



Steidler Christian, Bakk.rer.nat.

Strukturgeologie und Petrologie der Gneislamellen im südöstlichen Tauernfenster

Masterarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Master of Science

an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz

Begutachter und Betreuer: Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Walter Kurz

Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz

Institut für Erdwissenschaften

2016

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre eidesstattlich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die angegebenen Quellen nicht benutzt und die den Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen inländischen oder ausländischen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht. Die vorliegende Fassung entspricht der eingereichten elektronischen Version.

.....
Graz, August 2016

.....
Steidler Christian

STATUTORY DECLARATION

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources / resources, and that I have explicitly marked all material which has been quoted either literally or by content from the used sources.

.....
Graz, August 2016

.....
Steidler Christian

DANKSAGUNG

Zu allererst möchte ich mich bei meinem Betreuer Herrn Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Walter Kurz für die Gelegenheit diese Arbeit zu verfassen, seine lange Geduld, gute Ideen und Anregungen, die anfängliche Unterstützung bei der Kartierarbeit, die Möglichkeit zum eigenständigen Arbeiten und seine Hilfe und Zeit im Allgemeinen bedanken.

Ich bedanke mich auch bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Harald Fritz für etliche Hilfeleistungen bezüglich meines Studiums, für Ergänzungen und für „Tipps und Tricks“ in der Geologie.

Weiters bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Christoph Hauzenberger für seine guten Erklärungen, wie auch bei den beiden Herren Priv.-Doz. Mag. Dr.rer.nat. Kurt Krenn und Ass.-Prof. Dr.phil. Wolfgang Unzog für deren gute Hinweise.

Danke an alle (ehemaligen) erdwissenschaftlichen Institutsmitglieder der Uni-Graz sowie der TU-Graz.

KURZZUSAMMENFASSUNG

Ziel der Masterarbeit ist eine detaillierte Kartierung in den Zirknitztälern, den Fleißtälern und im Oberen Mölltal, sowie eine mikrotektonische und petrologische Bearbeitung der 4 Gneislamellen und des Zentralgneises am Süd-Ost-Rand des Tauernfensters in der Goldberggruppe der Hohen Tauern. Sie werden als Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1), Grieswies-Lonza-Lamelle (Gneislamelle 2), Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3) und Rote-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4) bezeichnet, und stecken zusammen mit der Matreier Zone und der Glockner Decke in einem komplexen subpenninischen und penninischen Deckensystem zwischen den Ostalpinen Decken im W und S sowie dem Katschberg-Scher-Zonen-System im E. Die Auswertung der Mikrogefüge des Zentralgneises zeigt, dass es sich um einen granitischen Augengneis mit Vormacht des Kalifeldspates handelt, die geochemische Untersuchung liefert als Ergebnis einen I-Typ-Granit orthogenen Ursprungs. Die Dünnschliffbetrachtung der Gneislamelle 1, die aus Migmatitgneis und feinkörnigem Granitgneis mit Amphibolitschollen besteht, lässt keine Zuordnung zwischen Orthogneis und Paragneis zu, die geochemische Analyse zeigt, dass es sich um Orthogneise handelt. Die Gneislamelle 2 besteht nach mikroskopischer Betrachtung aus Paragneisen und Glimmerschiefern, das geochemische Ergebnis zeigt auch eindeutig die Zuordnung der Proben als Paragneise. Das Mikrogefüge der Gneislamelle 3 veranschaulicht Albitgneise, die aus Arkosen hervorgegangen sind. Die Auswertung der geochemischen Daten der Gneislamelle 3 zeigt, dass die Gneise im Oberen Mölltal und im Großen Fleißtal orthogenen, während die Gneise aus dem Zirknitztal paragenen Ursprungs sind. In der Betrachtung der Dünnschliffe der Gneislamelle 4 sieht man mittel-bis-feinkörnige Mikroklinaugengneise, die Datenanalyse der Geochemie der Gneislamelle 4 zeigt, dass es sich bei allen Gneis-Proben um Paragneise handelt.

SHORT ABSTRACT

Aim of this master thesis is a detailed mapping in the Zirknitz valleys, the Fleiss valleys and in the upper Möll valley. Additionally, microtectonic and petrological investigations of the 4 gneisslamellae and of the Central Gneiss of the south-east border of the Tauern window (Hohe Tauern, Goldberg group) are provided. The gneisslamellae are termed as Sandkopf-Neubau-Lamella (gneisslamella 1), Grieswies-Lonza-Lamella (gneisslamella 2), Trögereck-Lamella (gneisslamella 3) and Rote-Wand-Modereck-Lamella (gneisslamella 4). They are located together with the Matreier zone and the Glockner nappe in a complex Subpenninic and Penninic nappe system between the Austroalpine nappes in the west and south as well as the Katschberg-shearzone-system in the east. Data analysis of microstructures of the Central Gneiss show that it is a granitic Augen gneiss with predominance of K-feldspar. Geochemical data yield an I-typ granite with orthogenic origin. Thin section analysis of gneisslamella 1, which consist of migmatitic gneiss and fine grained granite gneiss with amphibolite lenses, does not allow a classification between orthogneiss or paragneiss. Geochemical data show that they can be classified as orthogneisses. Microscopic investigations of the gneisslamella 2 show that it consists of paragneisses and mica-schists. Geochemical data classify the rock samples clearly as paragneisses. Microstructures of the gneisslamella 3 visualize albite-gneisses, which developed from arkosic rocks. Geochemical data of the gneisslamella 3 shows that the gneisses in the upper Möll valley and in the Great Fleiss valley are of orthogenic origin while the gneisses in the Zirknitz-valley have a paragenic origin. Investigations of the thin sections of the gneisslamella 4 indicate medium and fine grained microcline-Augens gneisses. Geochemical data classify the samples of the gneisslamella 4 as paragneisses.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Gneislamellen und der Zentralgneis des Sonnblickkerns im südöstlichen Tauernfenster der Hohen Tauern in der Goldberggruppe wurden mehrmalig strukturgeologisch, petrographisch und geochemisch untersucht. Das Erscheinungsbild der Gneislamellen und ihre Entwicklung wird trotz vieler umfangreicher Arbeiten, Modelle und Interpretationen etlicher Geologen und Petrologen immer wieder diskutiert. Die Gneislamellen werden als Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1), Grieswies-Lonza-Lamelle (Gneislamelle 2), Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3) und Rote-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4) bezeichnet. Sie stecken zusammen mit der Matreier Zone und der Glockner Decke in einem komplexen subpenninischen und penninischen Deckensystem zwischen Ostalpinen Einheiten im Westen (Schobergruppe) und Süden (Sadniggruppe und Kreuzeckgruppe) sowie dem Katschberg-Scher-Zonen-System (KSZS) im Osten.

Ziel der Masterarbeit ist eine detaillierte Kartierung des Arbeitsgebietes in den Zirknitztälern, den Fleißtälern und im Oberen Mölltal, sowie eine mikrotektonische und petrologische Bearbeitung der 4 Gneislamellen und des Zentralgneises am Süd-Ost-Rand des Tauernfensters. Mit Hilfe von umfangreichen Geländeaufnahmen, geologischer Dateninterpretation, Interpretation der Mikrogefüge und Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) sollen Aussagen über die Herkunft, Genese und Korrelation der Gneislamellen und des Zentralgneises innerhalb der Penninischen und Subpenninischen Decken im Tauernfenster gemacht werden.

Die Auswertung der Mikrogefüge des Zentralgneises zeigt, dass es sich um einen granitischen Augengneis mit Vormacht des Kalifeldspates handelt, die geochemische Untersuchung liefert als Ergebnis einen I-Typ-Granit orthogenen Ursprungs. Die Dünnschliffbetrachtung der Gneislamelle 1, die aus Migmatitgneis und feinkörnigem Granitgneis mit Amphibolitschollen besteht, lässt keine Zuordnung zwischen Orthogneis und Paragneis zu, die geochemische Analyse zeigt aber, dass es sich um Orthogneise handelt. Die Gneislamelle 2 besteht nach mikroskopischer Betrachtung aus Paragneisen und Glimmerschiefern, das geochemische Ergebnis zeigt auch eindeutig die Zuordnung der Proben als Paragneise. Das Mikrogefüge der Gneislamelle 3 veranschaulicht Albitgneise, die aus Arkosen hervorgegangen sind. Die Auswertung der geochemischen Daten der Gneislamelle 3 zeigt, dass die Gneise im Oberen Mölltal und im Großen Fleißtal orthogenen, während die Gneise aus dem Zirknitztal paragenen Ursprungs sind. In der Betrachtung der Dünnschliffe der Gneislamelle 4 sieht man meist extrem deformierte mittel-bis-feinkörnige Mikroklinaugengneise, die Datenanalyse der Geochemie der Gneislamelle 4 zeigt, dass es sich bei allen Gneis-Proben um Paragneise handelt.

Aus der mikroskopischen und geochemischen Interpretation der Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1) kann man ihren Gesteinsinhalt als jene des „Alten Daches“ bezeichnen, in die der Zentralgneis intrudierte, zusammen werden sie als Venediger-Decken-Komplex bezeichnet. Die Grieswies-Lonza-Lamelle (Gneislamelle 2) ähnelt mit ihren Gneisen den Albitgneisen der Gneislamelle 3 (Trögereck-Lamelle), somit kann man sie zusammen mit der Storz-Decke im östlichen Tauernfenster korrelieren. Die geochemische Interpretation der Gneise der Trögereck-Lamelle zeigt Paragneise und Orthogneise, somit ist die Frage der

Zuordnung der Gneislamelle 3 weiterhin schwer zu interpretieren. Die beprobten und geochemisch untersuchten Gneise der Roten-Wand-Modereck-Lamelle sind paragenen Ursprungs, somit muss über die Stellung der Gneislamelle 4 sowie deren Basis als eigene Decken-Einheit, der Modereck-Decke, weiterhin diskutiert werden.

ABSTRACT

The gneisslamellae and the Central Gneiss of the Sonnblick dome of the southeastern Tauern window (Hohe Tauern, Goldberg group) were investigated with structural, petrographical and geochemical methods. Characteristics of the gneisslamellae and their genesis is still under discussion although many studies, models and interpretations of several geologists and petrologists had been published previously. The gneisslamellae are termed as Sandkopf-Neubau-Lamella (gneisslamella 1), Grieswies-Lonza-Lamella (gneisslamella 2), Trögereck-Lamella (gneisslamella 3) and Rote-Wand-Modereck-Lamella (gneisslamella 4). They are located together with the Matreier zone and the Glockner nappe in a complex Subpenninic and Penninic nappe system between Austroalpine units in the west (Schober group) and south (Sadnig group and Kreuzeck group) as well as the Katschberg-shearzone-system (KSZS) in the east.

Aim of this master thesis is a detailed mapping of the working areas in the Zirknitz valleys, the Fleiss valleys and in the upper Möll valley. Additionally, microtectonic and petrological investigations of the 4 gneisslamellae and of the Central Gneiss of the south-east border of the Tauern window are provided. Extensive mapping in the field, geological data interpretation, interpretation of microstructures and x-ray fluorescence analyses are used to achieve information about origin, genesis and correlation of the gneisslamellae and the Central Gneiss within the Penninic and Subpenninic nappes in the Tauern window.

Data analysis of microstructures of the Central Gneiss show that it is a granitic Augen gneiss with predominance of K-feldspar. Geochemical data yield an I-type granite with orthogenic origin. Thin section analysis of gneisslamella 1, which consist of migmatitic gneiss and fine grained granite gneiss with amphibolite lenses, does not allow a classification between orthogneiss or paragneiss. Geochemical data show that they can be classified as orthogneisses. Microscopic investigations of the gneisslamella 2 show that it consists of paragneisses and mica-schists. Geochemical data classify the rock samples clearly as paragneisses. Microstructures of the gneisslamella 3 visualize albite-gneisses, which developed from arkosic rocks. Geochemical data of the gneisslamella 3 shows that the gneisses in the upper Möll valley and in the Great Fleiss valley are of orthogenic origin while the gneisses in the Zirknitz-valley have a paragenic origin. Investigations of the thin sections of the gneisslamella 4 indicate extremely deformed medium and fine grained microcline-Augen gneisses. Geochemical data classify the samples of the gneisslamella 4 as paragneisses.

Microscopic and geochemical data of the Sandkopf-Neubau-Lamella (gneisslamella 1) confirm an „Altes Dach“ origin, into which the central gneiss intruded. They together form the Venediger nappe system. The gneisses of the Grieswies-Lonza lamella (gneisslamella 2) are similar to the albite-gneisses of the gneisslamella 3 (Trögereck lamella). They can be correlated with the Storz nappe in the eastern Tauern window. Geochemical data of the gneisses from the Trögereck lamella show paragneisses as well as orthogneisses. The classification of the gneisslamella 3 is still difficult to interpret. Geochemical investigated gneiss samples of the Rote-Wand-Modereck lamella show paragenic origin. Therefore the

status of the gneisslamella 4 and its basis as distinct nappe unit of the Modereck nappe have to be further discussed.

INHALTSVERZEICHNIS

1 EINLEITUNG	4
1.1 Ziel der Arbeit.....	4
1.2 Geographische Lage.....	5
2 ÜBERBLICK ÜBER REGIONALE GEOLOGIE UND PALÄO GEOGRAPHIE	8
2.1 Präkambrische und Paläozoische Entwicklung.....	9
2.2 Alpine Entwicklung	10
3 TEKTONISCHE EINHEITEN IM KARTIERGEBIET	21
3.1 Penninische und Subpenninische Einheiten.....	22
3.1.1 Venediger-Decken-Komplex	23
3.1.2 Storz-Decke.....	24
3.1.3 Eklogitzone	25
3.1.4 Rote-Wand-Modereck-Decke	26
3.1.5 Glockner Decke	27
3.1.6 Matreier Zone.....	28
3.2 Ostalpine Einheiten – Altkristallin.....	28
3.3 Neotektonik – Störungen	30
3.4 Tauerngold	34
4 ERGEBNISSE DER KARTIERUNG	40
4.1 Einführung in die Lithologien im Kartiergebiet	40
4.1.1 Zentralgneiskörper des Sonnblickkernes (Venediger-Decken-System-Intrusion) ..	40
4.1.2 Liegendanteil des Venediger-Decken-Systems (Subpenninische Decken)	43
4.1.3 Post-Variszische-Cover-Einheiten der Subpenninischen Decken (Reste von Permotrias).....	47
4.1.4 Penninische Decken (Glockner Decke, Matreier Zone, Seidlwinkldecke).....	48
4.1.5 Gebiet zwischen Möll, Kleiner Fleiß und Großer Zirknitz.....	48
4.1.7 Zirknitztal (Gebiet Kulmerkogel, Riegerkaser, Planitzen, Kluidkaser, Göritzen Wiesen)	57
4.2 Einheiten in der Karte	61
4.3 Geologische Karte der Fleißtäler und der Zirknitztäler	67
4.4 Geologische Profile entlang des Kleinen Fleißtales und des Zirknitztales.....	68
4.5.1 Datendarstellung des Zentralgneises und der Gneislamellen 1, 2 & 3 im Bereich der beiden Fleißtäler.....	71

4.5.2 Datendarstellung des Zentralgneises, der Gneislamellen 1, 3 & 4, und der Glockner Decke im Bereich der beiden Zirknitztäler und im Oberen Mölltal	72
4.6 3D-Interpretation des Kartiergebietes	74
5.1 Kataklastisches Fließen (cataclastic flow)	76
5.2 Drucklösung (pressure solution)	76
5.3 Intrakristalline Deformation (dislocation glide/climb/creep)	77
5.4 Verzwillingung (twinning).....	78
5.5 Verheilung (recovery)	78
5.6 Rekristallisation (recrystallisation)	79
5.6.1 bulging recrystallisation (BLG)	80
5.6.2 subgrain rotation recrystallisation (SGR)	80
5.6.3 grain boundary migration recrystallisation (GBM)	81
5.6.4 grain boundary area reduction (GBAR).....	81
5.6.5 solid-state diffusion creep	82
5.6.6 grain boundary sliding und superplasticity	82
5.6.7 static recrystallisation.....	82
6 MIKROGEFÜGE.....	83
6.1 Kristallplastische Deformation von Quarz.....	83
6.2 Mikrogefüge der Lithologien im Kartiergebiet.....	86
6.2.1 Mikrogefüge der Lithologien in den Zirknitztälern und im Oberen Mölltal	86
6.2.1.1. Zentralgneis – Sonnblickkern	86
6.2.1.2 Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1)	88
6.2.1.3 Trögereck-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 3) / Basement	90
6.2.1.4 Rote-Wand-Modereck-Gneis-Lamelle / Basement und Cover.....	96
6.2.1.5 Rote-Wand-Modereck-Gneis-Lamelle / Cover.....	100
6.2.1.6 Glockner Decke	103
6.2.2 Mikrogefüge der Lithologien in den Fleißtälern.....	106
6.2.2.1 Zentralgneis – Sonnblickkern	106
6.2.2.2 Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1)	108
6.2.2.3 Grieswies Lonza Lamelle (Gneislamelle 2).....	113
6.2.2.4 Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3) im Großen Fleißtal	118
7 GEOCHEMISCHE ANALYSE.....	122
7.1 Einleitung	122
7.2 Methodik	124

7.3 Gesteinsklassifikation	125
7.4 Geotektonische Diskriminierung	137
7.5 Geochemische Trends	140
8 DISKUSSION	143
9 LITERATUR	147
10 ABBILDUNGSVERZEICHNIS	158
11 TABELLENVERZEICHNIS	165
12 ANHANG	166

1 EINLEITUNG

1.1 Ziel der Arbeit

Ziel der Arbeit ist eine detaillierte Kartierung des Arbeitsgebietes (Abb.1) sowie eine mikrotektonische und petrologische Bearbeitung der Gneislamellen und des Zentralgneises (Tab.1) am Süd-Ost-Rand des Tauernfensters.

Mit Hilfe von umfangreichen Geländeaufnahmen, mikroskopischen Methoden (Dünnschliffanalyse bezüglich Mineralbestand und Mikrostrukturen), und Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) (geochemische Analyse von aufgemahlene und zu Schmelztabletten verarbeiteten Gneisproben) sollen Aussagen über die Herkunft, Genese und Korrelation der Gneislamellen und des Zentralgneises innerhalb der Penninischen und Subpenninischen Decken im Tauernfenster gemacht werden.

Für die Erstellung der Masterarbeit wurde über eine Fläche von ca. 120 km² kartiert (Abb.1), eine Vielzahl von geologischen Daten aufgenommen (siehe Kapitel 4.5), und unzählige Gesteinsproben genommen. Daraus wurden 65 Dünnschliffe erzeugt und mikrotektonisch ausgewertet, 23 davon sind in der Arbeit detailliert beschrieben (siehe Kapitel 6.2). Weiters wurden 36 Proben für die geochemische Analyse aufbereitet, und mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) gemessen (Kapitel 7). Die Kartierung wurde ohne Inanspruchnahme eines GPS (Global Positioning System), und nur mit Hilfe von Höhenmesser, topographischen Karten (1:50.000) und Geologenkompass durchgeführt.

Zentralgneis	Zentralgneis des Sonnblickkernes
Gneislamelle 1	Sandkopf-Neubau-Lamelle
Gneislamelle 2	Grieswies-Lonza-Lamelle
Gneislamelle 3	Trögereck-Lamelle
Gneislamelle 4	Rote Wand-Modereck-Lamelle

Tab. 1: Übersicht über die Bezeichnungen der 4 Gneislamellen und des Zentralgneises.

Die Kartierung der Lithologien und Strukturen zu dieser Arbeit im Bereich des Oberen Mölltales, des Großen und des Kleinen Zirknitztales sowie des Großen und Kleinen Fleißtales am Süd-Ost-Rand des Tauernfensters fand in den Jahren 2003, 2004, 2005, 2010 und 2014 statt.

Die Geländeaufnahmen erfolgten teilweise gemeinsam mit Mag. Sandra Meissl, die daraus ihre Diplomarbeit mit dem Titel „Sprödetektonik im südöstlichen Teil des Tauernfensters (Kärnten, Österreich)“ im Jahre 2006 fertigstellte.

Anzuführen ist auch, dass im Laufe der Jahre zuvor eine Reihe von Diplomarbeiten, Bachelorarbeiten, Masterarbeiten und Dissertationen am Institut für Erdwissenschaften der Universität Graz entlang des Südrandes des Tauernfensters entstanden sind:

Kurz, W. (1993): Strukturentwicklung längs der Mölltallinie (südöstliches Tauernfenster).- Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Kurz, W. (1997): Alpine tectonic evolution of the Tauern Window: Constraints from structural and metamorphic geology.- Unveröff. Dissertation, Naturwiss. Fakultät, Univ. Salzburg.

Tenczer, V. (1998): Kinematik der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters (Knuttental – Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Biermeier, C. & Krenn, K. (1998): Strukturgeologische Untersuchungen der oligozänen Rensenintrusion und ihrer Rahmengesteine (Oberes Valstal – Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Rabitsch, R. (2002): Isotopengeologische Untersuchungen am Südrand des Tauernfensters (Mühlwalder Tal – Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Gaich, H. (2003): Lithologien und Strukturentwicklung am Südrand des Tauernfensters (Mühlwalder Tal – Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Reiter, A. & Wölfler, A. (2003): Strukturelle und Petrologische Entwicklung am Tauernfenstersüdrand (Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Meissl, S. (2006): Brittle Tectonics in the south-eastern part of the Tauern window (Carinthia, Austria). Unveröff. Diplomarbeit, Fakultät für Bauingenieurwesen, Techn. Univ. Graz.

Oswald, S. (2013): Deformations-Metamorphosebeziehungen in der Eklogitzone des Tauernfensters, Ostalpen, Österreich. Unveröff. Masterarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Bader, L. (2014): Tektonometamorphe Entwicklung des Venediger Duplexes und der Eklogitzone im Bereich Frosnitztal (Osttirol). Unveröff. Masterarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

1.2 Geographische Lage

Das Kartiergebiet (Abb.1) umfaßt einen Bereich des Oberen Mölltales, des Großen und des Kleinen Zirknitztales sowie des Großen und des Kleinen Fleißtales am Südrand der Hohen Tauern in Kärnten, Bezirk Spittal an der Drau. Das Obere Mölltal trennt die Schoberggruppe im Westen von der Goldberggruppe mit dem Hohen Sonnblick im Osten in Nord-Süd-Richtung. Zwei bekannte in der Nähe liegende Orte sind Heiligenblut und Döllach (Großkirchheim) im Mölltal.

Die erstellte geologische Karte mit dem Maßstab 1:10.000 basiert auf den vier topographischen Karten von Österreich (OEK Karte 153 Großglockner, OEK Karte 154 Rauris, OEK Karte 179 Lienz und OEK Karte 180 Winklern) im Maßstab 1:50.000.

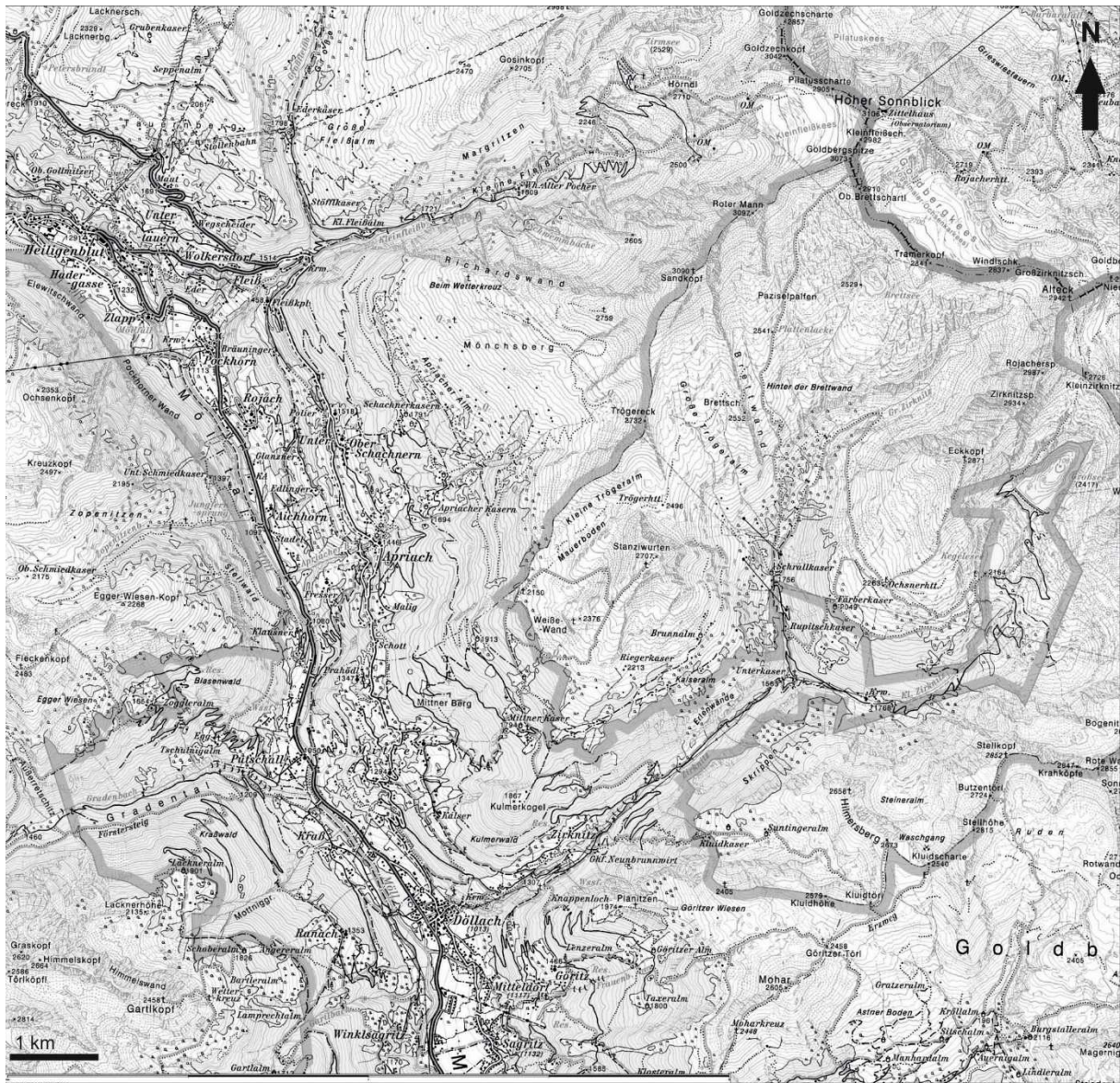


Abb. 1: Lage des Kartiergebietes (Österreichische Karte 1:50.000, BEV).

Das Gebiet erstreckt sich im Oberen Mölltal von Apriach nach Norden in das Große Fleißtal und nach Nord-Osten in das Kleine Fleißtal, über Döllach (Großkirchheim) bis nach Sagritz im Süden, und weiters von Döllach nach Nord-Osten in das Große Zirknitztal sowie in das Kleine Zirknitztal (Abb.2 und Abb.3).



Abb. 2: Blick von der Lackneralm (Schobergruppe) Richtung Osten in das Zirknitztal, unten: Döllach (Großkirchheim) im Mölltal.



Abb. 3: Blick von der Lackneralm (Schobergruppe) Richtung Norden in das Große Fleißtal, unten rechts: Apriach im Mölltal.

2 ÜBERBLICK ÜBER REGIONALE GEOLOGIE UND PALÄO GEOGRAPHIE

Die Alpen erstrecken sich von Südfrankreich bis Ostösterreich und sind das Produkt der Konvergenz zwischen Europa und Afrika mit der dazwischenliegenden Adriatischen Mikro-Platte. Einige unterschiedliche paläogeographische Einheiten können unterschieden werden (Schmid et al., 2004, Schmid et al., 2013). Einerseits sind dies kontinentale Bereiche, die durch die Ostalpinen Decken (Drauzug-Gurktal-Decken-System, Ötztal-Bundschuh-Decken-System, Koralpe-Wölz-Decken-System, Silvretta-Seckau-Decken-System und die Unterostalpinen Decken) sowie Subpenninische Decken (Modereck-Decken-System, Eklogit Zone, Wolfendorn Decke und Venediger-Decken-System), repräsentiert werden. Andererseits gibt es ozeanogene Entwicklungen (Hallstatt-Meliata, Vardar, Valais (Nordpenninikum) und Piemontais (Südpenninikum), wobei es sich bei den Penninische Decken um die Matreier Zone und die Glockner Decke handelt), jeweils als Teile der sogenannten Tethys sowie Alpenen Tethys). In den Ostalpinen Einheiten kann man mehrere Orogen-Zyklen rekonstruieren, eine Kaledonische, eine Variszische und eben Alpine Entwicklungen.

Eine Vielzahl von Publikationen beschäftigt sich mit der tektonischen und paläogeographischen Entwicklung des alpidischen Raums, Frisch (1979), Tollmann (1987), Trumpy (1988), Dallmeyer et al., (1996, 1998), Stampfli et al., (1998), Neubauer et al., (2000), Ratschbacher et al., (2004), Schmid et al., (2004), Kurz (2006), Schuster et al., (2006), Wölfler et al., (2008), Froitzheim et al., (2008), Kurz et al., (2008), Krenn et al., (2011), Schmid et al., (2013), Kurz et al., (2013) um nur einige zu nennen.

Da in der Literatur für paläogeographische und tektonische Einheiten verschiedene Synonyme verwendet werden, soll die Zusammenstellung in Tab.2 zum besseren Verständnis dienen.

Ozeanische Bereiche im Alpenraum	Synonyme	Tektonische Einheiten
Hallstatt-Meliata Ozean	Vardar Ozean, Kimmerischer Ozean, Tethys	Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Hallstätter Kalk
Nordpenninischer Ozean	Valais Ozean	(Rhenodanubischer) Flysch und Helvetikum
Mittelpenninische Einheit	Brianconnais	Venediger-Decken-System Rote-Wand-Modereck-Decke Eklogitzone
Südpenninischer Ozean	Piemont-Ligurischer Ozean, Alpine Tethys	Glockner-Decke Matreier Zone

Tab. 2: Zusammenfassung paläogeographischer Einheiten sowie Synonyme in der Literatur und deren tektonischen Einheiten.

2.1 Präkambrische und Paläozoische Entwicklung

Für die präkambrische und paläozoische Entwicklung werden die wichtigsten Vorgänge, die im und um das Arbeitsgebiet relevant sind, im großem Maßstab vorwiegend nach Schuster et al., (2006) zum Verständnis beschrieben.

Im **Präkambrium** bis ins **Ordovizium** lagen das heutige Ostalpin und das Subpenninikum (prävariszisches Venediger-Decken-System (Frisch, 1977), (Schmid et al., 2004) weit südlich des Äquators am Rande des Gondwana-Kontinents (Stampfli & Borel, 2004).

Einige Terrane werden von Gondwana abgespalten, es entwickeln sich ein aktiver Kontinentalrand sowie back-arc und Inselbogen-Vulkanismus (Von Raumer, 1988; Von Raumer & Neubauer, 1993/94).

Im **Kambrium** sowie **Ordovizium** wurde ozeanische Kruste gebildet, später kam es zur Subduktion von ozeanischer Kruste (Kaledonische Metamorphose mit Amphibolit Fazies (Bücksteeg, 1999)). Damalige klastische Sedimentablagerungen finden wir heute als Paragneise sowie Glimmerschiefer im Prijakt-Polinik-, Millstatt-, Bundschuh-Priedröf-, Kareck-, Storz-, Reißbeck-Komplex. In diese intrudierten im mittleren Ordovizium (470 Ma) magmatische Gesteine, wie etwa die heutigen Bundschuh-Orthogneise.

Im **Silur** drifteten diese abgespaltenen Terrane mit dem Subpenninikum und dem Ostalpin nordwärts über den Äquator. Durch diese Abtrennung verursacht kam es zu intensivem Magmatismus. Diese basaltischen Magmatite finden sich heute als Amphibolite und Grünschiefer zum Beispiel im Storz-, Goldeck-, Gaugen und Radenthein-Komplex wieder. Auf Grund der äquatorialen Position kam es vermehrt zu Karbonatbildungen (heutige Marmor-Einschaltungen im Goldeck- und Gaugen-Komplex mit Sr-Datierungen aus dem Silur sowie Devon).

Im **Unteren Karbon** (350 Ma) kam es zur Kollision mit Laurussia. Durch dieses varizische Ereignis kam es im Bereich des heutigen Subpenninikums zu intensivem Plutonismus (340-320 Ma), welche als heutige Orthogneise (Zentralgneise) des Venediger-Decken-Systems in Erscheinung treten. Weiters wurden dadurch einige Umgebungsgesteine migmatisiert und mit Gängen durchschlagen.

In einigen ostalpinen Einheiten kam es zur amphibolitfaziellen Metamorphoseprägung (Gaugen-, Millstatt-, Bundschuh-Priedröf-Komplex), welche durch das Auftreten von Staurolith und Granat belegt ist, in anderen zu grünschieferfazieller Metamorphose (Radenthein- und Goldeck-Komplex). Ar-Ar-Abkühlalter-Datierungen (unter 400°C) liegen bei etwa 315-320 Ma.

Im **Oberkarbon** kam es zur Ablagerung klastischer Sedimente in die intramontanen Becken, die heutige metamorphe Murtörl-Formation der Subpenninischen Decken.

2.2 Alpine Entwicklung

Die Zusammenhänge rund um die alpine Entwicklung, die in Bezug zum Arbeitsgebiet stehen, werden weitgehend nach Schuster et al., (2006) beschrieben.

Im unteren **Perm** (290 Ma) (Abb.4) kam es am Südrand des Variszischen Orogens zu einer Dehnung der Lithosphäre (Schuster et al., 2001), dadurch entstand ein hoher Wärmefluß, der sich in einer Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose in den tieferen Einheiten im Krustenniveau äußerte, zu erkennen als Mineralrelikte und texturale Relikte im Millstatt-Komplex). Weitere Anzeichen sind Bildung von Pegmatoiden (Millstatt Komplex, Prijakt-Polinik-Komplex) sowie gabbroide Intrusionen (Koralpe, Monte Rosa Decke, Sesia Zone (Bozener Quarzporphyr) und die Ablagerung klastischer Sedimente (Wustkogel-Formation, Alpiner Verrucano) auf Teile des heutigen Unterostalpins (Goldeck-Komplex, Bundschuh-Priedrof-Komplex) und das Subpenninikum (Venediger-Decken-System, Modereck-Decke).

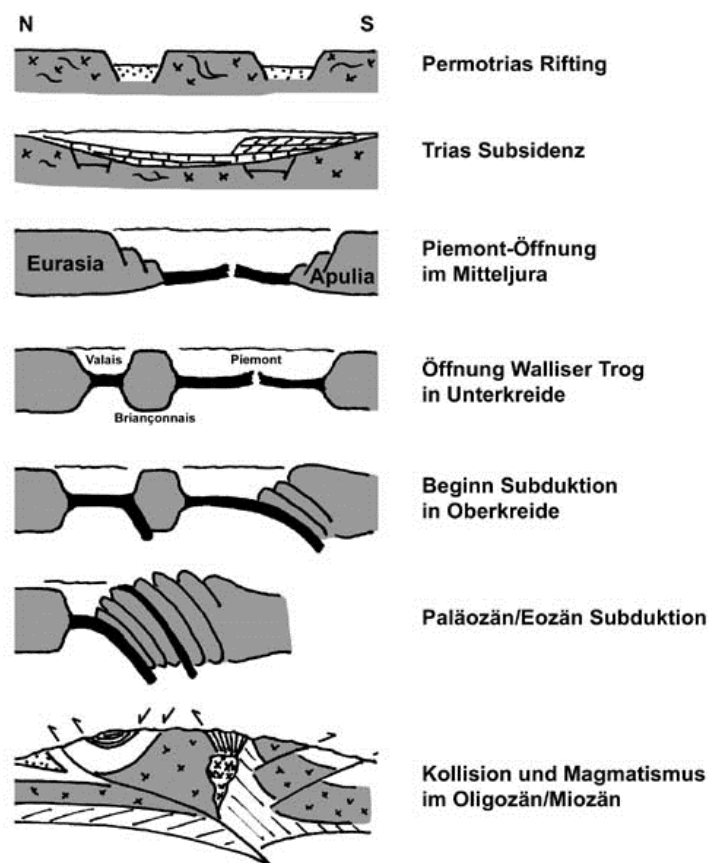


Abb. 4: Übersicht über die Entwicklung der Penninischen Einheiten (<http://andiebert.gmxhome.de/diplomarbeit/seite1.html>).

In der **Mitteltrias** (240 Ma) öffnete sich der Hallstatt-Meliata Ozean im nördlichen Teil der Tethys (Gawlick et al., 1999; Mandl, 2000; Kurz et al., 2000 a; Kurz, 2005).

Das Ostalpin bildete den nordwestlichen Schelf dieses Ozeans (Abb.5 und Abb.6), das Subpenninikum (Venediger-Decken-System) lag noch weiter entfernt im Nord-Westen. Die Lithosphäre begann abzukühlen und sich abzusenken, dadurch kam es zur Sedimentation von größtenteils flachmarinen Karbonaten mit teilweise beachtlicher Mächtigkeit von bis zu 3000m (Mesozoikum des Drauzuges, Stanglalm-Mesozoikum). Auch auf Teile des Subpenninikums wurden durch die fortschreitende Transgression Karbonate abgelagert, dies aber mit weit geringerer Mächtigkeit (Seidlwinkl-Formation des Venediger-Decken-Systems).

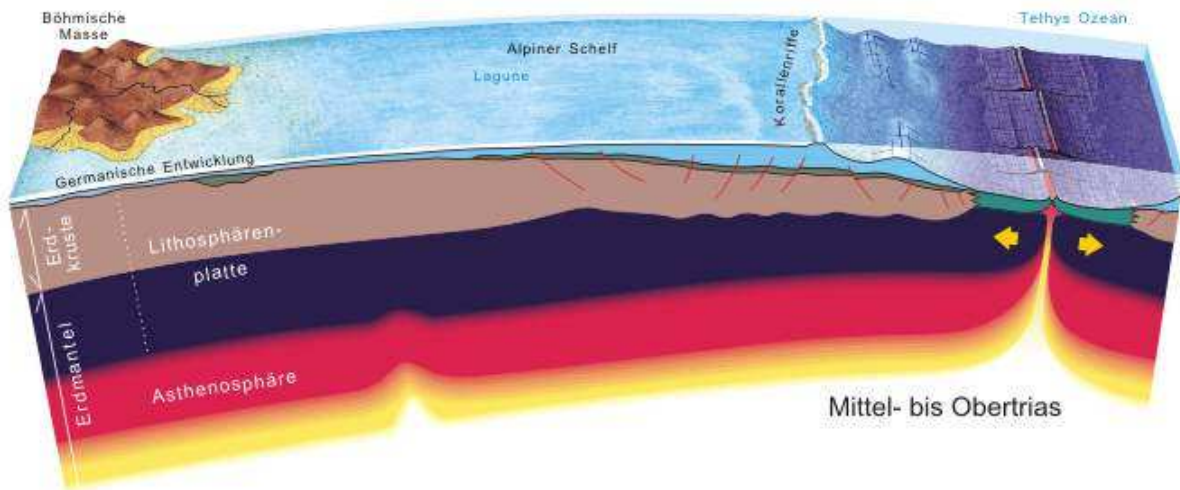


Abb. 5: Blockbild des Alpenen Schelfs in der Mittel- bis Obertrias (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).

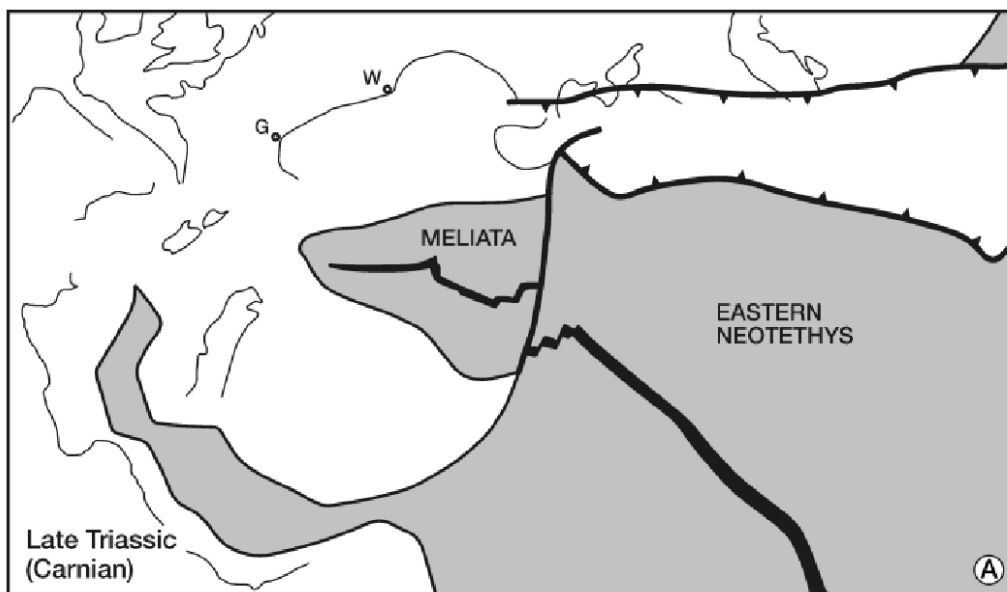


Abb. 6: Paläogeographische Rekonstruktion der Späten Trias (Schmid et al., 2004).

Die weitere Entwicklung ist durch Ausbildung von Becken und Schwellen ab der **Obertrias** (Abb.5 und Abb.6) oder Lias gekennzeichnet (Froitzheim & Manatschal, 1996) (Schmid et al., 2004). Die kontinentale Kruste wurde in gekippte Schollen zerlegt. Dies führte zur Ablagerung Rift-bezogener Sedimente eines passiven Kontinentalrandes in Form von Brekzien in Matrix aus Kalkphylliten (Escarpment-Brekzien) und Geröllschiefern. Diese Sedimentablagerungen lassen sich in der heutigen Matreier Zone (siehe Kapitel 3.1.6) erkennen.

Die Dehnung der Lithosphäre hielt auch in der Obertrias und im **Unteren Jura** an, bis es ca. vor 170 Ma zu Bildung eines weitem Ozeanbeckens kam, den Südpenninischen Ozean oder auch Piemontais-Ligurischen Ozean, verursacht durch eine große Transformstörung, die durch die beginnenden Öffnung des Atlantiks hervorgerufen wurde. Durch diese Transformstörung, die den Atlantik mit der Tethys verband, wurde die adriatische Platte oder auch nord-apulische Platte (inklusive dem heutigen Ostalpin) von der europäischen Platte (inklusive dem heutigen Subpenninikum) getrennt.

Durch diese weitere Dehnung kam es zum Aufreißen der Kruste, der Erdmantel wird in einer mehreren km- breiten Zone freigelegt, serpentinisierter subkontinentaler Ozeanboden entstand. Tiefseesedimente (Radiolarien) belegen ab dem Oberjura die tiefmarinen Bedingungen des Ozeantroges. Es kommt zum sea-floor-spreading, dadurch bildete sich ozeanischer Kruste in Form von Ophiolithen, und durch diesen Mittelozeanischen Rücken erfolgte die Verbreiterung des Südpenninischen Ozeanbeckens.

Am nördlichen Schelf dieses Ozeans, welches sich als das heutige Subpenninikum darstellt, wurden im Oberjura Flachwasserkarbonate abgelagert.

Im **Mittel** und **Oberjura** kam es durch sinistrale Seitenverschiebungen im südlichen Teil des Ostalpines zur Schließung des Hallstatt-Meliata-Ozeans (Gawlick, 1996; Dallmeyer et al., 1998; Schmid et al., 2004), welcher die Apulische Platte (inkl. heutiges Ostalpin) vom helvetisch-europäischen Schelf trennt. Darauf kam es zur Ostalpinen Deckenstapelung (Abb.7 und Abb.8).

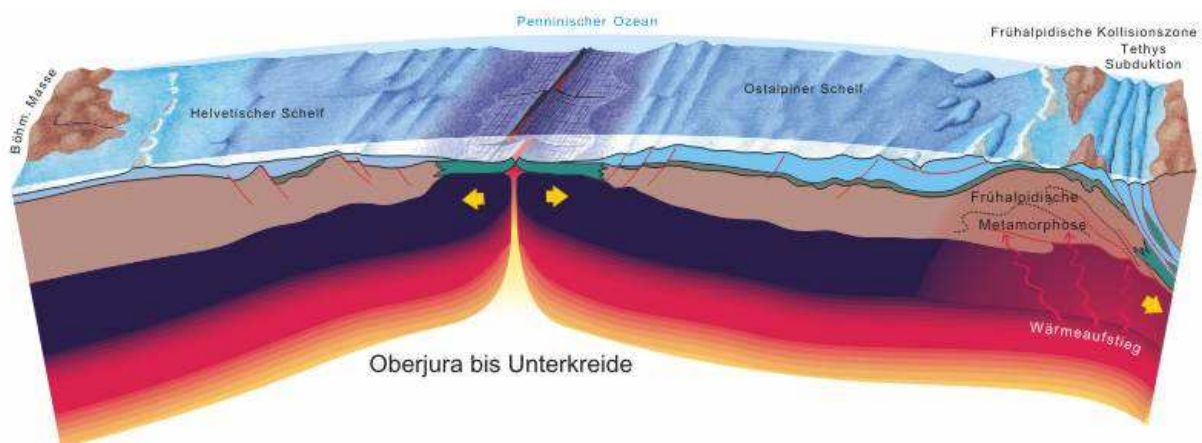


Abb. 7: Blockbild des Penninischen Ozeans im Oberjura bis Unterkreide (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).

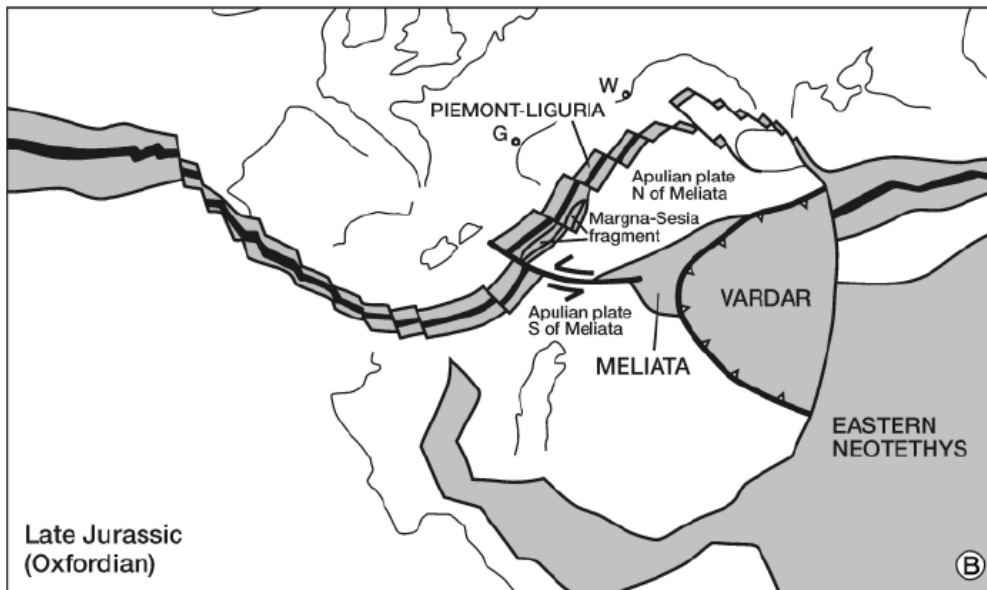


Abb. 8: Paläogeographische Rekonstruktion des Späten Jura (Schmid et al., 2004).

Aufgrund eines ersten Rifting im Nordatlantik begann Afrika gegen den Uhrzeigersinn zu rotieren. Ab der **Unteren Kreide** (140 Ma) (Abb.9) veränderte sich dadurch die Bewegung Afrikas von einer Süd-Ost-Divergenz zu einer Nord-Ost-Konvergenz.

Um 120 Ma - 80 Ma kam es dadurch zur Kollision der ostalpinen Einheiten mit dem südlichen Teil der adriatischen Mikroplatte (inklusive dem Südalpin), dies wird als Eo-Alpines Ereignis bezeichnet. Es kam zu W-NW-gerichteten Decken-Stapelungen, und zur Versenkung von Teilen ostalpiner Decken wie dem Prijakt-Polinik-Millstatt-Komplex, und dadurch zu eklogitfaziellen Metamorphosebedingungen (Hoinkes et al., 1999) mit einem Metamorphosealter von 110 Ma - 95 Ma. Diese Hochdruck-Gesteine erfuhren während ihrer Exhumation eine Überprägung mit mittlerem Druck um die 95 Ma - 65 Ma (Hoinkes et al., 1999; Thöni, 1999).

Verursacht durch das Rifting im Nordatlantik kam es in Folge auch zu einer ersten Rift-Phase im Nordpenninikum und der Öffnung der Biscaya durch die Rotation von Iberien.

In dieser Zeit bildeten das Venediger-Decken-System, die Rote-Wand-Modereck-Decke und die Eklogit-Zone eine kontinentale Mittel-Penninische-Einheit (Europäische-Kontinentalrand-Einheit) (die in der Literatur auch als Brianconnais bezeichnet wurde), welche den Südpenninischen Ozean (Glockner Decke und Matreier Zone) und den Nordpenninischen Ozean begrenzt (Abb.9).

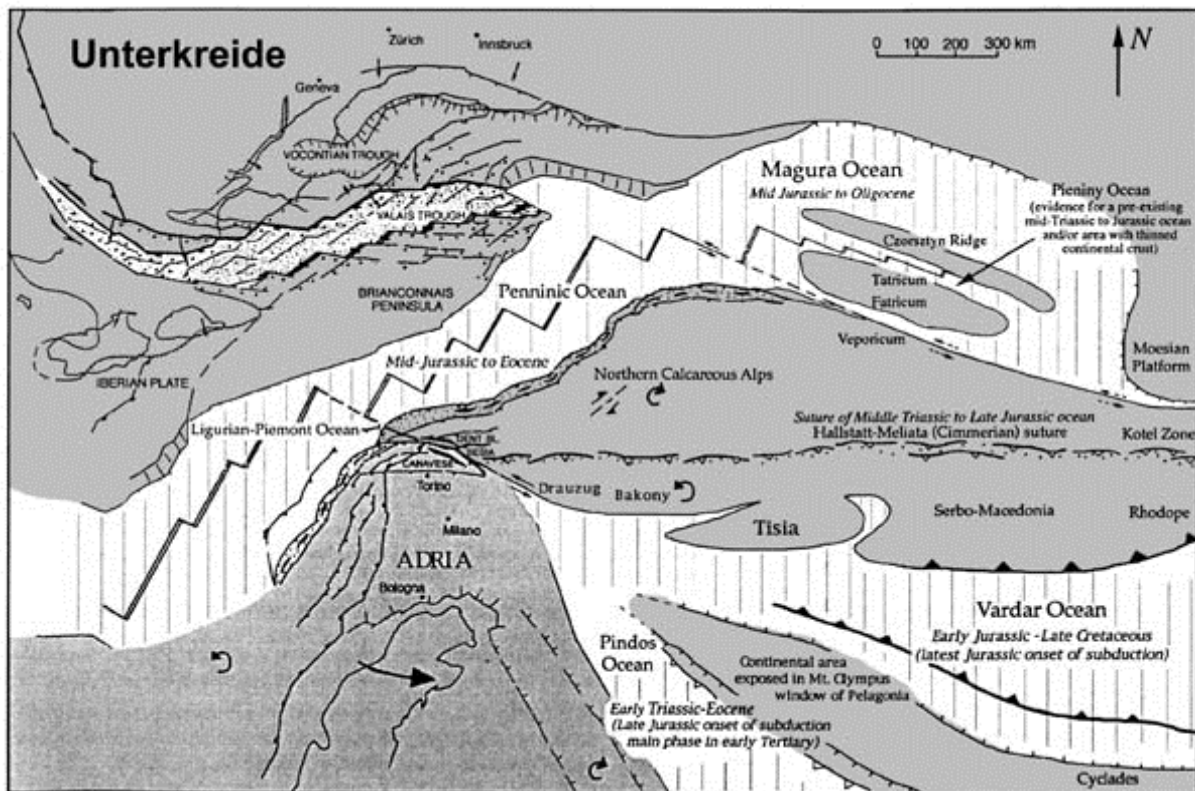


Abb. 9: Paläogeographie in der Unterkreide nach Channell & Kozur (1997), Altersangaben in den Becken geben den Beginn der Öffnung und das Ende der Schließung an.

Ab der **Oberkreide** (100 Ma) kam es zur Ausbildung von Subduktionszonen (Abb.10 und Abb.11) um die durch Konvergenz entstandene Verkürzung aufzunehmen. Es kommt im Santonium (um 85 Ma) zu einer Süd-gerichteten Subduktion von ozeanischer südpeninischer Kruste in der alpidischen Subduktionszone (Schmid et al., 2004) und dadurch zu Deformation und Metamorphose mit niedriger Temperatur und hohem Druck speziell im Ostalpin, welches als Neo-Alpines Ereignis bezeichnet wird. Die Schließung des Südpenninischen Ozeans (Piemont-Ligurischen-Ozeans) erfolgt bis vor rund 70 Ma.

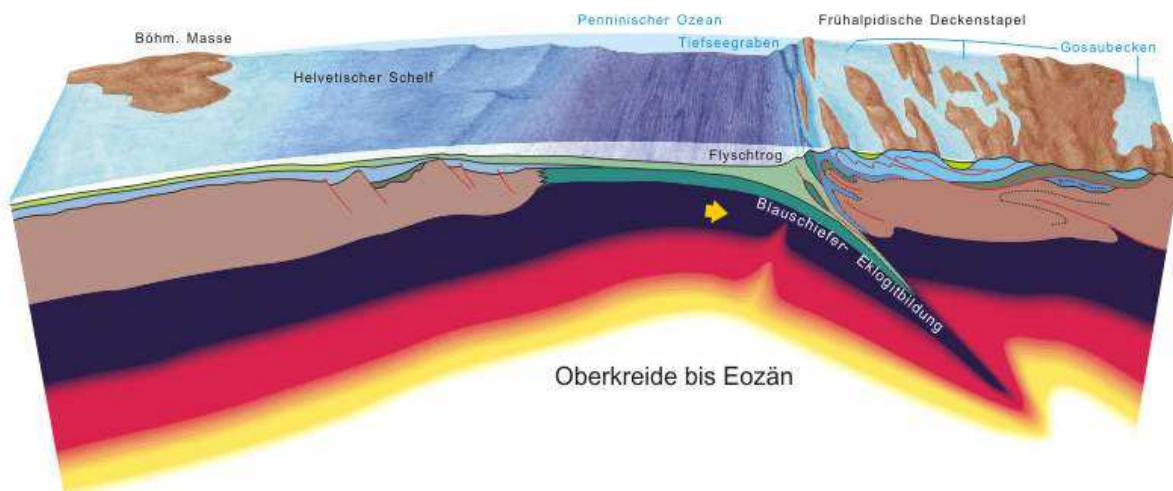


Abb. 10: Blockbild der frühalpidischen Deckenstapelung in der Oberkreide bis Eozän (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).

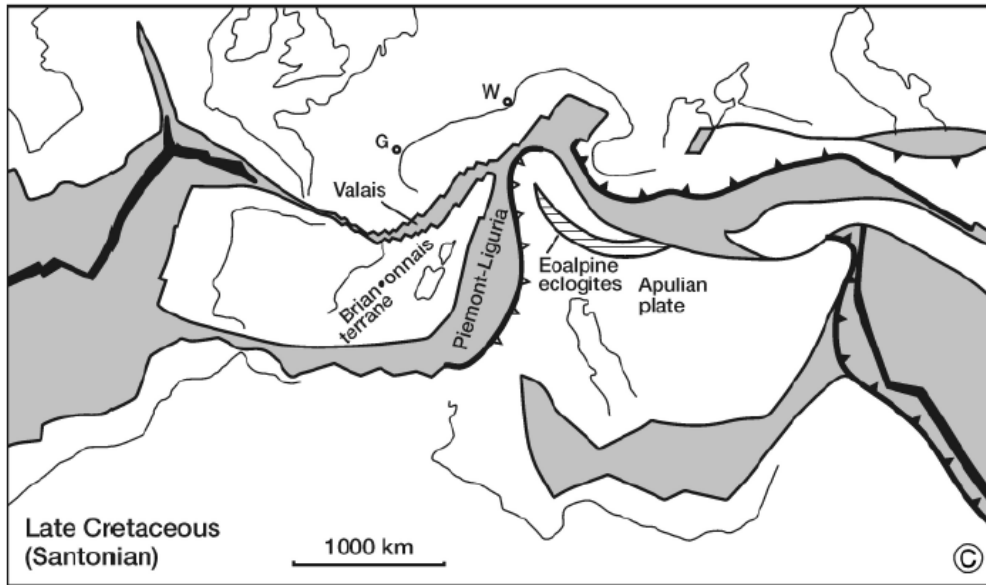


Abb. 11: Paläogeographische Rekonstruktion der Späten Kreide (Schmid et al., 2004).

Vor rund 75 Ma öffnete sich der Nordpenninische Ozean (Valais Becken) (Abb.11), der die Mittelpenninische Einheit (Briançonnais) vom Europäischen Kontinent separierte. Diese Mittelpenninischen Einheiten wurden unter die Ostalpinen Einheiten subduziert.

Die Eklogitzone (Kurz et al., 1996, 1998b) (Abb.12, Abb.14, Abb. 18, siehe Kapitel 3.1.3), die tektonisch über dem Venediger-Decken-System liegt, und selbst von der Roten-Wand-Modereck-Decke überlagert wird (im manchen Bereichen fehlt die Eklogitzone, hier liegt die Rote-Wand-Modereck-Decke direkt über dem Venediger-Decken-System), wurde dabei in eine Tiefe von 60 km versenkt, und erlangte dadurch zuerst eine eklogitfazielle Hochdruck-Metamorphose mit rund 2 GPa und 600°C (Frank et al., 1987; Zimmermann et al., 1994; Kurz et al., 1998; Reiter & Wölfler, 2003), gefolgt von einer blauschieferfaziellen Metamorphose vor rund 38 Ma mit 1,0 GPa und 450°C.

Altersdatierungen kommen auf das Obere Paläozän bis Mittleres Eozän von 65-40 Ma (Kurz et al., 1998; Ratschbacher et al., 2005). Tab.3 zeigt eine Übersicht der alpidischen Metamorphoseereignisse.

Metamorphose-Fazies	Alter (Ma)	Druck (GPa)	Temperatur (°C)
Eklogit Fazies	45	2	600
Blauschiefer Fazies	38	1	430-450
Grünschiefer bis Amphibolit-Fazies (Tauernkristallisation)	30	0,6 – 0,7	600-650

Tab. 3: Übersicht der alpidischen Metamorphoseakte nach Meissl (2006).

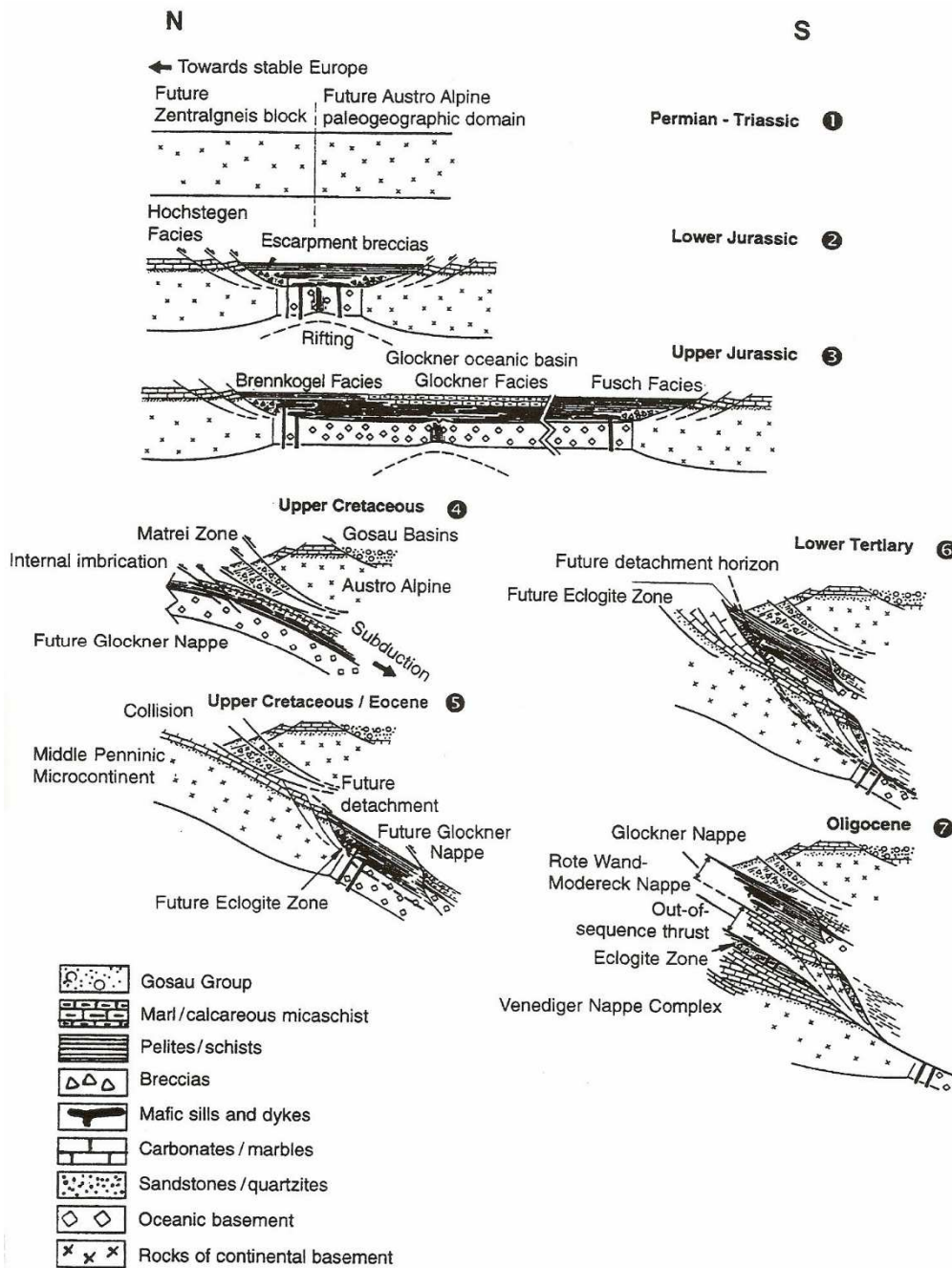
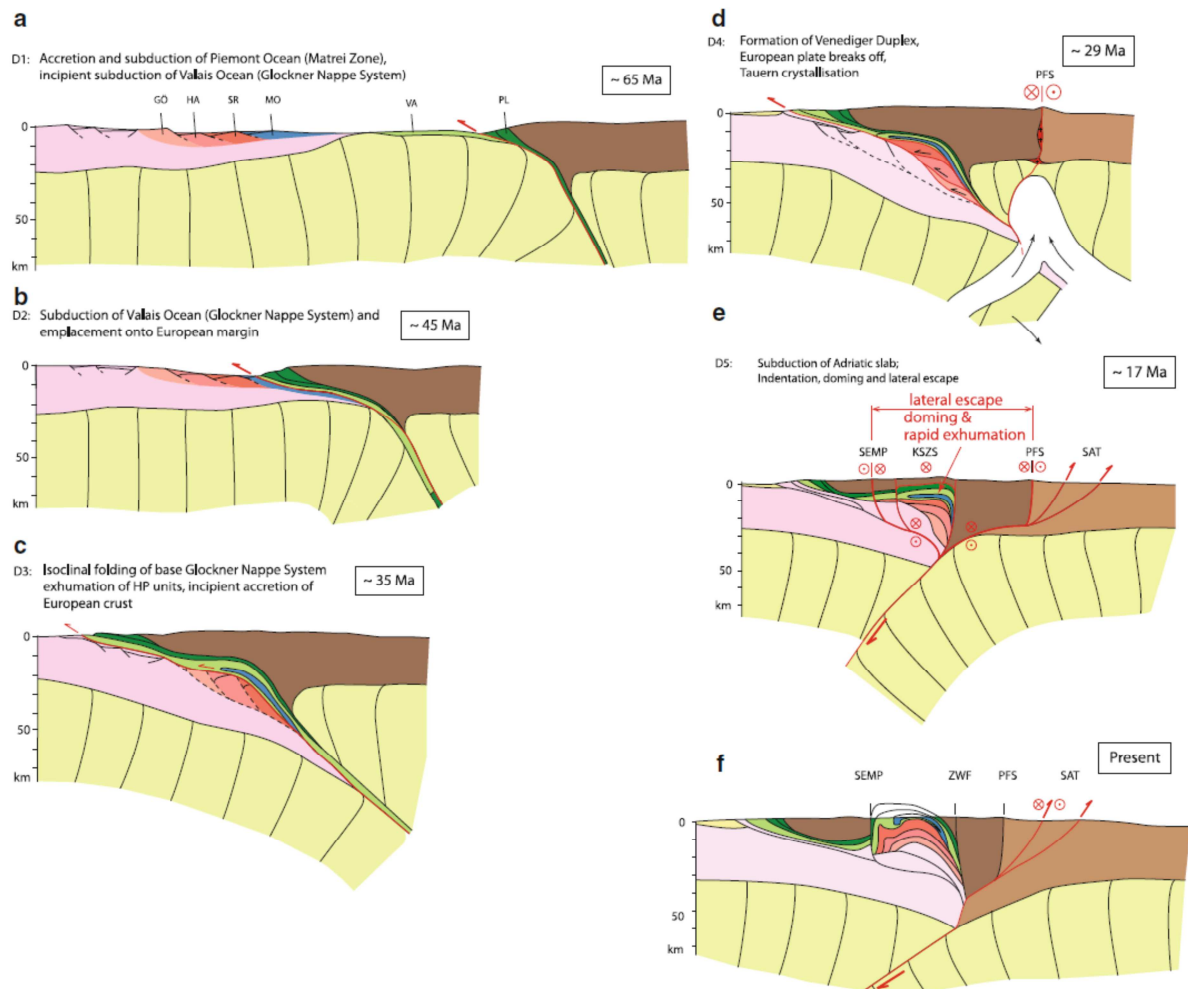


Abb. 12: Überblick über die Entwicklung der Eklogit Zone (Kurz et al., 1998).

Nach der Schließung des Südpenninischen Ozeans und der Süd-gerichteten Subduktion des Briançonnais begann schließlich vor rund 60 Ma die Nord-gerichtete Decken-Stapelung der penninischen und subpenninischen Einheiten (Abb. 13). Die Subduktion des Nordpenninischen Ozeans erfolgte ebenfalls nach Süden gerichtet. Ein Beleg dafür ist die Ablagerung des Rhenodanubischen Flysches.

Durch die Schließung des Penninischen Raumes in der Kreide änderte sich auch das Sedimentationsregime in Richtung zunehmend klastisch mit Flyschentwicklung.

Nun handelt es sich um kollisionsbezogene Sedimente eines aktiven Kontinentalrandes. Dies bedeutet, dass sich heute in der Matreier Zone der Hauptteil des klastischen Materials, welches bei der Schließung des Nordpenninischen Ozeans in Form von Turbiditen eingebracht wurde, befindet. Als Ablagerungsraum wird der Südrand des Südpenninischen Troges angenommen.



- (a) D1 subduction of the Piemont-Liguria Ocean and accretion of oceanic relics in front of the Austroalpine nappe stack, ~ 65 Ma; (b) D2 subduction of the Valais Ocean and parts of the distal European margin, ~ 45 Ma; (c) D3 exhumation of the high-pressure units and incipient accretion of the European crust, ~ 35 Ma; (d) D4 formation of the Venediger Duplex and “Tauernkristallisation” at ~ 30 Ma. (e) D5 Indentation, doming and lateral extrusion, ~ 17 Ma; (f) Present-day section. Tectonic nappes: AA – Austroalpine units; GK – Göss Nappe; GL – Glockner Nappe System; HA – Hochalm Nappe; MA – Matreier Zone. MO – Modereck Nappe System; RS – Romate-Storz Nappe; SA – Southern Alps. Major Faults: KSZS – Katschberg Shear Zone System; PF – Periadriatic Fault; SEMP – Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Fault; SF – Sava Fault; ZW – Zwischenbergen-Wöllatratzen Fault. Active faults are marking red and inactive faults are in black.

Abb. 13: Nord-Süd Profile im östlichen Teil des Tauernfensters und ihre zeitliche Entwicklung von 65 Millionen bis heute (Schmid et al., 2013).

Im **Paläogen** wird der Nordpenninische Ozean weiter subduziert. Dadurch wird die Matreier Zone – Nordrahmenzone und darauf das Glockner-Deckensystem von ihrer Basis abgeschert, beide gelangten dadurch in den Bereich eines Akkretionskeiles.

Ein Teil der ursprünglich subduzierten Decken wurde später wieder an die Oberfläche gebracht, es handelt sich um die Eklogitzone (Abb.12 und Abb.14) des Südvenedigergebietes.

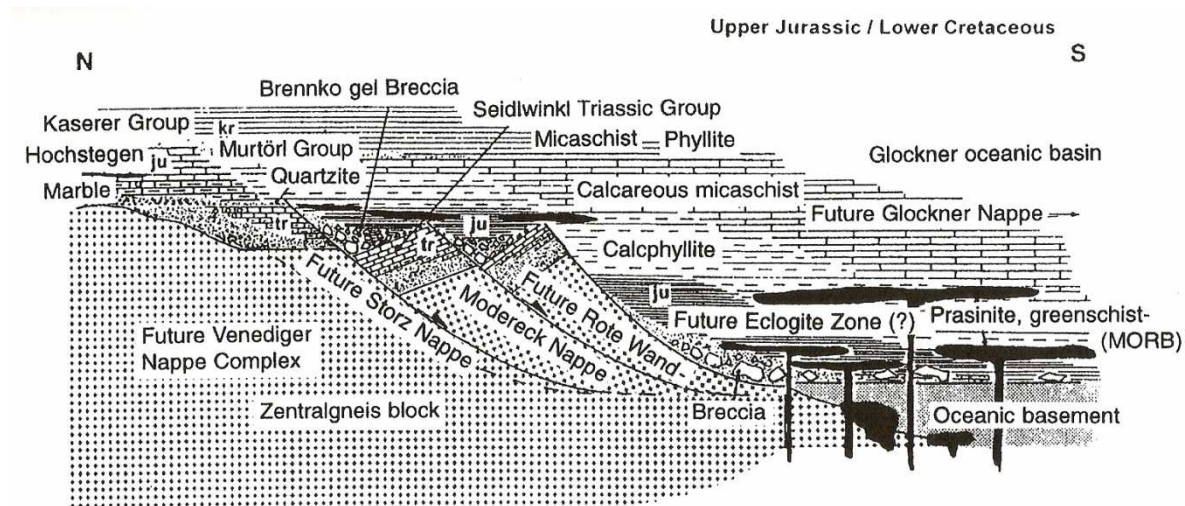


Abb. 14: Position der zukünftigen Decken des Tauernfensters während des Oberjura und der Unterkreide (Kurz et al., 1998).

Aufgrund der anhaltenden Konvergenz der Adriatischen Mikro-Platte fand im Unteren bis in das Mittlere Eozän die komplette Schließung der Penninischen Einheiten statt (Rubatto et al., 1988), Teile des europäischen Kontinentalrandes traten in die Subduktion ein, und es kam zum Wechsel zu einer nordvergente Kollisionstektonik, von nun an wirkt die Adriatische Platte als Indenter. Dadurch wurden die (Sub-) Penninischen Deckensysteme zusammen mit den Ostalpinen Decken auf den ehemaligen europäischen Schelf überschoben, Teile davon bauen heute das Venediger-Decken-System auf.

Die weitere Deformation im internen Deckenbau des Tauernfensters und die temperaturbetonte Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation (Abb.15)) mit Drucken von 0,6 GPa und Temperaturen von 600-650°C (Selverstone, 1985) fand im Obersten Eozän und im Oligozän (40-23 Ma) statt (Ratschbacher et al., 2005). In den peripheren Bereichen des Tauernfensters erreichte sie grünschieferfazielle Bedingungen, im zentralen Bereich Amphibolit-Fazies.

Folgend ereignete sich um 28 Ma eine Deformationsphase mit dem Updoming der Penninischen Einheiten (Tab. 4) wie das Tauernfenster, verursacht durch Transpression des starren Indenters im Süden (Kurz et al., 1996; Genser & Neubauer, 1989).

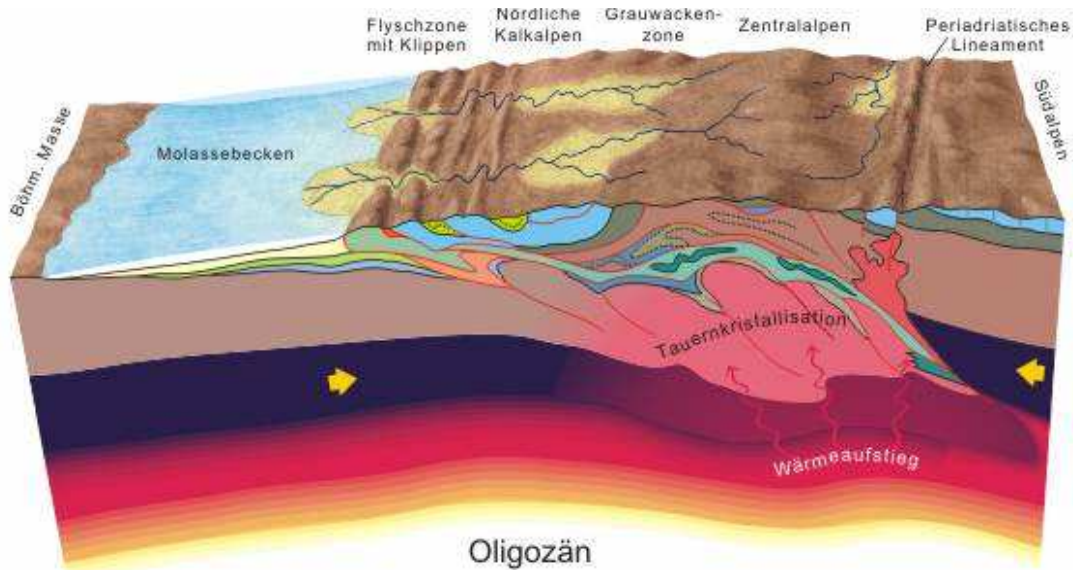


Abb. 15: Blockbild der Tauernkristallisation im Oligozän (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).

Deformationsphase	Alter (Ma)	Ereignis
N/NNE - gerichtete Scherung	60	Decken-Stapelung
W- gerichtete Scherung	30	Underplating von Europa
Indenter Tektonik von Süden	>28	Updoming und Exhumation

Tab. 4: Übersicht der Deformationsphasen nach Meissl (2006).

Weiters kam es im **Oligozän** zu den Intrusionen entlang der Periadriatischen Naht (Abb. 15) sowie zu E-W-orientierten Seitenverschiebungen am südlichen Rand des Ostalpins.

Im Wechsel vom Oligozän zum **Miozän** (23 Ma) setzt die laterale Extrusion der Ostalpen gegen Osten ein. Es kommt zu einer Streckung des Orogens in E-W-Richtung an einem System aus konjugierten Seitenverschiebungen sowie Abschiebungen.

Die Ost-gerichtete Extrusionstektonik führt zum heutigen Erscheinungsbild der Alpen (Neubauer et al., 2000) und führt zur Entstehung des Tauernfensters (Frisch et al., 2000), (Abb.16), des Engadiner Fensters, sowie des Rechnitzer Fensters.

Die durch Extension entstandenen Subsidenz-Becken wurden mit Sedimenten gefüllt, die die Hallstatt-Meliata-Sutur verschließen. Das Alter der Abkühlung der penninischen Decken sowie Sedimentdatierungen ergaben frühes Miozän (23-14 Ma).

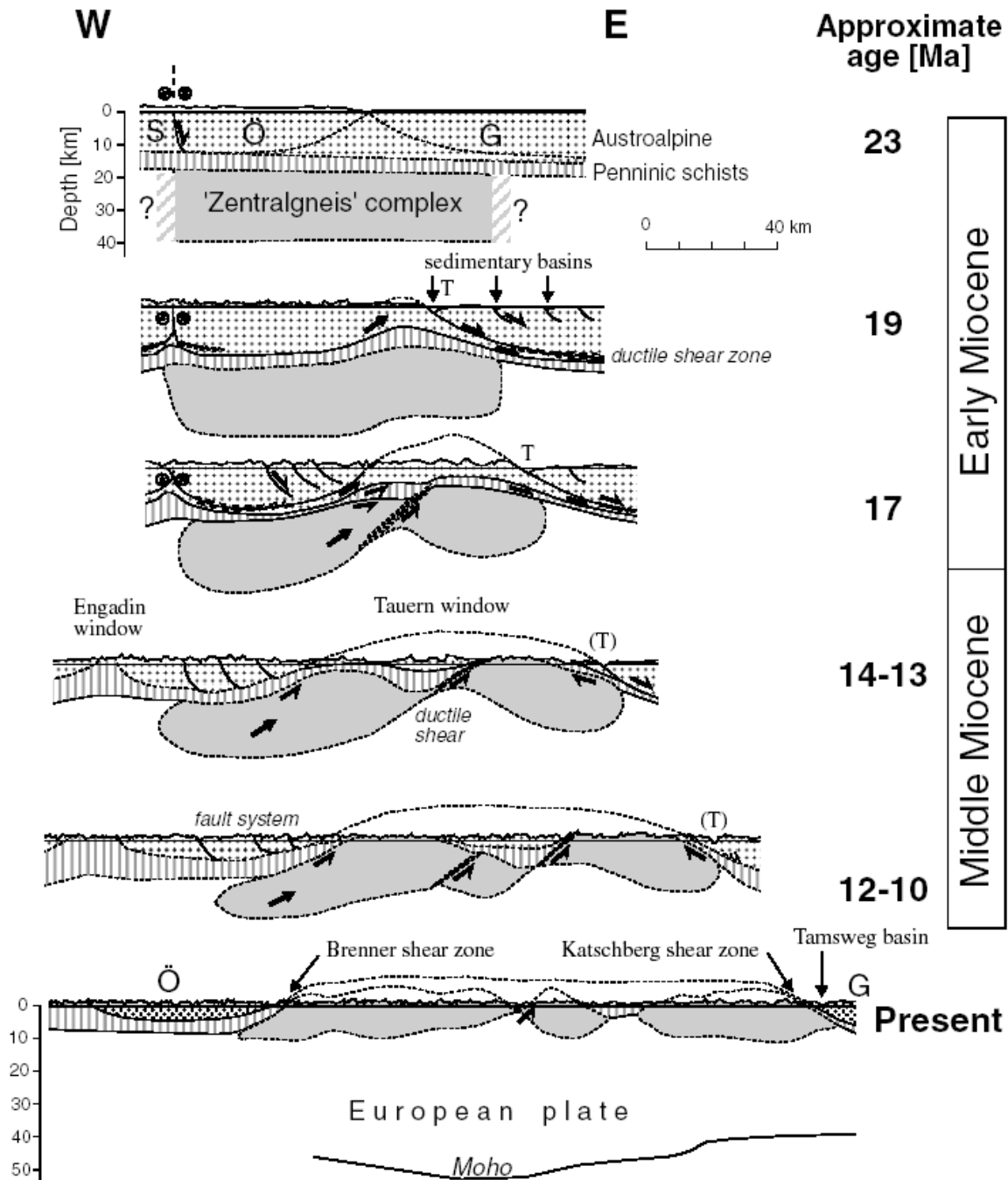


Abb. 16: Bildung des Tauernfensters im Frühen bis ins Mittlere Miozän nach Frisch et al., (2000).

3 TEKTONISCHE EINHEITEN IM KARTIERGEBIET

Man kann im Kartiergebiet im Oberen Mölltal, in den beiden Zirknitztälern und in den beiden Fleißtälern folgende tektonische Einheiten unterscheiden (Abb.17, Abb.18 und Abb. 19) (Schmid et al., (2013)):

- 1.) Das Subpenninische Deckensystem mit dem Venediger-Decken-System, der Wolfendorn-Decke, der Eklogit-Zone, der Modereck-Decke und den Post-Variszischen-Cover-Einheiten.
- 2.) Das Penninische Deckensystem mit der Glockner Decke und der Matreier Zone.
- 3.) Das Kontinentale Ostalpine Deckensystem mit den Texel-Millstatt-Wölz-Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems (Schobergruppe) und den Unterostalpinen Einheiten südlich des Tauernfensters der Unterostalpinen Decken (Sadniggruppe).

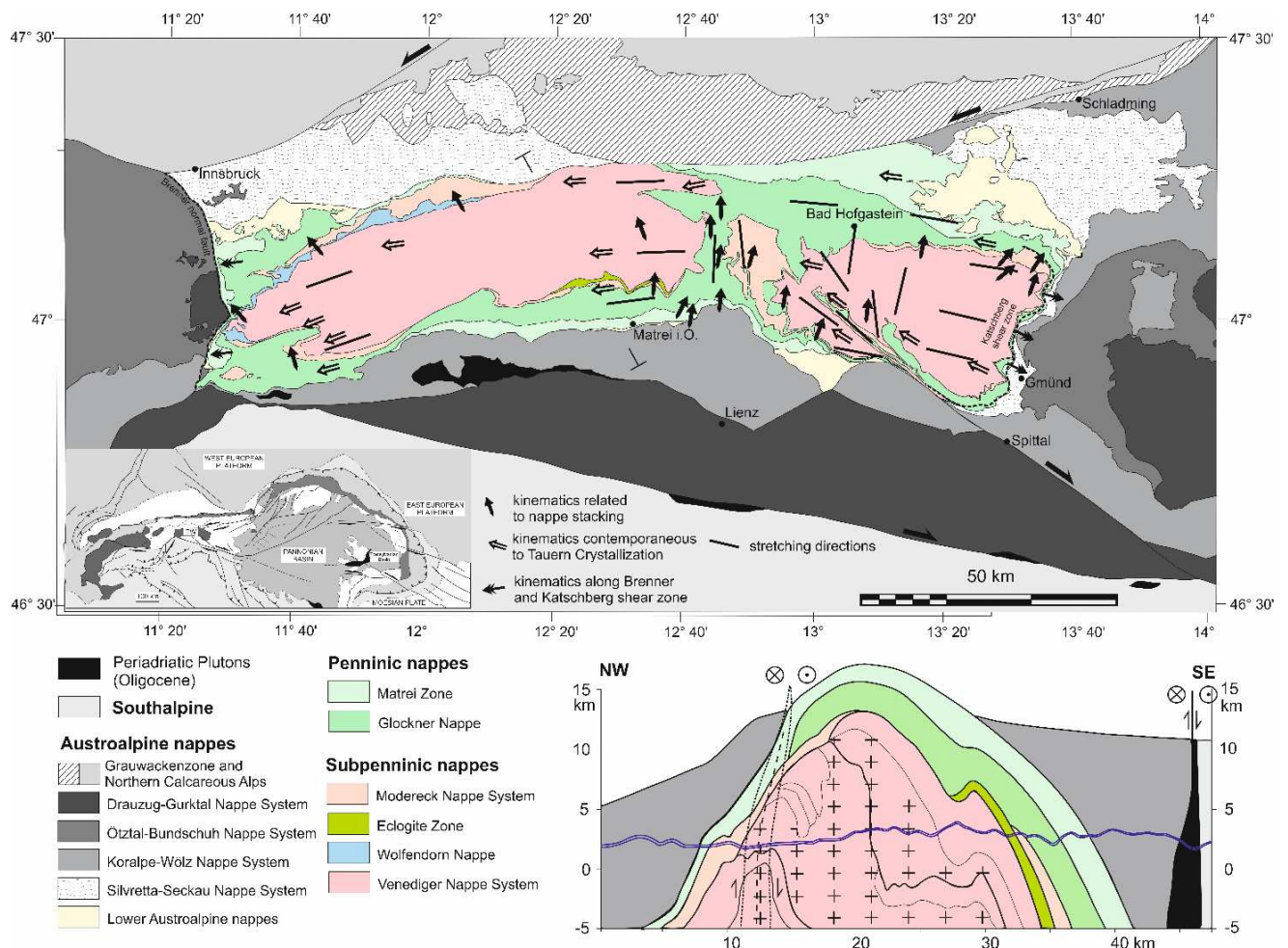


Abb. 17: Tektonische Karte des Tauernfensters (Ostalpen) nach Kurz et al., (1998), Schmid et al., (2013) & Qorbani et al., (2015).

3.1 Penninische und Subpenninische Einheiten

Die tektonostratigraphische Gliederung der Penninischen und Subpenninischen Einheiten im Tauernfenster beruht speziell auf Arbeiten von Exner (1957, 1962, 1964 a, b), Frasl (1958), Tollmann (1968, 1975, 1977, 1980), Frisch (1974, 1976, 1977, 1980), Schuster et al., (2013), Kurz et al., (1996, 1998, 2000, 2001 b, c) und Schmid et al., (2004, 2013).

Eine Ergänzung liefern die Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1: 50.000 Blatt 182 Spittal an der Drau (Schuster et al., 2006).

Die (Sub-)Penninische Unterplattenkruste des Tauernfensters wird aus den tektonischen Großeinheiten der Venediger-Decke und der Glockner-Decke aufgebaut.

Die Venediger-Decke wird einerseits mit der mittelpenninischen Brianconnais-Schwelle der Westalpen (Tollmann, 1965, 1977, 1987; Frisch, 1979), andererseits mit dem Helvetikum korreliert (Frisch, 1974, 1976; Thiele, 1980), sowie als in der Unterkreide abgetrennte Terrane beschrieben (Vavra & Frisch, 1989).

Die subpenninischen und penninischen Decken werden von Kurz et al., (1996, 1998, 2000, 2001 b, c) (Abb. 18), Schmid et al., (2013), Schuster et al., (2013) (Abb. 19) und Qorbani et al., (2015) gegliedert, alle Decken verfügen über ein Basement sowie metasedimentäre Cover-Einheiten.

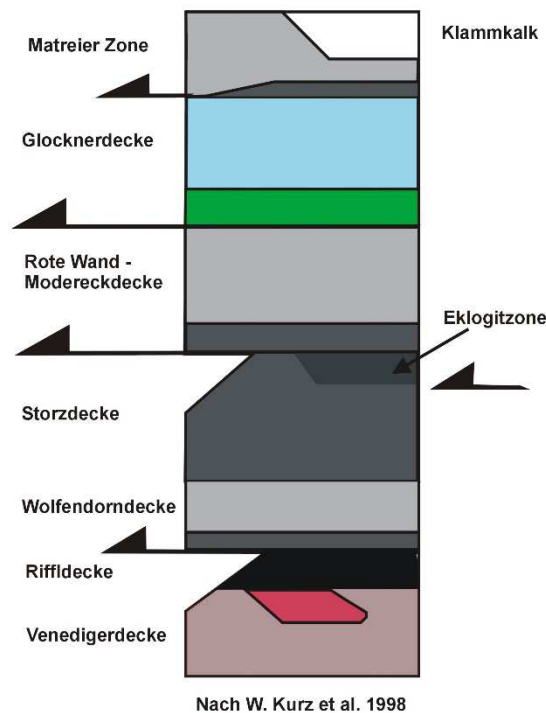
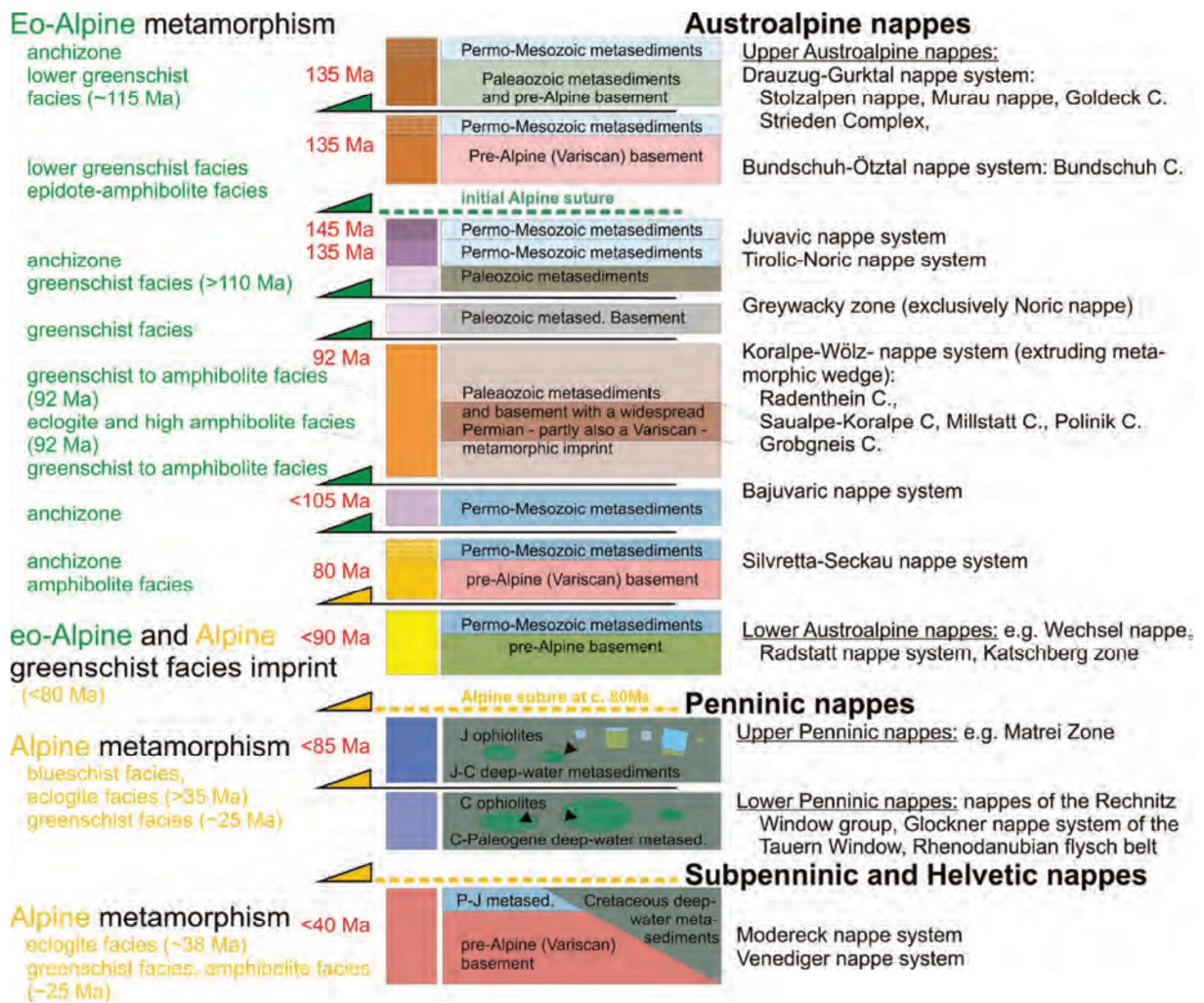


Abb. 18: Tektonostratigraphische Gliederung der penninischen und subpenninischen Lithologien nach Kurz et al., (1998).



Block diagram showing the major tectonic units of the Eastern Alps. In the left column the metamorphic grade during the eo-Alpine (Cretaceous) and Alpine (Cenozoic) events and the time of peak metamorphism is given. The red numbers indicate the time of incorporation into the Alpine orogenic wedge.

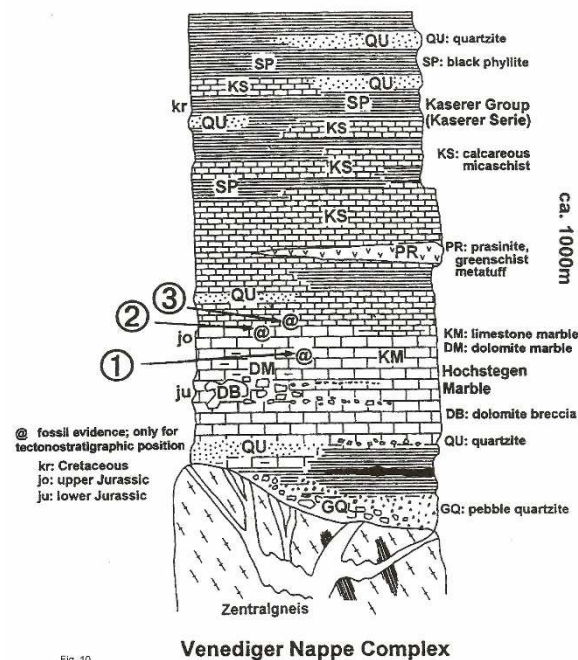
Abb. 19: Deckenstapelung und Metamorphoseereignisse der Ostalpinen, Penninischen, Subpenninischen und Helvetischen Decken nach Schuster et al., (2013).

3.1.1 Venediger-Decken-Komplex

Das polymetamorphe prävariszische Basement der Venediger Decke (Frisch et al., 1993) (Abb. 12, 14, 17, 18, 19) umfasst Amphibolite, Orthogneise, Glimmerschiefer, Migmatite, Serpentinite und präalpine Ophiolithe des Stubach-Komplexes. Dieses prä-permische Basement wurde in der Literatur früher oft als „Altes Dach“ bezeichnet. In diese Gesteine intrudierten im Karbon variszische Granitoide (Frisch et al., 1993), die während der alpinen Deformation zu den Zentralgneiskernen wurden.

Überlagert wird das Basement von einer parautochtonen metasedimentären Cover-Einheit (Perm-Unterkreide), welche nur in bestimmten Bereichen des Venediger-Systems zu sehen ist. Hier treten Quarzite, Meta-Konglomerate, Kalk- sowie Dolomit-Marmore (Hochstegen-Marmor, der als äußeren Schelf-Bereich des Oxfordium bis Tithonium interpretiert wird),

sowie Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite (Kaserer-Gruppe (Frisch, 1974, 1977)) mit Kreide-Alter, Grünschiefer, und als Metatuff und mafische Intrusiva gedeutete Amphibolite auf (Abb. 20). Die Sequenzen aus dem Mittleren Perm bis zur Trias fehlen (Exner, 1982).



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

Abb. 20: Säulenprofil des Venediger-Decken-Komplex mit Cover (Kurz et al., 1998).

3.1.2 Storz-Decke

Die Storz Decke (Abb. 12, 14, 17, 18) hat ein polymetamorphes Basement (Exner, 1971, 1982), bestehend aus Albit-reichen-Gneisen, Amphiboliten, Chlorit-Albit-Schiefen und Biotit-Chlorit-Epidot-Gneisen (Storz-Kareck-Komplex) sowie metagabbroiden Gesteinen. Dies wird als prävariszischer Inselbogen bzw. als back-arc Assoziation gedeutet. In diese Gesteine intrudierten die variszischen Granitoide des heutigen Mureck-Gneises (Vavra & Hansen, 1991).

Das Cover ist die Murtörl-Gruppe (Exner, 1971, 1982), bestehend aus klastischen flyschoiden Sequenzen (Exner, 1971; Frisch, 1974), Metapeliten, Schwarzphylliten, dunklen Glimmerschiefern, graphitischen Quarziten, Chlorit-Schiefen, Arkose-Gneisen und Quarziten. Für die Murtörl-Gruppe werden einerseits späte paläozoische (Exner, 1971, 1982), andererseits wohl eher kretazische Alter angenommen.

Die klastische Abfolge der Murtörl-Gruppe ist jener der Kaserer-Gruppe des Venediger-Decken-Komplexes sehr ähnlich, beide beinhalten Schwarzphyllite, graphitische Quarzite und

Arkose-Gneise, und sind auch auf ähnlichen Basement-Einheiten abgelagert worden (Abb. 21).

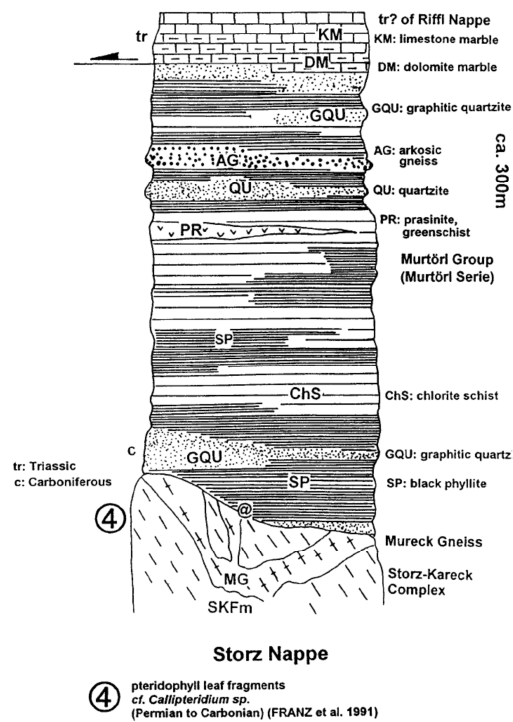


Abb. 21: Säulenprofil der Storž-Decke mit Cover (Kurz et al., 1998).

3.1.3 Eklogitzone

Die Eklogitzone (Abb. 12, 14, 17, 18) besteht aus eklogitfaziellen Metagabbroiden, mafischen Eklogiten tholeitischer Zusammensetzung und aus tuffitischen Einheiten.

Die Eklogite enthalten vereinzelt Strukturen von ehemaligen Pillow-Laven (Miller et al., 1980).

Die Ausgangsgesteine werden einem initialen Rift-Stadium sowie einem Ablagerungsraum eines passiven Kontinentalhangrandes mit terrigenen Einfluß zugeordnet.

Die metagabbroiden Gesteine kann man als Intrusionen basischer Schmelzen in eine kontinentale Kruste deuten. Einige der Eklogite wurden retrograd zu granatführenden Grünschiefern und Granat-Amphiboliten umgewandelt (Abb. 22).

Die Eklogitzone liegt tektonisch über der Venediger-Decke und wird ihrerseits von der Roten-Wand-Modereck-Decke überlagert. Dort wo die Eklogitzone fehlt, ist die Rote-Wand-Modereck-Decke direkt über die Venediger-Decke geschoben worden.

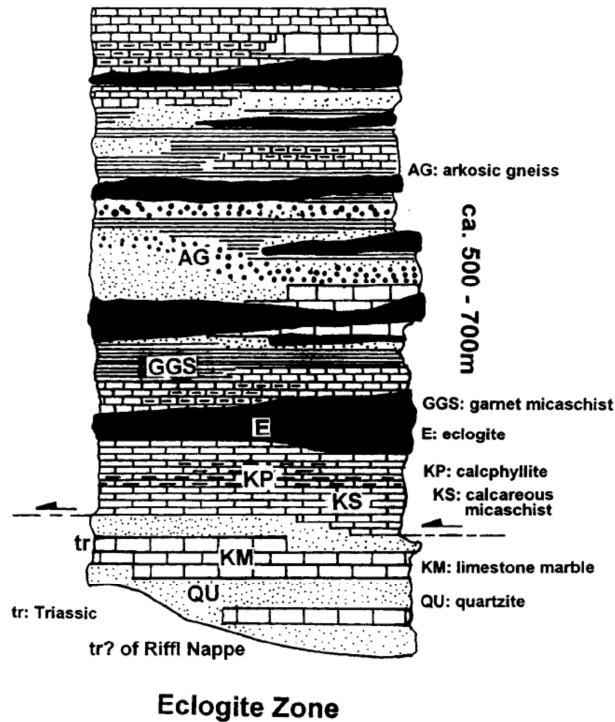


Abb. 22: Säulenprofil der Eklogit-Zone (Kurz et al., 1998).

3.1.4 Rote-Wand-Modereck-Decke

Die Rote-Wand-Modereck-Decke (Abb. 12, 14, 17, 18, 19) wird an der Basis von der Roten-Wand-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 4) aufgebaut (Exner, 1964 a, b). Es handelt sich um stark deformierte mittel-feinkörnige Augengneise mit Mikroklinen mit Übergängen zu Quarziten und untergeordnet auch zu metamorph gewordenen Arkosen.

Überlagert werden sie durch ein Cover aus permo-skythischen Quarziten (Wustkogel-Quarzit), mitteltriassischen Kalk- und Dolomit-Marmoren (Seidlwinkl-Gruppe (Frasl, 1958)), Glimmer-Marmoren, Karbonat-Brekzien (Brennkogel-Brekzie) und Metapeliten (Paragneise, Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Karbonat-Quarzite, Kalkglimmerschiefer und Marmore, die man zur jurassischen Brennkogel-Fazies zusammenfassen kann (Tollmann, 1977), Metatuffiten und Grünschiefern. Weiters überlagert durch Paragneise, Karbonat-Quarzite, Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllite und Glimmerschiefer aus der Unter-Kreide. Diese Sequenz entspricht der Kaserer-Gruppe im Venediger-Decken-Komplex sowie der Murtörl-Gruppe der Storz-Decke.

Die Rote-Wand-Modereck-Decke wird als Rift-Environment und einem Ablagerungsraum entlang eines Hanges eines passiven Kontinentalrandes mit terrigenem Einfluß interpretiert.

Der hangende Anteil scheint den Übergang vom Kontinentalhang ins ozeanische Becken (mit untergeordneter Bildung von Pillow-Laven) darzustellen.

Die Rote-Wand-Modereck-Decke wird mit dem Zentralgneis korreliert und als während der alpinen Deckenstapelung abgetrennter Teil des variszischen kontinentalen Basements interpretiert. Die Basis der Überschiebungen ist durch Mylonite gekennzeichnet, die durch obere-grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle Metamorphose verheilten (Kurz et al., 1996). Die Korngrößen der Mylonite nehmen von der Basis der Überschiebungen nach oben hin zu. Es sind etliche mylonitische Scherzonen in der Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle und deren Cover-Einheiten ausgeprägt (Abb. 23).

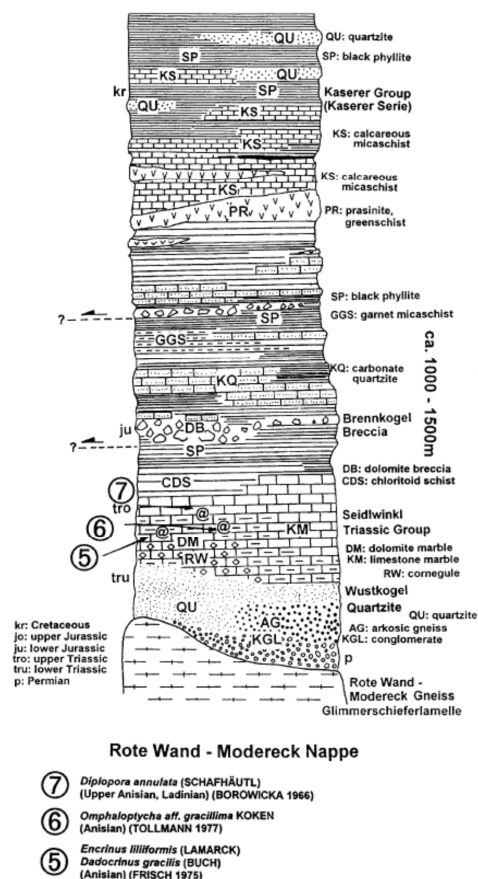


Abb. 23: Säulenprofil der Roten-Wand-Modereck-Decke mit Cover (Kurz et al., 1998).

3.1.5 Glockner Decke

Die Glockner Decke (Abb. 12, 14, 17, 18, 19) wird an der Basis von ehemaligen ozeanischen Basement-Gesteinen aufgebaut, diese sind Serpentinite und ultramafische Gesteine. Das Bildungsalter der Gesteine der Glockner-Fazies liegt im Jura bis in die Kreide.

Die Kalkglimmerschiefer der Glockner Decke werden durch Serpentinite und Ultramafite von den Kalkglimmerschiefern der Roten-Wand-Modereck-Decke abgetrennt.

Die Cover-Sequenz der Glockner Decke besteht aus Quarziten, metamorphen Hornsteinen, Glimmer-Kalk-Marmoren, Kalkglimmerschiefern (Bündner-Schiefer), Granat-Amphiboliten und Eklogiten mit eingeschalteten metabasischen Gesteinen (MORB-Typ) in grünschieferigen

und amphibolitischen Linsen (Höck & Miller, 1987), und sind zeitlich in das Jura und in die Kreide zu ordnen (Bickle & Pearce, 1975; Höck & Miller, 1980).

Die Glockner Decke besteht im Gegensatz zu allen anderen Decken im Tauernfenster, die ein kontinentales Basement haben, als einzige an ihrer Basis aus ehemaliger ozeanischer Mantel-Lithosphäre.

Die hangenden Anteile der Glockner Decke zeigen einen stärkeren terrigenen Einfluß vergleichbar mit einigen Sequenzen der Venediger-Decke, und beinhalten Quarzite, dunkle Glimmerschiefer und Schwarzphyllite (Frisch, 1980).

3.1.6 Matreier Zone

Die Matreier Zone (Abb. 12, 14, 17, 18, 19) wird als Akkretionskeil interpretiert, der durch metamorphe Flysche (kalkige und kalkfreie Glimmerschiefer), eingeschaltene Brekzien und Olistolithe (Exner, 1979) charakterisiert ist.

Es können zwei verschiedene Zyklen innerhalb der Matreier Zone unterschieden werden.

Zum Ersten wird im Jura der Penninische Ozean geöffnet, dadurch werden dehnungsbezogene Sedimente eines passiven Kontinentalhanges abgelagert, vertreten durch die Brekzien in Matrix aus Kalkphylliten (Escarpment-Brekzien) sowie durch Geröllschiefer.

Zweitens werden kollisionsbezogene Sedimente eines aktiven Kontinentalrandes in der Kreide abgelagert, während sich der penninische Ozean zu schließen beginnt. Hierbei handelt es sich um Flysch-Abfolgen. In der Matreier Zone befindet sich der Hauptteil des klastischen Materials, welches in Form von Turbiditen eingebracht wurde.

Weil die Matreier Zone penninische Lithologien sowie Olistolithe ostalpinen Ursprungs beinhaltet, ist ihre Lage in den Deckenstapeln nicht ganz geklärt. Nach Frisch et al. (1987) repräsentiert sie die oberste Einheit der Bündner-Schiefer-Gruppe in der Glockner-Decke. Kurz et al., (1998, 2001b, c), Tenczer (1998) sowie Meissl (2006) beschreiben sie als eigenständige Einheit.

3.2 Ostalpine Einheiten – Altkristallin

Im Süden des Tauern-Fensters findet man kristalline Basement-Einheiten in den Defereggan Alpen, der Sadnig Gruppe, der Kreuzeck Gruppe und in der Schober Gruppe (Behrmann, 1990; Linner, 1999; Meissl, 2006).

In der Schober-Gruppe findet man Glimmerschiefer, Orthogneise, Amphibolite, Eklogite und Paragneise, deren Biotit-Alterdatierungen Alter von 70-80 Ma (Brack, 1977) zeigen. Die Glimmerschiefer im Norden der Gruppe zeigen einen geringeren Metamorphosegrad als der südliche Bereich (eklogitisch) (Tollmann, 1977).

Die Zone der alten Gneise (Klebensberg, 1935) oder das Altkristallin, wird tektonisch zu den ostalpinen Deckeneinheiten (Mittelostalpin nach Tollmann (1977), Oberostalpin nach Gwinner (1978) und Bögel & Schmidt (1976), Koralpe-Wölz Decken System nach Schmid et al., (2013)), gezählt.

Es besteht aus variszisch mittel- bis hochgradig geprägten Para- (altpaläozoisch oder älter) und Orthogneisen (ordovizische Granite).

Es gibt mehrere Modelle zur Gliederung des Altkristallins.

Bögel & Schmidt (1976) gliedern das Altkristallin in ein Unteres-Ostalpin und ein Oberes-Ostalpin während Borsi et al., (1978) es in mehrere tektonische Blöcke gliedern, und zwar in einen Süd-, Mittel- und Nordblock – jeweils getrennt durch eine E-W-streichende Störungszone.

Tollmann (1959, 1977, 1987) beschreibt einen eigenständigen Mittel-Ost-Alpinen Teil der alle kristallinen Einheiten umfasst, Frank (1987) korreliert diesen aber mit der Troiseck-Floning-Gruppe, der Gleinalpe, der Stubalpe und den Seckauer Tauern.

Die kristalline Schober Gruppe wird als südliches-Ober-Ostalpin beschrieben, das nördliche „Gegenteil“ sind die Nördlichen Kalkalpen, die das nördliche-Ober-Ostalpin repräsentieren (Bücksteeg, 1999).

Stöckhert (1982) beschreibt die Schobergruppe in drei Blöcke geteilt durch die Defereggan-Antholz-Vals Störung (DAV) und die Kalkstein-Vallagra Störung.

In der nördlichen Zone findet man Phyllonite ohne voralpine Strukturen, in der Mitte Gesteine mit alpidischer Foliation, während man im südlichen Bereich variszische Migmatite erkennt.

Schulz (1995, 1997) erkennt Unterschiede in der Lithologie; im Norden der Schober-Gruppe sieht er Granat-Muskovit-Schiefer und Biotit-Plagioklas-Gneise mit Amphibolit und Marmor Einschaltungen (AMU), geteilt durch die DAV, im Süden dann Glimmerschiefer und Zweiglimmer-Gneise (MPU).

Schmid et al., (2013) bezeichnet das Altkristallin der Schober-Gruppe als Texel-Millstatt-Wölz Einheit des oberostalpinen Koralpe-Wölz Decken Systems.

Zwischen der Schober-Gruppe als Vertreter der Ostalpinen-Kristallin-Einheit und den Penninischen sowie Subpenninischen Einheiten des Tauernfensters liegt die Matreier Zone.

Eine Korrelation der Decken im Tauernfenster (Schmid et al., 2013) ist in Tab.5 dargestellt.

General Tectonic setting	Nr.	West	Central	East
Periadriatic Plutons	1	Rensen Pluton	Rieserferner Pluton	-
Southern Alps	2	Southern Alps (Adriatic Indenter)	Southern Alps (Adriatic Indenter)	Southern Alps (Adriatic Indenter)
Upper Austroalpine: far travelled cover nappes	3	Northern Calcareous Alps	Northern Calcareous Alps	Northern Calcareous Alps
	4	Grauwackenzone	Grauwackenzone	Grauwackenzone
Upper Austroalpine: basement-cover nappes	5	Blaser Nappe, Mauts Triassic	Drauzug	Drauzug, Mesozoic Gurktal Nappe
	6	Steinach Nappe, Mauts-Meran basement	South Deferegg Units, Strieden Complex	basement Gurktal Nappe
	7	Brenner Mesozoic	-	Stangalm Mesozoic
	8	Ötztal Nappe	-	Bundschuh Nappe
	9	Schneeberg Unit	-	Radentheim Unit
	10	Texel Nappe	North Deferegg Unit, Schober Unit, Polinik-Prijakt Unit	Millstatt Nappe, Wölz Nappe
	11	Innsbruck Quarzphyllite	-	Wagrain & Katschberg Quarzphyllite Units
	12	Campo Unit	-	Schladming Nappe
	13	-	-	overtumed Perno-Mesozoic cover
	Lower Austroalpine nappes	14	-	Sadnig-Group
15		Tamtal Nappe	-	Main Nappe Group/ Lantschfeld Nappe/ Pleisling Nappe
16		Hippold Nappe	-	Hochfeind Nappe
Ophiolite-bearing units	17	Nordrahmen Zone north of Tauern Window	Matrei Zone south of Tauern Window	Nordrahmen Zone north of Tauern Window
	18	Reckner Ophiolitic Complex	-	-
	19	Glockner Nappe System	Glockner Nappe System	Glockner Nappe System
Units derived from the distal European margin above Venediger Duplex	20	Eisbrugg-slice, Geroldstein Mesozoic	"Glimmerschreiferlamelle", Seidlwinkl-Rote Wand Nappe	Murtörl-Schrovin Unit
	21	-	Eclogite Zone	-
	22	Wolfendorn Nappe	-	-
Units derived from the distal European margin: Venediger Duplex	23	Hochstegenkalk, Kaserer Serie	Mauertal Unit, Murtörl- Fm	Angertal/ Silbereck Unit/ Draxel Unit
	24	Zillertal Nappe	Riff Nappe, Sonnblick-Romate Nappe	Mureck gneissic slice & Storz Nappe
	25	Tux Nappe	Granatspitze Nappe	Hochalm Nappe
	26	Ahorn Nappe	-	Göss Nappe

Tab. 5: Deckenkorrelation im Tauernfenster (Schmid et al., 2013).

3.3 Neotektonik – Störungen

Im Neogen werden die Einheiten des Ostalpins auf Grund der Böhmisches Masse im Norden und des Süd-Alpinen Indenters zusammengestaucht.

Es bildet sich eine Subduktionszone unter den Karpaten aus, damit verbunden kommt es zur back-arc-Dehnung, es entsteht freier Raum im pannonischen Becken (Frisch et al., 1998), dadurch drehen sich die Ostalpinen Einheiten östlich des Tauernfensters gegen den Uhrzeigersinn, und es kommt zu einer nach Osten gerichteten Extensionstektonik.

Die Penninischen Einheiten werden exhumiert, rund um das entstandene Tauernfenster bilden sich Scher – und Störungszonen aus (Kurz et al., 2011; Wölfler et al., 2011) (Abb.24).

Im Tauernfenster treten nun die Subpenninischen sowie Penninischen Decken zutage, die die Morphologie entscheidend prägen.

Es gibt einige Modelle zur Bildung des Tauernfensters, Neubauer et al., (1999) beschreiben eine Pull-Apart-Mechanik zwischen sinistralen orogen-parallelen Störungen im Norden (Ennstal – und Salzachtal Störung) und im Süden (Deferegg-Antholz-Vals).

Wesentliche tektonische Strukturen, die zur Bildung des Tauernfensters führten, sind im Süden die NW-SE orientierte dextrale **Mölltalstörung** (Frisch et al., 2000), sowie im Osten das **Katschberg-Scher-Zonen-System (KSZS)** (Scharf et al., 2013a; Scharf et al., 2013b) (Katschberg Scherzone (Frisch et al., 2000)) (Katschbergabschiebung am Ostrand des Tauernfensters (Genser & Neubauer, 1989)), welche das Tauernfenster von den Ostalpinen Decken (Silvretta-Seckau-Deckensystem, Koralpe-Wölz-Deckensystem und Ötztal-Bundschuh-Decken-System) separiert. Das **Katschberg-Scher-Zonen-System (KSZS)**

begrenzt im Osten den freigelegten paläogenen hochmetamorphen Deckenstapel (Ost-Tauern-Subdome (ETD) des Tauernfensters, der aus den freigelegten ozeanischen (Alpine Tethys (Penninikum)) und kontinentalen (distaler Europäischer Randbereich (Subpenninikum)) Decken besteht. Diese neogene KSZS beinhaltet orogen-parallel-streckend, orogen-normal-verkürzend und exhumierende Elemente in Bezug auf die strukturell darüberliegenden Ostalpinen Einheiten (Adriatischer Randbereich (Silvretta-Seckau-Deckensystem, Koralpe-Wölz-Deckensystem, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)). Das Katschberg-Scher-Zonen-System beinhaltet eine Zone mit retrograd-umgewandelten Myloniten, die im zentralen Bereich dieser Zone nach Südosten einfallen, und eine spröde Überprägung erfahren haben (Katschberg Normal Fault (KNF)). Am südlichen und nördlichen Ende dieses zentralen Segmentes endet die spröde Überprägung der KSZS, und sie verläuft weiter um die Ecken des Ost-Tauern-Subdomes (ETD), um zu einer vertikal-dextralen sowie sinistralen Seitenverschiebung zu werden (Scharf et al., 2013a; Scharf et al., 2013b) .

Die **Mölltal-Störungszone** zeigt einen dextralen Versatz von 40 km im Südosten, wo sie zwei Ostalpine Einheiten teilt. In ihrem zentralen Teil stellt sie eine Scherzone entlang der Grenze zwischen dem Tauernfenster und dem Ostalpinen Basement dar (Frisch et al., 2000). In nordwestlicher Fortsetzung dringt sie ca. 25 km in der Nähe von Mallnitz in das Innere des Tauernfensters ein, und spaltet sich dort in mehrere individuelle Scherzonen auf (Kurz & Neubauer, 1996).

Mölltalstörung und Katschberg-Scherzone weisen Versatzbeträge von mehreren Kilometern auf. Abkühlalter aus dem zentralen Bereich des Tauernfensters zeigen 22 Ma sowie 16 Ma (Cliff et al., 1971). Innerhalb des Tauernfensters ereignete sich eine duktile Deformation, die oberostalpinen Einheiten wurden hingegen spröde deformiert. Exner (1962) beschreibt die Gesteine der Hohen Tauern als in extrem duktiler Weise zerschert, mit einer begrenzten spröden Überprägung.

Im Westen teilt die **Brenner Scherzone** die Penninischen Einheiten von den Ostalpinen, sie zeigt einen WSW-gerichteten Versatz und geht im Norden in die Inntalstörung und im Süden in die Gailtal-Pustertal Störung als Teil der Periadriatischen Naht über (Frisch et al., 2000).

Im Norden erstreckt sich die **SEMP-Störungszone** (Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg Störungen), die Salzachtal-Störung begrenzt die nördliche Grenze des Tauernfensters und teilt die Penninischen Einheiten von den Oberostalpinen und zeigt sinistrale Bewegungsrichtung.

Die **DAV-Störungszone** (Deferegggen-Antholz-Vals) als segmentierte Störung zeigt allgemein einen sinistralen Versatz von 30 km (Schulz, 1994).

Frisch et al., (2000) interpretieren sie als Südgrenze des Tauernfensters, während Schulz (1994) and Stöckhert (1982) sie als Störung, die Ostalpine Krusten-Elemente teilt, bezeichnen. Sie separiert hier Einheiten mit Alpiner Metamorphose im Norden von denen ohne Metamorphose im Süden, sie ist hier Teil der sogenannten SAM (Southern Border of Alpine Metamorphism) (Hoinkes et al., 1999). Im Westen beschreibt Kleinschrodt (1987) die DAV als Mylonitzone mit sinistral ausgebildeten Schersinn, Tonalitische Intrusionen des Rieserferners zeigen Alter von 30 Ma (Borsi et al., 1978a).

Es existieren weitere Störungen, welche die Ostalpinen Einheiten südlich des Tauernfensters einerseits in NW-SE-Richtung, andererseits in NE-SW-Richtung zerteilen, und zusätzlich einige N-S - und W-E-gerichtete Störungen (Troll et al., 1976).

Die NW-SE gerichtete **Zwischenberg-Wöllatratten-Linie** teilt die Schober-Gruppe von der Kreuzeck –Gruppe.

Die WNW-ESE gerichtete **Ragga-Teuchl-Störung** zieht durch die Kreuzeck-Gruppe etwa parallel entsprechend der Richtung der Mölltalstörung.

Die NW-SE verlaufende **Iseltal-Störung** liegt zwischen den Defereggan Alpen und der Schobergruppe und vereint sich in die DAV.

Die **Kalkstein-Vallagra-Linie** ist als kataklastische Scherzone entwickelt, und zeigt im östlichen Teil einen sinistralen Versatz.

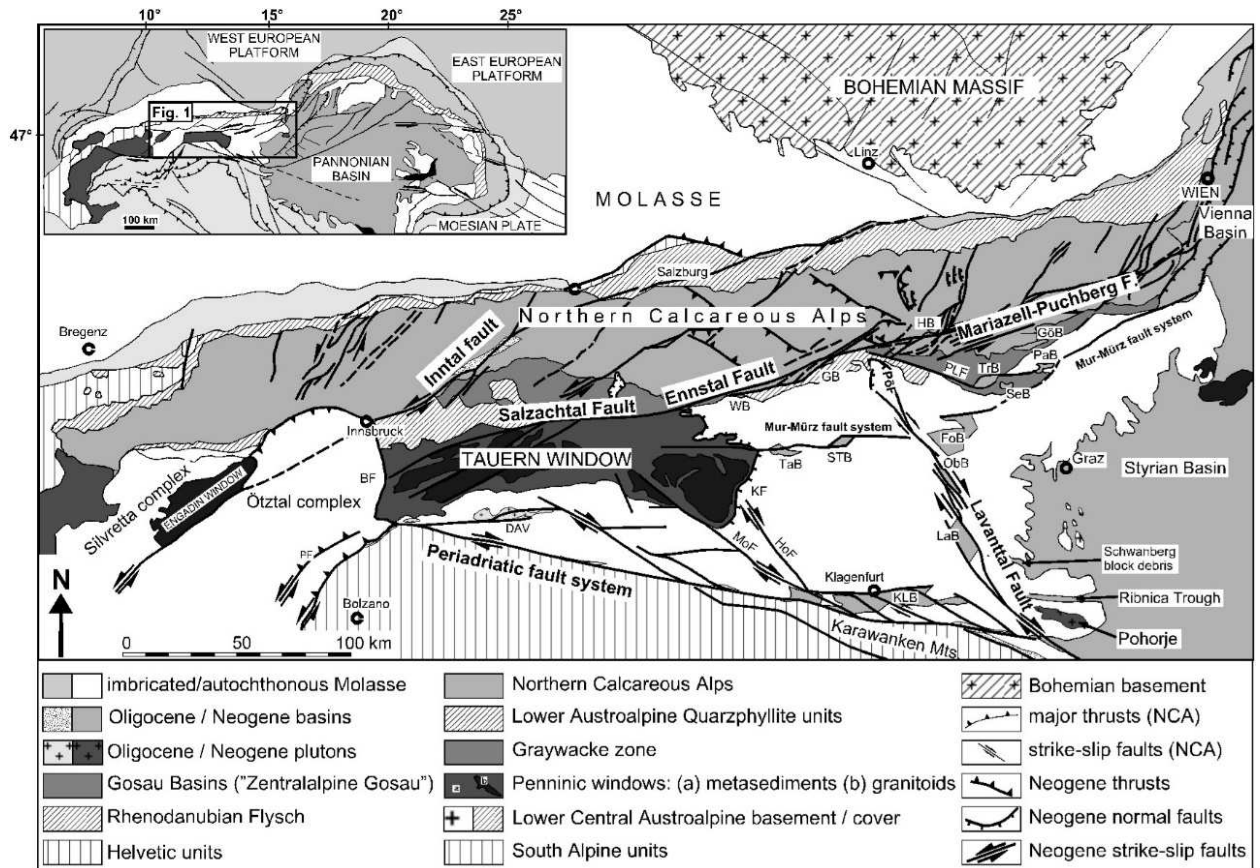
Meissl (2006) beschreibt die nahezu N-S-verlaufende Obere-Mölltal-Linie, bezeichnet als **DHL (Döllach-Heiligenblut-Linie)**, als eigenständige Störung. Sie weist einen dextralen Versatz von 1,5 km auf.

Parallel zum WSW-gerichtete Zirknitztal und dem ENE-erstreckenden Gradenbachtal verläuft eine weitere zweite in NE-SW-streichende Störungszone die als Antiriedel-System zur DHL wirkt.

Eine dritte streicht in NW-SE Richtung, und kann als Riedel-System in Bezug zur DHL interpretiert werden.

Drei verschiedene spröde bis semiduktile Ereignisse wurden ermittelt:

- 1.) Die DHL ist eine Aufschiebung, die Störungen entlang des Zirknitztales und des Gradentales zeigen dextrale Bewegungsrichtung.
- 2.) DHL zeigt dextralen Versatz, die Störungen entlang des Zirknitztales und Gradentales sinistralen Versatz.
- 3.) DHL ist eine Abschiebung in NW-Richtung.



Tectonic map of the Eastern Alps including Palaeogene to Neogene fault systems. BF Brenner normal fault; HoF Hochstuhl fault; KF Katschberg normal fault; LFZ Lavanttal Fault Zone; MoF Mo'ltal fault; PLF Palten-Liesing fault; Po'F Po'ls fault (northern part of the LFZ). FoB Fohnsdorf Basin; Go'B Go'riach Basin; KaB Kainach Basin (Gosau); KLB Klagenfurt Basin; KrB Krappfeld Basin (Gosau); LaB Lavanttal Basin; ObB Obdach Basin; PaB Parschlug Basin; SeB Seegraben Basin; STB Seetal Basin; TaB Tamsweg Basin; TrB Trofaiach Basin

Abb. 24: Störungen bzw. Störungszonen in den Ostalpen (Kurz et al., 2011).

Eine besondere Ausprägung der regionalen Bruchtektonik sind die in diesem Gebiet bekannten Tauerngoldgänge. Einen Überblick über diese Besonderheit wird in Kapitel 3.4 gegeben.

3.4 Tauerngold

In den Hohen Tauern wurde Gold im Laufe der Jahrhunderte in den Oberkärntner, Rauriser und Gasteiner Bergbaurevieren abgebaut. Die wichtigsten Gebiete hierfür waren die Goldzeche-Öxlingzeche, der Goldberg, Siglitz, Erzwives und Radhaus (Abb. 25). Im Kartiergebiet der beiden Zirknitztäler und der beiden Fleißtäler und außerhalb des Kartiergebietes im Hochwurtental waren die ehemaligen Bergbaureviere **Goldzeche-Öxlingzeche** (Kleines Fleißtal, nördlich und südwestlich des Goldzechkopfes (3042m), östlich des Hocharn (3254m) und südlich des Grieswies-Schwarzkogels (3116m), beim Zirmsee (Abb. 28)), das Gebiet um **Parzissel** (Großes Zirknitztal, südlich der Goldbergspitze (3073m) und des Hohen Sonnblicks (3105m), beim Brettsee und östlich der Brettwand (Abb. 26)), und das Revier **Goldberg** (Kleines Zirknitztal, Eckberg (heutiger Eckkopf, 2871m), Alteck (2942m) (Abb. 27)) bedeutende Schürfreviere.

Im Gelände stößt man immer wieder auf die Relikte ehemaliger Gold-Abbaue, sowohl im Tagebau wie auch im Unterbau, die in der Geschichte des Gold-Abbaus in Österreich eine bedeutende Rolle gespielt haben. Hierbei handelt es sich um eingestürzte Stollen, entstandene Halden, Reste von Knappenhäusern oder auch nur um Bezeichnungen aus der topographischen oder geologischen Karte wie zum Beispiel Goldberggruppe, Goldbergspitze, Goldzechkopf, Goldzechscharte, Goldbergtauernkopf, Goldbergkees, Goldzechkees, Goldzeche, Erzweg, Knappensteig, Knappenloch, Knappenhaus, Waschgang oder Zahltisch.

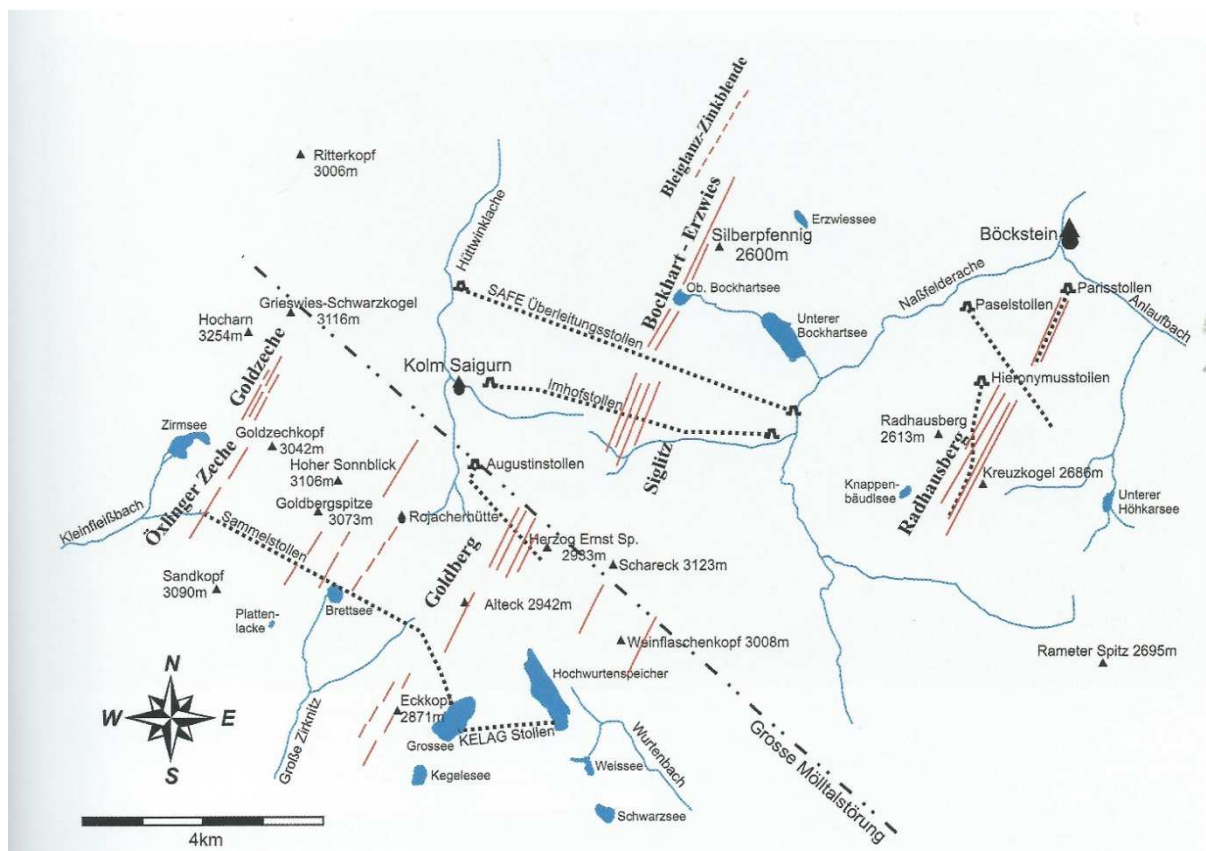


Abb. 25: Position der Tauerngoldgänge in den ehemaligen Oberkärntner, Rauriser und Gasteiner Bergbaurevieren (Paar et al., 2006).

Da die **Tauerngoldgänge** den Zentralgneis stets diskordant durchschlagen, ist in der Bruchtektonik des Tauernfensters (Abb. 24) ein bedeutender Faktor für die Vererzung der Gänge zu suchen. Im Kartiergebiet dominieren 2 markante bruchtektonische Systeme. Einerseits ein NW-SE-ausgerichtetes Störungssystem, parallel zu den Hauptfaltenachsen des Sonnblickkernes, welches im Prinzip die Verlängerung der Mölltalinie in die Goldberggruppe darstellt. Andererseits ein System NNE-SSW-streichender-Brüche, welche die Vererzungen führen, und als Tauerngoldgänge bezeichnet werden.

Im ehemaligen Bergbauggebiet der beiden Zirknitztäler, der beiden Fleißtäler und des Oberen Wurtentales baute man an folgenden **wichtigen Gangzügen** (Abb. 25) Gold und Silber ab (Feitzinger & Paar, 1991; Paar et al., 2006):

- Parzissler Gangzug (Abb. 26, rechtes Bild, Abb. 27) mit den Bauen des Oberen und Unteren Parzissel bis in eine Seehöhe von 2850m, bis an den südlichen Abhang der Goldbergspitze zu verfolgen;
- Gänge der Unteren Brettscharte bis westlich zum Brettsee (Abb. 26, linkes Bild, Abb. 27), abgebaut direkt aus den Wänden, die Reste findet man im Abfluß des Brettsees;
- Gänge beim Tramerkopf (2841m) (ehemaliger Trömmernkopf und im Bereich Trömmernscharte), die nach Süden bis fast in den Talboden der Großen Zirknitz ziehen;
- Moderecker Gangzug am Westrücken des Eckberges (heutiger Eckkopf, 2871m) (Abb. 27), und die Baue in der Milleiten (heutiges Gebiet Eckkopf, Zirknitzspitze und Rojacherspitze);
- Gänge nördlich des Altecks (2942m), die die südliche Fortsetzung der Gänge die vom Hohen Goldberg kommen, bilden, - hierzu zählen die erzführenden Strukturen des Kleinen Zirknitztales, zwischen Kleiner Zirknitzscharte und Großsee;
- Gang im Hochwurtental, der vom Stübelesee aus mittels Untertagestollen erschloßen wurde;
- Gänge der Goldzeche und Öxlingzeche, nördlich und südwestlich des Goldzechkopfes, die in das Kleine Fleißtal östlich des Zirmsees ziehen (Abb. 28);

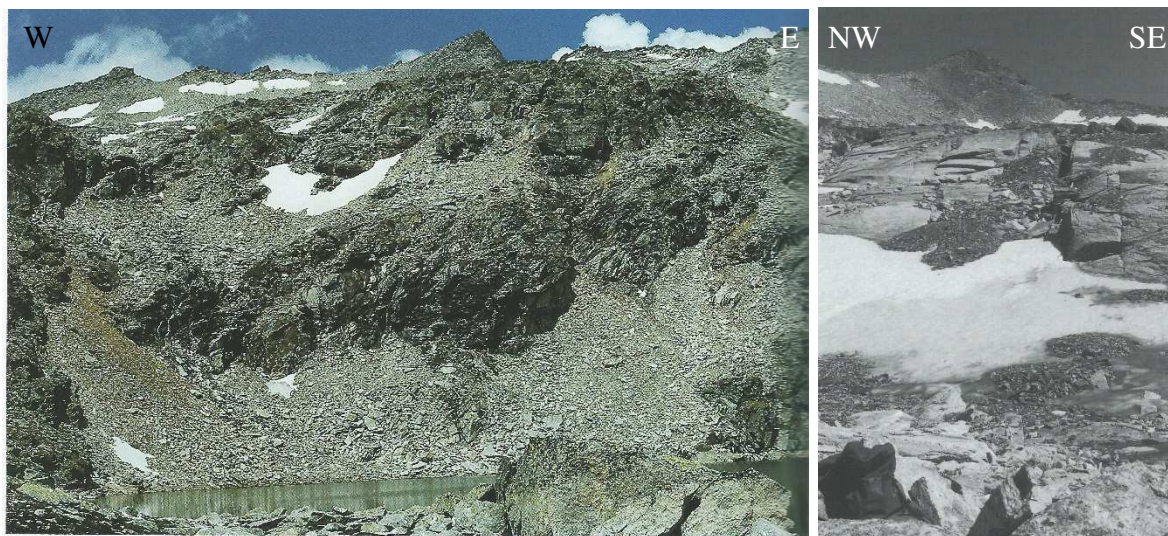


Abb. 26: linkes Bild: Brettsee mit Halden (braun), Blick Richtung Norden; rechtes Bild: Parzissler Gangzug, Tagverhau, Blick Richtung Nordosten (Paar et al., 2006).

Die Abbaue wurden meist an Kreuzungspunkten der Erzgänge mit den NW-SE-streichenden Gesteinseinheiten, wie zum Beispiel bei Parzissel oder am Brettsee (Abb. 26), angelegt. Da die Abbaumethoden der Bergleute zum Schürfen (abseits des Goldwaschens in den Flüssen und Bächen) primitiv waren (Stollenvortrieb mit Schlägel und Meißel, Hitzesprengung durch Feuersetzen, die Verwendung von Schießpulver erst im ausgehenden 17. Jahrhundert), erscheint es logisch, dass der Knappe sich Stellen starker tektonischer Beanspruchung zum Abbau suchte. Weiters ist es bekannt, dass an Schnittpunkten verschieden streichender Gangsysteme, Scherzonen und Klüftungen, eine reichere Erzausbeute zu erwarten ist (Feitzinger & Paar, 1991).

Die Tauerngoldgänge weisen eine relativ konstante NNE-SSW-Streichrichtung auf (Abb. 25, Abb. 27), und fallen steil (70° - 90°) nach Westen oder untergeordnet nach Osten ein. Im Gelände erscheinen die Erzgänge als geradlinige Brüche, die oft über einige-hunderte-Meter verfolgbar sind, und im Ausbiß durchwegs eine Mächtigkeit von 1-1,5m erreichen können. Die Gänge treten meist begleitet von parallelen Klüften in Gruppen auf, die den Granitgneis durchschlagen, wie zum Beispiel in der Oberen Parzissel (Abb. 26, rechtes Bild) (Feitzinger & Paar, 1991).

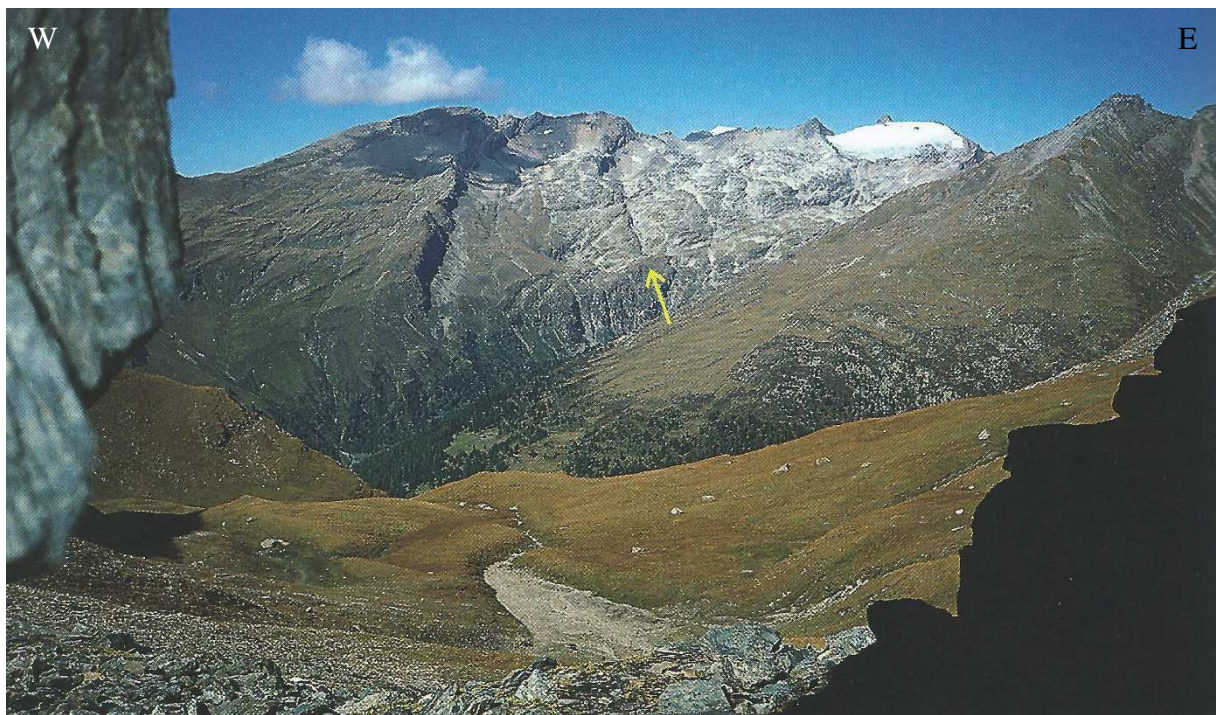


Abb. 27: Zirknitztäler mit Eckberg (rechts) und Hohem Sonnblick, Blick Richtung Norden, Pfeil: Erzgänge folgen den markanten Strukturen (Parzissel, links davon die markante Brettwand) (Paar et al., 2006).

Zur Altersbeziehung zwischen Mölltalstörung und Tauerngoldgängen kann man anmerken, dass im Bereich des Störungssystems keine nennenswerten Verstellungen der Tauerngoldgänge zu beobachten sind. Exner (1962, 1964) sieht in der Mölltalstörung eine altalpidische Anlage, die in ursächlichem Zusammenhang in der Formgebung des Sonnblick-Gneiskörpers steht, da sie sich in Raumlage dem Bauplan der steil abtauchenden, NW-SE-ziehenden Gneiswalze anpaßt. Die Tauerngoldgänge wurden erst später angelegt, und wurden in ihrer Position von der Mölltalstörung nicht beeinflusst.

Gerade im Großen Zirknitztal betrieb man den Gold- und –Silberbergbau meist in Form von Tagverhauen, da die sich die Gänge nur wenige Meter unter der Oberfläche befanden, wie zum Beispiel in der Oberen Parzissel (Abb. 26, rechtes Bild).



Abb. 28: linkes Bild: Obere Goldzeche mit Halden nördlich des Zirmsees, Blick Richtung Süden; rechtes Bild: Obere Goldzeche mit Halden, hinten der Grat der Goldzechscharte und der Hohe Sonnblick, Blick Richtung Osten (Paar et al., 2006).

Die Zusammensetzung der Gangfüllungen zeigt eine große Vielfalt, man kann aber generell zwischen 2 Hauptvererzungsphasen unterscheiden. Eine ältere **goldhaltige Pyrit-Arsenopyrit-Mineralisation**, die meist von derben Quarz in den Gängen begleitet wird (Abb. 29, linkes Bild und mittleres Bild). Dort wo drusige Hohlräume auftreten, bilden sich in der Regel millimeter-bis-zentimeter-lange spitzrhomboedrische Kristalle mit meist eher dünnstengeligen Habitus aus. Diese als **Bergkristalle** (Abb. 29, rechtes Bild; Abb. 30, linkes Bild und mittleres Bild) bezeichneten Kristalle sind im Kartiergebiet manchmal auch schwarzbraun getönt (Morion), oder in seltensten Fällen auch leicht violett (Amethyst). In den Klüften reicherten die vorbeiströmenden SiO_2 -reichen Lösungen während der Bildung der Tauerngoldgänge, vermutlich durch Zug- und Scherspannungen abgebrochene Granitgneisstücke, hydrothermal an, wobei die Feldspäte eine Verquarzung und Serizitisierung erlitten. Diese Gesteinsfragmente dienten als sogenannte Kristallisationskeime an denen sich Arsenopyrit, Pyrit und Quarz abscheiden konnten (Feitzinger & Paar, 1991).

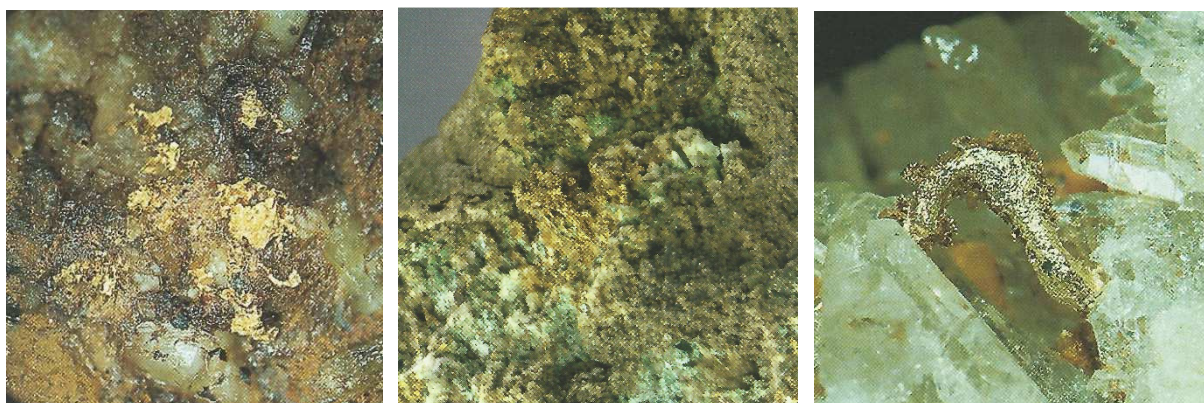


Abb. 29: linkes Bild: schuppiges, gediegenes Gold auf Quarz, Hoher Goldberg; mittleres Bild: Gold und Chalkopyrit auf Grünschiefer, Handstück 15 x 14 x 13 cm, Waschgang; rechtes Bild: Drahtförmiges, silberreiches Gold (5mm), mit Bergkristall, in Quarzdruse, Goldzeche (Paar et al., 2006).

Die jüngere Vererzung ist eine komplex zusammengesetzte **silberhältige Blei-Zink-Kupfer-Mineralisation**, die von karbonatischer Gangart begleitet wird. Es handelt sich dabei um ein Eisen-Magnesium-Karbonat (Abb. 30, rechtes Bild) aus der Magnesit-Siderit-Gruppe. Die dominierenden Sulfiderze sind Silber-hältiger Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit. An manchen Probenstücken sieht man eine Abgrenzung zwischen den karbonatischen Gangfüllungen und denen aus Quarz-Pyrit-Arsenopyrit, an anderen ist die karbonatische Vererzung auf Quarz aufgewachsen (Feitzinger & Paar, 1991).



Abb. 30: linkes Bild: Bergkristall, Kleines Fleißtal; mittleres Bild: Gneis-Block mit Bergkristallen und Vererzung aus Kluft, Kleines Fleißtal; rechtes Bild: Quarz mit Vererzung aus Eisen-Magnesium-Karbonat, Großes Zirknitztal.

Selten findet man **gediegenes Gold** alleine (Abb. 29), meist nur in der Größe von wenigen Millimetern, aufgewachsen auf derbem Quarz oder in Drusen zusammen mit Bergkristall, oder man wäscht es aus einem der unzähligen Bäche oder Flüsse wie der Großen und der Kleinen Zirknitz, der Kleinen und der Großen Fleiß, oder der Möll.

Im Laufe der **Geschichte** wurde in den Hohen Tauern im Bereich des Kartiergebietes immer wieder Gold, Silber, Zink und Kupfer abgebaut. Vor den Römern soll der Volkstamm der Taurischer, ein indogermanischer Volksstamm, erstmals die Bedeutung des Goldes zu schätzen gelernt haben. Im Jahre 45 n. Chr. wurde **Noricum** zur römischen Provinz, und die Römer betrieben den Goldbergbau durch leibeigene Bergarbeiter. Durch den Zerfall des Weströmischen Reiches im Jahre 476 n. Chr. und das häufige Einfallen germanischer Stämme kam der Goldbergbau zum Erliegen. In der Zeit der römischen Nachfolgereiche der Slawen, Bayern und Franken gibt es vom Goldbergbau in diesem Gebiet keine Kunde (<http://grosskirchheim.gv.at/gemeinde/chronik/der-goldbergbau/index.html>).

Ab dem Jahr 1200 gibt es erneut Erwähnungen über **Goldabbau** im Bereich des Tauernhauptkammes, um 1400 ist der Beginn der Blütezeit des Gold-und-Silberbergbaus im Gebiet anzusetzen, da zwischen 1400 und 1600 das meiste Gold in den Hohen Tauern in Europa abgebaut wurde. Um 1480 wird in **Döllach** (Großkirchheim) das Berggericht errichtet, von 1500 bis 1560 entstanden im Gebiet mehrere hundert Gruben und Schurfe. Die

Hauptabbaugebiete lagen in der Goldberggruppe, genauer im Goldzechgebiet, den Fleißtälern, der Goldbergspitze, am Eckberg und in den Zirknitztälern. Die Pochwerke standen am Seebichl, beim Alten Pocher sowie in den oberen Almhütten im Zirknitztal. Im Jahre 1562 gab es einen Jahresertrag von 49,7 kg Gold und 261,96 kg Silber, zum Teil wurde ganzjährig geschürft, die Knappen wohnten meist in den Schürfrevierern (<http://grosskirchheim.gv.at/gemeinde/chronik/der-goldbergbau/index.html>).

Ab dem Jahr 1580 begann der Verfall des Bergbaues, ausgelöst durch viele Knappen-und-Bauern-Aufstände, den Klimaveränderungen (die Temperatur sank und die Gletscher wuchsen stark), etliche Stollen waren erschöpft, und durch die Entdeckung Amerikas und die neuen Gold-Silber-Gebiete in Übersee verfielen die Preise für Gold und Silber. 1772 wurde der Goldbergbau auf der Goldzeche und am Waschgang eingestellt, man versuchte der Bevölkerung aber noch mit einer Zinkhütte zu helfen, die bis 1806 bestand. 1783 wurde das Berggericht Döllach offiziell aufgelassen, ab 1800 wurde nochmals versucht den Goldbergbau in der Region wiederzubeleben, so kam es im Jahre 1840 wieder zur Errichtung einer Goldschmelze in Döllach, wo aber 1846 letztmalig Gold geschmolzen wurde (<http://grosskirchheim.gv.at/gemeinde/chronik/der-goldbergbau/index.html>).

1869 wurde die Gold-und-Silbergewerkschaft aufgelöst, die Schürfrechte im Oberen Mölltal befinden sich bis heute im Besitz der Familie Baron May. 1905 wurde der Goldbergbau auch auf der Nordseite der Hohen Tauern eingestellt (Rauris). Im 1. Weltkrieg ist im Gebiet der Großfragant über mehrere Jahre Kupfer abgebaut worden, die Mächtigkeit des Lagers soll heute noch enorm sein. In den 30-iger Jahren des 20. Jahrhundert und während des 2. Weltkrieges wurde erneut versucht den Goldabbau zu reaktivieren, was aber bei Versuchen blieb (<http://grosskirchheim.gv.at/gemeinde/chronik/der-goldbergbau/index.html>).

Auf Grund des hohen Goldpreises ab dem Jahr 2008 kamen die Goldvorkommen in den Hohen Tauern wieder in die Medien. Die australische Firma „Exchange Minerals“ erwarb im Jänner 2010 mit Hilfe der Gründung ihrer Tochterfirma „**Noricum Gold AT GmbH**“ im Sommer 2011 die Bergrechte für das Berggaugebiet Rotgülden, und hat somit hier alle Schürfrechte erhalten. Durch den erneuten Preisverfall des Goldes ab dem Jahr 2013 legte die Firma „Noricum Gold AT GmbH“ 2015 die Pläne für erneuten Goldabbau in Rotgülden vorläufig wieder auf Eis.

4 ERGEBNISSE DER KARTIERUNG

4.1 Einführung in die Lithologien im Kartiergebiet

In der geologischen Erforschungsgeschichte waren und sind im südöstlichen Tauernfenster, in der Goldberggruppe, genauer im Kartiergebiet der Zirknitztäler, Fleißtäler und des Oberen Mölltales, viele geowissenschaftliche Bearbeiter und Kartierer oft über mehrere Jahre tätig. Durch die vielen oft unterschiedlichen entstandenen Beschreibungen, Karten, Profile und Modelle der einzelnen Autoren entstand ein Sammelsurium von Begriffen in der Literatur. Wenn man sich in die Materie einliest dann fallen dem Bearbeiter extrem viele Gesteinsbezeichnungen für ähnliche oder oft idente Lithologien auf, die im Gelände meist kaum unterscheidbar sind. Weiters kommt es vor, dass in kleinen lokalen Bereichen die Bezeichnung des Gesteins wechselt, wie auch die unterschiedlichen Sichtweisen der verschiedensten Bearbeiter variieren.

Diese Einführung in die Lithologien im oder in der Nähe des Kartiergebietes baut auf den Grundlagen von Geländeaufnahmen von Exner (1962, 1964), Alber (1976), Hellerschmidt-Alber (1998, 2000, 2002), Litscher (1974, 1979), Heinisch (1994), Meissl (2006), Pestal (2008) und Kurz (1993, 1996, 1997, 1998) auf.

Es erfolgt eine Beschreibung der tektonischen Decken, Formationen, Horizonte, Zonen und Lithologien nach Exner (1962, 1964), Hellerschmidt-Alber (1998, 2000, 2002), Heinisch (1994) und Schmid et al., (2013) und eine Deutung zur Stellung und Korrelation all dieser erwähnten Einheiten untereinander.

4.1.1 Zentralgneiskörper des Sonnblickkernes (Venediger-Decken-System-Intrusion)

Am Talende des Großen Fleißtales (Abb. 31, 32) nördlich des Naßfeldes (1890m), im Bereich des Zirmsees (2529m) bis zum Alten Pocher (1809m) im Kleinen Fleißtal sowie in der Südabflachung des Hohen Sonnblickes (3106m) bis hinüber in das Große Zirknitztal sind **Granitgneise des Sonnblickdomes** die Basis. Hierbei handelt es sich meistens um mittel-bis-grobkörnige porphyrische Granitgneise und Augengneise mit deutlicher Kalifeldspat-Vormacht. Die Kalifeldspatklasten haben oft eine Größe von 2 bis 5 cm und sind meist in die Schieferung eingeregelt und zeigen eine Elongation parallel zur dominierenden NNW-SSE-gerichteten Hauptverformungsachse auf.

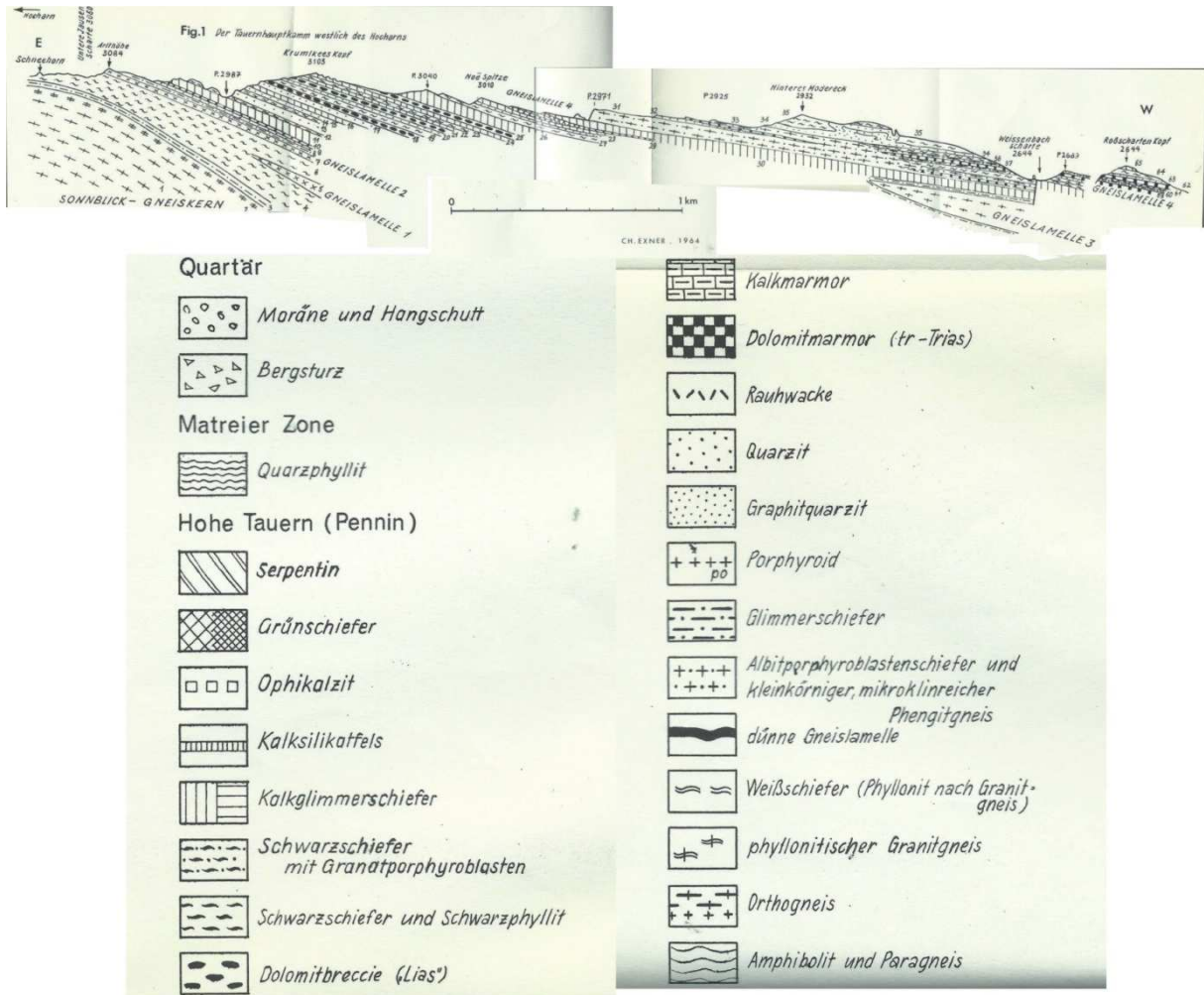


Abb. 31: NW-SW-Profil nördlich des Großen Fleißtales (Exner, 1964).



Abb. 32: Großes Fleißtal Blick Richtung Norden.

Beim Zirmsee (Abb. 28, linkes Bild) kann man eine flache Foliation erkennen, die Gesteinskomplexe sind durch steile bis senkrechte N-NE-streichende große Klüftsysteme zerlegt. Immer wieder streichen hierbei ebenso parallel mit den Klüften Quarz-Aplit-Gänge sowie Erz-führende und Gold-führende Quarzgänge teilweise in Gruppen, die in der Vergangenheit immer wieder im Gebiet östlich des Zirmsees (Abb. 28, linkes Bild), in der Goldzehscharte (2857m) (Abb. 28, rechtes Bild), im Gebiet des Grieswies-Schwarzkogels (3116m) sowie in der Goldbergspitze (3073m) und beim Brettsee (2529m) (Abb. 26, linkes Bild) und bei Paziselpallen (2594m) (Abb. 26, rechtes Bild) im Zirknitztal beschürft wurden (einen Überblick über die Tauerngoldgänge wird in Kapitel 3.5 beschrieben).

Vereinzelt durchbrechen auch diskordante Quarz-Aplit-Gänge und diskordante pegmatitische Intrusionen die Gesteine.

Im Kleinen Fleißtal östlich vom Alten Pocher und beim Zirmsee sind in die granitischen Gesteine mit regellos körnigem Gefüge basische hornblendeführende Ganggesteine eingeschaltet. Die Streichrichtung dieser Einschaltungen entspricht der SSE-NNW-gerichteten Hauptverformungsachse des Zentralgneises.

Nördlich und südlich des Alten Pochers im Kleinen Fleißtal ist ein komplexes Paket von Paragneisen, Amphiboliten und hellen Glimmerschiefern in der ursprünglichen Position zwischen dem Granitgneis des Sonnblickkernes und dunklen Glimmerschiefern und in den Granitgneis der Gneislamelle 1 um N-S-Achsen eingefaltet und eingeschuppt. Südöstlich des Alten Pochers kann man sehr schön die schon von Exner (1964) beschriebenen Gneiswalzen mit N-S-Achsen erkennen.

Der hangenste Anteil des **Sonnblick-Zentralgneises** zeigt im Kleinen Fleißtal Richtung Osten eine Abfolge von Granitgneis, Phylliten und Glimmerschiefern mit eher flachen 15° bis 30° nach Südwesten bis Süden einfallenden Schieferungsflächen.

Wie im Wasserstollen zwischen Großem Zirknitztal (1756m beim Schrallkaser) und Kleinem Fleißtal (1721m) (Litscher 1974) sowie in der Stollenverbindung Große Fleiß (1798m) – Kleine Fleiß (1721m) (Litscher 1979) dominieren auch an der Oberfläche die Hauptverformungsachsen NNW-SSE bis N-S gegenüber der selteneren Achsenrichtung NNE-SSW.

An der Grenzfläche zum **Granitgneis des Sonnblickkernes** läßt sich eine deutlich sichtbare Phyllonitisierung erkennen. Die stark durchbewegten Gneispakete werden von Glimmer und Chloritlagen zersetzt und gehen an der Grenze zum Glimmerschiefer in Gneisphyllite, Quarzite und Glimmerschiefer über. Die Untersuchungen von Litscher (1974) im Wasserstollen zwischen Großem Zirknitztal und Kleinem Fleißtal brachte ein Zergleiten des Gesamtkomplexes des Sonnblickkernes nach seinem Schieferungsflächengefüge in schieferungsflächenparallelen Mylonitzonen von seinem zentralen Kern bis in die peripheren Zonen zur Tage.

Von der Nordseite des Hohen Sonnblicks und über die Westseite der Goldbergspitze kommend, bis in das Große Zirknitztal hinab, sowie auch immer wieder im Sonnblickgneiskern selbst findet man immer wieder Einschaltungen von Amphibolitlinsen

sowie Granat-Biotit-Hornblendegneiskomplexen, die man als **Reste eines alten kristallinen Gesteinsverbandes** deuten kann.

4.1.2 Liegendanteil des Venediger-Decken-Systems (Subpenninische Decken)

Die Grenze zwischen zentralen Granitgneisen und der Schieferhülle wird von Litscher (1974) beschrieben. Im Wasserstollen zwischen dem Großen Zirknitztal und dem Kleinen Fleißtal ist dieser Übergang von zahlreich verschuppten Gneislamellen und Phyllithorizonten sowie Glimmerschieferlinsen geprägt, in Richtung Norden des Stollens zum kleinen Fleißtal gehen die Gesteine in Phyllite und dunkle Glimmerschiefer über, welche wiederums im Hangenden durch eine tektonische Grenze getrennt, von den massiven Gneisen, Amphiboliten und Metaandesiten der Habach-Gruppe der **Sandkopf-Neubau-Decke** nach Exner (1964) überlagert werden. An deren Basis zieht ein Span von Augengranitgneis vom Schrällkaser im Großen Zirknitztal bis in das Hochtal der Großen Trögeralm, weiters sieht man diesen Span auch wieder beim Wasserstollen-Eingang im Kleinen Fleißtal.

Im Bereich des Großen Zirknitztales, der großen Trögeralm (zwischen Trögereck und Brettscharte) (Abb. 36), des Roten Mannes (3097m), bis in das Kleine Fleißtal über die Gjaidtroghöhe (2988m) bis in das Große Fleißtal kann man im Gelände in den obersten Anteilen des stark durchbewegten und zerscherten zentralen Granit- und Augengneises des Sonnblick-Kernes Verschuppungen des Granit-Gneises mit den konkordant aufliegenden dunklen Glimmerschiefern gesehen werden, die wiederum in die Glimmerschiefer und Phyllite der Rahmengesteine übergehen, und zusätzlich von einzelnen aplitischen Ganggesteinen durchschlagen werden, der Granitgneis ist hier reich an Quarz, Erzen und in den Klüften findet man häufig Kieserze und schöne Bergkristalle (Abb. 33, 34 und Abb. 30).

Darüber liegen die dunklen Glimmerschiefer, Paragneise und Graphitquarzite sowie wiederum konkordante Ganggesteine. Die dunklen Glimmerschiefer und Phyllite haben ein knotiges Gefüge welches von Albitblasten verursacht wird. Diese Gesteinseinheiten findet man in der Habach-Gruppe, und sie werden von Exner (1964) als oberkarbonischer-permischer Gesteinskomplex beschrieben. Sie ziehen im großen Zirknitztal westlich des Schrällkasers nach Norden. Südöstlich der Brettscharte (2552m) sieht man dieses schon von Exner (1964) erwähnte Sedimentpaket aus dunklen und hellen Glimmerschiefern und Amphiboliten sowie Grünschiefern. Dieser Gesteinshorizont streicht unter dem Brett-Kogel und östlich unter der Brettscharte weiter durch die Brettwand bis zum Roten Mann (3097m).

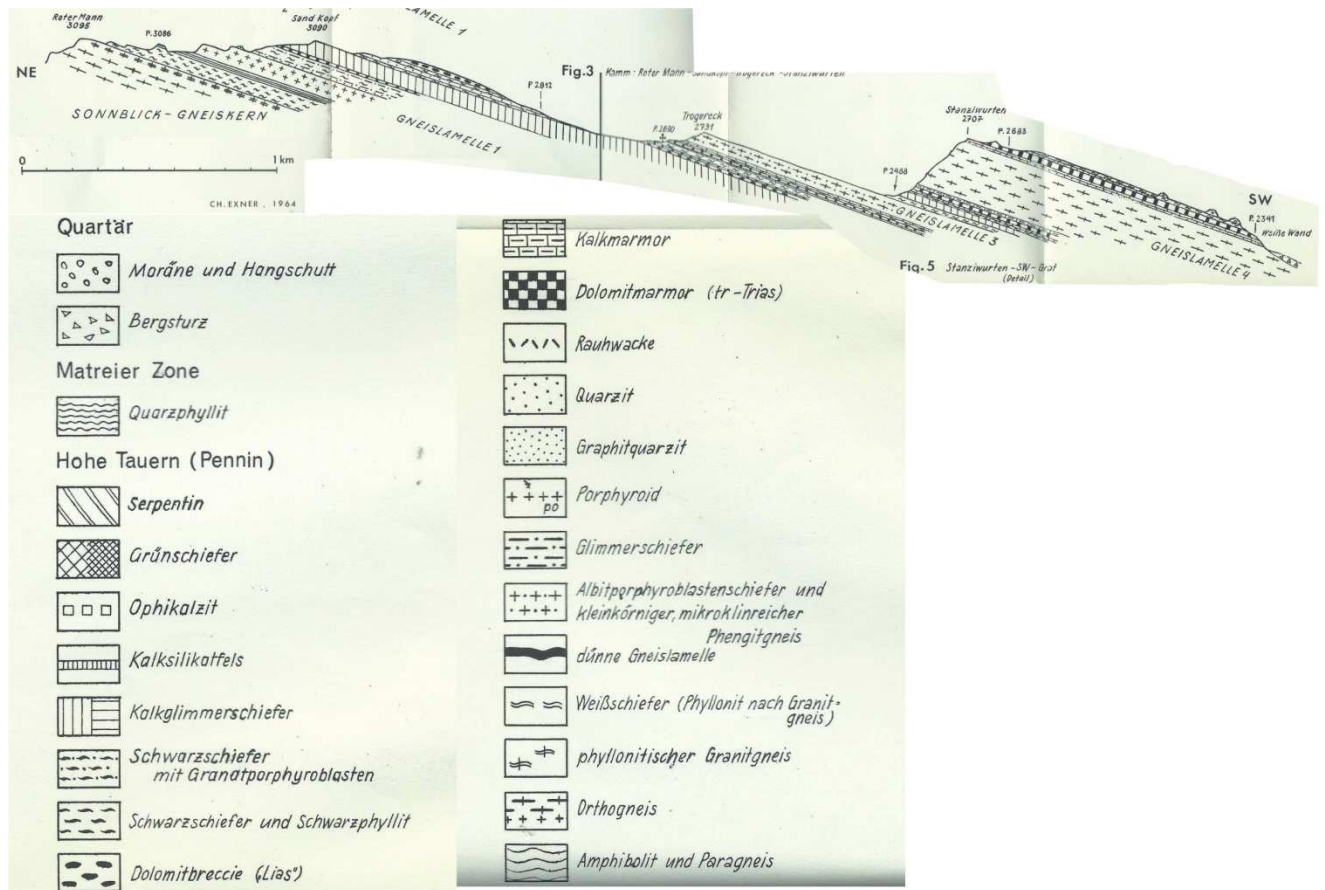


Abb. 33: NE-SW-Profil Roter Mann - Sandkopf - Trögereck - Stanziwurten - Weiße Wand (Exner, 1964).

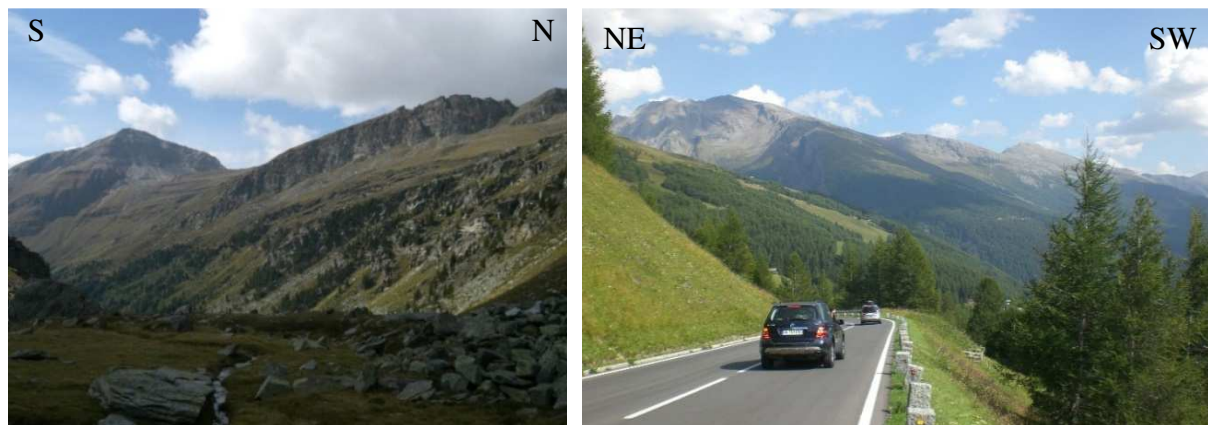


Abb. 34: linkes Foto: Großes Zirknitztal Blick Richtung Westen zur Stanziwurten (2707m) (links im Bild), auf die Brettwand und die Brettwandscharte (2552m) (hinterhalb das Trögereck (2732m)); rechtes Foto: Blick von der Großglockner-Mautstraße Richtung Südosten auf den Roten Mann (3097m) und den Sandkopf (3090m), das Trögereck, die Stanziwurten und den Mohar (2605m) (im Bild von links nach rechts).

In diesen Gesteinszug schaltet sich beginnend in den Erlenwänden (1453m) und in der Brettwand eine vom Sonnblickkern abgescherte Granitaugengneislage ein, die an der Ostseite des Sandkopfes (3090m) in den Glimmerschiefern wieder auskeilt, und als **Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Gneislamelle)** bezeichnet wird. Das Phyllitband mit Einschaltungen von Quarziten, Paragneisen und hellen Glimmerschiefern zieht zwischen Sandkopf (3090m) und

Rotem Mann (3097m) (Abb. 34 (rechtes Foto), Abb. 35, Abb. 37 (rechtes Foto), Abb. 39) durch das Hochkar an der Nordseite des Sandkopfes weiter nach Westen hinunter durch die massive Richardswand in das Kleine Fleißtal, wo die Mächtigkeit der dunklen Glimmerschiefer und Paragneise infolge der starken Verfaltung und der um N-S-Achsen-gerichteten Walztektonik weiter zunimmt. Diese Paragneise sind wie auch schon von Exner (1964) als **Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Gneislamelle)** zu deuten.

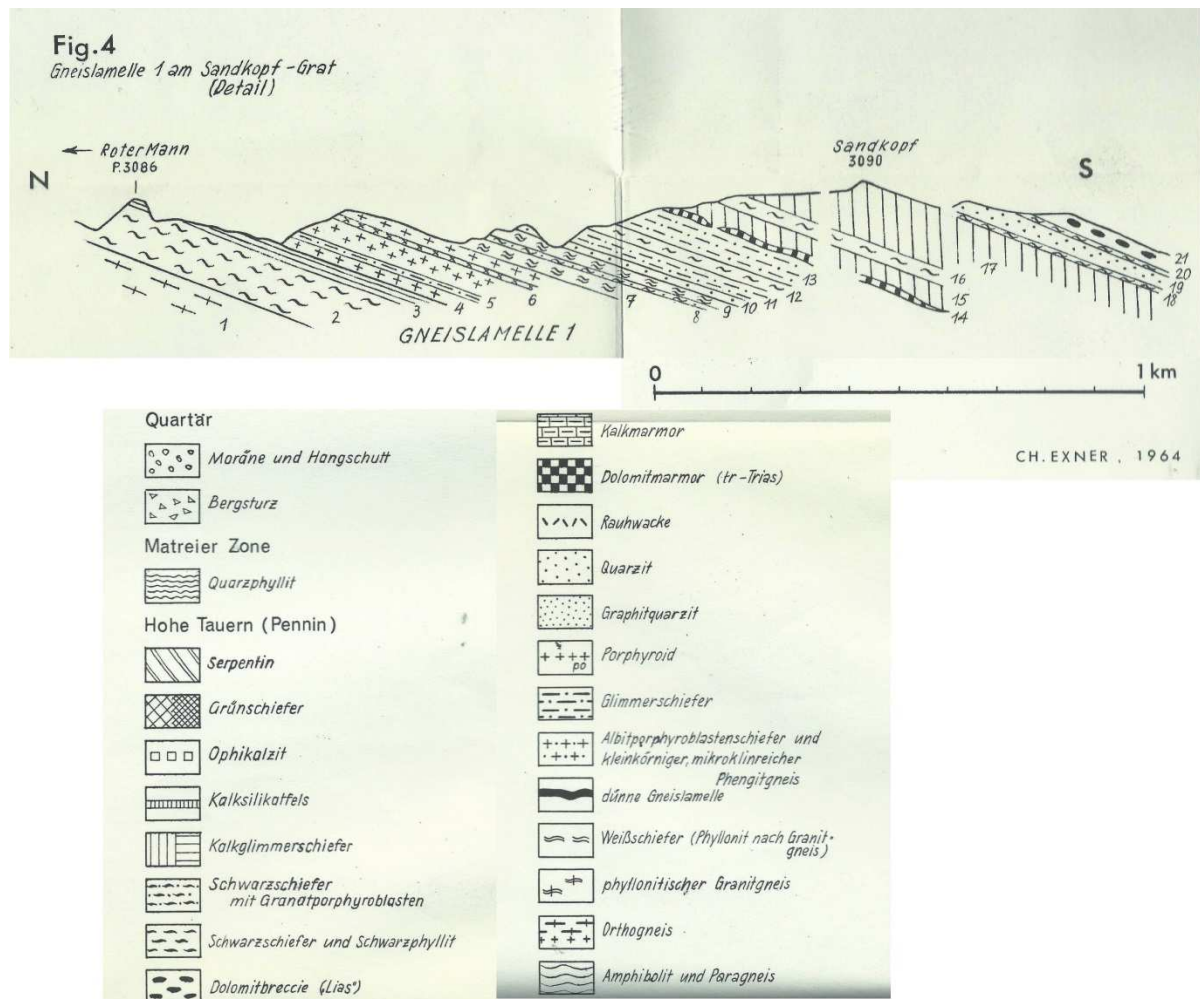


Abb. 35: Sandkopf –Roter Mann Profil (Exner, 1964).

Im Kleinen Fleißtal nördlich des Alten Pochers ziehen granatführende dunkle Glimmerschiefer, Karbonatquarzite, Helle Glimmerschiefer und Phyllite weiter nach Norden Richtung Gosinkopf (2705m) und Gjaidtroghöhe (2988m).

Nordwestlich des Zirmsees (2529m), genauer am Kamm zwischen Gjaidtroghöhe und Kälbergrat (2992m), liegen über dem Granitgneis Phyllite, Quarzite, ebenso granatführende Glimmerschiefer und stark Albit-führende Schiefer mit im Vergleich zum Kleinen Fleißtal eher geringerer Mächtigkeit.

Von der Gjaidtroghöhe streichen die dunklen Glimmerschiefer weiter in das Hochkar am östlichen Ende des Großen Fleißtales über das Schneehorn (3062m) zum Kruml-Kees (3101m).

Über diesen klastischen Gesteinen findet man am Anfang im Westeingang des Kleinen Fleißtales und in der großen Trögeralm Granitgneise und zusätzlich darüber Amphibolite und die Schiefergesteine der Habach-Gruppe (Sandkopf-Neubau-Decke nach Exner (1964)). Bei den Schiefergesteinen selbst handelt es sich um Albit-Gneise und teilweise Granat- und Chlorit-führende Albit-Gneise, Plagioklasgneise und Hornblende-Paragneise, Biotitschiefer sowie helle und dunkle Glimmerschiefer. Diese Gesteinspakete kommen von der westlichen Seite der Erlenwände im Großen Zirknitztal und werden durch ein Marmorband vom Augengneis des zentralen Sonnblickgneisdomes getrennt.

Über dem Marmorzug erstrecken sich eher feinkörnige Muskovit-Chlorit-Albitgneise, granatführender Biotitschiefer, granatführender Albit-Gneis, die zusammen mit dunklen Granatglimmerschiefern in die Große Trögeralm (Abb. 36) weiterstreichen.



Abb. 36: Große Trögeralm und Brettwand, Blick Richtung Osten.

Der Abbruch der großen Trögeralm nach Osten, die als Brettwand zu sehen ist, und südöstlich des Sandkopfes erkennt man Dunkle Glimmerschiefer, Phyllite, Paragneise und geschieferten Granitgneis sowie eingeschuppte Amphibolitlagen, granatführender Glimmerschiefer und Grünschiefer. Dieses Gesteinspaket schlängelt sich NE des Sandkopfes (3090m) weiter über die Richardswand in das Kleine Fleißtal und weiter über die Magritzen-Wände östlich der Gjaidtroghöhe (2988m) bis in das Große Fleißtal. Dieser Gesteinkomplex trennt die **Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Gneislamelle)** vom **Zentralgneis des Sonnblickdomes**.

Im Kleinen Fleißtal selbst ist die Mächtigkeit dieses Gesteinspaketes (Habach-Gruppe) durch Verfaltung um die N-S-Achsen stark erhöht, deswegen erscheint dieser Gneis-Amphibolit-Komplex vor allem nördlich des Alten Pochers im Kleinen Fleißtal (**Sandkopf-Neubau-**

Gneislamelle (Gneislamelle 1) und Grieswies-Lonza-Gneislamelle (Gneislamelle 2) nach Exner (1964) aufgespalten. Der hangenste Anteil dieses Gesteinspaketes setzt erst im Norden des kleinen Fleißtales ein, und wechselt über die Gjaidtroghöhe in das Große Fleißtal in den Bereich der Jagdhütte (2280m) über, und besteht aus Amphiboliten, Albitgneisen und Augengneisen, hellen Glimmerschiefern und Phylliten.

Am Ende des Großen Fleißtales Richtung Norden verläuft dieser Gesteinsverband (Grieswies-Lamelle nach Exner 1964) weiter in Richtung Arlhöhe (3084m), und in Begleitung parallel dazu hangend in Richtung Westen zur Otto-Umlauf-Biwakschachtel (2984m) schalten sich Bänder von Quarziten, Dolomitmarmoren, Phylliten und Dunkeln Glimmerschiefern dazu ein. Dieser gesamte Gesteinspaket zieht weiter Richtung Roßkar und über den Grieswies-Schwarzkogel (3116m) in die Ostseite des Hocharns (3254m). Laut Exner (1964) und Alber (1976) verbinden sich die Neubaulamelle (Gneislamelle 1) und die Grieswieslamelle (Gneislamelle 2) in Form einer riesigen liegenden Falte heute beobachtbar in der Ausaperungs-Zone des Hocharn-Gletschers.

Als hangensten Horizont der Habach-Gruppe (paraautochthone Schiefer, Neubau und Grieswies-Lamelle nach Exner, 1964) ist meistens heller Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer zu erkennen.

4.1.3 Post-Variszische-Cover-Einheiten der Subpenninischen Decken (Reste von Permotrias)

An der Obergrenze der in das Paläozoikum gestellten Gesteine der Habach-Gruppe kann man kleine bis große meist boudinierte Karbonatschollen, genauer Dolomitmarmor mit unterliegenden Quarzit beobachten (paraautochthones Cover der Gneislamelle 2 bei Exner, 1964).

Im Kar der großen Trögeralm (Abb. 36) östlich vom Trögereck (2732m) (Abb. 39) und südlich vom Sandkopf (3090m) (Abb. 39) erkennt man ein zwischen den Granatglimmerschiefern und Paragneisen der Gneislamelle 2 und den Kalkglimmerschiefern der Glockner Decke eingeschaltetes Dolomitmarmorband und Dolomitmarmorlinsen sowie ein Quarzitband. Weiters kann man dies über den Sandkopf nach Westen durch die Richardswand (Abb. 37, rechtes Bild) bis ins Kleine Fleißtal hinunter beobachten. Im Norden des Großen Fleißtales (Abb. 32) läßt sich dieses Dolomitmarmorband Richtung NE-ziehend beobachten, und auf der Gjaidtroghöhe kann man über dem Amphibolit Reste von Rauwacke und Dolomitmarmor unter dem Kalkglimmerschiefer der Glockner Decke erkennen.

Auf der Gjaidtroghöhe sieht man über dem Amphibolit der Habach-Gruppe die Reste von Dolomitmarmor, Rauwacke und Phyllit unter dem meist massiven Kalkglimmerschiefer der Glockner Decke. In den Nordwänden des Großen Fleißtales zieht so ein mächtiges Dolomitmarmorband nach Nordosten.

Dieser Wechsel in den Gesteinen markiert den Horizont zwischen unterer Schieferhülle und Glockner Decke.

4.1.4 Penninische Decken (Glockner Decke, Matreier Zone, Seidlwinkldecke)

Über den mesozoischen Resten der Cover-Einheiten der Habach-Gruppe folgen die tektonisch darüber geschobenen Einheiten der Glockner Decke (Höhere Schieferhülle). Diese Gesteinseinheiten bestehen aus Kalkglimmerschiefern, Phylliten, Quarziten, sowie Grünschiefern und Brekzien der Bündnerschiefergruppe, und Quarziten, Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Phyllite der Seidlwinkl-Gruppe. Im hangensten Anteil der Stanziwurten (2707m) (Abb. 40, unteres Bild), des Sandkopfes (3090m) (Abb. 39, unteres Bild), in den Hängen die in das Obere Mölltal hinunterziehen, am Mönchsberg und in der oberen Richardswand (Abb. 37, unteres Bild) fallen diese Einheiten mit 20°-30° nach Südwesten ein.

4.1.5 Gebiet zwischen Möll, Kleiner Fleiß und Großer Zirknitz

Aus dem Großen Zirknitztal kommend, über die Ostseite der Stanziwurten und die Große Trögeralm, der Gipfel des Sandkopfes selbst, weiter durch die oberen Steilwände der Richardswand (Abb. 37) im Kleinen Fleißtal, kann man den mächtigen Kalkglimmerschiefer beobachten. Hangend vom Kalkglimmerschiefer erkennt man häufig Serpentine und die Serpentinrandgesteine, wie zum Beispiel südlich des Sandkopfes. Diese Horizonte markieren eine Schuppenzone, die man auch im Oberen Mölltal bei Pockhorn, am SW-Rand der Stanziwurten, in der Richardswand im Kleinen Fleißtal sowie eben in der Südwand des Sandkopfes beobachten kann.

In dieser Schuppenzone zwischen den Schiefern der Seidlwinkldecke und den Kalkglimmerschiefern der Glockner Decke treten die Serpentine häufig auf, zum Beispiel vom Südwestrand der Stanziwurten über den Mittner Berg und Prahödl weiter über die Stellwände und den Jungfernsprung in die Pockhorner Wand westlich der Möll und weiter nach NNW Richtung Heiligenblut, weiters auch im Großen Fleißtal SSE der Ochsnerhütte (2115m).

Im Hangenden des Kalkglimmerschiefers findet man oft Dolomitbrekzie, Granatglimmerschiefer, Quarzite, Schwarzphyllite und Dolomitmarmor, großflächig zu sehen wegen des hangparallelen Einfallens am Sandkopf und am Mönchsberg.

Am Trögereck (2732m) findet man über den Gesteinen der Habach-Gruppe Kalkglimmerschiefer, Phyllite, Quarzit, Dolomitmarmor, Kalkmarmor, gefolgt im Liegenden von der Trögereck-Formation, die aus Albitporphyroblastenschiefer und feinkörnigem mikroklinreichem Gneis besteht.

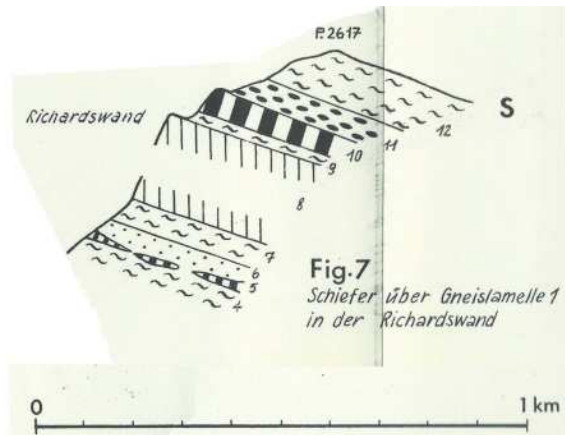
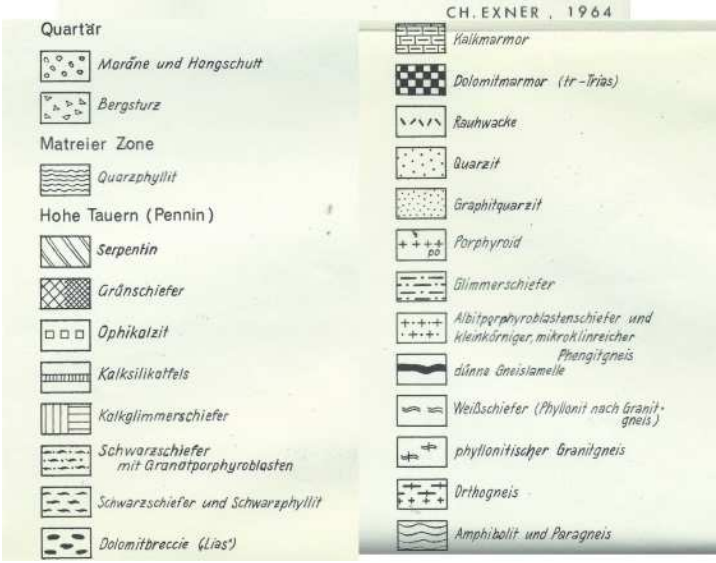


Fig.7
Schiefer über Gneislamelle 1
in der Richardswand



N

S



Abb. 37: oben: Skizze der Richardswand im Kleinen Fleißtal (Exner, 1964); unten: Richardswand im Kleinen Fleißtal mit Sandkopf (3090m) und Roter Mann (3097m), Blick Richtung Osten.

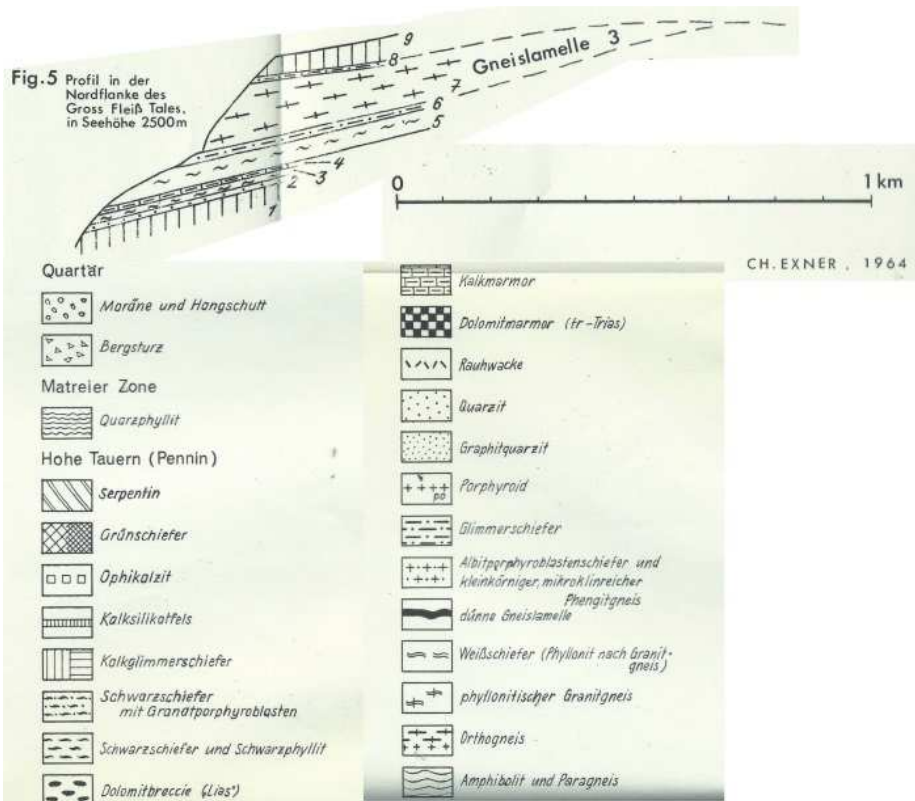


Abb. 38: oben: Großes Fleißtal-Profil N-Flanke (Exner, 1964); unten: Großes Fleißtal N-Flanke, Blick Richtung Nordwesten.

Direkt an der Trögerhütte (2496m) kann man den Gneis der Trögereck-Formation erkennen, die als **Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3)** (Exner 1964) bezeichnet wird. Die Trögereck-Lamelle streicht vom Großen Zirknitztal östlich des Kulmerkogels (1867m) kommend an der Ostseite der Stanziwurten vorbei bis in das Trögereck, zieht dann weiter nach Westen ins Obere Mölltal hinunter oberhalb von Apriach (1446m), weiters kann man sie bei Malig,

nördlich von Schachern beim Polier (1518m), östlich der Fleißkapelle (1458m) und nach Norden in den Felszügen im Westen des Großen Fleißtales verfolgen (Abb. 38).

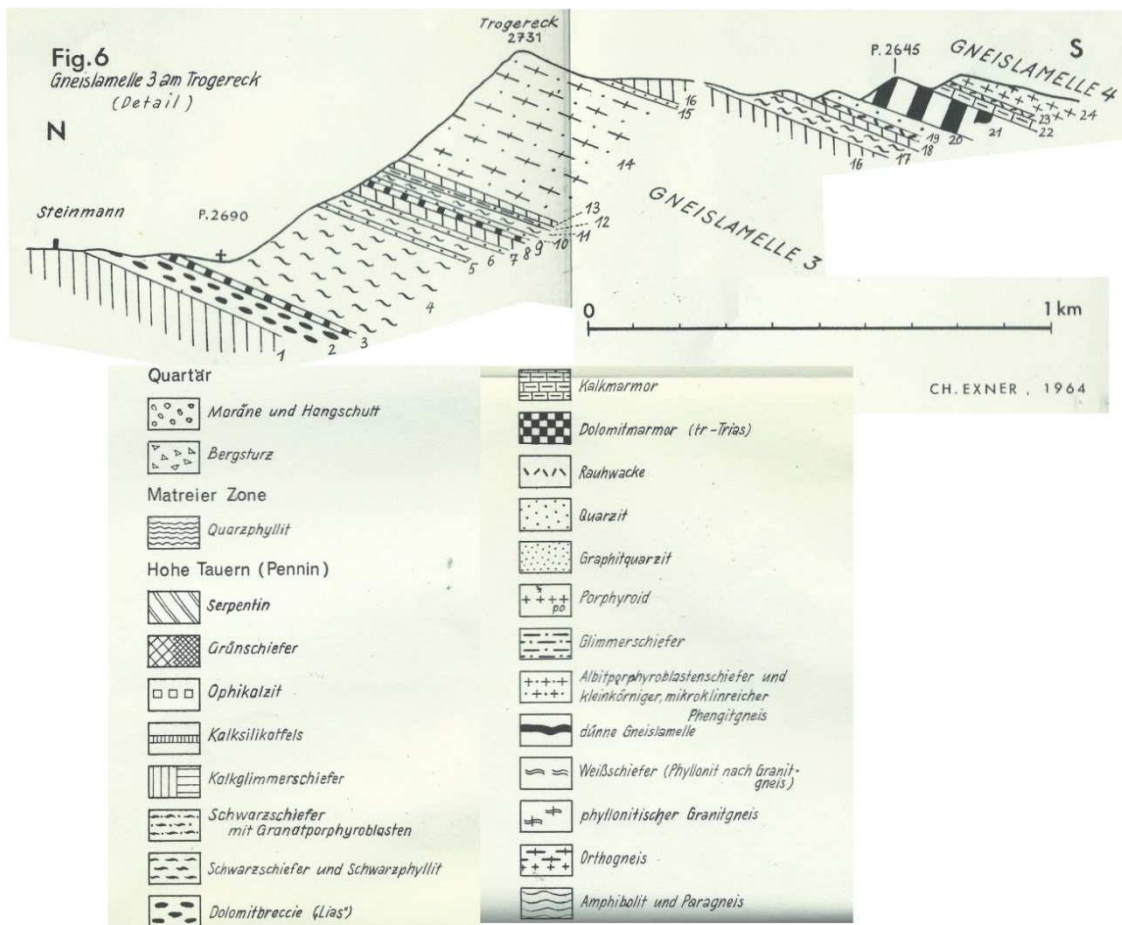


Abb. 39: oben: Trögereck-Profil (Exner, 1964); unten: Sandkopf (3090m) - Trögereck (2732m) - Stanziwurten (2707m) (von links nach rechts), Blick Richtung Osten.

Die Trögereck-Gneislamelle besteht im hangenden Teil aus Mikroklin-führendem Orthogneis, genauer ein Augengneis (z.B. bei der Fleißkapelle und östlich des Fußes des Kulmerkogels im Großen Zirknitztal). Am Trögereck (Abb. 39) und in der Kleinen Trögeralm sowie bei der Trögerhütte besteht die Lamelle aus Albit-Porphroblastenschiefer.

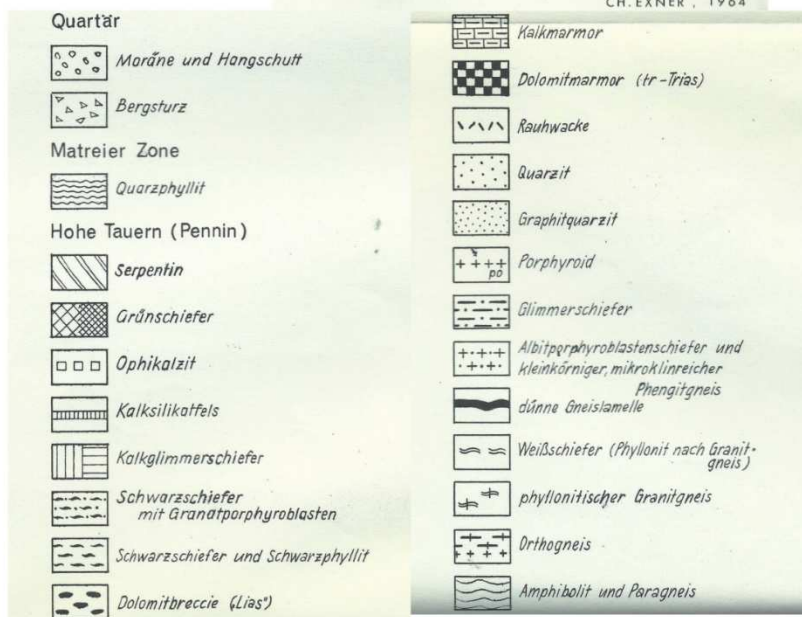
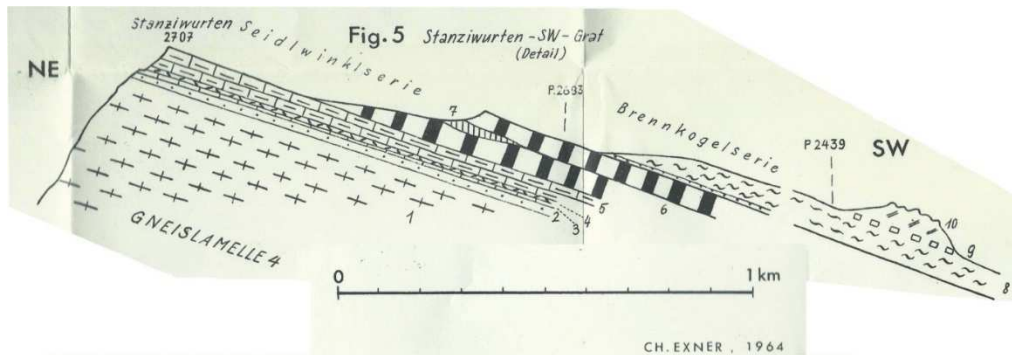


Abb. 40: oben: Stanzwurtens-Profil (Exner, 1964); unten: Stanzwurtens (2707m) und Weiße Wand (2376m), Blick Richtung Nordosten.

Über der Trögereck-Gneislamelle findet man Kalkglimmerschiefer, Karbonat-Quarzite der Kaserer-Formation, Schwarzphyllite der Brennkogel-Formation, Quarzite, Graphitschiefer, Dolomitmarmor und Kalkmarmor der Seidlwink-Trias, und Arkose-Gneise der Wustkogel-Formation. Die Lagerung der Gesteinseinheiten am Trögereck zeigt eine inverse Schichtfolge der Bündnerschiefer-Gruppe und der Seidlwinkl-Gruppe an. Exner (1964) bezeichnet sie als Trögereck-Lamelle und deutet sie als verschuppt ausgebildete Liegendfalte am Trögereck zwischen Stanziwurten und Sandkopf.

Auf der Nordseite bis Ostnordostseite der Stanziwurten (Abb. 40, 41) liegen über der Trögereck-Formation die Karbonatquarzite der Kaserer-Formation, die Phyllite und Kalkglimmerschiefer der Brennkogelformation, Quarzite und Graphitschiefer der Schwarzkopf-Formation, Rauhwacke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor der Seidlwink-Trias, mächtiger Mikroklin-führender Phengitgneis und Arkosequarzit der Wustkogelformation. Der Mikroklin-führende Gneis wird als **Rote-Wand-Modereck-Gneislamelle (Gneislamelle 4)** bezeichnet und streicht vom Großen Zirknitztal von der Ostseite des Kulmerkogels (1867m) nach Norden kommend über den Riegerkaser (2213m) zur Stanziwurten (2707m), weiter nach Westen über den Mauerboden und den Mittner Berg (1913m) hinunter in das Obere Mölltal bis hin westlich des Flußes Möll unter die Phyllite, Quarzite und Serpentine beim Jungfernsprung in den Stellwänden (1397m) der Schobergruppe. Weiters kann man die Gneislamelle 4 an der Westseite des Großen Fleißtales bis hin zur Weissenbachscharte (2645m) und eben zum Hinteren Modereck (2930m) verfolgen.

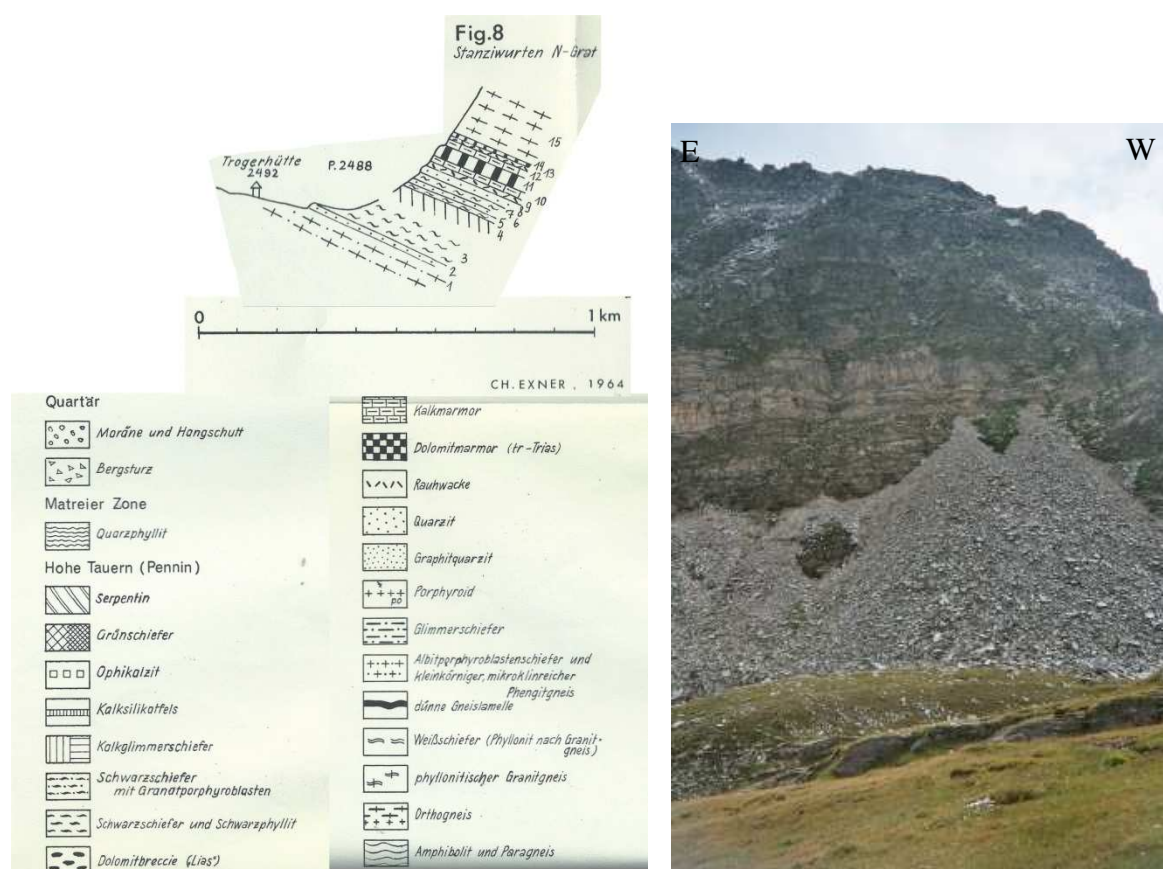


Abb. 41: links: Stanziwurten N-Grat, bei der Trögerhütte (2496m) (Exner, 1964); rechts: Stanziwurten Nordseite, Blick Richtung Süden.

Darüber sieht man Horizonte von Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Graphitschiefer und Quarzite der Schwarzkopf-Formation sowie Schwarzschiefer der Brennkogelformation. Nördlich der Weißen Wand kann man über dem Kalkmarmor und Dolomitmarmor schließlich Granatglimmerschiefer, Schwarzphyllit und Serpentin sehen. Auf der Stanziwurten kann man von einer aufrechten und einer inversen Schichtfolge von den Gesteinen der Seidlwinkl-Gruppe und der Bündnerschiefer-Gruppe ausgehen, was wiederum für das Vorliegen einer NE-vergente liegenden Falte spricht.

4.1.6 Gebiet westlich der Möll

Noch östlich des Flußes Möll im Gebiet zwischen Rojach bis Aichhorn findet man die Gesteine der Wustkogelformation, die aus Mikroklin-führenden Phengitschiefern mit Albitporphyroblasten, Arkosegneisen, und Quarziten, sowie Kalkmarmore und Dolomitmarmore aus der Trias bestehen, die schon von Exner (1964) beschrieben wurden.

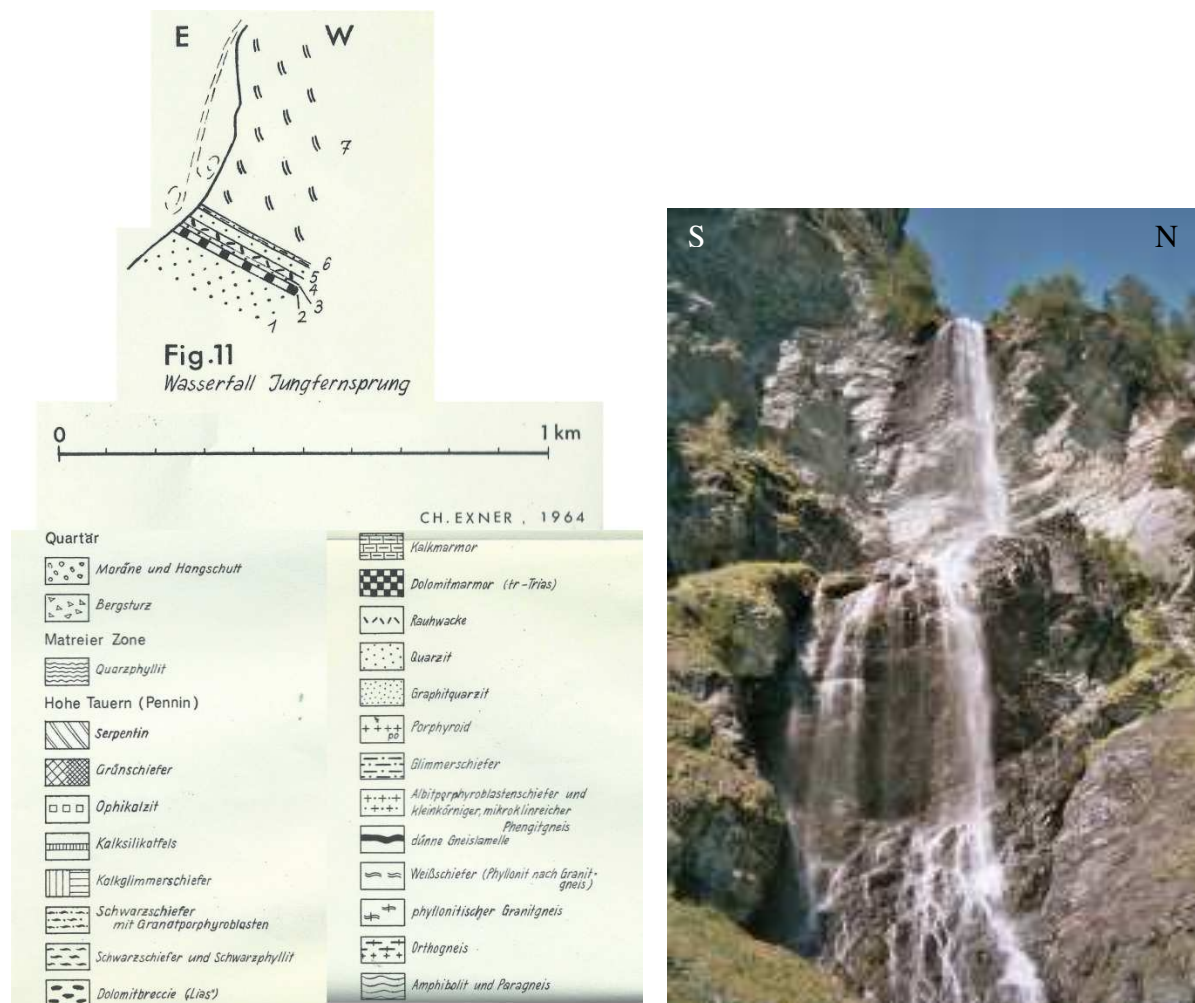


Abb. 42: links: Jungfernsprung-Skizze (Exner, 1964); rechts: Jungfernsprung-Wasserfall Blick Richtung Westen.

Weiter im Norden bei Pockhorn erkennt man über den Karbonaten Quarzite, Phyllite und Serpentine die der Matreier Schuppenzone angehören. Östlich von Pockhorn, östlich der Fleißkapelle (1458m), in Rojach, nach Süden weiter beim Polier (1518m) und teilweise durch die Massenbewegung verkippt bis Apriach (1446m), findet man den Gneis der **Trögereck-Gneislamelle (Gneislamelle 3)**, die aus Albitgneis mit wenig Mikroklin und Quarziten zusammengesetzt ist.

Westlich des Flußes Möll beim Unteren Schmiedkaser und im Stellwald (1500m) beim Jungfernsprung (Abb. 42) kann man Serpentin, Metagabbro und Kalkglimmerschiefer, beim Klausner auch Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer sehen, hierbei handelt es sich um die Bündnerschiefer-Gruppe der **Glocknerdecke**.

Liegend davon erkennt man gegenüber westlich des Glauzners in 1193m Seehöhe unter dem Serpentin und dem Kalkglimmerschiefer Bänder von Quarzit, Schwarzphyllit, Dolomitmarmor und schließlich den Gneis der **Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle (Gneislamelle 4)**, die aus mittel- bis feinkörnigem Mikroklinaugengneis und Quarziten besteht.

In der Pockhorner Wand (1695m) westlich von Pockhorn sieht man über den schon massiven Serpentin im Hangenden mächtige Kalkglimmerschiefer und Bänder von Phyllit und Grünschiefer, die nach Süden über den Jungfernsprung und den Zopenitzenbach in den Stellwald (Abb. 43) und in den Blasenwald über Döllach (1013m) weiter nach Osten über die Planitzen (1974m) und die Göritzen Wiesen (2505m) in die Kluidhöhe (2579m) weiterziehen (Abb. 47, linkes Bild).

Darüber findet man einen mächtigen Horizont von dunklen Phyllit und weiters wieder Kalkglimmerschiefer und Quarzit. Das Einsetzen dieses dunklen Phyllites markiert den Beginn der **Matreier Zone**, am Nordostabhang des Egger-Wiesen-Kopfes (2268m) (Abb. 43) ist die Grenze zu dieser Zone in rund 1900m Seehöhe. Über dem dunklen Phyllit und den Bändern von Kalkglimmerschiefer und Quarzit folgen Lagen von hellem Phyllit, Weißschiefern, Graphitschiefern und grünlicher Phyllit.

Am Kamm östlich des Kreuzkopfes (2497m) sieht man über dem grünen Phyllit Kalkphyllit, Linsen von Karbonat und Rauhwacke, weiters Glimmermarmor, Quarzit, Arkosegneis, Talkschiefer, Serpentin, ein Band Augengneis, Dolomit, Hellglimmerschiefer, Rauhwacke und erneut Serpentin, der den Gipfel des Kreuzkopfes bildet, westlich davon weiters grünlicher Kalkmarmor mit Glimmern, Grünschiefer, Quarzit und heller Phyllit, sowie eben dann Granatglimmerschiefer und Augengneis des **ostalpinen Kristallins der Schober-Gruppe**.

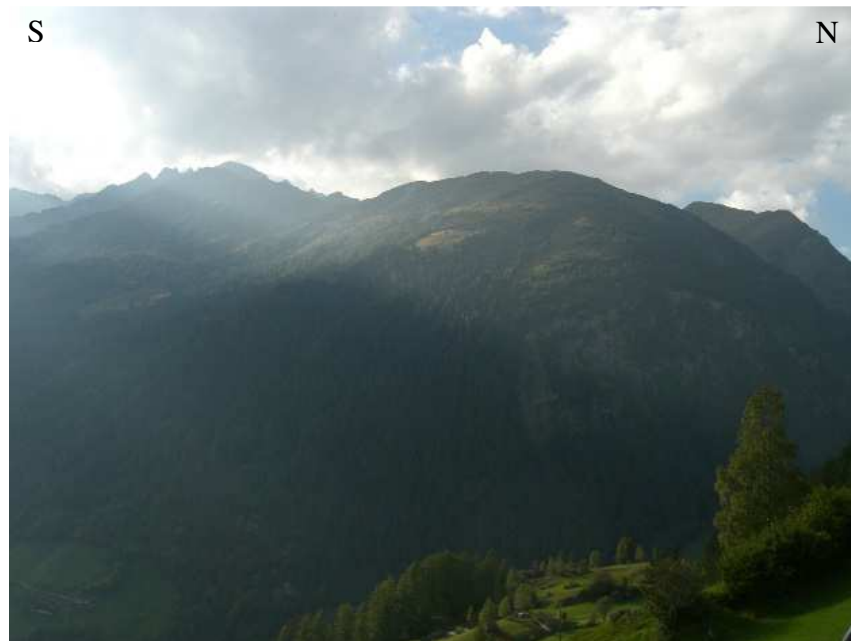


Abb. 43: oben: Blick Richtung Nordwesten auf den Egger-Wiesen-Kopf (2268m) und den Blasenwald; unten: Blick Richtung Westen auf den Egger-Wiesen-Kopf (2268m), den Fleckenkopf (2483m) und den Stellwald.

Am Kamm des Egger-Wiesen-Kopfes (2268m) (Abb. 43 oben) erkennt man folgendes Ost-West-Profil: Über den Kalkglimmerschiefern folgt dunkler Phyllit und Kalkphyllit, darüber quarzreiche Phyllite mit grünlicher Färbung und Kalkmarmor und Dolomitmarmor, Quarzit, wieder Phyllit und quarzreicher Phyllit sowie dunkler Phyllit und grünem Phyllit und mächtige Quarzitbänder. Ganz im Westen sieht man eine Serpentin-Linse mit umgebenden Dolomit, südlich davon ein Band Augengneis und Quarzit mit kleinen Serpentin-Linsen.

Noch weiter Richtung WSW in den Bereich des Fleckenkopfes (2483m) (Abb. 43 unten) erkennt man Quarzit, Kalk, Dolomit, und schließlich den typischen Granatglimmerschiefer, Quarzit und Ortho-Gneis mit Kalifeldspat-Dominanz, die der zum Ostalpin gehörenden Schober-Gruppe angehören.

4.1.7 Zirknitztal (Gebiet Kulmerkogel, Riegerkaser, Planitzen, Kluidkaser, Göritzen Wiesen)

Auf den **Zentralgneis des Sonnbeckkernes** bei Schrallkaser (1756m) und einer dünnen Auflage von Phyllit und Quarzit folgt die **Sandkopf-Neubau-Gneislamelle** mit immer wieder auftretenden Amphibolithhorizonten und Amphibolitlinsen bei und in den Erlenwänden (Abb. 44) und beim Unterkaser (1563m), die Richtung Norden über die Brettwand (Abb. 34, linkes Bild) und östlich der Großen Trögeralm (Abb. 36) und Brettscharte (2552m) bis zum Sandkopf (3090m) zieht, mit ihrer geringmächtigen sedimentären Auflage aus Phyllit, Quarzit, Kalkglimmerschiefer und wiederum Phyllit.



Abb. 44: Erlenwände, Blick Richtung Nordosten auf den Eckberg (2871m).

Talauswärts westlich des Kulmerkogels (1867m) (Abb. 45) sieht man die eher geringmächtige **Trögereck-Gneislamelle** (Exner 1964) mit einer dünnen Auflage von Kalkmarmor, Phyllit, Quarzit und Dolomitmarmor, darauf die **Rote-Wand-Modereck-Gneislamelle** (Exner 1964) (Abb. 45) wiederum mit einer sedimentären Auflage von Dolomitmarmor, Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Phyllit und ein schmales Band Grünschiefer (östlich des Kulmerkogels und nördlich des Hilmersberges (2658m) und SSE von Skrippen).

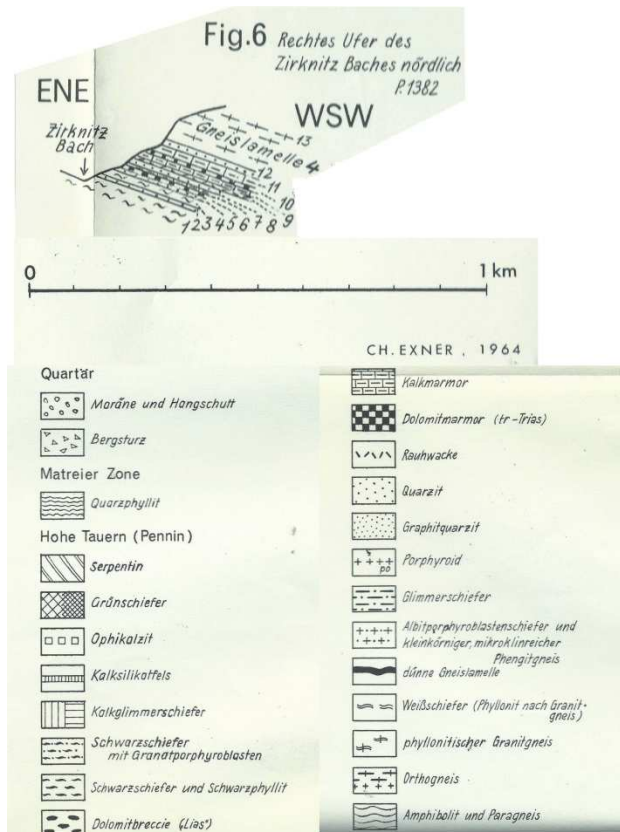


Abb. 45: oben: Zirknitzbach-Profil am Fuß des Kulmerkogels (Exner, 1964); unten: Gneis der Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle im Zirknitztal, am Fuße des Kulmerkogels, Blick Richtung Norden.

Diese Gesteinspakete ziehen an der Nordseite des Zirknitztales über die Kalseralm (und den Riegerkaser (2213m) weiter nach Norden Richtung Stanziwurten (2707m) und Trögereck (2732m) (Abb. 40, unteres Bild), und nach Osten über den Kluidkaser (1841m) und die Skrippen-Wände (Abb. 46) weiter Richtung nördlich des Hilmersberges (Abb. 47 linkes Bild). Die Gesteinshorizonte fallen fast ausnahmslos mit rund 40° nach SW ein und erscheinen als ganzes nur gering verformt, wie man dies über die Hauptfoliation und die Augengneistextur der Zentralgneise deuten kann.

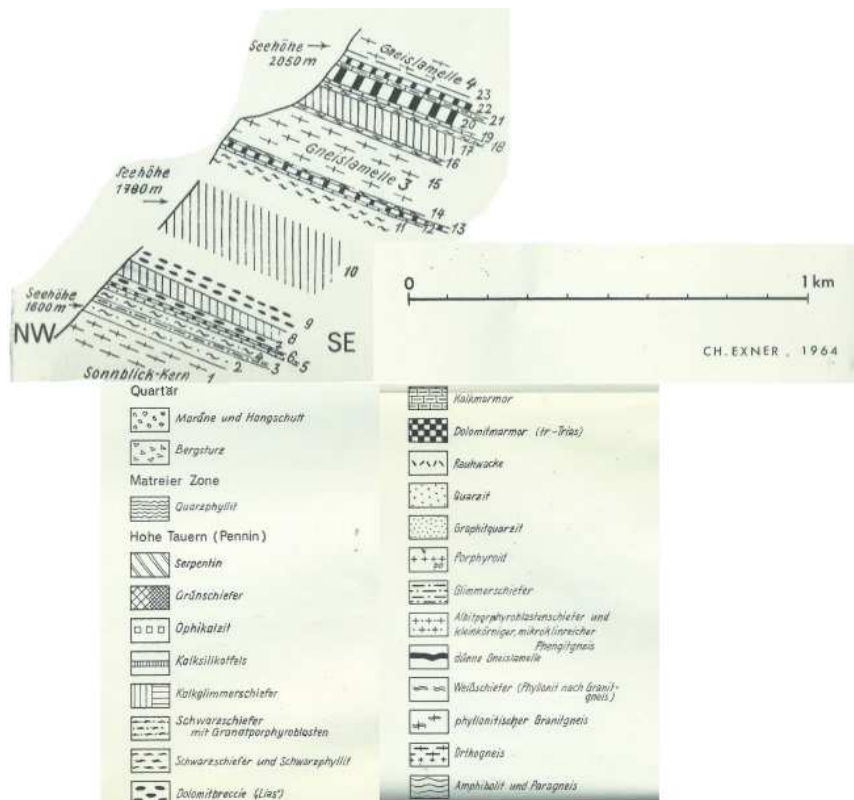


Abb. 46: oben: Skripfen-Profil - gegenüber Erlenwände (Exner, 1964); unten: Zirknitztal mit Skripfen-Wänden (im Foto rechts unten), Blick Richtung Osten.

Weiter nach Westen setzten die Bündner-Schiefer der **Glockner Decke** direkt oberhalb der Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle nördlich der Zirknitz im Bereich des Kulmerkogels sowie des Mittner Kasers (1794m) und südlich der Zirknitz beim Kluidkaser ein. Es handelt sich wie schon weiter oben erwähnt um Kalkglimmerschiefer, Phyllit, Quarzit, Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Serpentin (in verschiedenen Mächtigkeiten beim ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt (Abb. 47, rechtes Bild) sowie östlich und nördlich des Kulmerkogel-Gipfels) sowie Grünschiefer (Band östlich und nördlich des Kulmerkogel-Gipfels und nach Osten ziehend südlich des Kluidkasers, und wiederum mächtigen Kalkglimmerschiefer (im Kulmerwald, beim Kalser, auf der Planitzen und Görtzen Wiesen), teilweise mit Phyllit-

Horizonten durchzogen. Die Gesteine der Glockner Decke sind ebenfalls gering deformiert und fallen wie die Gesteinspakete der Gneislamellen mit rund 40° nach SW ein.

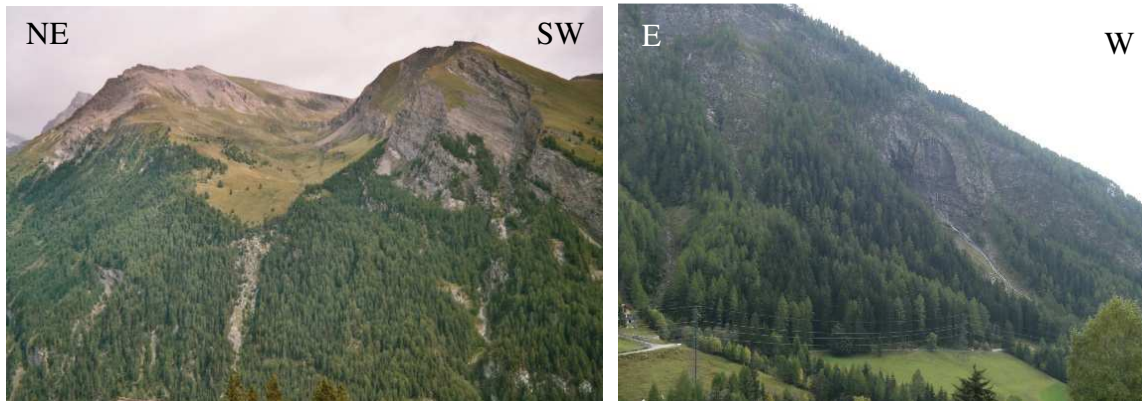


Abb. 47: linkes Bild: Hilmersberg (2658m) und Kluidhöhe (2579m), Blick Richtung Südosten; rechtes Bild: Neunbrunnen-Wasserfälle, Blick Richtung Süden.

Die **Matreier Zone** wird durch Chlorit-reiche Serizit-Phyllite und einen mächtigen Grünschiefer-Horizont eingeleitet (bei Sagritz (1132m), auf der Taxeralm (1800m), zwischen Kluidhöhe (2579m) (Abb. 47, linkes Bild) und Göritzer Törl (2458m) und weiter nach Süden Richtung Mohar (2605m) erkennt man Quarzite, Quarz-Phyllite, Phyllit, Kalkglimmerschiefer und Späne von Kalkmarmor, Dolomitmarmor und Grünschiefer). Die Foliation der Gesteine steht hier meistens beinahe senkrecht.

Weiter nach Süden und Südwesten schließt hier das **Unterostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe** und das **Oberostalpine Kristallin der Schober-Gruppe** (Abb. 48) an, welches im Bereich südlich von Sagritz (1132m), bei Untersagritz, bei Allas, westlich der Möll bei Winklsagritz (1170m), bei Oberburgstall und Richtung Gartlkopf (2458m) (Abb. 48 rechtes Bild), sowie auf der Astner Höhe (1898m) und südlich des Moharkreuzes (2448m), aus einem Wechsel von Quarzphylliten, Granatglimmerschiefern, Paragneisen, Amphiboliten, Augengneisen und Granitgneisen besteht.



Abb. 48: linkes Bild: Blick vom Kleinen Fleißtal Richtung Westen in das Altkristallin der Schobergruppe mit dem Ochsenkopf (2353m); rechtes Bild: Blick vom Kulmerkogel nach Westen in die Matreier Zone und das Altkristallin der Schobergruppe mit dem Gartlkopf (2458m) und der Lacknerhöhe (2135m), rechts das Gradental.

4.2 Einheiten in der Karte

Im Kartiergebiet sind als Kern der Zentralgneis (Sonnblickkern) und einige der Penninischen- und Subpenninischen-Decken-Einheiten mit Basement und entsprechendem Cover aufgeschlossen (Abb. 49).

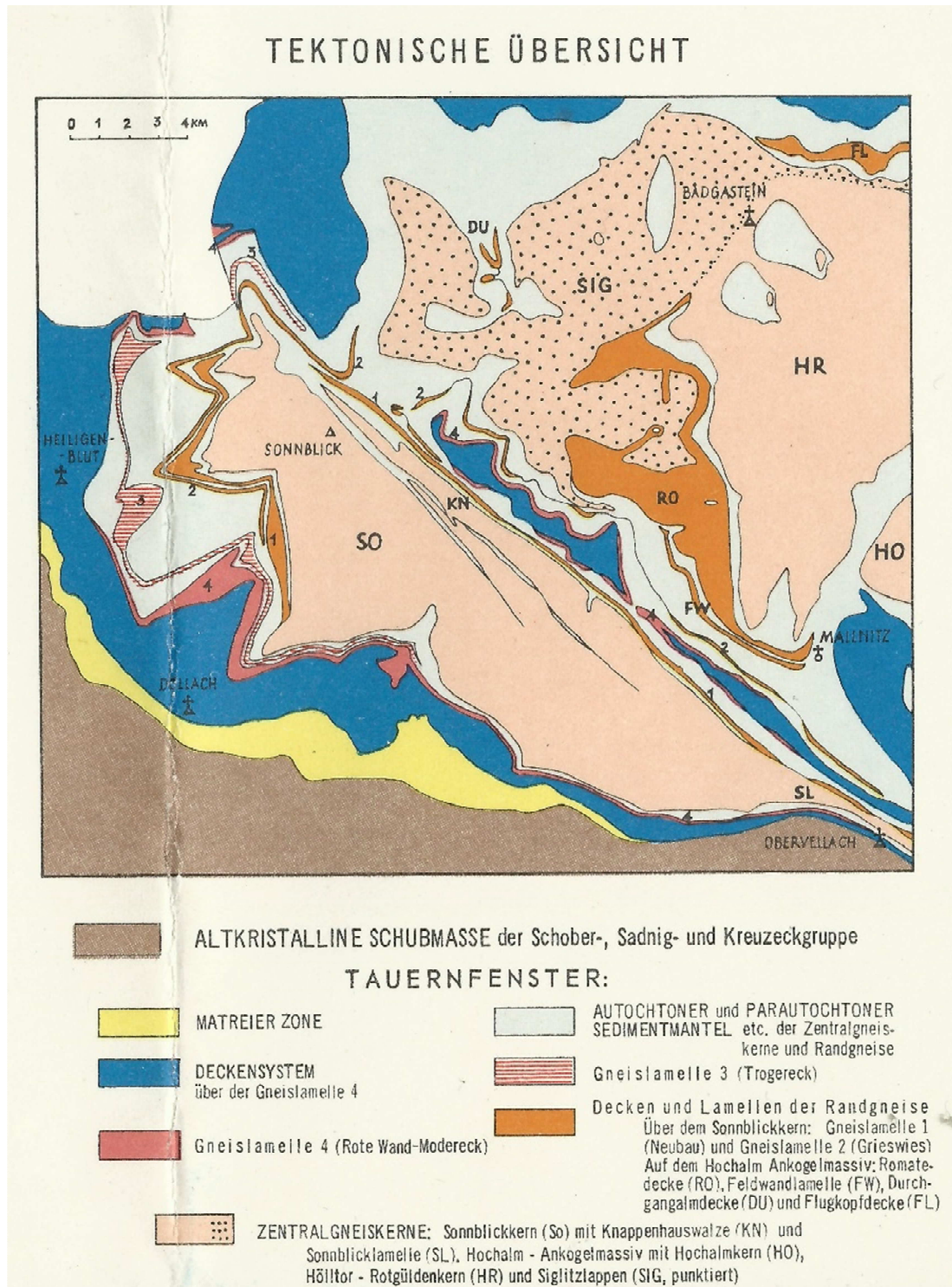


Abb. 49: Tektonische Übersicht über die Gneislamellen im östlichen Tauernfenster (Exner, 1962).

Die tektonische Gliederung richtet sich nach Exner (1957, 1962, 1964), Frisch (1974, 1976, 1977, 1980), Kurz (1996, 1998, 2001 b, c) sowie Schmid et al., (2013).

Durch die Errichtung der Verbindungs-Wasserstollen für den Hochwurten-speicher der Kelag (Kärntner-Elektrizitäts-Aktiengesellschaft) sind auch untertägige Dokumentationen der Lithologien vorhanden (Litscher, 1974, 1979; Litscher & Riedmüller 1980).

In ein präalpidisches metamorphes Basement, bestehend vorwiegend aus Amphiboliten und hellen Chlorit-Serizit-Granat-Glimmerschiefern (Woisgenschiefer), von Exner (1964) als autochthone Schiefer-Einheit über dem Sonnblickgneiskern (Abb. 50) bezeichnet, werden teilweise Granite intrudiert, die später durch Metamorphose zum Zentralgneis umgewandelt wurden. Es handelt sich um die Venediger Decke, die den Penninischen Decken zugerechnet wird, in der Literatur oft auch als Subpenninikum bezeichnet wird.

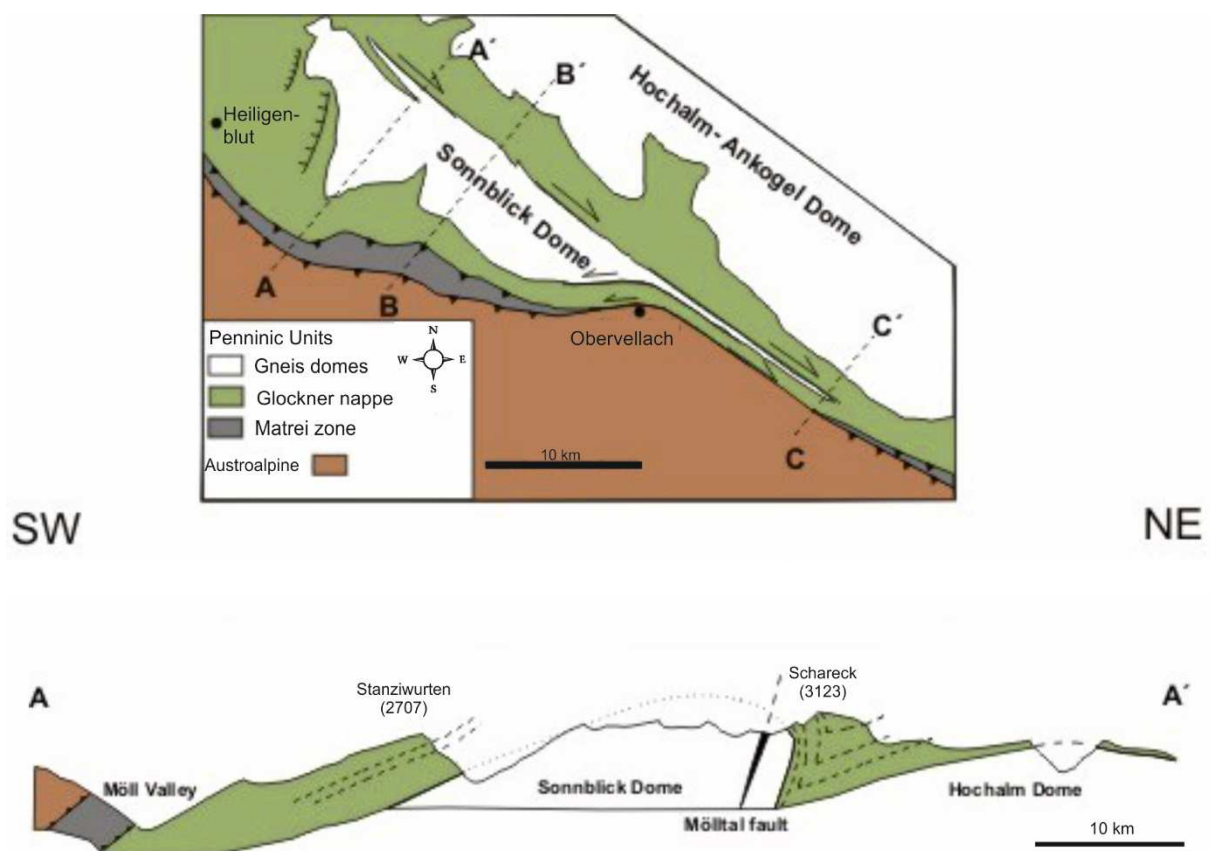


Abb. 50: oben: Lage des Profils; unten: SW-NE-Profil durch den Sonnblick-Zentralgneis-Kern verändert nach Kurz & Neubauer (1996).

Als Vertreter der Subpenninischen sowie Penninischen Decken finden sich neben der Venediger-Decke, die (Rote-Wand-) Modereck-Decke, die Glockner Decke und die Matrier Zone wieder. Weiter westlich grenzt das Ostalpine Deckensystem in Form der Schober-Gruppe an (Abb. 49, 50).

Die Rote-Wand-Modereck-Decke (Kurz et al., 1996, 1998, 2001 b, c) wird an der Basis von der Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle aufgebaut.

Der **Zentralgneis** ist ein Orthogneis, genauer ein saurer Granitgneis, ein I-Typ-Granit (Dözl Müller et al., 1989), mit Vormacht des Kalifeldspates, häufig vorliegend als grobkörniger Augengneis und porphyrischer Gneisgranit (Abb. 49, 50).

Eingeschlossen im Zentralgneis findet man auch Amphibolite, die meist in einer Matrix aus Migmatitgneisen (kleinkörniger Granit) vorliegen. Das Cover des Zentralgneises besteht aus Quarziten, Phylliten und Kalkglimmerschiefern.

Gesteine der Penninischen sowie der Subpenninischen Einheiten umfassen Orthogneise, Paragneise, Phyllite, Dunkler Glimmerschiefer, Heller Glimmerschiefer, Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer, Kalk-Marmore, Dolomit-Marmore, Quarzite und Serpentine.

Über dem Zentralgneis liegt die sogenannte **Sandkopf-Neubau-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 1)**, die aus Migmatiten, sowie feinkörnigen Gneisen mit Amphiboliten in Linsen, besteht (Abb. 49).

Diese Gneislamelle 1 kann einerseits eine eigene Decke bilden (Neubau-Decke nach Tollmann, 1968), andererseits aber auch als von Granitoiden intrudiertes Basement entsprechend dem Zentralgneis interpretiert werden.

Überlagert wird die Gneislamelle 1 von den autochthonen mesozoischen Einheiten, dem Angeltal-Marmor (Kalkmarmor) der Hochstegenfazies, teilweise graphitischen Quarziten, dunklen quarzreichen Glimmerschiefern und Phylliten.

Die Sandkopf-Neubau-Lamelle erkennt man im Kartiergebiet im Großen Zirknitztal in den Erlenwänden, der Brettwand, zwischen dem Sandkopf und dem Rotem Mann, im Kleinen Fleißtal, östlich des Gosinkopfes und der Gjaidtroghöhe, sowie im Großen Fleißtal.

Darüber befindet sich die sogenannte **Grieswies-Lonza-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 2)**, die hauptsächlich aus Albitgneis, Quarziten, Paragneisen, Hellen Glimmerschiefern, Dunklen Glimmerschiefern, Albitporphyroklastenschiefern, Hornblende-Biotit-Gneisen und Granat-führenden Gneis, Graphitquarziten, Grünschiefern und Phylliten aufgebaut ist (Abb. 49).

Auffällig ist aber auch die Beschreibung ihres Gesteinsinhaltes bestehend aus Albitgneis und Albitporphyroklastenschiefer mit Übergängen zu Quarzit.

Sie wird von Exner (1964) als abgescherter Span der Gneislamelle 1 gedeutet, Tollmann (1968) korreliert sie mit der Storz Decke.

Die metasedimentären Cover-Einheiten der Gneislamelle 2 sind dunkle phyllitische Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Quarzite, Kalkmarmore und Dolomitbrekzien (Lias-Brekzie).

Die Gneislamelle 2 ist im Kartiergebiet der beiden Zirknitztäler nicht aufgeschlossen, aber im im Gebiet des Sandkopfes und Roten Mannes, im Kleinen Fleißtal, am Gosinkopf und auf der Gjaidtroghöhe, sowie im Großen Fleißtal und auf der Arlhöhe gut zu erkennen.

Darüber liegt die **Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3)**, die aus Albitgneis und Albitporphyroklastenschiefern besteht, und von Exner (1964) als abgescherter Span der

Gneislamelle 4 interpretiert wird, während Tollmann (1975) sie mit der Storz Decke im östlichen Teil des Tauernfensters korreliert (Abb. 49).

Die Cover-Einheiten der Gneislamelle 3 sind Metasedimente in Form von Kalk- und Dolomit-Marmoren und Kalkglimmerschiefern sowie Quarziten.

Die Gneislamelle 3 findet man im Kartiergebiet in den beiden Zirknitztälern, am Trögereck, im Mölltal südlich von Apriach, weiters bei Rojach und Pockhorn, sowie im Großen Fleißtal. Die Trögereck-Lamelle ist im Kleinen Fleißtal nicht aufgeschlossen.

Die darüberliegende sogenannte **Rote-Wand-Modereck-Gneislamelle (Gneislamelle 4)** beinhaltet mittel- bis feinkörnige Mikroklin-Augengneise, sowie Übergänge zu Quarziten und Albitporphyroklastenschiefern (Abb. 49).

Exner (1964) interpretiert die Gneislamelle 4 mit den Meta-Ophiolithen im Hangenden als eine Einheit, und bezeichnet sie als „Glocknerserie“.

Tollmann (1975, 1977, 1980) beschreibt sie als Basis der Brennkogelfazies und bezeichnet sie als Modereck-Decke oder Untere Schieferhüll-Decke.

Das Cover der Roten-Wand-Modereck-Gneis-Lamelle beinhaltet Marmore, Kalkglimmerschiefer, Quarzite und Phyllite.

Die Gneislamelle 4 sieht man in den Zirknitztälern, auf der Stanziwurten, am Mauerboden, im Mölltal bei den Mittner Kasern und westlich des Flusses Möll beim Jungfernsprung in der Pockhorner Wand. Die Rote-Wand-Modereck-Gneislamelle ist im Kleinen Fleißtal nicht vertreten, und liegt im Großen Fleißtal außerhalb des Kartiergebietes beim Hinteren Modereck und der Weissenbachscharte.

In Abb. 51 sind die Gneislamellen 1, 2, 4 im Gebiet Sandkopf, Stanziwurten, Sandfeldkopf im Detail dargestellt.

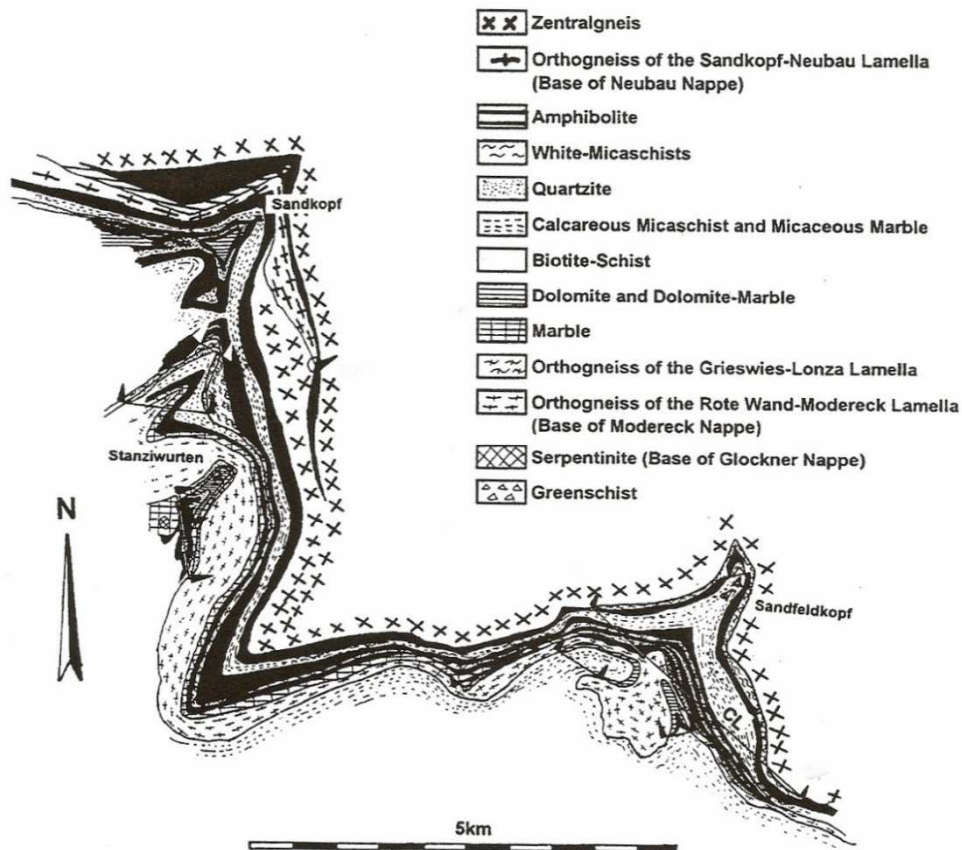


Abb. 51: Detaillierte tektonische Karte mit den Gneislamellen im SW-Teil des Sonnblickgebietes nach Exner (1962, 1964) und Kurz et al., (1996).

Weiter oberhalb findet sich die **Glockner Decke** wieder. Sie repräsentiert ein ozeanisches Basement, welches Serpentinite, Grünschiefer und Amphibolite beinhaltet (Abb. 49).

Das Cover der Glockner Decke besteht aus Kalkglimmerschiefern, Kalzit-Marmoren und Quarziten.

Exner (1964) deutet die Lithologien der Glockner Decke als Cover-Einheit der Roten-Wand-Modereck-Decke, beschreibt sie als Metasedimente, es handelt sich eben um die Quarzite (Wustkogelformation (Frisch, 1984)), metamorphe Radiolarite (Frisch, 1976), Kalkglimmerschiefer, Phyllite (Bündner-Schiefer) und Glimmermarmore mit Einschaltungen von Grünschiefern, Quarziten sowie Serpentiniten.

Tollmann (1975, 1977, 1980) beschreibt sie als Obere Schieferhüll-Decke oder eben schon als Glockner Decke.

Im obersten Anteil der penninischen Decken liegt die **Matreier Zone** mit ihren Kalkglimmerschiefern, Quarzphylliten, Serizitquarziten, Karbonatquarziten, Marmoren, Grünschiefern und Weißschiefern (Abb. 49). Letztere bezeichnen den Kontakt zum Altkristallin der Ostalpinen Deckensysteme.

Das außerhalb des Kartiergebietes gelegene **Altkristallin** der Schober-Gruppe im Westen der Matreier Zone ist durch Orthogneise, Paragneise, Granatglimmerschiefer sowie Amphibolite repräsentiert (Abb. 49).

Tab.6 soll zur Vereinfachung einen Überblick der im und um das Kartiergebiet vorkommenden Lithologien, deren Bezug zu den Gneislamellen, sowie den unterschiedlichen Decken schaffen.

Basement und Cover	Lithologien	Decken
Zentralgneis – Sonnblickgneis-Kern	Granitgneis mit Kalifeldspat- Vormacht, Augengneis	Venediger-Decken-System- Intrusion
Sandkopf-Neubau- Lamelle (Gneislamelle 1)	Kleinkörniger Granitgneis mit Amphiboliteinschaltungen, Migmatitgneis	Venediger-Decken-System
Sandkopf-Neubau- Cover	Quarzite, Phyllite und Kalkglimmerschiefer	
Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3)	Paragneis - Albitgneis	Venediger-Decken-System (Storz Decke)
Trögereck-Lamelle- Cover	Kalk-und Dolomit-Marmor und Kalkglimmerschiefer sowie Quarzit	
Rote-Wand-Modereck- Lamelle (Gneislamelle 4)	Mittel-bis-Kleinkörniger Mikroklin-Augengneis	Modereck-Decken-System
Rote-Wand-Modereck- Lamelle-Cover	Kalkglimmerschiefer, Kalk-und Dolomit-Marmor, Phyllite, Quarzite	
Glockner Decke - Basement	Serpentine, Grünschiefer und Amphibolite	Glockner Decke
Glockner Decke - Cover	Kalkglimmerschiefer, Phyllite, Quarzite und Glimmer-Marmore	
Akkretionskeil	Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Quarzphyllit, Serizitquarzit, Karbonatquarzit, Weißschiefer	Matreier Zone
Altkristallin	Orthogneise, Paragneise, Granatglimmerschiefer, Amphibolite, Quarzite	Ostalpine Deckensysteme

Tab. 6: Überblick über die Gneislamellen, Lithologien und zugeordneten Decken.

4.3 Geologische Karte der Fleißtäler und der Zirknitztäler

Die erstellte geologische Karte (Abb. 52 und im Anhang) mit dem Maßstab 1:10.000 basiert auf vier topographischen Karten von Österreich (OEK Karte 153 Grossglockner, OEK Karte 154 Rauris, OEK Karte 179 Lienz und OEK Karte 180 Winklern) im Maßstab 1:50.000.

Das zu kartierende Gebiet erstreckt sich im Oberen Mölltal von Apriach nach Norden in das Große Fleißtal und nach Nord-Osten in das Kleine Fleißtal, über Döllach (Großkirchheim) bis nach Sagritz im Süden, und weiters von Döllach nach Nord-Osten in das Große Zirknitztal sowie nach Osten in das Kleine Zirknitztal.

Besondere Beachtung fand bei der Geländeaufnahme die Erstreckung der 4 Gneislamellen (Gneislamellen 1 (Sandkopf-Neubau-Lamelle), Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle), Gneislamelle 3 (Trögereck-Lamelle) und Gneislamelle 4 (Rote-Wand-Modereck-Lamelle)) mit deren jeweiligen Cover-Einheiten, deren Stellung untereinander und deren Bezug zum Zentralgneis des Sonnblickkernes (Tab. 6).

Geologische Karte Fleißtäler und Zirknitztäler

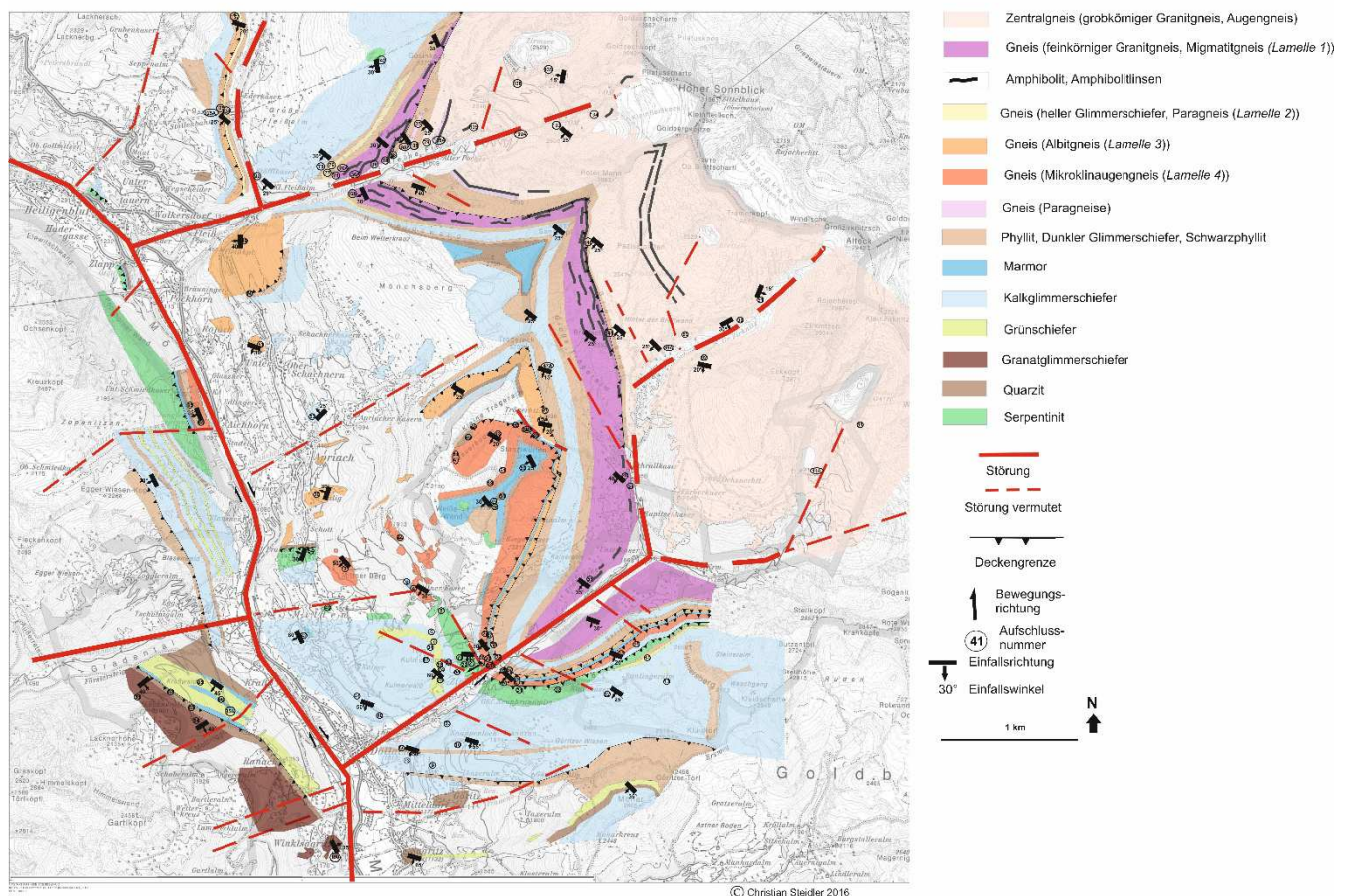


Abb. 52: Geologische Karte der Fleißtäler und der Zirknitztäler.

4.4 Geologische Profile entlang des Kleinen Fleißtales und des Zirknitztales

Profil entlang des kleinen Fleißtales

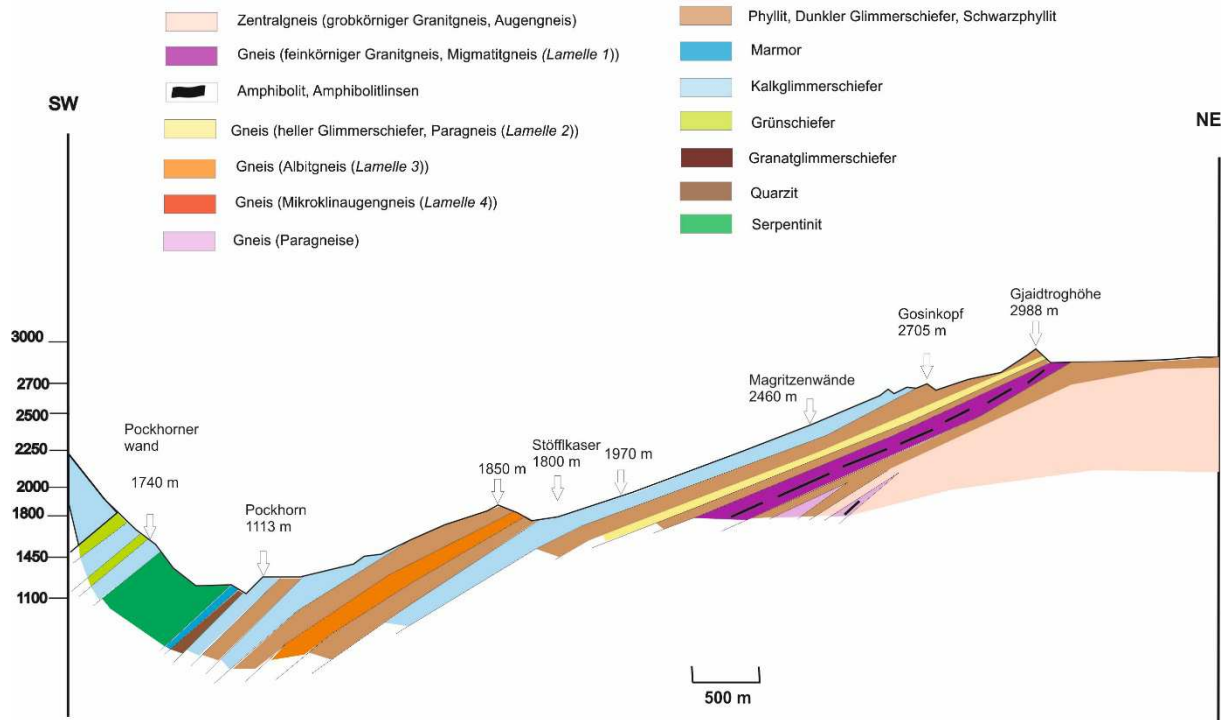


Abb. 53: SW-NE Profil entlang des Kleinen Fleißtales.

Das Profil entlang des Kleinen Fleißtales erstreckt sich von der Pockhorner Wand im SW, quer über das Oberste Mölltal und Pockhorn (113m), den Stöfflkaser, die Margritzenwände, den Gosinkopf (2705m) weiter auf die Gjaidtroghöhe (2988m) im NE (Abb. 53). Es durchschneidet von SW beginnend die Glockner Decke, die Trögerecklamelle, die Grieswies-Lonza-Lamelle, die Sandkopf-Neubau-Lamelle und endet im NE im Zentralgneis des Sonnblick-Kernes (Abb. 52).

Profil entlang des Zirknitztales

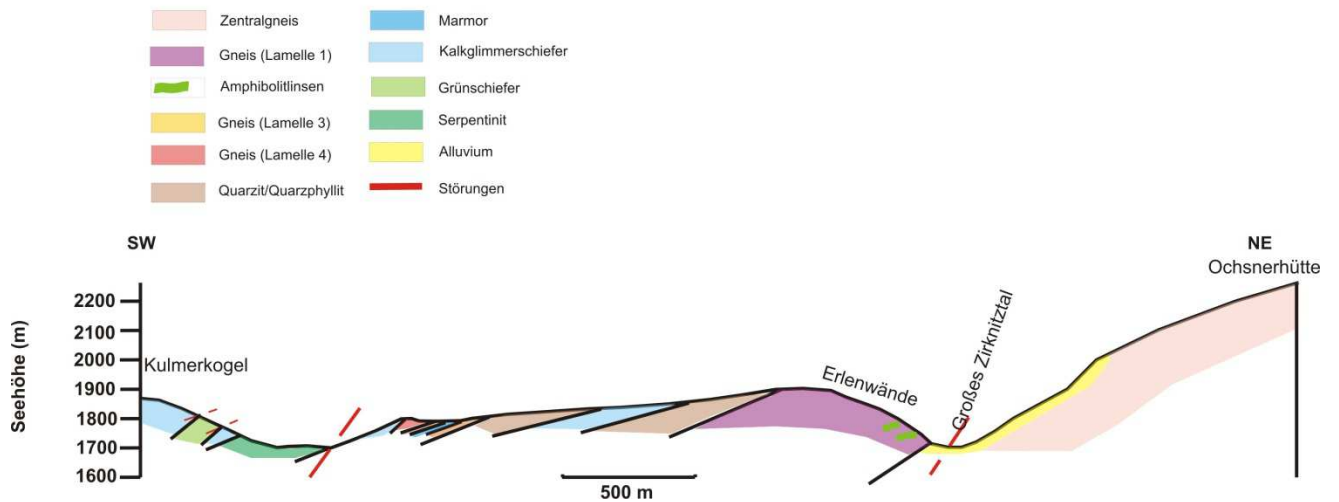


Abb. 54: SW-NE Profil entlang des Zirknitztales.

Das Profil entlang des Zirknitztales (Abb. 54) verläuft vom Kulmerkogel (1867m) im SW, über die Erlenwände, den Unterkaser, den Rupitschkaser und den Färberkaser bis zur Ochsnerhütte (2263m) am Fuße des Eckkopfes im NE. Dieses Profil durchquert von SW beginnend die Glockner Decke, die Rote-Wand-Modereck-Lamelle, die Trögereck-Lamelle, die Sandkopf-Neubau-Lamelle und endet ebenso im NE im Zentralgneis des Sonnblickkernes (Abb. 52).

4.5 Lagerung

Im Gelände erkennt man in Summe das SW-einfallende Flächengefüge des Zentralgneis-Sonnblickkernes. Die Gneislamellen und deren Cover liegen konkordant auf dem Kern auf.

Die Hauptstörungen sind meist parallel zu den Achsenrichtungen (NW-SE-streichende Faltenachsen), innerhalb der Störungsbereiche kommt es zu Abschiebungen sowie Aufschiebungen.

Im Zentralgneis-Kern haben die Schieferungsflächen ein Einfallen von 20° - 35° nach SW.

Die Gefügedaten in der Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1), in der Grieswies-Lonza-Lamelle (Gneislamelle 2), in der Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3), in der Roten-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4), und in deren jeweiligen Cover-Einheiten, sowie in der Glockner Decke des Kartiergebietes sind meistens denen des Zentralgneises entsprechend (Abb 52, 53).

Folgende prägende Gefügeelemente sind erkennbar:

- meistens NW-SE-streichende, eher flach nach SW-einfallende Schieferungsflächen
- S- bis untergeordnet SW-orientierte Streckungslineare
- im Zentralgneiskern NE-SW-streichende, flach nach SE-einfallende Schieferungsflächen, sowie E-orientierte Streckungslineare

Die aufgenommenen Gefügedaten wurden mit der Software „Gefüge 7- Ein Programm-Paket zur Darstellung und Analyse tektonischer Daten“ (Wallbrecher, E.A. & Unzog, W., (2003)) ausgewertet.

Die Schieferungsflächen werden als Großkreise und die Lineare als Durchstoßpunkte in flächentreuen Projektionen dargestellt (Wallbrecher, 1986).

4.5.1 Datendarstellung des Zentralgneises und der Gneislamellen 1, 2 & 3 im Bereich der beiden Fleißtäler

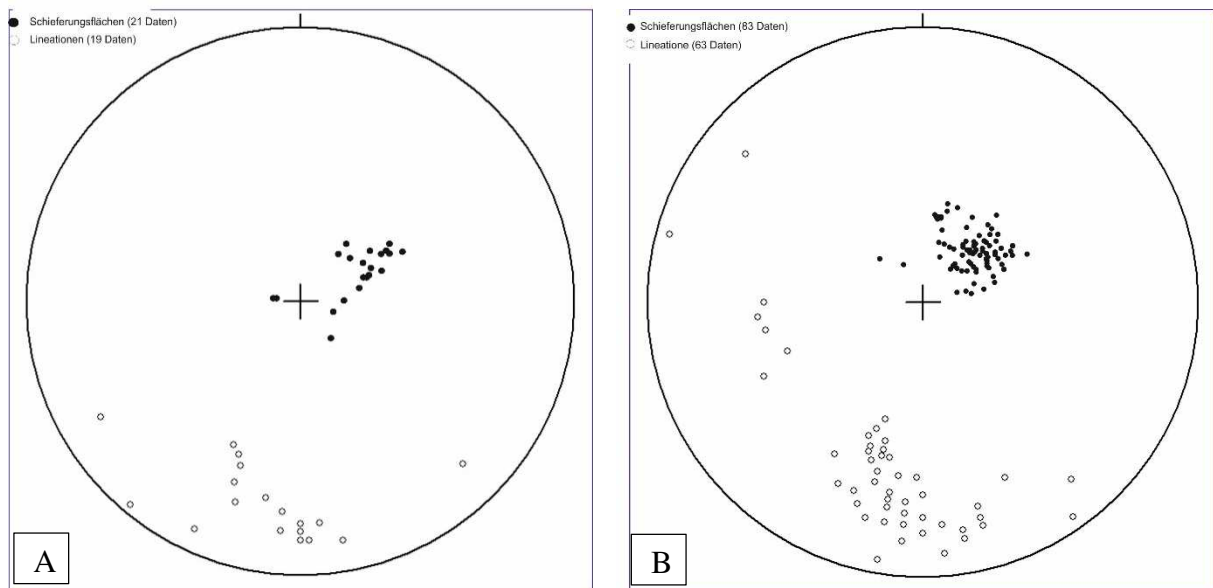


Abb. 55: Daten-Plots (Lagenkugelprojektion, Untere Halbkugel): A: Schieferungsflächen und Lineationen des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den Fleißtälern; B: Schieferungsflächen und Lineationen der Gneislamellen 1, 2 & 3 in den Fleißtälern.

Der Daten-Plot des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den beiden Fleißtälern (Abb. 55 A) zeigt N-S-streichende und flach nach W-einfallende Schieferungsflächen, sowie hauptsächlich S- bis SSW-orientierte Streckungslineare.

Der Daten-Plot der Gneislamellen (1, 2 & 3) in den beiden Fleißtälern (Abb. 55 B) zeigt NW-SE-streichende und flach nach SW-einfallende Schieferungsflächen, sowie hauptsächlich S- bis SSE-orientierte und W-orientierte Streckungslineare.

Zusammenfassend lassen sich in den Gneislamellen 1,2 & 3 in den Fleißtälern folgende prägende Gefügeelemente erkennen:

- N-S-streichende, flach nach W-einfallende Schieferungsflächen im Zentralgneis
- NW-SE-streichende, eher flach nach SW-einfallende Schieferungsflächen in den Gneislamellen 1, 2 & 3
- vorwiegend S-orientierte Streckungslineare
- untergeordnet W-orientierte Streckungslineare

4.5.2 Datendarstellung des Zentralgneises, der Gneislamellen 1, 3 & 4, und der Glockner Decke im Bereich der beiden Zirknitztäler und im Oberen Mölltal

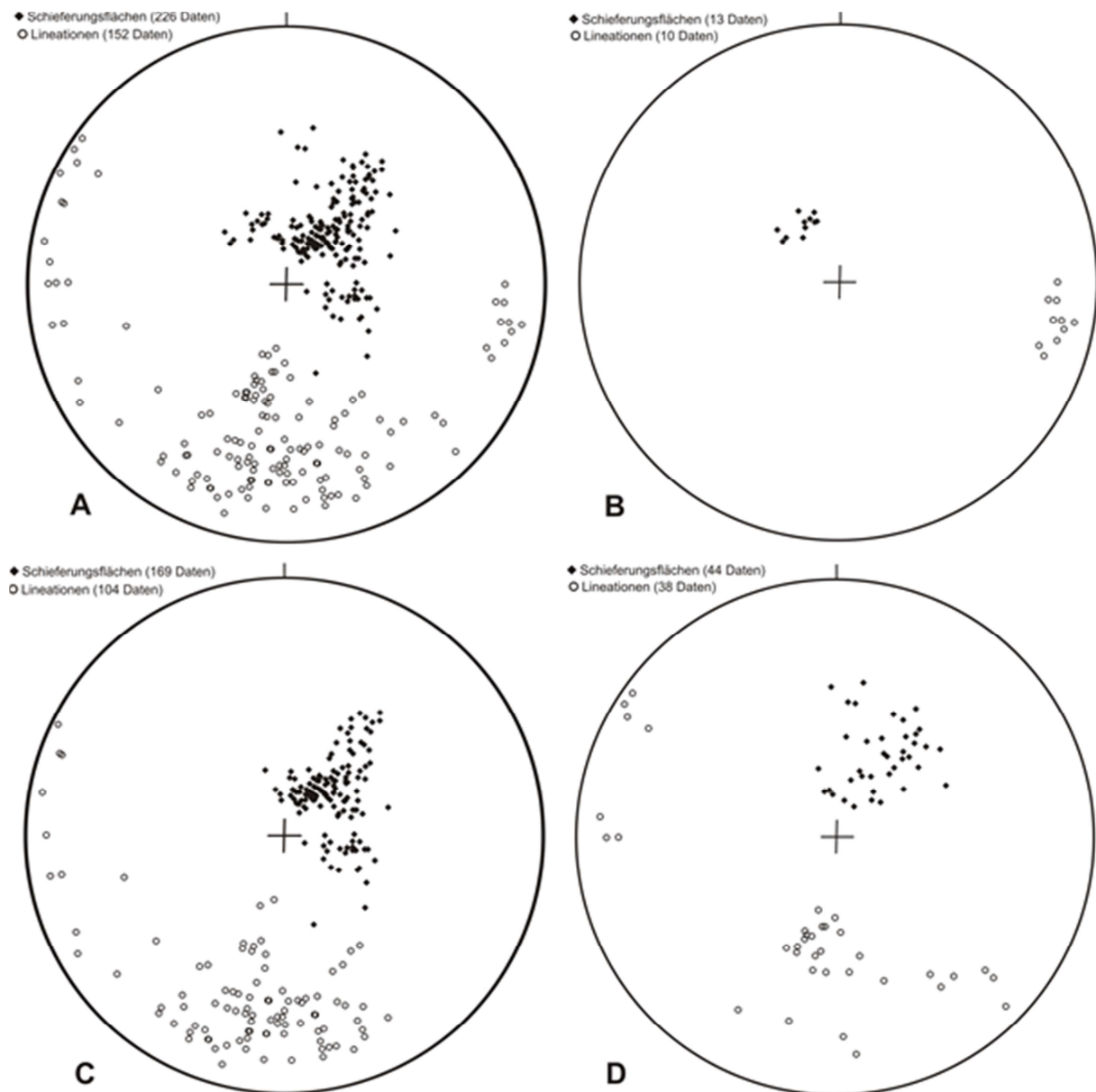


Abb. 56: Daten-Plots (Lagenkugelprojektion, Untere Halbkugel): A: Alle Schieferungsflächen und Lineationen in den Zirknitztälern und im Oberen Mölltal östlich des Flußes Möll; B: Schieferungsflächen und Lineationen des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den Zirknitztälern; C: Schieferungsflächen und Lineationen der Gneislamellen 1, 3 & 4 in den Zirknitztälern und im Mölltal östlich des Flußes Möll; D: Schieferungsflächen und Lineationen der Glockner Decke im Zirknitztal und im Mölltal östlich des Flußes Möll.

Der Daten-Plot (Abb. 56 A) zeigt alle in den Zirknitztälern und im Oberen Mölltal östlich des Flußes Möll aufgenommenen Schieferungsflächen und Streckungslineationen des Kartiergebietes. Unabhängig von den einzelnen Decken bzw. Lamellen wurden diese in einem Plot zusammengefasst, um die Gesamtsituation der Lagerungsverhältnisse darzustellen.

Der Daten-Plot des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den beiden Zirknitztälern (Abb. 56 B) zeigt NE-SW-streichende und flach nach SE-einfallende Schieferungsflächen, sowie E-orientierte Streckungslineare.

Der Daten-Plot der Gneislamellen (1, 3 & 4) in den beiden Zirknitztälern und im Oberen Mölltal östlich des Flußes Möll (Abb. 56 C) zeigt NW-SE- bis WNW-ESE-streichende und flach nach SW-einfallende, zusätzlich N-S- streichende und flach nach W-einfallende Schieferungsflächen, sowie hauptsächlich S-bis-SW-orientierte Streckungslineare.

Der Daten-Plot der Glocknerdecke im Zirknitztal und im Oberen Mölltal östlich des Flußes Möll (Abb. 56 D) zeigt den Gneislamellen entsprechend NW-SE-streichende und mittelsteil nach SW-einfallende Schieferungsflächen. Die Lineation ist hauptsächlich S- und SE-orientiert, weist aber auch W-Orientierung auf.

Zusammenfassend lassen sich in den Gneislamellen und der Glocknerdecke in den beiden Zirknitztälern und im Oberen Mölltal folgende prägende Gefügeelemente erkennen:

- NW-SE-streichende, eher flach nach SW-einfallende Schieferungsflächen
- vorwiegend S-orientierte Streckungslineare
- untergeordnet W-orientierte Streckungslineare

Die beiden Richtungen der Lineationen in Zirknitztälern und Fleißtälern (Abb. 55, 56) könnten auf unterschiedliche Deformationsereignisse hinweisen, die zu einer Überprägung der Hauptlineation, welche S-gerichtet ist, führte. Die untergeordneten W-gerichteten Lineare können einerseits auf eine Großfaltung hinweisen, andererseits könnte auch die laterale Extensionstektonik für diese Lineationsrichtung mitverantwortlich sein.

4.6 3D-Interpretation des Kartiergebietes

Abb. 57 zeigt ein 3D-Modell des Kartiergebietes Blick Richtung Osten in die Goldberggruppe mit den beiden Fleißtälern, den beiden Zirknitztälern und dem Obersten Mölltal mit den Orten Heiligenblut, Apriach und Großkirchheim (Döllach) (Abb. 1, 2, 3 und Abb. 52). Am unteren Bildrand erkennt man noch die Ausläufer der Schober-Gruppe. Von links nach rechts sieht man das Große Fleißtal, das Kleine Fleißtal, das Große Zirknitztal, das Kleine Zirknitztal und das Astner Moos. Im Hintergrund nach Osten blickend erkennt man den Zentralgneis des Sonnblickkernes (Rosarot), gefolgt von den Gneislamellen 1 (Sandkopf-Neubau-Lamelle) (Lila), Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle) (Gelb), Gneislamelle 3 (Trögereck-Lamelle) (Orange) und Gneislamelle 4 (Rote-Wand-Modereck-Lamelle) (Rot) mit ihren jeweiligen Coverinheiten (Grau). Weiter nach Westen über der Gneislamelle 4 sieht man die Glockner-Decke mit ihren Serpentiniten (Grün) und Kalkglimmerschiefern (Grau). Von Osten verlaufend über Görzitz und Putschall und weiter nach Nordwesten ziehend erkennt man die Matreier-Zone (Grau, Hellgrün und Hellbraun). Südlich der Orte Sagritz und Ranach liegt das Altkristallin der Sadniggruppe und der Schobergruppe (Dunkelbraun).

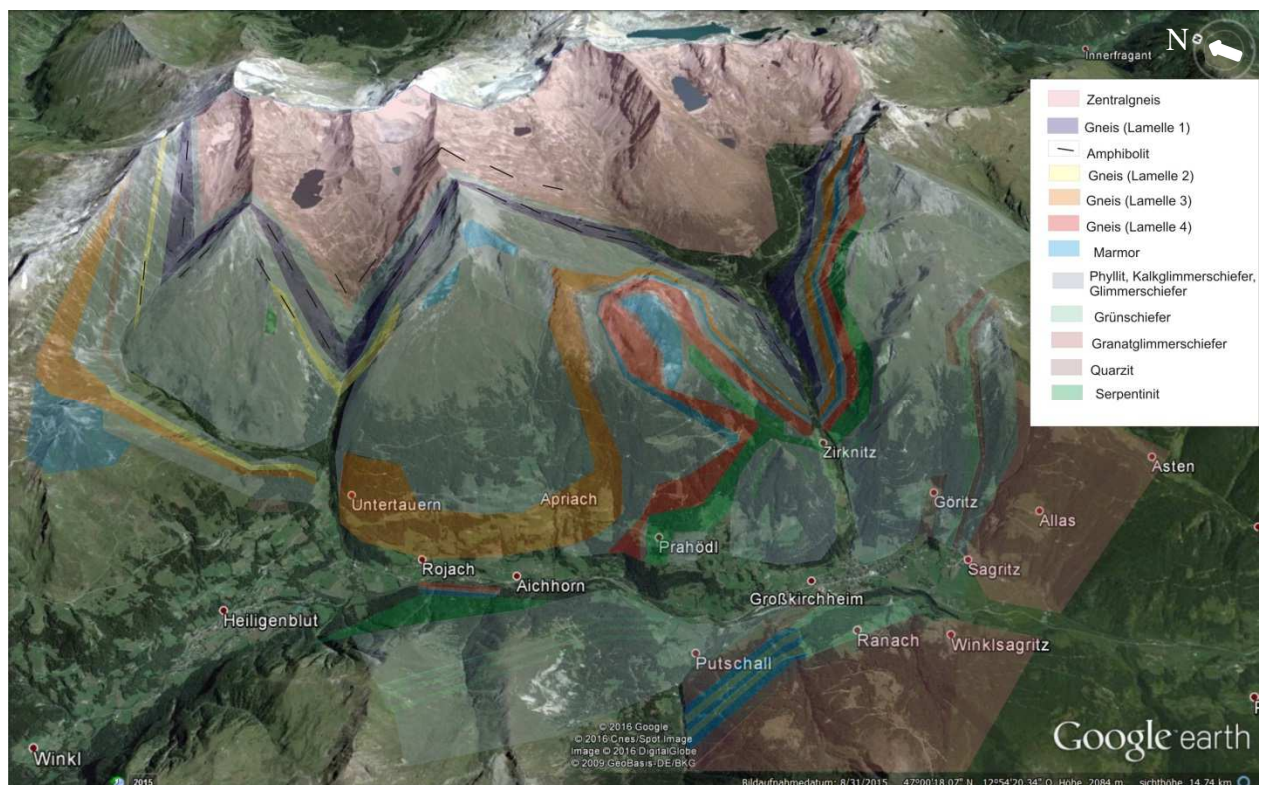


Abb. 57: Tektonisches 3D-Modell des Kartiergebietes Fleißtälere - Zirknitztäler - Oberes Mölltal, Blick Richtung Osten (Google Earth freeware, 2016, Google Inc.).

5 DEFORMATIONSMECHANISMEN

Das Deformationsverhalten von Mineralen und Gesteinen ist von einigen internen und externen Parametern abhängig.

Als interne Parameter beeinflussen mineralspezifische Eigenschaften (Gitterabstände, bevorzugte Orientierung von Kristallgitterelementen (Kristallflächen & Achsen)), Diffusionsverhalten, Korngröße, Unregelmäßigkeiten in den Mineralen (Gitterfehlstellen), Interaktion unterschiedlicher Mineralphasen, intergranulare Fluidverteilung, Permeabilität und Porosität das Deformationsverhalten.

Temperatur, lithostatischer Druck, Differential-stress, Fluid-Druck und strain-rate beeinflussen als externe Parameter die Verformung von Mineralen und Gesteinen (Abb. 58 und 59).

Nachfolgende Beschreibungen der Deformationsmechanismen beruhen weitestgehend auf Passchier & Trouw (1998, 2005).

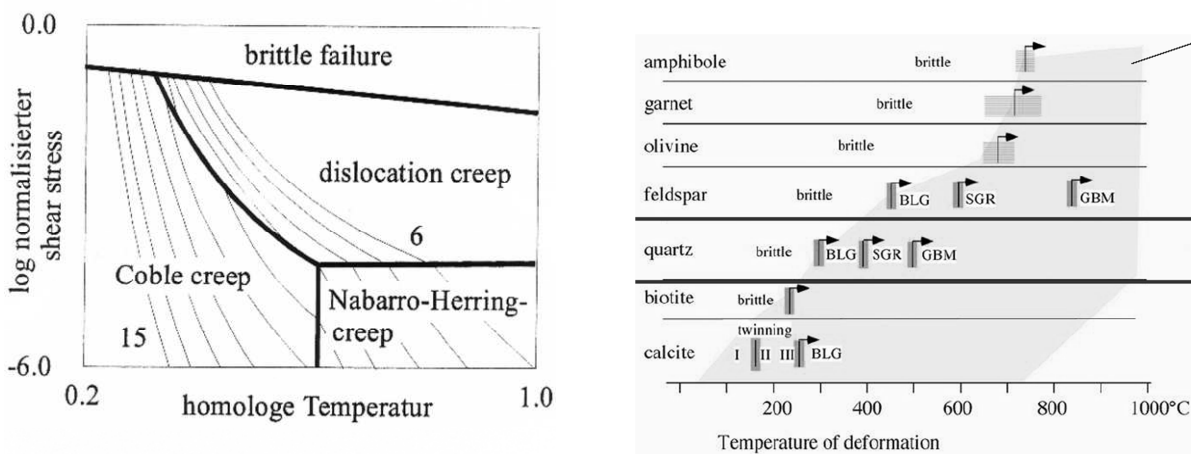


Abb. 58: linkes Bild: Deformationsmechanismenkarte für Quarz bei $p = 100 \text{ MPa}$ und einer Korngröße $= 10 \mu\text{m}$ nach Passchier & Trouw (1998, 2005); rechtes Bild: Bereich der kristallplastischen Deformation von Mineralen in Abhängigkeit von der Temperatur (Passchier & Trouw, 1998, 2005).

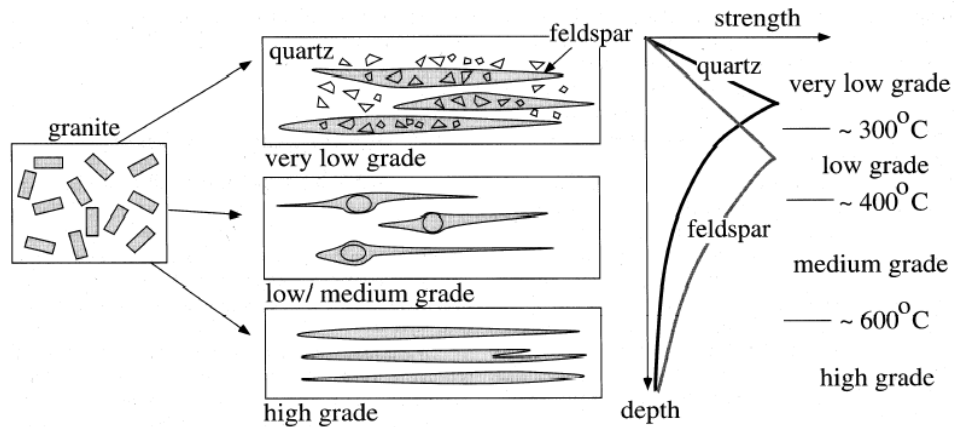


Abb. 59: Veränderung im Deformationsverhalten von Quarz- und Feldspat-Aggregaten mit zunehmender Tiefe nach Passchier & Trouw (1998, 2005).

5.1 Kataklastisches Fließen (cataclastic flow)

Kataklastisches Fließen (Abb. 58 linkes Bild) ist ein spröder Prozeß der durch mechanische Zerkleinerung von Gesteinen erreicht wird, dabei rotieren und gleiten die Gesteins-Fragmente aneinander vorbei, sie werden dadurch in immer kleinere Teile zerlegt.

Kataklastisches Fließen tritt bei niederen Temperaturen, hohen strain-Raten oder bei hohem Fluid-Drucken auf. Die Form der Gesteine verändert sich bei spröder Deformation zu Gouge, Kataklasiten und tektonischen Brekzien, sie verlieren ihre Vorzugsrichtungen. Großer Porenfluiddruck beschleunigt dies und ist für Kluffüllungen in Kataklasiten verantwortlich. Kataklastisches Fließen ist bei allen Temperaturen möglich und ist bei sehr hohen Differentialspannungen ein sehr wichtiger Parameter.

5.2 Drucklösung (pressure solution)

Drucklösung tritt auf, wenn der interne stress im Inneren der Körner hoch ist. Die Gitterstellen der Korn-Kontakt-Punkte sind stärker komprimiert als die anderen Teile des Kornes, sie haben in diesem Bereich hohen Differential-stress (Abb. 60a). Dadurch löst sich an diesen stress-Punkten Material, welches an die Seiten der Körner mit wenig Differential-stress transportiert wird, also lagert es sich an die freien Korngrenzbereiche, die in Kontakt mit dem Fluid sind, an (Abb. 60b). Der Lösungstransport kann über weite Strecken erfolgen und Druckschattenbildung oder Kluffüllung bewirken. Dieser Mechanismus tritt vor allem unter niedriggradigen Metamorphosebedingungen und bei feinkörnigen Mineralgemengen auf. Die Änderung der Kornform geschieht ohne eine interne Deformation.

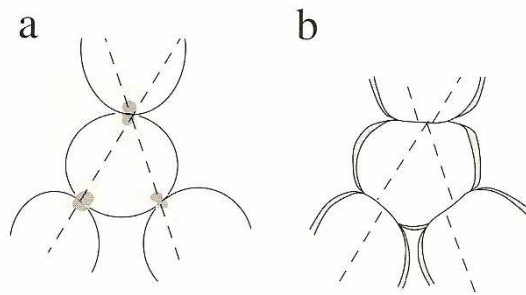


Abb. 60: Kornformveränderung durch Drucklösung (Passchier & Trouw, 1998).

5.3 Intrakristalline Deformation (dislocation glide/climb/creep)

Intrakristalline Deformation tritt dann auf, wenn Kristalle deformiert werden ohne spröde zu zerbrechen, dabei kommt es zur Wanderung von Fehlstellen im Gitterbau. Man unterscheidet zwischen Punkt- und Liniendefekten. Punktdefekte ergeben sich durch einzelne fehlende oder zusätzliche Atome oder Moleküle im Atomgitter, und Liniendefekte entstehen beim Einbau nicht vollständiger Gitterebenen. Die Dislokationen werden durch den Burgers-Vektor erfasst, wobei der Betrag und die Richtung aus einer die Fehlstelle umhüllenden Kurve abgeleitet werden. Kommt es während der intrakristallinen Deformation nur zum Gleiten von Fehlstellen, spricht man von **dislocation glide**. Eine bestimmte Gleitebene kombiniert mit einer bestimmten Gleitrichtung wird zu einem Gleitsystem zusammengefasst. Welche Gleitsysteme im Kristall aktiviert werden, ist abhängig von der Orientierung und Größe des stress-Feldes und von der Temperatur. Dabei entsteht eine bevorzugte Orientierung des Kristallgitters (lattice preferred orientation – LPO).

Kommt es zu Überschneidung verschiedener Gleitsysteme, kann die Bewegung bestehender oder neu gebildeter Fehlstellen blockiert werden. Diesen Prozess, bei dem das Kristallgitter schwieriger zu deformieren ist, bezeichnet man als strain hardening.

Durch das Wandern von unbesetzten Atomplätzen in gleichen Ebenen ergibt sich ein Klettern über blockierte Bereiche. Durch diesen Prozess von **dislocation climb** können solche Blockaden im Kristallgitter aufgehoben werden. Dieser Mechanismus der Kombination von deformation climb und deformation glide ist bekannt als **dislocation creep** (Abb.58 linkes Bild).

Das Resultat der Verlagerungen wird unter dem Mikroskop als undulöses Auslösen (Kristalle löschen unter gekreuzten nicht homogen aus) und als Deformations-Lamellen (mit hohem optischen Relief und deutlicher Vorzugsrichtung) beobachtet.

Intrakristalline Deformation erfolgt generell leichter bei höheren Temperaturen und geringer Stress-Rate.

5.4 Verzwillingung (twinning)

Einige Minerale wie Kalzite oder Plagioklase werden neben dislocation creep und dislocation glide durch Verzwillingung (Abb. 61) deformiert. Es kann damit aber nur eine geringe Menge an strain in ganz speziellen kristallographischen Richtungen aufgenommen werden. Somit sind zusätzliche Deformationsmechanismen nötig, um größere strain-Beträge unterzubringen. Verzwillingung tritt meist in niedrigtemperierten Deformationsbereichen auf.

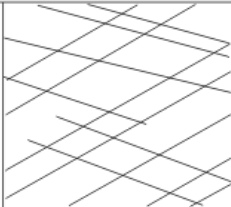



				
	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4
Geometry	- thin twins - straight - rational	- thick - straight - slightly lense shaped - rational	- curved thick twins - twins in twins - completely twinned - irrational	- thick, patchy - sutured twin boundaries - trails of tiny grains - irrational
Description	- 1, 2 or 3 sets per grain			
Interpretations	- little deformation - little cover - very low temperature - (Postmetamorphic) - (late tectonic)	- considerable deformation - completely twinned - Grains are possible - syn- or postmetamorphic	- large deformation - intracrystalline deformation - syn-metamorphic	- large deformation - dynamic recrystallization (Grain boundary migration) - pre- or syn-metamorphic
Temperature	< 200°C	150 - 300°C	> 200°C	> 250°C

Abb. 61: Klassifikation von Kalzitzwillingen nach ihrem Erscheinungsbild im Dünnschliff; die Ausbildungsform ist vorwiegend von der Deformationstemperatur abhängig nach Burkhard (1993).

5.5 Verheilung (recovery)

Dislokationen sind das Ergebnis von Differential-stress im Kristallgitter. Wenn das Kristallgitter frei von Dislokationen ist, dann haben die Kristalle intern nur eine minimale strain-Energie. Bei Deformation kommt es durch Änderung der Atomgitterabstände zu einer Erhöhung der internen strain-Energie, und dadurch zu einer Induktion von Dislokationen.

Verheilungsmechanismen und Rekristallisationsmechanismen sind gegenläufige Prozesse, die interne Energie abbauen, also Fehlstellen wieder ordnen, da der Kristall mit einem Minimum an interner Energie am stabilsten ist.

Als Resultat der Verheilungs-Mechanismen entstehen subgrain walls oder subgrain boundaries (Gitterebenen mit einer Fehlstellenkonzentration). Diese Grenzen trennen vom Kristall einzelne Korn-Fragmente (subgrains) ab.

Unter dem Mikroskop sieht man durch die Verheilungsprozesse eine einheitliche Auslöschung unter gekreuzten Polarisatoren (Abb. 62).

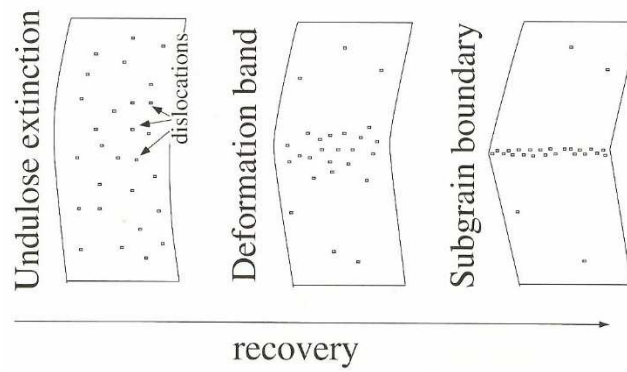


Abb. 62: Schematische Darstellung des Recovery (Passchier & Trouw, 1998).

5.6 Rekristallisation (recrystallisation)

Folgende drei Prozesse der Rekristallisation können unterschieden werden (Abb. 63):

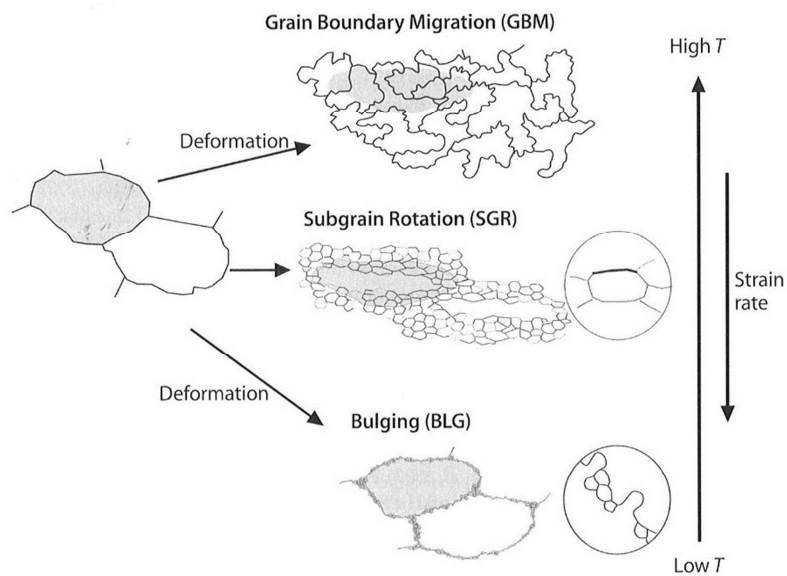


Abb. 63: Korngrenzenveränderung in den Deformationsregimen nach Passchier & Trouw (2005).

5.6.1 bulging recrystallisation (BLG)

Wenn eine Differenz in den Dislokations-Dichten zweier benachbarte Körner besteht, dann beginnen die Korngrenzen sich in das Korn mit der höheren Dichte auszubuchten (bulge) (Abb. 64).

Die Ausbuchtungen können sich zu neuen Körnern entwickeln, wobei die Körner mit höherer Dislokations-Dichte zur Gänze aufgezehrt werden können. Eine mögliche Entwicklung ist, dass ein altes Korn von neu durch bulging gebildeten Körnern, eingefasst wird. Dieses Phänomen wird als Core-Mantel-Textur bezeichnet, und tritt häufig beim Übergang von bulging (BLG) zu subgrain rotation (SGR) crystallisation auf. Bulging tritt normalerweise bei eher niederen Temperaturen auf.

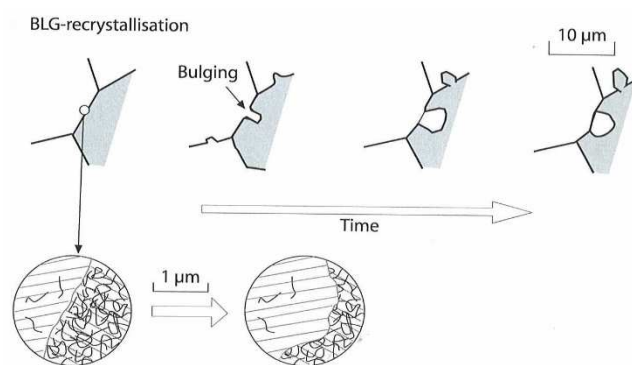


Abb. 64: Prozess des BLG (Passchier & Trouw, 2005).

5.6.2 subgrain rotation recrystallisation (SGR)

Zu subgrain rotation kommt es, wenn fortlaufend Gitterfehlstellen den Subkorngrenzen hinzugefügt werden. Die Dislokationen klettern relativ unbeeinflusst von einer Gitterebene zur nächsten Gitterebene. Der Winkel zwischen dem Kristallgitter an beiden Seiten der Subkorngrenze nimmt zu, bis schlussendlich das Subkorn nicht mehr als Teil des ursprünglichen Kornes gesehen werden kann.

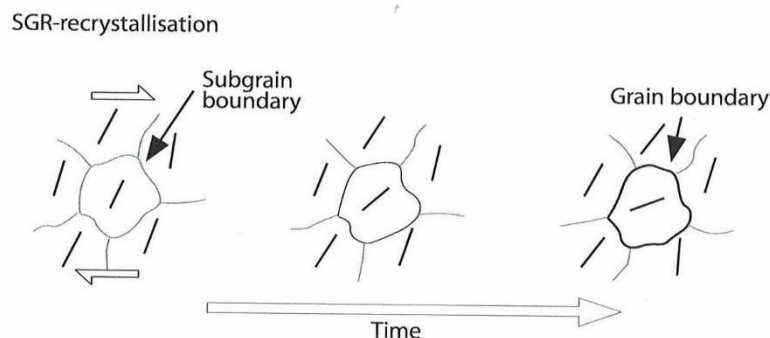


Abb. 65: Prozess des SGR (Passchier & Trouw, 2005).

Somit kommt es zu einer Umorientierung im Kristallgitter, und die kristallographischen Achsen liegen im neuen Subkorn in einem anderen Winkel vor (Abb. 65)

5.6.3 grain boundary migration recrystallisation (GBM)

Wenn die Temperatur hoch genug ist, dann haben die Korngrenzen eine sehr hohe Mobilität, und es beginnen sich die Dislokationen zu bewegen. Atome in der Korngrenze eines Kristalls mit hoher Dislokations-Dichte lösen sich dort leicht ab, und lagern sich beim Kristall mit geringer Dislokationsdichte an, dadurch wächst der Kristall mit geringerer Deformation auf Kosten des Kristalles mit höherer Deformation. Die Korngrenzen haben eine lobate Form und zeigen variable Korngrößen (Abb. 66).

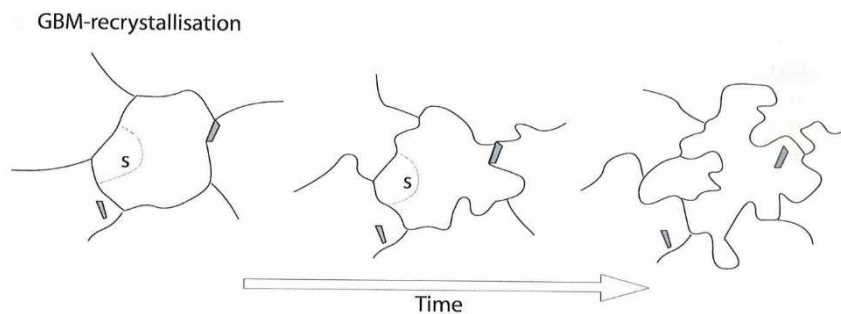


Abb. 66: Prozess des GBM (Passchier & Trouw, 2005).

5.6.4 grain boundary area reduction (GBAR)

Korngrenzen sind regellose Strukturen mit hoher freier interner Energie, eine allgemeine Reduktion der Korngrenzen kann somit die interne freie Energie reduzieren. Somit sind gerade Korngrenzen und große Körner erwünscht, es kommt zur Ausbildung von großen polygonalen Körnern. Grain boundary area reduction (GBAR) tritt während der Deformation auf, der Effekt wird aber nach dem Ende der Deformation speziell bei hohen Temperaturen dominant.

In monomineralischen Gesteinen sind Triple-Punkte (mit 120° -Winkeln) auffällige Erscheinungen in den Kontakten der polygonalen Kristalle (Abb. 67).

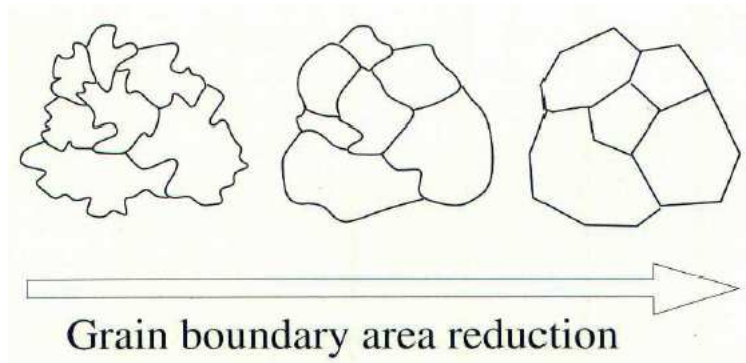


Abb. 67: Prozess des Grain Boundary Area Reduction (GBAR) mit steigender Temperatur nach Paschier & Trouw (1998, 2005).

5.6.5 solid-state diffusion creep

Bei sehr hohen Deformationstemperaturen kommt es zur Migration von nichtbesetzten Atomgitterplätzen durch oder entlang des Kristallgitters. Man kann zwei Typen von solid state diffusion creep unterscheiden, **coble creep** und **nabarro-herring creep** (Abb. 58 linkes Bild). Bei coble creep diffundieren die Leerstellen im Kristallgitter entlang der Korngrenzen, bei herring-nabarro creep durchwandern die Leerstellen das Kristallgitter vollkommen durchgehend.

5.6.6 grain boundary sliding und superplasticity

Vor allem bei sehr kleinen Korn-Aggregaten können Kristalle sehr rasch aneinander vorbeigleiten, während die Entwicklung von Lücken zwischen den Kristallen durch solid-state diffusion creep oder durch die Auflösung und Abtrennung durch Korngrenzen-Fluide behindert wird. Dieser Deformations-Prozess wird **grain boundary sliding** genannt. Auch bei hohen strain-Werten können die einzelnen Körner aneinander vorbeigleiten, ohne zusätzlich deformiert zu werden, was als **superplasticity** bezeichnet wird.

5.6.7 static recrystallisation

Dieser Prozeß entwickelt sich nachdem die Deformation gestoppt hat, die Rekristallisation aber weitergeht. Dies ist nur der Fall wenn die Temperatur hoch genug ist oder Fluide vorhanden sind. Instabile Minerale werden durch stabile ersetzt, das Durcheinander der Dislokationen wird abgebaut, und die Korngrenzen werden begradigt. Wenn die Dislokations-Dichte stimmt und die Temperatur hoch genug ist, dann können die Körner ohne Beanspruchung zu großer Größe mit irregulärer Form wachsen.

6 MIKROGEFÜGE

In den Dünnschliffen wurden bei den Quarz-Mikrostrukturen besonderes Augenmerk auf die Korngrenzen und mögliche Rekristallisation gelegt, vorgegangen wurde dabei nach den Beschreibungen von Stipp et al. (2002), Passchier & Trouw (1998, 2005), Twiss & Moores (1992), Meschede (1994) sowie Kurz et al. (2000b, 2001a). Wichtig dabei war eine Abschätzung der Temperaturen und der dadurch geschehenen Metamorphoseereignisse sowie der Deformationsbedingungen.

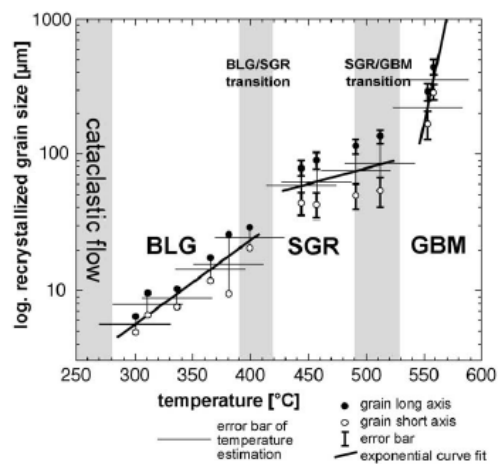


Abb. 68: Deformationsregime nach Stipp et al. (2002).

6.1 Kristallplastische Deformation von Quarz

Bei Quarz kann man in Abhängigkeit von der strain-rate und Temperatur diese 5 unterschiedliche Regime (Abb. 68, Tab.7) unterscheiden:

	Deformations-Regime	Temperatur
1.	Cataclastic flow	250°C – 300°C
2.	Bulging (BLG)	300°C – 400 °C
3.	Subgrain rotation recrystallization (SGR)	400°C – 550°C
4.	Grain boundary migration recrystallization (GBM)	550°C – 650°C
5.	Grain boundary area reduction (GBAR)	> 650°C

Tab. 7: Die 5 Regime der kristallplastischen Deformation von Quarz.

Im Folgenden werden die, für die in Kapitel 5 angeführten Deformationsmechanismen, charakteristischen Gefügeausprägungen sowie optischen Eigenschaften der Quarzkörner und die Einordnung in einen Temperaturbereich beschrieben:

cataclastic flow: Korngrößenzerkleinerung erfolgt vor allem durch Bildung von Mikrobrüchen. Das Gefüge ist charakterisiert durch homogene Korngrößen und buchtige Korngrenzen. Kataklastisches Fließen ist durch eine brüchige Deformation definiert, welche Mikrobrüche unterschiedlicher Länge erzeugt. Diese Mechanismen können in geringem Ausmaß mit kristallplastischen Deformationen, wie undulöse Auslöschung, Deformationslamellen und verheilten Korngrenzen, einhergehen. Innerhalb der Mikrobrüche ist eine Bildung von Subkörnern möglich. Im Bereich des Cataclastic Flow herrschen Temperaturen zwischen 250°C-300°C.

bulging recrystallisation (BLG): Die Variation der Korngrößen reicht von geringem bis großen Längen-Breiten-Verhältnis; bei steigender Temperatur nimmt das Längen-Breiten-Verhältnis zu. Weitere Kriterien sind Deformationslamellen, undulöses Auslöschen, Scherbänder entlang von Brüchen und Subkörnern, kink-bands und lobate Korngrenzen.

Mit zunehmender Temperatur sinkt die undulöse und uneinheitlich Auslöschung, und die Zahl der rekristallisierten Körner nimmt zu. Im Bulging-Recrystallisation-Regime herrschen Temperaturen zwischen 300°C-400°C.

subgrain rotation recrystallisation (SGR): Beim Übergang von BLG zu SGR zeigen sich häufig Kern-Mantel-Gefüge. Der Prozess der dynamischen Rekristallisation wird vor allem durch Subkornrotation dominiert. Die Subkörner zeigen einheitliche Korngrößen, wobei die Korngrenzen wesentlich gerader erscheinen als bei BLG. SGR beschreibt den Übergang zwischen Subkörnern mit low-angle-boundaries zu Körnern mit high-angle-boundaries. Die rekristallisierten Körner zeigen keine intakristallinen Deformationsmechanismen und sind somit strain-free. Bei hohen Temperaturen im SGR-Bereich nahe zum GBM-Bereich werden die gebildeten Subkörner konsumiert. Im Subgrain-Rotation-Recrystallisation-Regime liegen die Temperaturen zwischen 400°C-550°C.

grain boundary migration recrystallisation (GBM): Die Korngrenzen sind wieder zunehmend lobat und zahlreiche Mikrostrukturen wie „left over grains“, „pinnig structures“ und „window structures“ treten sehr häufig auf. Es wachsen Körner mit eigenartigen Deformationen. Bei diesem Prozeß reduziert sich die interne freie Energie, die Bildung von neuen Rekristallisaten wird dadurch gefördert, es entstehen zunehmend polygonale Kornformaggregate. Grain-Boundary-Migration-Recrystallisation tritt bei Temperaturen zwischen 550°C-650°C auf.

grain boundary area reduction (GBAR): Wenn die Temperatur sehr hoch ist, die Deformation schon gestoppt hat, dann kann die Rekristallisation von neuen Körnern weitergehen, wenn genügend Fluide an den Subkorngrenzen vorhanden sind. Die Korngrenzen werden somit weiter reduziert, es entsteht ein typisches Schachbrett-Auslöschungs-Muster.

Die Temperaturen im GBAR-Regime liegen über 650°C.

Zur Beschreibung der Mikrogefüge in den Dünnschliffen wird die Nomenklatur aus Abb. 69 herangezogen.

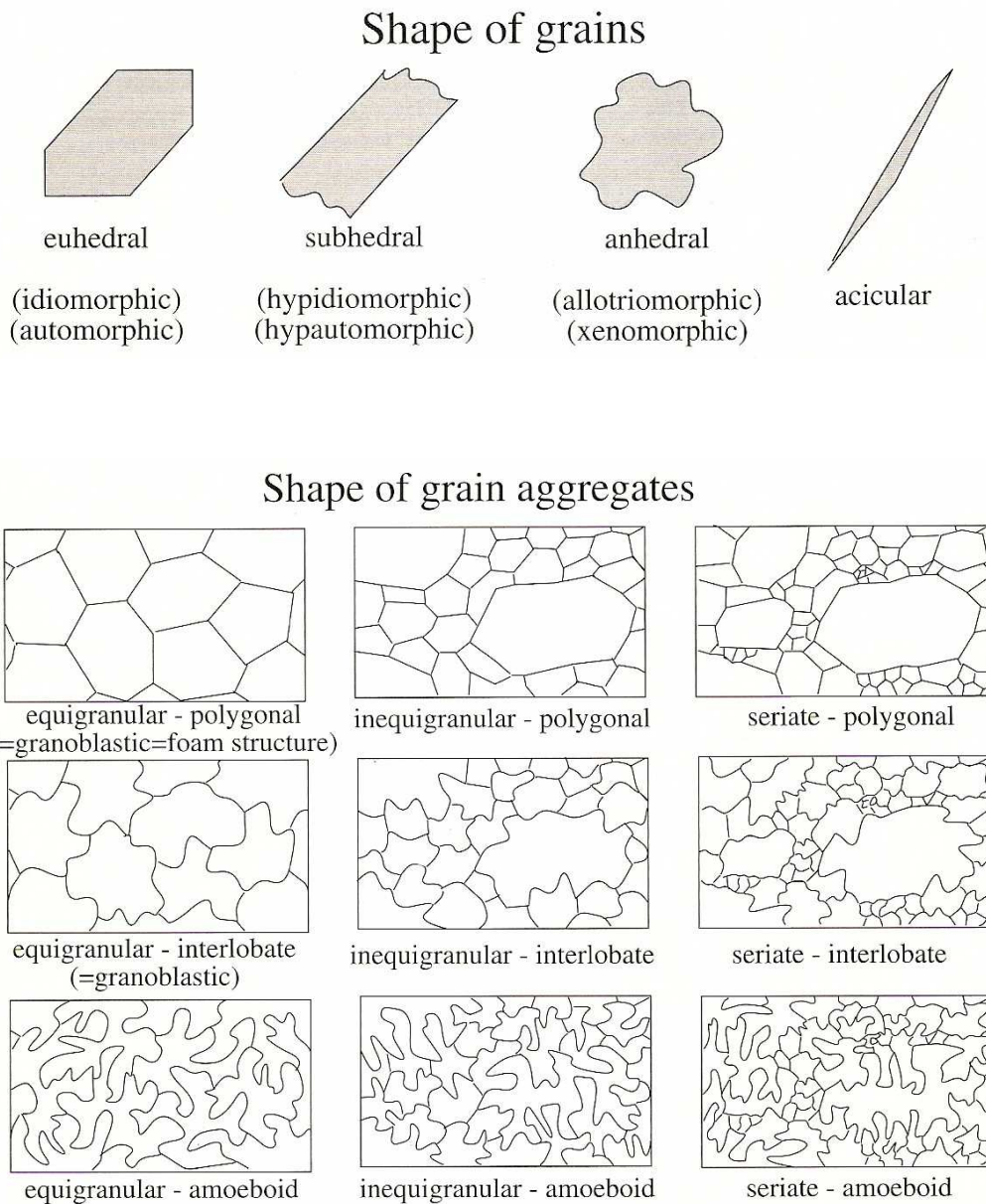


Abb. 69: Struktur-Nomenklatur für Kornformen und Kornaggregate nach Passchier & Trouw (1998).

6.2 Mikrogefüge der Lithologien im Kartiergebiet

6.2.1 Mikrogefüge der Lithologien in den Zirknitztälern und im Oberen Mölltal

6.2.1.1. Zentralgneis – Sonnblickkern

CS_04_1 / Zentralgneis / Zahltisch



Abb. 70: Beim „Zahltsch“ – Zentralgneis, Blick Richtung E.

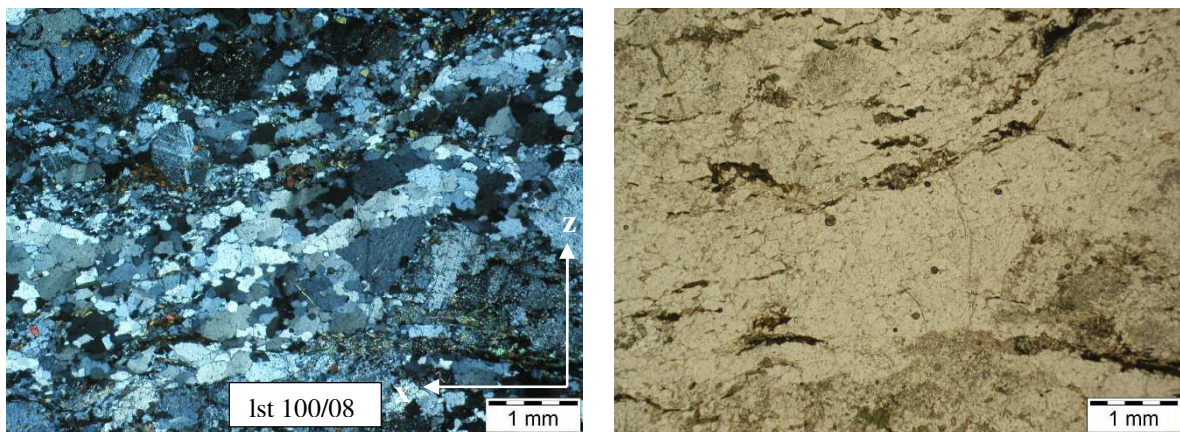


Abb. 71: CS_04_1 (Großes Zirknitztal: Schrallkaser): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

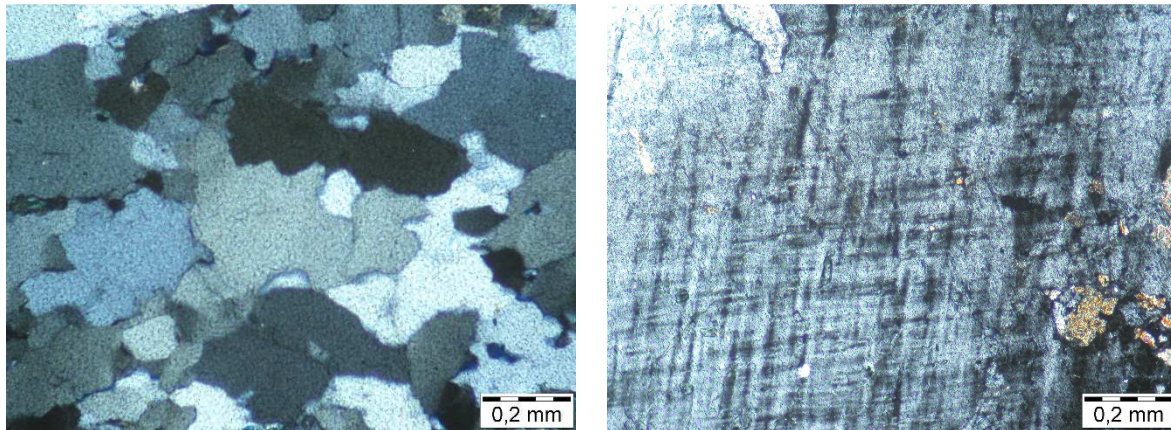


Abb. 72: CS_04_1 (Großes Zirknitztal: Schrallkaser): linkes Bild: Quarzmikrogefüge; rechtes Bild: Mikroklingitterung.

Bei Probe CS_04_1 handelt es sich um einen Zentralgneis (Abb. 70) aus dem Sonnblick-Gneis-Kern des Venediger-Decken-Systems aus dem Schrallkaser nach dem Straßenende im Großen Zirknitztal.

Es handelt sich um einen Orthogneis granitischen Ursprungs mit Dominanz von Kalifeldspat.

Im Gelände erkennt man ihn häufig als typischen grobkörnigen Augengneis.

Abb. 71 zeigt eine Probe aus dem Zentralgneis im Dünnschliff.

Die Kalifeldspäte sind Mikrokline, erkennbar durch die typische Mikroklingitterung (Abb. 72 rechtes Bild).

Weitere gesteinsbildende Minerale sind Quarz, Muskovit, untergeordnet Biotit und Plagioklas mit Entmischungslamellen.

In den Kalifeldspäten lassen sich Akzessorien wie Zirkone erkennen, sie haben Sprünge und sind zum Teil zerbrochen. Intern sind sie zoniert sowie an den Rändern durch Quarz rekristallisiert.

Die Quarze sind in Bändern angeordnet, und zeigen kein undulöses Auslöschen.

Die Quarzkörner haben eine anhedrale Kornform, die Ausprägung der Kornaggregate ist inequigranular-interlobate bis teilweise polygonal (Abb. 72 linkes Bild). Die Korngrenzen sind hoch mobil, was als Folge von Grain Boundary Migration Recrystallisation (GBM) gedeutet wird.

Man erkennt auch Subgrain Rotation Recrystallisation (SGR) sowie gerade und großwinkelige kristallographische zinnenförmige Korngrenzen als Hinweis für Diffusionsprozesse. Die geraden Korngrenzen und Tripelpunkte (120°) lassen zusätzlich eine Interpretation auf ein Grain Boundary Area Reduction (GBAR) zu.

Allgemein handelt es sich um eine dynamische Deformation, die Quarz-Mikrostrukturen weisen auf ein Grain Boundary Migration Recrystallisation (GBM) Regime hin, welches für hohe Temperaturen über 550°C (Amphibolit-Fazies) spricht.

Über dem Zentralgneiskern befinden sich Gesteinseinheiten von Quarzphylliten, Schwarzphylliten und Quarziten, die den Übergang zur darüberliegenden Sandkopf-Neubau-Lamelle bilden.

6.2.1.2 Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1)

CS_04_13 /Gneis 1 / Erlenwände



Abb. 73: Erlenwände - Gneislamelle 1, Blick Richtung NW.

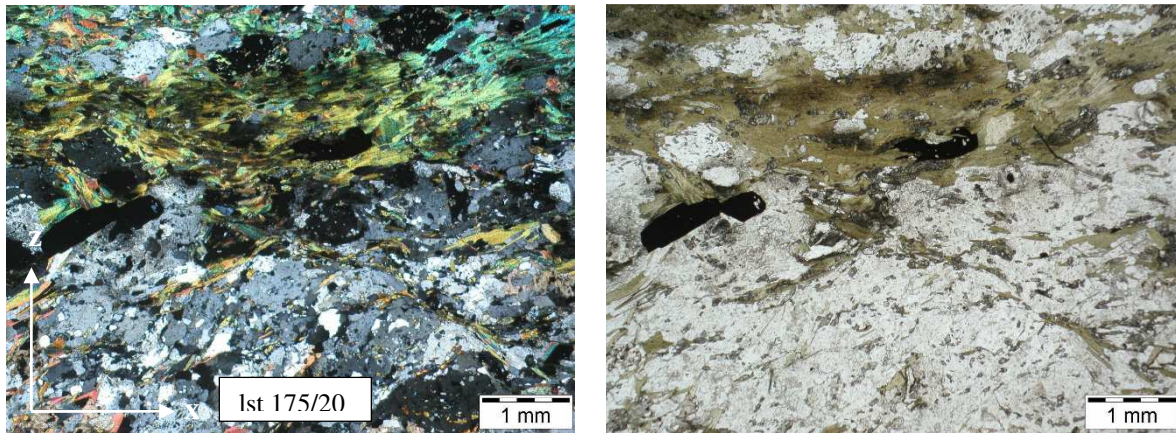


Abb. 74: CS_04_13 (Großes Zirknitztal: Erlenwände): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

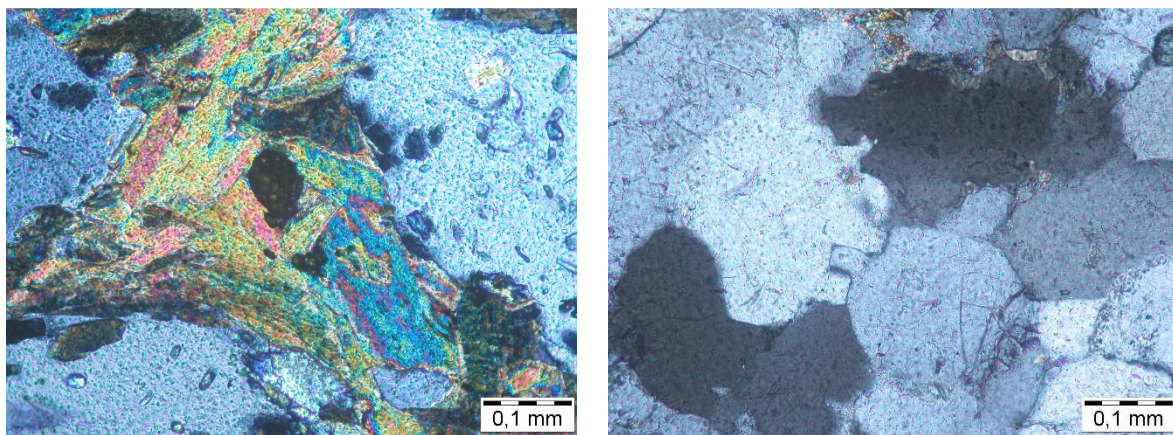


Abb. 75: CS_04_13 (Großes Zirknitztal: Erlenwände) linkes Bild: Graphit im Muskovit-Albit-Gefüge; rechtes Bild: Quarz-Bulging.

Bei Probe CS_04_13 handelt es sich um einen Gneis aus dem Randbereich des Sonnblick-Gneis-Kernes des Venediger-Decken-Systems aus den Erlenwänden im Großen Zirknitztal (Abb.73).

Am Aufschluß entdeckt man häufig auch feinkörnigere Gneise mit einigen Amphibolitschollen und Amphibolitzügen, wenige Meter neben dem Entnahmepunkt dieser Probe sieht man eingeschuppte beziehungsweise eingescherte Amphibolit-Linsen im Dezimeter- bis Meter-Bereich, die mit dem Gneis am Kontakt alteriert sind.

Der Mineralinhalt von CS_04_13 besteht aus Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Muskovit, Chlorit, als Einschlüsse Epidot, Zoisit sowie Zirkon und Fluide (in den Feldspäten), viel Biotit (der aus Amphibol umgewandelt worden ist), Amphibol (grasgrün), leistenförmigen Disthen sowie Graphit (Abb. 74).

Die Probe ist abwechselnd aus hellen Feldspat-Quarz-Muskovit-reichen und dunklen Biotit-reichen Lagen aufgebaut und ist stark deformiert.

Die Glimmer fungieren als Scherbänder, eine Abschätzung des Schersinnes über das S-C-Gefüge deutet eine Bewegungsrichtung mit Top in Richtung S an.

Aufgrund der Dominanz von Albiten im Gestein sowie der Anwesenheit von Graphit kann der Gneis als Paragneis interpretiert werden (Abb. 75 linkes Bild).

Die Quarzite in der Nähe des Zentralgneises sowie der Sandkopf-Neubau-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 1) sind mitunter aplitisch injiziert.

Die wenigen Quarze weisen eine anhedrale bis subhedrale Kornform auf, die Form der Kornaggregate schaut inequigranular-polygonal bis interlobate aus. Die Korngrenzen zeigen buchtige-lappige Strukturen, man erkennt sehr schön die Ausbuchtungen (Abb. 75 rechtes Bild), zusätzlich kann man die Ausbildung einiger Subkörner sehen. An den Quarzkörner lässt sich eine undulöse Auslöschung erkennen.

Aus diesem Grund kann man von einer Bulging Recrystallisation (BLG) ausgehen, es haben sich auch schon neue eigenständige Subkörner ausgebildet, was für ein Subgrain Rotation Recrystallisation (SGR) spricht. Dies bedeutet, dass die Metamorphose-Bedingungen grünschieferfaziell sind, das heißt Temperaturen von 400°C – 500°C.

Die teilweise mächtigen Cover-Einheiten der Sandkopf-Neubau-Lamelle werden aus Quarziten, Quarzphylliten, Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefern aufgebaut.

6.2.1.3 Trögereck-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 3) / Basement

CS_17: / Gneis 3 / Auffahrt-Kulmerkogel



Abb. 76: Nach Auffahrt Forstweg Kulmerkogel - Gneislamelle 3.

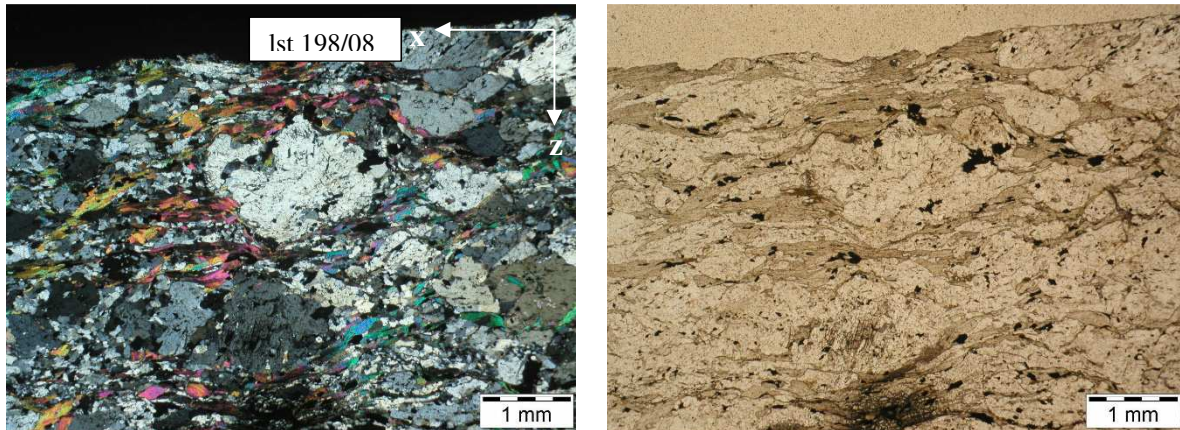


Abb. 77: CS_17 (Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf Kulmerkogel): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

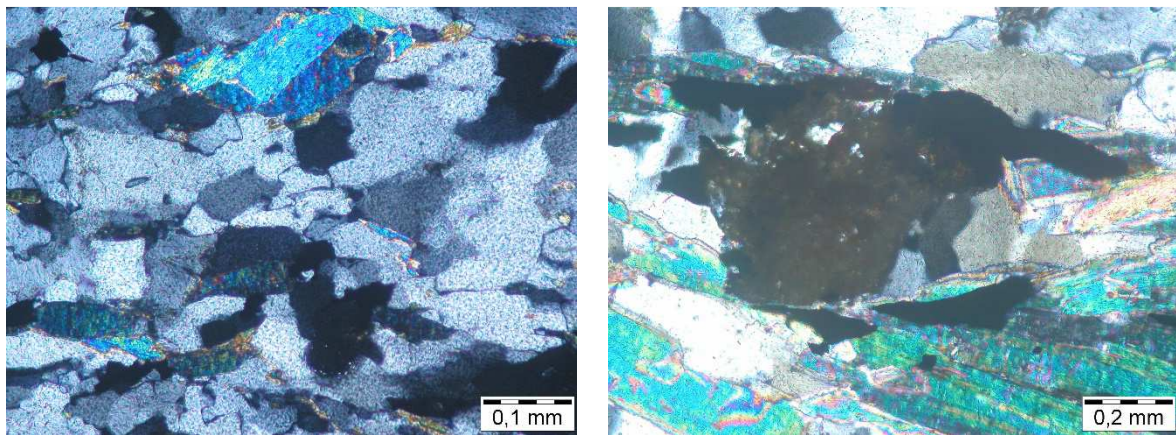


Abb. 78: CS_17: linkes Bild: Quarzmikrogefüge (BLG & SGR), rechtes Bild: Graphit.

Bei der Probe CS_17 handelt es sich um einen Gneis der Gneislamelle 3 vom Fuße des Kulmerkogels direkt nach der Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf den Kulmerkogel (Abb. 76).

Im Dünnschliff (Abb. 77) sieht man einen Mineralbestand von leicht elongiertem Albit, kleinem feinkörnigen Quarz, Muskovit, vereinzelt Biotit, Chlorit und Graphit (Abb. 78 rechtes Bild). Einige Albite weisen eine Zonierung auf. Auf Grund der Häufigkeit von Albit und des Graphites kann dieser Gneis als Albitgneis der aus metamorph gewordenen Arkosen hervorgegangen ist, eben auch als Paragneis interpretiert werden.

Das Gesamtgefüge ist sehr zerfranst und zerschert, es lässt sich ein S-C-Gefüge mit Top Richtung SSW erkennen.

Die wenigen eher feinkörnigen Quarze (Abb. 78 linkes Bild) haben eine anhedrale Kornform, die Form der Kornaggregate kann man als inequigranular-interlobate bezeichnen.

Die Korngrenzen weisen buchtig-lappige Wachstums-Strukturen auf, untergeordnet kann man auch einzelne Subkörner identifizieren. Die Quarze zeigen undulöses Auslöschen.

Generell kann man hier von einer Bulging-Recrystallisation (BLG) sprechen, mit einem Übergang zu einer Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR).

Dies bedeutet dass die Metamorphose-Bedingungen grünschieferfaziell sind, das heißt Temperaturen von 300°C – 400°C.

CS_17(B) / Glimmer-Quarzit / Auffahrt-Kulmerkogel

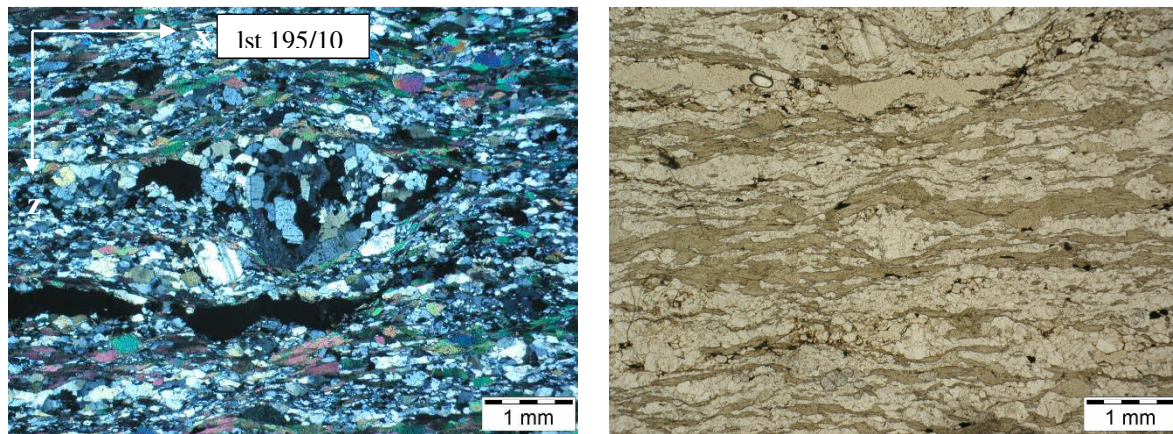


Abb. 79: CS_17(B) (Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf Kulmerkogel): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

Probe CS_17(B) ist ein Glimmer-Quarzit mit vereinzelt Feldspat-Klasten vom Fuße des Kulmerkogels direkt nach der Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf den Kulmerkogel (wenige Meter Richtung E nach Probe CS_17). Es handelt sich um die Trögereck-Gneis-Lamelle.

Als Mineralinhalt im Dünnschliff (Abb.79) lässt sich Albit, Quarz und Muskovit erkennen.

Der Albit zeigt eine Zonierung, teilweise sieht man Zwillingslamellen, und sie haben vereinzelt Fluide als Einschlüsse. Der große Feldspat-Klast in der Mitte des Dünnschliffes ist fast zur Gänze durch Quarz rekristallisiert. Alle Minerale mit Ausnahme der rekristallisierten Feldspat-Klasten sind in die Länge gezogen und in die Foliation eingeregelt. Die Glimmer liegen als Bänder ausgeprägt vor, durch die Glimmerfische und aus dem Feldspat-Klast lässt sich eine Scherung mit einer Bewegungsrichtung Top Richtung SSW erkennen.

Die Quarze zeigen eine subhedrale Kornform. Die Form der Kornaggregate ist inequigranular-interlobate ausgeprägt. Die kleinen Quarz-Körner sind sehr schön buchtig-lappig gebogen. Diese Bulging-Strukturen weisen auf eine dynamische Deformation hin, und man kann aufgrund der Merkmale auf ein Bulging-Recrystallisation (BLG) schließen, und somit auf eine Temperaturen von ungefähr 350°C, somit befindet man sich im grünschiefer-faziellen Metamorphose-Bereich.

CS_04_08 / Glimmer-Quarzit / Trögerhütte

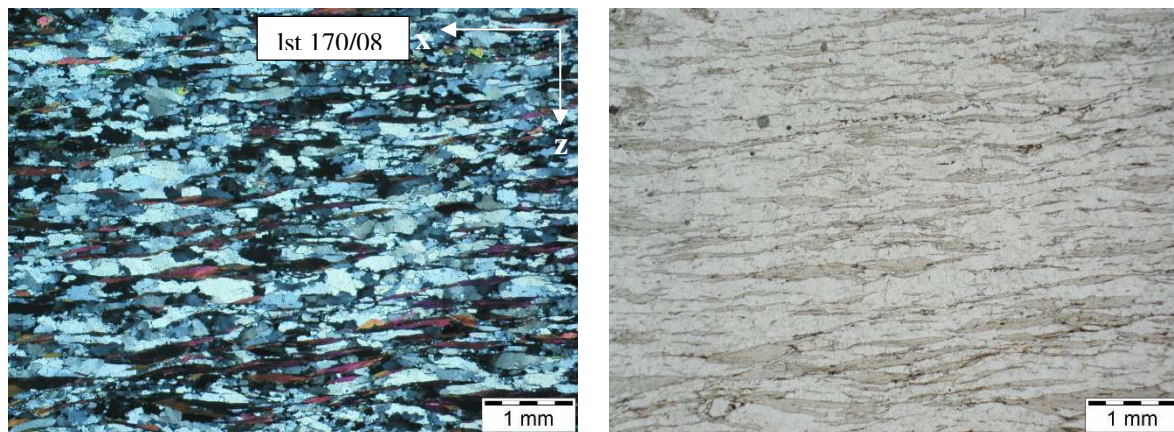


Abb. 80: CS_04_08 (Trögerhütte 2496 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

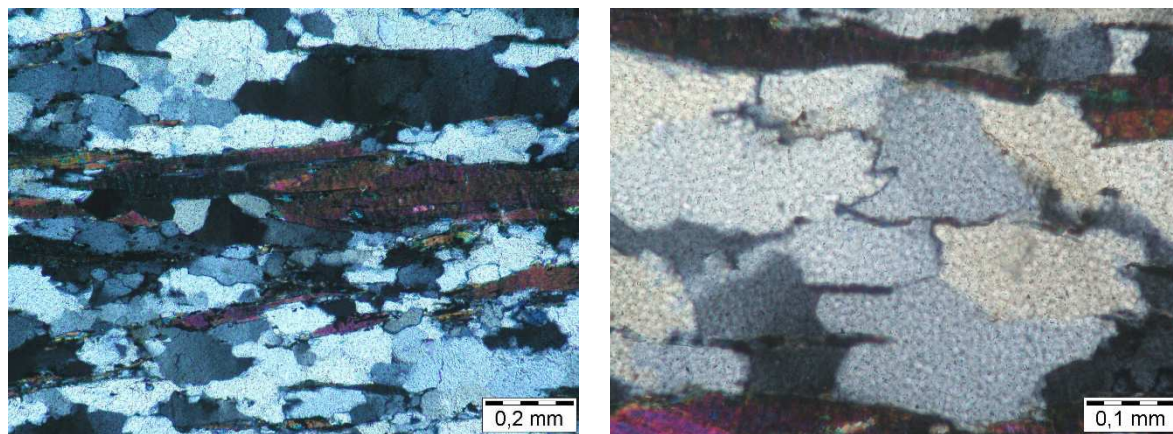


Abb. 81: CS_04_08 (Trögerhütte 2496 m): linkes Bild: Quarz-Mikrogefüge; rechtes Bild: Quarz-Bulging.

Bei Probe CS_04_08 handelt es sich um einen Glimmer-Quarzit beziehungsweise um den Rest eines Gneises aus der Trögereck-Gneislamelle (Gneislamelle 3) aus dem Bereich der Trögeralm, direkt bei der Trögerhütte (2496 m).

Der Mineralbestand (Abb. 80) besteht aus elongiertem schieferungsparallelem Quarz, Muskovit und ganz vereinzelt Kalifeldspat, alle Minerale liegen in die Foliation eingeregelt vor. Die Probe ist stark tektonisch beansprucht, was man aus der länglichen Kornform der Quarze sehen kann, und sie ist aus Lagen mit mehr und weniger Muskovit aufgebaut.

Die Quarze (Abb. 81 linkes Bild) zeigen undulöses Auslöschen, und haben eine anhedrale Kornform, die Form der Kornaggregate ist inequigranular-interlobate. Man erkennt buchtige und zankenartige Auswüchse (Abb. 81 rechtes Bild) sowie kleine Subkörner, was für den Bereich von Bulging Recrystallisation (BLG) mit einem Übergang zu Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR) spricht.

Dies bedeutet es herrschten Temperaturen von 350°C-400°C, und somit befindet man sich in der Grünschiefer-Fazies.

CS_04_09 / Gneis 3 / Schachern-Polier



Abb. 82: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m).

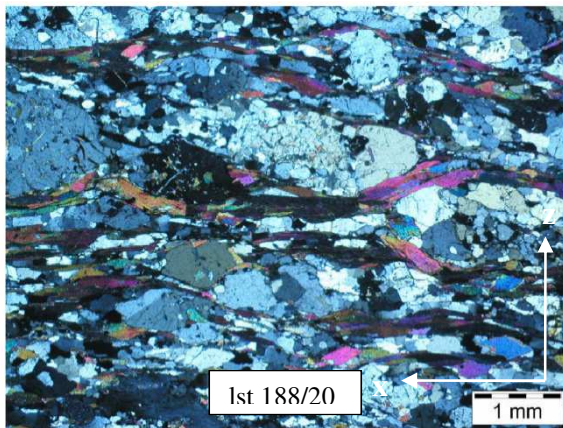


Abb. 83: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

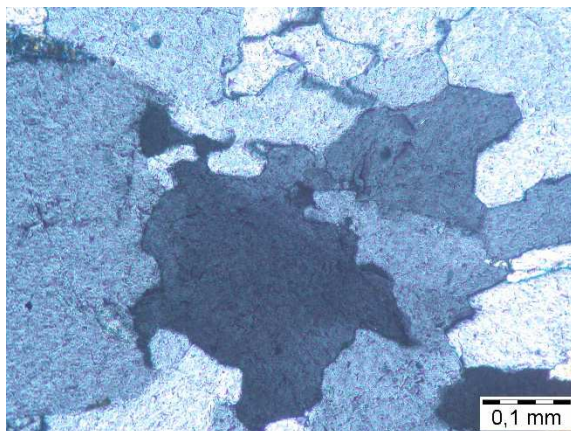


Abb. 84: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m): Quarzmikrogefüge.

Bei Probe CS_04_09 handelt es sich um einen Gneis aus der Trögereck-Lamelle bei Schachern (Polier 1480 m). Hierbei handelt es sich um einen Albit-Gneis (Abb. 82).

Der Mineralinhalt des Gesteins besteht aus Quarz, Muskovit, Albit, Kalifeldspat, Chlorit und Zirkon als Einschluß in den Feldspäten.

Die Kalifeldspäte (Mikroklin) sind spröde zerbrochen, sie weisen Microcracks auf.

Als Schersinn-Indikatoren kann man S-C-Gefüge (Abb. 83 linkes Bild) mit einer Bewegungsrichtung Top Richtung SSW erkennen, sowie dies auch die Feldspat-Klasten und vereinzelte Glimmerfische anzeigen.

Es gibt einige Anzeichen einer dynamischen Deformation. Man sieht 2 Generationen von Quarz Körnern. Die größeren Quarze haben gebogene und buchtige Korngrenzen (Abb. 84) und zeigen eine anhedrale Kornform, das Gefüge der Kornaggregate ist inequigranular-interlobat.

Die kleinen Quarze, die man unter anderen als Rekristallisate in den Druckschatten der Feldspäte sieht, haben eher gerade Korngrenzen mit einzelnen 120° Triplepunkten, sie haben eine euhedrale Kornform mit eher geraden Korngrenzen, das Gefüge der Kornaggregate kann als polygonal-seriat beschrieben werden. In Summe erkennt man Bulging Recrystallization (BLG), dies lässt auf Grund der Merkmale auf Temperaturen von $300-350^\circ\text{C}$ schließen, was auf Grünschiefer-fazielle Bedingungen deuten lässt.

Das Cover der Gneislamelle 3 besteht aus Marmoren, Glimmer-Marmoren sowie Kalkglimmerschiefern und Quarziten.

6.2.1.4 Rote-Wand-Modereck-Gneis-Lamelle / Basement und Cover

CS_12 / Gneis 4 / Kulmerkogel



Abb. 85: Forstweg Kulmerkogel - Gneislamelle 4.

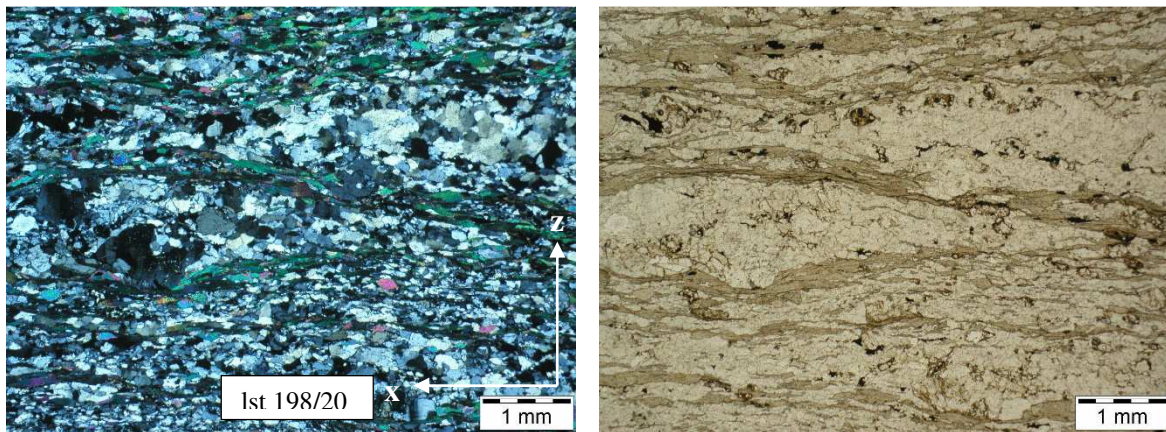


Abb. 86: CS_12 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1470 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

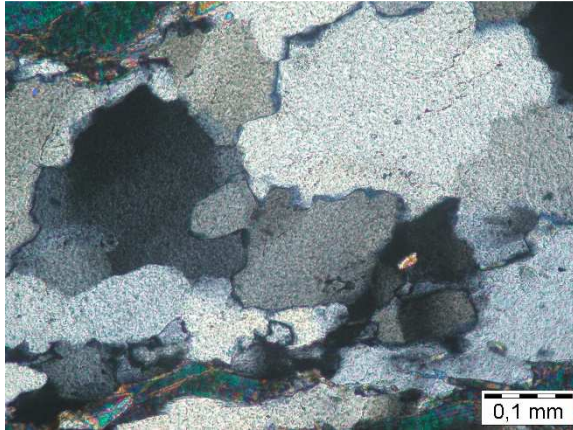


Abb. 87: CS_12: Quarzmikrogefüge zeigt SGR und BLG.

Der Dünnschliff CS_12 (Abb. 86) ist ein feinkörniger Gneis vom Forstweg auf den Kulmerkogel beim Absperrgatter (Abb. 85).

Beim Mineralinhalt des Gesteins handelt sich um ein Feldspat-Quarz-Gemenge mit Glimmerfischen (Muskovite).

Die Feldspäte lassen sich als Mikroklin mit Mikroklingitterung und Albit erkennen, vereinzelte Kalifeldspäte zeigen Einschlüsse von Zirkon und Fluiden, und sie sind teilweise rekristallisiert.

Im oberen Drittes des Schliffbildes verläuft ein horizontales Quarzband.

Man kann 2 Generationen von Quarzen wahrnehmen, einerseits feinkörnige eher elongierte Quarzkörner mit subhedraler Kornform, andererseits mittelkörnige Quarzkörner (Quarzband) mit anhedraler Kornform. Man sieht in den feinkörnigeren Quarzen ein eher seriates-interlobates Korngefüge, während die mittelkörnigen Quarze ein interlobates sowie auch ein polygonales Korngefüge zeigen.

Man erkennt die typischen Strukturen einer dynamischen Rekristallisation, in den Quarz-Korngrenzen der mittelkörnigen Quarze (Quarzband) sieht man 120° -Triplepunkte, sie sind lappig und buchtig. Man kann durch die markanten Ausbuchtungen sowie durch die Ausbildung einiger Subkörner (Abb. 87) auf Subgrain Rotation Rekrystallisation (SGR), Bulging Recrystallisation (BLG) und Recovery-Mechanismen durch Korngrenzenbegradigung herauslesen. Die Körner hatten Zeit zum Auskristallisieren, die Temperatur war hoch im Bereich von Oberer-Grünschiefer-Fazies / Unterer-Amphibolit-Fazies, dies bedeutet so um die 450°C - 500°C .

CS_04_39 / Gneis 4 / Kulmerkogel

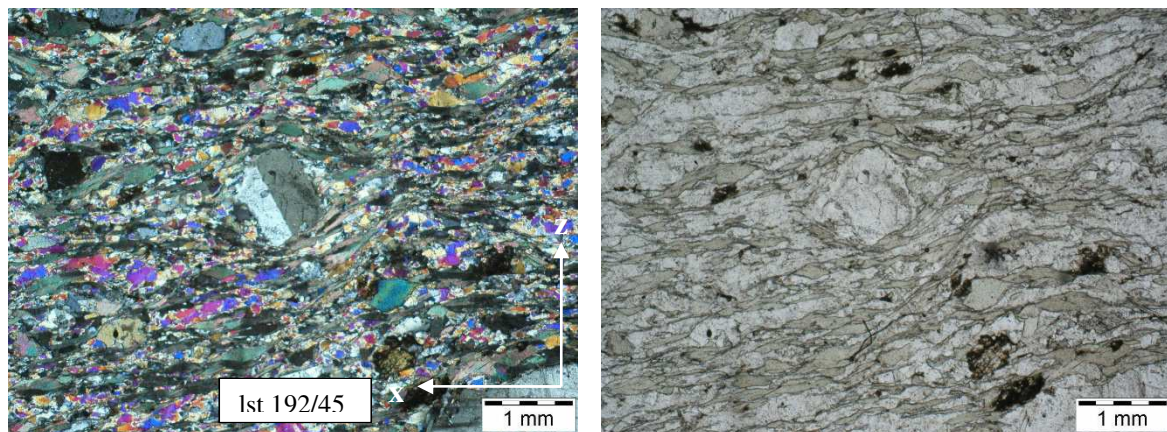


Abb. 88: CS_04_39 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

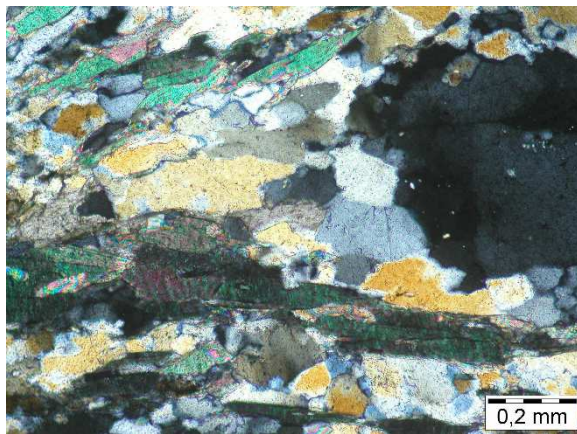


Abb. 89: CS_04_39: Quarzmikrogefüge.

Dünnschliff CS_04_39 (Abb. 88) ist ein weiterer Gneis aus der Roten-Wand-Modereck-Decke dem Bereich Forstweg Kulmerkogel nach dem Gatter.

Man kann ihn als mittelkörnigen Augengneis mit Mikroklinaugen bezeichnen, es handelt sich eindeutig um einen Orthogneis.

Das Gestein ist stark deformiert, die Minerale sind bis auf die Feldspat-Klasten schieferungsparallel ausgeprägt.

Der Mineralbestand besteht aus Plagioklas, Quarz, Mikroklin (Mikroklingitterung zu sehen), Muskovit, Epidot, Zoisit, Chlorit und vereinzelt alterierter Granat.

Der Epidot wurde durch retrograde Umwandlung von Plagioklas neu gebildet.

In den Druckschatten der Feldspat-Klasten befinden sich Rekristallite aus Quarz, die Feldspäte sind meist zoniert, und liegen als große Augen vor.

In Summe handelt es sich um ein dynamisches Gefüge, der Mineralinhalt des Gesteins ist stark durchbewegt worden. Durch die Betrachtung der Klasten mit rotationaler Deformation

(Abb. 88) lässt sich eine Bewegungsrichtung mit Top Richtung SSW interpretieren, sowie dies auch die Gefüge der Glimmer (Glimmerfische) erahnen lassen.

Die Quarze (Abb. 89) haben eine anhedrale Kornform, die Korngrenzen sind lappig bis untergeordnet gerade ausgeprägt und das Korngefüge kann als inequigranular-interlobat beschrieben werden. Man kann keine Kern-Mantel-Strukturen sehen. Die Quarze sind meist in die Foliation eingeregelt, und zeigen undulöses Auslöschen.

Als Anzeichen einer dynamischen Deformation erkennt man Bulging-Strukturen sowie auch Ausbildungen von Subkörnern, was für den Übergangsbereich von einer Bulging-Recrystallisation (BLG) zu einer Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR) spricht.

Die interne Deformation im Kristallgitter ist eher niedrigtemperiert, so im Bereich der Grünschiefer-Fazies um die 450°C-500°C.

CS_10 / Gneis 4 / Mauerboden.

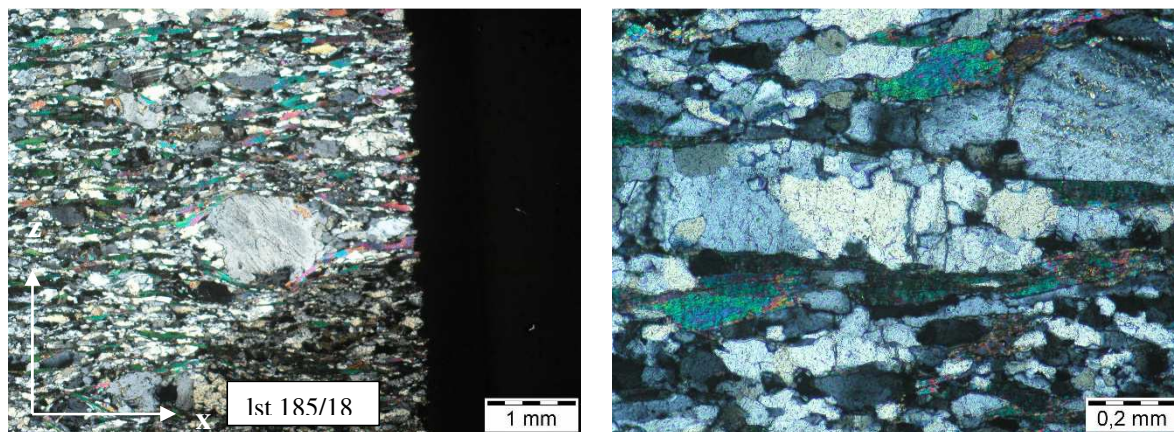


Abb. 90: CS_10 (Hochtal Mauerboden 2450m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: Quarz-Mikrogefüge

Dünnschliff CS_10 repräsentiert einen Gneis der Roten-Wand-Modereck-Decke vom kleinen Hochtal Mauerboden (2400m) auf dem Weg Richtung Trögerhütte (Abb. 90 linkes Bild).

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muscovit und Epidot bilden den Mineralinhalt dieses Gneises. In den Plagioklasen erkennt man Fluide Phasen sowie Serizit.

Der Feldspat-Klast zeigt kaum eine rotationale Bewegung, eine vorsichtige Abschätzung der Bewegungsrichtung ergibt eine Scherrichtung mit einer Bewegung Top Richtung S.

Die Quarze haben eine subhedrale Kornform, die Korngrenzen zeigen ein polygonales Gefügebild (Abb. 69), sie sind eher gerade, man erkennt aber durchaus buchtige lobate Strukturen sowie untergeordnet rotationale Subkornbildungen.

Aufgrund dieser Merkmale kann man von einem Bulging-Recrystallisation (BLG) mit einer Temperatur-Abschätzung von rund 350° Celsius sprechen, was für grünschiefer-fazielle Bedingungen spricht.

6.2.1.5 Rote-Wand-Modereck-Gneis-Lamelle / Cover

CS_04_38 / Kalkglimmerschiefer / Kulmerkogel



Abb. 91: CS_04_38 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1510 m).

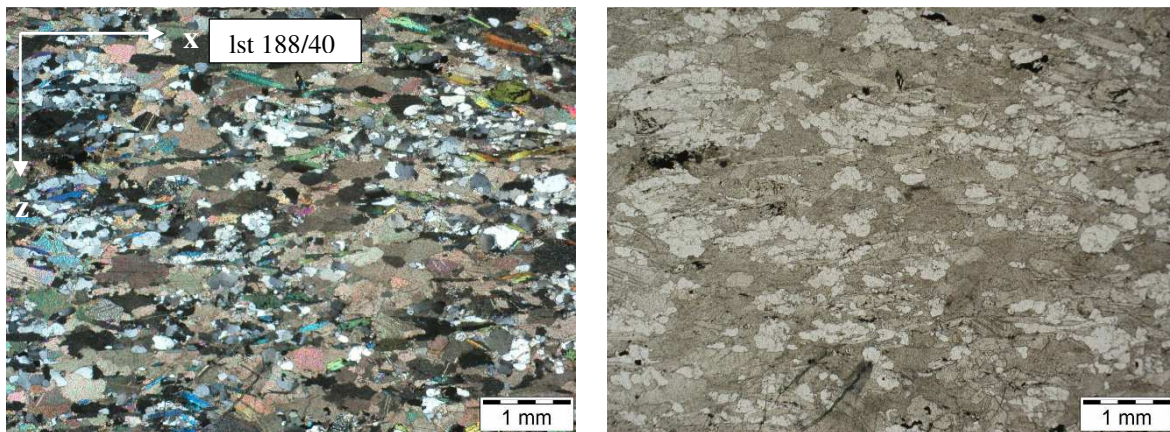


Abb. 92: CS_04_38 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1510 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

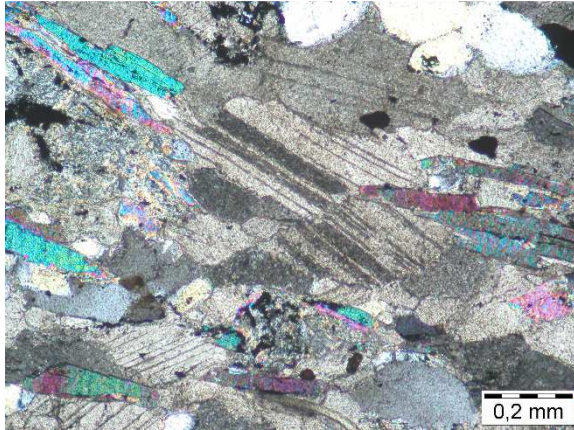


Abb. 93: CS_04_38: Kalzit-Zwillingslamellen.

Der Dünnschliff CS_04_38 ist ein Kalkglimmerschiefer (Abb. 91) vom unteren Bereich des Forstweges auf den Kulmerkogel vor dem Absperrgatter (1510m).

Der Mineralinhalt der Probe CS_04_38 (Abb. 92) besteht aus aus Kalzit, Dolomit, Plagioklas, Epidot, vereinzelt Muskovit, Phlogopit und Quarz.

Man kann zwei Generationen von Kalziten (Abb. 93) unterscheiden. Einerseits erkennt man eher kleinere, neu kristallisierte Kalzite, mit rundlichen bis elongierten Kornformen, die jüngeren Alters sind. Andererseits sieht man größere Kalzite mit eher eckigen und verzahnten aber auch buchtigen Korngrenzen, die älter sind. In diesen lässt sich ein Set von gut ausgeprägten geraden sowie eher dicken Kalzit-Zwillingslamellen erkennen, die man nach ihrem Erscheinungsbild als Typ-2-Kalzit-Zwillinge (siehe Abb. 61) klassifizieren kann.

Die untergeordneten Quarze sind buchtig bis lappig, haben eine anhedrale Kornform sowie eine inequigranulare – interlobate Ausprägung des Kornaggregates. Aufgrund der Strukturen von Bulging-Recrystallisation (BLG) des Quarzes sowie der Ausbildung der Kalzit-Zwillinge und deren Zuordnung als Typ-2-Zwillinge kann man eine Temperaturabschätzung um die 350°C abgeben, was für den Bereich einer grünschiefer-faziellen Metamorphose spricht.

CS_8 / Glimmer-Quarzit / Suntinger Graben

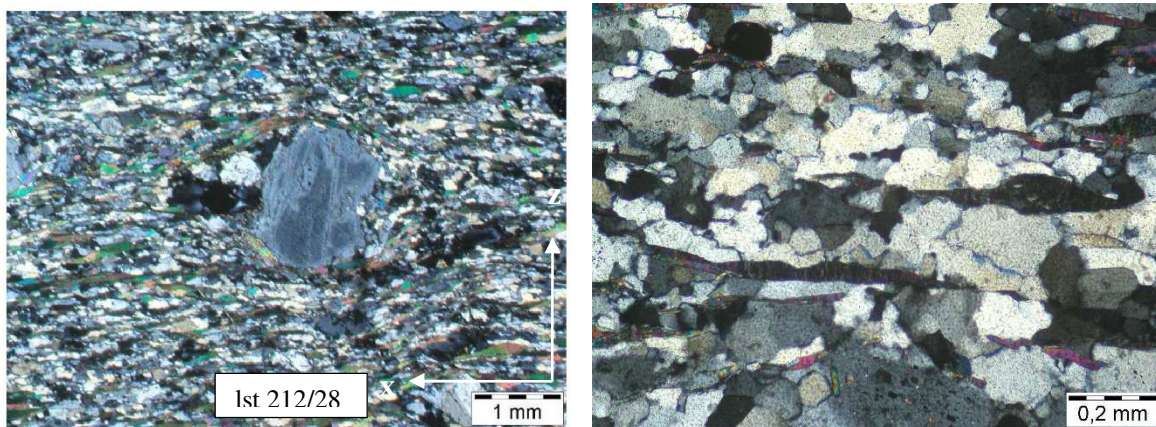


Abb. 94: CS_8 (Suntinger Graben 2150m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: Quarzmikrogefüge.

Bei Probe CS_8 handelt es sich um einen unreinen Glimmer-Quarzit aus der Roten-Wand-Modereck Decke im Bereich vom Suntinger Graben (2150m).

Der Mineralinhalt des Gesteins besteht aus Quarz, Muscovit sowie vereinzelt Kalifeldspat und Albit (Abb. 94 linkes Bild).

Die Feldspäte treten als Klasten auf, man sieht in ihnen spröde Sprünge, die man als „microcracks“ bezeichnet. Die Klasten zeigen einen Schersinn mit einer Bewegungsrichtung Top Richtung SW an, und im Druckschatten erkennt man rekristallisierte Bereiche von Quarzen. Die Muskovite liegen schön ausgeprägt in Bändern vor, alle Minerale bis auf die Feldspat-Klasten sind in die Länge gezogen und in die Foliation eingeregelt. Man kann hier auf Grund des relativ hohen Glimmeranteils von einem unreinen Quarzit sprechen, und das Gestein als metamorph gewordene Arkose oder metamorph gewordenen Sandstein mit ein paar Feldspat-Einsprenglingen, also einen Metapsammit, interpretieren.

Die Quarz-Körner (Abb. 94 rechtes Bild) sind klein und sehr schön lappig gebogen, die Kornform kann als subhedral bezeichnet werden, man sieht die seriate-interlobate Form der Kornaggregate. Man erkennt sehr schön Kern-Mantel-Texturen, einzelne Subkörner mit eher geraden Korngrenzen sowie Bulging-Strukturen weisen auf eine dynamische Deformation hin.

Man kann aufgrund der Merkmale auf ein eher höher temperiertes Regime schließen, und somit auf Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR) mit Temperaturen von über 400-500 °C, somit befindet man sich in einem oberen-grünschiefer-faziellen Metamorphose-Bereich.

6.1.2.6 Glockner Decke

CS_04_2 / Quarz-Glimmer-Marmor / Neunbrunnen

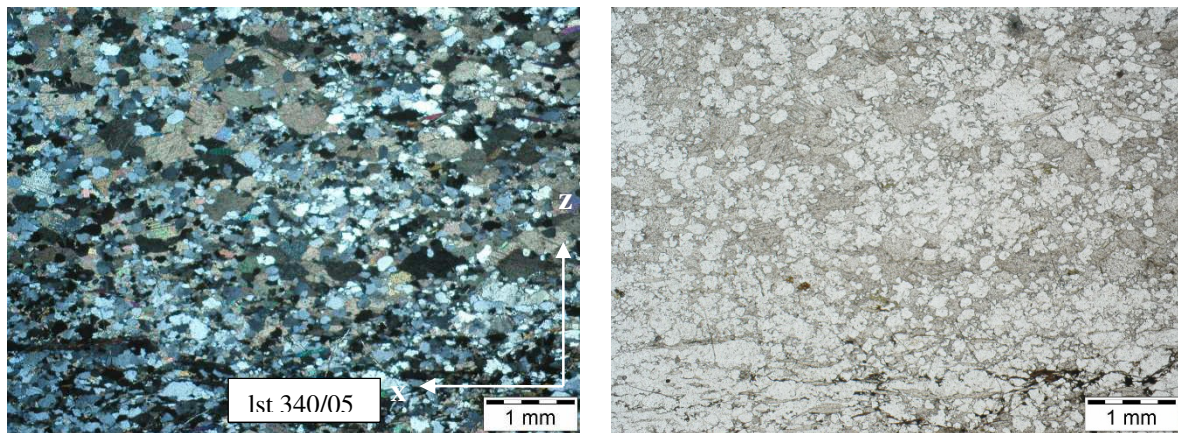


Abb. 95: CS_04_2 (Forstweg zu Gasthof Neunbrunnwirt Richtung Kluidkaser): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

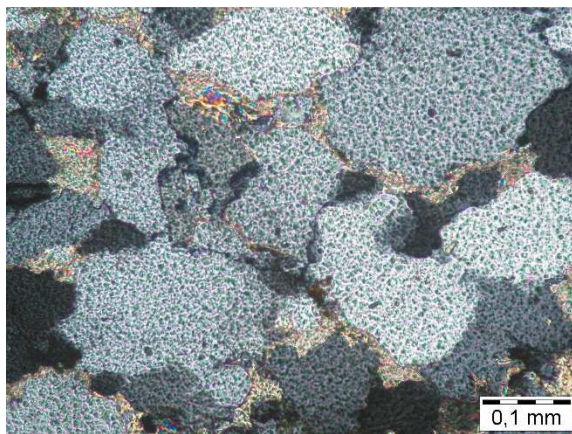


Abb. 96: CS_04_2 (Forstweg zu Gasthof Neunbrunnwirt Richtung Kluidkaser): Quarzmikrogefüge.

Der Dünnschliff CS_04_2 ist ein Quarz-reicher Marmor, genauer ein Quarz-Glimmer-Marmor (Abb. 95) aus der Glockner Decke vom Forstweg zu ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt Richtung Kluidkaser auf der Südseite des Zirknitztales.

Das Verhältnis von Quarz zu Kalzit beträgt ca. 60%:40%, als weitere Mineralinhalte lässt sich Muskovit, vereinzelt Epidot, Phlogopit und Biotit erkennen.

Die Kalzite haben gerade inequigranulare-interlobate bis inequigranulare-polygonale Korngrenzen, die Kornform ist meist sehr eckig, und kann als subhedral bis fast euhedral beschrieben werden. Sie sind tafelig ausgeprägt, und haben ein fast gleiches Breiten und Längen-Verhältnis. Teilweise kann man aber buchtig-bis-lappig-artige Strukturen sehen. Zusätzlich erkennt man 2 „Sets“ von Kalzitwillingen (siehe Abb. 61) mit unterschiedlichen Orientierungen, das Erste dicker, das Zweite eher dünn ausgeprägt. Die Zwillinge selbst sind als Typ-2-Zwillinge zu deuten, da sie meist völlig verzwilligt, gerade und eher dick

ausgeprägt sind. Untergeordnet lassen sich auch feinkörnigere rekristallisierte Kalzite mit anhedraler Kornform sowie ohne Zwillingsbildung entdecken.

Die Quarze (Abb. 96) zeigen undulöses Auslöschen. Sie haben anhedrale bis subhedrale Kornformen, die Form der Kornaggregate kann als equigranular-interlobat bezeichnet werden. Deutlich lassen sich auch seriate-interlobate Kornformen sowie buchtige Erscheinungen erkennen, Bulging tritt als dominierender Rekristallisationsmechanismus deutlich hervor. Subkornrotation tritt auf, sowie Korngrenzbegradigung als Verheilungs-Mechanismus spielt schon eine wichtige Rolle, man sieht Triple-Punkte in den feinkörnigen rekristallisierten Quarzen.

Aufgrund der Merkmale der Kalzite (Zwillingsbildung vom Typ-2 sowie „bulging-artige“ Erscheinungen) und der Quarze (Bulging-Recrystallisation (BLG) sowie Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR)) lassen sich Temperaturen um die 350°C interpretieren, was für eine grünschiefer-fazielle Metamorphose spricht.

CS_04_04 / Quarz-Glimmer-Marmor / Neunbrunnen

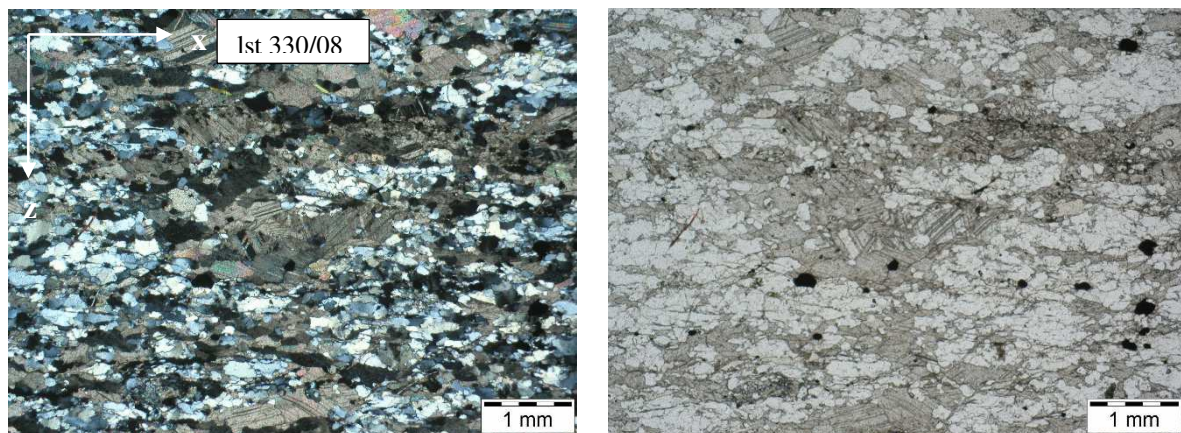


Abb. 97: CS_04_04 (Forstweg zu ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt vor der zweiten Brücke Richtung Kluidkaser): linkes Bild: gekreuzte ; rechtes Bild: einfacher Polarisator

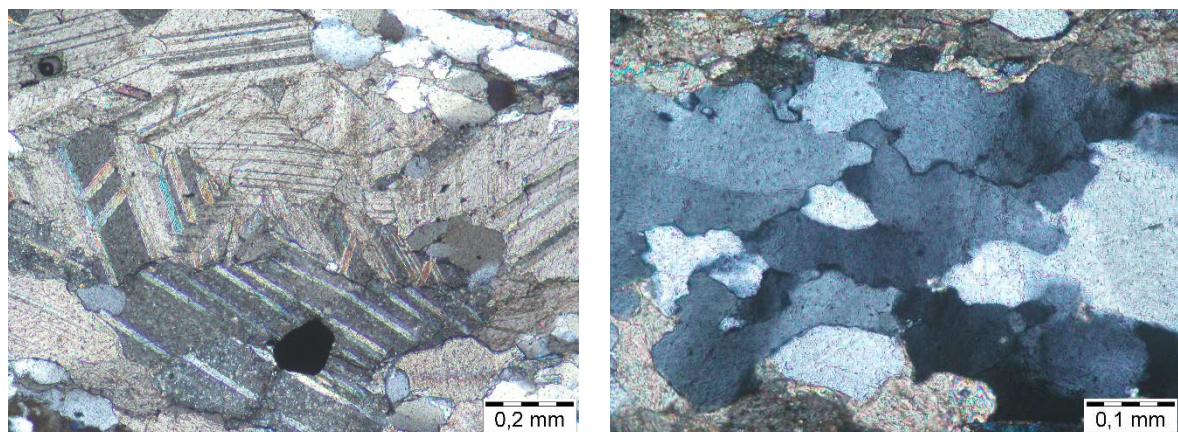


Abb. 98: CS_04_04 (Forstweg zu ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt vor der zweiten Brücke Richtung Kluidkaser): linkes Bild: Kalzit-Zwillinge; rechtes Bild: Quarzmikrogefüge mit Bulging.

Probe CS_04_04 ist ebenso ein Quarz-Glimmer-Marmor (Abb. 97) aus der Glockner Decke vom Forstweg zum ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt vor der zweiten Brücke Richtung Kluidkaser auf der Südseite des Zirknitztales.

In diesem Dünnschliff beträgt das Quarz-Kalzit-Verhältnis ca. 50%:50%. Andere gesteinsbildende Bestandteile sind Muskovit, sowie vereinzelt Epidot, Phlogopit und Biotit.

Die Korngrenzen der Kalzite (Abb. 98 linkes Bild) können als subhedral beschrieben werden, sie haben eine tafelige Ausprägung, die Form der Kornaggregate ist inequigranulare-polygonale bis inequigranulare-interlobate. Das Breiten-und-Längen-Verhältnis der Kalzite ist fast gleich, wie auch in Dünnschliff Nummer CS_04_2 erkennt man 2 Generationen von Kalzitwillingen (siehe Abb. 61) mit unterschiedlichen Orientierungen sowie unterschiedlicher Ausprägung. Diese Kalzit-Zwillinge sind auch vom Typ-2, ebenso meist völlig verzwillingt, gerade und eher dick ausgeprägt. Es lassen sich auch in diesem Dünnschliff feinkörnigere rekristallisierte Kalzite mit anhedraler Kornform sowie ohne Zwillingsbildung erkennen.

Die Quarz-Korngrenzen (Abb. 98 rechtes Bild) haben eine equigranulare-interlobates Gefüge, sowie eine anhedrale Kornform. Wiederum kann man sehr schön ein undulöse Auslöschung beobachten. Bulging-Recrystallisation (BLG) sowie Subgrain-Rotation-Recrystallisation (SGR) spielen eine wichtige Rolle für den hier vorliegenden Prozeß einer dynamischen Deformation.

Die Typ-2-Kalzit-Zwillingsbildung sowie die beiden Rekristallisationsprozesse (BLG und SGR) weisen auf eine Metamorphose mit Grünschiefer-Fazies hin, die Temperaturen liegen auch hier im Bereich von 350°C.

SM09-04 / Grünschiefer / Kulmerkogel

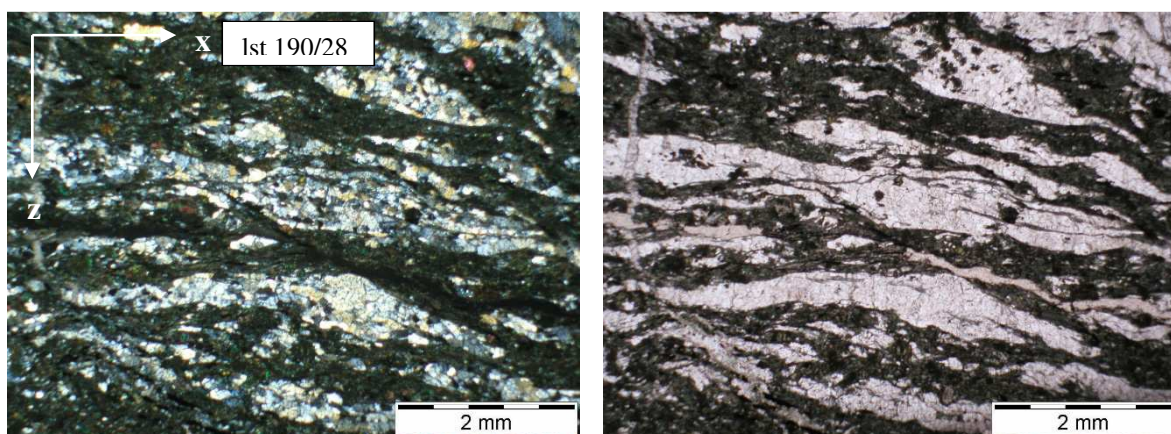


Abb. 99: SM09-04 Grünschiefer Glocknerdecke Kulmerkogel (Meissl 2006): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

Die Probe von der unveröffentlichten Diplomarbeit Meissl (2006) mit der Probennummer SM09-04 zeigt einen Grünschiefer der Glocknerdecke von einem Seitenweg Richtung Westen

des Forstweges Kulmerkogel und dient zur ergänzenden Veranschaulichung des Profiles (Abb. 99).

Der Mineralinhalt des Grünschiefers besteht aus Quarz, Feldspat, Granat, Epidot, Chlorit und Aktinolith. Lagen von hellen Quarzbändern wechseln sich mit den „grünen Lagen“ ab.

Die Quarze haben eine euhedrale Kornform, und die Kornaggregate zeigen equigranulare-polygonale Strukturen.

Der Grünschiefer ist meist von Kalkglimmerschiefer umgeben und ist neben den Serpentiniten und dem Kalkglimmerschiefer ein typisches Gestein der Glocknerdecke.

Manchmal ist der Grünschiefer an Störungszonen gekoppelt, und hat dann eine sandige und „bröckelige“ Form. Man kann oft keine Foliation und schon gar keine Lineation mehr erkennen.

Im Kartiergebiet wurde dieses feinkörnige und sandige Gestein des öfteren als Prasinit bezeichnet.

Logisch erscheint wohl eine Einordnung des Grünschiefers (Prasinites) in grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen mit einem Temperaturbereich zwischen 350°C und 450°C.

6.2.2 Mikrogefüge der Lithologien in den Fleißtälern

6.2.2.1 Zentralgneis – Sonnblickkern

CS_04_37 / Zentralgneis / Ende Kleines Fleißtal beim Zirmsee



Abb. 100: links: Zentralgneis, Blick Richtung NE, Bereich Hörndl; rechts: Zentralgneis, grobkörnig, Augengneis mit Vormacht des Kalifeldspates.

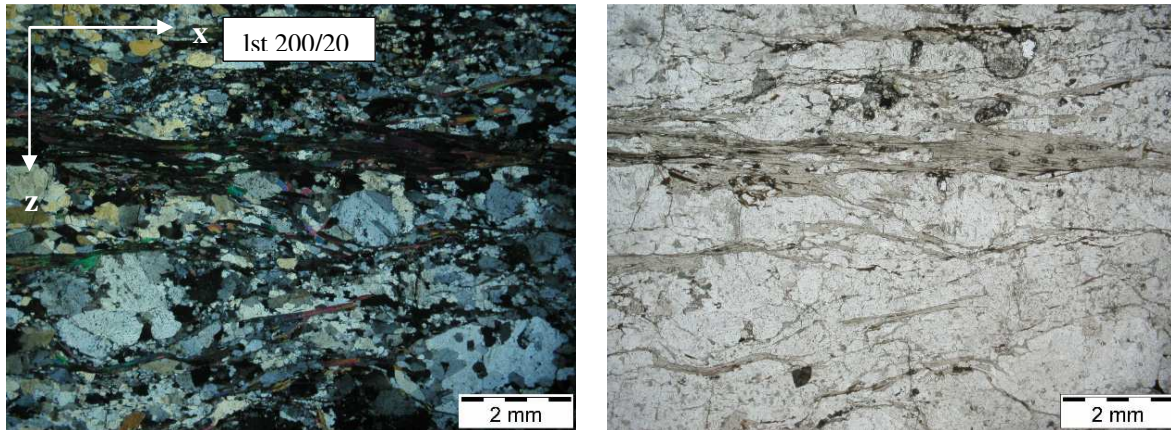


Abb. 101: CS_04_37 (Zentralgneis, Ende Kleines Fleißtal, Bereich Zirmsee): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator

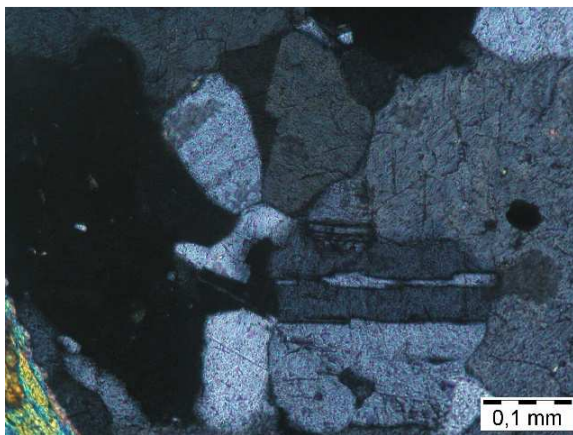


Abb. 102: CS_04_37 (Zentralgneis, Ende Kleines Fleißtal): Quarzkorn Grenzen – Subkornbildung.

Bei Probe CS_04_37 handelt es sich um einen Zentralgneis aus dem Sonnblick-Gneis-Kern des Venediger-Decken-Systems vom Ende des Kleinen Fleißtales am Fußweg Richtung Zirmsee beim Seebach (Abb. 100). Es handelt sich um einen Orthogneis granitischen Ursprungs mit Dominanz von Kalifeldspat. Im Gelände erkennt man ihn häufig als typischen grobkörnigen Augengneis.

Abb. 101 zeigt eine Probe aus dem Zentralgneis im Dünnschliff. Der Mineralbestand des Gneises besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit und Biotit. Die Kalifeldspäte sind Mikrokline, erkennbar durch die typische Mikroklingitterung. Weiters zeigen die Kalifeldspäte perthitische Entmischungslamellen. Die Glimmerfische im Gestein zeigen eine Bewegungsrichtung mit Top Richtung SSW an. Weitere erkennbare Minerale sind Rutil als Akzessorium, Granat und Chlorit. In den Kalifeldspäten lassen sich Akzessorien wie Zirkone erkennen, sie haben Sprünge und sind zum Teil zerbrochen. Intern sind sie zoniert sowie an den Rändern durch Quarz rekristallisiert. Die Quarze sind in Bändern angeordnet, und zeigen kein undulöses Auslöschung. Die Quarzkörner haben eine anhedrale Kornform, die Ausprägung der Kornaggregate ist inequigranular- polygonal bis interlobate sowie auch teilweise equigranular. (Abb. 102). Die Korngrenzen sind hoch mobil, was als Folge von Grain Boundary Migration Recrystallisation (GBM) gedeutet wird.

In Abb. 102 kann man auch eine Quarz-Subkornbildung (Subgrain Rotation Recrystallisation (SGR)) erkennen, sowie gerade und großwinkelige kristallographische zinnenförmige Korngrenzen als Hinweis für Diffusionsprozesse. Die geraden Korngrenzen und Tripelpunkte (120°) lassen zusätzlich eine Interpretation auf ein Grain Boundary Area Reduction (GBAR) zu. Allgemein handelt es sich um eine dynamische Rekristallisation, die Quarz-Mikrostrukturen weisen mindestens auf ein Grain Boundary Migration Recrystallisation (GBM) Regime hin, welches für hohe Temperaturen über 550°C (Amphibolit-Fazies) spricht.

Über dem Zentralgneiskern im Kleinen Fleißtal befinden sich Gesteinseinheiten von Quarzphylliten, Schwarzphylliten, Quarziten und Paragneisen die den Übergang zur darüberliegenden Sandkopf-Neubau-Lamelle bilden.

6.2.2.2 Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1)



Abb. 103: links: Kleines Fleißtal, Blick Richtung WSW, Gneislamelle 1; rechts: feinkörniger Granitgneis der Gneislamelle 1.

CS_04_34A / Gneis 1 / Kleines Fleißtal

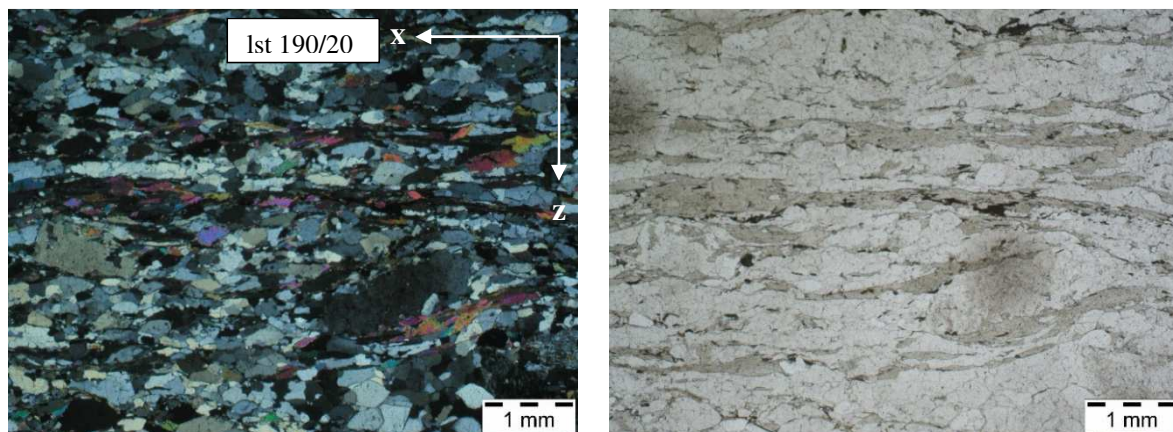


Abb. 104: CS_04_34A (Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

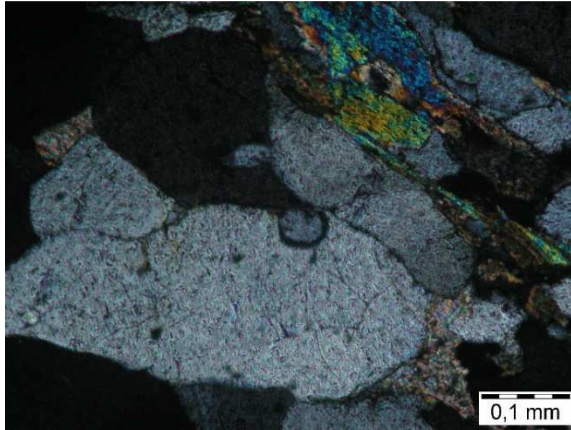


Abb. 105: CS_04_34A (Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal): Quarzkorngrenzen zeigen Bulging.

Bei Probe CS_04_34A handelt es sich um einen Gneis der Sandkopf-Neubau-Gneislamelle (Gneislamelle 1) aus dem Kleinen Fleißtal nach dem Weg zum Gasthof Alten Pocher nach der 1. Brücke gegenüber des Wasserschloßes der Kelag Wasserstollen Richtung Zirkitztal mit einer Seehöhe von 1745m (Abb. 103).

Der Mineralinhalt des Gesteins (Abb. 104) besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Serizit und Biotit sowie Zirkon. Die einzelnen großen Feldspat-Klasten zeigen peritische Entmischunglamellen von Kalifeldspat sowie eine Serizitisierung, ebenso kann man an den Klasten bei genauerer Betrachtung eine Mikroklingitterung erkennen.

Ein Sigma-Klast zeigt einen Schersinn mit einer Bewegungsrichtung Top nach N an, wie dies auch aus dem typischen S-C-Gefüge und aus den Glimmerfischen zu sehen ist.

Die Kornform des Quarzes ist allgemein anhedral, die Quarz-Korngrenzen sind inequigranular-interlobat und teilweise polygonal (Abb. 105). Die Korngrenzen aller Minerale sind als inequigranular-interlobat zu bezeichnen.

Man erkennt Bulging Recrystallisation (BLG) und teilweise auch die Bildung von Subkörnern (Subgrain Rotation Recrystallisation (SGR)). Dies bedeutet, dass die Metamorphose-Bedingungen zumindestens grünschieferfaziell sind, das heißt Temperaturen von 400°C – 500°C.

CS_05_1 / Gneis 1 / Kleines Fleißtal



Abb. 106: links: Gneis am Fuße der Magritzenwände; rechts: granatführender Gneis.

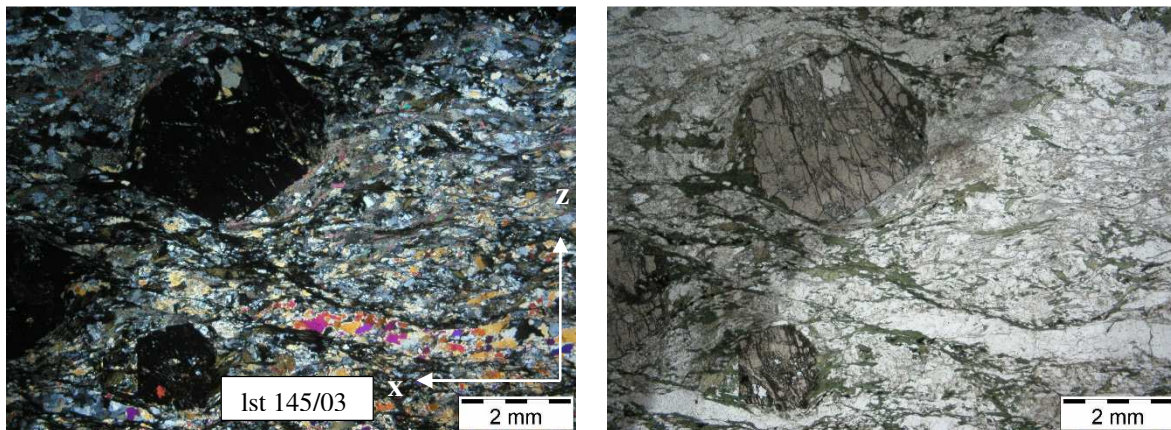


Abb. 107: CS_05_1: granatführender Gneis (gegenüber Wasserstolleneintritt im Kleinen Fleißtal in Richtung Großes Zirknitztal): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

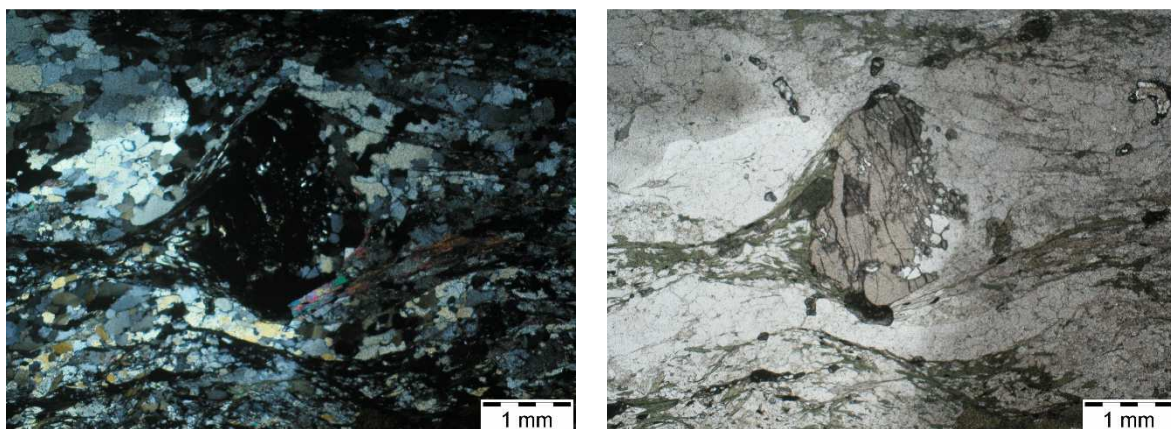


Abb. 108: CS_05-1: Granatporphyroblast mit einer Bewegungsrichtung Top Richtung SE: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

Bei Probe CS_05_1 handelt es sich um einen granatführenden Gneis (Abb. 106) vom Fuße der Magritzenwände aus dem Kleinen Fleißtal westlich des Gasthofes Alter Pocher gegenüber dem Eintritt in das Wasserschloß für den Wasserstollen Richtung Zirknitztal.

Der Mineralinhalt des Gesteins (Abb. 107) setzt sich aus Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Epidot, und Amphibol zusammen.

Die Quarz-Korngrenzen sind inequigranular-interlobat und einzelne Quarzkörner zeigen Bulging-Strukturen (Abb. 108), was für eine Temperatur von mindestens 300°-400° Celsius spricht, und somit im Bereich einer grünschiefer-faziellen Metamorphose liegt.

Der Granat-Porphyroblast (Abb. 108) zeigt eine Bewegungsrichtung mit Top Richtung SE an. Er ist zum Teil zerbrochen und wurde sichtbar durch Quarz, Chlorit und Epidot rekristallisiert.

CS_04_32 / Gneis 1 / Kleines Fleißtal



Abb. 109: links: Gneislamelle 1, kleines Fleißtal; rechts: Falte im Migmatit-Gneis der Gneislamelle 1.

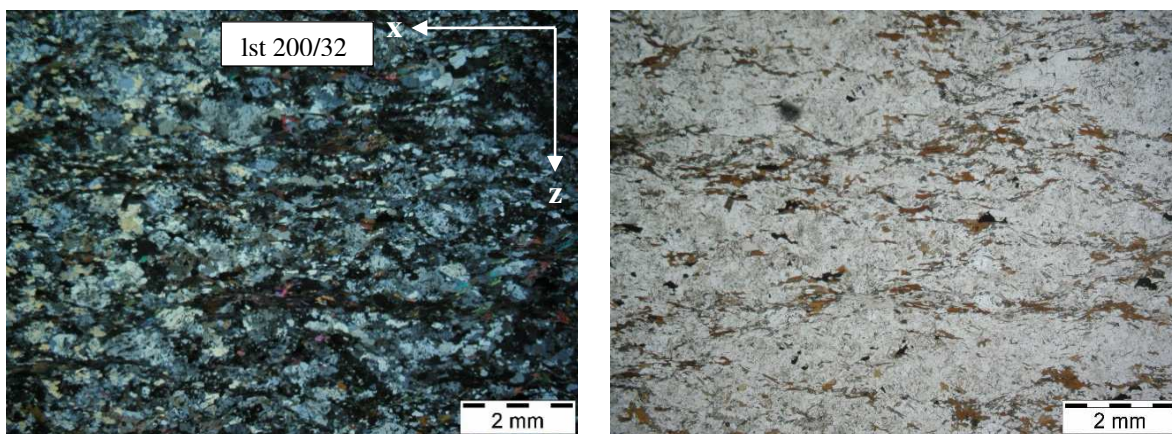


Abb. 110: CS_04_32: Gneis der Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

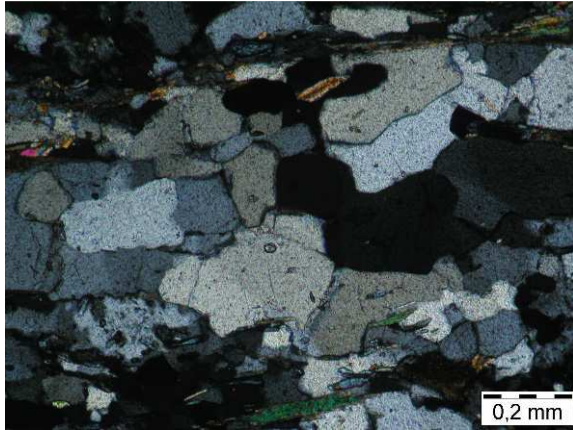


Abb. 111: CS_04_32: Gneis, Gneislamelle 1: Quarz-bulging.

Bei der Probe CS_04_32 handelt es sich um einen Gneis aus der Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Lamelle) aus dem kleinen Fleißtal (Abb. 109).

In der Probe lassen sich Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Graphit, Pyrit, akzessorisch Serizit und Zirkon erkennen, die Probe selbst ist sehr feinkörnig (Abb. 110).

Die Kornform des Quarzes (Abb. 111) kann man als subhedral bezeichnen, die Quarzkorn Grenzen weisen eine inequigranular-polygonale bis inequigranular-interlobate Kornform auf.

Der Kalifeldspat-Klast ist großteils durch rekristallisierten Quarz und Serizit ersetzt, der Zirkon ist im Klast erhalten geblieben. Am Plagioklas- σ -Klast lässt sich ein Schersinn mit einer Bewegungsrichtung Top nach SSW erkennen, auch die kleinen Glimmerfische zeigen „stairstepping“ mit einer Tendenz der Bewegungsrichtung Top nach SSW.

Man erkennt einzelne bulging-Strukturen, was für eine Temperatur von mindestens 300°-400° Celsius spricht. Dies bedeutet, dass man sich im Bereich einer grünschiefer-faziellen Metamorphose befindet.

6.2.2.3 Grieswies Lonza Lamelle (Gneislamelle 2)

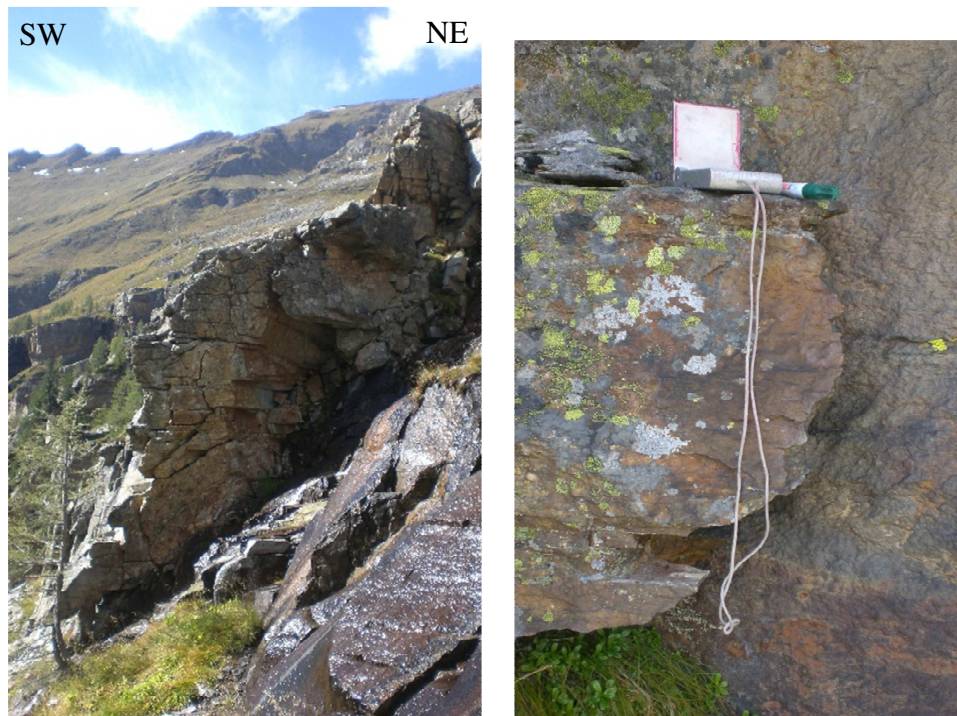


Abb. 112: links: Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal; rechts: Paragneis.

CS_05_3 / Gneis 2 / Kleines Fleißtal

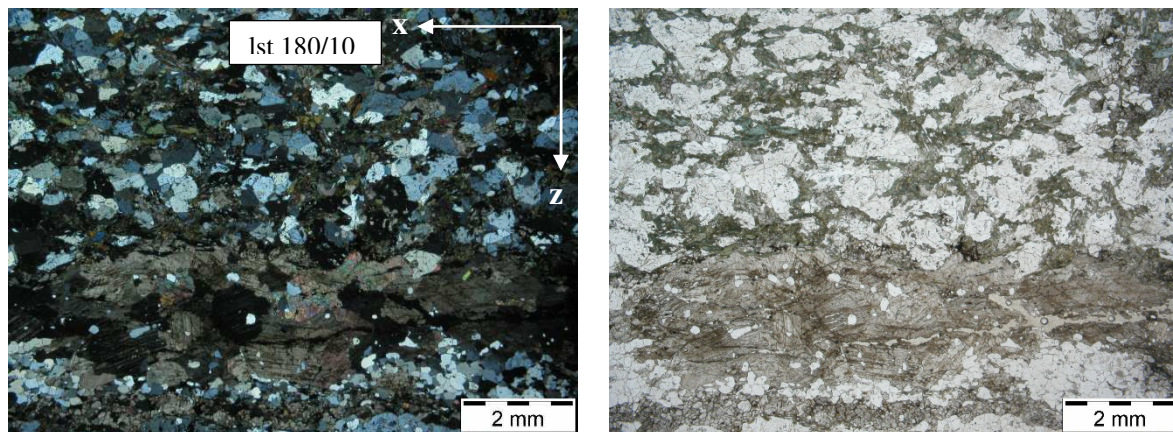


Abb. 113: CS_05_3: Paragneis (am Fuße der Magritzenwände): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

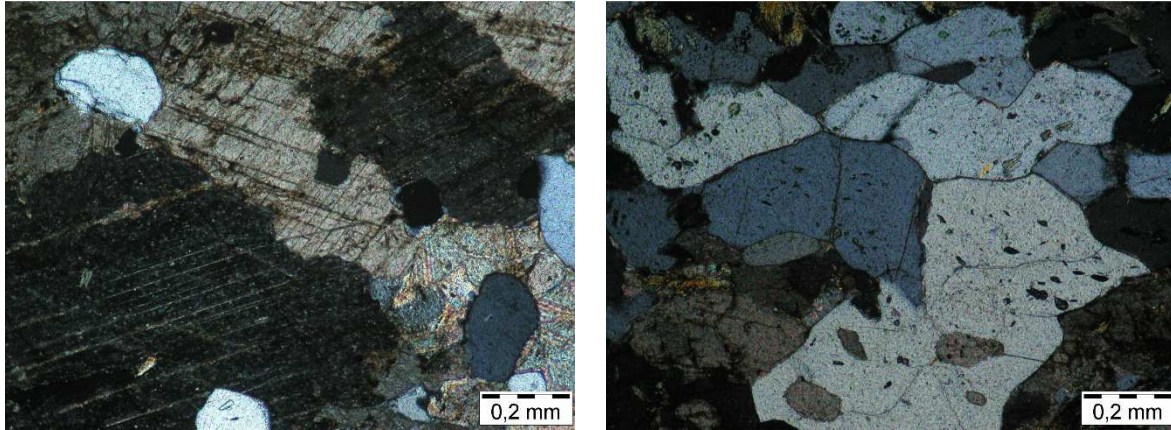


Abb. 114: CS_05_3: Paragneis: linkes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen; rechtes Bild: equigranulare-polygonale Quarzkorngrenzen.

Bei Dünnschliff CS_05_3 handelt es sich um einen Paragneis aus dem kleinen Fleißtal (Abb. 112).

Der Mineralinhalt des Gesteins besteht aus Quarz, Kalzit, Plagioklas (Albit), Biotit, Chlorit, Epidot und Hornblende (Abb. 113).

Allgemein kann man erkennen dass der Quarz-Gehalt des Gesteins eher gering ist.

Die Korngrenzen kann man als inequigranular-polygonal beschreiben, die Quarz-Korngrenzen als equigranular-polygonal (Abb. 113).

Die Kalzite weisen Zwillingslamellen des Types 1 auf (Abb. 61), die Lamellen sind dünn und gerade ausgeprägt, und weisen 2 Zwillings-sets pro Korn auf, somit kann man von einer geringen Temperatur von unter 200° Celsius sowie einer schwach ausgeprägten Deformation ausgehen. Dies spricht für eine eher schwach ausgeprägte Metamorphose im unteren grünschiefer-faziellen Bereich.

Man kann das Gestein als einen Arkosegneis bezeichnen.

CS_04_33 / Gneis 2 / Kleines Fleißtal

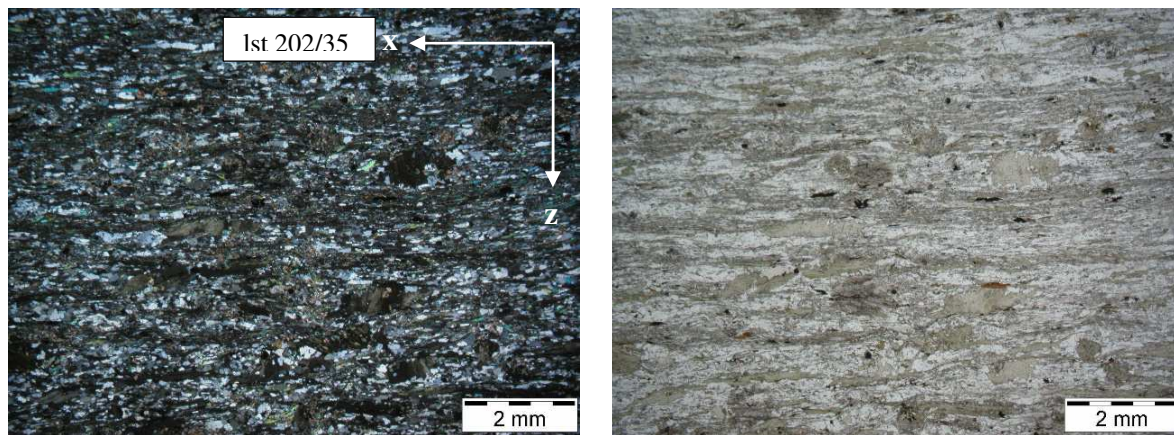


Abb. 115: CS_04_33: dunkler Glimmerschiefer der Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal, westlich Alter Pocher; linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

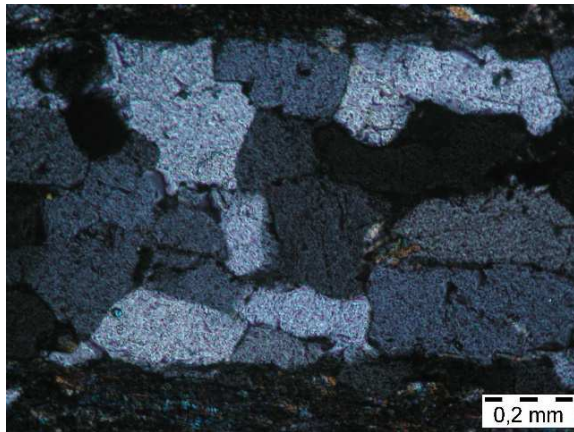


Abb. 116: CS_04_33 (dunkler Glimmerschiefer, Gneislamelle 2) inequigranulare-polygonale Quarzkorngrenzen.

Bei Dünnschliff CS_04_33 (Abb. 115) handelt es sich um einen dunklen Glimmerschiefer aus der Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle) aus dem kleinen Fleißtal.

Die Probe ist sehr feinkörnig und der Mineralbestand beinhaltet Quarz, Muskovit, Biotit, Reste von Feldspat, Kalzit und Chlorit.

Die Kornformen der Quarze sind subhedral. Die Quarzkorngrenzen sind inequigranular-polygonal bis inequigranular-interlobate ausgeprägt. Die Korngrenzen der Minerale allgemein sind inequigranular-interlobate bis seriate-interlobate ausgebildet (Abb. 116).

Es lassen sich zwischen den equigranularen-polygonal ausgeprägten Quarzkorngrenzen in den Quarzbändern 120° -Triplepunkte erkennen, was auf ein GBAR-Regime (grain boundary area reduction) schließen lässt, dies bedeutet dann wohl sehr hohe Temperaturen von über 650° Celsius, und somit kann man von einer Metamorphose mit Amphibolit-Fazies ausgehen.

CS_04_31 / Gneis 2 / Kleines Fleißtal

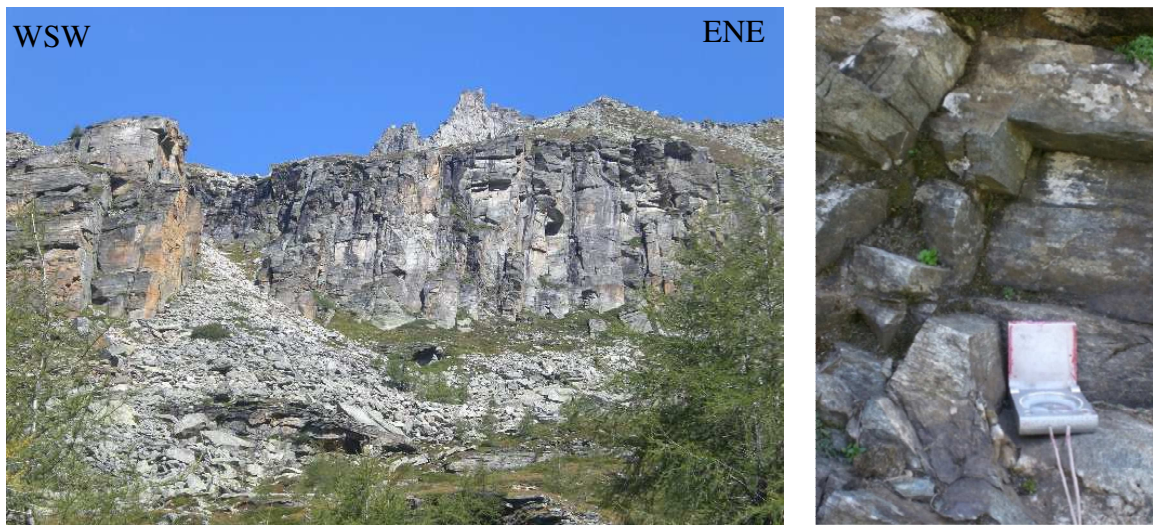


Abb. 117: links: Grieswies-Lonza-Lamelle im Kleinen Fleißtal; rechts: Gneislamelle 2, Paragneis.

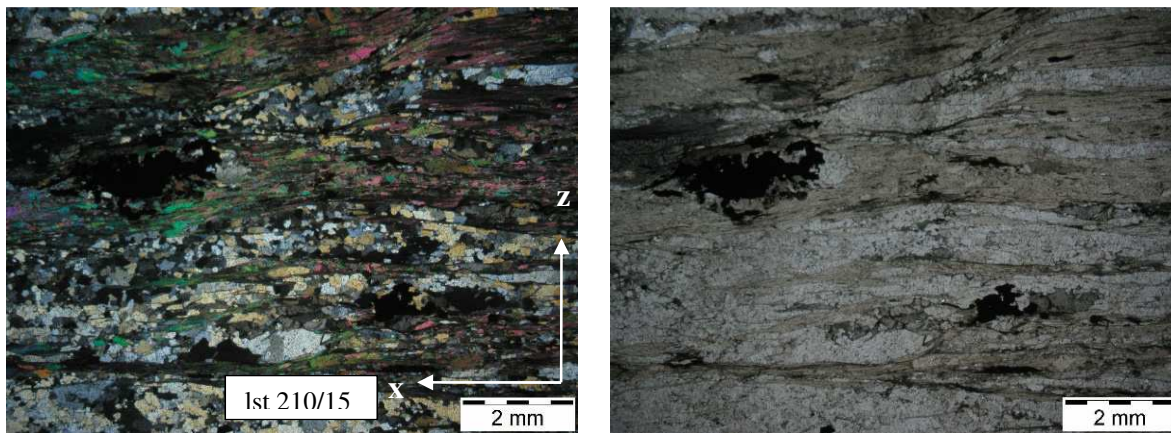


Abb. 118: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

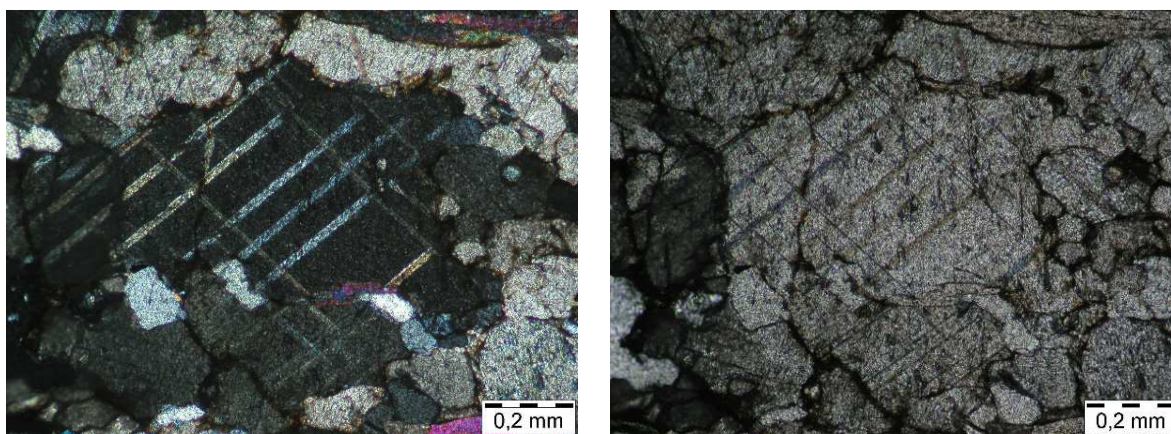


Abb. 119: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2: linkes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen des Types 2 unter gekreuzten Polarisatoren, rechtes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen des Types 2 unter einfachem Polarisator.

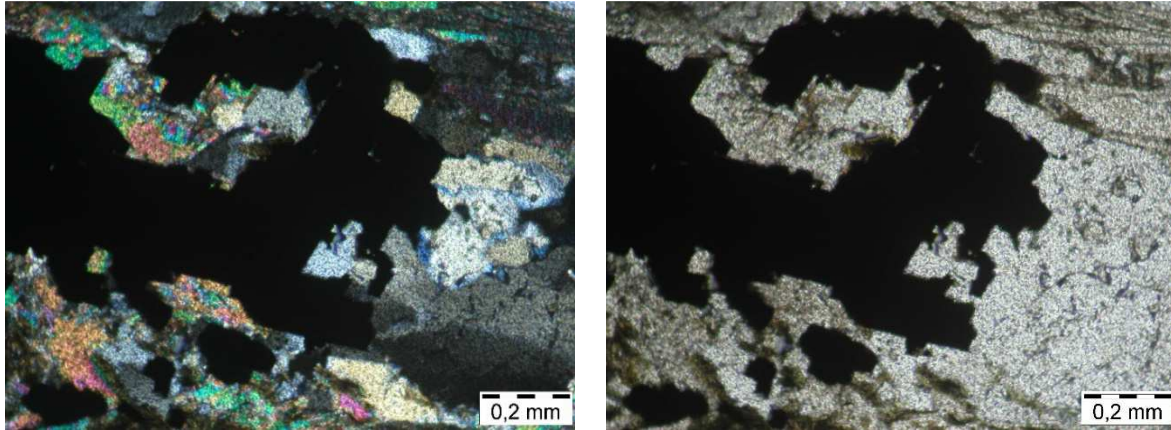


Abb. 120: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2, linkes Bild: Pyrit unter gekreuzten Polarisatoren, rechtes Bild: Pyrit unter einfachem Polarisator

Bei Probe CS_04_31 handelt es sich um einen Paragneis aus der Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle) aus dem Kleinen Fleißtal (Abb. 117)

Im Dünnschliff (Abb. 116) kann man Quarz, Feldspat, Muskovit, vereinzelt Feldspat, Chlorit, Pyrit, vereinzelt auch Kalzit und Biotit sehen. Der Feldspat ist an den Rändern durch Quarz und Muskovit ersetzt worden.

Die Quarz-Korngrenzen sind inequigranular-polygonal bis inequigranular-interlobate ausgeprägt.

Man erkennt auch die recht massiven Glimmer-Scherbänder aus Muskovit und untergeordnet Biotit, die Glimmerfische lassen auf eine Bewegungsrichtung mit Top Richtung SSW deuten, sowie auch das sichtbare S-C-Gefüge eine Bewegungsrichtung mit Top Richtung SSW zeigt.

Auffallend ist auch das häufig auftretende und markante Erscheinungsbild des Pyrites (Abb. 120), der sowohl mit einfachen wie gekreuzten Polarisatoren im Durchlicht schwarz bleibt, mit seiner kubischen Ausprägung.

Die Kalzite (Abb. 119) zeigen die typischen Zwillingslamellen des Types 2 (Abb. 61), man kann dickere gerade bis lanzenförmige komplett ausgeprägte Lamellen erkennen, dies bedeutet wohl eine mittelmäßig starke Deformation und läßt auf Temperaturen von 150° bis 300° schließen. Es handelt sich somit um eine Abschätzung der Metamorphose-Bedingungen im unteren grünschiefer-faziellen Bereich.

6.2.2.4 Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3) im Großen Fleißtal

CS_13_03 / Gneis 3 / Großes Fleißtal

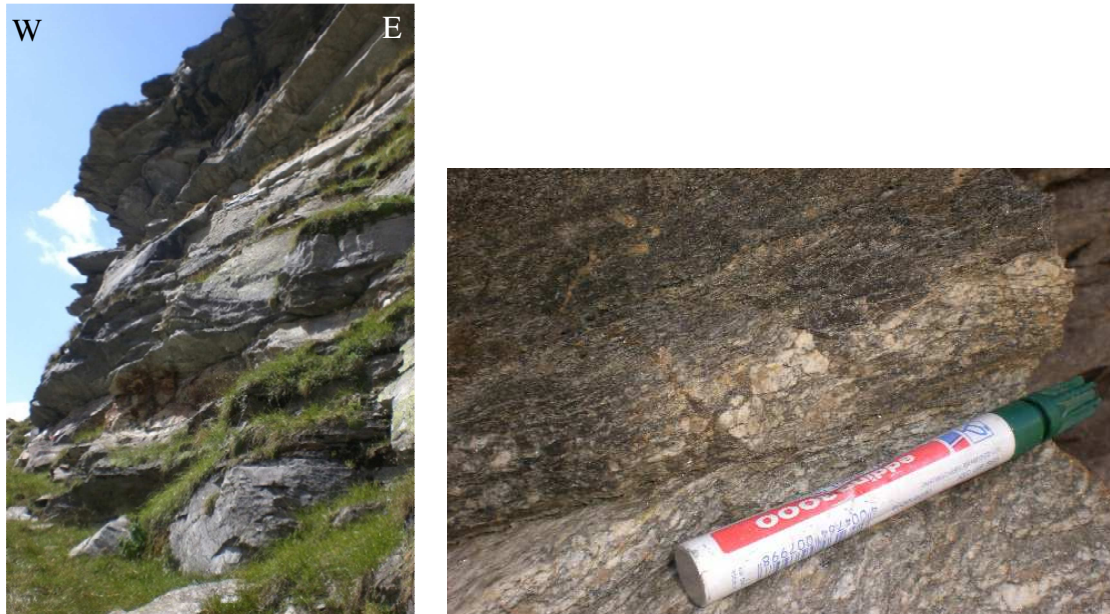


Abb. 121: links: Gneis der Gneislamelle 3; rechts: Orthogneis der Trögereck-Lamelle.

CS_13_03

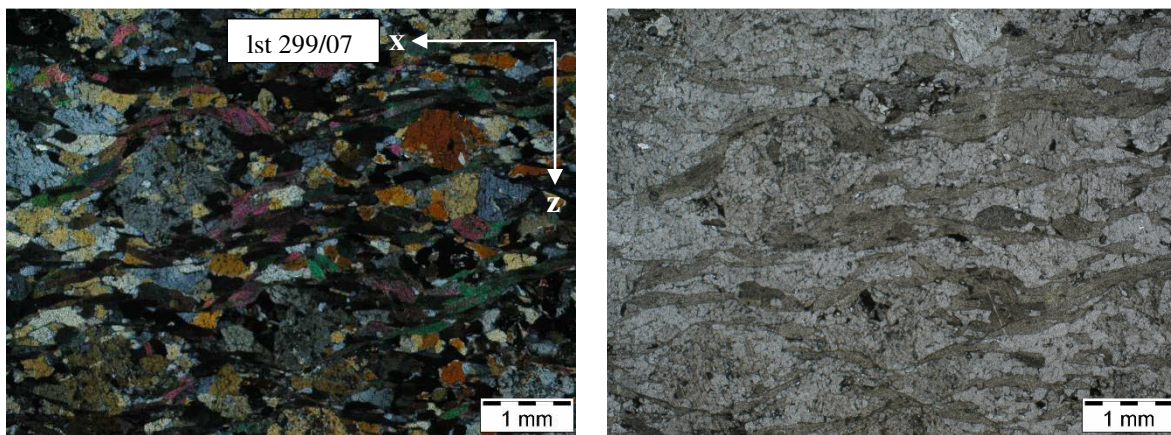


Abb. 122: Gneis der Gneislamelle 3: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

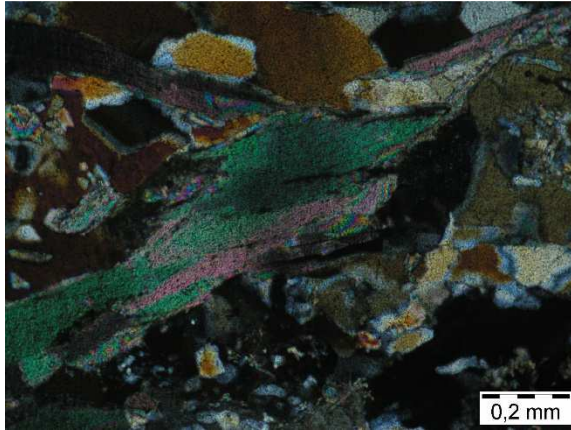


Abb. 123: Muskovit-Glimmerfisch mit dextralem Schersinn.

Probe CS-13-03 ist ein Gneis aus dem Großen Fleißtal, die Probennahme erfolgte südsüdwestlich unterhalb des Moderecks. Es handelt sich um einen Gneis der Trögereck-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 3) (Abb. 121).

Im Dünnschliffbild (Abb. 122) sieht man Quarz, Muskovit, Plagioklas, und vereinzelte Kalifeldspat-Klasten.

Die wenigen Quarz-Korngrenzen kann man als inequigranular-interlobate beschreiben, bei einigen Quarz-Körnern kann man Bulging-Strukturen erkennen, was auf Temperaturen von 300°-400° Celsius schließen läßt. Der Metamorphose-Grad befindet sich somit im grünschiefer-faziellen Bereich.

Man sieht auch deutlich eine Rekristallisation mit Quarz und Serizit an den Rändern einiger Plagioklase.

Die Glimmerfische zeigen eine Bewegungsrichtung mit Top nach SE (Abb. 123), wie dies auch das erkennbare S-C-Gefüge andeutet.

CS_14_03 / Gneis 3 / Großes Fleißtal



Abb. 124: links: Großes Fleißtal, Blick nach Westen Richtung Schareck (2606m); rechts: Gneis der Gneislamelle 3 (Trögereck-Lamelle).

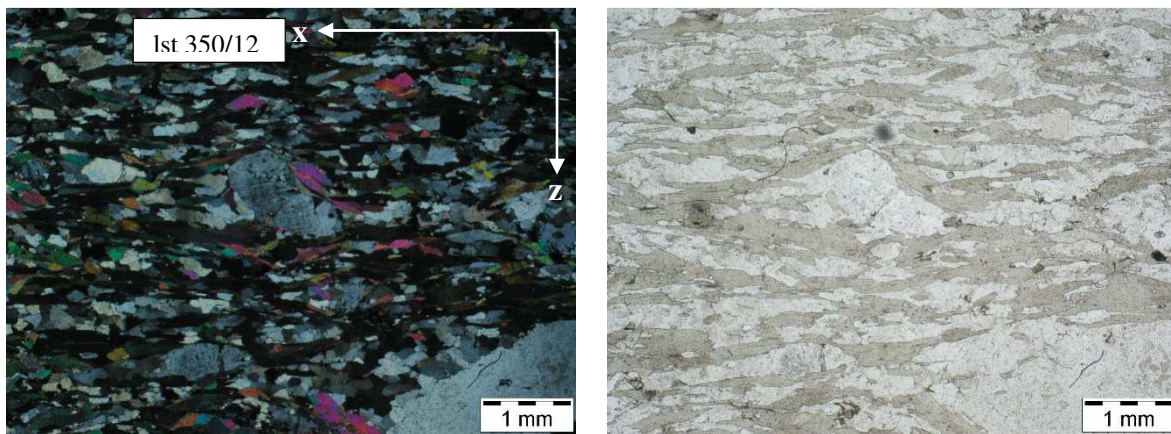


Abb. 125: Gneis der Gneislamelle 3: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.

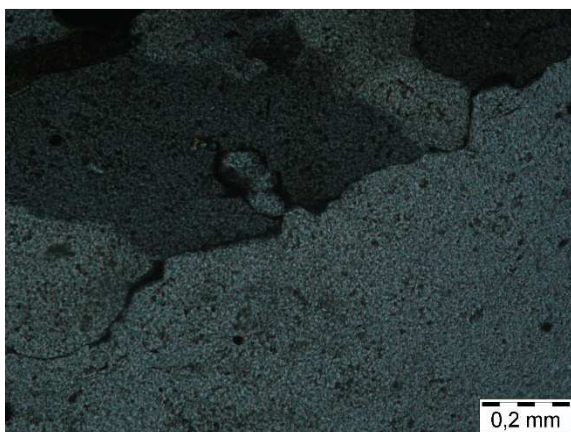


Abb. 126: Quarz-bulging.

Bei Probe CS-14-03 handelt es sich ebenfalls um einen Gneis der Gneislamelle 3 aus dem Großen Fleißtal, die Probennahme erfolgte am Grat Richtung Modereck kurz vor der Weissen Zinne (Abb. 124).

Als Mineralien lassen sich Quarz, Muskovit, Plagioklas und einzelne Kalifeldspatklasten erkennen (Abb. 125).

Die Kalifeldspäte weisen einen Mikroklingitterung auf und an den Rändern sieht man Serizite.

Die Plagioklase sind zum Teil durch Quarz rekristallisiert.

Ein Mikroklin-Kalifeldspat-Porphyroklast ist ein σ -Typ, der einen Schersinn mit einer Bewegungsrichtung Top nach N aufweist.

Das S-C-Gefüge zeigt ebenso eine Bewegungsrichtung mit Top nach N, sowie dies auch die Glimmerfische eindeutig andeuten.

Die Korngrenzen der Quarze selbst sind inequigranular-interlobate ausgebildet.

An den Quarzen sieht man die kleinen buchtigen bulging-Strukturen (Abb. 126), was für Temperaturen von 300°-400° Celsius spricht, was für eine grünschiefer-fazielle Metamorphose spricht.

7 GEOCHEMISCHE ANALYSE

7.1 Einleitung

Da aufgrund der makroskopischen aber auch der mikroskopischen Untersuchungen oft keine eindeutigen Zuordnungen zu Ortho- oder Paragesteinen getroffen werden kann, wird mittels chemischer Gesamtanalytik eine Differenzierung der lithologischen Einheiten vorgenommen.

Um geochemische Daten interpretieren zu können, muss zuerst das Verhalten der Elemente in Bezug auf granitische Schmelzen betrachtet werden. Kompatible Elemente sind Spurenelemente, die angereichert in der Festphase vorliegen, also bevorzugt in das Kristallgitter eines Minerals eingebaut werden. Inkompatible Elemente hingegen werden in der Schmelze angereichert und sind nur sehr selten in der Festphase vorhanden. Die Grenze zwischen kompatiblen und inkompatiblen Spurenelementen kann anhand des Ionenradius (\AA) und der Ionenladung aufgezeigt werden und ist in Abb.127 (Gill, 1993) dargestellt.

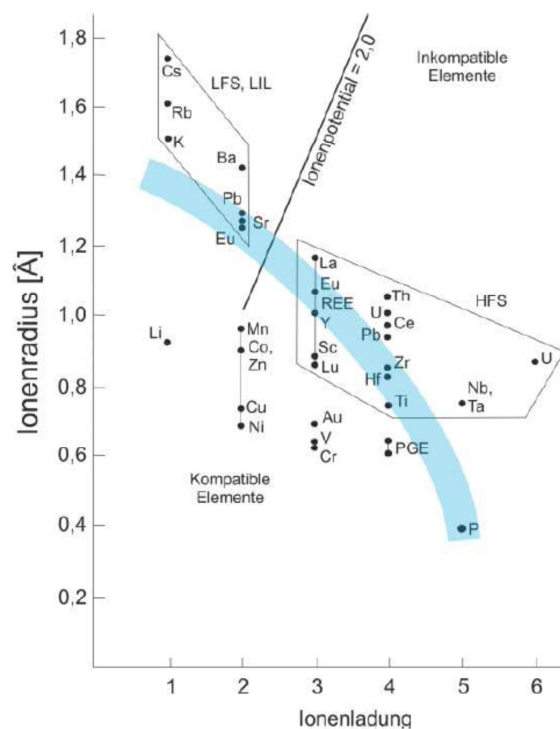


Abb. 127: Spurenelemente mit Ionenladung gegen Ionenradius, mod. nach Rollinson (1993). Das blaue Band trennt kompatible von inkompatiblen Elementen nach Gill (1993).

Zu den inkompatiblen Elementen werden generell LIL Elemente (Large Ion Lithophile) als auch HFS Elemente (High Field Strength) gezählt.

LIL-Elemente weisen einen Ionenradius größer als $1,2\text{\AA}$ auf und haben ein Ionenpotential kleiner 2. Zu diesen Elementen zählen einwertige Alkalimetalle Cs, Rb und K und

zweiwertige Kalkalkalimetalle Ba, Sr, Pb²⁺ und Eu²⁺. Die HFS Elemente haben ein Ionenpotential größer als 2 und Wertigkeiten von 3+ bis 6+ (Abb. 127).

Unter bestimmten Voraussetzungen können sich aber auch diese prinzipiell inkompatible Elemente kompatibel verhalten und sich in bestimmten Mineralen gegenüber der Schmelze anreichern. So verhalten sich z.B. in peraluminösen Graniten [$Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O + CaO)$] K, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Ta und V zu Biotiten kompatibel während sich Ba, Ce, La, Nd, Sr, Th, U und Y inkompatibel verhalten.

Ce, Ga, La, Nd, Sc und Sr verhalten sich gegenüber Plagioklasen kompatibel. Ba, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Ta, Th, U und Y verhalten sich gegenüber Plagioklasen inkompatibel (Bea, Pereira, & Stroh, 1994).

Li, Be, Cr, Rb, Cs, Ba, La, Eu, und Pb verhalten sich zu Kalifeldspat kompatibel, währenddessen sich Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Nb, Ce, Nd, Sm und Yb sich inkompatibel verhalten.

Wie oben erwähnt ist Kalium ein generell inkompatibles Element, wird aber in Biotiten, Kalifeldspäten und Amphibolen bevorzugt eingebaut.

Ein Verteilungskoeffizient mit einem Wert gleich 1 bedeutet eine Gleichverteilung des Elementes zwischen Mineral und Schmelze. Ein Verteilungskoeffizient >1 weist auf ein kompatibles Element, welches in der Mineralphase angereichert wird. Ein Verteilungskoeffizient <1 zeigt, dass das Element bevorzugt in der Schmelze verbleibt.

$$Kd(Y) = \frac{C_m(Y)}{C_l(Y)}$$

Formel 1: Verteilungskoeffizient K_d

K_d = Verteilungskoeffizient; (Y) = Element; C_m = Konzentration in Mineral; C_l = Konzentration in Schmelze.

7.2 Methodik

Für die geochemischen Untersuchungen wurden basierend auf den Dünnschliffuntersuchungen 35 Proben ausgewählt. Die Proben stellen jeweils mehrere repräsentative Proben aus dem Zentralgneis (ZG) und den Gneislamellen dar.

In Tab.8 sind die Proben aufgelistet:

Probe	Aufschluß	Lithologie	Tal
CS_04_01	90	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_05_9	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_059	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_3	11	ZG	Kl. Zirknitztal
CS_16	28	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_13	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_14	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_08_03	140	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_17	29	Gneis 3	Gr. Zirknitztal
CS_12	20	Gneis 4	Zirknitztal
CS_12A	20	Gneis 4	Zirknitztal
CS_04_39	88A	Gneis 4	Zirknitztal
CS_8B	16	Gneis 3	Zirknitztal
CS_04_2	39	Glimmermarmor	Zirknitztal
CS_04_08B	47	Gneis 3	Mölltal
CS_9	17	Gneis 3	Mölltal
CS_04_09	51	Gneis 3	Mölltal
CS_10	18	Gneis 4	Mölltal
CS_18	30	Gneis 3	Mölltal
CS_04_20	64	Gneis 4	Mölltal
CS_04_22	65	Migmatit	Mölltal
CS_04_37B	79	ZG	Kl. Fleißtal
CS_04_31	76	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_31A	76	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_32	76A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_04_33	77	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_34A	78	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1A	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_3	98A	Paragneis	Kl. Fleißtal
CS_21	36A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_13_03	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_13_03A	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03A	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal

Tab. 8: Proben, die geochemisch untersucht wurden, mit Angaben zum Aufschlußpunkt, Lage und Lithologien.

Die Proben wurden zunächst analysefein aufgemahlen und danach wurden aus dem Probenpulver Schmelztabletten hergestellt. Die Proben wurden für 2 h bei 105°C getrocknet. 1g Probe wird mit 7g Lithiumtetraborat vermengt und in einem Platintiegel zu einer Tablette verschmolzen. Zusätzlich wird der Glühverlust (LOI) bei einer Temperatur von ca. 1000°C und einer Glühdauer von 1 Stunde bestimmt.

Die Schmelztabletten wurden mit dem Röntgenfluoreszenz-Analysegerät Bruker Pioneer S4, am Institut für Erdwissenschaften der Karl Franzens Universität Graz Universitätsplatz 2, gemessen.

Die Resultate der Analysen sind im Anhang dargestellt. Die Hauptelemente sind in Oxidgewichtsprozenten und die Spurenelemente in ppm („parts per million“) angegeben. Analysen deren Werte unter dem Detektionslimit liegen (bei den Spurenelementen) werden mit einem „<“ Zeichen deklariert.

Für die Darstellung der Daten auf den folgenden Seiten ist zumeist das Programm GCDkit for Win 3.0 BETA (Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V., 2006) verwendet worden.

7.3 Gesteinsklassifikation

In einem ersten Schritt wird nun versucht mit Hilfe der geochemischen Analysen eine Unterscheidung zwischen Orthogesteinen und Paragesteinen zu treffen.

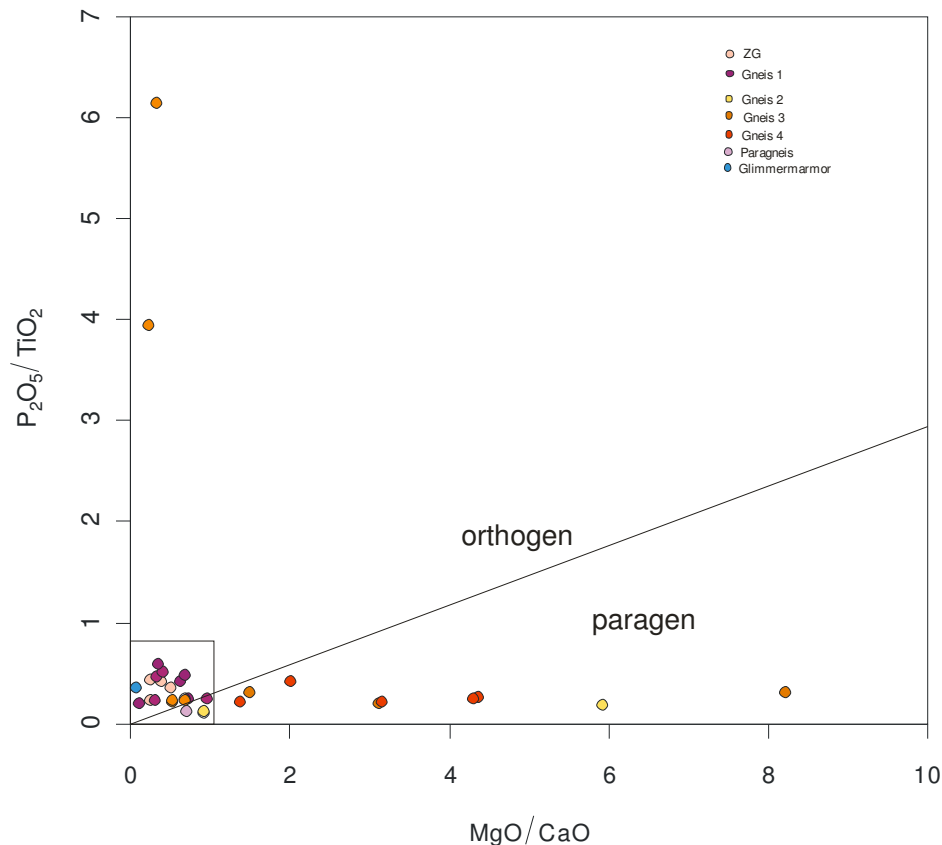


Abb. 128: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), geplottet wurden alle geochemisch untersuchten Proben. In Abb. 129 wird der Ausschnitt im Detail dargestellt.

Werner (1987) führte eine Diskrimination an paragenen und orthogenen Gneisen unter Verwendung der Darstellung der Elementgehalte P_2O_5/TiO_2 gegenüber MgO/CaO durch. Die Unterscheidung zwischen Paragesteinen und Orthogesteinen basiert nach Werner (1987) auf einem erhöhten Titan und Magnesiumgehalt in Paragesteinen, die auf Verwitterung und ähnliche Prozesse bei denen Tonminerale angereichert werden, zurückzuführen sind. Die Diskriminierung basierend auf diesen Daten kann bei Gesteinen bis zu einer granulitfaziellen Metamorphose angewandt werden (Werner, 1987).

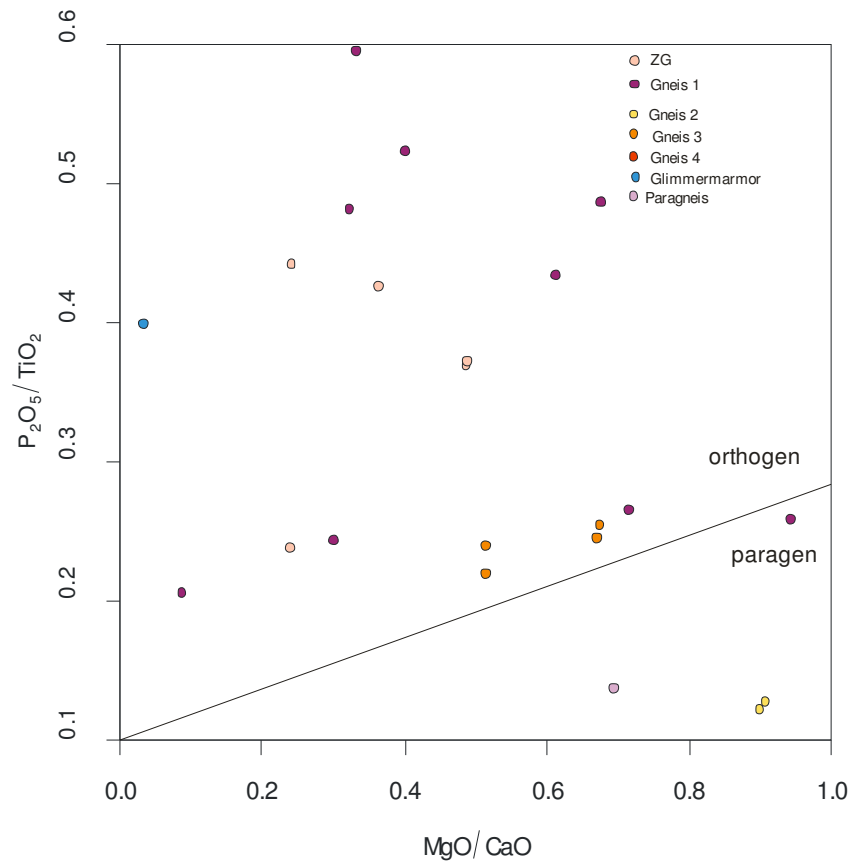


Abb. 129: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Detailausschnitt.

Das Ergebnis der Abb. 128, 129 ist nicht ganz eindeutig. Es läßt sich jedoch feststellen, daß die Proben aus dem Zentralgneis eindeutig orthogenen Ursprungs sind. Ebenso plotten alle Proben der Gneislamelle 1 im orthogenem Feld. Die geochemische Zusammensetzung der Proben aus den Gneislamellen 2 und 4 weist auf eine paragene Herkunft hin. Proben der Gneislamelle 3 plotten sowohl im orthogenen als auch im paragenen Feld.

Um einen Vergleich der geochemischen Daten zwischen dem Mölltal, Zirknitztal und Fleißtal zu haben, werden die Daten nochmals getrennt nach Tälern in den Abb. 130, 131, 132 dargestellt.

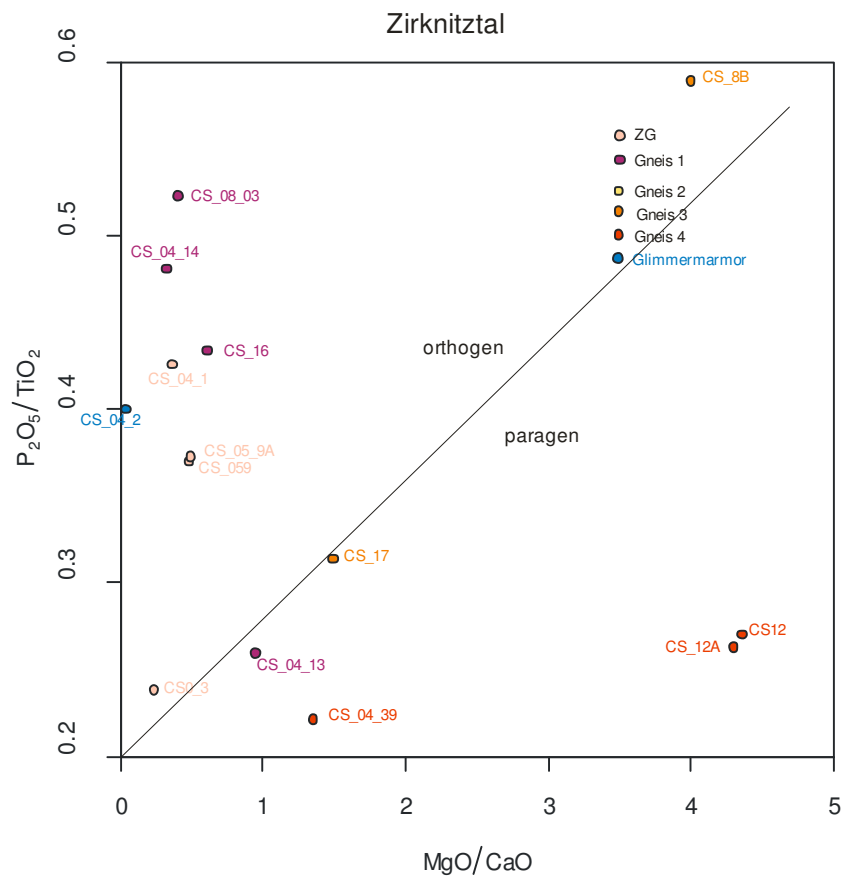


Abb. 130: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Zirknitztal.

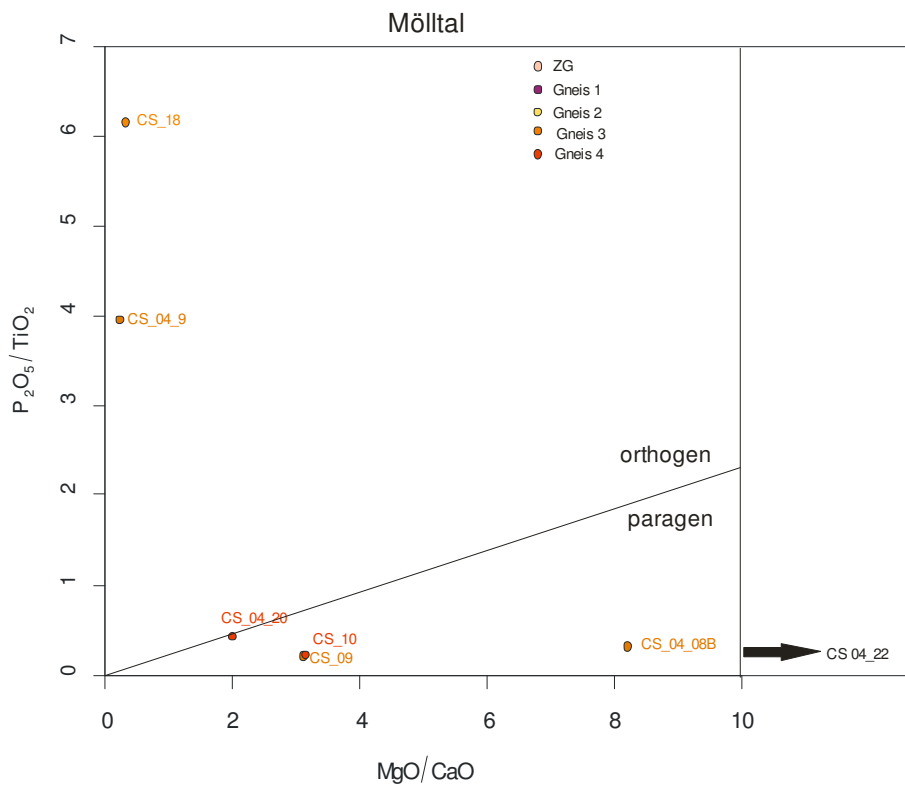


Abb. 131: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Mölltal.

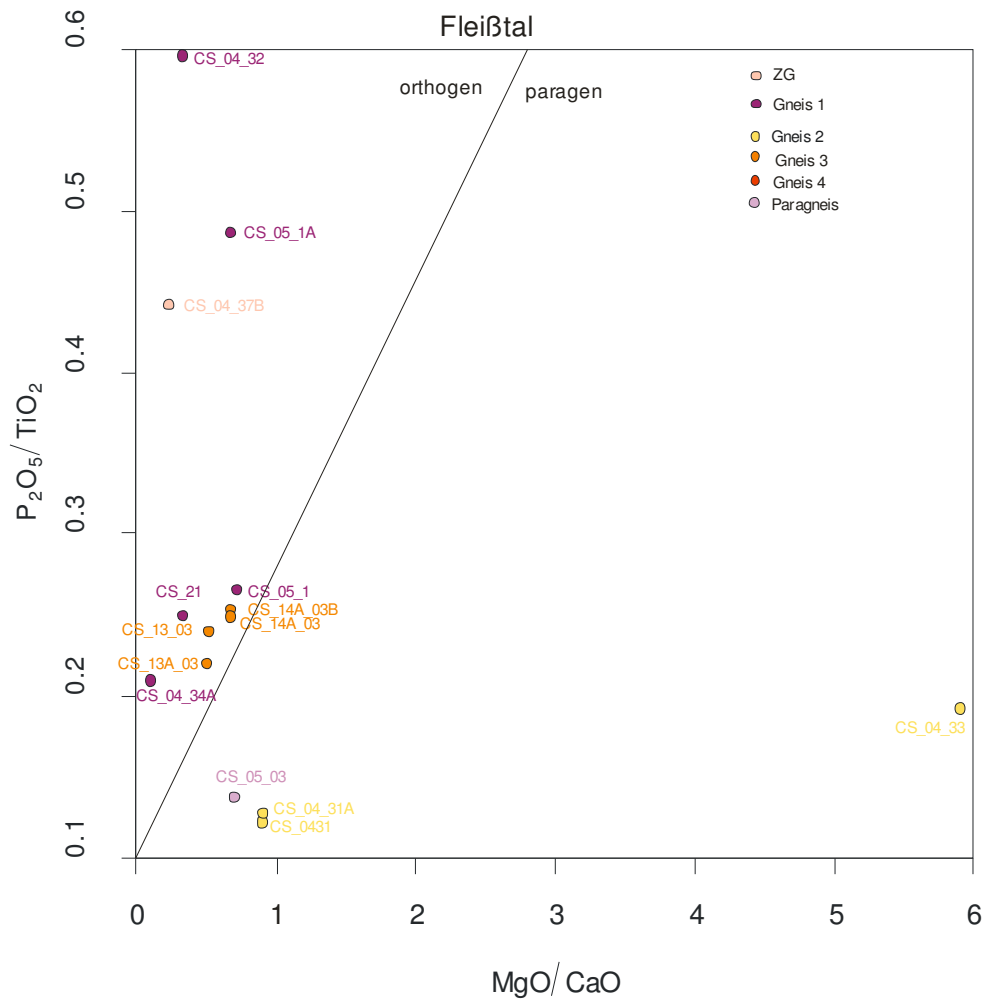


Abb. 132: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Fleißtal.

Für die Proben, die nach der geochemischen Einteilung magmatischen Ursprungs sind, Zentralgneis und Gneislamelle 1 und da teilweise Gneislamelle 3 auch magmatischen Ursprung zeigt, werden in Folge diese Daten für weitere Klassifizierungen verwendet (Tab.9).

Probe	Aufschluß	Lithologie	Tal
CS_04_01	90	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_05_9	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_059	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_3	11	ZG	Kl. Zirknitztal
CS_16	28	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_13	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_14	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_08_03	140	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_17	29	Gneis 3	Gr. Zirknitztal
CS_8B	16	Gneis 3	Zirknitztal
CS_04_08B	47	Gneis 3	Mölltal
CS_9	17	Gneis 3	Mölltal
CS_04_09	51	Gneis 3	Mölltal
CS_18	30	Gneis 3	Mölltal
CS_04_37B	79	ZG	Kl. Fleißtal
CS_04_32	76A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_04_34A	78	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1A	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_21	36A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_13_03	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_13_03A	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03A	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal

Tab. 9: 24 geochemisch untersuchte Proben, die für magmatische Klassifizierungen verwendet werden.

Nach Chappel & White (2001) wird das Verhältnis von SiO_2 zu A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) herangezogen um zwischen S-Typ und I-Typ Plutoniten zu unterscheiden. Alle Werte über 1,10 werden zu den S-Typ Plutoniten und alle Werte darunter zu den I-Typ Plutoniten gerechnet (Abb. 133). Diese Unterscheidung soll aber nur unter Berücksichtigung bestimmter mineralogischer Parameter, die in Tab.10 angeführt sind, vorgenommen werden.

Gesteinschemismus	S-Typ-Granitoid	I-Typ Granitoid
A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$)	> 1,1%	< 1,1 %
CIPW Norm Korund "C"	C > 1 %	C < 1%
SiO_2	65 – 74 %	53 – 76 %
Na_2O	< 2,2 bei 2 % K_2O	> 2,2 bei 2 % K_2O
	< 3,2 bei 5 % K_2O	> 3,2 bei 5 % K_2O
$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$	hoch	niedrig
Chrom und Nickel Gehalt	hoch	niedrig
Mineralogie		
Al-reiche Minerale	präsent (z.B. Ms oder Grt)	nicht präsent
Hornblende	nicht präsent	präsent
Klinopyroxen	nicht präsent	präsent
Titanit	nicht präsent	präsent
Fe-Oxide	Illmenit	Magnetit

Tab. 10: Mineralogische Parameter, die bei der Unterscheidung von S-Typ und I-Typ Granitoiden berücksichtigt werden sollen.

Die Abb. 133 nach Chappel & White (2001) zeigt, daß der Zentralgneis an der Grenze zwischen S-Typ und I-Typ liegt. Proben der Gneislamelle 3 entsprechen eher einem S-Typ Plutonit, während die Proben der Gneislamelle 1 sowohl S-Typ als auch I-Typ-Plutoniten entsprechen. Die Abb. 134 nach Norman et al., (1992) bestätigt diese Einteilung.

Um Granitoide noch weiter zu differenzieren, kann eine Diskrimination von A-Typ Granitoiden vorgenommen werden. A-Typ Granitoide sind alkalisch (hoher Na_2O und K_2O Gehalt), wasserfrei (Fluide Phase arm an H_2O) und anorogenen Ursprungs. Diese Granite kommen vor allem in kontinentalen Riftzonen vor und sind nicht an Plattengrenzen gebunden. Häufige mafische Gemengteile sind grüne Biotite, Na-Amphibole oder Na-Pyroxene. Die Bildung von A-Typ Magmen entsteht durch Extension von Kontinentaler Kruste bzw. durch eine Wärmequelle aus dem Mantel (Collins et al., 1982, Whalen et al., 1987). Zur Unterscheidung dieser Typen wird das Verhältnis von Gallium (Ga) zu Al_2O_3 herangezogen. Typisch für A-Typ Granite sind erhöhte Ga, Nb, Mo und W Gehalte.

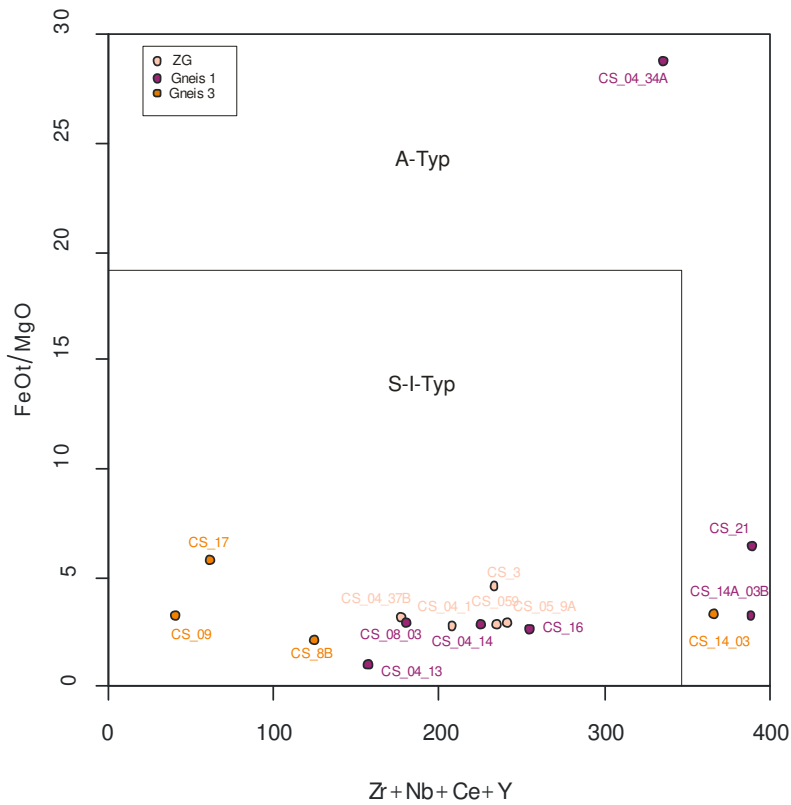


Abb. 136: Diskriminations Diagramm von A-Typ und S- und I-Typ-Granitoiden ((FeOt/MgO) vs. Zr+Nb+Ce+Y) nach Whalen et al., 1987.

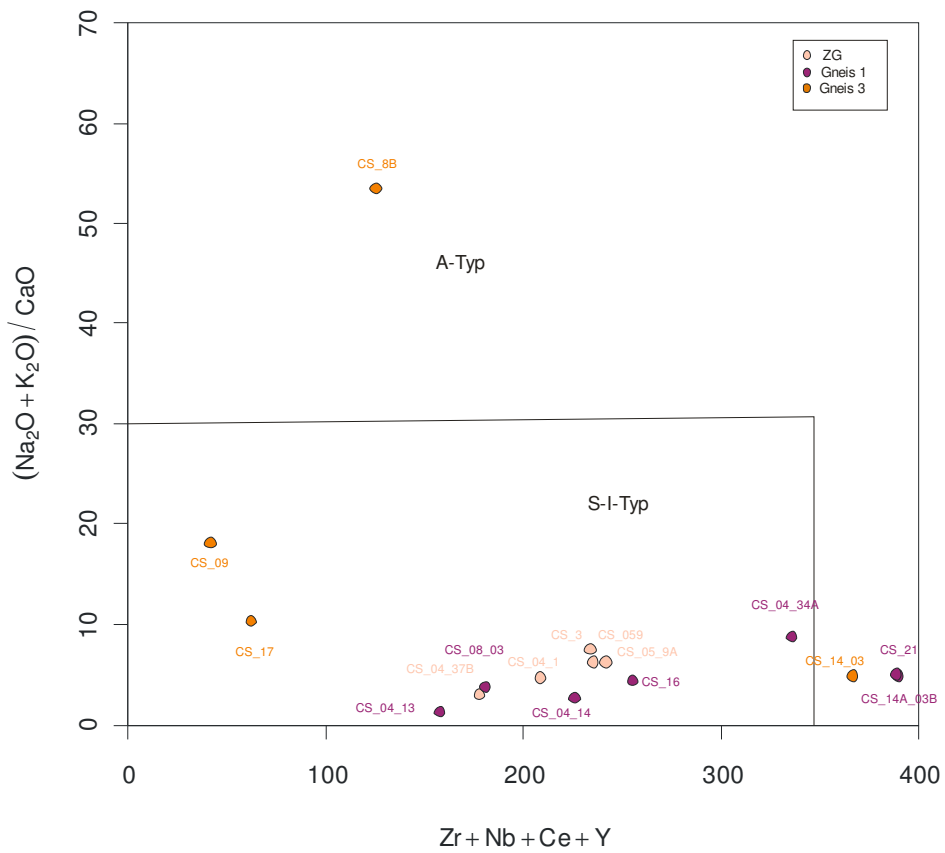


Abb. 137: Diskriminations Diagramm von A-Typ und S- und I-Typ-Granitoiden ((Na₂O + K₂O)/CaO vs. Zr+Nb+Ce+Y) nach Whalen et al., 1987.

In den Abb. 136, 137 fallen die meisten Proben wieder in das Feld der S-I-Typ Granitoide, nur die Proben CS 21, CS_14_03 und CS 14_03A, CS_8B sowie CS 04_34A weisen Elementzusammensetzungen auf, die für A-Typ Granitoide sprechen.

Mit Hilfe des AFM Diagramm kann generell ein Trend der Schmelzentwicklung dargestellt werden. In diesem Dreiecksdiagramm werden A ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), F ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) und M (MgO) geplottet.

Eine Linie trennt zwischen kalkalkalinem und tholeiitischem Trend. In Abb. 138 fallen alle Proben des Zentralgneis, der Gneislamelle 1 und der Gneislamelle 3 in den kalkalkalinen Bereich.

AFM plot (Irvine and Baragar 1971)

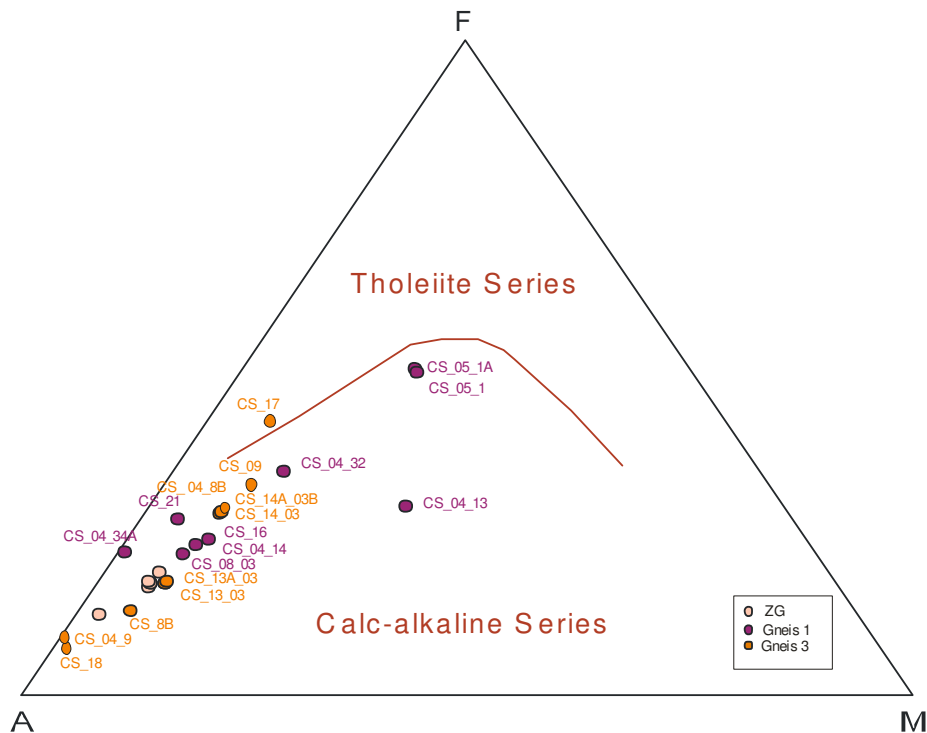


Abb. 138: AFM Diagramm zur Darstellung der Schmelzentwicklung.

Nach Peccerillo & Taylor (1976) (Abb. 139) wird der generelle kalkalkaline Trend bis auf ein paar Proben bestätigt. Aufgrund des K_2O Gehaltes kann eine Unterteilung in eine kalkalkaline Serie mit hohem K-Gehalt und in eine Serie mit mittlerem K-Gehalt getroffen werden.

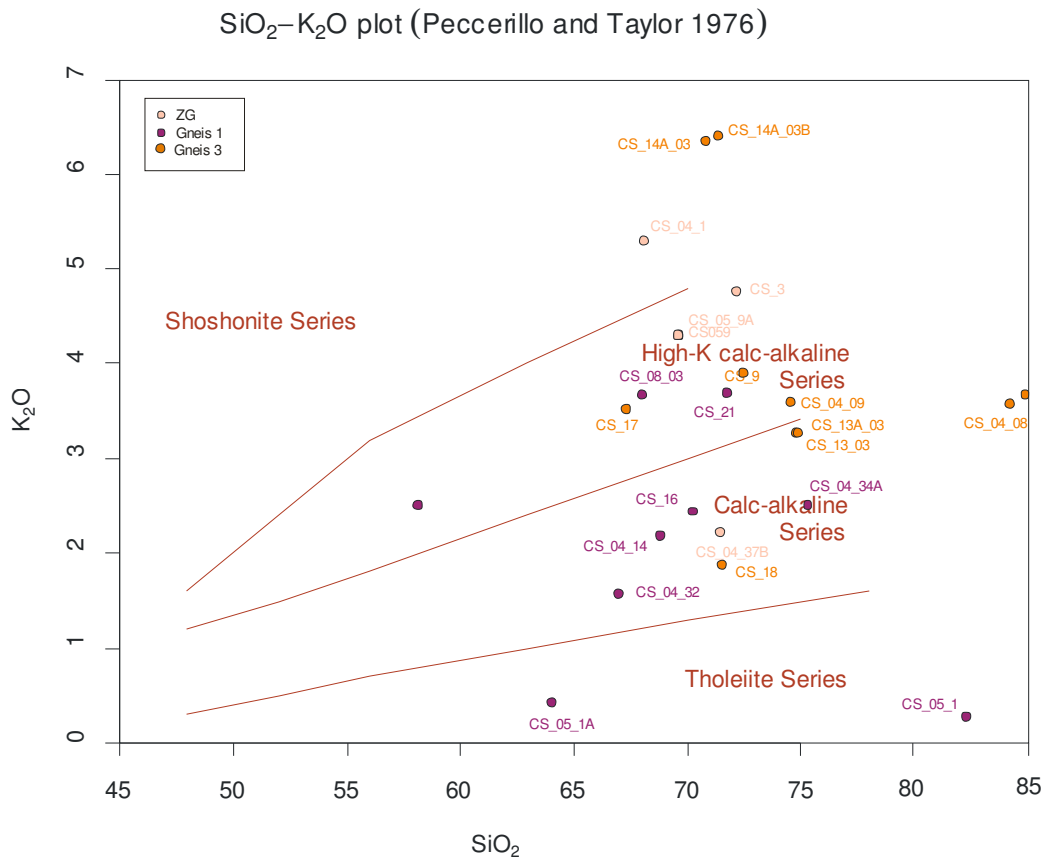


Abb. 139: Klassifikationsdiagramm nach Peccerillo & Taylor (1976).

Mittels eines A/CNK gegen A/NK Plots kann eine Einteilung in peraluminöse, metaaluminöse und peralkalische Gesteine getroffen werden. Metaaluminöse Gesteine haben einen höheren Anteil an Na₂O+K₂O+CaO gegenüber Al₂O₃ und sind hauptsächlich I-Typ Granite. Zu den metaluminösen Mineralen zählen Biotit, Hornblenden und Pyroxen. Peraluminöse Granite hingegen haben einen größeren Al₂O₃-Anteil als Na₂O+K₂O+CaO und sind hauptsächlich S-Typ Granite. Zu den peraluminösen Mineralen zählen Granat, Cordierit, Muskovit und Andalusit. Abb. 140 zeigt einen deutlichen peraluminösen Trend der Proben.

Im TAS Diagramm nach Middlemost (1994) (Abb. 141) sind 3 Proben (CS_08B, CS_04_08B und CS_05_1A) nicht geplottet weil diese drei einen SiO₂-Gehalt über 80% haben. Fast alle Proben fallen in die Felder Granit und Granodiorit.

In der Tab.11 sind die Proben nach ihrer Gesteinsklassifikation angeführt.

Gesteinsname	Proben
Granit	CS_04_01, CS_05_9A, CS059, CS_3, CS_04_37B, CS_08_03, CS_21, CS_18, CS_3
Granodiorit	CS_04_14, CS_16, CS_14A_03, CS_14A_03B, CS_13A-03, CS_13_03, CS_04_34A, CS_17, CS_09, CS_04_32
Quarz Monzodiorit	CS_04_13
Keine Zuweisung	CS_05_1, CS_04_2, CS_08B, CS_05_1a

Tab. 11: Proben mit ihrer Gesteinsklassifikation.

7.4 Geotektonische Diskriminierung

Geotektonische Bildungsmilieus von Granitoiden lassen sich nach Pearce et al. (1984) und Harris et al. (1986) mit Hilfe von ausgewählten Spurelementdiagrammen (Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr, Hf) unterscheiden.

Die Spurelementgehalte weisen so auf vier verschiedene geotektonische Settings hin:

1. ORG (ocean ridge granites = ozeanische Rücken Granite)
2. WPG (within plate granites = Intraplattengranite)
3. VAG (volcanic arc granites = Inselbogengranite)
4. Syn-COLG (syn-collision granites = Kollisionszonengranite)

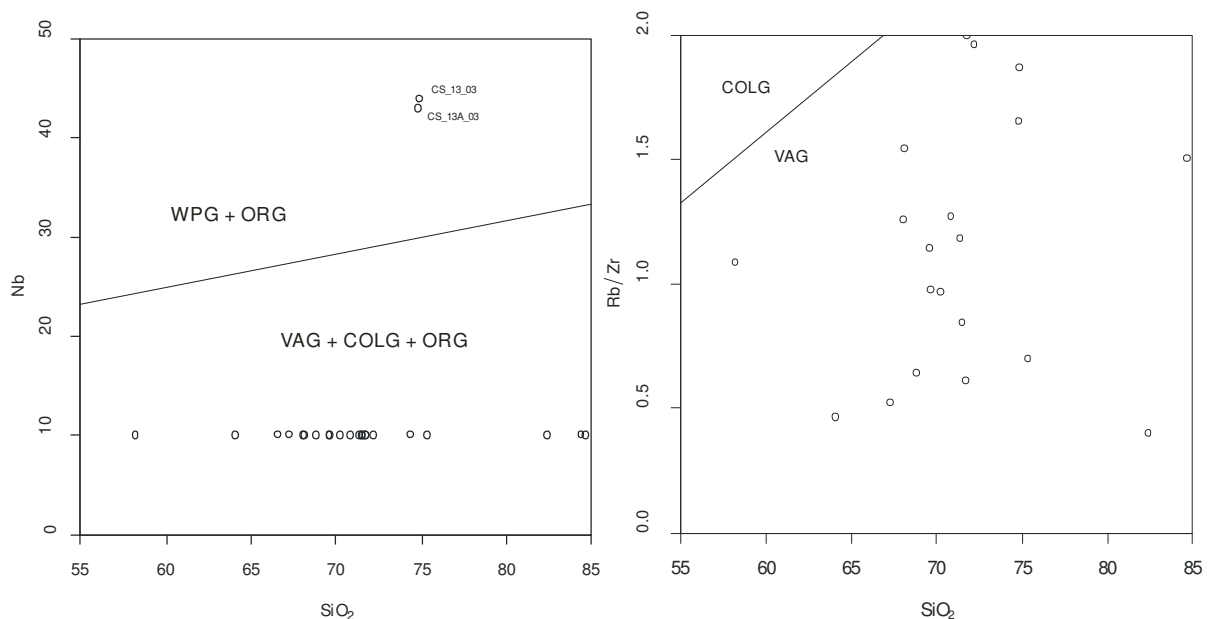


Abb. 142: linkes Diagramm zeigt die Trennung von WPG und OPG zu VAG, COLG und ORG nach Pearce et al. (1984). Die Proben plotten alle bei 10 ppm Nb, da das Detektionslimit von 20 ppm nicht erreicht wurde; rechtes Diagramm zeigt die Trennung von VAG zu COLG nach Harris (1986).

Um eine Trennung zwischen den Settings zu machen, wird SiO_2 gegen Nb geplottet (Pearce et al., 1984). Die geochemischen Messungen zeigen, dass bis auf 2 Proben alle anderen Proben ein Nb-Gehalt von <20 ppm aufweisen. Im Programm GCDkit 3.00 (Janoušek, Farrow, & Erban, 2006) werden daher alle Werte mit 10 (ppm) angenommen. Somit werden diese Probenpunkte in Abb. 142 bei 10 ppm geplottet. Damit wird für diese Proben ein WPG + ORG Setting ausgeschlossen. 2 Proben (CS_13_03 und CS_13A_03) liegen aber in diesem WPG + ORG Feld.

Der Verhältniswert von Rb zu Zr gegenüber SiO_2 dient nach Harris et al. (1986) zur Unterscheidung zwischen COLG und VAG Settings (Abb. 142 rechtes Diagramm). In diesem Diagramm plotten alle Proben im Feld der Inselbogengranite (VAG).

Nach einer Datenkorrektur, alle Niob- und Yttriumwerte unter 20 ppm werden auf einen Wert von 20 ppm gesetzt, kann eine Diskrimination nach Pearce et al., (1994) durchgeführt werden. Selbst nach der Annahme dieser höchsten Werte für Nb und Y plotten alle bis auf 2 Proben (CS_13_03 und CS_13A_03) im Feld VAG. Somit wird ein Inselbogen-Setting für die meisten Proben bestätigt (Abb. 143).

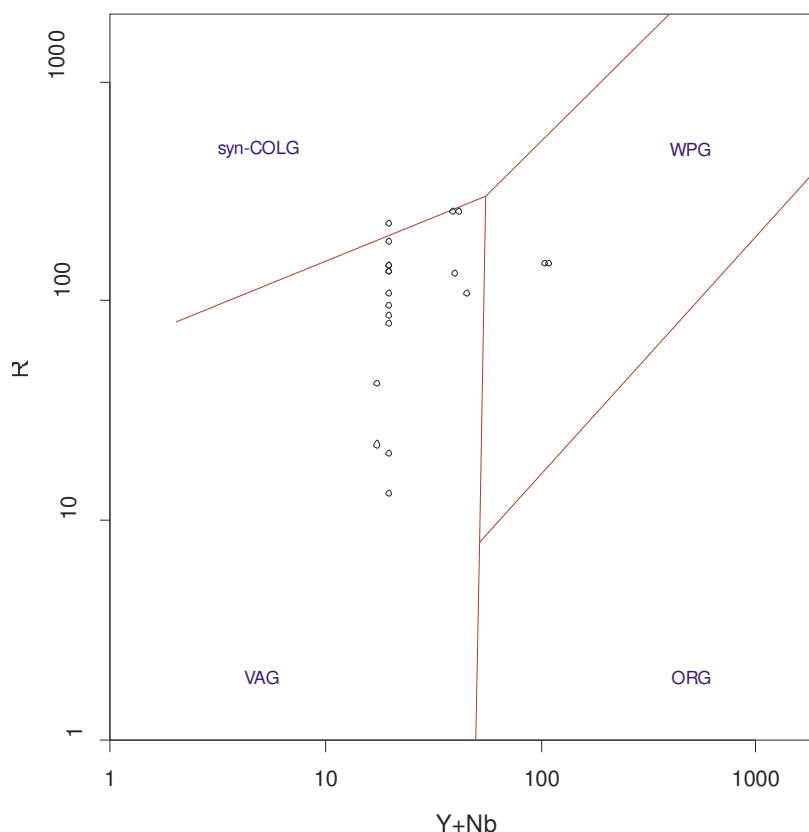


Abb. 143: Diskriminationsdiagramm nach Pearce (1994) zur Trennung von WPG, syn-COLG, VAG und ORG Settings.

Mithilfe eines Diagrammes nach Bachelor and Bowden (1985) bzw. einer Einteilung nach Pitcher (1979, 1982) kann die Entwicklung einer Magmenquelle durch einen

7.5 Geochemische Trends

Geochemische Trends lassen sich generell aus Harker Diagrammen (Harker, 1909) ableiten. In diesen Diagrammen werden sowohl Haupt- als auch Spurenelement gegen SiO_2 geplottet.

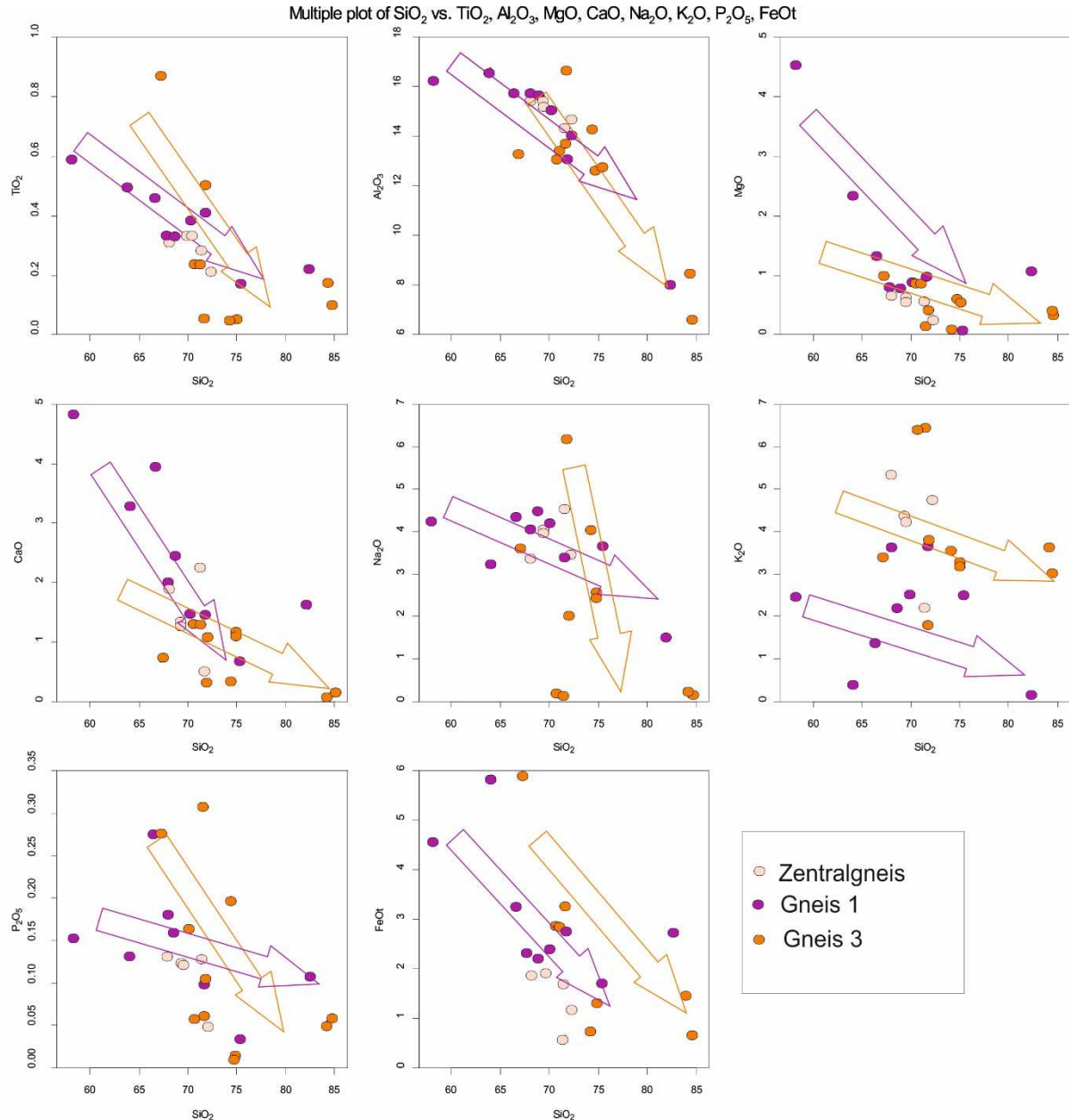


Abb. 145: Harker-Diagramm der Hauptelemente gegen SiO_2 . Der Trend der Elemente wird durch den Pfeil verdeutlicht.

Folgende **Hauptelemente** Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 und FeOt werden gegen SiO_2 geplottet. Daraus sind positive beziehungsweise negative Trends im Zusammenhang mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt (Abb. 145) ersichtlich. Diese positiven und negativen Trends sind abhängig von der Kompatibilität der einzelnen Elemente bei Fraktionierungsprozessen. Ein negativer Trend eines Oxids bei zunehmendem SiO_2 -Gehalt deutet auf kompatible

Eigenschaften hin. Als Beispiel kann hier CaO angeführt werden, welches in Plagioklase eingebaut und somit der Schmelze entzogen wird.

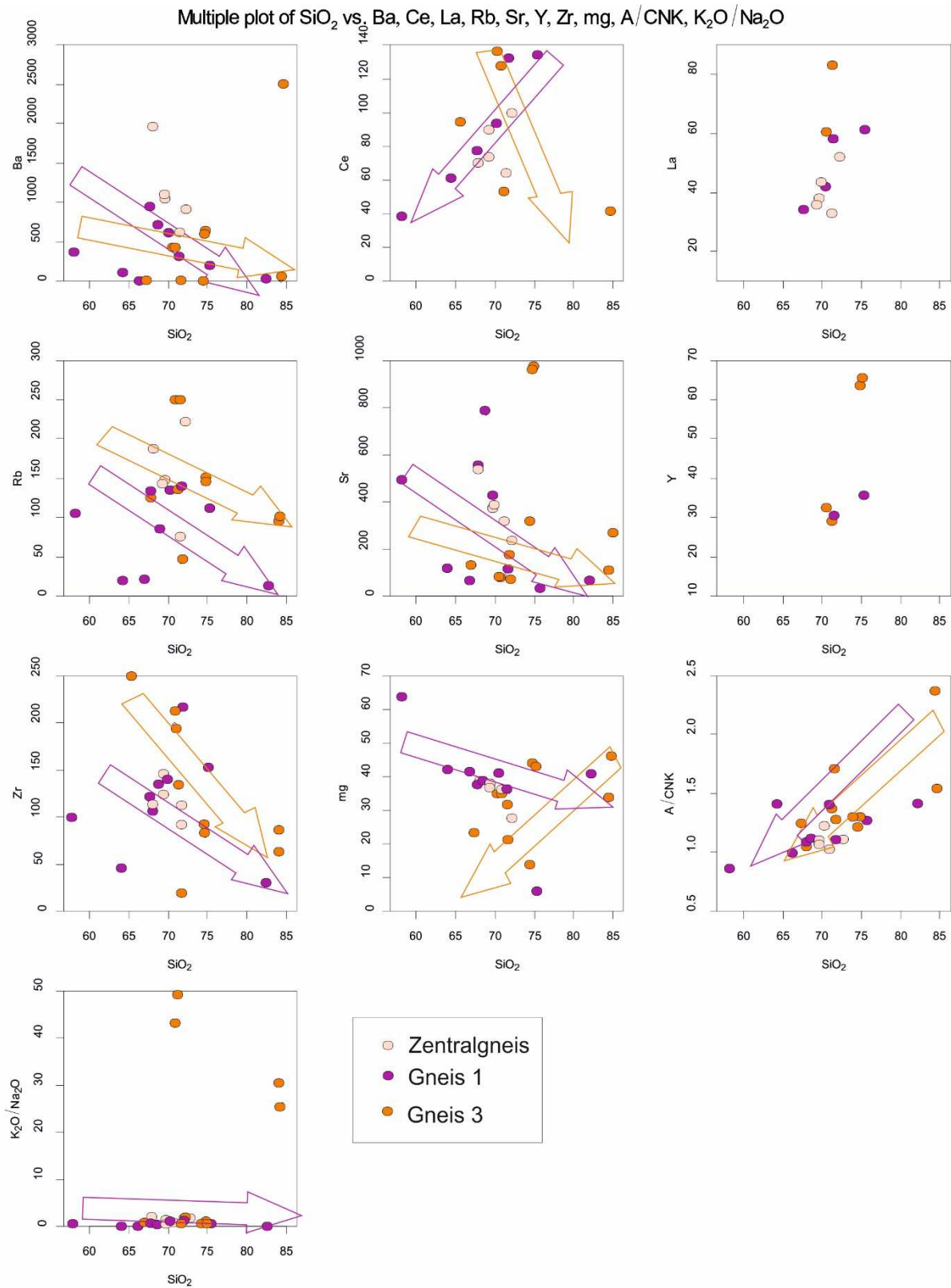


Abb. 146: Harker-Diagramm der Spurenelemente gegen SiO₂. Der Trend der Elemente wird durch den Pfeil verdeutlicht.

In Abb.145 sieht man sowohl für die Proben der Gneislamellen 1 als auch 3 generell eher negative Trends der Al_2O_3 -, MgO -, CaO -, Na_2O -, K_2O -, TiO_2 -, P_2O_5 -, FeO -Oxide. Diese Oxide zeigen ein kompatibles Verhalten und sind in der Schmelze abgereichert. Für den Zentralgneis mit nur 5 Proben lassen sich aufgrund der geringen Probenanzahl keine Trends ableiten.

Die Entwicklungen der **Spurenelemente** während der Fraktionierungsprozesse können auch im Harker-Diagramm gegen SiO_2 (Abb. 146) geplottet werden. Ba, Rb, Sr und Zr zeigen für die Gneislamellen 1 und 3 einen negativen Trend bei zunehmendem SiO_2 -Gehalt. Für Ce kann für die Gneislamelle 1 ein positiver Trend, für die Gneislamelle 3 ein negativer Trend erkannt werden. Für mg# zeigen die Proben der Gneislamelle 1 einen negativen Trend, die Gneislamelle 3 hingegen einen positiven Trend bei zunehmendem SiO_2 -Gehalt. Die Proben der Gneislamellen 1 und 3 zeigen einen negativen Trend für A/CNK. Für die Elemente La und Y können keine Trends abgeleitet werden, da die Datenmenge zu klein ist. Es wurden nur diejenige Proben geplottet, deren Messwerte über der Nachweisgrenze liegen. Wie bei den Hauptelementen lassen sich für den Zentralgneis aufgrund der geringen Probenanzahl keine Trends ableiten.

8 DISKUSSION

Aufgrund der Kartierung, der Geländeaufnahmen und der Dünnschliffanalysen bezüglich Mineralbestand und Mikrostrukturen, der geochemischen Analyse unter Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und all den daraus gewonnenen Erkenntnissen wird versucht eine Zuordnung für die Stellung der Gneislamellen 1-4 und des Zentralgneises des Sonnblickkernes innerhalb der penninischen sowie subpenninischen Decken am Süd-Ost-Rand des Tauernfensters zu bilden.

Der **Zentralgneis des Sonnblickkernes** (im Großen Zirknitztal im Bereich des Zahltisches, Hinter der Brettwand und beim Färberkaser; im Kleinen Zirknitztal im Bereich des Großsees und des Kegelesees; im Kleinen Fleißtal im Bereich östlich des Alten Pochers, beim Zirmsee, beim Seebach, und Richtung Kleinfleißkees; und im Großen Fleißtal im Bereich des Großfleißkees) ist wie schon von Dölmüller et al., (1989) beschrieben, ein saurer I-Typ Granit mit typischer Kalifeldspat-Vormacht, im Unterschied zu der darüberliegenden Gneislamelle 1, die auch Albite beinhaltet.

Die Abschätzung der Metamorphose-Temperaturen durch die Analyse der Mikrostrukturen ergibt hohe Temperaturen von über 550°C, also im Bereich der Amphibolit-Fazies. Weiters lassen sich auch Quarz-Mikrostrukturen erkennen, die auf ein GBAR-Regime hinweisen, was dann für noch höhere Temperaturen über 600°C spricht.

Die geochemische Analyse zeigt für alle Proben des Zentralgneises einen eindeutigen Orthogneis auf. Die Diskriminationsdiagramme (Abb.125, 126, 127, 128) bestätigen im Großen und Ganzen die Interpretation als I-Typ Granit (Dölmüller et al. 1989).

Die fein-bis-mittelkörnigen Gneise im Bereich der Erlenwände, Unterkaser und Schrallkaser im Großen Zirknitztal entsprechen den Gneisen der Brettwand und des Sandkopfes, man kann sie also der **Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1)** zuordnen. Ebenso erkennt man in den oben genannten Bereichen immer wieder die als Linsen ausgeprägten Amphibolite. Somit endet die Gneislamelle 1 nicht wie von Exner (1962) beschrieben am südlichen Ende der Brettwand, sondern kann bis zu den Erlenwänden und gegebenenfalls auch bis in die NW-Wände im Bereich Skrippen am Südrand des Großen Zirknitztales und weiter nach Osten in das Kleine Zirknitztal verfolgt werden. Weiters setzt die Sandkopf-Neubau-Lamelle mitsamt ihren Amphibolitlinsen und oft auch Amphibolitbändern sich über den Grat zwischen Sandkopf und Roten Mann und die Richardswand weiter in das Kleine Fleißtal westlich des Alten Pochers fort, zieht dort östlich des Gosinkopfes und über die Gjaidtroghöhe in das Große Fleißtal, und von dort weiter nach Nordosten in Richtung der Arlhöhe.

Da der Mineralinhalt in der Gneislamelle 1 Kalifeldspat (Mikroklin) sowie Albit beinhaltet, ist eine Zuordnung zwischen Paragneis und Orthogneis schwer zu tätigen, auffällig ist jedenfalls das Auftreten von Graphit, was für einen Paragneis spricht. Weiters ist das Vorkommen von Kalifeldspat in eher hoch temperierten Paragneisen keine Seltenheit. Die Gneislamelle 1 beinhaltet ja auch feinkörnige Migmatitgneise mit Amphibolitschollen.

Das Auftreten von Albit und Mikroklin in der Gneislamelle 1 kann als Hinweis interpretiert werden, dass es sich um Gesteine des sogenannten „Alten Daches“ handelt, in die der Zentralgneis intrudierte, dies spricht wohl für einen starken Bezug der Sandkopf-Neubau-Lamelle zum Zentralgneis. Somit handelt es sich um den **Venediger-Decken-Komplex**, bestehend eben aus der Venediger-Decke (oder dem „Alten Dach“, bzw. Neubau-Decke bei Tollmann (1968)) und dem als Zentralgneis ausgeprägten variszischen Intrusionskörper.

Die Temperaturabschätzungen der Metamorphose in der Gneislamelle 1 durch die Analyse der Mikrostrukturen in den Dünnschliffen ergibt eine Abschätzung von 400°C-500°C und somit obere Grünschiefer-Fazies.

Die geochemischen Daten aller Proben der Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1) zeigen, ebenso wie auch alle Proben des Zentralgneises, dass es sich um Orthogneise handelt. Somit hat auch der Gneis der Gneislamelle 1 ein magmatisches Primärgestein, und ist in seiner geochemischen Zusammensetzung sehr ähnlich dem Zentralgneis (siehe Kapitel 7).

Die **Grieswies-Lonza-Gneis-Lamelle (Gneislamelle 2)**, die von Exner (1964) als abgescherter Span der Gneislamelle 1 interpretiert wird, ist (wie in Kapitel 4.1 beschrieben) im Bereich des Großen Zirknitztales nicht aufgeschlossen. Im Kleinen Fleißtal erkennt man die Gneislamelle 2 südlich des Kleinfleißbaches in der Richardswand vom Sandkopf kommend, und nördlich des Kleinfleißbaches in den Magritzen-Wänden bis zum Gosinkopf.

Die Lithologien der Gneislamelle 2 bestehen hier aus Paragneisen, Hornblende-Biotit-Gneisen, Granatführenden-Gneisen, Hellen Glimmerschiefern, Dunklen Glimmerschiefern und Quarziten.

Auffällig ist aber auch die Beschreibung ihres Gesteinsinhaltes bestehend aus Albitgneis und Albitporphyroklastenschiefer mit Übergängen zu Quarzit.

Die Auswertung der Temperaturen in den Proben der Gneislamelle 2 für eine Abschätzung der Metamorphosefazies zeigt meist 150°C-350°C, somit eher schwache Metamorphosebedingungen im unteren grünschiefer-faziellen Bereich.

Die Auswertung der geochemischen Daten der Grieswies-Lonza-Lamelle ergibt eine eindeutige Zuordnung der Proben als Paragneise. Somit kann die Gneislamelle 2 keinen abgesicherten Span (Exner, 1964) der Gneislamelle 1 darstellen.

Die Gneislamelle 2 ähnelt durch ihr Gesteins-Vorkommen der Albit-Gneise der Gneislamelle 3, wodurch sich wohl ein Bezug herstellen lassen kann, der folgend in der Diskussion über die Gneislamelle 3 beschrieben wird.

Die **Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3)** ist kein abgescherter Span der Roten-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4), wie es Exner (1964) interpretiert hat. Eher kann man sie sowie die Gneislamelle 2 mit der **Storz-Decke** im östlichen Teil des Tauernfensters

korrelieren, wie dies schon Tollmann (1975, 1980) getan hat. Aufgrund ihres Bestandes aus Albitgneis und des Auftretens von Graphit handelt es sich wohl um einen Paragneis, der durch metamorph gewordene Arkosen gebildet wurde. Die Storz-Decke besteht ebenso aus Albit-reichen-Gneisen, Chlorit-Albit-Schiefern und Biotit-Chlorit-Epidot-Gneisen (Storz-Kareck-Komplex), und wird als prävariszischer Inselbogen bzw. back-arc Assoziation interpretiert, und wird auch wie die Rote-Wand-Modereck-Decke als Teil von der prävariszischen Venediger Decke abgeschert.

Die Gneise bei Rojach und Polier, die von Exner (1964) als Mikroklinaugengneise der Roten-Wand-Modereck-Lamelle ausgeschieden worden sind, sind Albitgneise der Trögereck-Lamelle, die sich vom Trögereck in südöstlicher Richtung kommend bei den Apriacher Kasern im Hangschutt verlieren, sich aber weiter in nördlicher Richtung ins Mölltal fortsetzen. Weiters entsprechen auch die Gneise bei Malig und bei der Fleißkapelle südöstlich des Ortes Fleiß dem Erscheinungsbild der Gneislamelle 3, wie dies auch die Gneise im Großen Fleißtal, westlich des Großfleißbaches beim Austritt der Stollenbahn beim Ederkaser und westlich des Naßfeldes, tun. Somit handelt es sich im Großen Fleißtal nicht um die von Exner (1964) interpretierte Rote-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4), sondern um die Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3).

Eine Einschätzung der Temperaturen der Dünnschliffe der Gneislamelle 3 ergibt 300°C-400°C, somit im Bereich einer grünschieferfaziellen Metamorphose.

Die geochemischen Daten der in dieser Arbeit gemessenen Proben der Trögereck-Lamelle zeigen kein eindeutiges Bild. Die Proben von der Trögerhütte, der Kleinen Trögeralm und vom Fuße des Kulmerkogels im Zirknitztal stellen sich als Paragneise dar. Die Proben der Gneislamelle 3 aus dem Mölltal und dem Großen Fleißtal zeigen hingegen, dass es sich um Orthogneise handelt. Um diese Unstimmigkeiten aufzulösen, müsste man eine noch genauere Auflösung der Kartierung und in der Folge eine gezieltere Probennahme durchführen, was sich aber in diesem lokalen Bereich des Oberen Mölltales als schwierig darstellt, da sich im Bereich von den Apriacher Kasern und um die Orte Apriach und Schachern die Gneislamelle 3 im Hangschutt sowie in den Böden der Almen verliert.

Die Rote-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4) bildet die Basis der **Modereck-Decke**, und stellt somit eine völlig eigenständige Einheit dar, wie dies Kurz (1998, 2000, 2001b, c) (Rote-Wand-Modereck-Decke) und Schmid et al., (2013) (Modereck-Decke) beschreiben. Schon Exner (1964) deutete sie als „Glocknerserie“ und Tollmann (1975, 1977, 1980) als Modereck-Decke oder Untere Schieferhüll-Decke.

Durch ihren Gesteinsinhalt aus feinkörnigem Mikroklinaugengneis mit Übergängen zu Quarzit unterscheidet sie sich deutlich von den Albitgneisen der vorher besprochenen Gneislamellen 1-3. Auffällig ist die Ähnlichkeit des Mineralinhaltes, besonders das Auftreten von Kalifeldspat, der Gneislamelle 4 zum Zentralgneis. Dies lässt die Interpretation zu, dass sie als Span vom obersten Bereich des Zentralgneises während der Deckenstapelung

abgescherter wurde. Die Mylonite repräsentieren die Basis der Überschiebungen, die durch die Metamorphose verheilten.

Ein Merkmal, welches die einzelnen Decken verbindet, ist die klastische Sedimentabfolge im oberen Anteil der Einheiten. Es handelt sich um die Kaserer-Gruppe der Venediger Decke, die Murtörl-Gruppe der Storz-Decke und die Wustkogel-Formation der Modereck-Decke (Schmid et al., 2013) (Rote-Wand-Modereck-Decke (Kurz et al., 1998, 2000, 2001b, c)), in Form von Phylliten, Glimmerschiefern, Paragneisen und verschiedensten Quarziten.

Die Temperaturabschätzungen durch die Auswertung der Mikrostrukturen in den Dünnschliffen der Gneislamelle 4 lässt eine Einordnung in grünschieferfazielle Metamorphose-Bedingungen, so um die 350°C-500°C, zu.

Die geochemischen Daten der Rote-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4) zeigen, dass es sich bei allen Gneis-Proben aus dem Großen Zirknitztal und Oberen Mölltal um Paragneise, somit um Gneise mit sedimentären Primärgestein, handelt. Somit kann die Rote-Wand-Modereck-Lamelle nicht als abgescherter Span des Zentralgneises und/oder der Sandkopf-Neubau-Lamelle (Gneislamelle 1) interpretiert werden.

Da die geochemische Interpretation der Gneise der Trögereck-Lamelle (Gneislamelle 3) Paragneise und Orthogneise zeigt, bleibt die Frage der Zuordnung der Gneislamelle 3 weiterhin ungeklärt.

Da die beprobten und geochemisch untersuchten Gneise der Roten-Wand-Modereck-Lamelle (Gneislamelle 4) einen paragenen Ursprung zeigen, muss über die Stellung der Gneislamelle 4 sowie deren Basis als eigenen Decken-Einheit, der Modereck-Decke (Schmid et al., 2013) (Rote-Wand-Modereck-Decke (Kurz et al., 1998, 2000, 2001b, c)), diskutiert werden.

Um diese offenen Punkte besser abklären zu können, werden detailliertere Kartierungen und gezieltere Probennahmen von Gneis im Gebiet Apriach, Apriacher Kasern, Schachern, Kleine Trögeralm, Mauerboden, nordwestlich des Trögerecks und nordwestlich der Stanziwurten, vorgeschlagen.

Andererseits könnten auch großflächigere Kartierungen nördlich und westlich des Großen Fleißtales im Gebiet des Hinteren Moderecks, der Weißenbachscharte und östlich der Roßscharte, im Kleinen Zirknitztal im Gebiet des Stellkopfes, Sandfeldkopfes und der Roten Wand beim Übergang in die Kleinfragant, sowie weiter südöstlich in der Innerfragant, nördlich der Außerfragant und nördlich von Obervellach, den Verlauf und die Interpretation der Gneislamellen und des Zentralgneises sinnvoll ergänzen.

9 LITERATUR

- Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Behrmann, J. H., (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. - *Geo. Tekt. Forsch.*, 76, 180S.
- Bickle, M.J. & Pearce, J.A. (1975): Oceanic mafic rocks in the eastern Alps. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49, 177-189.
- Biermeier, C. & Krenn, K., (1998): Strukturgeologische Untersuchungen zur oligozänen Renssintrusion (oberes Valstal – Südtirol). – Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz.
- Bögel, H. & Schmidt, K., (1976): *Kleine Geologie der Ostalpen*. 331S.
- Borsi, S., Del Maro, A., Sassi, F.P., Zanferrari, A., Zirpoli, G., (1978): New geopetrological and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – *Memorie di Scienze Geologiche*, 32.
- Brack, W., (1977): *Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe (Österreich)*. - Unveröff. Dissertation, Institut für Geowissenschaften, Universität München.
- Burkhard, M., (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. - *Journal of Structural Geology* 15, 351 – 368.
- Bücksteeg, A., (1999): *Zur Geologie des Kristallins der Schobergruppe (Osttirol, Österreich)*. Untersuchungen zur Petrographie, Geochemie, Zirkontypisierung und Strukturgeologie. - Unveröff. Dissertation, RWTH Aachen.
- Channel, J. E. T. & Kozur, H. W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. - *Geology*, 25, 183-186.
- Chappell, B., & White, A. (2001): Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 489-499.
- Cliff, R.A., Norris, R.J., Oxburgh, E.R., Wright, R.C., (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Risseck and southern ankogel groups, the Eastern Alps.- *Jb. Geol. B.-A.*, 114, 121-272.

- Collins, W., Beams, S., & White, A. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putis, M., (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole-rock data. - *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 203-227.
- Dallmeyer, R.D., Handler, R., Neubauer, F., Fritz, H., (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinnes Tectonic Wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the eastern Alps. - *J. Struct. Geol.* 106, 71-86.
- Dölzlmüller, H., Finger, F., Schermaier, A., (1989): Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des Hohen Sonnblick (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 81, 33-45.
- Exner, C., (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – *Geol. B.- A.*, Wien
- Exner, C., (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. - *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 105, 273-286.
- Exner, C., mit einem Beitrag von Prey, S., (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50 000 - *Geol. B.- A.*, Wien.
- Exner, C., (1964a): Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000. Die Matreier Zone in der Sadnig-Gruppe von S. Prey. – *Geol. B.- A.*, Wien.
- Exner, C., (1964b): Sonnblickgruppe (östl. Hohe Tauern). Petrographie und Tektonik im Tauernfenster. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, Wien, 57.
- Exner, C., (1971): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). - - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 114, 1-119.
- Exner, C., (1979): Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. - - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 122, 1-73.
- Exner, C., (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 125, 51-154.
- Feitzinger, G. & Paar, W.H. (1991): Gangförmige Gold-Silber-Vererzungen in der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). - *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 17-50, Wien.

- Frank, W., (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. - In: Flügel, L., H.W., Faupl, P., (eds) Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, pp 379-406.
- Frank, W., Höck, V., Miller, Ch., (1987): Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window.- *in*: Flügel, H.W. & Faupl, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, 34-54, Wien.
- Frasl, G., (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, 323-472.
- Frisch, W., (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). - Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien 66-67, 9-20.
- Frisch, W., (1976): Ein Modell zur Alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau, 65, 375-393.
- Frisch, W., (1977): Der alpidische Innenbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). - N. Jahrb. Geol. Paläontol. Mh. 1977, 675-696.
- Frisch, W., (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps, Tectonophysics, 60, 121-139.
- Frisch, W., (1980): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 71/72, 45-48.
- Frisch, W., (1984): Metamorphic history and geochemistry of a low-grade amphibolite in the Kaserer formation (marginal Bündner Schiefer of the western Tauern Window, the Eastern Alps). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 64, 193-214.
- Frisch, W., Gommeringer, K., Kelm, U., Popp, F., (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window: a key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. *In*: Flügel, H.W., Faupl, P., (eds) Geodynamics of the eastern Alps. Deuticke, Vienna, 55-69.
- Frisch, W., Vavra, G., Winkler, M., (1993): Evolution of the Penninic basement of the Eastern Alps. – *in*: Raumer, F. J. und Neubauer, F.: Pre-Mesozoic Geology of the Alps., 349-360, Springer-Verlag,.
- 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, 1-15.
- Frisch, W., Dunkl, I., Kuhlemann, J., (2000): Post collisional oregon-parallel large scale extension in the Eastern Alps– Tectonophysics, 327, 239-265.

Froitzheim, N. & Manatschal, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - Geological Society of America Bulletin, 108, 1120-1133.

Froitzheim, N., Plasienska, D., Schuster, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. *in*: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, The Geological Society, 1141-1232.

Gaich, H., (2002): Lithologien und Strukturentwicklung am südrand des westlichen Tauernfensters (Mühlwalder Tal – Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz.

Gawlick, H.-J., (1996): Die frühjurassischen Breckzien der Stubergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 39/40, 119-186.

Gawlick, H.-J., Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T. and Böhm, F., (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol Rundsch 87/4, 644-657.

Genser, J. & Neubauer, F., (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern Window (Eastern Alps). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 233-243.

Gill, R. (1993): Chemische Grundlagen der Geowissenschaften. Stuttgart: Enke.

Google Earth freeware, (2016), Version 7.1.5.1557, Google Inc.

Gwinner, M.P., (1978): Geologie der Alpen. - Stuttgart.

Harker, A. (1909): The natural history of igneous rocks. London.

Harris, N., Pearce, J., & Tindle, A. (1986): Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) Collision Tectonics. Geological Society London Special Publication, 19, 67-81.

Heinisch, H. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 180 Winklarn. - Jahrbuch der österr. geolog Gesellsch., 137, 521-522.

Hellerschmidt-Alber, J. (2003): Bericht 1998, 2000 und 2002 über geologische Aufnahmen im Penninikum und Ostalpinen Kristallin des obersten Mölltales auf Blatt 154 Rauris. - Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 143/3, 480-488.

Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F., Schuster, R., (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79, 115-181.

Höck, V. & Miller, C. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 71/72, 81-88.

Höck, V. & Miller, C. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – in: Flügel, H.W., Faupl, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, Vienna, 16-33.

<http://andiebert.gmxhome.de/diplomarbeit/seite1.html>

http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm

<http://grosskirchheim.gv.at/gemeinde/chronik/der-goldbergbau/index.html>

Janoušek, V., Farrow C.M., & Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.

Klebensberg, R.V., (1935): Die Geologie von Tirol. – Berlin

Kleinschrodt, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). - *Erlanger geol. Abh.*, 114, 1-82, Erlangen.

Kurz, W. (1993): Strukturentwicklung längs der Mölltallinie (südöstliches Tauernfenster).- Unveröff. Diplomarbeit, Naturwiss. Fakultät, Univ. Graz.

Kurz, W., & Neubauer, F., (1996): Deformation partitioning during updoming of the Sonnblick area in the Tauern Window (eastern Alps, Austria). - *J. Struct. Geol.* 18, 1327-1343.

Kurz, W., Neubauer, F., Genser, J., (1996): Kinematics of Penninic nappes (Glockner nappe and basement cover nappes) in the Tauern Window (eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision. - *Eclogae Geol. Helv.* 89, 573-605.

Kurz, W. (1997): Alpine tectonic evolution of the Tauern Window: Constraints from structural and metamorphic geology.- Unveröff. Dissertation, Naturwiss. Fakultät, Univ. Salzburg.

Kurz, W., Neubauer, F., Genser, J., Dachs, E., (1998): Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria, Italy): a review. – *Geol. Rundschau*, 87, 225-242.

- Kurz, W., (2000): Stratigraphy, Tectonics and Metamorphism of Penninic Units.- *in*: Excursion Guide Eastern Alps, 18th Colloquium of African Geology, Graz-Austria, July 3-7, 2000; 88-102.
- Kurz, W., Fritz, H., Neubauer, F., (2000a): Structure and Tectonic Evolution of the Alps: An overview.- *in*: Excursion Guide Eastern Alps, 18th Colloquium of African Geology, Graz-Austria, July 3-7, 2000; 1-24.
- Kurz, W., Neubauer, F., Unzog, W., Genser, J., Wang, X., (2000b): Quartz, Dolomite and Calcite Microstructures and Textures within the Tauern Window (Eastern Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, 142/1, 33–71.
- Kurz, W., Unzog, W., Neubauer, F., Genser, J. (2001a): Evolution of quartz microstructures and textures during polyphase deformation within the Tauern Window (Eastern Alps).- *Int. Journal of Geosciences (Geol. Rdsch.)*, 90, 361-378.
- Kurz, W., Fritz, H., Piller, W.E., Neubauer, F., Genser, J. (2001b): Overview of the Paleogene of the Eastern Alps.- *In*: Piller, W.E. & Rasser, M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 14, 11-56.
- Kurz, W., Neubauer, F., Genser, J., Unzog, W., Dachs, E. (2001c): Tectonic Evolution of Penninic Units in the Tauern Window during the Paleogene: Constraints from Structural and Metamorphic Geology.- *In*: Piller, W.E. & Rasser, M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 14, 347-375.
- Kurz, W., (2005): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen: Comment on an article by Stefan M. Schmid, Bernhard Fügenschuh, Eduard Kissling & Ralf Schuster 2004 (*Eclogae geologicae Helvetiae*, 97, 93-117). - *Eclogae geol. Helv.*, 98, 97-98.
- Kurz, W., (2006): Penninic paleogeography from the Western toward the Eastern Alps – still open questions? - *International Geology Review*, 48, 996-1022.
- Linner, M., (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpidische Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Unveröff. Dissertation, Institut für Geowissenschaften, Universität Wien.
- Litscher, H., (1974): Ein geologisches Profil durch die Südwestabdachung des Sonnblickkernes – Die tektonischen Verhältnisse im Raume Wurten-Kleine Fleiss. - *Carinthia II* 164./84, 161—173.
- Litscher, H., (1979): Beispiel eines Talzschubes im Bereich der Großen Fleiß bei Heiligenblut in Kärnten (Österreich). - *Mitt, österr. geol. Ges.* 70, 1977, 11-16.

- Litscher, H., & Riedmüller, G., (1980): Zur Bruchtektonik in den östlichen Hohen Tauern (Gebiet Kleine Zirknitz, Asten- und Mellenbach). – *Carinthia II* 170/90, 143 – 148.
- Mandl, G.W., (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999), 61–78.
- Maniar & Piccoli (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635-643.
- Middlemost, E. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, S. 215-224.
- Miller, Ch., Satir, M., Frank, W., (1980): High pressure metamorphism in the Tauern window. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72, 89-97.
- Meschede, M., (1994): *Methoden der Strukturgeologie*, 169 S, Enke Verlag, Stuttgart.
- Meissl, S., (2006): Sprödtektonik im südöstlichen Teil des Tauernfensters (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU Graz.
- Neubauer, F., Fritz, H., Genser, J., Kurz, W., Wang, X., (1999): Exhumation of the Tauern Window, Eastern Alps. - *Physics and Chemistry of the Earth, ser. A*, v. 24, pp. 675-680.
- Neubauer, F., Fritz, H., Genser, J., Kurz, W., Nemes, F., Wallbrecher, E., Wang, X., Willingshofer, E., (2000): Structural evolution within an extruding wedge: model an application to the Alpine-Pannonian system. – *in: Lehner, F.K. & Urai, J. L., (eds) Aspects of Tectonic Faulting (Festschrift in Honour of Georg Mandl)*., 141-153, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.
- Paar, W.H., Günther, W. & Gruber, F. (2006): *Das Buch vom Tauerngold*. – Anton Pustet Verlag
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., (1998, 2005): *Microtectonics* – Springer Verlag
- Pearce, J., Harris, N., & Tindle, A. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, S. 956-983.
- Peccerillo, R., & Taylor, S. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pitcher, W. S. (1979): Comments on the geological environments of granites. Origin of granite batholiths-geochemical evidence, 1-8.

- Pitcher, W. S. (1982): Granite type and tectonic environment. *Mountain Building Processes*, 19-40.
- Qorbani, E., Kurz, W., Bianchi, I. & Bokelmann G. (2015): Correlated crustal and mantle deformation in the Tauern Window, Eastern Alps. - *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108/1, 159-171.
- Rabitsch, R., (2002): Isotopengeologische Untersuchungen am Südrand des Tauernfensters (Mühlwalder Tal – Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz.
- Ratschbacher, L., Dingeldey, Ch., Miller, Ch., Hacker, B.R., McWilliams, M.O. (2005): Formation, subduction and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. – *Tectonophysics*, 394, 155-170.
- Reiter, A., & Wölfler, A., (2003): Strukturell und Petrologische Entwicklung am Tauernfenstersüdrand (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz.
- Rollinson, H.R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical
- Rubato, D., Gebauer D., Fanning, M., (1998): Jurassic formation and Eocene Subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132, 269-287.
- Scharf, A., Handy, M.R., Favaro, S., Schmid, S.M., Bertrand, A., (2013a): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and roll-back subduction (Tauern Window, Eastern Alps). - *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 102/6, 1627-1654.
- Scharf, A. Handy, M.R., Ziemann, M.A., Schmid, S.M., (2013b): Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). - *Journal of Metamorphic Geology*, 31/8, 863-880.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Eclogae geologicae Helvetiae*, 97, 93-117.
- Schmid, S.M., Scharf, A., Handy, M.R. & Rosenberg, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. - *Swiss Geological Society 2013 Swiss J Geosci.*, 106, 1–32.
- Schulz, B., (1994): *Geologische Karte des Altkristallins östlich des Tauferer Tals (Südtirol)*. - Erlanger Geol. Abh. 124, 1-28, Erlangen.

Schulz, B., (1995): Alpidische Metamorphose von Amphiboliten des westlichen Tauernfensters (Ostalpen). – Erlanger Beitr. Petr. Min. 5, 33-48

Schulz, B., (1997): Alpidische Metamorphose im westlichen Tauernfenster (Ostalpen): Interpretation mit P-T-Pfaden von Amphiboliten. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil1, 315-328.

Schuster, R., Pestal, G., Reitner, J., (2006): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau – Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000 mit Beiträgen von Ahl, A., Arndt, R., Heinrich, M., Hejl, E., Hobiger, G., Jochum, B., Kollmann, W., Motschka, K., Schedl, A., Slapansky, P. & Winkler, E. - Geol. B.-A..

Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., Frank, W., (2001): Permo-Tiassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – Mitt. Geol. Berbaustud. Österr. 44, 11-141.

Schuster, R., Kurz, W., Fritz, H., Krenn, K.(2013): Introduction to the Geology of the Alps. - Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 99, 121-135.

Selverstone, J., (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, eastern Alps. - Tectonics 4: 687-704.

Stampfli, G.M., J. Mosar, R. Marchant, D. Marquer, T. Baudin, and G. Borel, (1998): Subduction and obduction processes in the western Alps, *in* Continents and their mantle roots: - Tectonophysics, 296/1-2, 159-204.

Stampfli, G.M., & Borel, G., (2004): The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain, in Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., and Ziegler, P.A., eds., The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle: Berlin Heidelberg, Springer, p. 53-80.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., (2002): The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. - Journal of Structural Geology 24, 1861 – 1884.

Stöckhert, B., (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – Unveröff. Dissertation, Universität Erlangen.

Tenczer, V., (1998): Kinematik der Matreierzone am Südrand des Tauernfensters (Knutteralm – Südtirol). Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz.

Thiele, O., (1980): Das Tauernfenster. – in: Oberhauser, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300-314, Wien.

- Thöni, M., (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 79, 209-230.
- Tollmann, A., (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 10, 3-62.
- Tollmann, A., (1965): Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges., 57/2, 469-478.
- Tollmann, A., (1968): Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, 224-244.
- Tollmann, A., (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 148, 286-319.
- Tollmann, A., (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen, Deuticke, Wien, 766 S.
- Tollmann, A., (1980): Das östliche Tauernfenster – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 73-79
- Tollmann, A., (1987): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. In: Flügel, H.W., Faupl, P., (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, 361-378.
- Troll, G., Forst, R., Söllner, F., mit einem geochronologischen Beitrag von Brack, W., Köhler, H., & Müller-Sohnius, D., (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. - Geol. Rundschau, 65, 483-551.
- Trümpy, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. - Geol. Soc. America Spec. Paper 218, 93–110.
- Twiss, R.J. & Moores, E.M. (1992): Structural geology. Freeman, New York
- Vavra, G., & Frisch, W. (1989): Pre-Variscan back-arc and island arc magmatism in the Tauern Window (Eastern Alps). – Tectonophysics, 169, 271-280.
- Vavra, G., & Hansen, B.T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: implications for the Penninic basement evolution. - Geol. Rundschau, 80, 703-715.
- Von Raumer, J., F., (1988): The palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. - Geol. Rundschau, 87, 407-435.

Von Raumer J., F., & Neubauer, F., 1993/94: Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement – An Overview. *in*: Von Raumer, J., F., & Neubauer, F., (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 625-640.

Wallbrecher, E.A. & Unzog, W., (2003): GEFUEGE7 – Ein Programmpaket zur Auswertung von Richtungsdaten. Univ. Graz

Wallbrecher, E.A. (1986) Tektonische und gefügekundliche Arbeitsweisen . graphische, rechnerische und statistische Verfahren. – 244S, Enke Verlag Stuttgart

Werner, C. (1987): Saxonian granulites - a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beiträge Geophysik*, 96, 3/4, 271-290.

Whalen, J., Currie, K., & Chappell, B. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.

Wölfler, A., Rabitsch, R., Fritz, H., Gaich, H., Kurz, W., Reiter, A., (2008): Deformation partitioning within a sinistral transpression zone along the southwestern margin of the Tauern Window (eastern Alps). - *Geological Society, London, Special Publications*, 299, 211-230.

Wölfler, A., Kurz, W., Fritz, H. & Stüwe, K. (2011): Lateral extrusion in the Eastern Alps revisited: Refining the model by thermochronological, sedimentary, and seismic data. - *Tectonics*, 30, TC4006, doi:10.1029/2010TC002782

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

10 ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Lage des Kartiergebietes (Österreichische Karte 1:50.000, BEV).....	6
Abb. 2: Blick von der Lackneralm (Schobergruppe) Richtung Osten in das Zirknitztal, unten: Döllach (Großkirchheim) im Mölltal.	7
Abb. 3: Blick von der Lackneralm (Schobergruppe) Richtung Norden in das Große Fleißtal, unten rechts: Apriach im Mölltal.	7
Abb. 4: Übersicht über die Entwicklung der Penninischen Einheiten (http://andiebert.gmxhome.de/diplomarbeit/seite1.html).....	10
Abb. 5: Blockbild des Alpenin Schelfs in der Mittel- bis Obertrias (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).....	11
Abb. 6: Paläogeographische Rekonstruktion der Späten Trias (Schmid et al., 2004).	11
Abb. 7: Blockbild des Penninischen Ozeans im Oberjura bis Unterkreide (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).....	12
Abb. 8: Paläogeographische Rekonstruktion des Späten Jura (Schmid et al., 2004).....	13
Abb. 9: Paläogeographie in der Unterkreide nach Channell & Kozur (1997), Altersangaben in den Becken geben den Beginn der Öffnung und das Ende der Schließung an.	14
Abb. 10: Blockbild der frühalpiden Deckenstapelung in der Oberkreide bis Eozän (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).....	14
Abb. 11: Paläogeographische Rekonstruktion der Späten Kreide (Schmid et al., 2004).....	15
Abb. 12: Überblick über die Entwicklung der Eklogit Zone (Kurz et al., 1998).....	16
Abb. 13: Nord-Süd Profile im östlichen Teil des Tauernfensters und ihre zeitliche Entwicklung von 65 Millionen bis heute (Schmid et al., 2013).....	17
Abb. 14: Position der zukünftigen Decken des Tauernfensters während des Oberjura und der Unterkreide (Kurz et al., 1998).	18
Abb. 15: Blockbild der Tauernkristallisation im Oligozän (http://www.geologie.ac.at/RockyAustria/entstehung_der_alpen.htm).....	19
Abb. 16: Bildung des Tauernfensters im Frühen bis ins Mittlere Miozän nach Frisch et al., (2000).	20
Abb. 17: Tektonische Karte des Tauernfensters (Ostalpen) nach Kurz et al., (1998), Schmid et al., (2013) & Qorbani et al., (2015).....	21
Abb. 18: Tektonostratigraphische Gliederung der penninischen und subpenninischen Lithologien nach Kurz et al., (1998).	22
Abb. 19: Deckenstapelung und Metamorphoseereignisse der Ostalpinen, Penninischen, Subpenninischen und Helvetischen Decken nach Schuster et al., (2013).....	23
Abb. 20: Säulenprofil des Venediger-Decken-Komplex mit Cover (Kurz et al., 1998).....	24
Abb. 21: Säulenprofil der Storz-Decke mit Cover (Kurz et al., 1998).	25
Abb. 22: Säulenprofil der Eklogit-Zone (Kurz et al., 1998).	26
Abb. 23: Säulenprofil der Roten-Wand-Modereck-Decke mit Cover (Kurz et al., 1998).....	27
Abb. 24: Störungen bzw. Störungszonen in den Ostalpen (Kurz et al., 2011).	33
Abb. 25: Position der Tauerngoldgänge in den ehemaligen Oberkärntner, Rauriser und Gasteiner Bergbaurevieren (Paar et al., 2006).	34
Abb. 26: linkes Bild: Brettsee mit Halden (braun), Blick Richtung Norden; rechtes Bild: Parzissler Gangzug, Tagverhau, Blick Richtung Nordosten (Paar et al., 2006).	35

Abb. 27: Zirknitztäler mit Eckberg (rechts) und Hohem Sonnblick, Blick Richtung Norden, Pfeil: Erzgänge folgen den markanten Strukturen (Parzisel, links davon die markante Brettwand) (Paar et al., 2006).	36
Abb. 28: linkes Bild: Obere Goldzeche mit Halden nördlich des Zirmsees, Blick Richtung Süden; rechtes Bild: Obere Goldzeche mit Halden, hinten der Grat der Goldzechscharte und der Hohe Sonnblick, Blick Richtung Osten (Paar et al., 2006).....	37
Abb. 29: linkes Bild: schuppiges, gediegenes Gold auf Quarz, Hoher Goldberg; mittleres Bild: Gold und Chalkopyrit auf Grünschiefer, Handstück 15 x 14 x 13 cm, Waschgang; rechtes Bild: Drahtförmiges, silberreiches Gold (5mm), mit Bergkristall, in Quarzdruse, Goldzeche (Paar et al., 2006).	37
Abb. 30: linkes Bild: Bergkristall, Kleines Fleißtal; mittleres Bild: Gneis-Block mit Bergkristallen und Vererzung aus Kluft, Kleines Fleißtal; rechtes Bild: Quarz mit Vererzung aus Eisen-Magnesium-Karbonat, Großes Zirknitztal.....	38
Abb. 31: NW-SW-Profil nördlich des Großen Fleißtales (Exner, 1964).	41
Abb. 32: Großes Fleißtal Blick Richtung Norden.....	41
Abb. 33: NE-SW-Profil Roter Mann - Sandkopf -Trögereck - Stanziwurten - Weiße Wand (Exner, 1964).....	44
Abb. 34: linkes Foto: Großes Zirknitztal Blick Richtung Westen zur Stanziwurten (2707m) (links im Bild), auf die Brettwand und die Brettwandscharte (2552m) (hinterhalb das Trögereck (2732m)); rechtes Foto: Blick von der Großglockner-Mautstraße Richtung Südosten auf den Roten Mann (3097m) und den Sandkopf (3090m), das Trögereck, die Stanziwurten und den Mohar (2605m) (im Bild von links nach rechts).....	44
Abb. 35: Sandkopf –Roter Mann Profil (Exner, 1964).	45
Abb. 36: Große Trögeralm und Brettwand, Blick Richtung Osten.....	46
Abb. 37: oben: Skizze der Richardswand im Kleinen Fleißtal (Exner, 1964); unten: Richardswand im Kleinen Fleißtal mit Sandkopf (3090m) und Roter Mann (3097m), Blick Richtung Osten.	49
Abb. 38: oben: Großes Fleißtal-Profil N-Flanke (Exner, 1964); unten: Großes Fleißtal N-Flanke, Blick Richtung Nordwesten.	50
Abb. 39: oben: Trögereck-Profil (Exner, 1964); unten: Sandkopf (3090m) - Trögereck (2732m) - Stanziwurten (2707m) (von links nach rechts), Blick Richtung Osten.....	51
Abb. 40: oben: Stanziwurten-Profil (Exner, 1964); unten: Stanziwurten (2707m) und Weiße Wand (2376m), Blick Richtung Nordosten.....	52
Abb. 41: links: Stanziwurten N-Grat, bei der Trögerhütte (2496m) (Exner, 1964); rechts: Stanziwurten Nordseite, Blick Richtung Süden.	53
Abb. 42: links: Jungfernsprung-Skizze (Exner, 1964); rechts: Jungfernsprung-Wasserfall Blick Richtung Westen.....	54
Abb. 43: oben: Blick Richtung Nordwesten auf den Egger-Wiesen-Kopf (2268m) und den Blasenwald; unten: Blick Richtung Westen auf den Egger-Wiesen-Kopf (2268m), den Fleckenkopf (2483m) und den Stellwald.	56
Abb. 44: Erlenwände, Blick Richtung Nordosten auf den Eckberg (2871m).....	57
Abb. 45: oben: Zirknitzbach-Profil am Fuß des Kulmerkogels (Exner, 1964); unten: Gneis der Roten-Wand-Modereck-Gneislamelle im Zirknitztal, am Fuße des Kulmerkogels, Blick Richtung Norden.	58

Abb. 46: oben: Skrippen-Profil - gegenüber Erlenwände (Exner, 1964); unten: Zirknitztal mit Skrippen-Wänden (im Foto rechts unten), Blick Richtung Osten.	59
Abb. 47: linkes Bild: Hilmersberg (2658m) und Kluidhöhe (2579m), Blick Richtung Südosten; rechtes Bild: Neunbrunnen-Wasserfälle, Blick Richtung Süden.	60
Abb. 48: linkes Bild: Blick vom Kleinen Fleißtal Richtung Westen in das Altkristallin der Schobergruppe mit dem Ochsenkopf (2353m); rechtes Bild: Blick vom Kulmerkogel nach Westen in die Matreier Zone und das Altkristallin der Schobergruppe mit dem Gartlkopf (2458m) und der Lacknerhöhe (2135m), rechts das Gradental.....	60
Abb. 49: Tektonische Übersicht über die Gneislamellen im östlichen Tauernfenster (Exner, 1962).....	61
Abb. 50: oben: Lage des Profils; unten: SW-NE-Profil durch den Sonnblick-Zentralgneis-Kern verändert nach Kurz & Neubauer (1996).....	62
Abb. 51: Detaillierte tektonische Karte mit den Gneislamellen im SW-Teil des Sonnblickgebietes nach Exner (1962, 1964) und Kurz et al., (1996).	65
Abb. 52: Geologische Karte der Fleißtäler und der Zirknitztäler.	67
Abb. 53: SW-NE Profil entlang des Kleinen Fleißtales.....	68
Abb. 54: SW-NE Profil entlang des Zirknitztales.....	69
Abb. 55: Daten-Plots (Lagenkugelprojektion, Untere Halbkugel): A: Schieferungsflächen und Lineationen des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den Fleißtälern; B: Schieferungsflächen und Lineationen der Gneislamellen 1, 2 & 3 in den Fleißtälern.	71
Abb. 56: Daten-Plots (Lagenkugelprojektion, Untere Halbkugel): A: Alle Schieferungsflächen und Lineationen in den Zirknitztälern und im Oberen Mölltal östlich des Flußes Möll; B: Schieferungsflächen und Lineationen des Zentralgneis-Sonnblickkernes in den Zirknitztälern; C: Schieferungsflächen und Lineationen der Gneislamellen 1, 3 & 4 in den Zirknitztälern und im Mölltal östlich des Flußes Möll; D: Schieferungsflächen und Lineationen der Glockner Decke im Zirknitztal und im Mölltal östlich des Flußes Möll.	72
Abb. 57: Tektonisches 3D-Modell des Kartiergebietes Fleißtäler - Zirknitztäler - Oberes Mölltal, Blick Richtung Osten (Google Earth freeware, 2016, Google Inc.).	74
Abb. 58: linkes Bild: Deformationsmechanismenkarte für Quarz bei $p = 100$ MPa und einer Korngröße = $10 \mu\text{m}$ nach Passchier & Trouw (1998, 2005); rechtes Bild: Bereich der kristallplastischen Deformation von Mineralen in Abhängigkeit von der Temperatur (Passchier & Trouw, 1998, 2005).	75
Abb. 59: Veränderung im Deformationsverhalten von Quarz- und Feldspat-Aggregaten mit zunehmender Tiefe nach Passchier & Trouw (1998, 2005).....	76
Abb. 60: Kornkornveränderung durch Drucklösung (Passchier & Trouw, 1998).....	77
Abb. 61: Klassifikation von Kalzitwillingen nach ihrem Erscheinungsbild im Dünnschliff; die Ausbildungsform ist vorwiegend von der Deformationstemperatur abhängig nach Burkhard (1993).	78
Abb. 62: Schematische Darstellung des Recovery (Passchier & Trouw, 1998).....	79
Abb. 63: Korngrenzenveränderung in den Deformationsregimen nach Passchier & Trouw (2005).	79
Abb. 64: Prozess des BLG (Passchier & Trouw, 2005).....	80
Abb. 65: Prozess des SGR (Passchier & Trouw, 2005).....	80
Abb. 66: Prozess des GBM (Passchier & Trouw, 2005).....	81

Abb. 67: Prozess des Grain Boundary Area Reduction (GBAR) mit steigender Temperatur nach Paschier & Trouw (1998, 2005).	82
Abb. 68: Deformationsregime nach Stipp et al. (2002).	83
Abb. 69: Struktur-Nomenklatur für Kornformen und Kornaggregate nach Passchier & Trouw (1998).	85
Abb. 70: Beim „Zahlstisch“ – Zentralgneis, Blick Richtung E.	86
Abb. 71: CS_04_1 (Großes Zirknitztal: Schrallkaser): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	86
Abb. 72: CS_04_1 (Großes Zirknitztal: Schrallkaser): linkes Bild: Quarzmikrogefüge; rechtes Bild: Mikroklingitterung.	87
Abb. 73: Erlenwände - Gneislamelle 1, Blick Richtung NW.	88
Abb. 74: CS_04_13 (Großes Zirknitztal: Erlenwände): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	89
Abb. 75: CS_04_13 (Großes Zirknitztal: Erlenwände) linkes Bild: Graphit im Muskovit-Albit-Gefüge; rechtes Bild: Quarz-Bulging.	89
Abb. 76: Nach Auffahrt Forstweg Kulmerkogel - Gneislamelle 3.	90
Abb. 77: CS_17 (Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf Kulmerkogel): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	91
Abb. 78: CS_17: linkes Bild: Quarzmikrogefüge (BLG & SGR), rechtes Bild: Graphit.	91
Abb. 79: CS_17(B) (Forstweg-Auffahrt von der Zirknitztal-Straße auf Kulmerkogel): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	92
Abb. 80: CS_04_08 (Trögerhütte 2496 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	93
Abb. 81: CS_04_08 (Trögerhütte 2496 m): linkes Bild: Quarz-Mikrogefüge; rechtes Bild: Quarz-Bulging.	93
Abb. 82: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m).	94
Abb. 83: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	94
Abb. 84: CS_04_09 (Schachern: Polier 1480 m): Quarzmikrogefüge.	94
Abb. 85: Forstweg Kulmerkogel - Gneislamelle 4.	96
Abb. 86: CS_12 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1470 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	96
Abb. 87: CS_12: Quarzmikrogefüge zeigt SGR und BLG.	97
Abb. 88: CS_04_39 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	98
Abb. 89: CS_04_39: Quarzmikrogefüge.	98
Abb. 90: CS_10 (Hochtal Mauerboden 2450m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: Quarz-Mikrogefüge.	99
Abb. 91: CS_04_38 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1510 m). ...	100
Abb. 92: CS_04_38 (Forstweg auf Kulmerkogel auf Höhe des Absperrgatters: 1510 m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	100
Abb. 93: CS_04_38: Kalzit-Zwillingslamellen.	101
Abb. 94: CS_8 (Suntinger Graben 2150m): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: Quarzmikrogefüge.	102

Abb. 95: CS_04_2 (Forstweg zu Gasthof Neunbrunnwirt Richtung Kluidkaser): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.....	103
Abb. 96: CS_04_2 (Forstweg zu Gasthof Neunbrunnwirt Richtung Kluidkaser): Quarzmikrogefüge.....	103
Abb. 97: CS_04_04 (Forstweg zu ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt vor der zweiten Brücke Richtung Kluidkaser): linkes Bild: gekreuzte ; rechtes Bild: einfacher Polarisator	104
Abb. 98: CS_04_04 (Forstweg zu ehemaligen Gasthof Neunbrunnwirt vor der zweiten Brücke Richtung Kluidkaser): linkes Bild: Kalzit-Zwillinge; rechtes Bild: Quarzmikrogefüge mit Bulging.....	104
Abb. 99: SM09-04 Grünschiefer Glocknerdecke Kulmerkogel (Meissl 2006): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.....	105
Abb. 100: links: Zentralgneis, Blick Richtung NE, Bereich Hörndl; rechts: Zentralgneis, grobkörnig, Augengneis mit Vormacht des Kaliefeldspates.	106
Abb. 101: CS_04_37 (Zentralgneis, Ende Kleines Fleißtal, Bereich Zirmsee): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.....	107
Abb. 102: CS_04_37 (Zentralgneis, Ende Kleines Fleißtal): Quarzkorngrenzen – Subkornbildung.	107
Abb. 103: links: Kleines Fleißtal, Blick Richtung WSW, Gneislamelle 1; rechts: feinkörniger Granitgneis der Gneislamelle 1.	108
Abb. 104: CS_04_34A (Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	108
Abb. 105: CS_04_34A (Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal): Quarzkorngrenzen zeigen Bulging.....	109
Abb. 106: links: Gneis am Fuße der Magritzenwände; rechts: granatführender Gneis.	110
Abb. 107: CS_05_1: granatführender Gneis (gegenüber Wasserstolleneintritt im Kleinen Fleißtal in Richtung Großes Zirknitztal): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.....	110
Abb. 108: CS_05-1: Granatporphyroblast mit einer Bewegungsrichtung Top Richtung SE: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	110
Abb. 109: links: Gneislamelle 1, kleines Fleißtal; rechts: Falte im Migmatit-Gneis der Gneislamelle 1.....	111
Abb. 110: CS_04_32: Gneis der Gneislamelle 1, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	111
Abb. 111: CS_04_32: Gneis, Gneislamelle 1: Quarz-bulging.	112
Abb. 112: links: Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal; rechts: Paragneis.	113
Abb. 113: CS_05_3: Paragneis (am Fuße der Magritzenwände): linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	113
Abb. 114: CS_05_3: Paragneis: linkes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen; rechtes Bild: equigranulare-polygonale Quarzkorngrenzen.	114
Abb. 115: CS_04_33: dunkler Glimmerschiefer der Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal, westlich Alter Pocher; linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.....	115
Abb. 116: CS_04_33 (dunkler Glimmerschiefer, Gneislamelle 2) inequigranulare-polygonale Quarzkorngrenzen.	115

Abb. 117: links: Grieswies-Lonza-Lamelle im Kleinen Fleißtal; rechts: Gneislamelle 2, Paragneis.	116
Abb. 118: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2, Kleines Fleißtal: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	116
Abb. 119: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2: linkes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen des Types 2 unter gekreuzten Polarisatoren, rechtes Bild: Kalzit-Zwillingslamellen des Types 2 unter einfachem Polarisator.	116
Abb. 120: CS_04_31: Gneis der Gneislamelle 2, linkes Bild: Pyrit unter gekreuzten Polarisatoren, rechtes Bild: Pyrit unter einfachem Polarisator.	117
Abb. 121: links: Gneis der Gneislamelle 3; rechts: Orthogneis der Trögereck-Lamelle.	118
Abb. 122: Gneis der Gneislamelle 3: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	118
Abb. 123: Muskovit-Glimmerfisch mit dextralem Schersinn.	119
Abb. 124: links: Großes Fleißtal, Blick nach Westen Richtung Schareck (2606m); rechts: Gneis der Gneislamelle 3 (Trögereck-Lamelle).	120
Abb. 125: Gneis der Gneislamelle 3: linkes Bild: gekreuzte Polarisatoren; rechtes Bild: einfacher Polarisator.	120
Abb. 126: Quarz-bulging.	120
Abb. 127: Spurenelemente mit Ionenladung gegen Ionenradius, mod. nach Rollinson (1993). Das blaue Band trennt kompatible von inkompatiblen Elementen nach Gill (1993).	122
Abb. 128: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), geplottet wurden alle geochemisch untersuchten Proben. In Abb. 129 wird der Ausschnitt im Detail dargestellt.	125
Abb. 129: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Detailausschnitt.	126
Abb. 130: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Zirknitztal.	127
Abb. 131: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Mölltal.	127
Abb. 132: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), Fleißtal.	128
Abb. 133: Diskriminierung von S- und I-Typ Granitoiden, „A/CNK zu SiO ₂ “-Diagramm nach Chappell & White (2001).	130
Abb. 134: Trennung von S- und I-Typ Granitoiden nach Norman et al., (1992).	130
Abb. 135: Diskrimination nach Collins et al., (1982) für A-Type Granitoide.	132
Abb. 136: Diskriminations Diagramm von A-Typ und S- und I-Typ-Granitoiden ((FeO/MgO) vs. Zr+Nb+Ce+Y) nach Whalen et al., 1987.	133
Abb. 137: Diskriminations Diagramm von A-Typ und S- und I-Typ-Granitoiden ((Na ₂ O + K ₂ O)/CaO vs. Zr+Nb+Ce+Y) nach Whalen et al., 1987.	133
Abb. 138: AFM Diagramm zur Darstellung der Schmelzentwicklung.	134
Abb. 139: Klassifikationsdiagramm nach Peccerillo & Taylor (1976).	135
Abb. 140: A/CNK gegen A/NK Diagramm nach Maniar & Piccoli (1989).	136
Abb. 141: TAS-Diagramm für Plutonite nach Middlemost (1994).	136
Abb. 142: linkes Diagramm zeigt die Trennung von WPG und OPG zu VAG, COLG und ORG nach Pearce et al. (1984). Die Proben plotten alle bei 10 ppm Nb, da das Detektionslimit von 20 ppm nicht erreicht wurde; rechtes Diagramm zeigt die Trennung von VAG zu COLG nach Harris (1986).	137
Abb. 143: Diskriminationsdiagramm nach Pearce (1994) zur Trennung von WPG, syn-COLG, VAG und ORG Settings.	138

Abb. 144: Multi-Kationen-Diagramm nach Batchelor und Bowden (1985).	139
Abb. 145: Harker-Diagramm der Hauptelemente gegen SiO ₂ . Der Trend der Elemente wird durch den Pfeil verdeutlicht.	140
Abb. 146: Harker-Diagramm der Spurenelemente gegen SiO ₂ . Der Trend der Elemente wird durch den Pfeil verdeutlicht.	141

11 TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Übersicht über die Bezeichnungen der 4 Gneislamellen und des Zentralgneises.	4
Tab. 2: Zusammenfassung paläogeographischer Einheiten sowie Synonyme in der Literatur und deren tektonischen Einheiten.	8
Tab. 3: Übersicht der alpidischen Metamorphoseakte nach Meissl (2006).	15
Tab. 4: Übersicht der Deformationsphasen nach Meissl (2006).	19
Tab. 5: Deckenkorrelation im Tauernfenster (Schmid et al., 2013).	30
Tab. 6: Überblick über die Gneislamellen, Lithologien und zugeordneten Decken.	66
Tab. 7: Die 5 Regime der kristallplastischen Deformation von Quarz.	83
Tab. 8: Proben, die geochemisch untersucht wurden, mit Angaben zum Aufschlußpunkt, Lage und Lithologien.	124
Tab. 9: 24 geochemisch untersuchte Proben, die für magmatische Klassifizierungen verwendet werden.	129
Tab. 10: Mineralogische Parameter, die bei der Unterscheidung von S-Typ und I-Typ Granitoiden berücksichtigt werden sollen.	131
Tab. 11: Proben mit ihrer Gesteinsklassifikation.	137

12 ANHANG

Probenliste

Probenliste Geochemie

Tabelle Geochemie: Hauptelemente in Oxidgewichtsprozent

Tabelle Geochemie: Spurenelemente in ppm

Geologische Karte Fleißtäler und Zirknitztäler

Profil: SW-NE entlang des Zirknitztales

Profil: SW-NE entlang des Kleinen Fleißtales

3D-Modell des Kartiergebietes Fleißtäler und Zirknitztäler

Probenliste

Aufschlussnummer	Lokalität	Tektonostratigraphische Einheit	Lithologie	Höhe (m)	Probenbezeichnung
2	Mittner Berg	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1560	
3	Mittner Kaser	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Marmor	1760	
4	Mittner Kaser	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	1770	
5	Mittner Kaser	Glockner Decke	Serpentinit	1780	
6	Mittner Kaser	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1785	
7	Mittner Kaser	Glockner Decke	Grünschiefer	1810	
8	Mittner Kaser	Glockner Decke	Serpentinit	1770	
9	Göritz	Matreier Zone	Phyllit / Quarzit	1740	
9A	Göritz	Matreier Zone	Phyllit	1640	
10	Knappenloch	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1540	
11	Großsee	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2400	CS_3
11A	Kegeleseee	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2220	
12	Kluidkaser	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	2100	
13	Suntingeralm	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	2260	
14	Suntingeralm	Glockner Decke	Grünschiefer	2350	
15	Suntingeralm	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2300	
16	Suntingeralm	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2150	CS_8
17	Trögerhütte	Trögereck-Lamelle	Gneis	2495	CS_9
18	Mauerboden	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2450	CS_10
19	Mauerboden	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2080	
20	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1470	CS_12
20A	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1490	CS_12A
21	Kulmerkogel	Glockner Decke	Serpentinit / Kalkglimmerschiefer	1500	
22	Kulmerkogel	Glockner Decke	Serpentinit	1510	
23	Kulmerkogel	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1500	
24	Kulmerkogel	Glockner Decke	Serpentinit / Grünschiefer	1560	
25	Kulmerkogel	Glockner Decke	Grünschiefer	1600	
26	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1680	
27	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Glimmer-Marmor	1630	
28	Schrallkaser	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1740	CS_16
29	Kulmerkogel Auffahrt	Trögereck-Lamelle	Gneis	1470	CS_17
29A	Kulmerkogel Auffahrt	Trögereck-Lamelle	Glimmer-Quarzit	1470	CS_17(B)
30	Malig / Apriach	Trögereck-Lamelle	Geis	1460	CS_18
31	Neunbrunnwirt	Glockner Decke	Serpentinit	1670	
32	Neunbrunnwirt	Glockner Decke	Serpentinit	1560	
33	Weg Knappenloch	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1350	
34	Kulmerkogel Gipfel	Glockner Decke	Grünschiefer / Kalkglimmerschiefer	1800	
35	Kl. Fleißtal - Magritzen	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	2150	
36	Kleines Fleißtal	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolit	1740	
36A	Kleines Fleißtal	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolit	1730	CS_21
37	Rupitschkaser	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1760	
39	Neunbrunnwirt Ri. Zirknitzstr.	Glockner Decke	Glimmer-Marmor	1440	CS_04_2
39A	Neunbrunnwirt Forstweg	Glockner Decke	Glimmer-Marmor	1480	CS_04_04
40	Kulmerwald	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1220	
41	Kulmerwald	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1200	
42	Mitten	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1240	
43	Mitten	Glockner Decke	Serpentinit	1340	
44	Mittner Kaser	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1880	

44A	Mauerboden	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2280	
45	Kleine Trögeralm	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Phyllit	2320	
46	Kleine Trögeralm	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Quarzit	2330	
47	Trögerhütte	Trögereck-Lamelle	Gneis	2496	CS_04_08B
47A	Große Trögeralm	Sandkopf-Neubau-Lamelle Cover	Phyllit / Quarzit	2540	
47B	Trögerhütte	Trögereck-Lamelle	Gneis	2480	
48	Unter Stanziwurten Trögerhütte	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2520	
49	Fleißkapelle	Trögereck-Lamelle	Gneis	1560	
50	Pockhorn	Trögereck Lamelle + Cover	Phyllit / Gneis	1560	
51	Polier	Trögereck-Lamelle	Gneis	1570	CS_04_09
52	Apriach / Stockmühlenweg	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1510	
53	Einbiegung Menthofstraße	Trögereck-Lamelle	Gneis	1480	
54	Prahödl	Glockner Decke	Serpentinit	1465	
55	Erlenwände	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolite	1600	CS_04_13
55A	Erlenwände	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolite	1600	CS_04_14
56	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Marmor / Serpentinit	2460	
57	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	2470	
58	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Phyllit / Quarzit	2540	
59	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Marmor	2707	
60	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis		
61	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2460	
62	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2450	
62A	Stanziwurten	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	2530	
63	Gartlkopf	Altkristallin	Orthogneis	2350	
64	Jungfernsprung	RWM-Lamelle / Glockner Decke	Gneis / Serpentinit	1180	CS_04_20
64A	Jungfernsprung	Glockner Decke	Quarzit	1220	
65	Jungfernsprung	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis / Migmatit	1180	CS_04_22
66	Döllacher Grotte	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1180	
67	Jägersitz Bach Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1460	
68	Kulmerkogel 2. Seitenweg	Glockner Decke	Grünschiefer	1610	SM_09_04
69	Kulmerkogel 2. Seitenweg	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1622	
70	Kulmerkogel 2. Seitenweg	Glockner Decke	Serpentin	1598	
71	Knappenloch	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1640	
72	Straße auf Göritzenalm	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1200	
73	Knappensteig	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer	1115	
73A	Knappensteig	Glockner Decke	Kalkglimmerschiefer		
74	Kleines Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle	Dunkler Glimmerschiefer	1730	
75	Kleines Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	1865	
76	Kleines Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle	Gneis	1860	CS_04_31
76A	Kleines Fleißtal	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1840	CS_04_32
77	Kleines Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle	Gneis	1770	CS_04_33
78	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1745	CS_04_34A
79	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	1850	CS_04_37B
80	Lackneralm Hütte	Altkristallin	Orthogneis	1940	
81	Lackneralm	Altkristallin	Orthogneis	1845	
82	Lackneralm	Altkristallin	Phyllit / Orthogneis	1820	
83	Lackneralm	Altkristallin	Phyllit	1680	
84	Lackneralm	Altkristallin	Quarzit	1640	
85	Lackneralm	Matreier Zone	Grünschiefer	1400	
86	Lackneralm	Matreier Zone	Grünschiefer	1325	

86A	Lackneralm	Matreier Zone	Quarzit / Phyllit	1310	
87	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	1840	
88	Kulmerkogel	Rote-Wand-Modereck-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	1510	CS_04_38
88A	Kulmerkogel	Rot-Wand-Modereck-Lamelle	Gneis	1510	CS_04_39
89	Unter Brettwand	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2030	CS_05_9
89A	Unter Brettwand	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	1970	
90	Zahltsch	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2180	CS_04_1
91	Zahltsch	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2140	
92	Richtung Zahltsch	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	1970	
93	Kulmerkogel Basis	Trögereck-Lamelle	Gneis	1460	
94	Kulmerkogel Basis	Trögereck-Lamelle Cover	Kalkglimmerschiefer	1470	
96	Rojach	Trögereck-Lamelle	Gneis	1240	
98	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis + Granaten / Amphibolit	1950	CS_05_1
98A	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Grieswies-Lonza-Lamelle	Paragneis	1970	CS_05_3
98B	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1960	CS_05_1A
99	Großes Fleißtal	Trögereck-Lamelle	Gneis	1740	
100	Winklsagritz	Altkristallin	Gneis / Amphibolit	1040	
123	Großes Fleißtal	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis		
124	Gr. Fleißtal - Stollenbergb.	Trögereck-Lamelle	Gneis	1860	
125	Gr. Fleißtal - Stollenbergb.	Trögereck-Lamelle + Cover	Gneis / Quarzit	1940	
125A	Gr. Fleißtal - Stollenbergb.	Trögereck-Lamelle + Cover	Glimmerschiefer	1980	
125B	Gr. Fleißtal - Stollenbergb.	Trögereck-Lamelle	Gneis		
126	Kleines Fleißtal	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	1960	
129	Großes Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle + Cover	Granatglimmerschiefer / Phyllit	2250	
130	Ende Großes Fleißtal	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2350	
133	Kl. Fleißtal - Kleinfleißkees	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2610	
134	Kl. Fleißtal - Kleinfleißkees	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2710	
135	Kleines Fleißtal - Hörndl	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2620	
136	Kleines Fleißtal - Zirmsee	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2530	
137	Gr. Fleißtal - Weg Weißenb.	Trögereck-Lamelle	Gneis	2110	
138	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolit	1970	
138A	Kl. Fleißtal - Alter Pocher	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis / Amphibolit		
139	Kleines Fleißtal	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2090	
139A	Kleines Fleißtal	Venediger-Decken-Komplex	Zentralgneis	2260	
140	N-Ende Brettwand	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	2750	CS_08_03
141	Brettwand S-Teil	Sandkopf-Neubau-Lamelle	Gneis	2500	
142	Großes Fleißtal	Grieswies-Lonza-Lamelle Cover	Serpentinit / Kalkglimmerschiefer	2470	
143	Ht. Modereck	Trögereck-Lamelle	Gneis	2700	CS_13_03
143A	Ht. Modereck	Trögereck-Lamelle	Gneis	2700	CS_13_03A
144	Weißer Zinne	Trögereck-Lamelle	Gneis	2640	CS_14_03
144A	Weißer Zinne	Trögereck-Lamelle	Gneis	2640	CS_14_03A

Probenliste Geochemie

Probe	Aufschluß	Lithologie	Tal
CS_04_01	90	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_05_9	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_059	89	ZG	Gr. Zirknitztal
CS_3	11	ZG	Kl. Zirknitztal
CS_16	28	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_13	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_04_14	55	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_08_03	140	Gneis 1	Gr. Zirknitztal
CS_17	29	Gneis 3	Gr. Zirknitztal
CS_12	20	Gneis 4	Zirknitztal
CS_12A	20	Gneis 4	Zirknitztal
CS_04_39	88A	Gneis 4	Zirknitztal
CS_8B	16	Gneis 3	Zirknitztal
CS_04_2	39	Glimmermarmor	Zirknitztal
CS_04_08B	47	Gneis 3	Mölltal
CS_9	17	Gneis 3	Mölltal
CS_04_09	51	Gneis 3	Mölltal
CS_10	18	Gneis 4	Mölltal
CS_18	30	Gneis 3	Mölltal
CS_04_20	64	Gneis 4	Mölltal
CS_04_22	65	Migmatit	Mölltal
CS_04_37B	79	ZG	Kl. Fleißtal
CS_04_31	76	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_31A	76	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_32	76A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_04_33	77	Gneis 2	Kl. Fleißtal
CS_04_34A	78	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_1A	98	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_05_3	98A	Paragneis	Kl. Fleißtal
CS_21	36A	Gneis 1	Kl. Fleißtal
CS_13_03	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_13_03A	143	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal
CS_14_03A	144	Gneis 3	Gr. Fleißtal

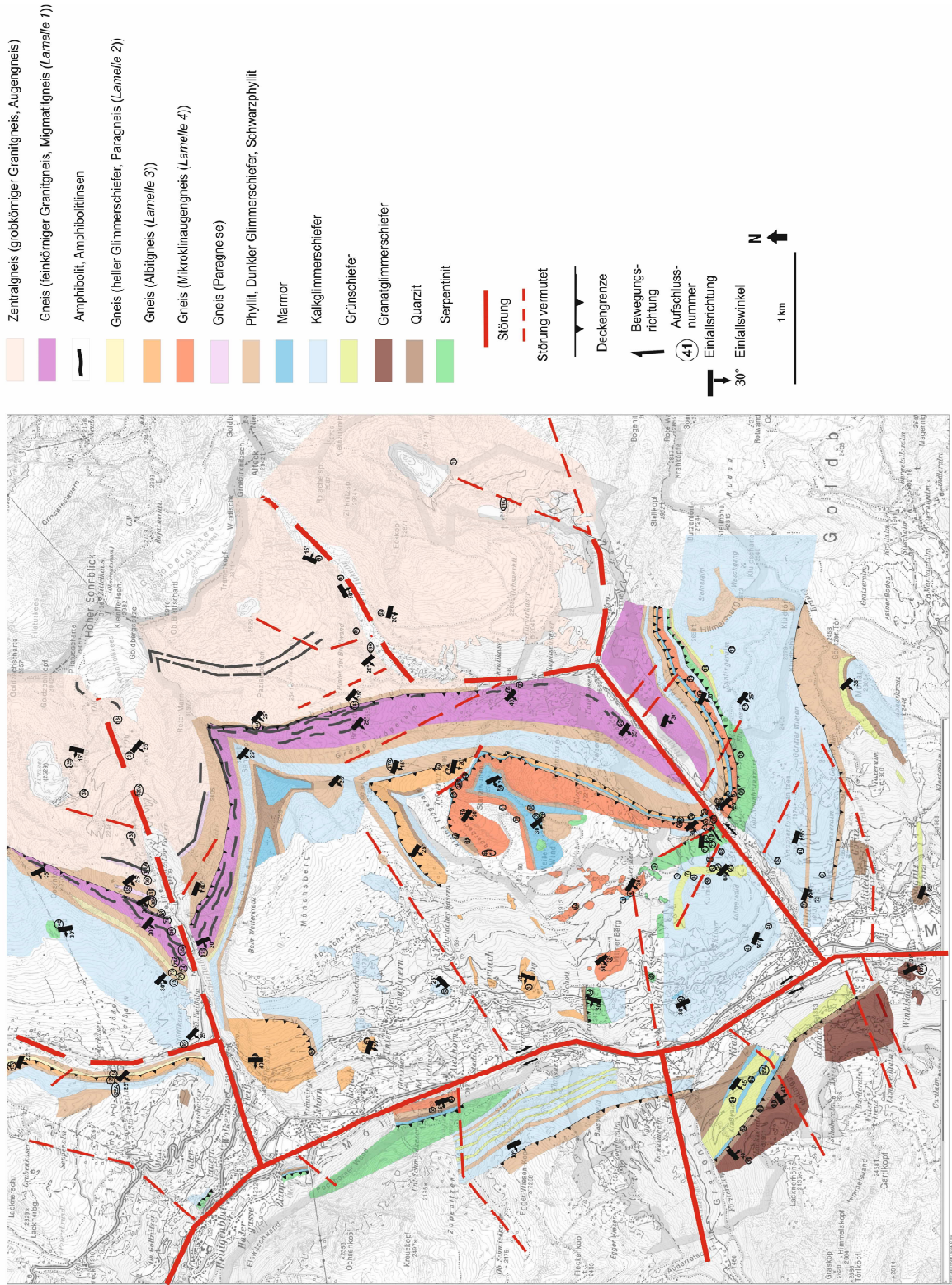
Tabelle Geochemie: Hauptelemente in Oxidgewichtsprozent

Tabelle Hauptelemente in Oxidgewichtsprozent											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI
CS_04_1	68,08	0,31	15,46	2,08	0,053	0,67	1,84	3,4	5,3	0,132	2,34
CS_05_9	69,64	0,33	15,29	2,08	0,037	0,64	1,32	4,04	4,31	0,122	0,02
CS_059	69,59	0,33	15,22	2,08	0,037	0,65	1,33	4,03	4,3	0,123	0,86
CS_3	72,19	0,21	14,03	1,32	0,037	0,26	1,09	3,45	4,77	0,05	3,06
CS_16	70,23	0,38	15,05	2,64	0,052	0,9	1,47	4,17	2,45	0,165	1,22
CS_04_13	58,18	0,59	16,17	5,07	0,081	4,55	4,83	4,24	2,5	0,153	2,28
CS_04_14	68,81	0,33	15,61	2,49	0,041	0,78	2,43	4,47	2,2	0,159	1,28
CS_08_03	68,02	0,34	15,65	2,61	0,054	0,8	2	4,01	3,68	0,178	1,06
CS_17	67,28	0,87	13,28	6,48	0,026	1,01	0,68	3,6	3,42	0,273	3,12
CS12	70,55	0,57	13,86	4,08	0,025	0,74	0,17	0,79	6,43	0,154	0
CS_12A	70,03	0,57	13,78	4,04	0,025	0,73	0,17	0,79	6,37	0,15	2,74
CS_04_39	73,7	0,19	12,64	2,41	0,026	0,73	0,54	0,2	6,54	0,042	2,28
CS_8B	84,62	0,1	6,6	0,66	0,009	0,28	0,07	0,14	3,62	0,059	1,29
CS_04_2	65,21	0,17	1,33	1,84	0,091	0,54	15,86	0,05	0,52	0,068	14,35
CS_04_08B	84,41	0,17	8,4	1,63	0,013	0,41	0,05	0,1	3,05	0,054	1,66
CS_09	71,77	0,5	13,75	3,6	0,035	0,99	0,32	2,05	3,75	0,105	2,52
CS_04_9	74,37	0,05	14,3	0,83	0,027	0,07	0,33	4,06	3,55	0,198	1,24
CS_10	74,09	0,18	12,56	2,05	0,032	0,44	0,14	0,76	6,86	0,042	3,5
CS_18	71,61	0,05	16,6	0,69	0,025	0,16	0,5	6,18	1,8	0,308	0,96
CS_04_20	77,16	0,21	10,32	2,31	0,03	1,1	0,55	0,1	5,19	0,092	1,92
CS_04_22	54,93	0,08	6,35	33,72	0,014	0,15	0	1,76	2,61	0,011	0
CS_04_37B	71,49	0,29	14,32	1,9	0,025	0,54	2,25	4,55	2,22	0,128	3,31
CS_04_31	60,75	0,54	15,51	6,97	0,283	2,03	2,26	0,64	4,37	0,066	5,62
CS_04_31A	60,69	0,54	15,49	6,97	0,284	2,05	2,26	0,64	4,37	0,069	5,62
CS_04_32	66,6	0,46	15,74	3,66	0,048	1,31	3,95	4,35	1,36	0,274	0,94
CS_04_33	64,62	0,71	15,47	6,15	0,047	3,19	0,54	0,3	4,71	0,136	3,77
CS_04_34A	75,33	0,17	12,8	1,92	0,027	0,06	0,7	3,64	2,5	0,035	1,39
CS_05_1	64,05	0,5	16,69	6,48	0,076	2,36	3,3	3,25	0,43	0,133	2,79
CS_05_1A	82,37	0,22	7,89	3,03	0,034	1,06	1,57	1,5	0,21	0,107	1,87
CS_05_3	50,01	0,32	13,85	7,46	0,097	5,46	7,87	5,22	0,94	0,044	7,48
CS_21	71,73	0,41	13,1	3,08	0,049	0,43	1,43	3,39	3,69	0,1	1,34
CS_13A_03	74,81	0,05	12,66	1,46	0,05	0,59	1,15	2,47	3,27	0,011	2,24
CS_13_03	74,86	0,05	12,65	1,46	0,05	0,58	1,13	2,5	3,27	0,012	2,24
CS_14A_03B	71,34	0,24	13,28	3,16	0,076	0,87	1,29	0,13	6,41	0,061	2,89
CS_14A_03	70,83	0,24	13,11	3,19	0,075	0,87	1,3	0,15	6,36	0,059	2,89

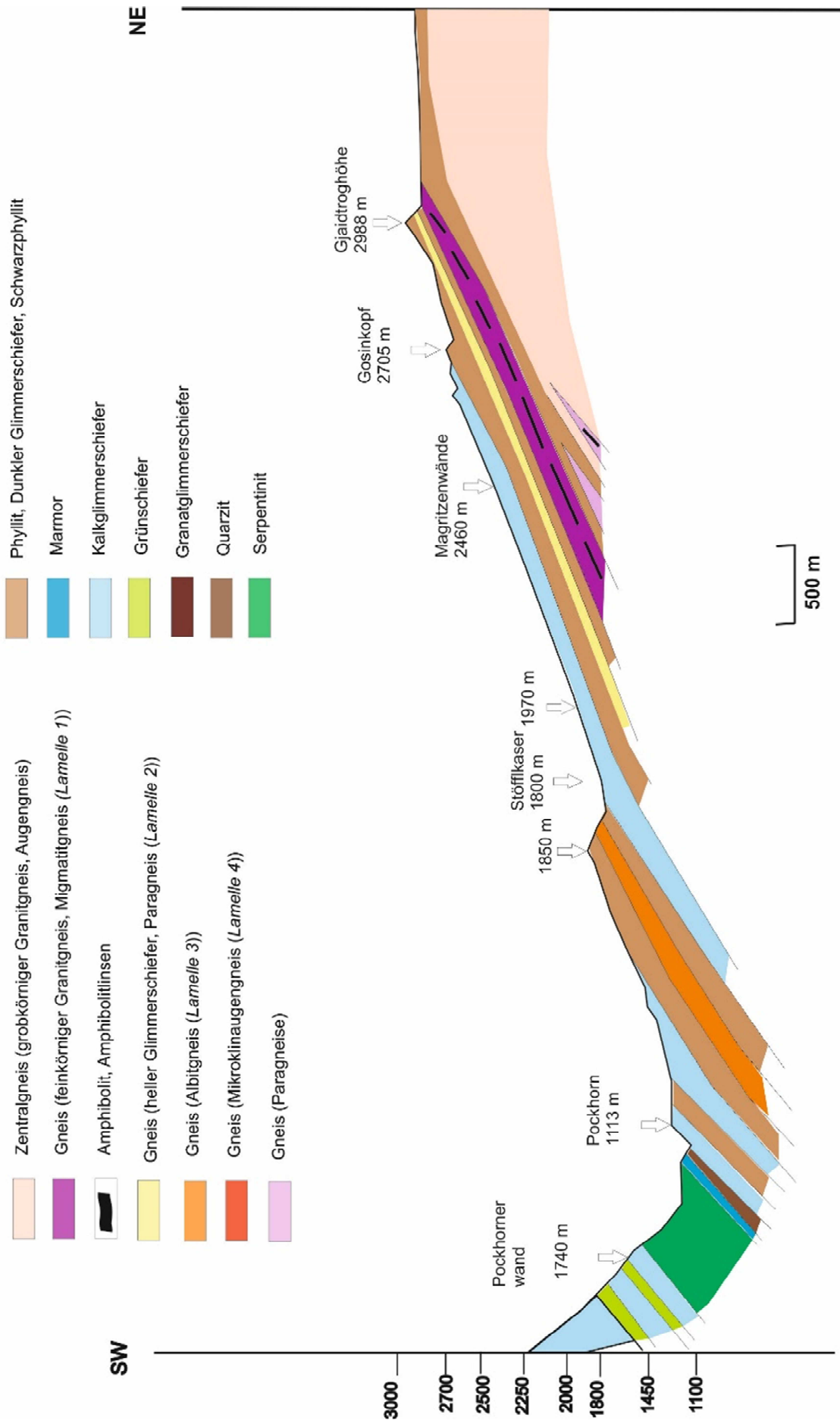
Tabelle Geochemie: Spurenelemente in ppm

Tabelle Spuren- elemente in ppm	Ba	Ce	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	La	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
CS_04_1	1961	69	<30	<30	<30	21	<15	45	<20	33	<20	38	184	<20	549	28	<20	37	<20	38	119
CS_05_9	1061	74	<30	<30	<30	22	<15	37	<20	39	<20	25	144	<20	376	<20	<20	23	<20	35	147
CS_059	1071	90	<30	31	<30	22	<15	36	<20	<30	<20	26	143	<20	376	<20	<20	23	<20	37	125
CS_3	922	100	<30	<30	<30	22	<15	51	<20	<30	<20	45	222	<20	236	36	<20	<20	<20	22	113
CS_16	626	94	<30	<30	<30	21	<15	42	<20	45	<20	26	136	24	428	32	<20	25	<20	42	140
CS_04_13	381	39	202	<30	<30	18	<15	<30	<20	<30	80	45	107	<20	501	<20	<20	108	<20	71	98
CS_04_14	689	73	<30	<30	<30	26	<15	<30	<20	<30	<20	37	85	<20	772	21	<20	36	<20	32	132
CS_08_03	941	53	<30	<30	<30	26	<15	34	<20	<30	<20	32	135	<20	546	<20	<20	34	<20	44	107
CS_17	530	96	45	<30	<30	19	<15	<30	24	41	22	<20	132	<20	71	<20	<20	54	42	88	260
CS12	842	59	63	48	<30	22	<15	39	<20	<30	<20	<20	199	<20	130	<20	<20	46	36	44	200
CS_12A	856	48	55	<30	<30	23	<15	<30	<20	<30	<20	23	199	<20	130	<20	<20	42	32	40	201
CS_04_39	324	146	<30	<30	<30	22	<15	56	<20	60	<20	<20	226	<20	60	31	<20	<20	34	49	157
CS_8B	2523	42	43	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	<20	<20	95	<20	267	<20	<20	<20	<20	<20	63
CS_04_2	65	55	33	<30	<30	<15	<15	43	<20	<30	<20	<20	26	<20	77	<20	<20	<20	<20	<20	204
CS_04_08B	462	<30	<30	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	<20	23	104	<20	29	<20	<20	<20	<20	52	94
CS_09	888	48	79	<30	34	17	<15	<30	<20	38	42	<20	173	<20	90	<20	<20	66	21	58	130
CS_04_9	65	16	51	<30	74	25	<15	<30	<20	<30	<20	<20	322	<20	28	<20	<20	<20	<20	<20	<20
CS_10	259	144	54	<30	<30	21	<15	39	29	46	<20	<20	303	<20	463	26	<20	<20	52	24	166
CS_18	132	<30	<30	<30	<30	27	<15	<30	23	<30	<20	<20	120	<20	71	<20	<20	<20	<20	<20	22
CS_04_20	742	53	37	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	<20	<20	180	<20	82	<20	<20	24	<20	41	114
CS_04_22	3751	<30	48	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	<20	<20	91	<20	115	<20	<20	50	<20	<20	125
CS_04_37B	605	65	<31	<30	<30	21	<15	33	<20	<30	<20	<20	78	<20	316	<20	<20	25	<20	<20	92
CS_04_31	430	77	68	<30	<30	24	<15	<30	<20	31	31	<20	216	<20	89	<20	<20	83	24	78	74
CS_04_31A	417	88	73	<30	<30	22	<15	<30	<20	41	32	<20	216	<20	88	<20	<20	85	23	74	55
CS_04_32	490	61	<30	<30	<30	23	<15	<30	<20	39	<20	<20	65	<20	427	26	<20	64	<20	63	113
CS_04_33	861	51	137	<30	<30	24	<15	<30	<20	<30	55	<20	221	<20	54	<20	<20	126	24	57	127
CS_04_34A	209	135	<30	<30	<30	22	<15	61	<20	69	<20	<20	108	<20	31	29	<20	<20	36	40	154
CS_05_1	113	<30	<30	<30	<30	16	<15	<30	<20	<30	<20	<20	20	<20	114	<20	<20	103	<20	126	43
CS_05_1A	48	<30	<30	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	<20	<20	13	<20	54	<20	<20	45	<20	60	32
CS_05_3	124	<30	1026	<30	<30	<15	<15	<30	<20	<30	173	<20	69	50	97	<20	<20	218	<20	91	25
CS_21	319	132	<30	<30	<30	23	<15	58	<20	49	<20	<20	133	<20	71	26	<20	27	30	41	217
CS_13A_03	587	<30	37	<30	<30	26	<15	<30	43	<30	<20	<20	149	<20	981	31	<20	<20	63	43	90
CS_13_03	609	<30	41	<30	<30	27	<15	<30	44	<30	<20	<20	148	<20	983	28	<20	<20	65	47	79
CS_14A_03B	408	137	<30	<30	<30	24	<15	83	<20	61	<20	22	251	<20	80	30	<20	<20	29	27	212
CS_14A_03	430	127	<30	<30	<30	22	<15	60	<20	53	<20	<20	251	<20	83	36	<20	<20	32	28	197

Geologische Karte Fleißtäl und Zirknitztäler



Profil entlang des kleinen Fleißtales



Profil entlang des Zirknitztales

