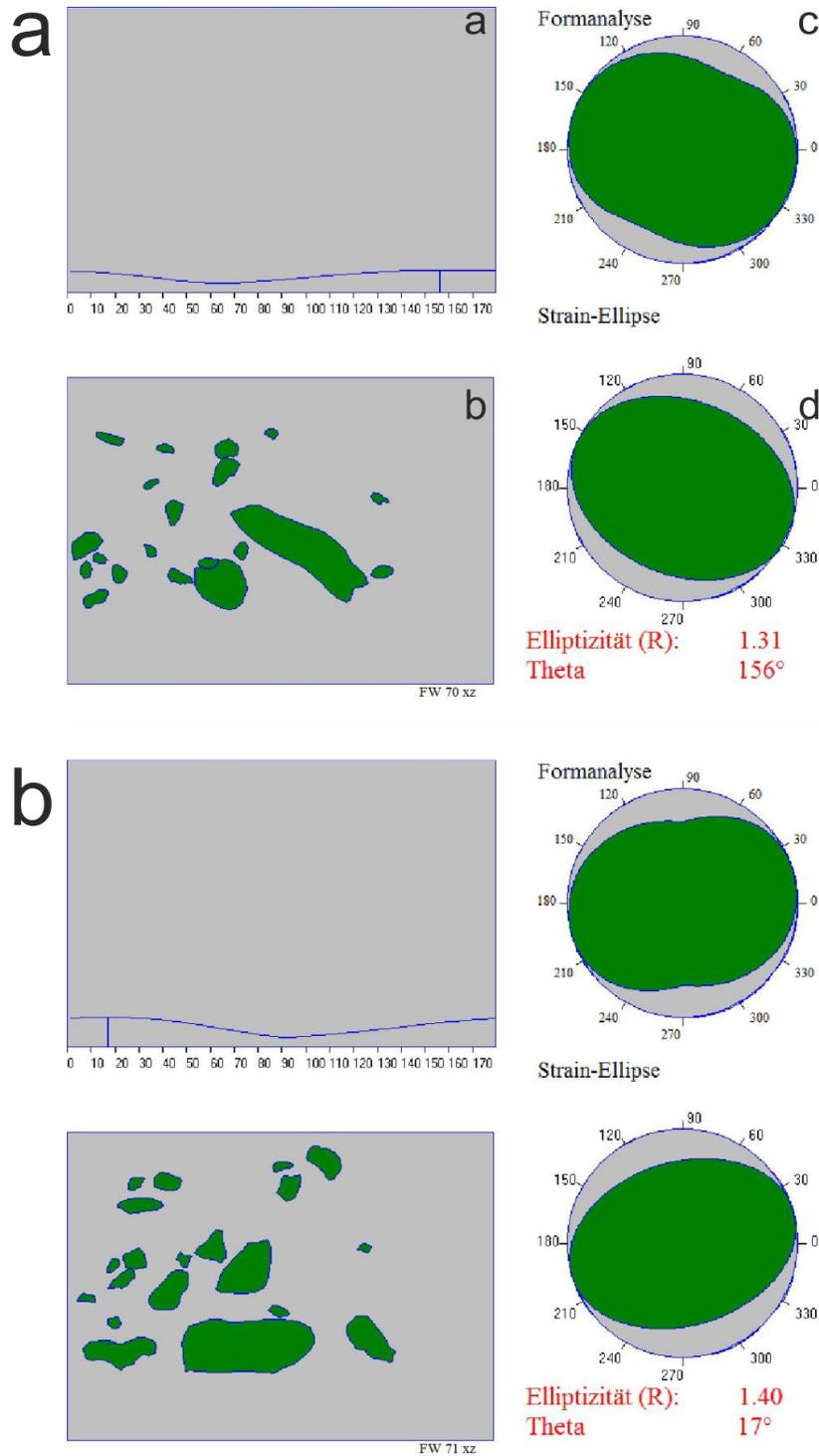


Abbildung 50: Daten R & Theta der Strainanalysen; a: Probe FW 70xz, b: Probe FW 71xz. aa normierte Summen der projizierten Umrisslinie gegen den Rotationswinkel Alpha, Maximum: vertikale Linie; ab digitalisierten Polygone; ac Richtungsrosen aller normierter Summen; ad errechnete Strainellipse aus der Elliptizität R und dem Winkel Theta.

Die Abbildung 50 (a, b) zeigt digitalisierte Polygone anhand eines Fallbeispiels. In der Abbildung 50 (aa) sind die normierten Summen ($\Sigma p[\alpha]$) der projizierten Umrisslinien gegen den Rotationswinkel α dargestellt. Das Maximum ist durch die vertikale Linie markiert. Die Darstellung „Formanalyse“ Abbildung 50 (ac) stellt eine Richtungsrose aller ($\Sigma p[\alpha]$) dar, während die Strainellipse (Abbildung 50 (ad)) aus der Eliptizität R und dem Winkel Θ errechnet wird.

Die Daten der 2-dimensionalen Strainanalyse werden in einer Schnittlage durchgeführt. Zur dreidimensionalen Charakterisierung wurden 2 Schnitte parallel zu den Hauptachsen des Strainellipsoids (XZ, YZ- Schnitt) gemessen. Daraus wurde die dreidimensionale Geometrie berechnet und in ein Flinn- Diagramm (Flinn, 1962) übertragen.

Im Flinn-Diagramm wird auf der Ordinate das Verhältnis $a = X/Y$ (Längenverhältnis der längsten und mittleren Hauptachse des Strainellipsoids) und auf der Abszisse das Verhältnis $b = Y/Z$ (Längenverhältnis der mittleren und kurzen Hauptachse des Strainellipsoids) dargestellt.

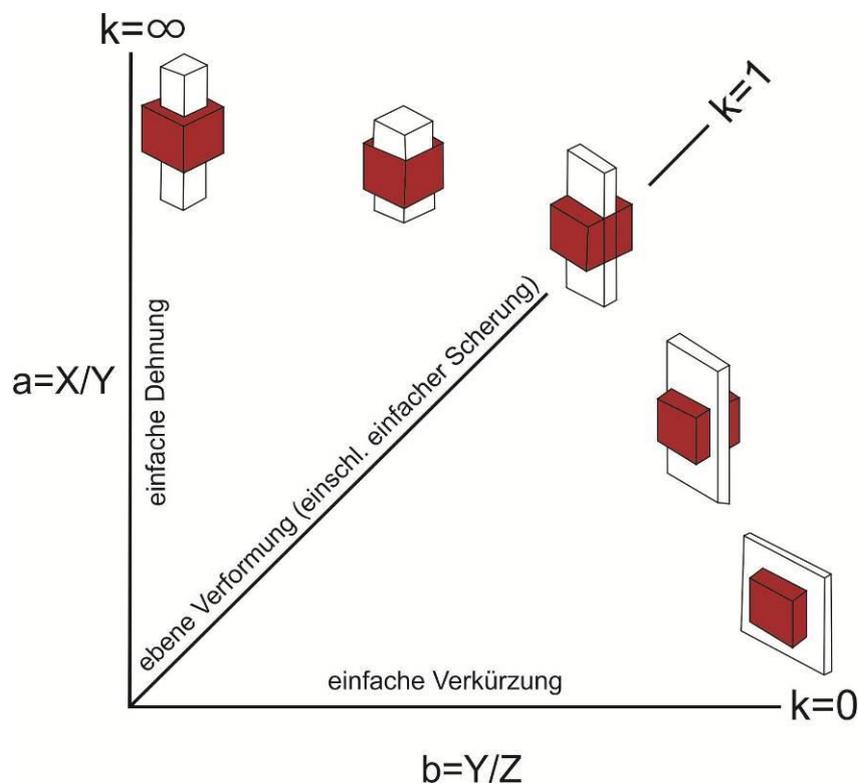


Abbildung 51: Flinn Diagramm mit der Darstellung der Strainellipsoides und des Würfels; durch $k = (a-1)/(b-1)$ erfolgt die Unterscheidung der verschiedenen Formen des finiten Ellipsoides; (Verändert nach Meschede, 1994)

Der k-Wert beschreibt die Form eines Ellipsoids. $k = \infty$ ergibt sich bei prolater Verformungsgeometrie (uniaxiale Längung) (Abbildung 52). Prolate Formen liegen nahe der Ordinate. $k = 0$ ergibt sich aus einer oblaten Geometrie (uniaxiale Kürzung)(Abbildung 52). Oblate Formen liegen nahe der Abszisse. $k = 1$ ergibt sich bei ebener Verformung (Abbildung 52). Bei dieser Deformation bleibt erfolgt in Richtung Y-Achse keine Elongation. Findet entlang der X-Achse keine Längenveränderung statt gilt $e=0$. Durch die Formel $k=(a-1)/(b-1)$ erfolgt die Unterscheidung in verschiedene Formen der finiten Ellipsoide.

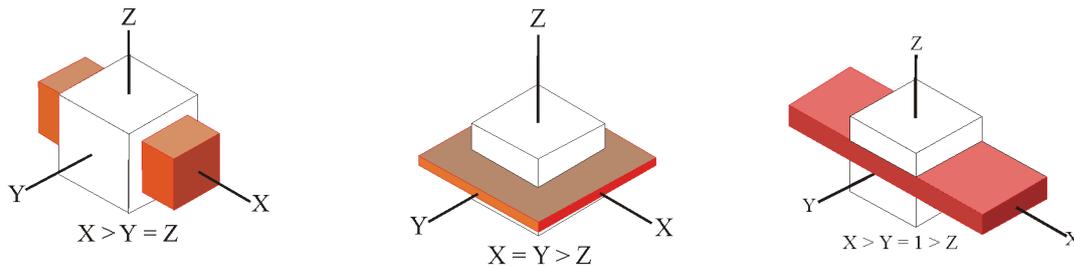
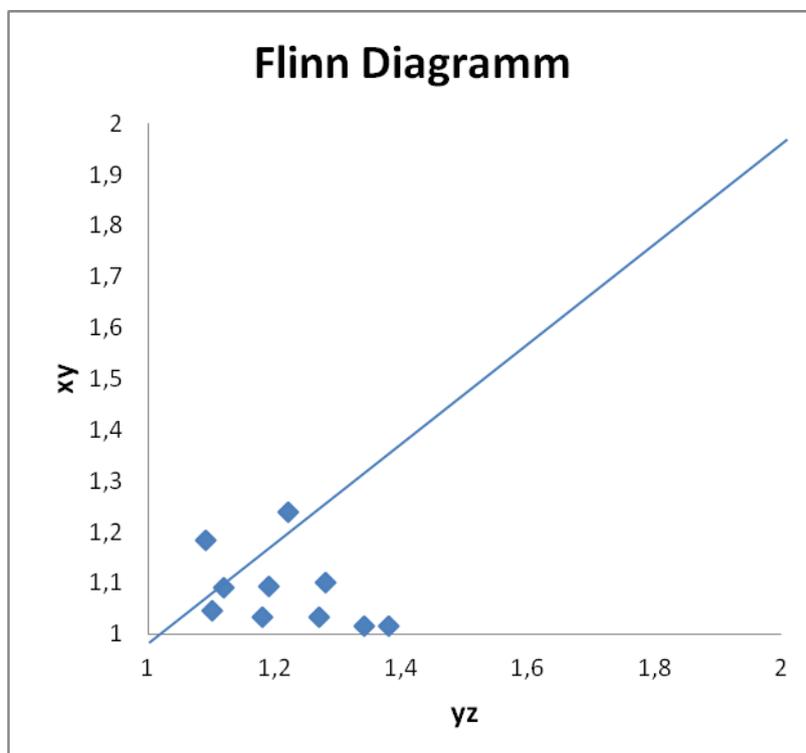


Abbildung 52: Darstellung der Formen einzelner Strainellipsoide und der ausgehenden Würfelformen angelegt an die Achsen x, y und z. Links: uniaxiale Längung, prolate Form; Mitte: uniaxiale Kürzung, oblate Form; Rechts: ebene Verformung



Probenr.	RfYZ	RfXY
FW 28	1,29	0,84496124
FW 36	1,41	0,90780142
FW 39	1,18	1,03389831
FW 41	1,51	0,80794702
FW 42	1,3	0,91538462
FW 43	1,36	0,98529412
FW 44	1,12	1,08928571
FW 45	1,15	0,95652174
FW 70	1,27	1,03149606
FW 71	1,38	1,01449275

Abbildung 53: Errechnete Daten der Strainanalyse für das Flinn-Diagramm

Abbildung 54: Diagramm: Flinn Diagramm mit den geplotteten Daten der Strainanalyse, siehe Abbildung 54.

Mit Hilfe der Strain-Daten der Messebenen XZ und YZ kann XY bestimmt werden (Abbildung 53). XZ und YZ werden dabei kombiniert: $XY = XZ/YZ$

Damit erhält man einen Datenpunkt des finiten Strainellipsoides der im Flinn Diagramm dargestellt werden kann und die Strain-Geometrie darstellt.

Die errechneten Werte im Flinn Diagramm (Abbildung 54) liegen sehr nahe am Ursprung und zeigen daher so gut wie keinen Strain. Wie schon im Gelände beobachtbar bedeutet das, dass die post-oberkarbone Verformung der Komponenten und vermutlich generell im Arbeitsgebiet, äußerst gering war. Daraus ergibt sich zwangsläufig, dass die intensive Verformung im benachbarten Bundschuhkristallin von prä-sedimentärem Alter ist.

9 Quarztexturen in der postvariszischen Molasse

Diese Untersuchungen wurden getätigt um die ausgeprägten Texturen und damit die intensive Verformung des Bundschuhkristallins mit der Verformung innerhalb der Konglomerate zu vergleichen. Damit kann die relative Internbeziehung der Verformung, post- oder prä- Oberkarbon, leicht plausibel gemacht werden. Bei der Texturanalyse von Geröllen in der Karbonmolasse werden die Quarz-Komponenten des Konglomerats, wie zuvor beschrieben, bezüglich kristallographischer Vorzugsregelung analysiert.

Die dabei erstellten Quarz-C-Achsenverteilungen zeigen teilweise eine intensive Gitterregelung mit einer „multiples of random“ – Verteilung bis 9 (z.B. Abbildung 55, Probe FW71xz).

Allerdings ergeben die Daten keine interpretierbaren Muster bezüglich Kinematik und Straingeometrie. Der Grund dafür ist, dass die Komponenten der Konglomerate bei ihrer Sedimentation ihre ursprüngliche Lagerung verlieren und ihre Lage innerhalb der Sedimente beliebig sein kann. Weiters kann damit keine Analyse im Bezug auf das kinematische Koordinatensystem der mylonitischen Deformation durchgeführt werden.

Interpretation:

Einerseits zeigen die Quarz-C-Achsenverteilungen, dass eine prä-sedimentäre Textur vorhanden ist, die aber auf Grund der zufälligen Orientierung in den karbonen Sedimenten nicht interpretierbar ist.

Andererseits ist die post-sedimentäre, alpidische Tektonik zu schwach um die Gitterregelung der prä-karbonen Deformation zu überprägen. Dies belegt, dass die intensive Verformung im Bundschuhkristallin prä-Oberkarbon sein muss. Post-oberkarbone Deformation beschränkt sich auf spröde Strukturen und Deformation unter niedrigen metamorphen Bedingungen, wie sie zum Beispiel an Chlorit gefüllten Dehnungsgängen sichtbar sind.

Gesamt stimmt diese Aussage mit den Ergebnissen der Strainanalyse überein.

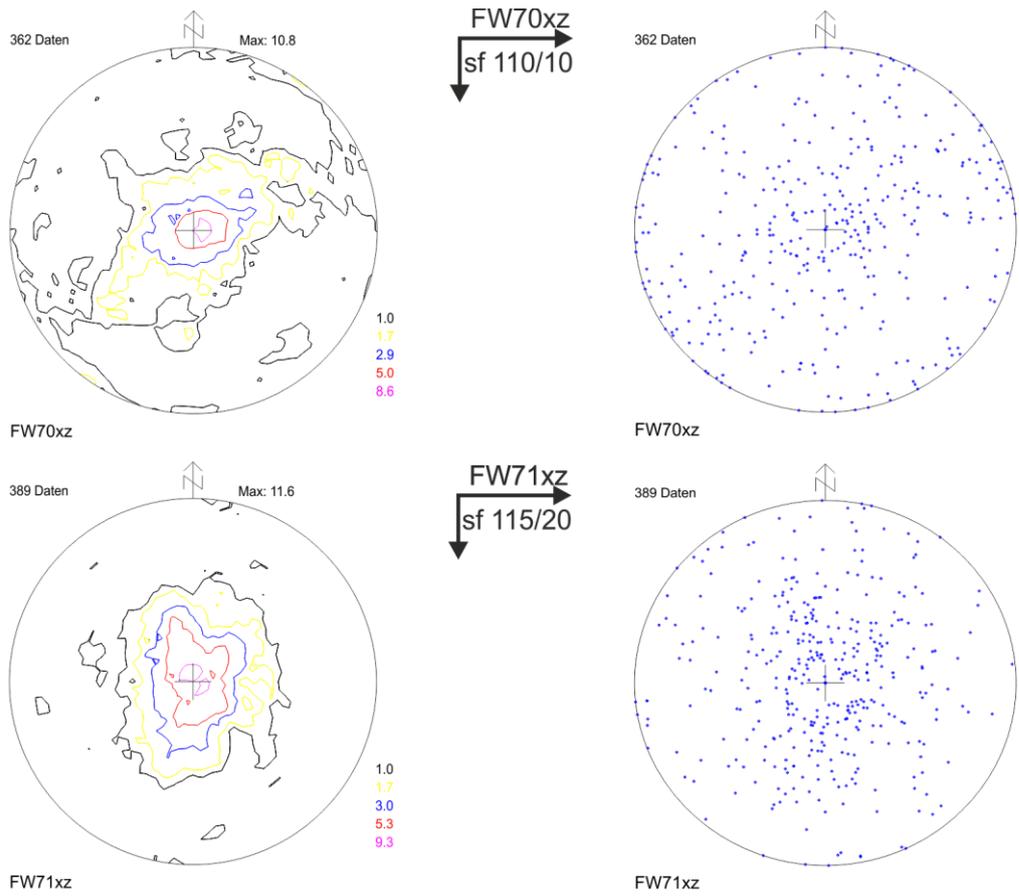


Abbildung 55: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 70xz und FW71xz. Zwischen den Isolinienplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

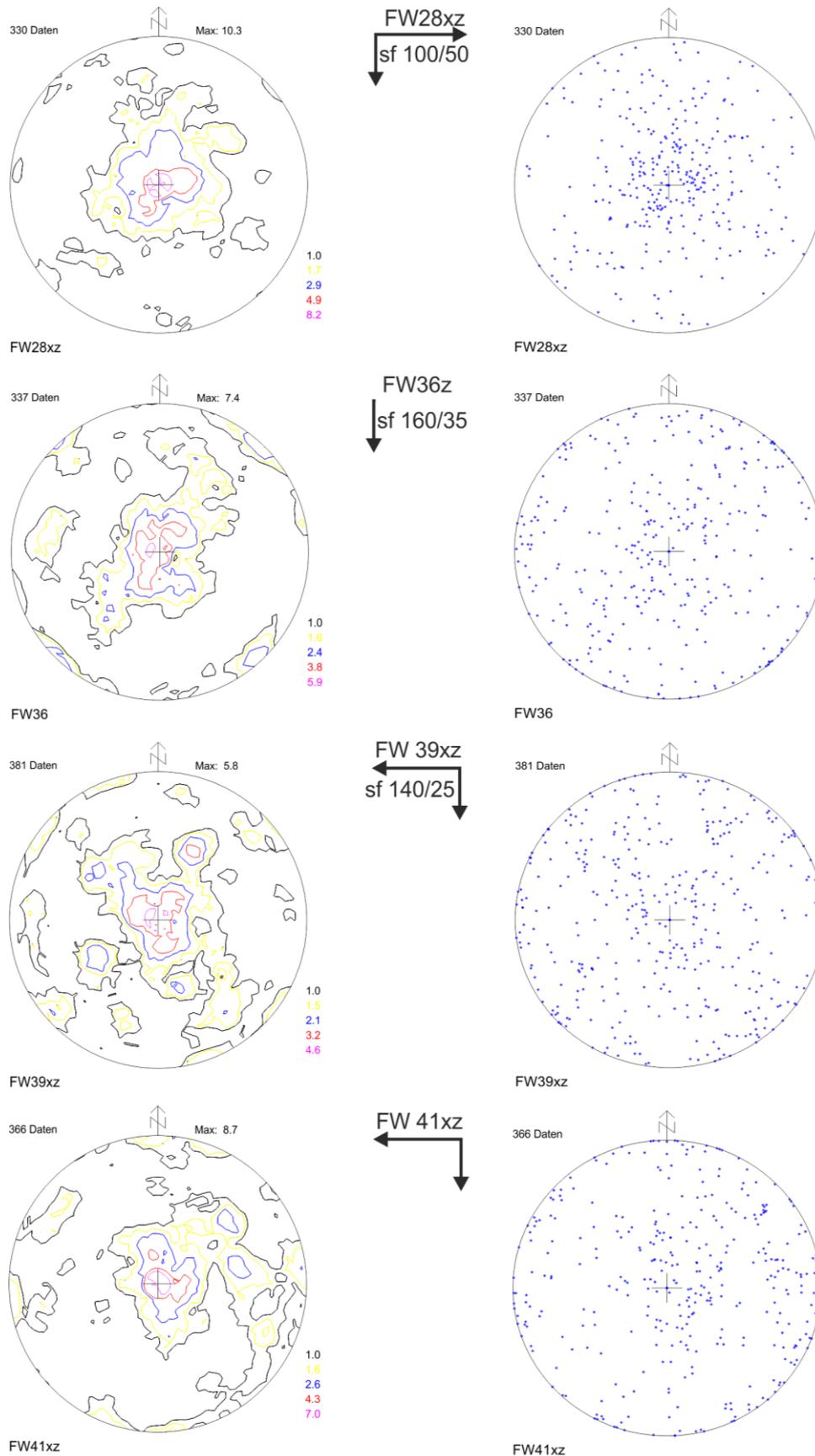


Abbildung 56: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 28xz, FW36z, FW39xz und FW41xz. Zwischen den Isolinienplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

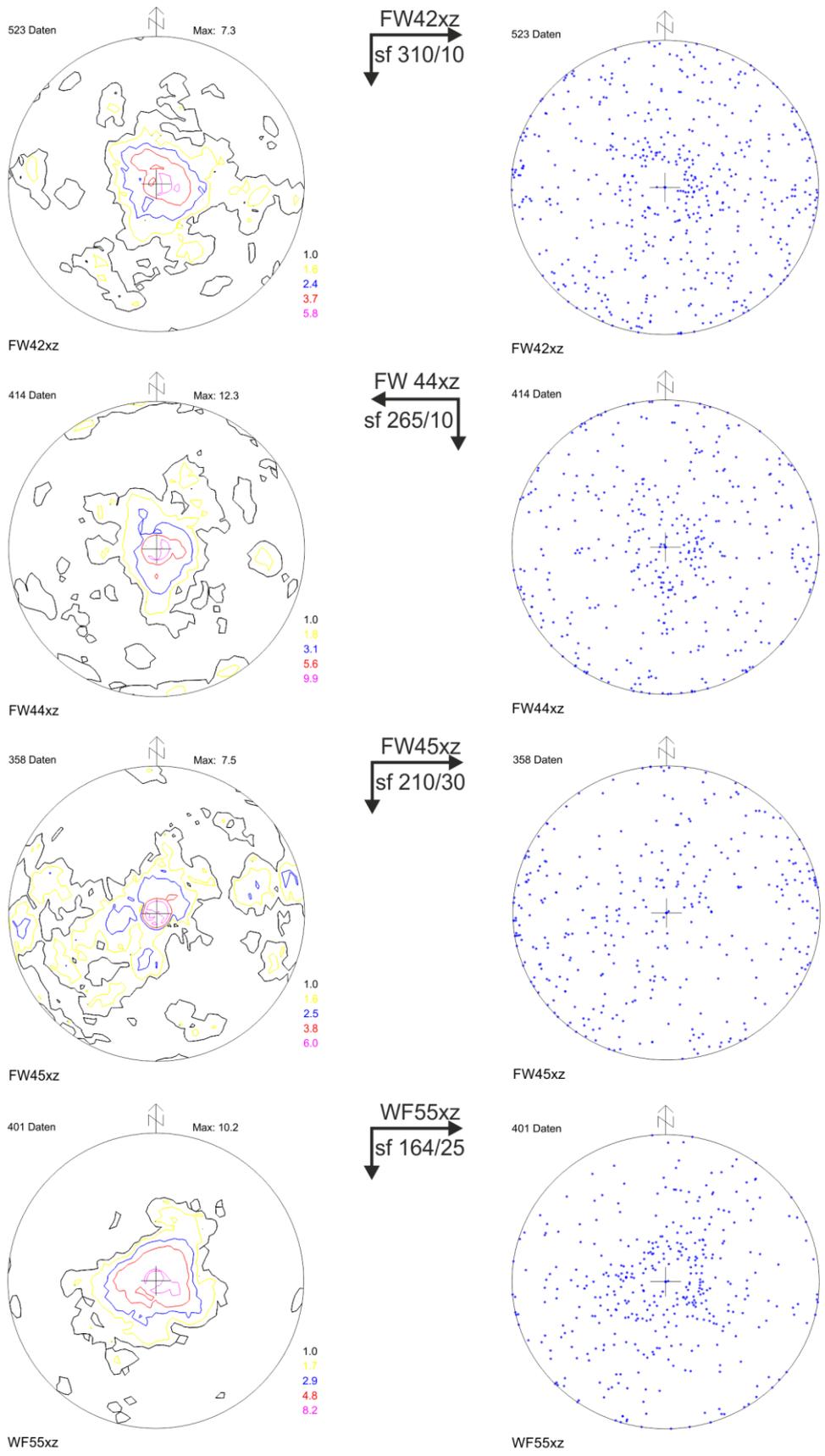


Abbildung 57: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 42xz, FW44xz, FW45xz und WF55xz. Zwischen den Isolinenplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

10 Tektonik

Im bearbeiteten Gebiet liegen zwei ostalpine Decken übereinander: Die Bundschuhdecke als tiefere Einheit und die Gurktal- Decke als höhere Einheit.

In allen Interpretationen (Tollmann, 1977; Schmid et al., 2004) stellt der Kontakt zwischen beiden Einheiten eine Deckengrenze dar. Permomesozoische Sedimente (Stangalm Mesozoikum) dienen in deren Interpretation als Deckenscheider. Tollmann (1980) rechnet das Bundschuhkristallin im Liegenden zum Mittelostalpin mit dem darüber liegenden Stangalm Mesozoikum als sedimentäre Bedeckung. Im Hangenden des Mittelostalpins liegt nach Tollmann (1980) das Oberostalpin des Gurktal Deckensystems mit seinen transgressiv aufgelagerten Karbon- Konglomeraten. Nach Schuster et al. (2004) werden beide Einheiten (Bundshuheinheit und Gurktal Deckensystem) den oberostalpinen Decken über dem eoalpinen Hochdruckgürtel zugerechnet. Auch diese Autoren definieren eine Deckengrenze zwischen beiden Einheiten, dem liegenden Bundschuh-Ötztal System mit seiner sedimentären Bedeckung (Stangalm Mesozoikum) und dem hangenden Drauzug-Gurktal-Deckensystem mit paläozoischem Basement mit dem permomesozoischen Cover. Die eoalpinen metamorphen Bedingungen im Bundschuh-System sind nach Schuster et al. (2004) obere Grünschiefer- Fazies bis Epidot- Amphibolit-Fazies, die der Gurktal- Decke untere Grünschiefer-Fazies bis Anchimetamorphose.

Frimmel (1984) trennt in seiner Arbeit drei tektonische Einheiten: Das Bundschuhkristallin, Anteile des Stangalm-Mesozoikums und die Einheiten der Gurktal- Decke. Er beschreibt eine N- vergente Überschiebungstektonik der einzelnen Einheiten. Besonderes Hauptaugenmerk legt er auf die Gurktal- Decke mit ihrer komplizierten Interntektonik, die sich über das Stangalm- Mesozoikum und Teile des Altkristallins geschoben hat (Frimmel, 1984).

Diese Ansichten werden im Folgenden diskutiert bzw. in Frage gestellt. Die Abbildung 58 stellt eine andere Vorstellung über den Bau des Gebietes schematisch dar. Argumente für diese Vorstellung sind erstens die Lagerung und die Liefergebietsanalysen der Karbonmolasse und zweitens die Ergebnisse aus der Strukturanalyse im Arbeitsgebiet. Betrachtet man die tektonische Entwicklung getrennt nach den einzelnen Einheiten, können diese in gewisse Deformationsereignisse gegliedert werden. Es ist zu erkennen, dass sowohl

die Bundschuhdecke als auch die Gurktal- Decke eine tektonische Gemeinsamkeit aufweisen. Um die Beziehung zwischen den einzelnen Gesteinseinheiten besser erklären und kombinieren zu können, wurden jeweils zu jedem Gesteinstyp Gefügedaten analysiert. (Abbildung 59, Abbildung 61-Abbildung 66)

Das alternative Model, das in dieser Arbeit entwickelt wurde, berücksichtigt folgende Ergebnisse, die in den Kapiteln 5-9 eingehend behandelt wurden.

1) Karbone Sedimente liegen sowohl auf dem Bundschuhkristallin als auch auf Gesteinen der Gurktal- Decke.

2) Liefergebietsanalysen der Karbonmolasse belegen, dass die Molasse sowohl vom erodierten Bundschuhkristallin als auch vom erodierten Gurktal- Deckensystem beliefert wurde.

3) Aufschiebende Gefüge (N-W- gerichtet), die für die Deckenstapelung im Ostalpin typisch sind, wurden nicht oder nur untergeordnet gefunden.

Dementsprechend kann der Kontakt zwischen Bundschuhkristallin und Gurktal- Deckensystem, wie in Abbildung 58 , als prä-alpidische, vermutlich variszische, Deckengrenze betrachtet werden. Ein Argument, das gegen diese Interpretation spräche, wäre die Deutung der Karbonate als Mesozoisches cover analog zum Stangalm Mesozoikum. Für diese Deutung gibt es allerdings keine schlagkräftigen Argumente, da das Alter dieser karbonatischen Sedimente in dem Arbeitsgebiet nicht bekannt ist.

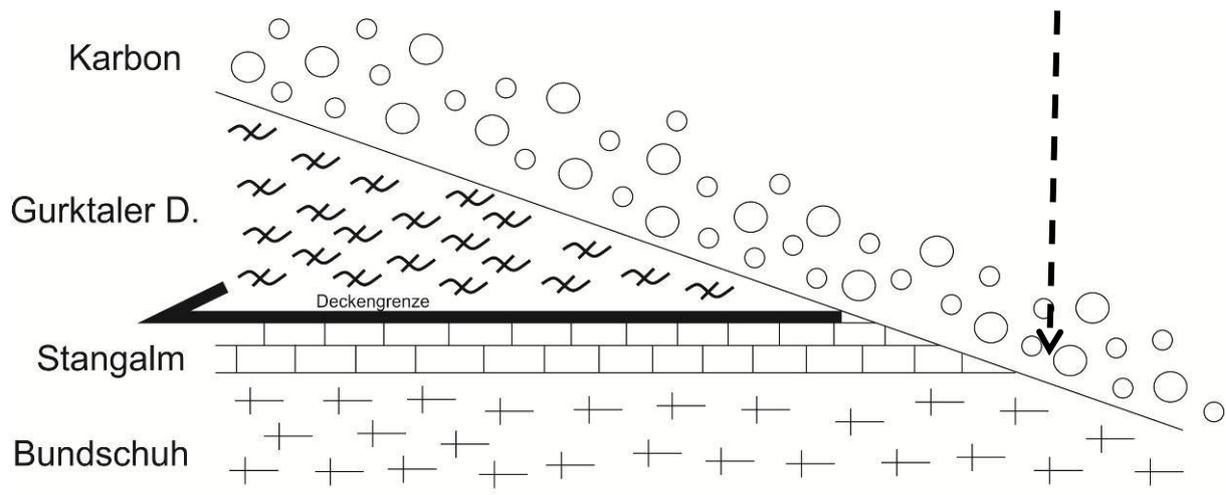
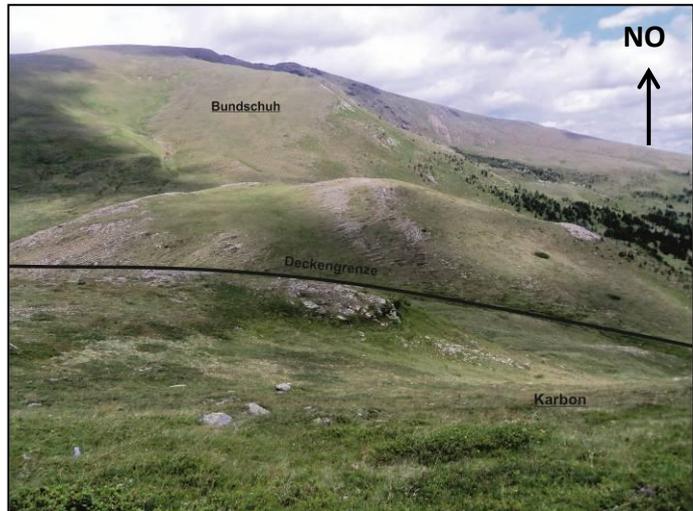


Abbildung 58: Schematische Darstellung der tektonischen Beziehungen/Sedimentationen beziehungsweise der zwei Deckensysteme. Bild oben: Geländeaufnahme an der prä-alpidischen Deckengrenze zwischen Bundschuh- Kristallin und dem Karbon der Gurktal- Decke.

10.1 Das Bundschuhkristallin

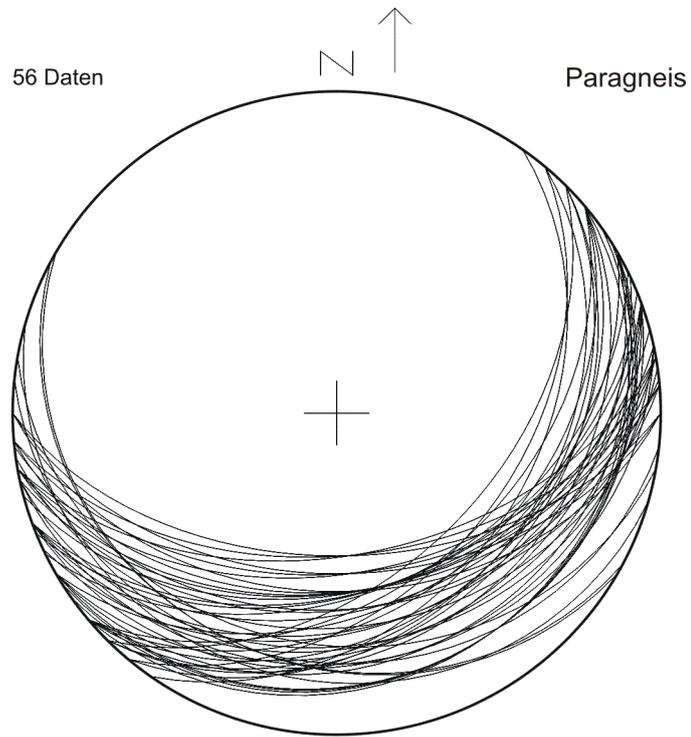
Das Bundschuhkristallin setzt sich im bearbeiteten Gebiet hauptsächlich aus Paragneisen und Orthogneisen zusammen. Betrachtet man die Lagerungsverhältnisse (konkordante Lagerung, gemeinsame Foliation)) und die Analyse der Deformationsereignisse (Kapitel 11) kann auf eine gemeinsame Deformation beider Lithologien geschlossen werden. Die Tatsache, dass sich Gerölle mit ähnlicher bis gleicher Gefügeausbildung auch in karbonen Sedimenten auf der Gurktal- Decke befinden und die Existenz hochtemperierter Deformationsbedingungen legt die Interpretation nahe, dass diese Gefüge voralpidisch geprägt wurden, da die alpidischen Deformationsbedingungen maximal mittelgradige Metamorphose erreichen. Unter der Berücksichtigung des Kartenbildes nach der umfassenden Kartierung im Gelände (siehe Anhang, Abbildung 99) wird auch eine gemeinsame synklinale Verfaltung der beiden Gesteinseinheiten angenommen.

Daraus ergeben sich Deformationsereignisse in dieser Decke wie folgt:

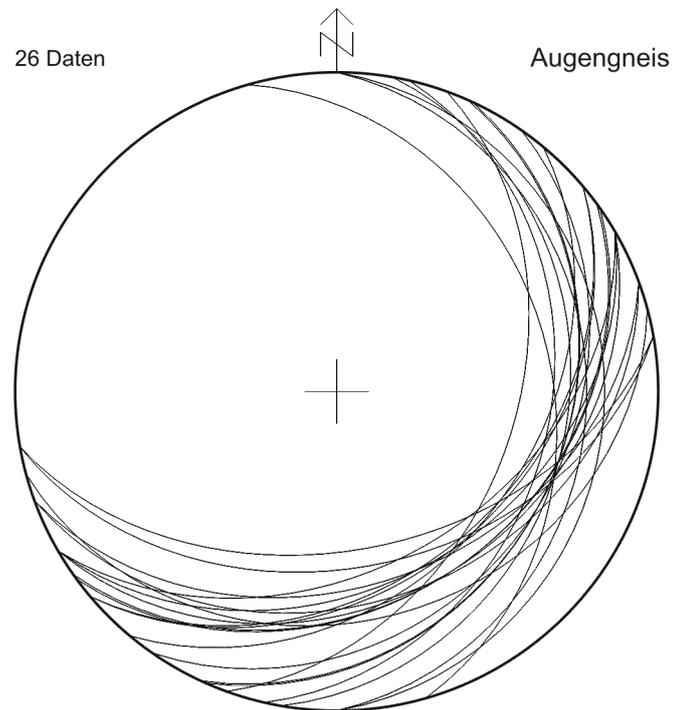
D1_B: Bildung von Schieferung und Lineation (unter hochgradigen Bedingungen) sowie gemeinsame Deformation (Scherung → Foliation). Es findet eine mögliche Exhumierung (unter niedriggradigen Bedingungen) statt.

D2_B: Synklinale Verfaltung der beiden Gesteinseinheiten des Bundschuhkristallins mit einer ESE abtauchende Faltenachse.

D3_B: Bildung einer großen antiklinalen Faltung mit einer SSE gerichteten Achse.



sf- Plot



sf- Plot

Abbildung 59: Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung der beiden Einheiten im Bundschuhkristallin. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

10.2 Die Gurktal- Decke

Die Gurktal- Decke beinhaltet Phyllite, Marmore und die Konglomerate der Karbonmolasse. Frimmel (1984) vermutete eine Zugehörigkeit der Marmore zum Stangalm- Mesozoikum, was hier aber noch in Frage gestellt wird, da die Karbonate die gleichen gefügemäßigen Deformationsstrukturen aufweisen wie auch die Phyllite (Abbildung 60).

Die enge isoklinale Verfaltung ($D2_G$) von Phyllit und Marmor im Bereich des Steinbachgrabens weist auf eine gemeinsame Tektonik der beiden Gesteinseinheiten hin (Abbildung 60).

Hauptargumente dafür sind:

- Die Karbonmolasse liegt transgressiv auf beiden lithologische Einheiten (Phyllit und Marmor)
- alle drei Einheiten zeigen gemeinsam zwei Verfaltungen (isoklinal/antiklinal).

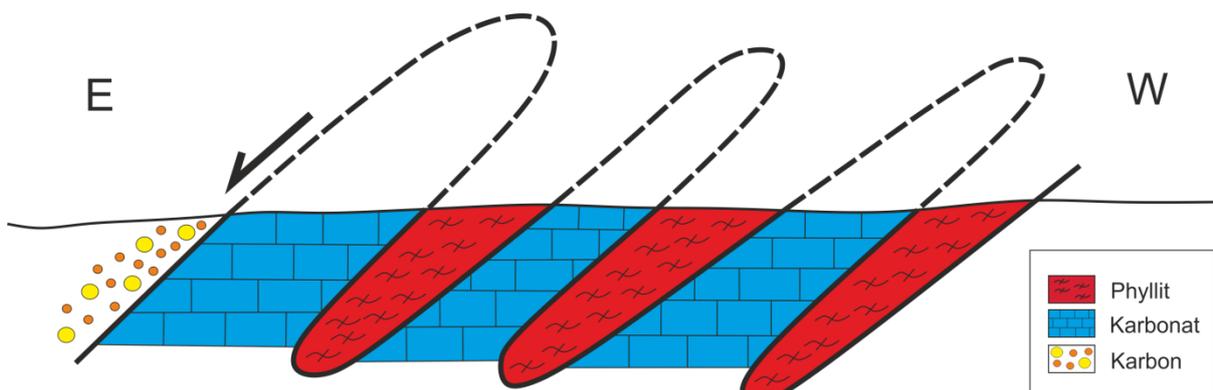


Abbildung 60: Schematisches E-W Profil entlang der Steinbachgrabenstörung zur Darstellung der isoklinalen Verfaltung von Phylliten und Karbonaten.

D1_G: Bildung der Schieferung der Phyllite und Marmore; „konkordante“ Lagerung und gemeinsame Deformation

D2_G: Enge isoklinale Verfaltung von Phyllit, Marmor und auch der Konglomerate des Karbons mit einer E- abtauchenden Faltenachse

D3_G: Große antyklinalen Faltung mit einer SSE gerichteten Faltenachse

Wenn die Deformationsabfolgen der beiden Decken verglichen werden, kann man feststellen, dass es sich bei den Deformationen $D3_B$ und $D2_G$ um dieselbe handelt, daraus ergibt sich ein gemeinsames Deformationsereignis der beiden Decken.

D4_{BG}: SE- und NW gerichtete Abschiebungen der beiden Deckensysteme; duktile ersichtlich aus dem Vorkommen von „Low angle normal faults“ (LANF), spröde ersichtlich aus dem Vorkommen von „High angle normal faults“ (HANF).

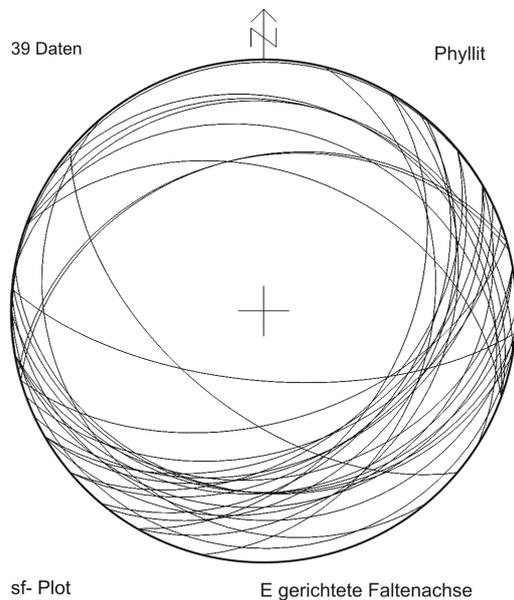


Abbildung 61
Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des Phyllits der Gurktal- Decke mit einer dargestellten Faltenachse, die nach Osten einfällt. Stellt die isoklinale Verfaltung im Gurktal- Deckensystem dar ($D2_G$). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

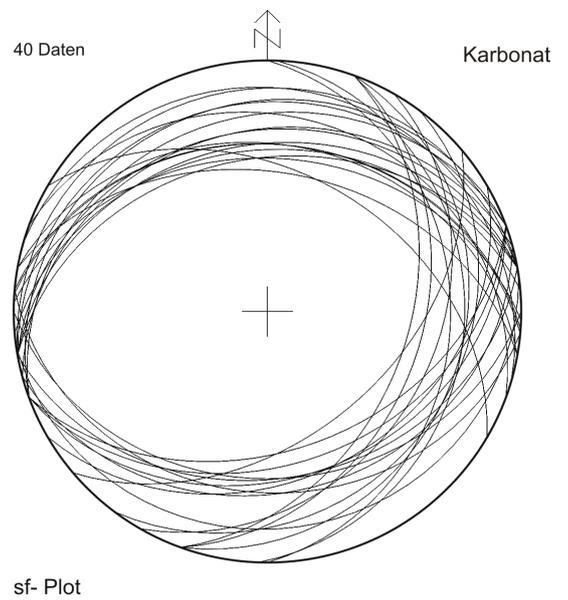


Abbildung 62
Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des im Steinbachgraben vorkommenden Karbonats, mit einer nach Osten gerichteten Faltenachse. Darstellung der isoklinalen Verfaltung ($D2_G$) auch im Karbon. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

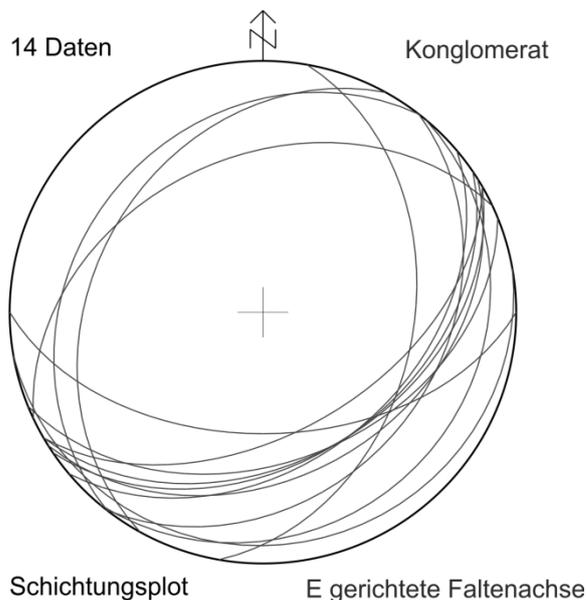


Abbildung 63
Orientierungsdaten der Lagerung des Konglomerats im Bereich Reißbeck mit einer nach Osten gerichteten Faltenachse. Belegt die vorkommende isoklinale Verfaltung ($D2_G$) auch im Karbon. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

Abbildung 64
 Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des Phyllits der Gurktal-Decke mit einer dargestellten Faltenachse, die nach Süd-Süd-Ost einfällt. Stellt die große antiklinale Verfaltung des Gurktal-Deckensystems dar ($D3_G$). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

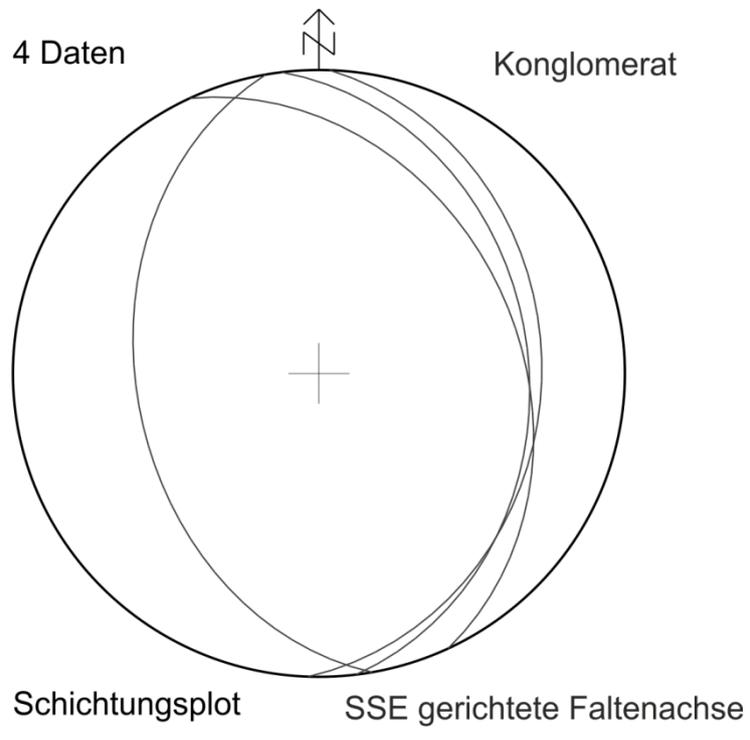
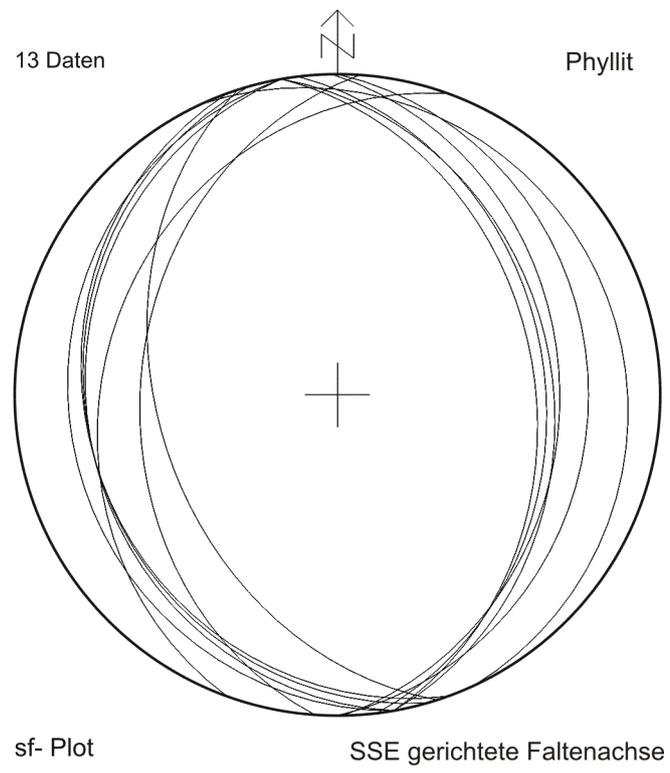


Abbildung 65
 Schichtungsplot der karbonen Molasse im Bereich Reißbeck mit einer nach Süd-Süd-Ost gerichteten Faltenachse. Stellt die große antiklinale Verfaltung der Gurktal-Decke dar ($D3_G$). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

10.3 Zusammenfassung

Frimmel (1984) beschreibt die oberkarbonen Sedimentgesteine im NW-Teil der Gurktal-Decke als zwei Schollen, die durch Quarzphyllit voneinander getrennt sind. Das „Königstuhl-Karbon“, das von der Rosaninhöhe über die Trattnerhütte, vom Frauennock über das Reißbeck bis zum Hochalmköpfl verläuft, wo die Quarzphyllite einsetzen, die am Osthang der Hochalm in die Gesteine des „Turracher-Karbons“ übergehen.

Nachdem beide Karbon-Vorkommen flach- bis mittelsteil nach Süden einfallen, scheint die Überlegung Frimmels, dass im Bereich der Hochalm das „Königstuhl-Karbon“ von seinem ursprünglichen Untergrund, dem Quarzphyllit, überlagert wird, als realistisch.

Die Beweise eines ausgeprägten tektonischen Horizonts, so wie einer Überschiebungsbahn fehlen jedoch in diesem Zusammenhang (Frimmel, 1984).

Nachdem das „Königstuhl-Karbon“, sowie das „Turracher-Karbon“ keine deutlichen Unterschiede sowohl in ihrem Modalbestand (siehe Kapitel 6), als auch in ihrer Struktur aufweisen, erscheint die Annahme eines einheitlichen Ablagerungsraumes als naheliegend.

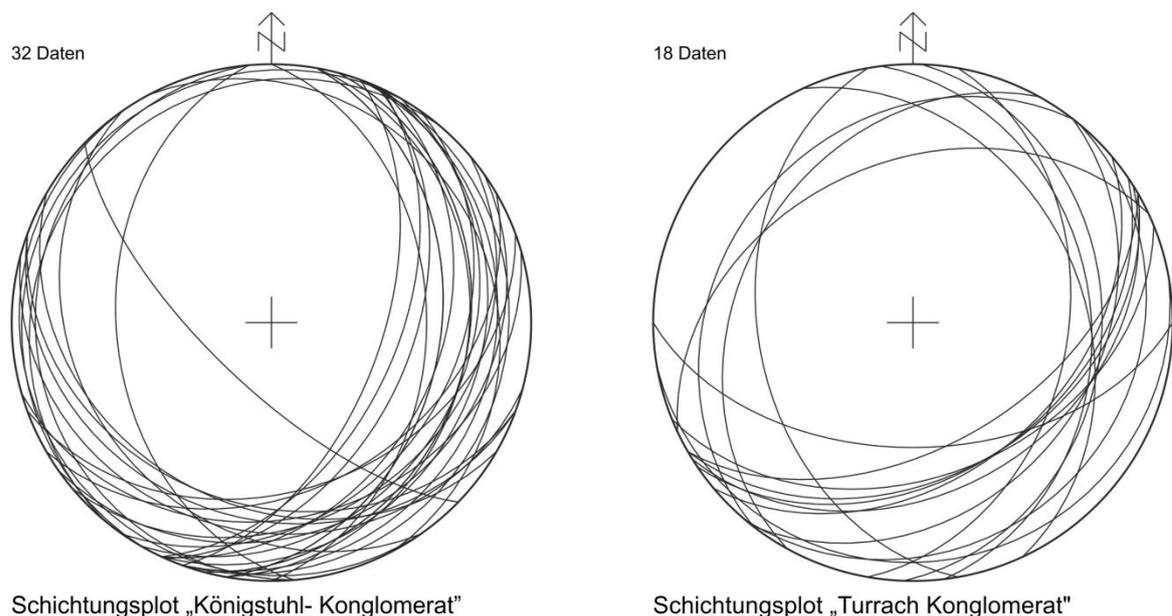


Abbildung 66: Schichtungsplots des nach Frimmel (1984) beschriebenen „Königstuhl- Konglomerat“ und „Turrach- Konglomerat“. Die Übereinstimmung der Schichtung und der beiden vorhandenen Falten wird dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

Diese Meinung stützt sich auch einerseits auf eine umfassende Geländekartierung (siehe Anhang, Abbildung 99), aus der hervorgeht, dass wahrscheinlich eine kontinuierliche Verbindung zwischen den beiden Karbon-Vorkommen vorhanden ist und andererseits auf die Gefügedaten (Abbildung 59- 66) der beiden Karbonvorkommen, die eine eindeutige

Übereinstimmung zeigen. Auf Grund fehlender aussagekräftiger Aufschlussbedingungen kann diese Ansicht jedoch nicht hinreichend untermauert werden.

Andererseits lässt der Faltenbau der Gurktal- Decke, der sich auf Grund der Schichtungs- beziehungsweise Schieferungsdaten rekonstruieren lässt, darauf schließen, dass eine SSO- streichende antiklinale Falte vorliegt. Den Kern der Falte stellen die Phyllite der Gurktal- Decke dar, die von dem Karbon überlagert wurden. Durch Erosion wurde der Faltenscheitel abgetragen und legte die Phyllit Einheit frei (Abbildung 67).

Im Übergangsbereich Konglomerat-Phyllit sind die Gesteine makroskopisch sehr schwer zuzuordnen, da ein Phyllonit mit sedimentären Komponenten vorliegt. Diese Quarzphyllite sind stark geschert und durch eine semi-duktilen Scherung überprägt. Dadurch kommt es direkt im Kontaktbereich zwischen Phylliten und Karbonmolasse zu einer Abweichung der Schieferungsdaten.

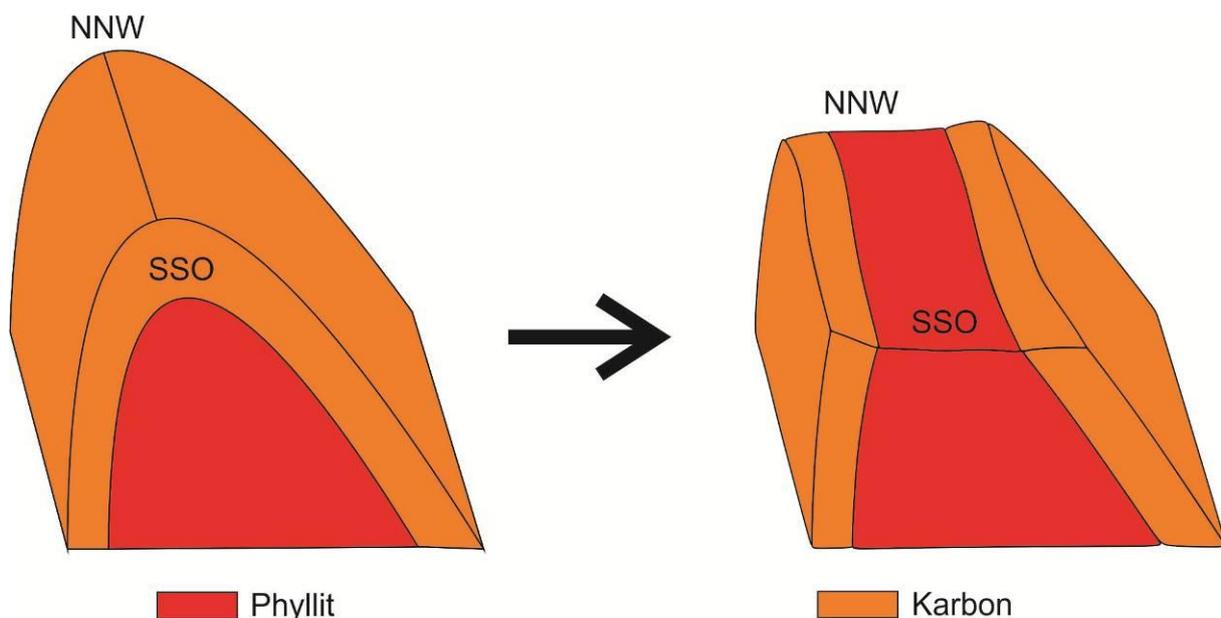


Abbildung 67: Schematische Darstellung des antiklinalen Faltenbaus der Gurktal- Decke sowie die vermutete Erosion des Faltenscheitels.

Im Karbon sind neben der vermuteten antiklinalen Verfallung auch kleinere isoklinale Falten festzustellen, hier vor allem wieder aufgrund der Gegenüberstellung der Schichtungsdaten der Karbonmolasse mit den Schieferungsdaten der Gurktal- Decke.

Betrachtet und kombiniert man die vorhin beschriebenen Deformationsereignisse der beiden Einheiten, werden einige Fragen aufgeworfen:

- Wie ist die Kinematik entlang der Deckengrenze Bundschuh Kristallin - Gurktal-Deckensystem?
- Wie ist das Alter der Deckenstapelung (alpidisch/variszisch)?
- Welche Rolle spielen die Karbonate im Bereich der Steinbachgrabenstörung?
- Welches Alter haben die Karbonate und können sie dem Stangalm- Mesozoikum zugeordnet werden, wie Frimmel (1984) es vermutet, und wenn ja, warum zeigt es dieselben tektonischen und gefügemäßigen Strukturen wie die Phyllite der Gurktal-Decke?
- Eine der wichtigsten Fragen ist jedoch, welche zeitliche Abfolge kann den einzelnen Deformationsereignissen zugeordnet werden.

In den nächsten Kapiteln werden Methoden angewendet, um diese Fragen zu lösen und am Ende der Arbeit zu diskutieren beziehungsweise mögliche Lösungswege darzustellen.

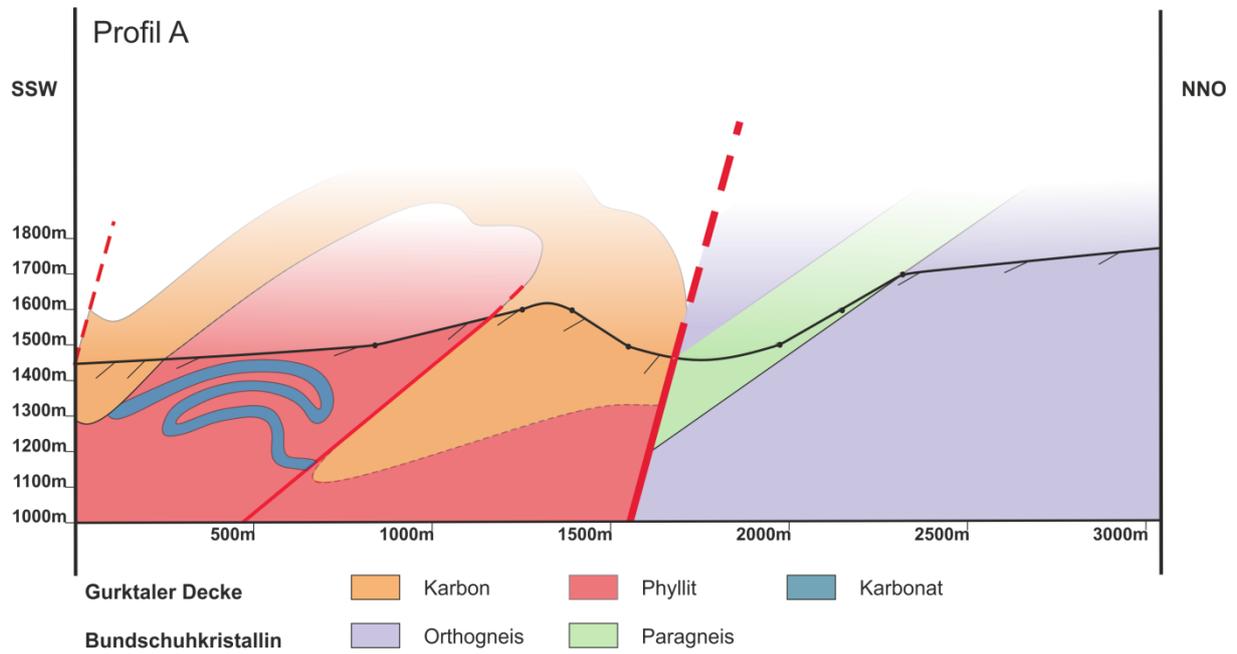


Abbildung 68: Profil A: SSW- NNO- Profil durch das Arbeitsgebiet.

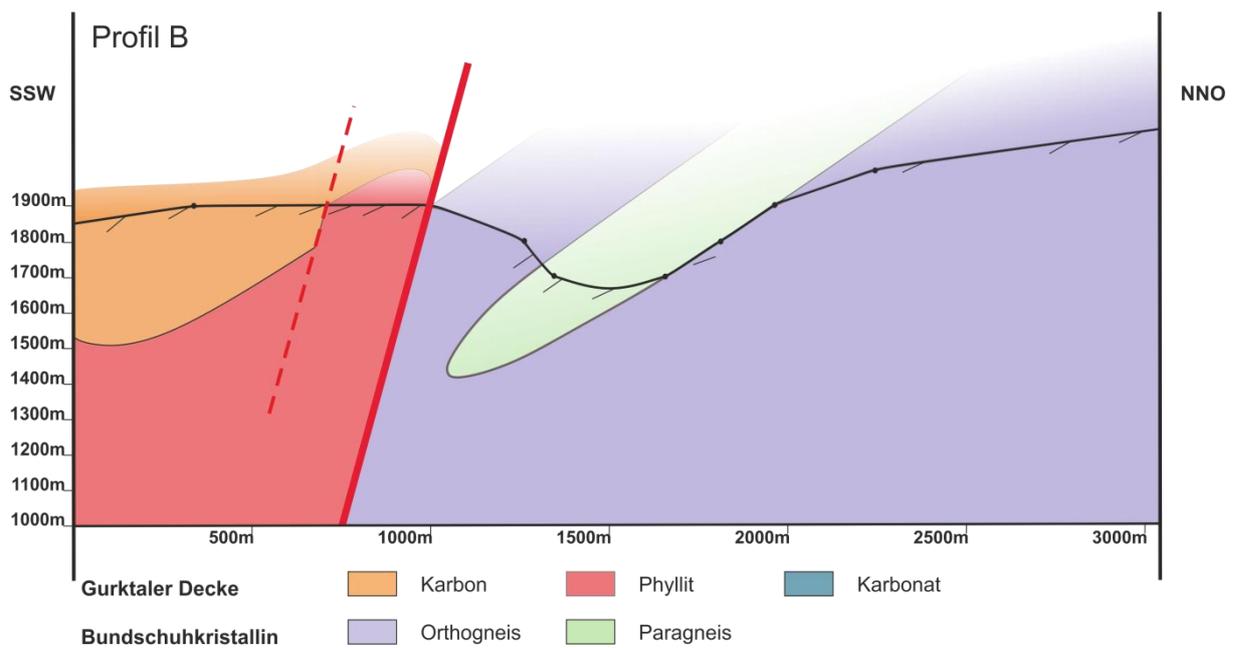


Abbildung 69: Profil B: SSW- NNO- Profil durch das Arbeitsgebiet.

11 Mikrostrukturentwicklung: Deformation und

Metamorphose

Die verschiedenen Einheiten wurden im Zuge der Masterarbeit in ihrer Strukturentwicklung sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch betrachtet. Die makroskopische Entwicklung wurde schon im Kapitel 4 genauer besprochen.

Im Bundschuhkristallin können allgemein vier Deformationsereignisse ($D1_B$ - $D4_B$) definiert werden. $D2_B$ und $D3_B$ sind Faltenstrukturen, die das Korngefüge nicht prägen. Ihnen können keine Mikrostrukturen zugeordnet werden, daher sind sie in diesem Kapitel nicht beschrieben. Bei $D4_B$ handelt es sich um Dehnungsstrukturen, die konzentriert am Kontakt Bundschuhkristallin zu Gesteinen der Gurktal- Decke auftreten.

- a) **$D1_B$** : Bildung der Schieferung und Lineation als gemeinsame Deformation von Paragneis und Augengneis. Diese Deformation verlief unter hohen Temperaturen, ersichtlich durch dynamische Rekristallisation der Feldspäte

- b) **$D4_B$** : Abschiebungsstrukturen; Bildung von dynamischen Strukturen (ECC-, SC-Gefüge); duktile Strukturen ersichtlich durch die LANFs, spröde Strukturen ersichtlich durch die HANFs;

An der Deformationsabfolge ($D1_B$ - $D4_B$) ist auch eine retrograde Metamorphose gebunden. Diese ergibt sich aus Beobachtung von metamorphen Reaktionen, die an diverse Strukturinkremente gebunden sind. Signifikante Reaktionen, bzw. Kriterien aus dem rheologischen Verhalten (siehe Kapitel 12) im Mikrogefüge sind:

- 1) Bildung von Feldspatblasten, die Granat einschließen gefolgt von dynamischer Rekristallisation von Feldspat indikativ für synkinematische Temperaturen von über ca. 550°C. Bei diesen Bedingungen war Muskowit (? phengitisch?) stabil.

3) Muskowit (phengitisch) wandelt sich in Anwesenheit von Granat und anderen Phasen zu Granat und Biotit um: Bedingungen der Amphibolitfazies

4) Biotit entmischt und Titan Phasen werden als Lamellen im Biotit sichtbar (Obere Grünschieferfazies)

5) Chlorit bildet sich in Dehnungsbereichen (Boudins) und in Gängen (Grünschieferfazies).

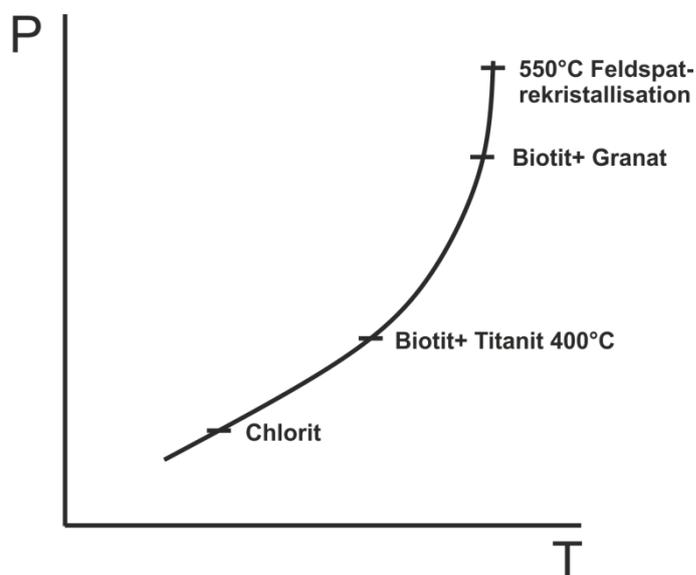


Abbildung 70: P/T- Pfad des retrograden Metamorphose im Bundschuhkristallin.

Dieser P/T- Pfad ist sowohl aus den Granat- Biotit führenden Schiefen, als auch in den Feldspatblastenschiefern qualitativ ableitbar.

Bei hohen Temperaturen um die 550°C rekristallisiert Feldspat. Hellglimmer ist in den ehemaligen Feldspatblasten und auch vereinzelt in der Matrix stabil. Durch die Abnahme der Temperatur reagiert der phengitische Hellglimmer zu Biotit. Bei Bedingungen um die 300-450°C kommt es zu einer Entmischung von Titan Phasen im Biotit um zum Wachstum von Titanit, vereinzelt auch zu einer Chloritbildung.

Bei den Gesteinen des Bundschuhkristallins lassen sich zwei unterschiedliche duktile Deformationsereignisse rekonstruieren. Die ältere Scherung erfolgte unter hohen Temperaturen, bei der die ehemaligen Blasten deformiert wurden und nun Porphyroklasten darstellen und eine erste Schieferung beziehungsweise Lineation ausbildete (D_{1B}). Die spätere Scherung fand unter niedriggradigen Temperaturbedingungen (unter 500°C) statt

und bildet ECC- Gefüge, SC- Gefüge, konjugierte Scherbänder (Abbildung 71) sowie „Low angle normal faults“ und „High angle normal faults“ aus (D4_B).

Während der Bildung der ersten Schieferung kommt es zu einer Umwandlung von Muskowit zu Biotit im hochtemperierten Milieu. Der Feldspat ist stark rekristallisiert. Durch die dynamische Rekristallisation über 550°C kommt es zu einer Augenbildung. Die ehemaligen Blasten sind am Rand rekristallisiert (Abbildung 71), daher kann festgestellt werden, dass es als erstes zu einer Blastese und darauf folgend zu einer dynamischen Rekristallisation gekommen sein muss.

Auffallend ist die hohe Anreicherung an Granat in den einzelnen Feldspatblasten. Dieser Umstand lässt darauf schließen, dass das Feldspatwachstum gemeinsam mit dem Granatwachstum stattgefunden haben muss und es erst danach zu einer Scherung gekommen ist. Die Druckschattenbildung um Granate innerhalb der Matrix wird ebenfalls dieser Phase der metamorphen/strukturellen Entwicklung zugeordnet. Die Granate sind größtenteils idiomorph. Einzelne Körner zeigen ein statisches Wachstum und eine interne Pigmentierung (Abbildung 71).

Bei den dynamischen Strukturen der zweiten Deformationsphase dominieren neben den SC- Gefügen vor allem die ECC- Gefüge. Die „Low angle normal faults“ spiegeln die etwas höher temperierten Ereignisse (weniger als 500°C) im Deformationsereignis D4_B wieder. Die HANFs weisen auf eine niedrigtemperierte Deformation hin und zeigen häufig eine Chloritisierung entlang der Scherzone. Die Granate wurden unter diesen Bedingungen teilweise zerbrochen und fast gänzlich zu Chlorit umgewandelt.

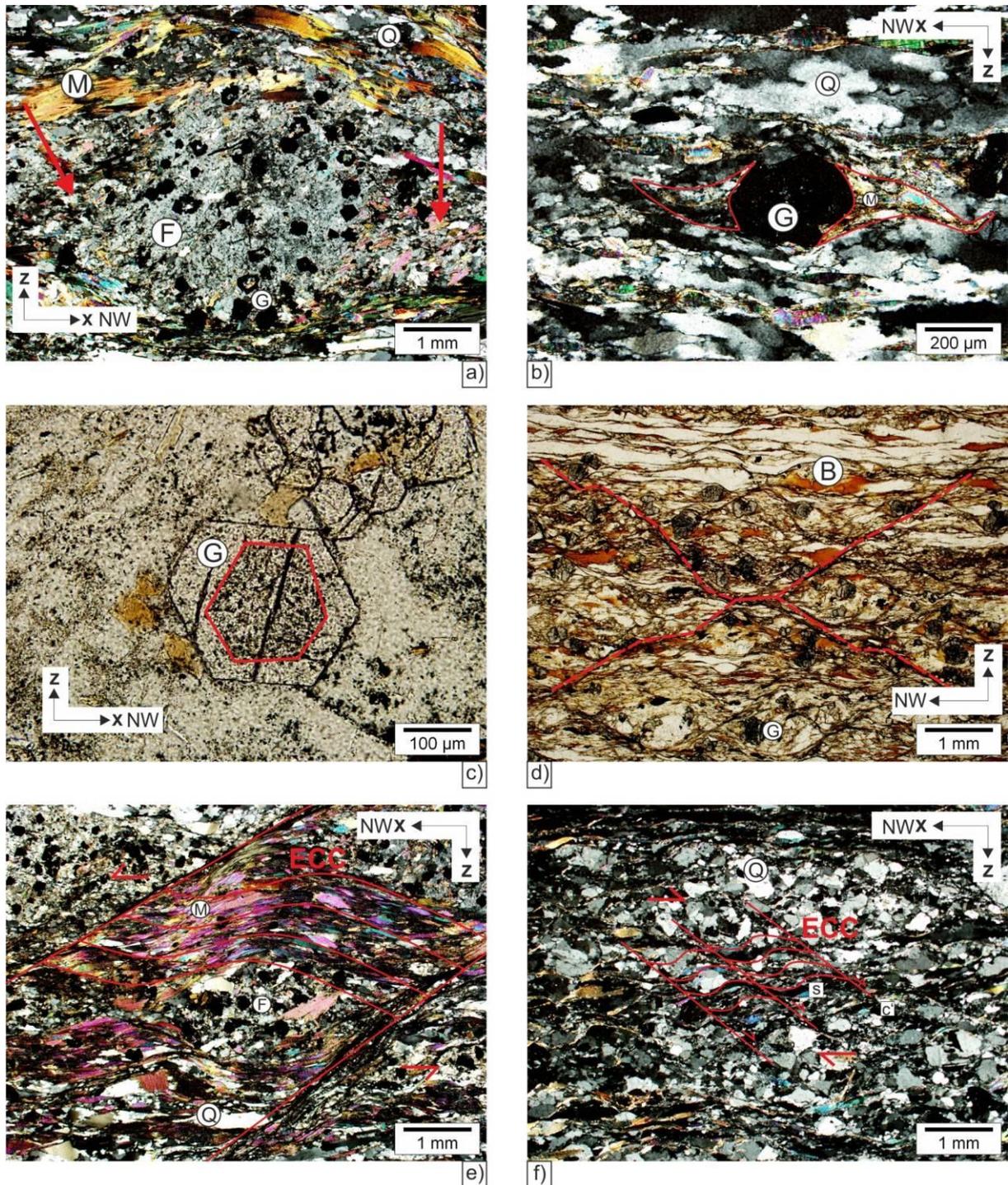


Abbildung 71: Mikrostrukturen in den Gneisen des Bundschuhkristallins. (a), (b) und (c) → D1_B; (d), (e) und (f) → D4_B; (a) Rekrystallisierter Feldspatblast mit Granateinschlüssen, Muskowit umfließt Feldspat, (b) Druckschattenbildung um einen Granat, Quarz zeigt „subgrain rotation“ (SGR); (c) Zoniertes Wachstum von Granat, interne Pigmentierung gut sichtbar; (d) Konjugierte Scherbänder mit Biotitdominanz; (e) Abschiebungsstrukturen um die Feldspatblasten, ECC- Gefüge; (f) ECC- Gefüge; Q: Quarz, F: Feldspat, M: Muskowit, G: Granat, B: Biotit.

Innerhalb der Quarzphyllite, tonigen Phyllite und Metakarbonate der Gurktal- Decke lassen sich mindestens vier Deformationsereignisse ($D1_G$ - $D4_G$) rekonstruieren. Analog zu den Deformationsereignissen im Bundschuhkristallin, ist $D3_G$ eine Faltungsphase, die keine kornprägenden Mikrostrukturen erzeugte, daher wird dieses Ereignis an dieser Stelle nicht weiter beschrieben. $D4_G$ sind wiederum lokalisierte Strukturen, die an der Grenze Bundschuhkristallin – Gurktal- Decke konzentriert sind.

- a) **$D1_G$** : Bildung der penetrativen Schieferung und konkordanten Lagerung von Phylliten und Marmoren und gemeinsame Deformation.
- b) **$D2_G$** : enge isoklinale Faltung mit einer E- abtauchenden Faltenachse; Temperatur ca. 400 °C
- c) **$D4_G$** : Abschiebung; duktil ersichtlich durch „Low angle normal faults“; spröde ersichtlich durch „High angle normal faults“; Scherung NW- SE; Kataklastite

Die Gesteine zeigen ein penetratives Gefüge, einen metamorphen Lagenbau ersichtlich aus parallelen bis linsenförmigen Glimmer- und Quarz- Lagen, wobei dieser natürlich im Marmor nicht zu finden ist ($D1_G$). Dieses Ereignis ist bedingt durch die Feinkörnigkeit der Gesteine und durch die engständige Schieferung kinematisch schwer zu fassen. Wir gehen aber davon aus, dass der Lagenbau während einer ersten Metamorphose und Deformation entstanden ist.

Die Isoklinalfaltung $D2_G$, die auch im Mikrogefüge in verschiedenen Größenordnungen zu finden ist, ist vor allem in den Quarzphylliten zu beobachten. (Abbildung 73).

Die lokalisierte Scherung $D4_G$ kann noch einmal in zwei Deformationsschritte gegliedert werden: Es gibt eine frühe und späte Entwicklung von Kataklastiten und am Ende eine Bildung von Ultrakataklastiten. Im früheren Stadium kommt es zu einer Bildung von LANFs und HANFs, im späteren ist hohe Dominanz von Fluid zu erwähnen. Die Ultrakataklastite treten vor allem an den Scherflächen in Form von massiver Kornzerkleinerung mit hohem Fluidgehalt auf. An die Scherbänder gebunden sind Quarzadern, Dehnungsgänge (Abbildung 72) und Chloritbildung, die sich durch Extension unter Bildung von Scherbändern erklären lassen. In den tonigen Phylliten sind neben dem Lagenbau kaum Strukturen zu erkennen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass diese Strukturen auf eine NW- SE Dehnung zurückzuführen sind bei der Kataklasite und Ultrakataklasite gebildet wurden. Anteile mineralisierter Gänge weisen auf hohe Fluidanteile hin.

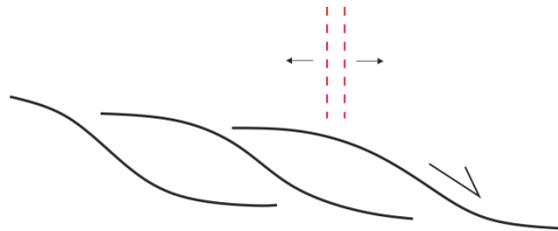


Abbildung 72: Bildung von Dehnungsgängen am Ende der Entwicklung von Scherbändern.

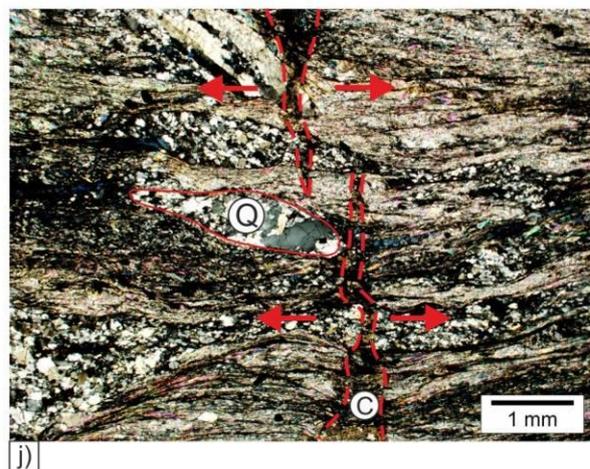
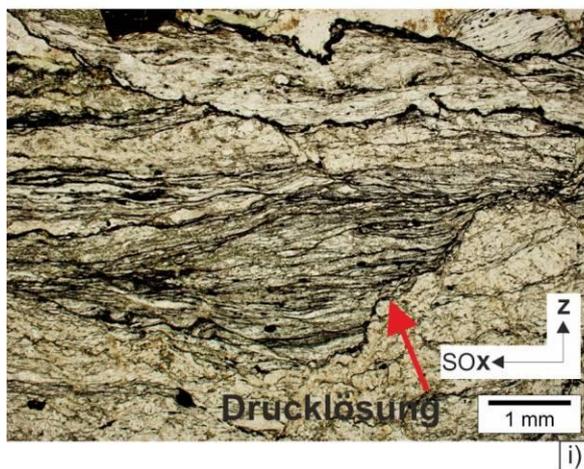
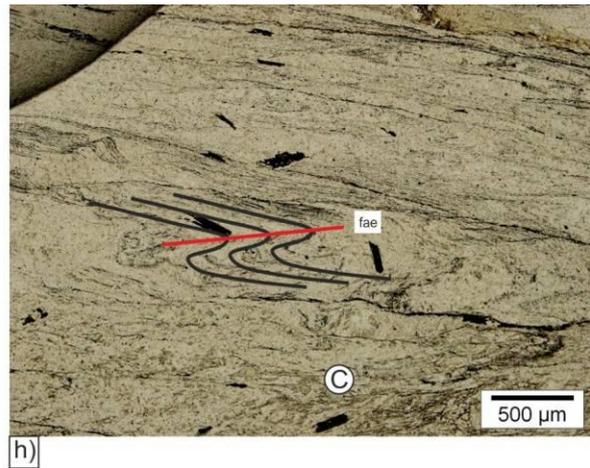
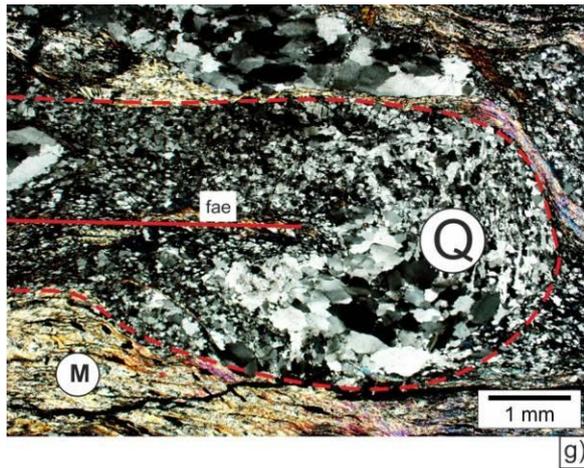


Abbildung 73: Mikrostrukturen in den Quarzphylliten (g) Bildung von Quarzbänder ($D1_G$) und spätere Verfaltung davon ($D2_G$), (h) winzige Isoklinalfaltung im Phyllitgefüge ($D2_G$), (i) starker Fluideintrag vor allem im Bereich der Scherbänder. (j) Bildung von ECC- Gefüge und Dehnungsgänge mit Chloritfüllungen, Quarzadern bilden sich gebunden an die Scherbänder aus ($D4_G$). Q: Quarz; C: Chlorit; M: Muskowit fae: Faltenachsebene ???

12 Rheologie und Deformationsmechanismen

Ziel dieses Kapitels ist es, das rheologische Verhalten der unterschiedlichen Lithologien zu definieren. Wesentlich dabei ist, ob das Material plastisch- viskos oder spröd deformiert worden ist. Dabei ist zu beachten, dass diese Mechanismen mineral- und temperaturabhängig sind. Die Feldspäte beispielsweise verhalten sich bei Temperaturen über 550 °C plastisch, unter 550 °C spröd. Beim plastischen Verhalten kann eine dynamische Rekristallisation stattfinden. Am Beispiel Quarz sollen die verschiedenen Deformations- und Rekristallisationsmechanismen aufgezeigt werden. Verantwortlich dafür sind die damit verbundenen intrakristallinen Gleitprozesse und die Kornformsystematik.

Rheologie ist die Wissenschaft, die sich mit Auswirkungen von Spannungen auf Gesteine beschäftigt. Verformungen, können duktil oder spröd ablaufen. Nach Passchier und Trouw (2005) wird der Begriff „spröde Deformation“ für Brüche im Kornmaßstab beschränkt. Der Prozess wird nur in geringen Maßen von der Temperatur beeinflusst und ist stark von der Differentialspannung abhängig. Diese Deformation ist auch häufig mit Volumsänderungen assoziiert. Die plastisch- viskose Deformation, auch duktiles Fließen genannt, ist ein Resultat aus thermisch aktivierten Deformationsmechanismen wie intrakristalliner Deformation, Verzwillingung, Diffusionskriechen von Festphasen, Rekristallisation. Es können generell alle Minerale spröd und duktil deformiert werden, wobei die duktile Deformation eher bei hohen Temperaturen und großem lithostatischem Druck stattfindet. Die Rheologie dieses Deformationstyps wird mittels des Terms „Strain Rate“ /Spannungsbeziehungen beschrieben (Passchier und Trouw, 2005).

In dieser Arbeit wird besonders die Rekristallisation von Quarz in den einzelnen Einheiten genauer betrachtet.

Es gibt vier Mechanismen von dynamischer Rekristallisation in Quarz, die während einer Deformation unter Einfluss von Temperatur und/ oder Spannung sowie Strainrate stattfinden können: Mit zunehmender Temperatur sind dies „bulging“, „subgrain rotation“, „grain boundary migration recrystallisation“ und „diffusion“. (Abbildung 74). Diffusion als höchsttemperierter Rekristallisations- bzw. Verformungsmechanismus tritt im Arbeitsgebiet kaum auf und wird nicht separat beschrieben. Dabei handelt es sich entweder um Volums-

oder Flächendiffusion entlang von Korngrenzen. Dieser Mechanismus führt zu strainfreien Körnern mit charakteristischen geraden (nicht-lobaten) Korngrenzen.

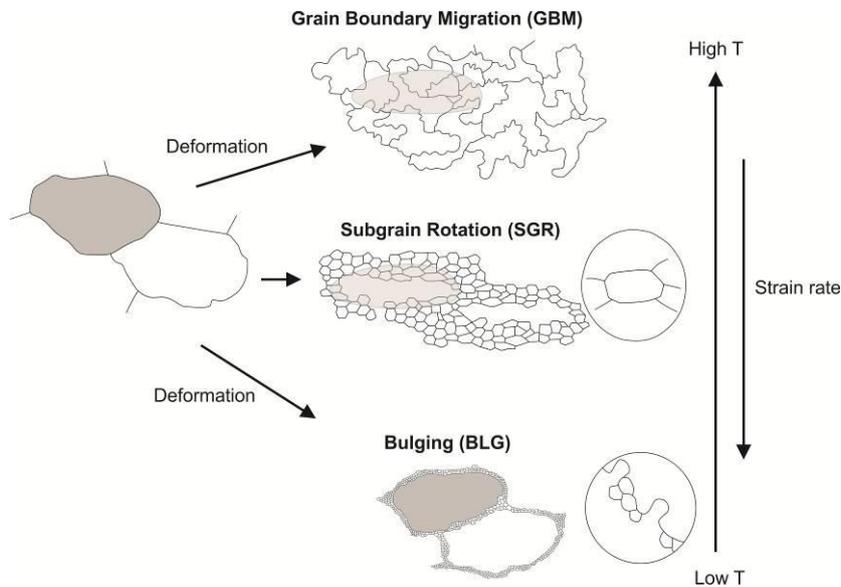


Abbildung 74: Die drei Haupttypen der dynamischen Rekristallisation. Die grau unterlegten Körner zeigen den Kornzustand vor und während der Rekristallisation (Passchier und Trouw, 2005).

Bulging- Rekristallisation (BLG)

Bulging tritt bei relativ niedrigen Temperaturen auf (Abbildung 74). Bei diesem Prozess werden die Korngrenzen des Kristalles mit der höheren Dislokationsdichte eingebuchtet, das heißt bei benachbarten Körnern mit unterschiedlicher Dislokationsdichte betrifft es immer die Korngrenzen mit höherer Dichte und Dislokationen. Bulging wird durch die Bildung eines neuen, unabhängigen Kornes beendet (Passchier und Trouw, 2005).

Es gibt verschiedene Modelle, wie BLG ablaufen kann (Abbildung 75).

1. Die strainfreie Ausbuchtung entsteht durch eine langsame GBM; die Separation der Ausbuchtung vom Porphyroklasten erfolgt durch Mikrofraktion.
2. Die Ausbuchtung erfährt eine Rotation, begründet eine Separation von den alten Körnern durch eine Überbrückung der Subkorngrenzen.
3. Eine neue großwinkelige Grenze wandert von der Ausbuchtung in Richtung des alten Kornes.
4. Ein Subkorn an einer Korngrenze eines deformierten Kornes buchtet in ein Nachbarkorn aus (Stipp et al., 2002).

Modelle von Bulging- Rekristallisation

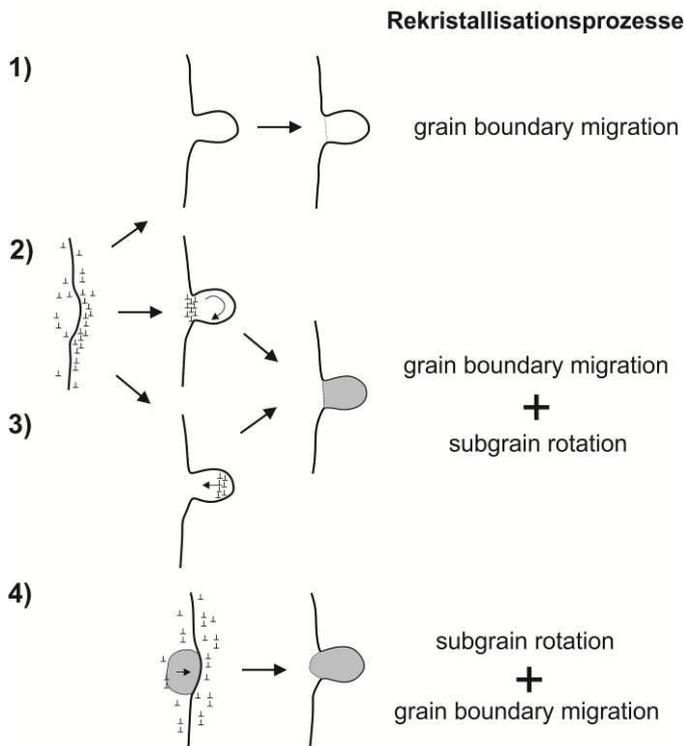


Abbildung 75: Vier Modelle für eine Neubildung von Körnern bei einer Bulging-Rekristallisation. (Stipp et al., 2002).

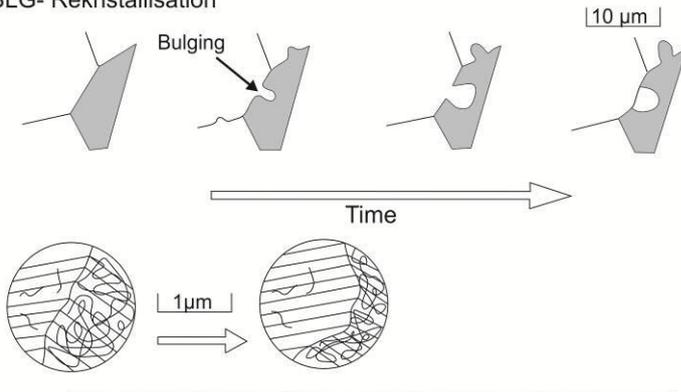
Subgrain Rotation- Rekristallisation (SGR)

Diese Rekristallisation tritt im Allgemeinen bei höheren Temperaturen als bei der Bulging-Rekristallisation auf. Dabei wird ein Subkorn rotiert, nachdem Dislokationen kontinuierlich entlang einer Subkorngränze angereichert wurden (durch intrakristallines Gleiten). Wie in Abbildung 76 dargestellt ändert sich die Gitterorientierung des Kornes im Gegensatz zu den Nachbarkörnern mit der Zeit (Passchier und Trouw, 2005).

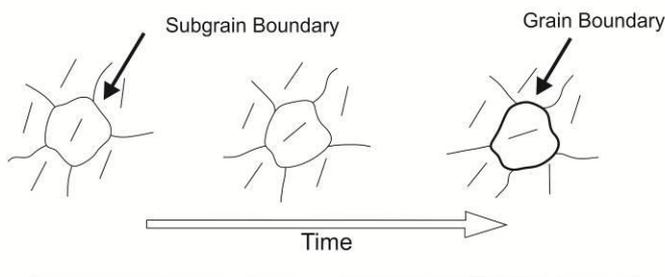
Grain Boundary Migration- Rekristallisation (GBM)

Bei hohen Temperaturen werden die Korngrenzen stark mobil, was zu einer Verschiebung von Subkorngrenzen und Dislokationen führt. Es ist auch hier noch eine SGR vorhanden, wobei dort wo die Subkorngrenzen zu eigenständigen Korngrenzen werden auch eine hohe Mobilität vorhanden ist. Die Korngrenzen sind lobat und die Korngröße ist variabel. Die Subkörner sind meist kleiner als das „Mutterkorn“ und haben hohe loboide oder amoeboiden Korngrenzen mit wenig Internverformung (Passchier und Trouw, 2005).

BLG- Rekristallisation



SGR- Rekristallisation



GMB- Rekristallisation

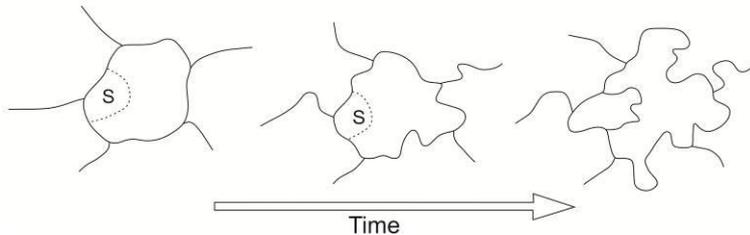


Abbildung 76: Drei Mechanismen von dynamischer Rekristallisation auf der Körner-Skala. **BLG**-Rekristallisation: Entsteht wenn zwei benachbarte Körner eine unterschiedliche Dislokations- Intensität aufweisen. Hier sind die Ausbuchtungen und die Bildung eines eigenen Kornes dargestellt. **SGR**-Rekristallisation: Ein Korn rotiert während dieses Prozesse und ändert seine Gitterorientierung im Gegensatz zu den anderen Körnern. **GBM**-Rekristallisation: Bei einer hohen Temperatur werden die Korngrenzen stark mobil. SGR kann auch vorkommen, wobei dort wo der Übergang zu GBM erfolgt wird auch das Kristallgitter stark mobil (Passchier und Trouw, 2005).

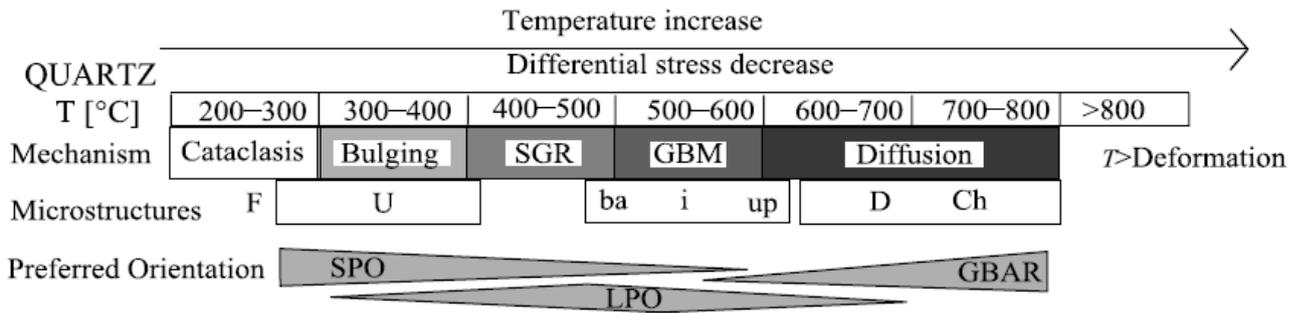


Abbildung 77

Mikrostrukturelles und rheologisches Verhalten von Quarz bei bestimmten Temperaturen (200°C- 700°C); nach Fritz et al., (2005).

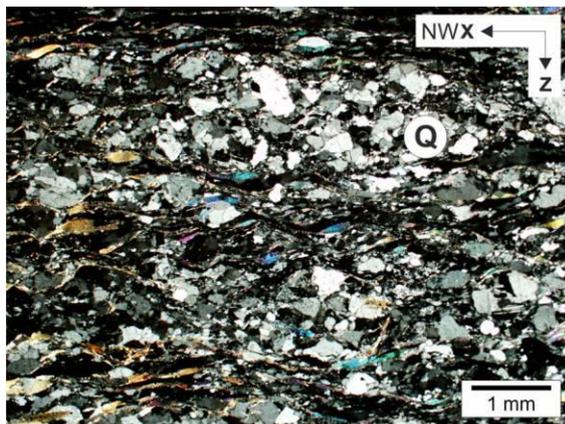
In der Abbildung 77 ist das Verhalten von Quarz unter Zunahme von Temperatur und Spannung zu sehen. Wie schon beschrieben gibt es bei bestimmten Bedingungen bestimmte Deformations- beziehungsweise Rekristallisationsmechanismen, wobei der Deformationsgrad mit höherer Temperatur abnimmt.

Die bevorzugte Texturierung (LPO) ist hier ebenfalls dargestellt, wobei niedriger temperierte Deformationsprozesse zu einem höheren Maß an Gitterregelung führen. In einem deformierten Gestein ist die Gitterorientierung nicht zufällig, sondern folgt einer systematischen Ordnung. Diese Gesteine besitzen eine Gittervorzugsregelung (LPO) für bestimmte Minerale. Bei Kristallen mit planarer oder länglicher Form in einer gewissen kristallographischen Richtung, wie zum Beispiel Glimmer oder Amphibolite, ist die LPO in Form von Foliation oder Lineation zu finden. Bei Quarz und Kalzit ist das etwas schwieriger.

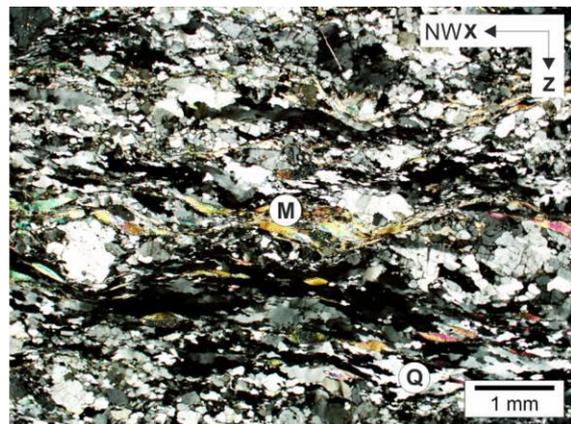
Bei Quarz kann die LPO mikroskopisch abgeschätzt werden, indem das Gipsplättchen unter gekreuzten Polarisatoren verwendet wird. Festgestellt werden kann die LPO dann durch Drehen des Mikroskop-Tisches, dabei entstehen bestimmte Farben, wie blau oder gelb, für Quarzaggregate mit unterschiedlicher Orientierung. Genaue Bestimmungsmöglichkeiten von LPO sind U-Tisch, Fotometer, Texturgoniometer und EBSD (Electron Back Scattered Diffraction). Von diesen Möglichkeiten wurde die Fotometermethode verwendet (siehe Kapitel 13).

12.1 Ergebnisse aus dem Bundschuhkristallin

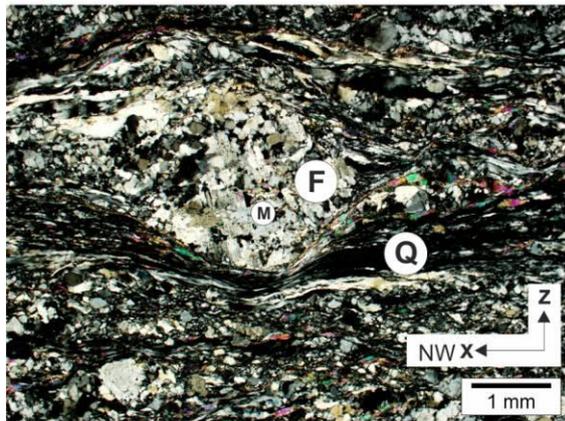
Der Beginn der aufgezeichneten Deformation der Bundschuhgneise liegt über 550°C. Nach dieser Phase nimmt die Temperatur kontinuierlich ab und es kommt zu einer deutlichen Zunahme des Strain, das heißt im Allgemeinen, dass die Deformation des Gesteins die Temperatur überdauert. Bei sehr hochgradigen Bedingungen (über 550 °C) kommt es zu einer dynamischen Rekristallisation der Feldspäte (Abbildung 78), teilweise aber auch zum bruchhaften Verhalten der Körner. Durch fortschreitende Deformation und zunehmender Lokalisierung der Deformation im rheologisch weicheren Quarz (Quarzbänder und Scherbänder), bilden sich Quarzlagen zwischen den Feldspäten. Die Korngrenzen dieser Quarze wurden unter Bedingungen von SGR und GBM gebildet. Die Quarzkörner sind equidimensional, wobei vereinzelt schon etwas längere Körner zu beobachten sind, was auf eine Entwicklung von „dislocation climb“ zu „dislocation glide“ zurückzuführen ist. Bei Temperaturen um die 350- 450 °C tritt „bulging“ gebunden an die Scherbänder auf, außerhalb dieser Bänder ist meist noch SGR- GBM vorhanden. Durch Strain- und Stress-Konzentration zwischen benachbarten Feldspäten kommt es in diesen Bereichen zum Wechsel von „dislocation climb“ zu „dislocation glide“, das zu stark elongierten Körnern führt. Die Strain – Konzentration geht mit Erhöhung der lokalen Strainrate einher, ein Phänomen, das Hammer- Ambos Strukturen ausbildet (Abbildung 78). Die Quarzkörner selbst sind stark in die Länge gezogen und die Korngrenzen sind nicht mehr eindeutig definierbar, was bedeutet, dass das vorkommende Gleitsystem „dislocation glide“ sein muss.



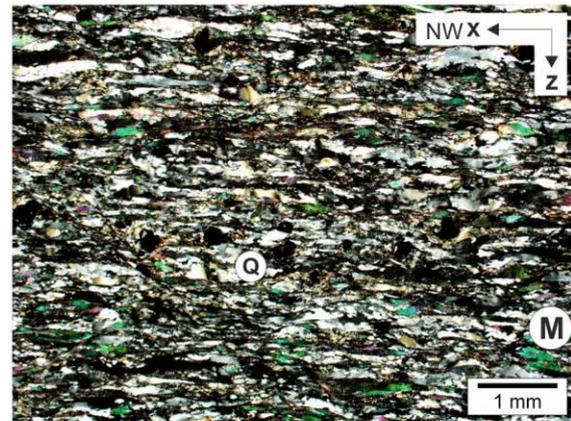
a)



b)



c)



d)

Abbildung 78: Rekristallisation des Feldspates und der Quarzkörner in den Bundschuhgneisen. (a), (b) und (c) Proben der Augengneise. (d) Beispiel aus dem Paragneis (a) SGR- GBM der equidimensional vorkommenden Quarzkörner im höher temperierten Bereich. (dislocation climb) (b) SGR der Quarzkörner mit anfänglicher Längung der Kornform (Übergang von Dislocation climb zu Dislocation glide), an die Scherbänder gebunden Bulging (c) dynamische Rekristallisation des Feldspats und Hammer- Ambos Strukturen in Quarzbänder (Dislocation glide) (d) SGR- GBM mit leichter Längung der Quarzkörner. Q: Quarz F: Feldspat M: Muskowit.

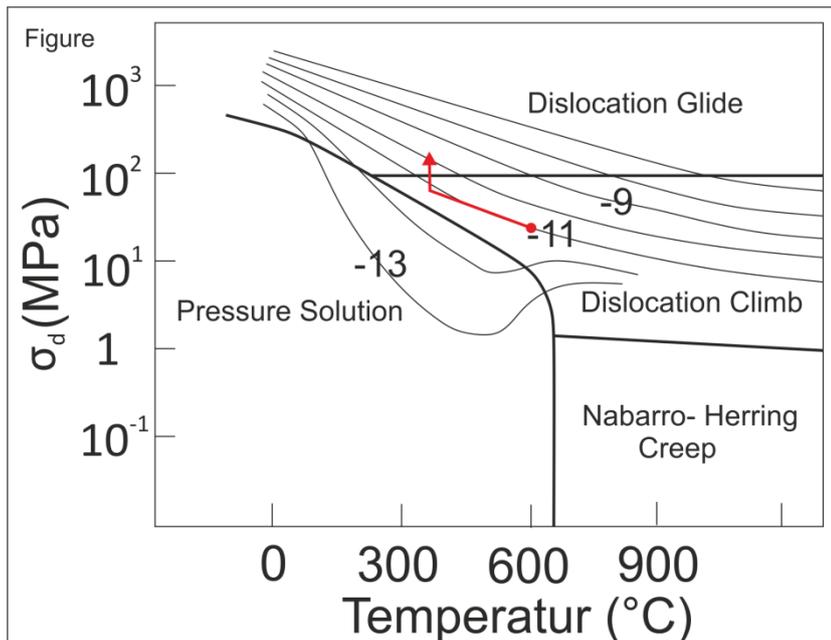


Abbildung 79: Modifiziert nach Pluijm und Marshak (2004):
 Deformationsmechanismen- Karte für Quarz. σ_d : Differentialspannung; Linien geben die Strainraten an; definiert die Entwicklung der Deformationsmechanismen während der Deformation in den Bundschuhgneisen.

Wird die Entwicklung der Mikrostrukturen und der daraus interpretierten Deformationsmechanismen und Gleitsysteme während der Deformation in einem Fließ-Gesetz-Diagramm dargestellt, zeigt sich, dass es bei abnehmender Temperatur eine Zunahme der Strainrate gibt und es dadurch eine Änderung von „dislocation climb“ zu „dislocation glide“ festzustellen ist.

13 Quarztexturen

Mit Hilfe der Fotometeranalyse (G50-Fabric Analysator) können Quarz-C-Achsen einzelner Körner und C-Achsen-Verteilungen einzelner Domains ermittelt werden. Das computergesteuerte Mikroskop (G50-Fabric Analysator) ermittelt die Orientierung optisch einachsiger Minerale auf optischem Weg. Für eine detaillierte Beschreibung dieser Technik siehe Wilson et al. (2007). Die erhaltenen Daten wurden mittels Fabric 8 (Wallbrecher, 2012) ausgewertet und als Richtungsdaten- beziehungsweise Isolinienplots dargestellt.

Aus den Isolinienplots (LPO- Plots) der Quarz-C-Achsen werden Gleitsysteme, die während der Deformation von Quarz aktiviert wurden, abgeschätzt. Dies erlaubt Rückschlüsse auf Temperaturen während der Verformung, auf die Richtung der Scherung und auf den relativen Anteil von Scherung und Plättung während der Verformung (Toy et al., 2008).

Anhand der Isolinienverteilungen kann daher einerseits auf die Verformungsgeometrie und andererseits auf die Deformationstemperatur zurückgeschlossen werden.

Toy et al. (2008) beschreiben in seiner Arbeit die verschiedenen Maxima der C- Achsen in der CPO (crystallographic preferred orientation) Darstellung (CPO= LPO).

Abhängig von der Temperatur und der Differentialspannung kommt es bei Quarz, bei steigenden Temperaturen, zu einem dominanten Basis- $\langle a \rangle$ gleiten, zu einem Rhomben- $\langle a \rangle$ gleiten oder einem Prismen- $\langle a \rangle$ oder $\langle c \rangle$ gleiten innerhalb eines Quarzkristalls. Daraus ergeben sich Beziehungen zwischen vorhandene C- Achsen in einer stereographischen Darstellung und der einzelnen Gleitsysteme (Toy et al., 2008).

Die LPO entsteht durch permanente Deformation, die dadurch entsteht, dass das vorliegende Gestein dem Differentialstress nicht mehr standhält und es zu einem duktilen Fließen kommt.

Der wichtigste Mechanismus für die Entwicklung von LPOs ist das Dislokationsgleiten- und klettern bei dem Gitterdefekte an den Rand des Kristallgitters transportiert werden. LPOs führen zu einer Änderung der Kornform, was in den meisten metamorphen Gesteinen als Schieferung und Lineation sichtbar ist (Passchier und Trouw, 2005).

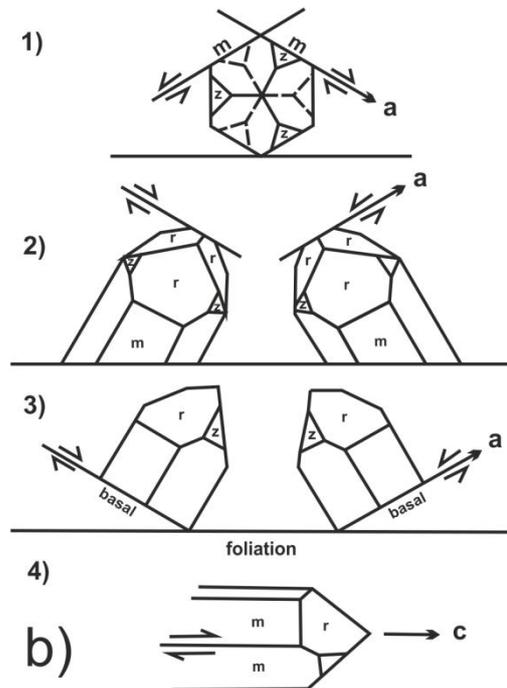
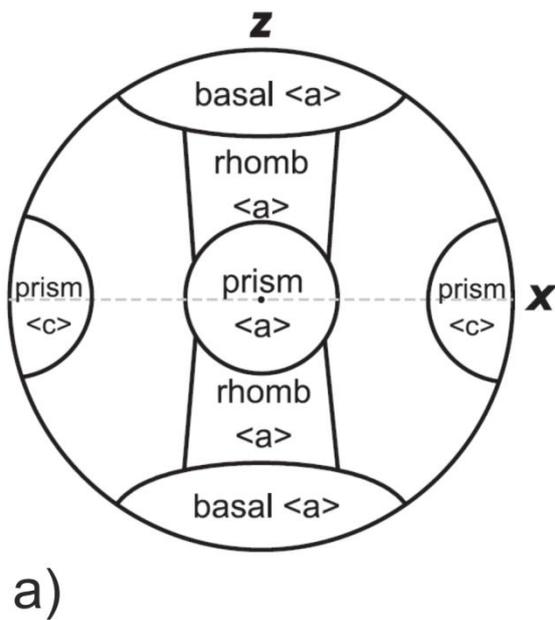


Abbildung 80: a) Verteilung der C- Achsen von Quarz in einer CPO- Darstellung mit den verschiedenen Maxima. X ist die Richtung der Lineation, Z sind die Pole der Foliation. (Toy et al., 2008)
b) Darstellung der verschiedenen Gleitsysteme, 1) Prismen $\langle a \rangle$, 2) Rhomben $\langle a \rangle$, 3) Basis $\langle a \rangle$, 4) Prismen $\langle c \rangle$ (Schmid und Casey, 1986).

Wie schon erwähnt kann mittels der Geometrie der C- Achsen- Verteilungen auch auf Temperaturbedingungen zurückgeschlossen werden. Ein Gleitsystem ist definiert durch Gleitfläche (Basis-, Rhomben- und Prismenflächen) sowie der Gleitrichtung ($\langle a \rangle$ oder $\langle c \rangle$). Die dominante Gleitfläche kann mit der genannten optischen Methode abgeschätzt werden (Wilson et al., 2007). Für die Ermittlung der Gleitrichtung wären andere Methoden (Texturgoniometrie oder EBSD) erforderlich. Die einzelnen Gleitsysteme können bestimmten Temperaturen zugeordnet werden. Bei den Gleitsystemen entlang Prismen $\langle a \rangle$ wie auch Prismen $\langle c \rangle$ befindet man sich im Bereich von ca. 500°C- 700°C, bei dem Gleitsystem Rhomben $\langle a \rangle$ herrschen Temperaturen zwischen etwa 450°C bis 550°C vor. Basis $\langle a \rangle$ ist das niedrigste temperierte Gleitsystem mit Temperaturen zwischen 300°C- und 450°C. Neben der Temperatur und Differentialspannung sind auch Strain und die Strainrate steuernde Faktoren für die Entwicklung von LPOs (Unzog und Kurz, 2000). Bei der Interpretation muss jedoch beachtet werden, dass es schwierig ist, Verformungstemperaturen aufgrund von LPO- Plots alleine zu definieren, da die Gefüge nur den späten Zustand der plastischen Verformung darstellen. Das heißt, die einzelnen Einheiten werden durch Deformation progressiv überprägt, was meist unter fallender Temperatur passiert. Dementsprechend werden oft nur die letzten Verformungssinkremente aufgezeichnet. Daher können die

Temperaturen, die vor einer Deformation im Gefüge des Gesteins vorgeherrscht haben, anders sein als jene, die die Mineralthermobarometrie vorschlägt.

In Abbildung 81 sind verschiedene Temperaturbereiche wie sie von unterschiedlichen Autoren vorgeschlagen werden dargestellt.

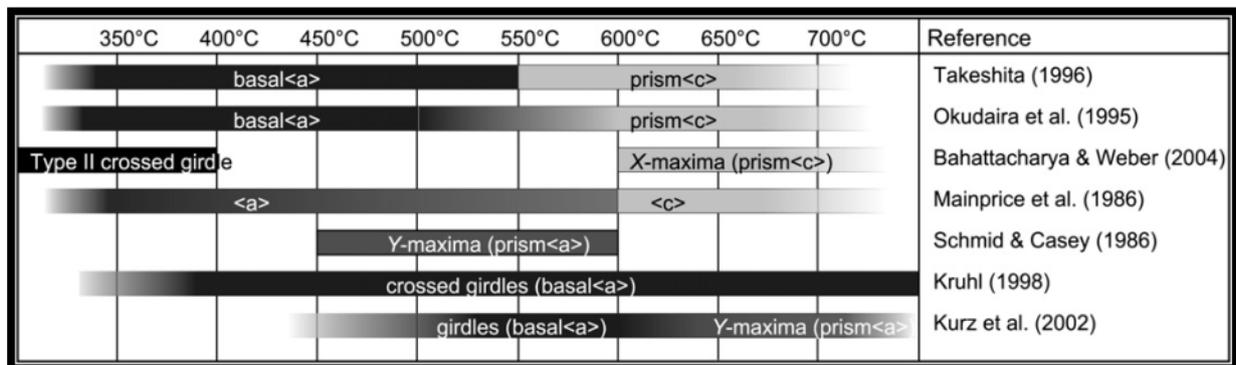


Abbildung 81: Zusammenfassung der Temperaturbereiche, in denen bestimmte Quarz Gleitsysteme gefunden wurden und agieren, oder wo charakteristische CPO Muster gewissen Gleitsysteme gemessen wurden (Toy et al.,2008).

Im Allgemeinen können im Arbeitsgebiet zwei unterschiedliche Deformationsgeometrien voneinander unterschieden werden: Die koachsiale und die nicht- koachsiale Deformation. Daher müssen auch die erhaltenen C- Achsenverteilungen entsprechend voneinander getrennt werden.

Bei koachsial fortschreitender Deformation, unter niedrig- bis mittelgradigen Bedingungen, treten am häufigsten Kreuzgürtelverteilungen auf. Bei „plane strain“ bilden sich dabei Typ I Kreuzgürtel (Abbildung 83). Weitere LPO- Muster sind die Typ II Kreuzgürtel (Abbildung 83), die ebenfalls in koachsialer fortschreitender Deformation unter uniachsialer Elongation („constriction“) auftreten. Bei zunehmenden Temperaturen können sich Maxima um die Y- Achse entwickeln. Die Ausbildung der Gürtel gibt bei diesem Deformationstyp Auskunft über die Art des vorherrschenden “Strains“. In der Abbildung 82 sind verschiedene Deformationen mit den LPO- Plots korreliert und angeführt, wobei bei den LPO- Plots ersichtlich wird, dass je nach Deformation unterschiedlich verteilte C-Achsen auftreten. Das heißt „constrictional strain“, „plane strain“ und „flattening strain“ haben eine unterschiedliche Verteilung der Quarzachsen zur Folge. Bei nicht- koachsial fortschreitender Deformation bilden sich im Gegensatz zur koachsialen Deformation andere C- Achsen Muster, wobei hier die asymmetrischen Typ I Kreuzgürtel und schräg zur Schieferung geneigte einfache Gürtel (single girdle) am häufigsten sind. Die Gürtel bei „flattening strain“ sind in Richtung Verkürzung ausgerichtet, der „constrictional strain“ hingegen ist senkrecht

auf die Extensionsrichtung ausgerichtet. Bei „plane strain“ werden die zwei vorhin genannten Strain- Geometrien kombiniert.

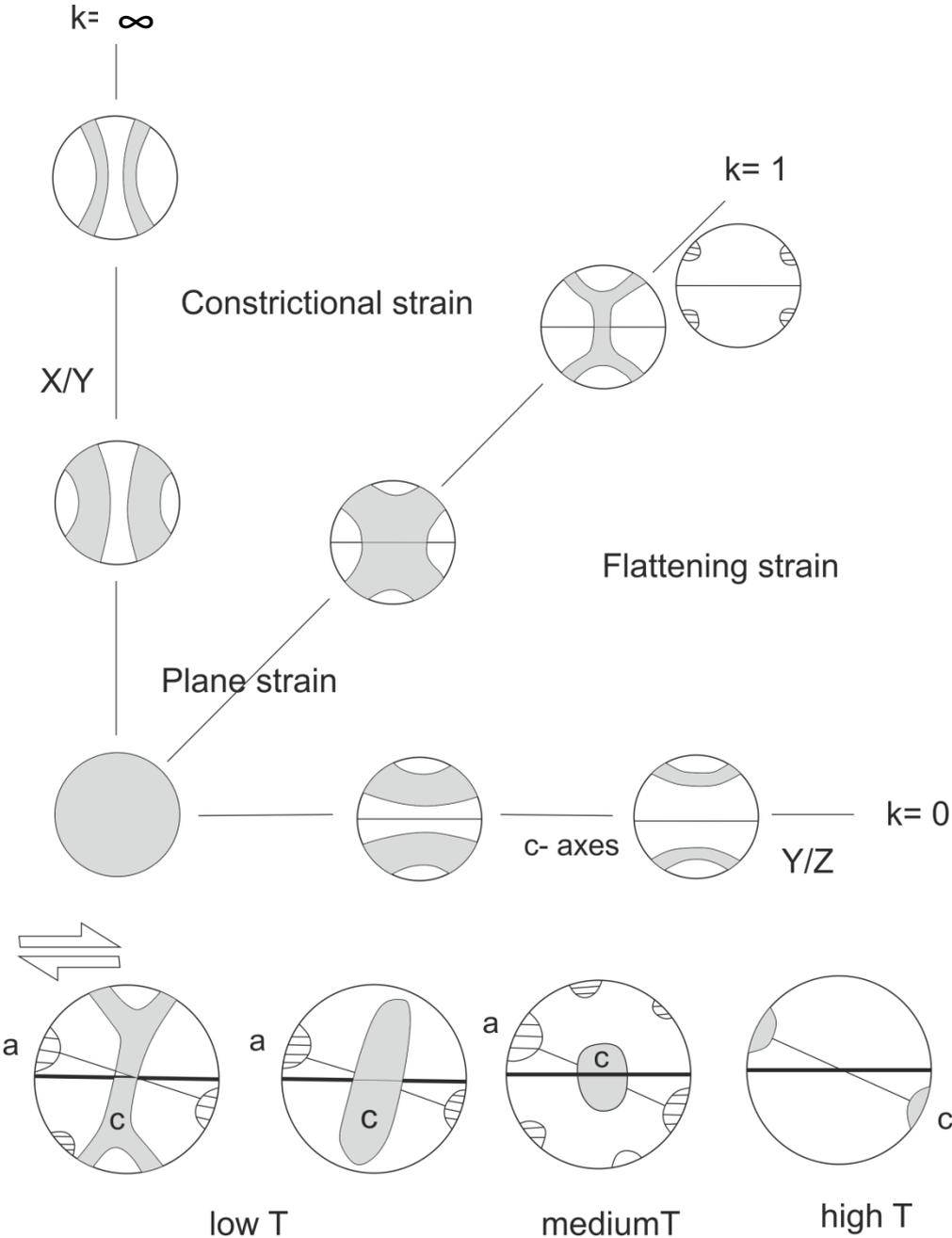


Abbildung 82: Korrelation von Deformationsmechanismen mit koachsialen und nicht koachsialen LPO-Figuren der Quarz C- Achsen (Passchier und Trouw, 2005).

Typisch für diesen Deformationstyp ist, wie schon erwähnt, der Typ I Kreuzgürtel (Passchier und Trouw, 2005).

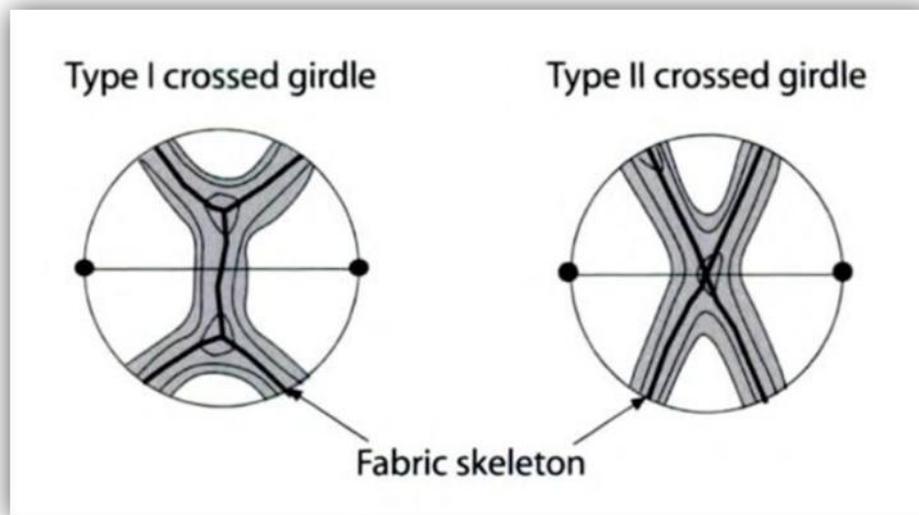


Abbildung 83: Beispiele zweier Isolinienplots mit zwei unterschiedlichen Ausbildungen von Kreuzgürteln der Quarzachsen. Die „Fabric Skeletons“ kennzeichnen die Käme der Isolinien (Passchier und Trouw, 2005).

Die folgenden Plots der Quarztexturen (Abbildung 84- Abbildung 87) zeigen die C- Achsen-Verteilungen von den Paragneisen und den Augengneisen im Bundschuhkristallin.

Der Paragneis weist Gürtel charakteristisch für koachsiale und nicht koachsiale Deformation auf, wobei die nicht koachsialen Bereiche fast nur Einfachgürtel ausgebildet haben, mit Ausnahme eines Typ I Kreuzgürtels. Im Allgemeinen können zwei verschiedene tektonische Ereignisse angenommen werden. Zum einen, eine Scherung, ersichtlich in den Proben FW 27, FW 68 und FW 7 mit einem Schersinn nach NW und zum anderen, eine Abschiebung, zu sehen in den Plots FW 68 und FW 26 mit einer Scherung in Richtung SE. Anhand der nicht koachsialen Darstellungen kann auf eine bestimmte Vorticity rückgeschlossen werden. In den Paragneisen können auch zwei koachsiale Typ I Kreuzgürtel festgestellt werden, mit denen die Vorticity $W_k = 0$ ist. Der Winkel der Asymmetrie (β) ist hier 0.

In den Augengneisen können im Gegensatz zu den Paragneisen nur überschiebungsbezogene Gefüge angenommen werden, da alle nicht koachsialen Gürtel eine Scherrichtung nach NW aufweisen, dargestellt in den Plots FW 13, FW 32, FW 3 und FW 4. Auffällig bei diesen Proben ist, dass sich FW 13 und FW 2 einerseits durch ihren hohen Winkel β von den beiden anderen Proben unterscheiden und andererseits weisen diese beiden Plots einen

Einfachgürtel auf, im Gegensatz zu FW 3 und FW 4, die einen Typ I Kreuzgürtel zeigen. (Siehe Tabelle 2)

Tabelle 2: Allgemeine Zusammenfassung der erhaltenen Daten in eine Tabelle.

Probennr.	Lithologie	Typ	Gleitsysteme	Temperatur
FW27	Paragneis	nicht-koachsial (top SE)	Prismen <a>, Rhomben <a> Basis<a>	T > 550°C
FW64	Paragneis	koachsial (Typ I)	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW68	Paragneis	nicht-koachsial (top NW)	Prismen <a>, Rhomben <a> Basis<a>	T > 550°C
FW1	Augengneis	koachsial (Typ I)	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW2	Augengneis	nicht-koachsial (top NW)	Prismen <a>, Rhomben <a> Basis<a>	T > 550°C
FW3	Augengneis	nicht-koachsial koachsial (Typ I) Top NW	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW4	Augengneis	nicht-koachsial koachsial (Typ I) Top NW	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW6	Paragneis	nicht-koachsial koachsial (Typ I) Top E	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW7	Paragneis	nicht-koachsial Top NW	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW8	Paragneis	Koachsial (Typ I)	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis<a>	550°>T > 400°C
FW26	Paragneis	nicht-koachsial Top SE	Prismen <a>, Rhomben <a> Basis<a>	T > 550°C
FW5	Augengneis	koachsial	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis <a>	450°>T > 350°C
FW13	Augengneis	nicht-koachsial Top NW	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis <a>	450°>T > 350°C
SK8	Augengneis	koachsial	Prismen<a>, Rhomben <a> Basis <a>	450°>T > 350°C

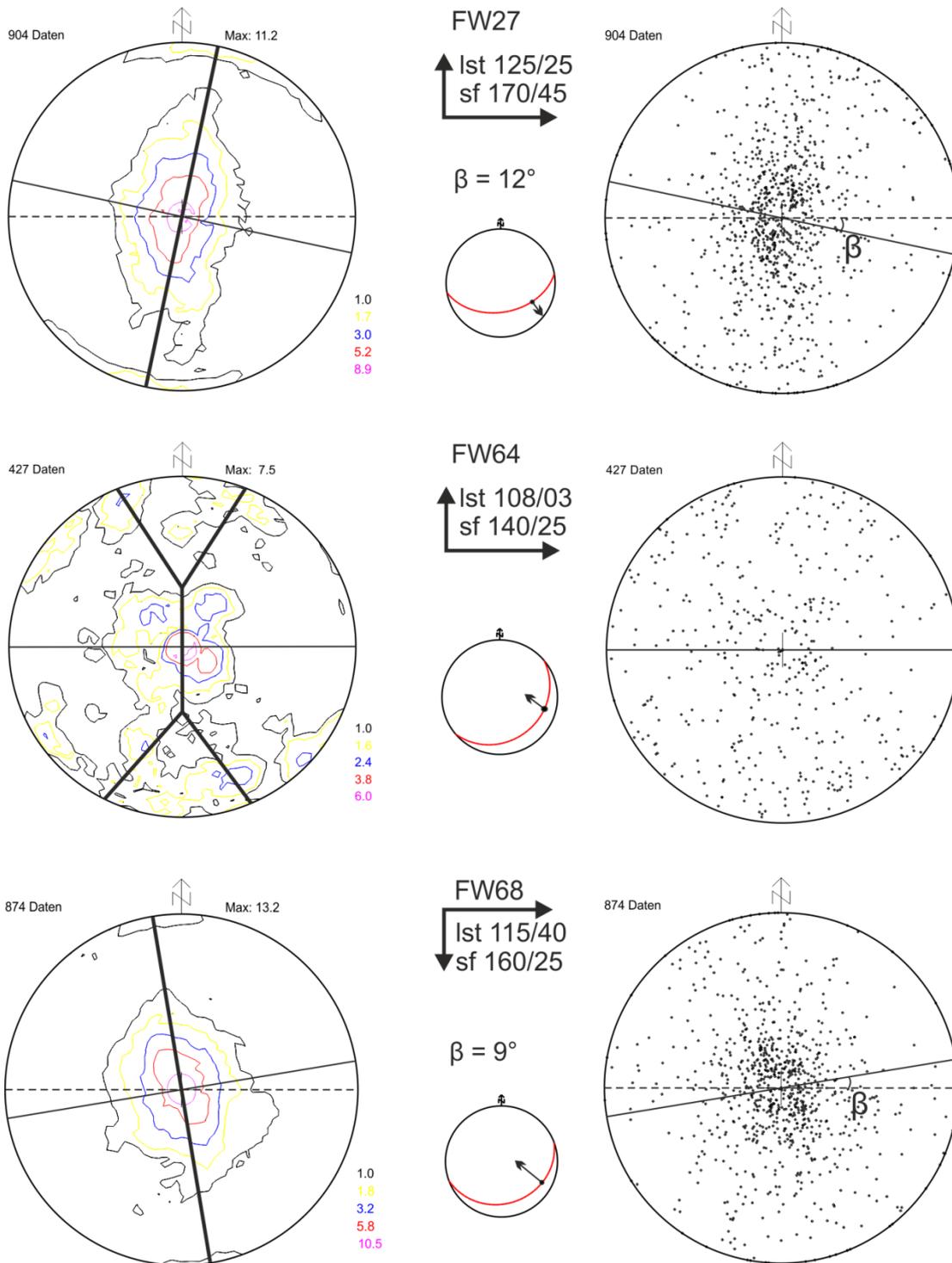


Abbildung 84: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Paragneis Proben FW 27, FW 64 und FW 68 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

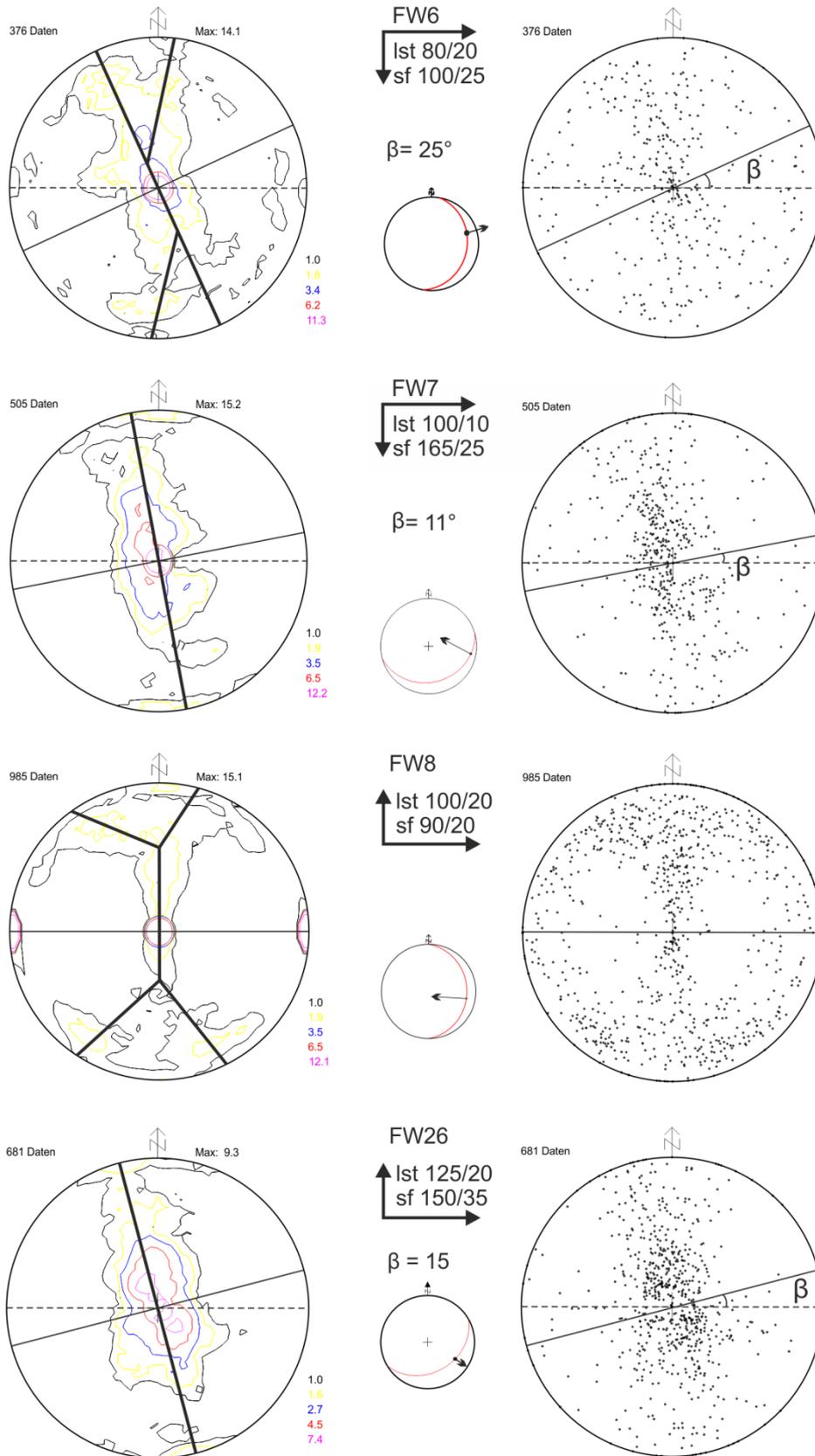


Abbildung 85: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Paragneis Proben FW 6, FW 7, FW 8 und FW 26 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

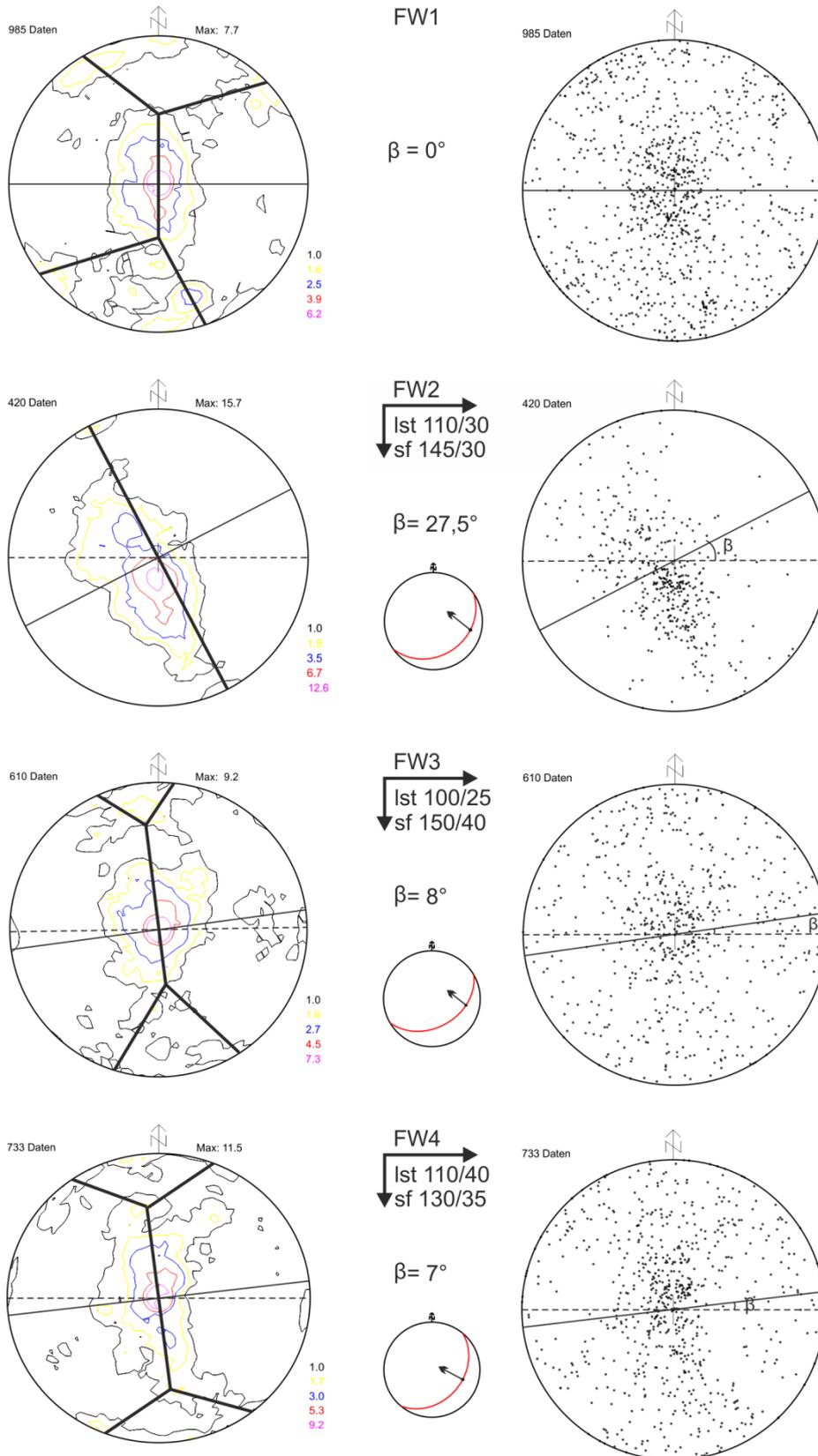


Abbildung 86: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Augengneis Proben FW 1, FW 2, FW 3 und FW 4 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

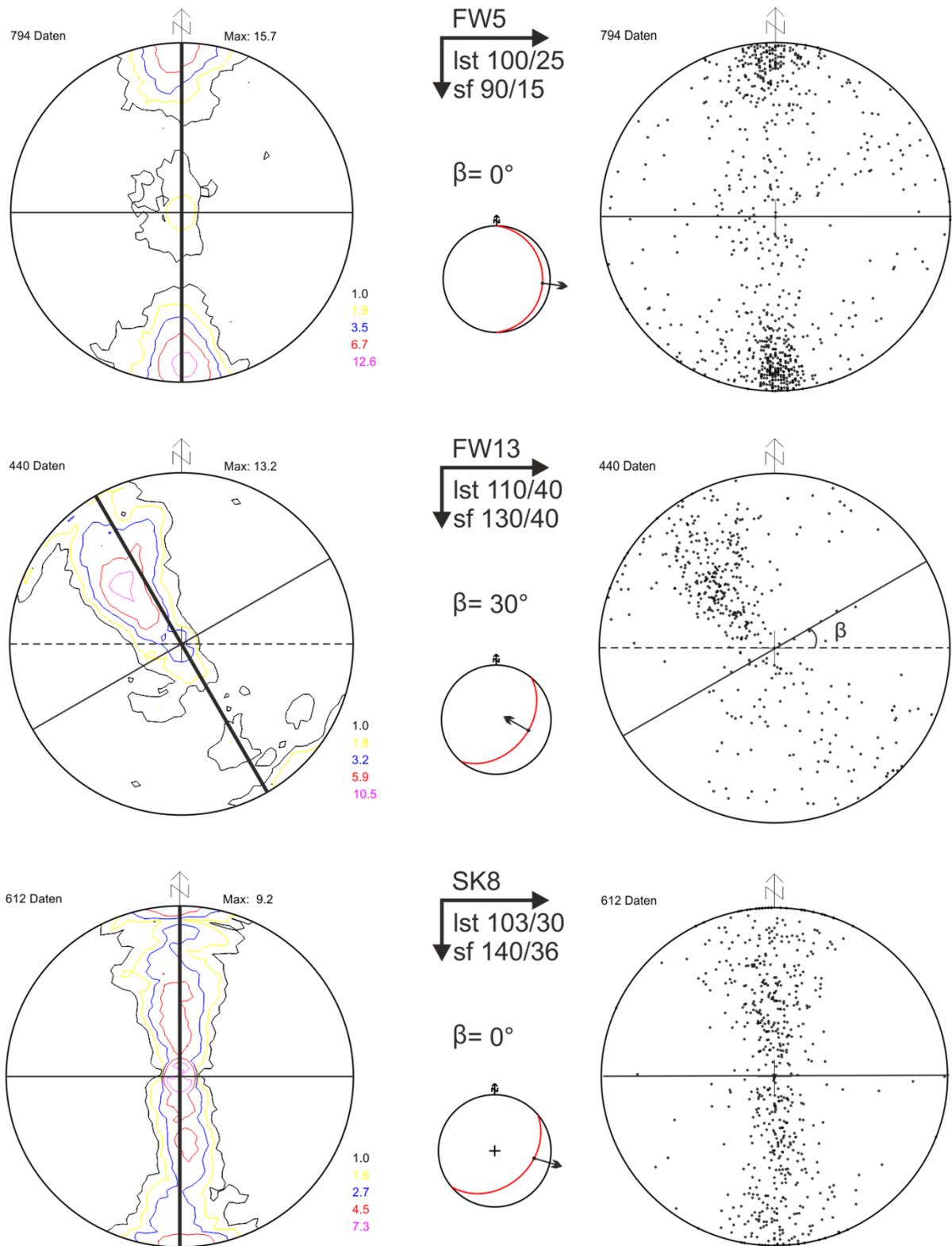


Abbildung 87: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Augengneis Proben FW 5, FW 13 und SK 8 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

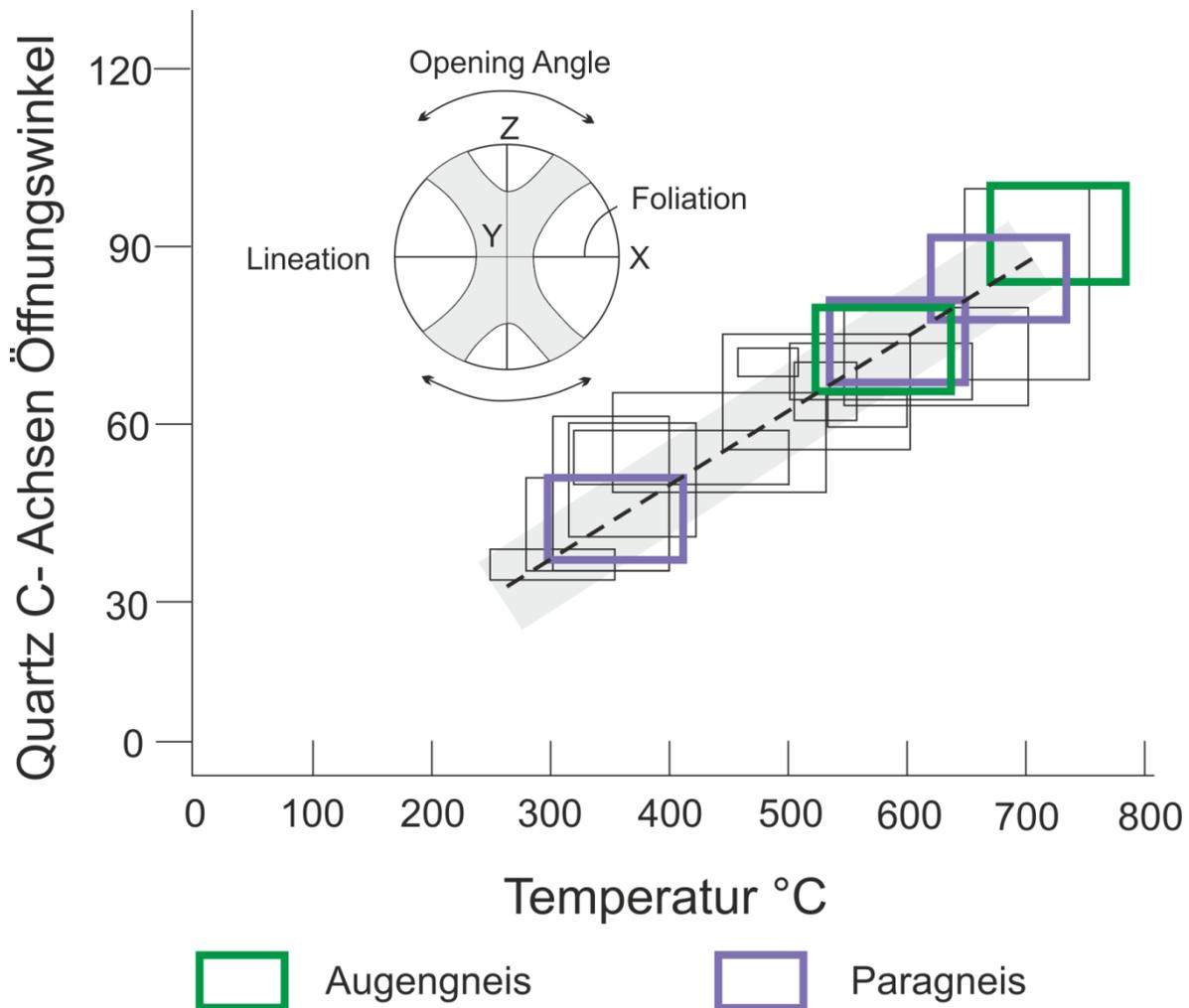


Abbildung 88: Modifiziert nach Sarkarinejad et al, (2010). Öffnungswinkel von Paragneisen und Augengneisen wurden gegenüber der Temperatur geplottet.

In der oben dargestellten Abbildung 88 wird der Öffnungswinkel der Quarz C- Achsen gegen die Temperatur geplottet. Dabei wird bei den erhaltenen LPO- Plots der ungefähre Öffnungswinkel der randlichen Anteile der Quarzachsenmuster („external legs“) abgeschätzt und in den vorgegeben Bereich (hellgrau) eingetragen (Sarkarinejad et al, 2010). Für die Untersuchung der syntektonischen Temperaturen eignen sich Typ I und Typ II Kreuzgürtel. Wenn das Diagramm nun allgemein betrachtet wird, kann eine Haupttemperatur einiger Domains um die 550°C bis 750°C festgestellt werden. Das heißt während der variszischen Deformation herrschten auffallend hohe Temperaturbedingungen vor. Die anschließend

gebildeten Niedrigtemperaturgefüge (330°C bis 400° C) könnten entweder während der anschließenden spätvariszischen Exhumierung oder der alpinen Extension in der oberen Kreide gebildet worden sein.

Vergleicht man diese Abbildung und ihre Resultate mit den schon erhaltenen Daten aus der Strukturentwicklung und der Rheologie, ist eine deutliche Übereinstimmung in den erhaltenen temperaturbezogenen Daten zu erkennen.

Die Analyse der Vorticity wird häufig in Verbindung mit Quarz C- Achsen verwendet und ist auch wichtig für die Rekonstruktion der Deformationsgeometrie im Gestein.

Die Vorticity stellt den Betrag der Rotation dar, welche während eines Fließprozesses entsteht. Der Prozess Vorticity ist vergleichbar mit dem Prinzip eines Flusses und kann damit beispielhaft beschrieben werden. Betrachtet man nun einen Fluss im Allgemeinen fließt das Wasser an den Randbereichen langsamer als im Zentrum. Würden an den Rändern Schaufelräder angebracht werden, würden sich die beiden Räder in die entgegengesetzte Richtung drehen → dextral und sinistral/positiv und negativ. Im Zentrum jedoch würde sich das Schaufelrad nicht bewegen da hier keine Unterschiede in den Fließgeschwindigkeiten bestehen, hier ist die Vorticity null. Das heißt in einem Rotationsystem muss eine repräsentative Referenzform definiert werden, in der die Vorticity gemessen wird und aus der später eine Aussage getroffen werden kann.

Um den Einfluss der Geschwindigkeiten in einem fließenden Medium auszuschalten wird in der Geologie der Begriff „kinematische Vorticity Nummer“ (W_k) verwendet. Die Vorticity wird als die Summe der Winkelgeschwindigkeiten aller orthogonalen Materiallinien in Bezug zu ISA angesehen (Abbildung 89). Die „Instantaneous Stretching Axis“ (ISA) sind jene Achsen in einem beobachteten System, welche bei einer Deformation die minimale und maximale Streckung aufweisen. Diese Achsen stehen immer orthogonal aufeinander (Passchier und Trouw 1998).

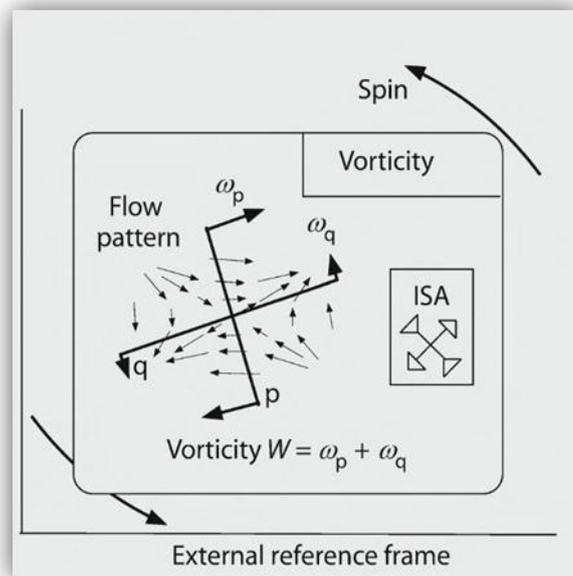


Abbildung 89: Vorticity wird als die Summe der Winkelgeschwindigkeiten aller orthogonalen Materiallinien in Bezug zu ISA angesehen. (Passchier und Trouw, 1998).

In Abbildung 89 wird die Vorticity als die Summe aller Winkelgeschwindigkeiten aller Vektoren dargestellt, wobei alle Einzelvektoren mit der gleichen Rotationsrichtung den Vektor mit der Winkelgeschwindigkeit ω_p und alle Vektoren mit entgegengesetzter Rotationsrichtung ω_q bilden. So kann nun aus der Summe der Winkelgeschwindigkeiten ω_p und ω_q die Winkelgeschwindigkeit des Gesamtsystems bestimmt werden (Passchier & Trouw, 1998).

Wie in der Arbeit von Xypolias (2009) und Grasmann et al. (1999) beschrieben, kann eine Herleitung der unten angeführten Gleichung (Formel 1) oder über eine Mohr-Kreis-Konstruktion („stretch space“- Regimes) erfolgen.

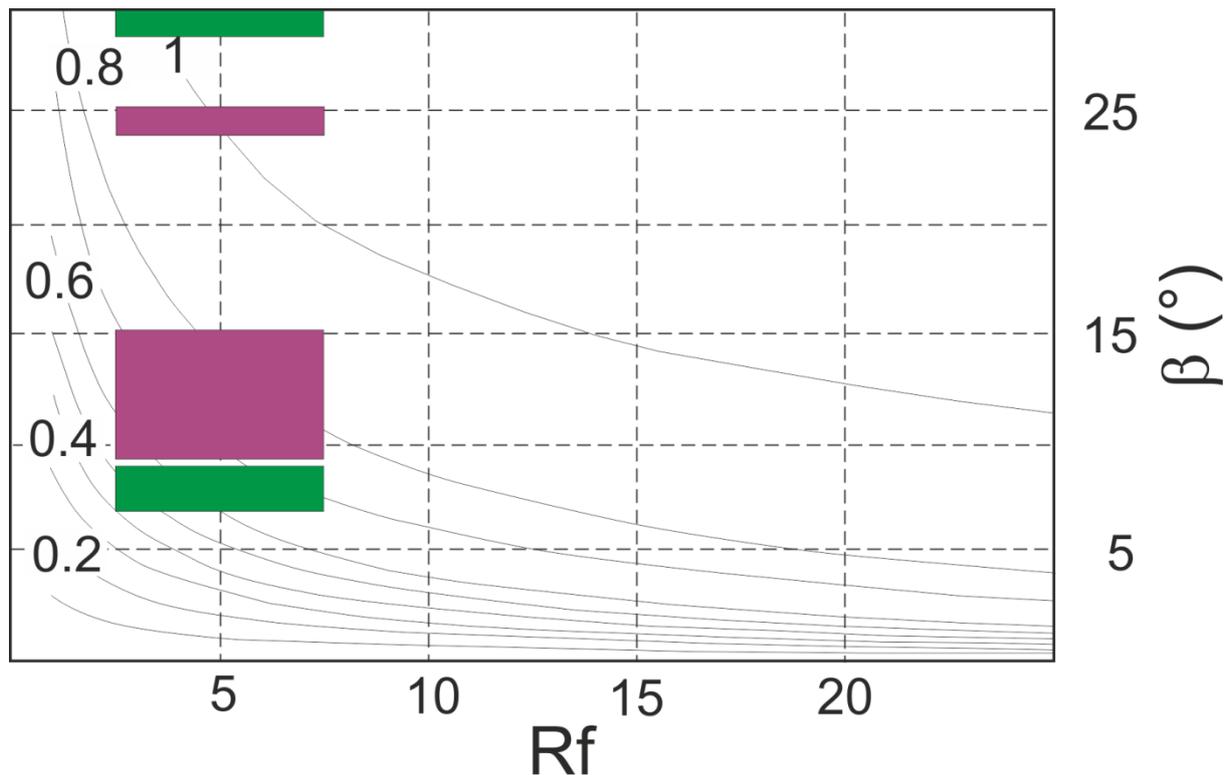
Um die Vorticity bestimmen zu können, wurden mit Hilfe des Fotometers Quarz-C-Achsenverteilungen analysiert und anschließend Polfiguren Isolinienplots erstellt (Wilson et al., 2007) und deren Skelettfiguren bestimmt. Durch die Skelettfiguren kann auf die Plättungsebene der Deformation rückgeschlossen werden und der Winkel (β) zwischen dieser und der kinematischen X-Achse (Scherebene, Lineationsrichtung) bestimmt werden. Zusätzlich wird auch noch der finite Strain der dazugehörigen Probe (Dünnschliff) abgeschätzt. Mittels der Werte R_f (finiter Strain), hier R_{xz} , und dem Winkel (β) kann nun mit folgender Beziehung die Vorticity bestimmt werden.

$$W_m = \cos \theta = \cos \left[\tan^{-1} \left(\frac{1 - R_{XZ} \tan^2 \beta}{(1 + R_{XZ}) \tan \beta} \right) \right]$$

Formel 1: Formel nach Xypolias (2009) und Grasemann (1999) zur Berechnung der Vorticity.

Durch den Wert der Vorticity kann auf die allgemeine Deformationsgeometrie rückgeschlossen werden. Liegt der Wert annähernd gegen 0, so liegt eine Pure Shear-Geometrie vor. Liegt der Wert für die Vorticity aber gegen 1, so liegt eine Simple Shear-Geometrie vor. Ergibt sich ein Wert zwischen 0 und 1 so handelt es sich um General Shear (Passchier und Trouw 1998).

Wu et al. (2006) beschreiben Vorticity als einen Mechanismus der Rotation von Elementen, wobei nicht bei jedem Deformationsereignis eine Rotation von Fließkomponenten im Gestein bewirkt wird. Während „simple shear“ eine Rotationskomponente aller Gefügeelemente bis auf jene parallel zur Scherzonengrenze zeigt, impliziert „pure shear“ alleine eine Verkürzung beziehungsweise Längung der Gefügeelemente parallel und normal auf die Scherebene. Diese Elemente rotieren in diesem System nicht.



- Paragneis (Bundschuhkristallin)
- Augengneis (Bundschuhkristallin)

Abbildung 90: Modifiziert nach Grasemann et al., (1999) und Wallis (1992). Darstellung der Beziehung von Öffnungswinkel (β) und dem finiten Strain (R_f) in den Paragneisen und Augengneisen. Konturen sind die kinematische Vorticity Nummer.

In der Abbildung 90 wird der Winkel β gegenüber dem finiten Strain (R_f) geplottet, daraus kann nun die kinematische Vorticity Nummer ermittelt werden. Laut der erhaltenen Daten kann im Bundschuhkristallin eine „simple shear“- beziehungsweise eine „general shear“- Geometrie angenommen werden. Auffallend ist, dass es scheinbar zwei verschiedene Deformationsereignisse, sowohl im Paragneis als auch im Augengneis gegeben hat, und diese sich bezüglich Geometrie sehr ähneln. Durch diese Beobachtung kann eine gemeinsame interne Deformationsgeschichte von den Paragneisen und den Augengneisen als wahrscheinlich erachtet werden, was auch mit der angenommenen tektonischen Entwicklung (Kapitel 10) übereinstimmen würde. Generell kann beobachtet werden, dass die Vorticity vor allem an den Grenzen zwischen Paragneis und Augengneis höher ist, sich also Richtung 1 bewegt, und sich in den Einheiten selbst im Bereich um die 0,5 befindet. Dies legt nahe, dass die Grenzen der Einheiten vermutlich während der regionalen Kühlung der Gesteine nicht-koaxial überprägt wurden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die vorkommenden Quarz C- Achsen-Verteilungen sich vor allem im Bereich von Basis <a>, Rhomben <a> und Prismen <a> Gleitsystemen befinden. Die Gefüge wurden also bei unterschiedlichen Temperaturen geprägt (550-650 °C und 350- 450 °C), dies stimmt mit den Temperaturabschätzungen mittels der Öffnungswinkel der Quarz C- Achsen- Skelettmuster überein. Daher können relativ hohe Temperaturbedingungen während der variszischen Deformation vorgeherrscht haben, wobei aus Abbildung 88 auch eine mögliche niedrigtemperierte Überprägung zu erkennen ist. Dies wird durch die Existenz niedrig temperierter Deformationsstrukturen, die an den Grenzen der lithologischen Einheiten dominant auftreten, bestätigt. Zusätzlich zu der Öffnungswinkel/ Temperatur Darstellung wurde versucht eine Vorticity zu ermitteln, welche sich in zwei unterschiedliche Domains einteilen lässt. Einerseits nimmt die Vorticity einen relativ hohen Wert an, gegen 1, was eine simple shear Geometrie annehmen lässt, und andererseits sind auch Werte um die 0,5 vorhanden, was auf eine General Shear Geometrie schließen lässt (Abbildung 90). Das heißt, die Deformation im Bundschuhkristallin hat hauptsächlich unter hohen Temperaturen und unter simple-shear- und general-shear-Bedingungen stattgefunden, wobei es vor allem an den Grenzbereichen von den verschiedenen Einheiten, hier Paragneis und Augengneis, eine Zunahme an der Vorticity beobachtbar ist.

Im Gegensatz zu den Gesteinen des Bundschuhkristallins konnten in den Quarzphylliten der Gurktal- Decke nur vereinzelt Quarztexturen gemessen werden. Die folgenden Plots (Abbildung 91) der Quarztexturen zeigen eine C- Achsen- Verteilung in den Quarzphylliten der Gurktal- Decke. Die Daten zeigen eine nicht koachsiale Deformation mit einem Einfachgürtel beziehungsweise einem Typ I Kreuzgürtel. Weiters sind alle Gleitsysteme (Prismen <a> bis Basis <a>) vorhanden, was auf eine grünschieferfazielle Überprägung der Deformation hinweist. Für eine signifikante Aussage konnte wegen des feinkörnigen Erscheinungsbildes zu wenige, gut texturierte Quarzdomains gemessen werden.

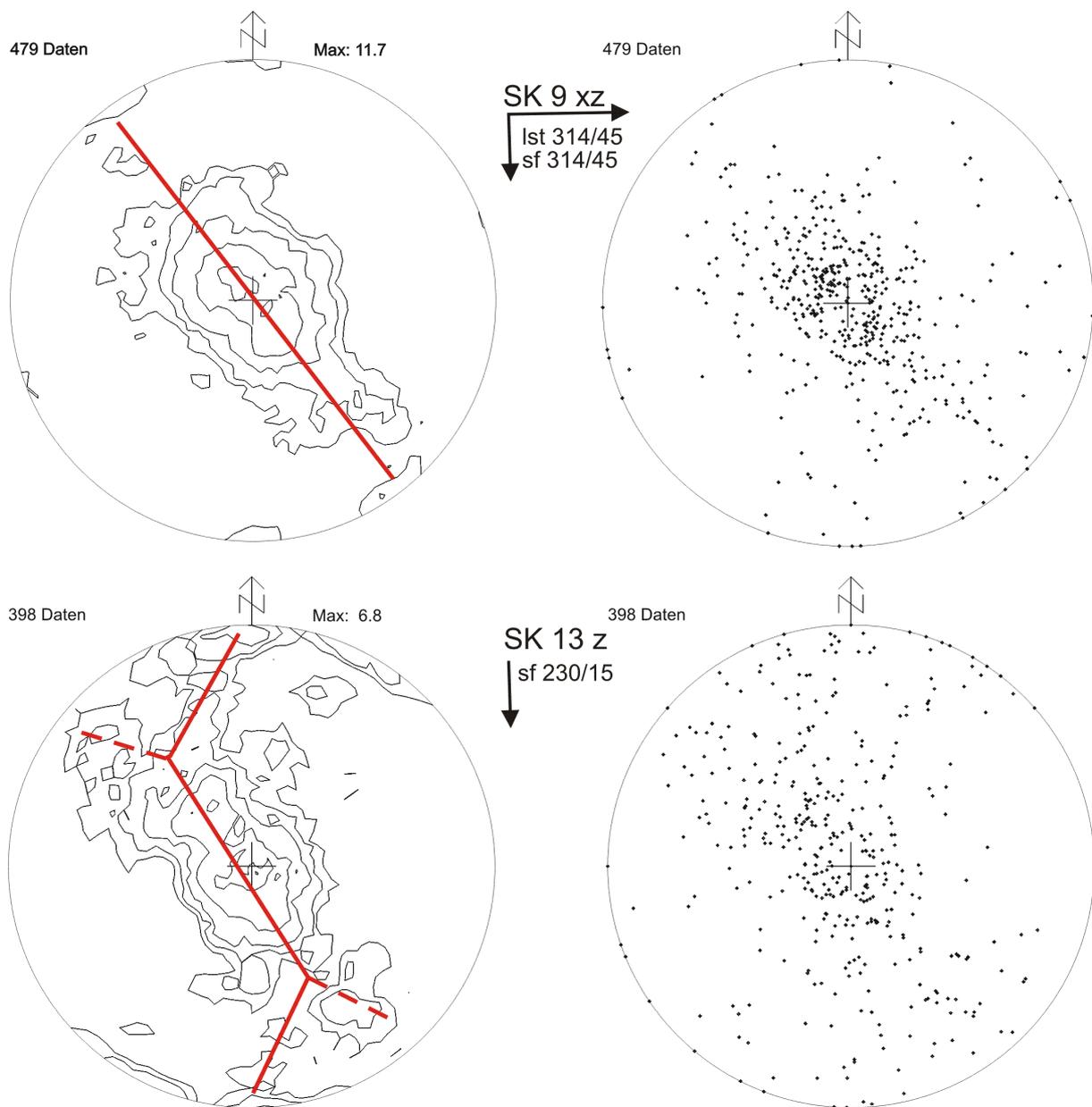


Abbildung 91: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Quarzphyllit- Proben SK 9 und SK 13 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinenplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.

14 Vergleich der Karbonmolasse-Gerölle mit den Gesteinen der benachbarten Einheiten

Die Abbildung 92 stellt den Vergleich zwischen den vorhandenen Gesteinskomponenten im Karbon und den Gesteinsbestand in der Umgebung dar.

Abbildung 92a zeigt eine Glimmerschieferkomponente im Konglomerat, die einem Glimmerschiefer des Bundschuhkristallins (Abbildung 92b) gegenübergestellt ist. Die Glimmer beider Glimmerschiefer sind hauptsächlich Muskowit. Der Glimmerschiefer des Bundschuhkristallins führt außerdem etwas Biotit. Die Komponente beinhaltet keine strukturelle Auffälligkeit im Vergleich zum Bundschuh-Glimmerschiefer: SC und ECC-Gefüge sind sichtbar, die Verformungsmechanismen sind in etwa gleich (SGR bis GBM).

Abbildung 92c beinhaltet ein hochtemperiertes Gneisgeröll, dessen Quarzkörner rekristallisiert sind und „grain boundary migration“ aufweisen. Im Vergleich dazu Bild d, einen hochgradigen Feldspat-Quarz-Mylonit vom Bundschuh-Orthogneis, der auch eine „grain boundary migration“ aufweist.

Der letzte Vergleich zwischen einer niedriggradigen Mylonit- Komponente (Abbildung 92e) und einem niedriggradigen Mylonit aus dem Bundschuh-Orthogneis, zeigt in beiden Fällen eine „lattice preferred orientation“ von Quarz. Der dominante Verformungsmechanismus ist in beiden Beispielen „bulging“. Der Mylonit im Bundschuh-Orthogneis lässt durch seine langgezogenen Körner keine eindeutige Korngrenzenbestimmung zu, aber vermutlich handelt es sich auch hier um „bulging“. Deutlich sichtbar hingegen ist, dass die Komponente im Konglomerat (Abbildung 92e) weniger Stress und geringeren Strain erfahren haben muss, als der Quarz im Bundschuhkristallin. Daher kann auf Gleitprozesse von „dislocation climb“ in der Konglomeratkomponente und „dislocation glide“ im Gneis rückgeschlossen werden.

Das Interngefüge der Gerölle ist im Gegensatz zur Matrix des Konglomerats völlig verschieden. Die Gerölle zeigen unterschiedlichste Deformationsmechanismen die zwischen 600 °C und 400 °C geprägt wurden. Die Matrix der Gerölle zeigt maximal grünschieferfazielle Bedingungen. Die internen Strukturen und Texturen der Gerölle decken sich im

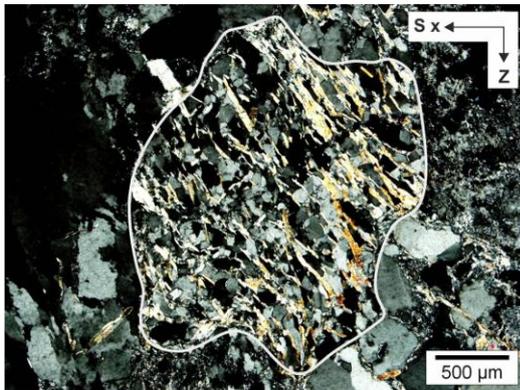
Wesentlichen mit den in der Nachbarschaft anstehenden Gesteinen des Bundschuhkristallins. Auch wenn Ähnlichkeiten in den Verformungsmerkmalen kein eindeutiger Beweis für die Herkunft der Gerölle ist, wird das Bundschuhkristallin als Liefergebiet angenommen. Dies wird auch durch die kleinen Transportweiten, wie sie aus sedimentgeologischen Untersuchungen hervorgehen, unterstützt.

Die variszische Metamorphose fand wahrscheinlich bei Bedingungen der Amphibolit – bis höheren Amphibolitfazies statt. Nach der temperaturbetonten Metamorphose, folgte eine lokale späte Deformation entlang von Störungen. Dabei kam es stellenweise zu einer leichten retrograden Metamorphose kommen, die auch in schwacher Ausbildung in manchen Geröllen beobachtet werden kann.

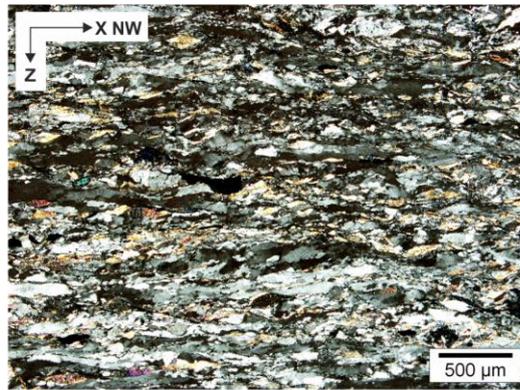
In einer alpidischen Phase erfuhr das Kristallin eine weitere Metamorphose bei Temperaturen um die 350 °C, was zu einer retrograden Überprägung des variszischen Mineralbestands führte und einer weiteren Deformation. Die alpidische Verformung und Metamorphose hat im Bundschuhkristallin grünschieferfazielle Bedingungen nicht überschritten. Die oberkarbonen Sedimente wurden von dieser alpidischen Überprägung weitgehend verschont (Frimmel, 1984).

Die durch Epimetamorphose verursachte retrograde Überprägung, sowie die zusätzliche Deformation sind die zentralen Unterschiede zwischen den Kristallin-Geröllen im Konglomerat und dem anstehenden Kristallin (Frimmel, 1984).

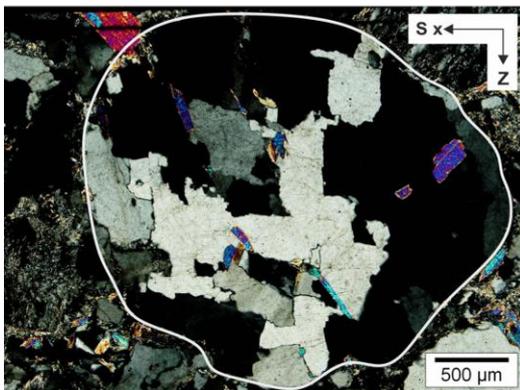
Insgesamt kann man aber davon ausgehen, dass die Gesteinsfragmente des Karbons dem Umgebungsgestein, d. h. Gesteinen der Gurktal- Decke und des Bundschuhkristallins entsprechen.



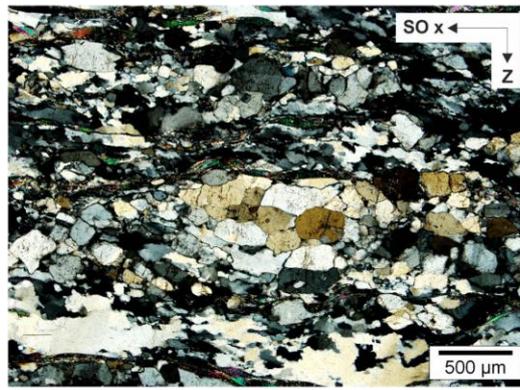
a



b



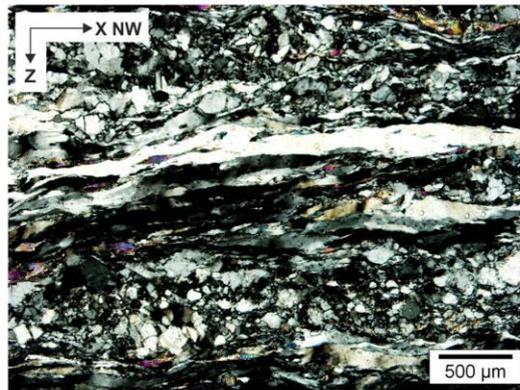
c



d



e



f

Abbildung 92: : a: Glimmerschiefer-Komponente aus dem liegenden Bereich des Karbons, x Richtung Süden, FW35; b: gneisiger Glimmerschiefer aus dem Bundschuhkristallin, FW7; c: hochgradige Gneisboulder-Komponente, x Richtung Süden, FW35; d: hochgradiger Feldspat-Quarz-Mylonit vom Orthogneis-Bundschuhkristallin, FW3; e: niedriggradige Mylonit-Komponente, x Richtung Süden, FW35; f: niedriggradiger Mylonit aus Orthogneis-Bundschuhkristallin, SK8.

15 Interpretation

Die Gliederung des Ostalpins nach Tollmann (1963) mit seiner nicht überall nachvollziehbaren Deckengrenze von MOA und OOA kann von uns nicht unterstützt werden, da das Bundschuhkristallin und die Gurktal- Decke in diesem Gebiet bereits im Karbon zusammen, zumindest teilweise übereinander gelegen haben müssen. Aufgrund der Herkunftsanalyse der postvariszischen Molasse und durch strukturgeologische Untersuchungen der Deckengrenze zwischen Gurktal- Decke und Bundschuhkristallin ist die Fernschubhypothese von Tollmann (1963) weitgehend widerlegt. Das Modell von Schmid et al. (2004) hingegen scheint mit der Korrelation unserer erhaltenen Ergebnisse ein plausibler Lösungsweg zu sein.

Der Ablagerungsraum der postvariszischen Molasse (Kapitel 6.1) war vermutlich geprägt durch ein fluviatiles Milieu mit zahlreichen Rinnen, ausgehend von einem nahe gelegenen Herkunftsgebiet. Die Existenz von Resedimenten und die Folge von „fining upward“- und „coarsening upward“- Sequenzen legt wechselnde Hebungsraten des Hinterlandes nahe.

Die Sandsteinpetrographie lässt auf ein „recycliertes“ Orogen als Liefergebiet rückschließen. Die Reliefenergie war generell hoch, belegt durch den hohen Anteil grobklastischer Komponenten.

Das Liefergebiet war gemischt sedimentär und metamorph, wobei sedimentäre Komponenten untergeordnet sind. Als Liefergebiet kommt zum einen die, Gurktal- Decke in Frage die nur einen geringen Anteil der Komponenten lieferte, zum anderen stammt ein Großteil Gerölle aus dem benachbarten Bundschuhkristallin. Komponenten des Konglomerats konnten in vielen Fällen eindeutig den im Bundschuhkristallin anstehenden Gesteinen zugeordnet werden.

Feldspat, wie er im nahegelegenen Augengneis als Hauptkomponente auftritt, konnte nur untergeordnet gefunden werden. Selbst wenn man einen raschen Zerfall des Feldspats während des Transports in Betracht zieht, ist dies schwer zu erklären. Es könnte sein, dass vorwiegend Paragneise, nicht aber Augengneise, das Liefergebiet der karbonen Sedimente darstellen.

Die Herkunft der Gerölle aus dem benachbarten Bundschuhkristallin belegt, dass das Karbon der Stangnock- Formation und das Bundschuhkristallin zur Zeit der Ablagerung im Gzhelium

benachbart waren. Eine Deckengrenze mit Fernschub nach Tollmann (1963) ist demnach auszuschließen. Die vorhandene Deckengrenze ist daher nur eine Grenze zwischen zwei Deckensystemen im Oberostalpin (Schmid et al., 2004).

Die Tatsache, dass nur die Gerölle der postvariszischen Molasse ähnliche penetrative Schieferung wie das Bundschuhkristallin aufweisen, lässt darauf schließen, dass die Hauptdeformation im Bundschuhkristallin prä-Karbon gewesen sein muss. Während der prä-karbonen Deformation im Bundschuhkristallin kommt es zu einem hochtemperierten Ereignis und einem niedrig temperierten Ereignis im Zuge der Exhumierung. Dasselbe gilt auch für die Gurktal- Phyllite. Denn wenn die Konglomerate transgressiv auf den Phylliten und eventuell Marmoren der Gurktal- Decke liegen, und Konglomerate fast keinen Strain zeigen, liegt der Schluss nahe, dass es sich auch hier um eine prä-karbone Hauptdeformationen handelt. Diese Annahme wird durch folgende Vermutungen bekräftigt: 1) Phyllitgerölle sind wahrscheinlich in den Konglomeraten vorhanden und auch von Krainer (1989) beschrieben. 2) Zwischen den Gurktal- Phylliten und der postvariszischen Molasse ist eine Diskordanz zu erkennen. 3) Im prä-Karbon war eine tektonische Grenze zwischen Bundschuhkristallin und Gurktal- Decke vorhanden.

Im Bundschuhkristallin können Schersinne nach NW und SO anhand der asymmetrischen Quarztexturen ermittelt werden, das heißt es könnte während der alpidischen Verfaltung (D_{3B}) eine Umdrehung in ihrem Schersinn erfolgt sein. Die entgegengesetzten Schersinne weisen darauf hin, dass die prä-alpidischen Gefüge nachträglich alpidisch verfaltet wurden (D_{3B}).

In der Gurktal- Decke wurden vorwiegend alpidische Strukturen beschrieben und ausgewertet. Nachdem die Phyllite, die Marmore und die Konglomerate gemeinsam mit der Deformation D_{2G} isoklinal verfaltet wurden, muss das Ereignis post-Karbon gewesen sein. Hierbei stellt sich jedoch die Frage, welches Alter die Marmore haben. Frimmel (1984) behandelt die Karbonate als Deckenscheider und nimmt ein mesozoisches Alter, also Stangalm- Mesozoikum, an. Aufgrund dessen, dass die Marmore die gleiche Deformationen wie die Gurktal- Phyllite zeigen, können wir die Ansicht Frimmels (1984) nicht unterstützen und vermuten eine Zugehörigkeit der Karbonate zu den Gesteinseinheiten der Gurktal- Decke.

Der Verlauf einer Deckengrenze konnte nicht eindeutig ermittelt werden. Aufgrund der Annahme, dass die Marmore zu der Gurktal- Decke gezählt werden können, kann die

Vermutung, dass die Deckengrenze variszisch ist, unterstützt werden. Die semiduktilen und spröden Abschiebungsstrukturen (Oberkreide) sowohl im Bundschuhkristallin, als auch in der Gurktal- Decke legen nahe, dass die vorhandene Deckengrenze möglicherweise durch diese überprägt worden ist.

Im Kontaktbereich von Bundschuhkristallin und Gurktal- Decke müsste sich, laut dem kartierten Kartenbild und der stark zerstörten Gesteine in diesem Gebiet, eine markante Störung befinden. Die Kinematik dieser Störung könnte einerseits durch eine Deckenstapelung und andererseits durch eine „strike slip“ Bewegung verursacht worden sein. Nachdem im Bundschuhkristallin dieselbe Verfaltung (antiklinal, SSE gerichtete Faltenachse) wie in der Gurktal- Decke vermutet wird, ist die Annahme einer prä-alpidischen Deckenstapelung naheliegender, da dadurch eine gemeinsame Verfaltung der beiden Decken in alpidischer Zeit möglich wäre.

Zusammenfassung der Ergebnisse im Arbeitsgebiet:

1. Die penetrative Hauptdeformation ist sowohl in den Gesteinen des Bundschuhkristallins, als auch in den Gurktal- Phylliten ein prä- Karbones Ereignis. Die Deckengrenze ist höchstwahrscheinlich variszisch.
2. Die postvariszischen Molasse wurde transgressiv auf die Gurktal- Decke und das Bundschuhkristallin im Karbon abgelagert.
3. Im post- Karbon kommt es zu einer isoklinalen Verfaltung von Phylliten, Marmoren und Konglomeraten innerhalb der Gurktal- Decke.
4. Alpidisch werden Gurktal- Decke und Bundschuhkristallin gemeinsam verfaltet und weisen semiduktile und spröde Abschiebungsstrukturen auf, die die Deckengrenze überprägen.

16 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Darstellung der geographischen Lage des Kartiergebietes. Innerhalb des umrahmten-markierten Feldes befindet sich das Arbeitsgebiet. (Austrian Maps- BEV (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen))	10
Abbildung 2: Paläogeographische Rekonstruktion des Mittelmeerraums für a) späte Trias b) späte Jura und c) späte Kreide Zeit. G: Genf; W: Wien. Verändert nach Schmid et al. 2004.	13
Abbildung 3: Tektonische Karte der Ostalpen mit Deckengliederung nach Schmid et al.(2004)	14
Abbildung 4: Deckentektonischer Stockwerksbau in den östlichen Zentralalpen nach Tollmann (1980).	15
Abbildung 5: Nord- Süd- Profil durch die Ostalpen, verändert nach Schmid et al. (2004).....	16
Abbildung 6: Schematischer Deckenbau und metamorphe Entwicklung des südöstlichen Teils der Ostalpen. Nach Schuster et al. (2004).....	19
Abbildung 7: Tektonische Entwicklung der Ostalpen im späten Paläogen. PFS Periadriatisches Störungssystem, SAM-südliche Grenze der alpinen Metamorphose, MF Mölltal Störung, DZ Drauzug, MC Millstatt Komplex, RC Radenthein Komplex, BN Bundschuh Decke, GN Gurktal- Decke, SM Stangalm Mesozoikum, RW Rammingsteinfenster, WC Wölz Komplex. (Nach Krenn et al., 2011).	20
Abbildung 8: Stratigraphisches Schema der altpaläozoischen Schichtglieder der Murauer Decke (Nach Flügel & Neubauer, 1984).	21
Abbildung 9: Faziesvariationen in der Stolzalpen Decke des Gurktal- Deckensystems vom späten Silur bis frühes Devon. (Nach Neubauer & Pistotnik, 1984).....	22
Abbildung 10: Strukturelle Einheiten des Gurktal- Deckensystems und schematisches Profil durch das Gurktal- Deckensystem. (Nach Rantitsch & Russegger, 2000).....	23
Abbildung 11: Darstellung der permomesozoischen Sedimentablagerungen im Mittelostalpin (nach Schnabel, 1980a, 1980b)	24
Abbildung 12: Mikrogefügebilder aus der Paragneisprobe SK 3. (a) Rekristallisierter Feldspatblast mit einer hohen Granatanreicherung; Muskowitbänder umfließen ehemalige Blasten (Klasten). (b) gemeinsames Vorkommen von Chlorit, Biotit und Muskowit im Gefüge, schichtsilikatische Minerale umfließen Feldspatblasten mit Granateinschlüssen. B: Biotit; M: Muskowit; C: Chlorit; G: Granat; F: Feldspat; Q: Quarz	27
Abbildung 13: Mikrogefügebild aus der Paragneisprobe FW 8 (c) Umwandlung von Chlorit zu Biotit, Muskowit kommt in Form von Glimmerfischen vor; C: Chlorit; B: Biotit; M: Muskowit; G: Granat.....	29
Abbildung 14: Mikrogefügebilder aus den Paragneisproben FW 8 (d) und FW 11(e); (d) Chloritisierung der Granate; Quarzdomains mit Hellglimmerlagen; (e) Granate zeigen idiomorphe Korngrenzen; biotitreich mit vereinzelt Muskowiteinschaltungen; G: Granat; M: Muskowit; B: Biotit; Q: Quarz .	30
Abbildung 15: Mikrogefügebild aus der Augengneisprobe FW 5; (f) Rekristallisierter Kalifeldspatblast; Ausbildung von Zwillingslamellen im Klast; Vorkommen von winzigen Hellglimmernadeln im rekristallisierten Bereich; K: Kalifeldspat; M: Muskowit; Q: Quarz	32
Abbildung 16: Mikrogefügebild aus der Phyllit/Tuffprobe FW 24; extrem feinkörnige Matrix ist sichtbar; (g) Lagenbau der feinkörnigen Quarzmatrix und der schichtsilikatischen Bänder; (h) hohes Chlorit- Fluidvorkommen; Q: Quarz; C: Chlorit; Fl: opaken Phasen	34

Abbildung 17: Mikrogefügebilder aus der Quarzphyllitprobe SK 13; (i) höhertemperierte klastische Quarzkomponenten; Hellglimmerband mit Fluideinschaltungen; (j) Quarzkomponenten im chloritreichen Gefüge; hohes Vorkommen von Bändern bestehend aus opaken Phasen; Q: Quarz; M: Muskowit; C: Chlorit; Fl: opake Phasen.....	36
Abbildung 18: Karbonataufschluss im Steinbachgraben (Karbonat- Phyllit -Abfolge); blockige Kalzitmarmore.....	37
Abbildung 19: Geologische Karte am NW-Rand der Gurktal- Decke mit Augenmerk auf die Stangnock-Formation. 1 Kristallines Grundgebirge mit Orthogneiszügen (Zentralalpin), 2 Stangalm-Mesozoikum (Zentralalpin), 3 Phyllonitzone, 4 Pfannockschuppe (Oberostalpin), 5 Altpaläozoikum der Murauer Teildecke, 6 Altpaläozoikum der Stolzalpen Decke, 7 Stangnock Formation (Oberkarbon), 8 Werchzirm-Formation, 5-8 Gurktal- Decke. Nach K. Krainer (1989).....	38
Abbildung 20: Serizitisierter Kalifeldspat im Konglomerat am Kontaktbereich postvariszische Molasse – Bundschuhkristallin; Probe WF 55	42
Abbildung 21: Detritärer Glimmer (Muskowit) im Konglomerat am Kontaktbereich postvariszische Molasse – Bundschuhkristallin; Probe WF 55	42
Abbildung 22: Hochtemperiertes Gneisgeröll mit dynamisch rekristallisiertem Quarz (Diffusion Creep und left-over grains von Muskowit) (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW35	43
Abbildung 23: Mittelgradiger Mylonit im Konglomerat mit „subgrain rotation“ und eine kristallographischen Vorzugsregelung (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW 35....	44
Abbildung 24: Niedriggradiger Mylonit („dislocation glide“- Mechanismus; „bulging recrystallisation“ und eine kristallographische Vorzugsregelung)(Reißeck); Probe FW38.....	45
Abbildung 25: Chert-Komponente im Konglomerat (Reißeck), Probe FW 37a.....	45
Abbildung 26: Sandsteinkomponente im Konglomerat (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW35.....	46
Abbildung 27: Glimmerschieferkomponente im Konglomerat (Steinbachsattel-Reißeck), x Richtung Süden; Probe FW35.....	47
Abbildung 28: Silt-/Tonstein- Komponente (Fortstraße parallel zum Nesselbach), x Richtung Norden; Schliff SK16.....	48
Abbildung 29: Grobkörniges Konglomerat, komponentengestützt Gt im direkten Kontakt (strichlierte Linie) zu einem feinkörnigen massigen Konglomerat Gm (Fortstraße parallel zum Nesselbach).	50
Abbildung 30: a Horizontalschichtung des Konglomerats Gt/h (Steinbachsattel-Reißeck), b Schrägschichtung Gp im Konglomerat mit darüber liegender massiger Konglomeratschicht Gt (Steinbachsattel-Reißeck), c Horizontalschichtung im Sandstein (Steinbachsattel-Reißeck), d Horizontalschichtung im Tonstein (Reißeck-Hochalmköpfl).....	50
Abbildung 31: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl mit einer „fining upward“-Sequenz, Abschnitt 1.....	52
Abbildung 32: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl mit einer „coarsening upward“-Sequenz, Abschnitt 2.....	53
Abbildung 33; Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl, Abschnitt 3.....	54
Abbildung 34: Lithologisches Profil vom Steinbachsattel bis zum Hochalmköpfl, Abschnitt 4.....	55
Abbildung 35: Dreiecksdiagramm Quarz-Feldspat-lithische Komponenten mit der Einteilung der Liefergebiete in Abhängigkeit von der Transportweite; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon im Sinne von Frimmel,1984).....	58

Abbildung 36: Dreiecksdiagramm Quarz-Feldspat-lithische Komponenten mit der Einteilung der Desintegration in Abhängigkeit von der Reife; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon im Sinne von Frimmel, 1984)	59
Abbildung 37: Dreiecksdiagramm Feldspat-Quarz monokristallin-Quarz Polykristall mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	62
Abbildung 38: Dreiecksdiagramm Chert-Quarz monokristallin-Quarz Polykristall mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	63
Abbildung 39: Dreiecksdiagramm Quarz-lithische Komponenten-Resedimente mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	63
Abbildung 40: Dreiecksdiagramm Quarz-Mylonit LT-Gneis mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)	64
Abbildung 41: Dreiecksdiagramm Glimmerschiefer-Chert-Gneis mit den untersuchten Konglomeratdaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	64
Abbildung 42: Dreiecksdiagramm nach Dickinson und Suczek (1979) mit den untersuchten Sandsteindaten; (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984)	65
Abbildung 43: Dreiecksdiagramm Quarz polykristallin-Quarz monokristallin-Glimmer mit den untersuchten Sandsteindaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	67
Abbildung 44: Dreiecksdiagramm Quarz polykristallin-Quarz monokristallin-Feldspat mit den untersuchten Sandsteindaten (rote Punkte: Königstuhlkarbon, schwarze Punkte: Turracher Karbon; Einteilung nach Frimmel, 1984).....	67
Abbildung 45: Links: Klassifikation der Sandsteine nach Pettijon et al. (1987); rechts: Q-F-L-Plot der untersuchten Sandsteine	68
Abbildung 46: Schematische Darstellung der mehrphasigen Sedimentation des Karbons und die Entwicklung von Sand und Tonsteinkomponenten im Konglomerat.....	70
Abbildung 47: Sandsteine der Stangnock-Fm und der Werchzirm-Fm im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) – sGBR (sedimentäre Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke. Die Werchzirmschichten wurden im Perm abgelagert. Nach Krainer (1989)...	72
Abbildung 48: Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Stangnock Fm. Und der Werchzirm Fm. In Klammern Anzahl der Proben.....	73
Abbildung 49: Die südlichen Varisziden in Westeuropa während dem Perm. Nach P. Rossi et al. (2009).	74
Abbildung 50: Daten R & Theta der Strainanalysen; a: Probe FW 70xz, b: Probe FW 71xz. aa normierte Summen der projizierten Umrisslinie gegen den Rotationswinkel Alpha, Maximum: vertikale Linie; ab digitalisierten Polygone; ac Richtungsrosen aller normierter Summen; ad errechnete Strainellipse aus der Eliptizität R und dem Winkel Theta.....	77
Abbildung 51: Flinn Diagramm mit der Darstellung der Strainellipsoides und des Würfels; durch $k=(a-1)/(b-1)$ erfolgt die Unterscheidung der verschiedenen Formen des finiten Ellipsoides; (Verändert nach Meschede, 1994)	78
Abbildung 53: Errechnete Daten der Strainanalyse für das Flinn-Diagramm.....	79

Abbildung 54: Diagramm: Flinn Diagramm mit den geplotteten Daten der Strainanalyse, siehe Abbildung 54.	79
Abbildung 52: Darstellung der Formen einzelner Strainellipsoide und der ausgehenden Würfelformen angelegt an die Achsen x, y und z. Links: uniaxiale Längung, prolate Form; Mitte: uniaxiale Kürzung, oblate Form; Rechts: ebene Verformung.....	79
Abbildung 55: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 70xz und FW71xz. Zwischen den Isolinienplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	82
Abbildung 56: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 28xz, FW36z, FW39xz und FW41xz. Zwischen den Isolinienplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	83
Abbildung 57: Kristallographische Vorzugsregelungen von Quarz C-Achsen von den Konglomeratproben FW 42xz, FW44xz, FW45xz und WF55xz. Zwischen den Isolinienplots und den Richtungsdatenplots sind die Orientierungsdaten der einzelnen Proben angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	84
Abbildung 58: Schematische Darstellung der tektonischen Beziehungen/Sedimentationen beziehungsweise der zwei Deckensysteme. Bild oben: Geländeaufnahme an der prä-alpidischen Deckengrenze zwischen Bundschuh- Kristallin und dem Karbon der Gurktal- Decke.	87
Abbildung 59: Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung der beiden Einheiten im Bundschuhkristallin. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	89
Abbildung 60: Schematisches E-W Profil entlang der Steinbachgrabenstörung zur Darstellung der isoklinalen Verfaltung von Phylliten und Karbonaten.....	90
Abbildung 62 Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des Phyllits der Gurktal- Decke mit einer dargestellten Faltenachse, die nach Osten einfällt. Stellt die isoklinale Verfaltung im Gurktal- Deckensystem dar (D2 _G). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	91
Abbildung 61 Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des im Steinbachgraben vorkommenden Karbonats, mit einer nach Osten gerichteten Faltenachse. Darstellung der isoklinalen Verfaltung (D2 _G). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	91
Abbildung 63 Orientierungsdaten der Lagerung des Konglomerats im Bereich Reißbeck mit einer nach Osten gerichteten Faltenachse. Belegt die vorkommende isoklinale Verfaltung (D2 _G) auch im Karbon. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	91
Abbildung 64 Orientierungsdaten der penetrativen Schieferung des Phyllits der Gurktal- Decke mit einer dargestellten Faltenachse, die nach Süd- Süd- Ost einfällt. Stellt die große antiklinale Verfaltung des Gurktal- Deckensystems dar (D3 _G). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	92
Abbildung 65 Schichtungsplot der karbonen Molasse im Bereich Reißbeck mit einer nach Süd- Süd- Ost gerichteten Faltenachse. Stellt die große antiklinale Verfaltung der Gurktal- Decke dar (D3 _G). Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	92
Abbildung 66: Schichtungsplots des nach Frimmel (1984) beschriebenen „Königstuhl- Konglomerat“ und „Turrach- Konglomerat“. Die Übereinstimmung der Schichtung und der beiden vorhandenen Falten wird dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	93
Abbildung 67: Schematische Darstellung des antiklinalen Faltenbaus der Gurktal- Decke sowie die vermutete Erosion des Faltenscheitels.	94
Abbildung 68: Profil A: SSW- NNO- Profil durch das Arbeitsgebiet.	96
Abbildung 69: Profil B: SSW- NNO- Profil durch das Arbeitsgebiet.	96

Abbildung 70: P/T- Pfad des retrograden Metamorphose im Bundschuhkristallin.	98
Abbildung 71: Mikrostrukturen in den Gneisen des Bundschuhkristallins. (a), (b) und (c) → D1 _B ; (d), (e) und (f) → D4 _B ; (a) Rekristallisierter Feldspatblast mit Granateinschlüssen, Muskowit umfließt Feldspat, (b) Druckschattenbildung um einen Granat, Quarz zeigt „subgrain rotation“ (SGR); (c) Zoniertes Wachstum von Granat, interne Pigmentierung gut sichtbar; (d) Konjungierte Scherbänder mit Biotitdominanz; (e) Abschiebungsstrukturen um die Feldspatblasten, ECC- Gefüge; (f) ECC- Gefüge; Q: Quarz, F: Feldspat, M: Muskowit, G: Granat, B: Biotit.....	100
Abbildung 72: Bildung von Dehnungsgängen am Ende der Entwicklung von Scherbändern.....	102
Abbildung 73: Mikrostrukturen in den Quarzphylliten (g) Bildung von Quarzbänder (D1 _G) und spätere Verfallung davon (D2 _G), (h) winzige Isoklinalfaltung im Phyllitgefüge(D2 _G), (i) starker Fluideintrag vor allem im Bereich der Scherbänder. (j) Bildung von ECC- Gefüge und Dehnungsgänge mit Chloritfüllungen, Quarzadern bilden sich gebunden an die Scherbänder aus (D4 _G). Q: Quarz; C: Chlorit; M: Muskowit fae: Faltenachsebene ???.....	103
Abbildung 74: Die drei Haupttypen der dynamischen Rekristallisation. Die grau unterlegten Körner zeigen den Kornzustand vor und während der Rekristallisation (Passchier und Trouw, 2005).....	105
Abbildung 75: Vier Modelle für eine Neubildung von Körnern bei einer Bulging- Rekristallisation. (Stipp et al., 2002).	106
Abbildung 76: Drei Mechanismen von dynamischer Rekristallisation auf der Körner- Skala. BLG - Rekristallisation: Entsteht wenn zwei benachbarte Körner eine unterschiedliche Dislokations- Intensität aufweisen. Hier sind die Ausbuchtungen und die Bildung eines eigenen Kornes dargestellt. SGR- Rekristallisation: Ein Korn rotiert während dieses Prozesse und ändert seine Gitterorientierung im Gegensatz zu den anderen Körnern. GBM- Rekristallisation: Bei einer hohen Temperatur werden die Korngrenzen stark mobil. SGR kann auch vorkommen, wobei dort wo der Übergang zu GBM erfolgt wird auch das Kristallgitter stark mobil (Passchier und Trouw, 2005).	107
Abbildung 77 Mikrostrukturelles und rheologisches Verhalten von Quarz bei bestimmten Temperaturen (200°C- 700°C); nach Fritz et al., (2005).	108
Abbildung 78: Rekristallisation des Feldspates und der Quarzkörner in den Bundschuhgneisen. (a), (b) und (c) Proben der Augengneise. (d) Beispiel aus dem Paragneis (a) SGR- GBM der equidimensional vorkommenden Quarzkörner im höher temperierten Bereich. (dislocation climb) (b) SGR der Quarzkörner mit anfänglicher Längung der Kornform (Übergang von Dislocation climb zu Dislocation glide), an die Scherbänder gebunden Bulging (c) dynamische Rekristallisation des Feldspats und Hammer- Ambos Strukturen in Quarzbänder (Dislocation glide) (d) SGR- GBM mit leichter Längung der Quarzkörner. Q: Quarz F: Feldspat M: Muskowit.	110
Abbildung 79: Modifiziert nach Pluijm und Marshak (2004): Deformationsmechanismen- Karte für Quarz. σ_d : Differentialspannung; Linien geben die Strainraten an; definiert die Entwicklung der Deformationsmechanismen während der Deformation in den Bundschuhgneisen.	111
Abbildung 80: a) Verteilung der C- Achsen von Quarz in einer CPO- Darstellung mit den verschiedenen Maxima. X ist die Richtung der Lineation, Z sind die Pole der Foliation. (Toy et al., 2008) b) Darstellung der verschiedenen Gleitsysteme, 1) Prismen <a>, 2) Rhomben <a>, 3) Basis <a>, 4) Prismen <c> (Schmid und Casey, 1986).	113
Abbildung 81: Zusammenfassung der Temperaturbereiche, in denen bestimmte Quarz Gleitsysteme gefunden wurden und agieren, oder wo charakteristische CPO Muster gewissen Gleitsysteme gemessen wurden (Toy et al.,2008).	114
Abbildung 82: Korrelation von Deformationsmechanismen mit koachsialen und nicht koachsialen LPO- Figuren der Quarz C- Achsen (Passchier und Trouw, 2005).	115

Abbildung 83: Beispiele zweier Isolinienplots mit zwei unterschiedlichen Ausbildungen von Kreuzgürteln der Quarzachsen. Die „Fabric Skeletons“ kennzeichnen die Kämme der Isolinien (Passchier und Trouw, 2005).....	116
Abbildung 84: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Paragneis Proben FW 27, FW 64 und FW 68 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	118
Abbildung 85: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Paragneis Proben FW 6, FW 7, FW 8 und FW 26 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	119
Abbildung 86: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Augengneis Proben FW 1, FW 2, FW 3 und FW 4 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	120
Abbildung 87: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Augengneis Proben FW 5, FW 13 und SK 8 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben und dargestellt. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.....	121
Abbildung 88: Modifiziert nach Sarkarinejad et al, (2010). Öffnungswinkel von Paragneisen und Augengneisen wurden gegenüber der Temperatur geplottet.	122
Abbildung 89: Vorticity wird als die Summe der Winkelgeschwindigkeiten aller orthogonalen Materiallinien in Bezug zu ISA angesehen. (Passchier und Trouw, 1998).....	124
Abbildung 90: Modifiziert nach Grasemann et al., (1999) und Wallis (1992). Darstellung der Bezeichnung von Öffnungswinkel (β) und dem finiten Strain (R_f) in den Paragneisen und Augengneisen. Konturen sind die kinematische Vorticity Nummer.	126
Abbildung 91: LPO- Plots der Quarz C- Achsen von den Quarzphyllit- Proben SK 9 und SK 13 und die angedeuteten Gürtelgeometrien. Zwischen den Isolinienplots und Richtungsdatenplots der einzelnen Proben sind die Lagerungsdaten angegeben. Lambertsche Projektion, Untere Halbkugel.	128
Abbildung 92: : a: Glimmerschiefer-Komponente aus dem liegenden Bereich des Karbons, x Richtung Süden, FW35; b: gneisiger Glimmerschiefer aus dem Bundschuhkristallin, FW7; c: hochgradige Gneisboulder-Komponente, x Richtung Süden, FW35; d: hochgradiger Feldspat-Quarz-Mylonit vom Orthogneis-Bundschuhkristallin, FW3; e: niedriggradige Mylonit-Komponente, x Richtung Süden, FW35; f: niedriggradiger Mylonit aus Orthogneis-Bundschuhkristallin, SK8.	131
Abbildung 93: Herkunft der Konglomeratproben im Arbeitsgebiet.....	150
Abbildung 94: Daten der Strainanalyse.	153
Abbildung 95: Daten der Strainanalyse	154
Abbildung 96: Daten der Strainanalyse.	155
Abbildung 97: Daten der Strainanalyse.	156
Abbildung 98: Daten der Strainanalyse.	157
Abbildung 99: Darstellung der geologischen Karte nach der Kartierung im Bearbeitungsgebiet. Über die Linien A und B wurden Profile gelegt: Abbildung 68 und Abbildung 69.	158

17 Literaturverzeichnis

- CHAYES, F. (1949). A simple point counter for thin-section analyse. *Geophysical Laboratory*.
- DALLMEYER, D. R., NEUBAUER, F., & FRITZ, H. (2008). The Meliata suture in the Carpathians: regional significance and implications for the evolution of high-pressure wedges within collisional orogens. *Geological Society, Special Publications*, 298, S. 101-115.
- DICKINSON, W. R., & SUCZEK, C. A. (12. December 1979). Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63/12, S. 2164-2182.
- DOTT, R. H. (3. September 1964). Wacke, Graywacke and Matrix--What Approach to Immature Sandstone Classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 34.
- DUNKL, I., KUHLEMANN, J., REINECKER, J., & FRISCH, W. (2005). Cenozoic relief evolution of the Eastern Alps – constraints from apatite fission track age-provenance of Neogene intramontane sediments. *Austrian Journal of Earth Science, Volume 98*, S. 92-105.
- EXNER, C. (1942). Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil.). *Mitteilungen des Alpenländischen geologischen Vereines (Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien)*, 35. Band.
- EXNER, C. (Juni 1980). Das Kristallin östlich der Katschbergzone. *Mitt, österr. geol. Ges.*, 71/72, S. 167-189.
- FLINN, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformations. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 118, S. 385-428.
- FLÜGEL, H. W., & NEUBAUER, F. (1984). *Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark, 1:200.000*. (G. Bundesanstalt, Hrsg.)
- FRIMMEL, H. (1. Mai 1984). Kristallin- und struktureologische Untersuchungen im Raum westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktal- Decke. *Vorarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien*.
- FRIMMEL, H. (1986). Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktal- Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*.
- FRIMMEL, H. (1986). Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktal- Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. *Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.*, 32, S. 39-65.
- FRIMMEL, H. (14. Mai 1987). Struktureologische, geochemische und geochronologische Untersuchung zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktal- Decke (Oberostalpin).

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien. Wien.

- FRIMMEL, H. (1988). Metagranitoide am Westrand der Gurktal- Decke (Oberostalpin) - Genese und paläotektonische Implikationen. *Jb. Geol. B.-A.*, S. 575-592.
- FRISCH, W., & GAWLICK, H. J. (19. September 2003). The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion— a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 92, S. 712-727.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., & BRÜGEL, A. (1998). Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics*, 297, S. 1-15.
- FRITZ, A., & BOERSMA, M. (1984). Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. EBERMANN. (A. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Hrsg.) *Carinthia II*, S. 267-286.
- FRITZ, H., TENCZER, V., HAUZENBERGER, C. A., WALLBRECHER, E., & HOINKES, G. (22. December 2005). Central Tanzanian tectonic map: A step forward to decipher Proterozoic structural events in the East African Orogen. *Tectonics*, VOL. 24.
- GALEHOUSE, J. (1971). Sedimentation analysis. (W. Interscience, Hrsg.) *Procedures in Sedimentary Petrology*, S. 69-94.
- GAWLICK, H. J., & SCHLAGINTWEIT, F. (1. February 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). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 95, S. 451-462.
- GRASEMANN, B., FRITZ, H., & VANNAY, J.-C. (1999). Quantitative kinematic flow analysis from the Main Central Thrust Zone (NW-Himalaya, India): implication for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. *Journal of Structural Geology*, 21, S. 837-853.
- HANDY, M. R., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R., KISSLING, E., & BERNOULLI, D. (1. June 2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, S. 38.
- KRAINER, K. (1989). Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktal- Decke. (A. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Hrsg.) *Carinthia II* 179./99. Jahrgang, S. 563-601.
- KRENN, K., KURZ, W., FRITZ, H., & HOINKES, G. (25. November 2011). Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). *Swiss Geological Society*, 104, S. 471-491.
- KRUHL, J. H. (1996). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. metamorphic Geol.*, 14, S. 581-589.

- KUHLEMANN, J., TAUBALD, H., VENNEMANN, T., DUNKL, I., & FRISCH, W. (2008). Clay Minerals And Geochemical Composition Of Cenozoic Paleosol In The Eastern Alps (Austria). *Austrian Journal Of Earth Science, Volume 101*, S. 60-69.
- KURZ, W., & FRITZ, H. (2003). Tectonometamorphic Evolution of the Austroalpine Nappe Complex in the Central Eastern Alps—Consequences for the Eo-Alpine Evolution of the Eastern Alps. *International Geology Review, Volume 45, Issue 12*.
- KURZ, W., HANDLER, R., & BERTOLDI, C. (2008). Tracing the exhumation of the Eclogite Zone (Tauern Window, Eastern Alps) by $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of white mica in eclogites. *Swiss J. Geosci., 101*, S. 191-206.
- LISTER, G. S., & HOBBS, B. E. (24. January 1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology, Vol. 2, No. 3*, S. 355-370.
- MAROTTA, A. M., & SPALLA, M. I. (25. August 2007). Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: Result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling. *Tectonics, VOL. 26*.
- MEININGER, R. (July 2006). Petrographic Methods of Examining Hardened Concrete: A Petrographic Manual. (U. D. Administration, Hrsg.)
- MESCHEDÉ, M. (1994). *Methoden der Strukturgeologie*. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- MIALL, A. D. (1985). Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews, 22*, S. 261-308.
- NEUBAUER, F. R. (Dezember 1980). Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktal-Decke). *Mitt, österr. geol. Ges., 73*, S. 39-53.
- NEUBAUER, F., GENSER, J., & HANDLER, R. (Juli 2000). The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. *Mitt. Österr. Geol. Ges., 92*, S. 117-134.
- OBERHAUSER, R. (1980). *Der geologische Aufbau Österreichs*. (G. Bundesanstalt, Hrsg.) Wien/ New York: Springer Verlag .
- OKUDAIRA, T., TAKESHITA, T., & TORIUMI, M. (1998). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. metamorphic Geol., 16*, S. 141-146.
- PANOZZO, R. (1984). Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol., 6*, S. 215-21.
- PASCHINGER, H. (1963). Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. (A. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Hrsg.) *Carinthia II*, S. 12-21.
- PASSCHIER, C. W., & TROUW, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Verlag (2.Auflage).

- PISTOTNIK, F., & NEUBAUER, J. (1984). Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktal-Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. *Geologische Rundschau*, 73, S. 149-174.
- PISTOTNIK, J. (1973/74). Zur Geologie des NW-Randes der Gurtaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Band 74*.
- PISTOTNIK, J. (1976). Ein Transeressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktal- Alpen, Kärnten/Österreich). (A. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Hrsg.) *Carinthia II*, S. 127-131.
- RANTITSCH, G., & RUSSEGGER, B. (Oktober 2000). Thrust-Related Very Low Grade Metamorphism Within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). *Jb. Geol. B.-A., Band 142, Heft 2*, S. 219-225.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S., & NEUGEBAUER, J. (1989). Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology*, 17, S. 404-407.
- ROSSI, P., OGGIANO, G., & COCHERIE, A. (23. February 2009). A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *C. R. Geoscience*, 341, S. 224-238.
- SARKARINEJAD, K., HEYHAT, M., FAGHIH, A., & KUSKY, T. (1. April 2010). Heterogeneous ductile deformation and quartz c-axis fabric development within the HP-LT Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran, Volume 485, Issues 1-4. *Tectonophysics*, S. 283-289.
- SCHMID, S. M., & CASEY, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *Geophysical Monograph Series*, VOL. 36, S. 263-286.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.*, 97, S. 93-117.
- SCHNABEL, W. (1980a). *Permomesozoikum und Paleozän in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittlostalpin) und Oberostalpin, westlicher Teil - Oberhauser, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs*. Wien/New York: Springer Verlag.
- SCHNABEL, W. (1980b). *Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittlostalpin), Oberostalpin incl. Zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil - Oberhauser, R. (Ed): Der geologische Aufbau Österreichs*. Wien/ New York: Springer Verlag.
- SCHUSTER, R., & STÜWE, K. (August 2008). Permian metamorphic event in the Alps. *Geology*, 36, S. 603-606.
- 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. *MITT.ÖSTERR.MINER.GES.*, 149 .
- STEFAN M. SCHMID, B. F. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.*, 97, S. 93–117.

- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., & SCHMID, S. M. (26. February 2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24, S. 1961-1884.
- STÜWE, K., & SCHUSTER, R. (kein Datum). The Permian Metamorphic Event in the Alps. *Austrian Geological Survey*.
- TENCZER, V., FRITZ, H., BAUERNHOFER, A., & HAUZENBERGER, C. (18. June 2007). Two orogens e One shear belt: 1 Ga of repeated deformation Two orogens e One shear belt: 1 Ga of repeated deformation. *Journal of Structural Geology*, 29, S. 1632-1649.
- THÖNI, M. (22. August 2006). Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. *Mineralogy and Petrology*, 88, S. 123-148.
- TOLLMANN, A. (1963). *Ostalpensynthese*. Franz Deuticke Verlag.
- TOLLMANN, A. (Oktober 1965). Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. *Verb.. Geol. B.-A., Sonderheft G*, S. 103-133.
- TOLLMANN, A. (1977). *Geologie von Österreich, Band 1*. Wien: Deuticke Verlag.
- TOLLMANN, A. (Juni 1980). Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. *Mitt, österr. geol. Ges.*, 71/72, S. 37-44.
- TOLLMANN, A. (Juni 1980). Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, S. 191-200.
- TOLLMANN, A. (Dezember 1984). Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. *Mitt, österr. geol. Ges.*, 77, S. 93-113.
- TOY, V. G., PRIOR, D. J., & NORRIS, R. J. (2. January 2008). Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30, S. 602-621.
- UNZOG, W., & KURZ, W. (26. June 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 Science Geology*, 22, S. 1827-1835.
- VAN PLUIJM, B., & MARSHAK, B. (2004). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics (Second Edition)*. WW Norton & Company.
- VON GOSEN, W., HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J., & THIEDIG, F. (Jänner 1985). Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktal- Decke (Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, S. 693-699.
- WAGREICH, M., & DECKER, K. (9. March 2001). Sedimentary tectonics and subsidence medelling of the type Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). *Int J. Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 90, S. 714-726.
- WALLBRECHER, E. (30. Oktober 2012). Fabric 8 Geologische Software. Graz, Austria.
- WALLBRECHER, E. (kein Datum). Fabric 8, Geologische Software.

- WALLIS, S. R. (1992). Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagwa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14, S. 271-280.
- WIESINGER, M., NEUBAUER, F., & HANDLER, R. (22. August 2006). Exhumation of the Saualpe eclogite unit, Eastern Alps: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and structural investigations. *Mineralogy and Petrology*, 88, S. 149–180.
- WILLINGSHOFER, E., NEUBAUER, F., & CLOETINGH, S. (1999). The Significance of Gosau-Type Basins for the Late Cretaceous Tectonic History of the Alpine-Carpathian Belt. *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 24, No. 8, S. 687 - 695.
- WILSON, C. J., RUSSELL-HEAD, D. S., KUNZE, K., & VIOLA, G. (2007). The analysis of quartz c-axis fabrics using a modified optical microscope. *Journal of Microscopy*, 227, S. 30-41.
- WÖLFLE, A., KURZ, W., FRITZ, H., & STÜWE, K. (30. July 2011). Lateral extrusion in the Eastern Alps revisited: Refining the model by thermochronological, sedimentary, and seismic data. *Tectonics*, VOL. 30.
- WÖLFLE, A., STÜWE, K., DANIŠIK, M., & EVANS, N. J. (2012). Low temperature thermochronology in the Eastern Alps: Implications for structural and topographic evolution. *Tectonophysics*, 541-543, S. 1-18.
- WU, J.-Z., MA, H.-Y., & ZHOU, M.-D. (2006). *Vorticity and vortex dynamics*. Berlin/Heidelberg: Springer Verlag.
- XYPOLIAS, P. (2009). Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites. *Journal of Structural Geology*, 31, S. 3-10.

Anhang

Tabelle 3: Gefügedaten der behandelten Proben

Bundschuhkristallin

Paragneis:

	sf	lst	
FW 6	100/25	80/20	
FW 7	165/25	100/10	Glimmerschiefer
FW 63	140/15	110/10	Glimmerschiefer
FW 64	160/25	108/03	Glimmerschiefer
FW 65	140/40	100/15	Glimmerschiefer
FW 66	150/25	80/25	Glimmerschiefer
FW 67	130/30	100/30	Feldspatblastengneis
FW 68	160/25	115/40	Feldspatblastengneis
FW 69	160/35	94/20	Glimmerschiefer
SK 3	170/50	84/20	Feldspatblastengneis
SK 4	158/40	90/20	Feldspatblastengneis
WF 54	170/60	102/28	Feldspatblastengneis
FW 8	90/20	100/20	Glimmerschiefer
FW 9	180/45		Feldspatblastengneis
FW 11	155/30	110/25	Glimmerschiefer
FW 26	150/35	125/25	Glimmerschiefer
FW 27	170/45	120/30	Feldspatblastengneis

Orthogneis

FW 1	Rollstück		Augengneis
FW 2	145/30	110/30	Augengneis
FW 3	150/40	100/25	Augengneis
FW 4	130/35	110/40	Augengneis
FW 5	90/15	100/25	Augengneis
FW 10	175/50		Augengneis
FW 25	170/40	115/25	Augengneis
SK 8	140/36	103/30	Augengneis
FW 20	140/35		Augengneis
FW 13	130/40	110/40	Augengneis

Gurktaler Decke

FW 14	140/45	90/25	Karbonat
FW 15	80/35		Karbonat
FW 16	80/30		Quarzphyllit
FW 17	50/38		Karbonat
FW 18	190/30		Karbonat
FW 22	290/25		Phyllit
FW 23	340/15		Karbonat
FW 24	160/40		Phyllit
SK 9	314/45	314/45	Quarzphyllit
SK 11	68/20	102/15	Quarzphyllit
SK 13	230/15		Quarzphyllit

Tabelle 4: Öffnungswinkel der LPO- Plots der Quarz- C- Achsen.

Öffnungswinkel β der Quarz C- Achsen	
Augengneis	β [°]
FW3	8
FW4	7
FW5	30
FW13	30
Paragneis	
FW6	25
FW7	11
FW26	15
FW27	12
FW68	9

Tabelle 5: Gefügedaten der Konglomeratproben

Probennr:	Gesteinsart	Messwerte	Messwerte am Aufschluss
FW 21	Sandstein fein		
FW 28 xz	Feinkonglomerat	Sf (110/50)	Sf (110/55); (114/45)
FW 28 yz	Feinkonglomerat		
FW 29	Sandstein grob	Sf (100/55)	Sf (110/30); (105/50); (95/40)
FW 30	Sandstein-Konglomerat	Sf (100/35)	
FW 31	Sandstein-Konglomerat	Sf (120/30)	Sf (95/35)
FW 32	Tonstein	Sf (120/20)	Sf (130/30); (150/25)
FW 33	Siltstein	Sf (140/20)	Sf (140/25); (140/30)
FW 34	Sandstein mittel	Sf (170/35)	Sf (190/30); (140/30); (180/30)
FW 35	Feinkonglomerat		
FW 36 a	Grobkonglomerat	Sf (160/35)	
FW 36 b	Grobkonglomerat		
FW 37a z	Grobkonglomerat	Sf (200/30)	Sf (235/25); (200/25)
FW 37b z	Grobkonglomerat		
FW 38a z	Grobkonglomerat	Sf (100/25)	Sf (150/35)
FW 38b z	Grobkonglomerat		
FW 39 xz	Grobkonglomerat	Sf (140/25)	Sf (145/20); (125/30)
FW 39 yz	Grobkonglomerat		
FW 40	Sandstein	Sf (180/20)	Sf (180/15)
FW 41 xz	Grobkonglomerat		
FW 41 yz	Grobkonglomerat		
FW 42 xz	Grobkonglomerat	Sf (310/10)	
FW 42 yz	Grobkonglomerat		
FW 43 xz	Feinkonglomerat	Sf (300/05)	
FW 43 yz	Feinkonglomerat		
FW 44 xz	Grobkonglomerat	Sf (265/10)	
FW 44 yz	Grobkonglomerat		
FW 45 xz	Feinkonglomerat	Sf (210/30)	
FW 45 yz	Feinkonglomerat		
FW 46 xz	Grobkonglomerat		
FW 46 yz	Grobkonglomerat		
FW 70 xz	Feinkonglomerat	Sf (110/10)	Sf (105/25); (110/15); (120/25)
FW 70 yz	Feinkonglomerat		
FW 71 xz	Feinkonglomerat	Sf (115/20)	
FW 71 yz	Feinkonglomerat		
WF 55	Feinkonglomerat	Sf (164/25)	Sf (225/70); (224/70)
SK 1	Konglomerat	Sf 25/85	
SK 5	Sandstein	Sf 100/40	Sf (195/20); (155/25); (195/15)
SK 6	Feinkonglomerat	Sf 299/33	Sf (335/38); (308/25)
SK 14	Sandstein	Sf (70/50)	Sf (68/45); (44/30); (82/15); (48/25)
SK 15	Sandstein	Sf (44/20)	Sf (264/50); (10/15); (330/15);(320/10)
SK 16	Konglomerat	Sf (332/65)	Sf (320/55; (344/60);(318/55)
SK 17	Konglomerat		Gleicher Aufschluss wie SK16
SK 18	Sandstein	Sf (60/30)	
SK 19	Konglomerat		
(SK 9)	Quarzphyllit		
(SK 11)	Quarzphyllit	Sf (68/20)	Sf (62/15); (62/15); (88/10)
(SK 12)	Quarzphyllit	Sf (90/25)	Sf (80/30)
(SK 13)	Quarzphyllit	Sf (230/15)	Sf (252/40); (220/55); (260/15); (260/20)
(SK 22)	Quarzphyllit		

Königstuhl-Karbon: Steinbachsattel-Reißbeck-Hochalmsköpf (Konglomerate/Sandsteine/Tonsteine)

Turracher Karbon: (Konglomerate/ Sandsteine)

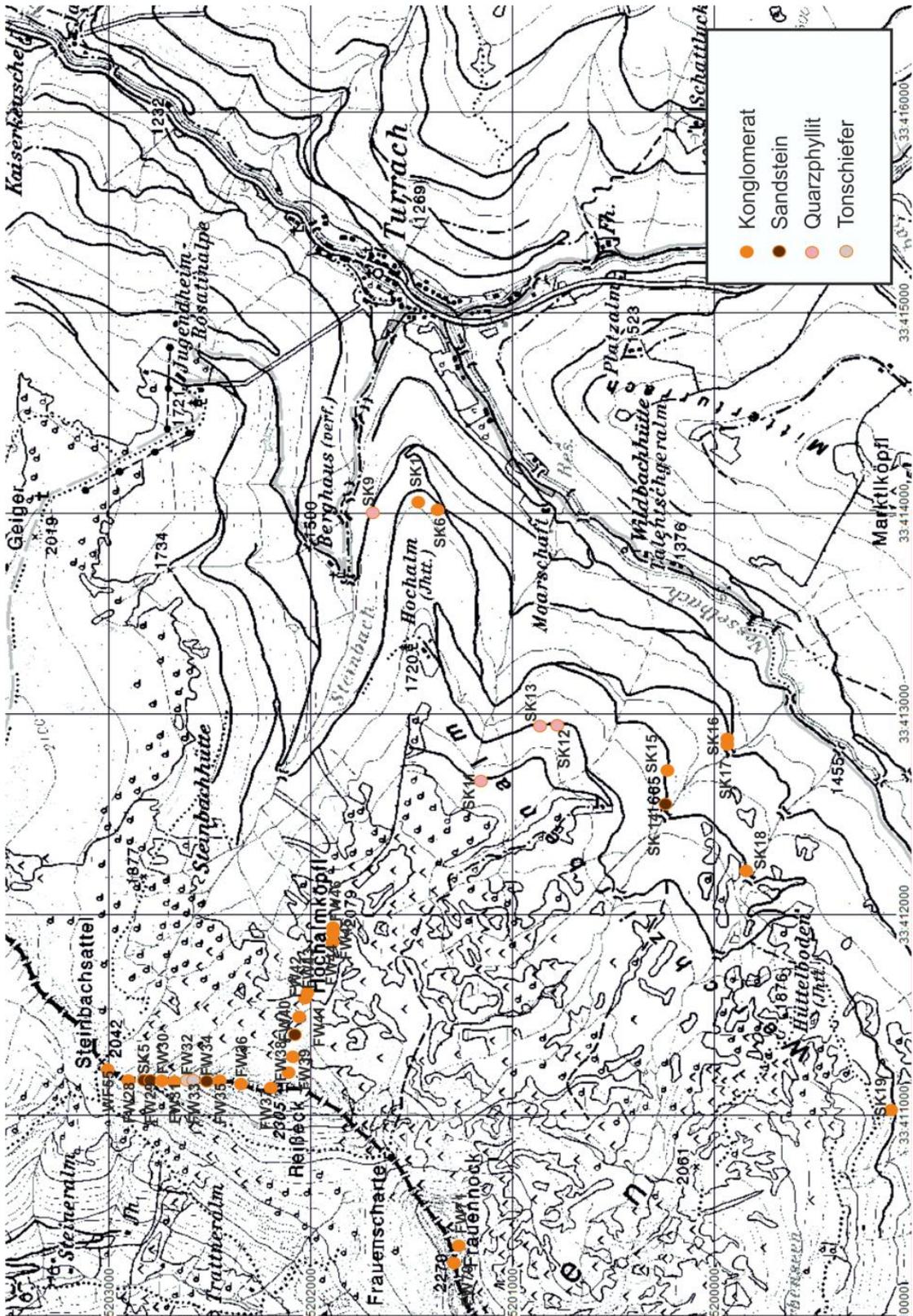


Abbildung 93: Herkunft der Konglomeratproben im Arbeitsgebiet

Tabelle 6: Count- Tabelle der Konglomeratproben. Die „counts“ spiegeln die Häufigkeit des Vorkommens eines Minerals wieder.

Konglomerate

Probennr.	Quarz mono-kristallin		Quarz poly-kristallin		Feldspat		Glimmer		Mylonit LT		Gneis (Mylonit HT)		Glimmer-schiefer		Sandstein	
	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%
FW 28	2	0.6	83	27.6	10	3.3	10	3.3	57	19	85	28.3	11	3.6	4	1.3
FW 35	3	1	91	30.6	5	1.6	10	3.3	102	34	24	8	9	3	8	2.6
FW36	0	0	71	23.6	3	1	2	0.6	160	53.3	13	4.3	0	0	10	3.3
FW 37	1	0.3	113	37.6	7	2.3	0	0	114	38	0	0	2	0.6	22	7.3
FW 38	3	1	105	35	4	1.3	4	1.3	151	50.3	2	0.6	0	0	13	4.3
FW 39	1	0.3	115	38.3	4	1.3	4	1.3	98	32.6	32	10.6	10	3.3	10	3.3
FW 41	0	0	46	15.3	3	1	1	0.3	143	47.6	61	20.3	4	1.3	25	8.3
FW 42	0	0	45	15	10	3.3	6	2	143	47.6	32	10.6	4	1.3	25	8.3
FW 43	0	0	112	37.3	3	1	2	0.6	133	44.3	14	4.6	8	2.6	0	0
FW 44	1	0.3	116	38.6	21	7	5	1.6	90	30	13	4.3	9	3	9	3
FW 45	3	1	123	41	10	3.3	7	2.3	67	22.3	32	10.6	3	1	4	1.3
FW 46	3	1	115	38.3	3	1	2	0.6	96	32	21	7	12	4	3	1
FW 70	3	1	110	36.6	5	1.6	6	2	58	19.3	77	25.6	1	0.3	1	0.3
FW 71	2	0.6	128	42.6	5	1.6	10	3.3	75	25	37	12.3	11	3.6	3	1
WF 55	3	1	97	32.3	7	2.3	6	2	41	13.6	39	13	34	11.3	39	13
SK 1	0	0	149	49.6	63	21	21	7	56	18.6	0	0	0	0	0	0
SK 16	4	1.3	176	58.6	13	4.3	11	3.6	32	10.6	5	1.6	3	1	0	0
SK 17	2	0.6	150	50	65	21.6	30	10	17	5.6	0	0	10	3.3	0	0

Probennr.	Chert		Ton/Siltstein		Matrix		Akzessorien		ges. counts	ges. %
	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%		
FW 28	1	0.3	0	0	36	12	1	0.3	300	99.6
FW 35	2	0.6	0	0	46	15.3	0	0	300	100
FW36	15	5	0	0	25	8.3	1	0.3	300	99.7
FW 37	2	0.6	11	3.6	28	9.3	0	0	300	99.6
FW 38	2	0.6	0	0	15	5	1	0.3	300	99.7
FW 39	2	0.6	0	0	23	7.6	1	0.3	300	99.5
FW 41	7	2.3	0	0	10	3.3	0	0	300	99.7
FW 42	4	1.3	6	2	25	8.3	0	0	300	99.7
FW 43	2	0.6	0	0	26	8.6	0	0	300	99.6
FW 44	12	4	4	1.3	20	6.6	0	0	300	99.7
FW 45	16	5.3	0	0	34	11.3	1	0.3	300	99.7
FW 46	4	1.3	12	4	29	9.6	0	0	300	99.8
FW 70	1	0.3	2	0.6	36	12	0	0	300	99.6
FW 71	10	3.3	1	0.3	18	6	0	0	300	99.6
WF 55	0	0	0	0	33	11	1	0.3	300	99.8
SK 1	0	0	0	0	9	3	2	0.6	300	99.8
SK 16	0	0	6	2	44	14.6	6	2	300	99.6
SK 17	1	0.3	0	0	25	8.3	0	0	300	99.7

Tabelle 7: Count- Tabelle der Sandsteine. Die „counts“ spiegeln die Häufigkeit des Vorkommens eines Minerals wieder.

Sandsteine

Probennr.	Quarz mono-kristallin		Quarz poly-kristallin		Feldspat		Glimmer		Mylonit LT		Gneis (Mylonit HT)		Glimmer-schiefer		Sandstein	
	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%
FW 21	28	9.3	96	32	34	11.3	17	5.6	0	0	0	0	0	0	0	0
FW 29	22	7.3	172	57.3	40	13.3	18	6	0	0	0	0	0	0	0	0
FW 30	13	4.3	183	61	32	10.6	10	3.3	3	1	0	0	2	0.6	0	0
FW 31	17	5.6	175	58.3	48	16	9	3	3	1	0	0	0	0	0	0
FW 34	27	9	125	41.6	32	10.6	33	10.9	0	0	0	0	0	0	0	0
FW 40	17	5.6	193	64.3	21	7	19	6.3	0	0	0	0	0	0	0	0
SK 5	11	3.6	189	63	18	6	25	8.3	3	1	0	0	0	0	0	0
SK 6	7	2.3	171	57	28	9.3	19	6.3	0	0	0	0	0	0	0	0
SK 14	13	4.3	164	54.3	16	5.3	25	8.3	0	0	0	0	0	0	0	0
SK 15	14	4.6	164	54.6	23	7.6	10	3.3	2	0.6	0	0	0	0	0	0

Probennr.	Chert		Ton/Siltstein		Matrix		Akzessorien		ges. counts	ges. %
	counts	%	counts	%	counts	%	counts	%		
FW 21	0	0	0	0	90	30	35	11.6	300	99.8
FW 29	0	0	0	0	39	13	9	3	300	99.9
FW 30	4	1.3	0	0	52	17.3	1	0.3	300	99.7
FW 31	0	0	0	0	48	16	0	0	300	99.9
FW 34	0	0	0	0	63	21.2	20	6.6	300	99.9
FW 40	0	0	0	0	50	16.6	0	0	300	99.8
SK 5	0	0	0	0	53	17.6	1	0.3	300	99.8
SK 6	0	0	0	0	69	23	6	2	300	99.9
SK 14	0	0	0	0	70	23.3	12	4	300	99.5
SK 15	0	0	0	0	57	19	30	10	300	99.7

Straindaten des Konglomerats

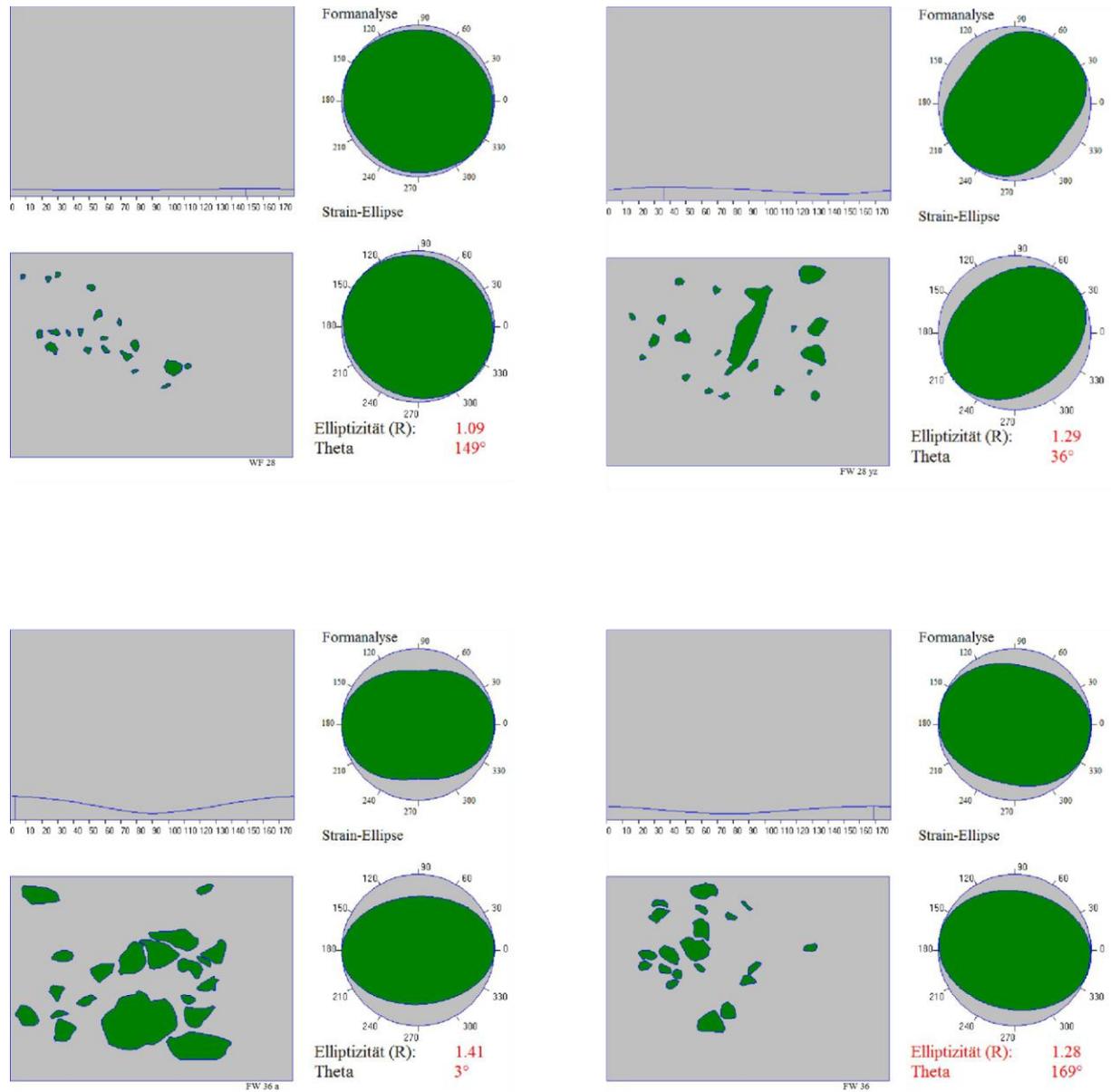


Abbildung 94: Daten der Strainanalyse.

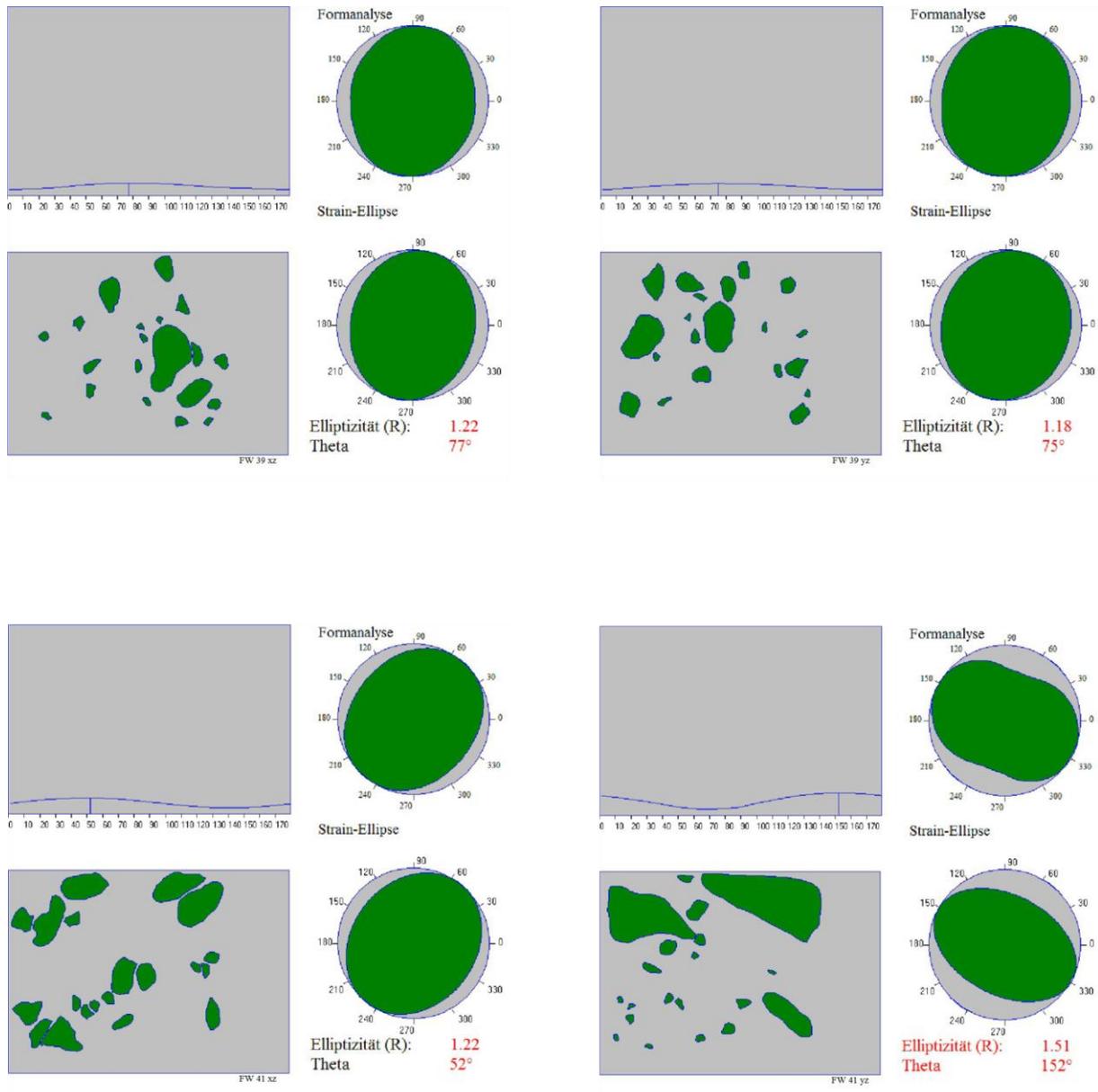


Abbildung 95: Daten der Strainanalyse

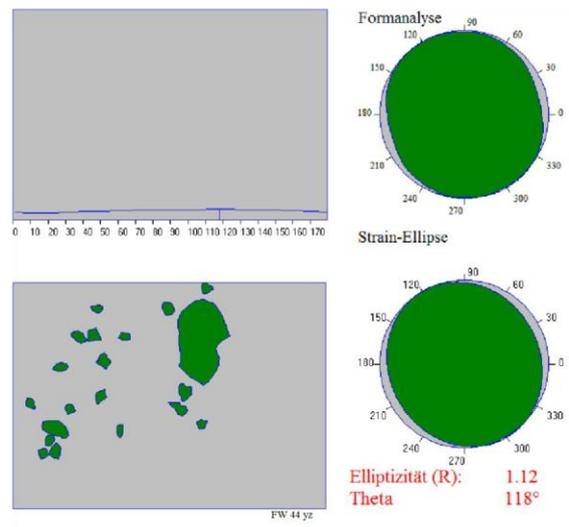
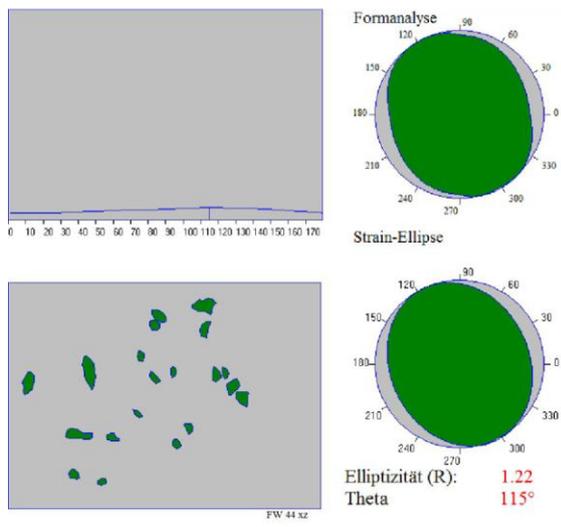
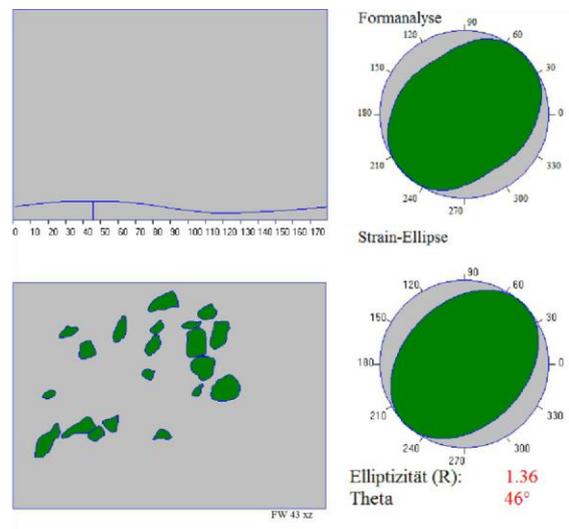
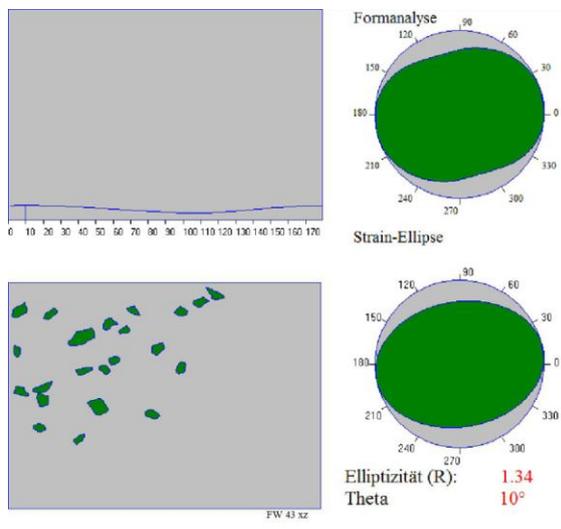


Abbildung 96: Daten der Strainanalyse.

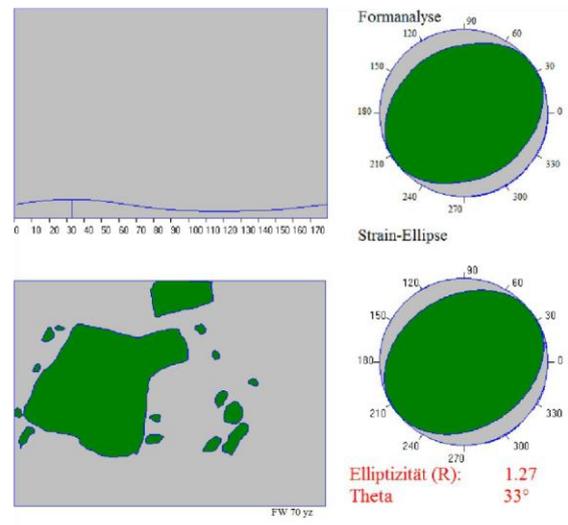
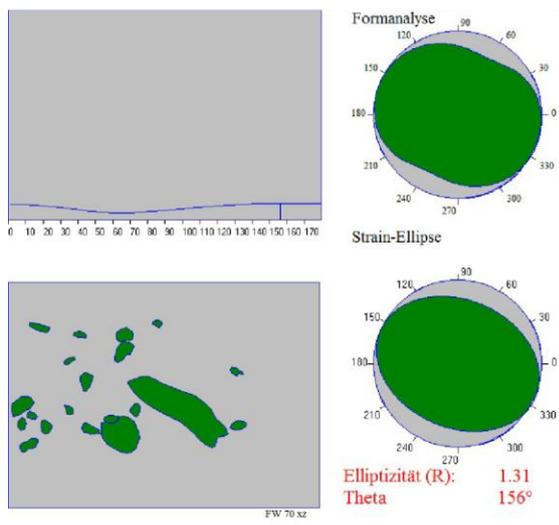
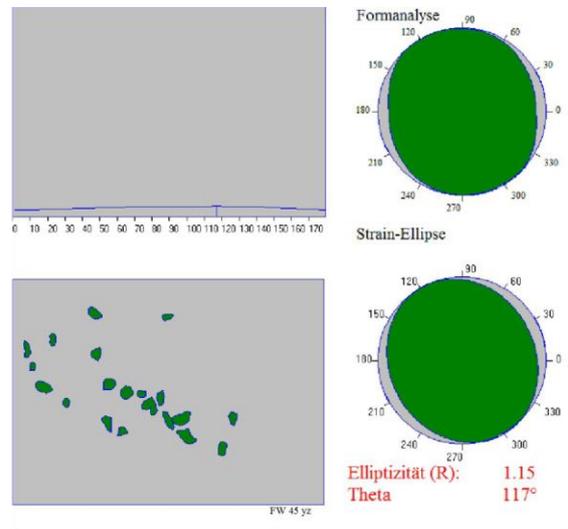
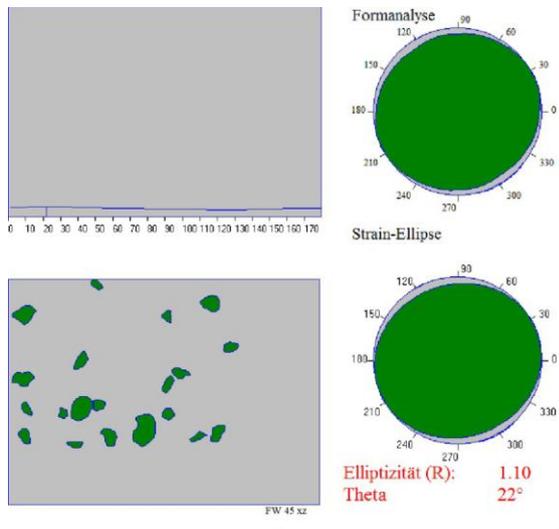


Abbildung 97: Daten der Strainanalyse.

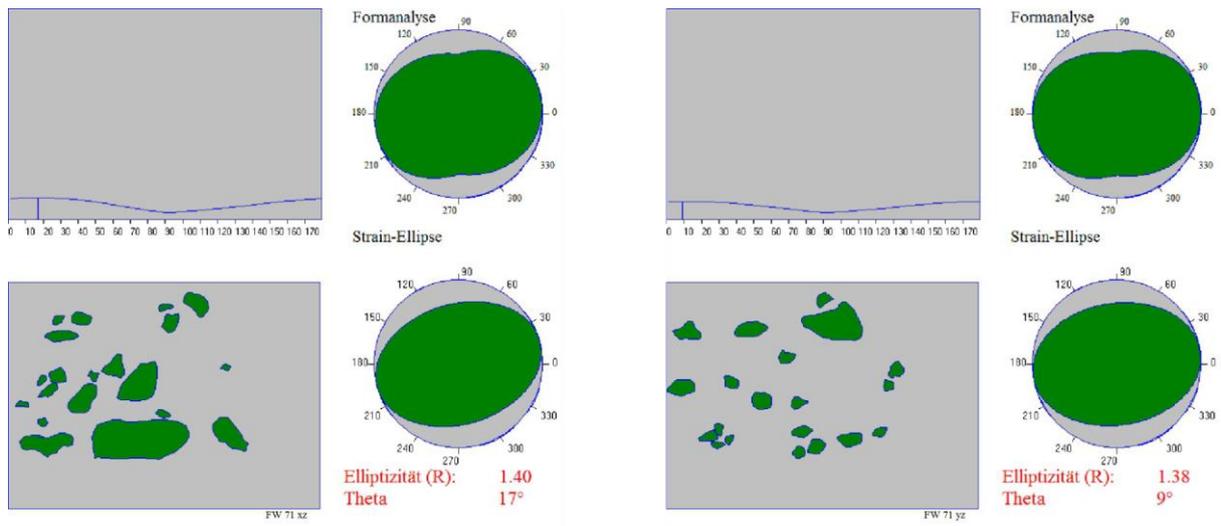
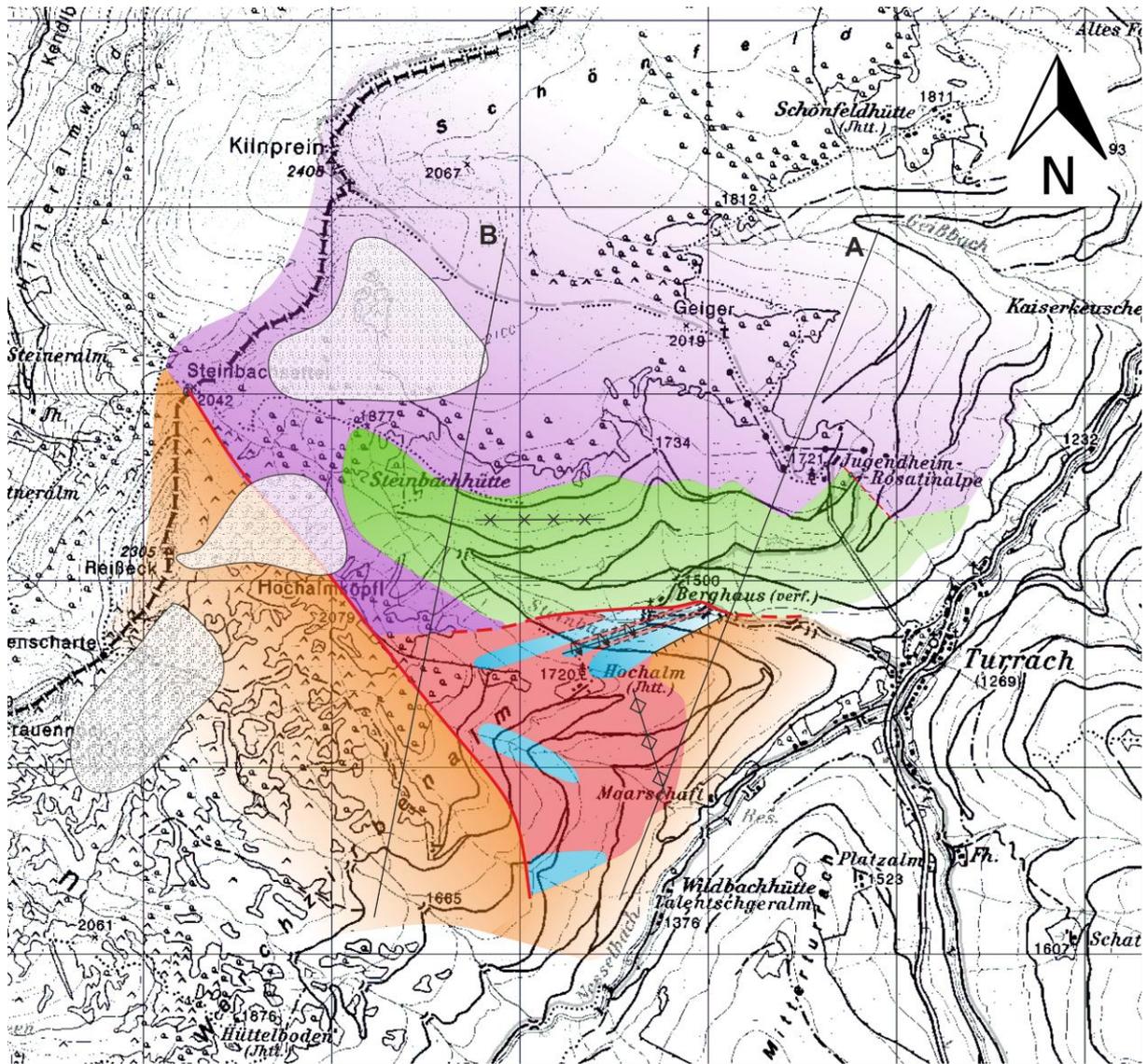


Abbildung 98: Daten der Strainanalyse.



3km

Gurktaler Decke

- Phyllit
- Karbonat

Postvariszische Molasse

- Konglomerate/Sandsteine/Tonsteine

- Hangschutt

Bundschuhkristallin

- Paragneis
- Orthogneis

- Abschiebung
- Antiklinale
- Isoklinale Verfaltung
- Synklinale
- Störung

Abbildung 99: Darstellung der geologischen Karte nach der Kartierung im Bearbeitungsgebiet. Über die Linien A und B wurden Profile gelegt: Abbildung 68 und Abbildung 69.