



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Tektonische Entwicklung der Blaser Decke zwischen
Brenner Mesozoikum und Steinacher Decke am
Südhang des Gschnitztals (Tirol, Österreich)“

verfasst von / submitted by

Peter Grath, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of

Master of Sciences (MSc)

Wien, 2023 / Vienna 2023

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

UA 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dr. Bernhard Grasemann

Danksagung

Mein größter Dank gilt natürlich meinen beiden Betreuern Bernhard Grasmann von der Universität Wien und Martin Reiser von der GeoSphere Austria, welcher besonders die Stubaier Alpen zu einem seiner Spezialforschungsgebiete zählen darf. Beide genannten Herren waren in ihrer fachkundlichen Kompetenz und mit ihrer Geländeerfahrung stets eine große Hilfe und beeinflussten meine Art und Weise zu Arbeiten, die Dinge zu betrachten und Probleme zu lösen wesentlich. Auch Ihre ständige Erreichbarkeit und Bereiterklärung für Treffen, wenn ich vor Probleme gestellt wurde und nicht mehr weiterwusste, rechne ich Ihnen sehr hoch an und erachte ich keinesfalls als selbstverständlich.

Auch ein großes Dankeschön möchte ich der universitären Mitarbeiterin Claudia Beybel aussprechen, die mir in der Beschreibung der Probenanfertigung einen sehr detaillierten Überblick vermittelte.

Ein weiterer Mitarbeiter der Universität, dem ich meinen Dank aussprechen möchte, ist Lars Scharfenberg. Er war bei IT-Problemen und der Installation von benötigten Programmen immer in kürzester Zeit zur Stelle und sehr hilfsbereit.

Auch meinen vielen Kolleginnen und Kollegen, von denen sich im Verlauf meines Studiums viele auch zu sehr engen Freunden entwickelt haben, möchte ich danken. Egal ob sie mir mental oder fachkundlich mit Rat und Tat zur Seite standen, möchte ich hier einige Namen besonders hervorheben.

Mein spezieller Dank gilt den Kollegen Augusto Guimaraes, Jaqueline Krivetz, Claudia Aicher, Manuel Kling, Dominic Öhre, Manuel Werdenich, Sophie Hollinetz und Bernhard Niedermayr.

Auch außerhalb der Universität, habe ich meinem gesamten Freundeskreis, meiner Familie und meiner Tante und ihrem Lebensgefährten meine aller größte Wertschätzung auszusprechen.

Euch allen widme ich die folgenden Seiten.

Zusammenfassung

Die tektonische Position der Decken im Bereich des Geschnitztals, westlich des Brenners ist nach wie vor umstritten. Zum einen liegen die altpaläozoische Steinacher Decke auf der mesozoische Blaser Decke und den transgressiven Metasedimenten des Ötztal Deckensystems, zum anderen finden sich vom Liegenden ins Hangende Bewegungsflächen mit unterschiedlicher Kinematik, welche entweder durch eine Richtungsänderung der Bewegung eines tektonischen Events oder durch das zeitliche Aufeinanderfolgen verschiedener Ereignisse, bedingt sein können.

Die liegenden und die hangenden Einheiten werden von einer oberkretazischen Top SE Abschiebung getrennt, welche im untersuchten Südhang des Tals an der Basis der eingeklemmten Relikte der Blaser Decke verläuft. Im Gelände zu beobachten waren die oberen Bereiche des Liegenden (transgressive, permo-mesozoische Metasedimente), vertreten durch Dolomit, Kalk-/ Dolomitmarmore, (Kalk-) Phyllite/Schiefer und Bänderkalkmarmore. Die primäre Foliation, welche durch die eoalpine Deckenstapelung bedingt ist, fällt tendenziell SE und zieht sich durch die verschiedenen Deckensysteme hindurch. Während die mylonitischen Prägungen und isoklinalen Falten der Deckenstapelung zuzuordnen sind, bildete sich das, in den Dolomiten dominante Kluftsystem, im Zuge der oligozänen-miozänen E-W Extension. Im Bereich des metamorphen Kalkkomplexes finden sich bereits Anzeichen der eoalpinen Abschiebung in Form von in die Abschiebungsrichtung einrotierten Faltenachsen von Isoklinalfalten in den leicht zu bewegenden Kalkschiefern.

Die hangenden Einheiten, bestehend aus Blaser- und Steinacher Decke, wurden von metamorphen Tonschiefern an der Basis, jurassischen Kalken, Radiolarit, altpaläozoischen (Quarz-) Glimmerschiefern, Quarzphylliten, oberkarbonen Sedimenten/Konglomeraten und vereinzelt metamorphen Linsen und Intrusivern, aufgebaut. Sigmaklasten, NW gerichtete Aufschiebungen, SE gerichtete Abschiebungen und das zunehmende Einrotieren der Faltenachsen von Hangenden ins Liegende sind Produkte der eoalpinen SE Abschiebung, während sich die paläogenen NW-Überschiebungen innerhalb der Blaser Decke in Form von SE einfallenden Aufschiebungen in den westlichsten Bereichen des Untersuchungsgebiets zu erkennen geben.

Der Grad der eoalpinen Metamorphose sinkt innerhalb des Ötztal-Bundschuh Deckensystems bis ins Hangende des Drauzug-Gurktal Deckensystems von der Amphibolitfazies bis zu diagenetischen Bedingungen, wobei sich die zwischenliegenden Komponenten im Bereich der Grünschieferfazies bewegen.

Im Zuge der Arbeit wird vermutet, dass die zu Beginn erwähnten ungewöhnlichen Gegebenheiten durch die NW aufschiebende Deckenstapelung, welche ein Einschuppen der ursprünglich aufliegenden, jüngeren Blaser Decke verursacht, entstanden. Es folgt eine eoalpine Abschiebung nach

SE, welche mit zunehmender Deformation ins Liegende die durch die Deckenstapelung gebildeten, präexistenten Faltenachsen immer stärker in die Abschiebungsrichtung rotiert. Die heute nicht mehr sichtbaren abgeschobenen Teile am Rücken der Steinacher Decke wurden erodiert und es bilden sich im Laufe des Quartärs die heute vorhandenen Täler. Es wird deshalb von einer eher zeitgleichen Aufschiebung der Decken in der Oberkreide ausgegangen, da im Falle einer späteren Überschiebung der Steinacher Decke im Paläogen, das Vorhandensein von abschiebenden Komponenten der Blaser Decke am Rücken der Steinacher Decke eher unwahrscheinlich wäre und anstatt dessen die Blaser Decke als Gesamtes eingeschuppt werden würde.

Abstract

The tectonic position of the nappes near the Gschnitztal, in the western area of the Brenner Pass is still debated. On the one hand the Early Palaeozoic Steinach Nappe overlies the Mesozoic Blaser Nappe and the transgressive metasediments of the Ötztal Nappe System, on the other hand, there are tectonic contacts with different kinematics from the base to the hanging wall, which can be either caused by a change in the movement direction of a tectonic event or by the chronological sequence of different events.

The footwall and hanging wall units are separated by an Upper Cretaceous top-SE normal fault that strikes along the southern slope of the valley at the base of the imbricated relics of the Blaser Nappe. In the investigated area, the upper parts of the footwall (transgressive, Permo-Mesozoic metasediments), represented by dolomite, calcareous/dolomitic marbles, (calcareous) phyllites/shales and banded calcareous marbles can be observed. The primary foliation resulting from the eoalpine nappe stacking generally dips SE and can be observed throughout the nappe systems. While the mylonitic imprint and isoclinal dipping folds can be assigned to the nappe stacking, the joint system dominant in the dolomites was formed during the Oligocene-Miocene E-W extension. In the area of the metamorphic calcareous complex, there are already signs of the eoalpine detachment, represented by fold axes of isoclinal folds rotated in the direction of displacement within the incompetent calcareous slates.

The hanging wall units consisting of the Blaser- and Steinach Nappe are made up of metamorphic slates at the base, Jurassic limestone, radiolarite, old Paleozoic (quartz-) mica schists, quartz phyllites, Upper Carboniferous sediments/conglomerates and isolated metamorphic lenses and intrusives. Sigmaclasts, NW-dipping thrust faults, SE-dipping normal faults, and progressive rotation of fold axes from the hanging wall to the footwall are products of the eoalpine SE dipping detachment. Paleogene NW directed thrust faults within the Blaser Nappe, causing SE-dipping thrust faults, occur in the westernmost parts of the study area.

The degree of eoalpine metamorphism decreases within the Ötztal-Bundschuh-, up to the hanging wall of the Drauzug-Gurktal nappe system from the amphibolite facies to diagenetic conditions, with the intermediate units deformed under greenschist facies conditions.

In the course of the work, it is assumed that the complex tectonic position was caused by the NW nappe stacking, which leads to a horse of the originally overlying, younger Blaser Nappe under the older Paleozoic Steinach Nappe. The eoalpine SE detachment causes an increasing subparallel rotation of the pre-existing fold axes into the direction of displacement, with increasing superposition in the footwall. The detached parts on the back of the Steinacher Nappe, which are no longer visible today, were eroded and the today existing valleys were formed during the Quaternary. A syntectonic thrusting of the nappes in the Upper Cretaceous is therefore assumed, since in the case of a later thrust of the Steinacher nappe in the Paleogene, the presence of detaching components of the Blaser nappe at the back of the Steinacher nappe would be rather unlikely.

Abkürzungsverzeichnis

| Abkürzung | Begriff |
|-----------|-------------------------------|
| OA | Ostalpin |
| UOA | Unterostalpin |
| OOA | Oberostalpin |
| PO | Penninischer Ozean |
| Ds | Deckensystem |
| KWDs | Koralpe-Wölz-Deckensystem |
| ÖBDs | Ötztal-Bundschuh-Deckensystem |
| DGDs | Drauzug-Gurktal-Deckensystem |
| GT | Gschnitztal |
| ÖSK | Ötztal-Stubai-Kristallin |
| ÖKK | Ötztalkristallin Komplex |
| BM | Brenner Mesozoikum |
| BD | Blaser Decke |
| SD | Steinacher Decke |
| GD | Gschnitz Decke (Teildecke) |
| OD | Obernberg Decke (Teildecke) |
| WD | Wettersteindolomit |
| HD | Hauptdolomit |
| BK | Bänderkalk |
| MKK | Metamorpher Kalkkomplex |
| Kös | Kössener Schichten |
| KBD | Kalke der Blaser Decke |
| AC | Ammonitico rosso |
| QGS | Quarzglimmerschiefer |
| ED | Eisendolomit |
| FA | Faltenachse |
| FAE | Faltenachsenebene |
| AES | Achsialebenenschieferung |
| BLG | Bulging |
| GBM | Grainboundary migration |
| HW | Hanging Wall |
| KGV | Korngrößenverteilung |
| SGR | Subgrain Rotation |
| SPO | Shape preferred Orientation |
| PNR | Probennummer |
| Bt | Biotit |
| Cal | Kalzit |
| Ccp | Chalcopyrit (Kupferkies) |
| Chl | Chlorit |
| Cld | Chloritoid |
| Dol | Dolomit |
| Ep | Epidot |
| Fe | Eisen |
| Fsp | Feldspat |
| Gn | Galenit (Bleiglanz) |
| Hbl | Hornblende |
| Hg | Hellglimmer |
| Mag | Magnetit |

Paläogeographie

groß

Deckensysteme

Decken

Lithologien

Strukturen/Mechanismen

Minerale

| | |
|-----|------------|
| Mgs | Magnetit |
| Plg | Plagioklas |
| Pn | Pentlandit |
| Py | Pyrit |
| Qz | Quarz |
| Sd | Siderit |
| St | Staurolith |
| Zr | Zirkon |



klein

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|-----|
| Danksagung | i |
| Zusammenfassung..... | iii |
| Abstract | v |
| Abkürzungsverzeichnis | vii |
| Inhaltsverzeichnis | 1 |
| 1 Einführung | 5 |
| 1.1. Ziel der Arbeit | 5 |
| 1.2. Geographischer Überblick | 5 |
| 1.3. Paläogeographischer Überblick..... | 6 |
| 2 Geologisches Umfeld..... | 7 |
| 2.1. Entwicklung der Ostalpen (lokal Austroalpin)..... | 7 |
| 2.2. Das Oberostalpin | 8 |
| 2.3.1. Das Ötztal-Bundschuh Deckensystem..... | 9 |
| 2.3.2. Das Drauzug-Gurktal Deckensystem | 12 |
| 3 Tektonik..... | 15 |
| 3.1. Das ordovizisch-thermische Ereignis..... | 15 |
| 3.2. Die Variszische Kollision (Oberdevon-Karbon)..... | 15 |
| 3.3. Die permo-triassische Extension | 16 |
| 3.4. Die jurassische Obduktion..... | 16 |
| 3.5. Die eoalpine Deckenstapelung | 17 |
| 3.6. Die alpidische Orogenese | 19 |
| 4 Methodik | 21 |
| 4.1. Geländekartierung..... | 21 |
| 4.2. Datenerhebung..... | 21 |
| 4.3. Datenverarbeitung | 21 |
| 5 Lithologische Verteilung und Beschreibung..... | 23 |
| 5.1. Geologische Karte und 3D-Höhenmodell..... | 23 |
| 5.2. Lithologische Beschreibung..... | 26 |
| 5.2.1. Das Kristallin | 26 |
| 5.2.2. Das Brenner Mesozoikum | 26 |
| 5.2.3. Der Metamorphe Kalkkomplex | 27 |
| 5.2.4. Die Blaser Decke | 27 |
| 5.2.5. Die Steinacher Decke..... | 28 |
| 6. Geologische Profile..... | 33 |

| | |
|---|----|
| 6.1. Profilschnitte und ihre Beschreibung | 33 |
| 6.1.1. Profil A0 | 34 |
| 6.1.2. Profil A | 36 |
| 6.1.3. Profil B | 38 |
| 6.1.4. Profil C | 40 |
| 7. Makroskopische strukturgeologische Analyse | 43 |
| 7.1. Spröde tektonische Strukturanalyse | 43 |
| 7.1.1. Kluftscharen und -Systeme | 43 |
| 7.1.2. Störungsflächen und -Lineare | 46 |
| 7.2. Spröde-duktiler Strukturanalyse | 48 |
| 7.2.1. Porphyroklastische Strukturen | 48 |
| 7.2.2. SC-Gefüge | 49 |
| 7.3. Duktile Strukturanalyse | 51 |
| 7.3.1. Falten und ihre geometrischen Komponenten | 51 |
| 7.4. Sonstige beobachtete Phänomene/Strukturen | 55 |
| 7.4.1. Lithologischer Kompetenzkontrast (kuspate-lobate Strukturen) | 55 |
| 7.5. Detailkarten | 57 |
| 7.5.1. Detailkarte 1 (Nähe Wipptal) | 58 |
| 7.5.2. Detailkarte 2 | 59 |
| 7.5.3. Detailkarte 3 (südlich Galtstschneid) | 60 |
| 8. Mikroskopische Strukturanalyse | 61 |
| 8.1. Der Metamorphe Kalkkomplex | 61 |
| 8.1.1. Bänderkalke | 61 |
| 8.1.2. Chloritphyllit | 63 |
| 8.1.3. Kössen-Formation | 64 |
| 8.2. Kalke der Blaser Decke | 65 |
| 8.2.1. Graue Kalke der Blaser Decke | 65 |
| 8.2.2. Roter Jura (Ammonitico rosso, Radiolarit) | 67 |
| 8.3. Steinacher Decke | 70 |
| 8.3.1. Quarzglimmerschiefer der Gschnitz Teildecke | 70 |
| 8.3.2. Quarzphyllite und Karbonkonglomerat der Obernberg Teildecke | 72 |
| 8.4. Untergeordnete Lithologien innerhalb der Steinacher Decke | 74 |
| 8.4.1. Ortho- und Paragneise | 75 |
| 8.4.2. Metabasite | 77 |
| 9 Interpretation der Ergebnisse | 79 |
| 9.1. Beeinflussende Events des Untersuchungsgebiets | 80 |

| | |
|--|-----|
| 9.2. Das Brenner Mesozoikum | 81 |
| 9.3. Die Blaser Decke | 83 |
| 9.4. Die Steinacher Decke..... | 86 |
| 10 Conclusio, Die Entwicklung eines Geodynamischen Modells | 91 |
| Literaturverzeichnis | 93 |
| Abbildungsverzeichnis..... | 99 |
| Probenprotokoll | 105 |
| Messungen | 107 |
| Lineare | 107 |
| Flächen | 109 |

1 Einführung

1.1. Ziel der Arbeit

Der Zweck dieser Arbeit ist es, den strukturen-geologischen Kontakt zwischen den eingeschuppten Komponenten der Blaser Decke (BD), und denen Ihrer unter- und überlagernden Decken näher zu beleuchten und mögliche Erklärungsansätze in Bezug auf die tektonische Entwicklung herauszuarbeiten. Die großteils altpaläozoische Steinacher Decke (SD) liegt auf den unterlagernden jurassischen Kalken der BD. Um die tektonischen Positionen der Einheiten besser zu verstehen, wurde bei der Geländearbeit das von Rockenschaub kartierte Gebiet überarbeitet und digitalisiert (Rockenschaub, 1990-2007, Abb. 1.2.A). So entstanden die in dieser Arbeit enthaltenen Messungen, Karten, Profile und Dünnschliffbeschreibungen.

1.2. Geographischer Überblick

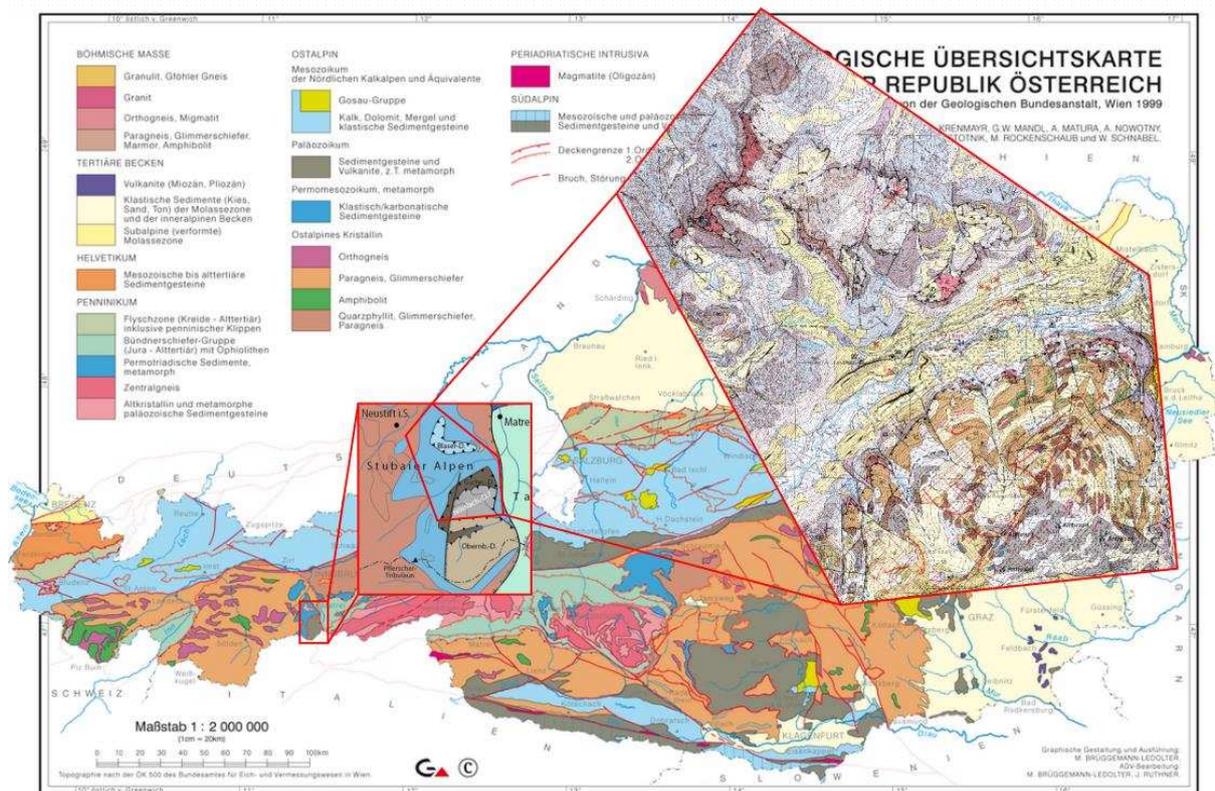


Abbildung 1.2.A: Geographische Lage des Untersuchungsgebiets von groß (Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich, Geologische Bundesanstalt, 1999) nach mittel (Reiser et al., 2019), nach klein (Geologische Karte der Republik Österreich 1:500000, Blatt 148 Brenner, Geologische Bundesanstalt, 2009)

Das zu untersuchende Arbeitsgebiet ist das von NE nach SW verlaufende „Gschnitztal“, welches in Mitten der Stubaier Alpen situiert ist. Es liegt ungefähr 35 km südlich von der Tiroler Landeshauptstadt Innsbruck und 13 km nördlich des Brenner Passes (Italienisch-Österreichische Landesgrenze). Umschlossen wird das vom „Gschnitzbach“ durchflossene Tal, im Norden von den Gebirgszügen „Habicht-Elfer-Kamm“ und „Serleskamm“. Im Süden begrenzt es der Kamm der vom „Östlichen Feuerstein“ bis zur „Bergeralm“ reicht. Es läuft in „Steinach am Brenner“ in das N-S gerichtete Wipptal aus, welches in direktem Kontakt mit dem Verlauf der Brenner Störung steht (Abb.1.2.A).

1.3. Paläogeographischer Überblick

Der Deckenkontakt, den es zu untersuchen gilt, liegt zum einen zwischen den permo-mesozoischen Metasedimenten des Brenner Mesozoikums (BM) (welches wiederum auf dem Ötztal-Kristallinkomplex, kurz ÖKK aufliegt) und den jurassischen Sedimenten der BD und zum anderen (je nach tektonischer Gegebenheit) zwischen der BD und den altpaläozoisch- bis oberkarbonen Sedimenten und Metamorphiten der SD. Diese beiden Decken bilden wiederum das Drauzug-Gurktal Deckensystem (DGDs), welches dem Ötztal-Bundschuh Deckensystem (ÖBDs) (bestehend aus BM und ÖKK) aufliegt. Diese beiden Deckensysteme (Ds) sind in das Oberostalpin (OOA, eoalpine Oberplatte) zu stellen, welches im Zuge der eoalpinen und alpidischen Orogenese von der Unterkruste abgeschert und auf die penninischen Decken des zuvor subduzierten Ozeans aufgeschoben wurde. Das OOA ist neben dem Unterostalpin (UOA) ein Teil des Ostalpins (OA). Zur Unterteilung des OA gab es bereits einige namhafte Modelle, wie jene von Tollmann (Tollmann A., 1959; 1977), Neubauer (Neubauer et al., 2000), Schmid (Schmid et al., 2004) und Froitzheim (Froitzheim et al., 2008), wobei die zwei Letzteren die aktuell gängigsten Modelle darstellen. Gemeinsam mit dem Südalpin, stellt das OA einen Teil des früher vorhandenen „Adriatischen Sporns“ dar. Dieser Sporn löste sich im Laufe der Oberjura-Kreide Zeit von der Afrikanischen Platte und driftete als eigenständige Adriatische Platte in Richtung N, wo sie durch den Penninischen Ozean (PO), welcher sich im Mitteljura öffnete, von dem Alt-Europäischen Kontinent getrennt war. Dem PO gingen im Trias- und Jura-Zeitalter noch weitere kleine Ozeane, genannt „Meliata“ und „Vardar“ voraus, welche die westlichsten Ausläufer der Neotethys repräsentierten (Schuster, 2015).

2 Geologisches Umfeld

2.1. Entwicklung der Ostalpen (lokal Austroalpin)

Die für die Entwicklung des OA, relevanten Ereignisse beginnen im Oberjura. Es kommt zur Ausbildung von Seitenverschiebungen, welche in späterer Folge als Gleitflächen für das eoalpine Ereignis bei der S gerichteten Subduktion der europäischen Lithosphärenplatte dienen sollten. Diese Seitenverschiebungen überprägen auch die vorangegangene Suture bei der Obduktion der ozeanischen Tethys-Decken auf den Adriatischen Mikrokontinent (Schuster, 2015). Darauf folgend, in der Unterkreide, beginnt sich der Afrikanische Sporn, welcher unter anderem für die spätere Alpenbildung verantwortlich ist, von der Afrikanischen Platte zu lösen. In der Mittel- bis Oberkreide driftet er als isolierter Mikrokontinent gegen N und bildet das spätere Süd- und Ostalpin (Schuster, 2015). Die größte Versenkungstiefe und der höchste Metamorphosegrad des OA wird schließlich in den frühen Phasen der Oberkreide erreicht (Thöni, 2006). Es kommt zur Abscherung, komplexen Stapelung und Aufschichtung der oberen Kruste auf das Penninikum nach NW (Schuster, 2015). Die Ostalpinen Decken bestehen aus einer großen Varietät verschiedener Lithologien, zu denen unter anderem mehrere Abfolgen von (Meta-)sedimenten, als auch diverse Magmatite zählen, welche bereits phanerozoisch geprägt wurden und aus Teilen von Krustenfragmenten hervorgingen. Die Überprägung mehrerer Metamorphosezyklen führt zu einem großen Anteil an Kristallin, welches je nach seiner tektonischen Vergangenheit innerhalb des Deckenstapels, verschiedene Bezüge zu seinen benachbarten permomesozoischen Sedimenten hegt. Dieser Deckenstapel entstand während der eo- (spätkretazisch) und neoalpinen Orogenese (Paläogen-Neogen) (Froitzheim et al., 2008). Diese beiden Ereignisse sind im OA hinsichtlich ihrer Tektonik und Metamorphose deutlich voneinander abzugrenzen (Froitzheim et al., 1994). Die Trennung dieser Events wird anhand der spätkretazischen Extension festgemacht, welche nach Villa et al. (2000) lediglich in den Austroalpinen Decken des OA gut dokumentiert sind. Die Notwendigkeit einer Unterteilung dieser Orogenesen ist dadurch gegeben, da dies in den Westalpen nicht der Fall ist. Hier zeigt sich, von der Oberkreide bis zum Paläogen, ein kontinuierlicher Prozess am passiven Kontinentalrand der Adriatischen Platte, während der Konvergenz und Akkretion des Piemont-Ligurischen Ozeans und dem Margna-Sesia-Fragment (Dal Piaz, 1999), welche vom Randbereich des Sporns, durch die Öffnung des Ozeans im Mitteljura, abrisen (Froitzheim et al. 1996). Die Überbleibsel des Südrandes, des Piemont-Ligurischen Ozeans sind im heutigen nördlichen Bereich der Periadriatischen Suture in Form von Kristallin und der Austroalpinen Decken erhalten (Schmid et al., 2004). Ein weiteres Indiz für das Vorhandensein eines gebirgsbildenden Ereignisses vor dem Paläogen, liefern deformierte Flyschablagerungen in Gebieten der Südalpen (Brack, 1981).

In der eoalpinen Phase waren sowohl Extension, Exhumation (Froitzheim et al., 1994), als auch Ablagerungen der neoautochthonen Gosau-Sedimente vorherrschend (Faupl & Wagreich, 1996). Die Bewegungsrichtung der Adriatischen Platte gegen Europa war gegen N gerichtet. So kommt es zur Schließung des Meliata Ozeans und seines benachbarten Kontinentalrandes, was zu einer druck- und temperaturbetonten Metamorphose (Eklogitfazies) in den geographischen Regionen, welche dem Meliata Ozean am Nächsten waren, führte (Frank, 1987).

Im Paläogen kommt es zum Kollisionskontakt des gelösten Adriatischen Mikrokontinents mit dem alpinen Vorland Europas.

Im Neogen folgte eine ausgeprägte Richtungsänderung in Bezug auf die herrschende Tektonik. Die zuvor erwähnten nordwärts gerichteten Überschiebungen, werden nun von weitläufigen Seitenverschiebungen abgelöst (Schuster, 2015). Es ergibt sich ein Zusammenspiel eines richtungsweisenden Störungssystems, welches im S von der Periadriatischen Störung, im N von der Inntal- und der SEMP-Störung (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg) und im W von der Brenner Störung begrenzt ist (Linzer et al., 2002). Die fortlaufende Annäherung der Platten bewirkt eine nach E gerichtete Ausgleichsbewegung. Die größte Verkürzung mit bis zu 50 Prozent (>100 km) zeigt sich dabei im Bereich des Brenners (Scharf et al., 2013).

Unterteilt werden die Ostalpinen Einheiten nun in ein Unter- und Oberostalpin, wobei auch die obduzierten Einheiten des Meliata Ozeans auf den Oberostalpinen Einheiten differenziert werden (Schmid et al., 2004). Das für diese Arbeit wichtige OA wird weiters in verschiedene Ds gegliedert, wobei man bei der Unterteilung sein Hauptaugenmerk weniger auf die Fazies und Alter der Sedimente (vgl. Tollmann 1963, 1977), sondern mehr auf die interne tektonische Stellung und die Verteilung und Zeiträume der Metamorphosezonierungen der kristallinen Einheiten, richtet (Schuster, 2015).

2.2. Das Oberostalpin

Das OA bildet den Hauptteil der Ostalpinen Decken, welche sich während der jungalpidischen Phase in einer Oberplatten-Position befanden und zum Großteil von spröden Störungen geprägt wurden (Froitzheim et al., 2008). Die Bildung des Deckenstapels reicht von der Unterkreide bis zur mittleren Oberkreide, wobei das tektonisch am tiefsten gelegene Ds vom Silvretta Seckau Ds repräsentiert wird.

Den Hauptanteil innerhalb dieser Decken stellt das variszisch geprägte Kristallin, welches von Metasedimenten transgressiv überlagert wird, dar. Im Laufe der oberkretazischen Orogenese wird hier eine Sub-Grünschiefer bis Amphibolitfazies erreicht (Schuster, 2015).

Es wird im N von dem Veitsch-Silbersberg Ds begrenzt, welches im Vergleich zum vorher Genannten nur einen geringen Anteil an variszischer Amphibolitfazies beinhaltet und vom grünschieferfaziellen Paläozoikum dominiert wird (Schuster, 2015).

Dieses Deckensystem wird wiederum von den permo-mesozoischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen überlagert, welche im Bajuvarischen, dem Tirolisch-Norischen und dem Juvavischen Ds enthalten sind. Deren Metamorphosegrad reicht von nicht-metamorph bis zur Sub-Grünschieferfazies. Die im Vergleich dazu triassischen Sedimente weisen eine Fazieszonierung, vom Neotethys-Ozean ausgehend, auf (Schuster, 2015).

Die südliche Grenze des Silvretta Seckau Ds bildet das Koralpe-Wölz Deckensystem (KWDs). Es hat eine polymetamorphe Vergangenheit (variszisch, permo-triassisch und eoalpin) mit neoproterozoischen bis devonen Eduktaltern. Das eoalpine Ereignis bewirkt mit dem Abscheren der permo-triassischen Metasedimente eine Subduktion des KWDs, welches dadurch eine eklogitfazielle Überprägung erfuhr (Schuster, 2015).

Die Zusammensetzung des ÖBDs zeigt eine starke Ähnlichkeit mit dem des Silvretta-Seckau Ds. Es liegt dem KWDs auf und beinhaltet das Brenner- und das Stangalm Mesozoikum (Schuster, 2015). Diesem wiederum auflagernd folgt (die eoalpin syn- bis postorogenen Gosau-Sedimente ausgenommen) das hangendste Glied des OA, das DGDs (Faupl & Wagreich, 2000). Das Kristallin durchlief eine variszische und eine permo-triassische Metamorphose. Das DGDs umfasst sowohl paläozoische Metasedimente als auch permo-triassische Sedimente. Erstere erreichen eine anchizonal bis grünschieferfazielle Metamorphose, wohingegen Zweitere keine Anzeichen von Metamorphose aufweisen (Rantitsch & Russegger, 2000). Die im letzten Absatz zusammengefassten Ds zeigen einen sinkenden Metamorphosegrad vom Liegenden (Amphibolitfazies) ins Hangende (Diagenese) (Schuster, 2015).

2.3. Die Oberostalpinen Deckensysteme

2.3.1. Das Ötztal-Bundschuh Deckensystem

Das ÖBDs baut sich aus zwei Kristallinkomplexen und einem Paket aus permo-mesozoischen Metasedimenten auf.

Die tektonisch tiefste Einheit bildet der Patscherkofel-/ Glungezer-Kristallinkomplex, ca. 3 km südöstlich von Innsbruck. Sie wird in diesem Gebiet lediglich von den höher gelegenen (>1800 m) Lithologien repräsentiert und besteht zum Großteil aus Paragneisen und Quarziten mit staurolithführenden Glimmerschiefern im Hangendsten (>2000 m). Für das Arbeitsgebiet ist das hier Angeführte minder relevant und sei der Vollständigkeit halber kurz erwähnt. Für genauere

Informationen bezüglich der Lithologie wird auf den Bericht zur geologischen Aufnahme von „Blatt 148 Brenner“ verwiesen (Nowotny & Rockenschaub, 1995).

Der ÖKK (Abb. 2.3.A) ist insofern eine aufschlussreiche und interessante Einheit, da er im NW-Bereich im Vergleich zu metamorphen Ereignissen in der weiteren Vergangenheit von den Eoalpinen nur in geringem Maße beeinflusst wurde (Hoinkes et al., 1982).

Die ältesten Metamorphoserelikte stammen aus der Kaledonischen Orogenese. Mittels Rb/Sr-Datierungen an Hellglimmern des Winnebachmigmatits, konnte ein Alter von rund 450 Ma festgestellt werden (Chowanetz, 1990). Hoinkes (1973) stellte anatektische P-T-Bedingungen von 4 kbar bei 660-685 °C fest.

Die magmatischen Gesteine des ÖSK sind Zeugen der präkambrischen bis ordovizischen Kollisions-Subduktions- und Rifting Prozesse, die diese Einheit durchlief (Schuster et al., 2013). Das Kristallin wird zu weiten Bereichen von Bt-Plg-Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und diversen Orthogneisen repräsentiert. In ausgewählten Bereichen finden sich auch Migmatite und Eklogite (Froitzheim et al., 2008). Die dominierenden Paragneise sollen laut Purtscheller (1978) stark inhomogene Grauwacken als Protolite gehabt haben. Die häufig retrograde Metamorphose der Glimmerschiefer zeigt sich in Form von Chloritisierung des Biotits, Umwandlung von Staurolith in Chloritoid oder dem Zersetzen von Feldspäten. In der näheren Umgebung von Nösslach treten Orthogneis-Linsen auf (1500-1600 m), deren Stellung (SD oder ÖSK) immer noch unzureichend geklärt ist. Die Bildung der Eklogite setzte vermutlich vor rund 350 Ma bei HT/HP-Bedingungen (700-750 °C und 27 kbar) während der variszischen Orogenese bei tektono-metamorphen Prozessen ein. Diese gingen aus kambrisch intrudierten Gabbros und Basalten hervor (Miller & Thöni, 1995).

Diese Variszische Gebirgsbildung ist auch für die im S des ÖSK eintretende „Schlingentektonik“ verantwortlich. Sie zeichnet sich durch ihre sehr steil stehenden Faltenachsen (FA) aus, welche mit zunehmend nördlicher Lage von flachen E-W gerichteten FA, abgelöst werden (Graunert, 1981). Dieses tektonische Ereignis bewirkt nach Hoinkes et al. (1982) die Ausbildung eines „Wärmedoms“ mit charakteristischer Mineralzonierung. Diese Zonierung beschränkt sich im W des ÖSK bei mittlerer Höhe auf die Andalusit Zone, wird nach allen Richtungen gegen E auf die Sillimanit Zone erweitert und baut mit der

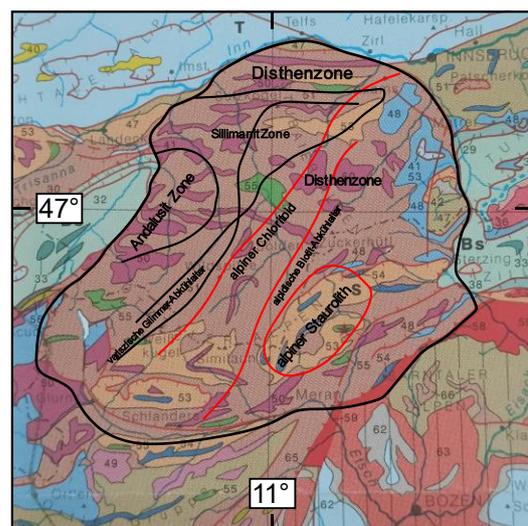


Abbildung 2.3.A: Verbreitung der genannten alpidischen Mineralzonierungen und Glimmer-Abkühlalter. Weiters enthalten: die variszischen Zonierungen. Nach Hoinkes et al. (1982). Ausschnitt: geol. Übersichtskarte Österreich, GBA, Wien (1999).

Disthen Zone die übrigen Gebiete auf (siehe Abb. 2.3.A). Nähere Informationen für etwaige Mineralumwandlungsalter und Druck- und Temperaturbedingungen der Paragenesen, können Sie bei Interesse in Veltmann (1986) und Miller & Thöni (1995) nachlesen. Ungefähr 10 Ma später bewegt sich der PT-Pfad retrograd in das amphibolitfazielle Feld zurück und die Eklogite wandeln sich durch Exhumation in Amphibolite um (Hoinkes et al., 1997; Kapferer & Tropper, 2005). Dieser Exhumation folgt eine isothermale Dekompression, welche anhand von Eklogit (620-670 °C, 17-23 kbar), Symplektit (650 °C, 10-13 kbar) und Amphibolit (570-650 °C, 6-8 kbar) festgestellt wurde (Kapferer & Tropper, 2005). Auch Vererzungen, darunter Py, Ccp, Mag, Pn und Gn, sollen in Form von diskordanten Gängen enthalten sein (Rockenschaub et al., 2003).

Neben dem variszischen Einfluss konnten mittels Ar/Ar-Datierung aber auch Hellglimmeralter errechnet werden, die zeitlich mit einer eoalpinen Bildung korrelieren (Rockenschaub et al., 2003). Fügenschuh spricht im Laufe dieser von niedrig grünschieferfaziellen Bedingungen im NW, bis hin zu oberen amphibolitfaziellen Bedingungen im SE. Er schreibt weiters von stark erhöhten Exhumations- und Abkühlungsraten des Kristallins (bestimmt durch ZHe-Alter, 70-63 Ma), inklusive dessen aufliegender Metasedimente vor ca. 90-60 Ma (Fügenschuh et al., 2000).

Das BM ist eine Abfolge von mehreren Schichtfolgen, welche stark karbonatisch dominiert sind. Es besteht aus permo-triassischen Metasedimenten, welche transgressiv auf dem Kristallin auflagern (Schuster, 2015). Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass es deutliche Unterschiede bei der Intensivität der tektonischen Überprägung entlang des Transgressionskontaktes gibt (Rockenschaub, 2003). Über diesem Deckenkontakt erheben sich rund 1000 m mächtige Trias Dolomitwände, welche durch ein teils mehr, teils weniger stark metamorphisiertes, schwarz-braunes, tonig-sandiges Schieferband mit wenigen Metern Mächtigkeit, genannt „Raibler Schichten“, differenziert werden können (Geyssant, 1973; Kübler & Müller, 1962). Die Dolomitmarmore darunter gehören der Wettersteinfazies an, während jene darüber zum Norischen Hauptdolomit gestellt werden. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal stellt die eher massigere Optik, fehlende Bankung und tendenziell weiß-gelbliche Farbe des Wettersteindolomits dar. Der Hauptdolomit wirkt im direkten Vergleich gebankter, trägt einen eher grau-bläulichen Farbton, variiert jedoch häufiger in seiner Korngröße. Diese Beobachtungen von Kübler & Müller (1962) konnte ich bei meiner Geländebegehung bestätigen. Die Dolomitdecken zeigen starkes Schwanken in ihrer Mächtigkeit. Während Diese in der Umgebung des „Pferscher Tribulaun“ (Talinneres) bis zu 600 m erreicht, dünnt sie gegen die Talmündung stark aus (z.B.: 60 m in der Nähe des „Muli Schrofens“).

Auf diesen Dolomiteinheiten lagert schließlich der „Metamorphe Kalkkomplex (MKK)“ (Kübler & Müller, 1962). Hinsichtlich seiner Metamorphose schwankt er von nicht-metamorph bis zu grünschieferfaziell (Geyssant, 1973) und ist auch in Bezug auf seine Lithologien sehr breit aufgestellt.

Die wechselhafte Kalk-Serie enthält unter anderem phyllitische Glimmermarmore, gefältelte Qz-Glimmermarmore, dolomitische Qz-Fsp-Glimmermarmore, sandige Dolomite und Qz-Serizitphyllite (Kübler & Müller, 1962). Diese hohe lithologische Varietät und deren wechselnden Abfolgen und Mächtigkeiten führten dazu, dass Kübler & Müller (1962) den Versuch einer horizontalen Einteilung des Komplexes schließlich verwarfen.

2.3.2. Das Drauzug-Gurktal Deckensystem

Das DGDs besteht in diesem Gebiet aus der BD und der SD, dessen Teildecken die Gschnitz Decke (GD) und die Obernberg Decke (OD) sind und hinsichtlich des Karbons, noch die Etablierung einer dritten Decke im Raum steht (Reiser et al., 2019). Die tektonischen Einheiten bestehen aus kristalliner Basis, paläozoischen Metasedimenten und permo-mesozoischen Sedimenten, wobei Letztere eine stratigraphische Faziesentwicklung zeigen, welche auf eine früher westlichere Lage, in der Trias, hindeutet. Froitzheim vermutet eine jurassisch-frühkretazische Bewegung entlang eines Strike-slip Störungssystems in Richtung E (Froitzheim et al., 2008). Die kristallinen Bestandteile sind Orthogneise mit prävariszischen Edukten und variszisch-metamorphe Metasedimente, welche bis in die Amphibolitfazies reichen (Froitzheim et al., 2008). Laut Rockenschaub et al. (2003) konnten diese Orthogneise mittels Altersbestimmung von Monazit, auf rund 320 Ma datiert werden. Klammert man die Blaser Decke aus, so tendiert der eoalpine Metamorphosegrad innerhalb des DGDs vom Kristallin (grünschieferfaziell) zur SD (diagenetisch) zu sinken. Diese schwache Überprägung war wichtiger Bestandteil zum Erhalt der präalpinen Informationen, beispielsweise der Alter von variszischen Hellglimmern (Froitzheim, 2008; Rockenschaub et al., 2003). Der Erhalt dieser Hellglimmeralter zeigt eine eoalpine Maximaltemperatur von 300-350 °C (Lünsdorf et al., 2012).

Die BD im Speziellen zeigt im Vergleich zum BM, nach Reiser (2019), nur sehr geringe Metamorphosetemperaturen im Bereich von rund 280 °C. Bedenkt man die Tatsache, dass sich im Liegenden der BD das metamorphe Mesozoikum des ÖBDs befindet und im Hangenden die grünschieferfazielle SD aufliegt, so muss es bei den vorhandenen tektonischen Merkmalen zu einem oberflächennäheren Einbau der BD zwischen den beiden zuvor genannten gekommen sein. Prey (1977) vermutet die Ursache dieses tektonischen Vorgangs im Paläogen, bei der Bewegung der Kalkalpen nach N. Die Bestandteile der BD sind im Wesentlichen triassische Sedimente und Metasedimente, graue bis rote Jurakalke und Radiolarit. Auch hier erwähnt Prey (1977) beispielsweise in seinen Beobachtungen der südlichen Trinser Gegend graue und grünliche Phyllite und Quarzschiefer mit Serizitlagen derselben Farbe, welche er mit metamorphen Radiolariten in Verbindung bringt. Die mächtigste Einheit bildet der norische Blaser Dolomit. Er ist grau gebankt, stark tektonisch beansprucht und kann in der Gegend der Peilspitze, am Nordhang des GT, bis zu 400 m Mächtigkeit erlangen (Rockenschaub et al., 2003).

Am Südhang hingegen ist er, dem Kartenblatt 148 Brenner der Geologischen Bundesanstalt nach zu urteilen, noch stark reduziert vorhanden, was meine Beobachtungen jedoch nicht bestätigen konnten. Andere Komponenten der BD, wie beispielsweise die grauen und roten Jurakalke und die Radiolarite sind an der Südseite des GT zwar stark fragmentiert und spröde deformiert, aber dennoch vorhanden. Rockenschaub et al. (2003) vermutet bezüglich der Jurakalke eine beinahe komplett repräsentierte Juraabfolge vom mittleren Lias bis zur Jura-Kreide Grenze, die unter anderem Crynoidenspäte und Aptychen als fossile Überreste enthält (Geyssant, 1973). Das stratigraphisch älteste Glied bilden die zuvor erwähnten Radiolarite, welche im Mulischrofen aufgeschlossen sind und die Radiolarien „Lithocampe elegans“ enthalten, welche zeitlich dem Untermalm zuzuordnen sind (Rockenschaub et al., 2003).

Wie bereits in der Einführung zu diesem Deckensystem erwähnt, wird bei der SD zwischen Gschnitz Decke (Liegend) und Obernberg Decke (Hangend) unterschieden. Erstere wird durch das Führen von retrograd überprägten (Granat-) Glimmerschiefern von der Zweiteren differenziert. Die OD unterscheidet sich von der GD wiederum durch ihre Quarzphyllite und Grünschiefer. Diese ist im Gegensatz zum Liegenden nicht retrograd, sondern prograd charakterisiert und zeigt in manchen Grünschiefer Beprobungen Chloritoidvorkommen (Reiser et al., 2019). Während Eisendolomit in beiden Teildecken verteilt zu Tage tritt (dominanter in OD), so finden sich die ebenfalls äußerst präsenten oberkarbonen Sedimente und Konglomerate lediglich in der Obernberg Teildecke. Die Quarzphyllite sind von Quarzfasern und Adern durchzogen und weisen teilweise serizitische Benetzungen auf. Die oberste Einheit der SD bilden die Eisendolomite. Sie orientieren sich großteils entlang der Grenze zum transgressiv aufliegenden Oberkarbon (Schmidegg, 1949). Die Phyllitvorkommen im Hangenden der SD, zeigen ein berechnetes Ar-Ar-Alter der Schließtemperatur von Hellglimmern, im Bereich von 321-311 Ma, mit einer Temperatur von 425-519 °C und sind somit post-variszisch (Rockenschaub et al., 2003; Reiser et al., 2019). Die aufliegenden Karbonsequenzen, wurden von Krainer (1990; 1992) biostratigraphisch untersucht und auf den Zeitraum 307-304 Ma eingegrenzt, was uns zu der Schlussfolgerung bringt, dass die unterlagernden Quarzphyllit-Komponenten, im Falle einer Transgression, zwischen den Abkühlaltern des Grundgebirges und dem biostratigraphischen Zeitraum des Karbons exhumiert worden sein müssen. Es folgt eine Bedeckung des Karbons von mesozoischen Sedimenten mit einer Mächtigkeit von 4-5 km (Schulz & Fuchs, 1991) und Spitzentemperaturen von 170-190 °C (Lünsdorf et al., 2012). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen offenbaren, bei Betrachtung eines N-S Profils, ein Muster, welches auf eine variszische Prägung im N der OD und eine Alpine (95-84 Ma) im S, hindeutet (Reiser et al., 2019). Das letzte größere tektonische Ereignis fand im Miozän statt, in welchem die SD samt restlicher Ostalpinen Decken vom unterlagerndem Penninikum, entlang der Brenner Störung abgeschoben wurden.

Der thermische Einfluss dieser Abschiebung wurde von Lünsdorf et al. (2012) entlang eines NW-SE Profils mittels Methoden der Geothermometrie und Thermochronologie untersucht. Die Ergebnisse wiesen spätcretazische Maximaltemperaturen von bis zu 350 °C für das Karbon auf. Die Geothermometrie von Lahfid et al. (2010) und Barker & Pawlewicz (1986) und die (U-Th)/He Thermochronologie an Zirkon von Lünsdorf et al. (2012) lassen vermuten, dass der Hangendblock durch die Brenner Abschiebung, wenn überhaupt, nur sehr gering beeinflusst wurde.

3 Tektonik

Das zu untersuchende Gebiet durchlief aufgrund einer Vielzahl an geologischen Ereignissen mehrere tektonische und metamorphe Überprägungen. Diese Umstände machen eine strukturgeologische Untersuchung zum einen deutlich komplizierter, was die Erkennung und Zuordnung von geologischen Strukturen zu speziellen Events anbelangt. Zum anderen aber lassen sich durch die Diversität der Geschehnisse, viele beobachtete Strukturen erklären. Zu den einwirkenden Events des OA zählen chronologisch aufgereiht (von alt nach jung), das ordovizische-, variszische-, permo-triassische-, jurassische-, eoalpine und (neo)alpine Ereignis (Schuster, 2015). Diese sind innerhalb des Ostalpins ungleich repräsentiert. Der Innsbrucker Quarzphyllit Komplex weist beispielsweise eine dominante permische- und das BM eine eoalpine Überprägung auf. Die Hellglimmer der nördlichen SD zeigen variszische Alter, während diese im S wiederum eher alpidisch geprägt sind (Rockenschaub et al., 1999; 2003; Reiser et al., 2019).

3.1. Das ordovizisch-thermische Ereignis

Dieses Ereignis sei zu Beginn, nur kurz der Vollständigkeit halber, für das OA erwähnt. Es handelt sich um einen Extensionsprozess am Nordrand des Paläokontinents Gondwana und findet sich lediglich im ÖKK, welcher weiter im Inneren des GT präsent ist, in Form von Relikten, wieder (Raumer et al., 2013). Der thermische Aspekt ist auf zahlreiche Intrusiva (welche von der Krustendehnung hervorgerufen wurden und sich in allen Stockwerken befinden) und damit einhergehende kontaktmetamorphe Prozesse zurückzuführen (Schuster, 2015).

3.2. Die Variszische Kollision (Oberdevon-Karbon)

Die variszischen Überprägungen sind das Produkt der Kontinent-Kontinent-Kollision der Paläokontinente Gondwana und Laurussia. Diese bildeten im Oberdevon bis Karbon den Superkontinent Pangäa (Kroner & Romer, 2013). Zeugen dieser Orogenese sind im heutigen geologischen Sinne das Subpenninikum, das Ostalpin und das Moldanubikum (Schuster, 2015). Im für uns relevanten OA wurden von Handler et al. (1997) Metamorphosealter von 380 Ma nachgewiesen. Denen folgt 30 Ma später eine durch Subduktion hervorgerufene LT/HP-Metamorphose (620-670 °C/17-23 kbar), welcher die Bildung von Eklogiten im Silvretta Seckau- und ÖBDs, zuzuschreiben ist (Miller & Thöni, 1997; Kapferer & Tropper, 2005). Es folgt eine isothermale Dekompression auf zuerst 10-13 kbar, welche zur Bildung von Symplektiten führt und folgend auf 6-8 kbar, was sich in den Eklogitangrenzenden Amphiboliten, bemerkbar macht (Kapferer & Tropper, 2005). Mit der Eklogitbildung einhergehend kommt es zur Ausbildung einer Schlingentektonik (steilstehende FA) im südlichen Bereich des ÖSK, während der nördliche Teil von flach einfallenden E-W gerichteten FA charakterisiert

wird (Grauert, 1981). Vor rund 330 Ma konnte ein fortsetzender retrograder PT-Pfad anhand von Metapeliten im westlichen ÖSK festgestellt werden (Tropper & Hoinkes, 1996). Die Temperatur und der Druck sinken dabei auf 400-500 °C und 2-3 kbar und treten in das Andalusit Stabilitätsfeld ein. Zur Zeit der variszischen Orogenese konnte der retrograde Verlauf im Untersuchungsgebiet lediglich in den Glimmerschiefern der GD beobachtet werden. Die Quarzphyllite und Grünschiefer der OD zeigen mit Abkühlalter vor 320-310 Ma eine prograde Überprägung bei Temperaturen von 420-520 °C (Rockenschaub et al., 2003). Der Nachweis dieser P-T-Bedingungen in den Metapeliten der SD, schließt somit eine signifikante Auswirkung der alpidischen Orogenese auf die Decke aus. In der Zeit des Oberkarbons bis in das unterste Perm (~320-290 Ma) entwickeln sich für die variszische Orogenese typische Abkühlalter (Thöni, 1999), und das Karbon der Steinacher Decke wird von einer 4-5 km mächtigen Sedimentabfolge im Laufe des Mesozoikums bedeckt (Spitzentemperaturen von 170-190 °C; Schulz & Fuchs, 1991). Generell kommt es in den variszischen Einheiten des OA zum regelmäßigen Auftreten von duktilen Scherungen gegen S (Schuster, 2015).

3.3. Die permo-triassische Extension

Das permo-triassische Event unterliegt, wie das ordovizische, einer Extension und fand vor ca. 290 Ma statt. Es ist in den Einheiten des Südalpins, OA und in Teilen der Westkarpaten wiederzufinden und ist durch eine Ausdehnung der Lithosphäre bedingt. Während der lithosphärischen Ausdünnung kommt es zum Aufstieg von Basaltschmelzen, welche die magmatische Aktivität intensivieren und zu einer HT/LP-Metamorphose führen (Schuster & Stüwe, 2008). Die Metamorphose erreicht um ~270 Ma ihre Spitzenwerte und die Gesteine kühlen, ganz im Gegenteil zu denen der variszischen Exhumation, langsam und stetig ab. Der Geothermische Gradient sinkt nach dem Eintreten des Extensionsprozesses bis vor 200 Ma, von 45 auf 25 °C/km, was eine Subsidenz, mit folgender Sedimentation im Perm und der Trias, nach sich zog. Diese flachmarine Sedimentbedeckung erreichte schließlich eine Mächtigkeit von 3 km (Schuster, 2015).

3.4. Die jurassische Obduktion

In der Zeit des Mittleren Juras (~170 Ma) bildet sich innerhalb der Neotethys eine Subduktionszone, welche zu Beginn den ozeanischen Anteil der Adriatischen Platte verschluckt. Die abtauchende Platte bewirkt eine Steigerung der Temperatur (Grünschiefer- bis Granulitfazies) und eine damit einhergehende Metamorphose und Verschweißung deren Gesteine im Bereich der Sohle der nicht-subduzierenden Ozeanlithosphäre. Mit dem gänzlichen Verschwinden der adriatischen Neotethys-Anteile 10 Ma später, kommt es zu Obduktion der oberen Ozeanlithosphäre (Ophiolite) auf den adriatischen Kontinentalrand. Die Suturzone ist aus heutiger Sicht nicht mehr zu erkennen, da sie von den chronologisch folgenden oberjurassischen Seitenverschiebungen zur Gänze unerkennlich

gemacht wurde (Schuster, 2015). Diese Seitenverschiebungen stellen die Initialzündung für die Ausbildung der intrakontinentalen Suturzone, an welcher später die eoalpine Orogenese einsetzt, dar (Stüwe & Schuster, 2010). Eine Erweiterung der Neotethys im W und Gleichzeitig eine Verbindung zum früheren Atlantik bildet der Penninische Ozean. Seine Öffnung beginnt im mittleren Jura und trennt die afrikanische von der europäischen Kontinentalmasse (Schmid et al., 2004).

3.5. Die eoalpine Deckenstapelung

Die voralpidische Kollision die für die Entstehung unserer Alpen verantwortlich war, setzte in der frühen Unterkreide, vor ca. 135 Ma, im Zuge der Annäherung der Afrikanischen- und Adriatischen Platte an den alteuropäischen Kontinent, ein. Die Alpen entwickeln sich dabei aus einem Orogenkeil, welcher durch das nordwestliche Nachdrücken der Adriatischen Platte gegen Alteuropa hervorgeht, und dieses entlang einer SE-gerichteten Subduktionszone verschluckt. Die kontinentale Oberkruste des Adriatischen Kontinents wurde von der Unteren und dem Mantel abgeschert und in den Orogenkeil eingearbeitet. Diese Einheiten bilden das heutige OOA. Das heutige UOA repräsentiert die ehemaligen Einheiten des Kontinentalrandes, hin zum Penninischen Ozean (Schuster, 2015). Die Grenze zwischen dem Ober- und Unterostalpin wurde in der Folge von oberkretazischen Abschiebungen und später entwickelten Störungen überprägt, was sie für heutige Beobachter unkenntlich macht (Schuster, 2015).

Das OA wird von einer eoalpinen Oberplatte und einer eoalpinen Unterplatte, aus welcher auch der Extrusionskeil hervorgeht, aufgebaut. Das OOA geht aus nördlichen Krustenanteilen des ehemaligen Adriatischen Kontinents hervor. Der europäische Kontinent wurde an den nordöstlichen Anteilen des Adriatischen subduziert und folglich extrudiert (Schmid et al., 2004). Bei der Subduktion wurden die permischen Sedimente des Superkontinents Pangäa am Kontinentalschelf zur Neotethys vom Kristallin der eoalpinen Unterplatte (Altes Europa) abgeschert, und als heutige Deckensysteme der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarisches-, Tirolisch-Norisches- und Juvavisches Deckensystem) in das Orogen integriert. Unterlagernd befinden sich Teile des variszisch metamorphen Kristallins, welches heute durch das Veitsch-Silberberg Ds repräsentiert wird. Dieses wird wiederum von dem KWDs unterlagert, welches aus neoproterozoischen-devonen Gesteinen besteht, welche im Zuge der Orogenese subduziert wurden und nach der Versenkung in der Tiefe zu Beginn eine HP-Metamorphose durchliefen und anschließend im Turonium als Extrusionskeil exhumiert wurden. Die zuvor erwähnten abgescherten permo-mesozoischen Sedimente fehlen hier zur Gänze. Die tektonisch tiefste Einheit des OOA bildet das Silvretta-Seckau Ds. Es besteht aus variszisch metamorphen Kristallin und transgressiven, permo-triassischen Metasedimenten (Schuster, 2015). Das OOA besteht aus dem ÖBDs und dem DGDs, welche dem KWDs in der genannten Reihenfolge aufliegen.

Ersteres besteht aus präalpinen Kristallin mit auflagernden permo-triassischen Sedimenten und ähnelt in seiner metamorphen Vergangenheit stark dem Silvretta-Seckau Ds (Froitzheim et al., 2008). Das DGDs ist nur an lokalen Stellen von einer niedriggradigen eoalpinen Metamorphose erfasst worden und besteht aus dem ehemaligen südlichen Rand des Meliata Ozeans (Schmid et al., 2004).

Die höchsten metamorphen Bedingungen (Eklogitfazies) erreichte die WNW-NW-gerichtete eoalpine Deckenstapelung vor rund 95 Ma (Oberkreide) im Bereich des KWDs und belaufen sich auf 20 kbar und 650-700 °C, während es im Untersuchungsgebiet nur zu Maximaltemperaturen von 500 °C kommt (Thöni & Miller, 1996; Janak et al., 2004; Miller et al., 2005; Thöni, 2006; Reiser et al., 2019). Was nun folgt ist eine Metamorphose an den Grenzen der eklogitführenden Einheit (KWDs/Extrusionskeil). Deren liegende Einheiten wurden durch die NW-Aufschubung entlang des Silvretta-Seckau Ds retrograd und deren Hangende, aufgrund der SE-Abschiebungen, zwischen dem KWDs und dem ÖBDs, prograd geprägt. 10 Ma später erreicht die Subduktion auch den Piemont-Ligurischen- und den Valais Ozean und die Ophiolite, samt auflagernden ozeanischen Sedimenten, werden in den Orogenkeil integriert (Schuster, 2015).

Die WNW-gerichtete Deckenstapelung wurde von den spätkretazischen Abschiebungen großteils überprägt und ist daher nurmehr in strukturell höheren Bereichen der SD wiederzufinden. W vergente Falten und W-E orientierte Streckungslineare sind Zeugen dieser eoalpinen Stapelung (Rockenschaub et al., 2003). Die wichtigsten Abschiebungen (SE einfallend) bilden vom Liegenden ins Hangende, die Basis des BM und die Basis der SD und BD (DGDs) (Rockenschaub et al., 2003).

Die extensionsbedingten Abschiebungen überprägen den vorhergegangenen Faltenbau und die Überschiebungen der Deckenstapelung und exhumieren das metamorphe BM, welches im Zuge dessen mylonitische Strukturen entwickelt, gemeinsam mit der GD und dem basalen Bereich der OD (Fügenschuh et al., 2000; Rockenschaub et al., 2003; Rockenschaub et al., 2003; Lünsdorf et al., 2012). Sie reduzieren die primären Mächtigkeiten des BM und hinterlassen geologische Strukturen in Form von duktilen, flach SE einfallenden Schieferungen mit parallel orientiertem Streckungslinear, Scherbändern und Sigmaklasten. Auch ältere Generationen von Isoklinalfalten, permische Metakonglomerate und Quarzite an der Basis des BM zeigen abschiebungsbedingte südöstliche Kinematik (Rockenschaub et al., 2003; Reiser et al., 2019). In Bezug auf den zuvor erwähnten Faltenbau postuliert Schmidegg (1949) zwei Faltengenerationen, deren Achsen in den tieferen Bereichen einen NW-SE und in den Höheren einen NE-SW Trend aufweisen. Zwischen den mesozoischen Metasedimenten des BM befinden sich die Raibler Schichten, deren Metamorphose sich aufgrund von einer Bt-Wachstumsgeneration (Rb/Sr-Datierung ~81 Ma), mit den eoalpinen Abschiebungen zeitlich korrelieren lässt (Prey, 1977).

Allgemein kann innerhalb des ÖBDs und des DGDs ein abnehmender Metamorphosegrad vom Liegenden (Amphibolitfazies) ins Hangende (Grünschieferfazies bis Diagenese) festgestellt werden (Schuster, 2015; Schmid et al., 2004). Der Metamorphosesprung zwischen den Ds beträgt rund 300 °C, was einer Reduktion der Mächtigkeit von 10 km entspricht (Rockenschaub et al., 2003).

Die Decken des DGDs waren zu Zeiten der Abschiebungen verhältnismäßig kühl und unterliefen einer spröd- bis semiduktilen Deformation, was auch Kataklasit-Funde an der Basis der BD bestätigen (Rockenschaub et al., 2003). Die Alter dieser Abschiebungen belaufen sich nach den Untersuchungen von Lünsdorf et al. (2012) auf 70-63 Ma (ZHe-Alter) und passen somit zeitlich zu denen des BM. Die zuvor erwähnte und durch die Überschiebung und folgende Extension (80-67 Ma) bedingte Exhumation der Decken fand vor 90-60 Ma unter isothermaler Dekompression statt. Im Zuge dieses Exhumationsereignisses löst sich vermutlich die BD von der SD. Die von Lünsdorf ausgeführten Untersuchungen (Raman Spektroskopie, Vitrinit Reflexion und (U-Th)/He Thermochronologie), bestätigen die Absenz thermischen Einflusses innerhalb der SD während der Extension im Miozän. Das dem DGDs aufliegende Karbon in der Gegend von Nösslach, repräsentiert den hangendsten Teil und unterlag einer eoalpin-tektonischen Versenkung mit Temperaturen von 300-350 °C (Lünsdorf et al., 2012).

3.6. Die alpidische Orogenese

Die Grenze zwischen den eoalpinen Ereignissen und der alpidischen Hauptorogenese bilden die, dem DGDs transgressiv und diskordant auflagernden, Gosau-Sedimente. Die eigentliche alpidische Gebirgsbildung tritt mit der Schließung des PO und dem Beginn der Subduktion der kontinentalen Kruste des Europäischen Kontinents, vor ca. 45 Ma ein. Die im Tauernfenster hervortretenden Decken (Penninische-, Subpenninische- und Helvetische Decke), werden in das Orogen integriert und es kommt 5 Ma später in den Einheiten des KWDs zu einer HP-Metamorphose (Schmid et al., 2013). Die eoalpin gebildeten, duktilen, SE einfallenden Abschiebungen werden im Paläogen und Neogen von NW orientierten Überschiebungen (nördlicher Bereich der SD) und syntektonischen Rücküberschiebungen (südlicher Bereich der SD), überprägt. Erstere sind für das Arbeitsgebiet von größerer Bedeutung und machen sich in Form von Harnischflächen und NE orientierten FA bemerkbar (Rockenschaub et al., 2003). Zwischen 30 und 25 Ma folgte die „Tauernkristallisation“, eine temperaturbetonte Überprägung der Hohen Tauern. In der Folge kommt es zu einem „slab break-off“ der subduzierenden Europäischen Platte, was das Aufsteigen heißer Asthenosphäre und die Bildung von Magmatiten initiiert. Der andauernde Vorstoß der Südalpen, bewirkt im Gebiet des Brenners eine N-S gerichtete Breitenreduktion um 50 % und wird durch N-S streichende sinistrale und NW-SE streichende dextrale Transversalverschiebungen, dokumentiert.

Diese Einengung und das Zusammenspiel eines nach E auslaufenden Störungssystems (SEMP-, Brennerstörung, Periadriatische Linie) führen zu einem Auskeilen der Alpen, genannt „Laterale Extrusion“, im Miozän (Ratschbacher et al., 1991). Das Auslaufen des Gebirges und die damit einhergehende Exhumierung ruft in Folge dessen die Ausbildung weiterer E-W orientierten Seitenverschiebungen und ENE-ESE fallende Abschiebungen, mit bis zu mehreren 100 m Versatz, hervor (Thöni, 1999; Rockenschaub et al., 2003; Schuster, 2015). Das Zusammenspiel der miozänen, flach nach W fallenden Brenner Abschiebung entlang des Penninikums (footwall) und der Exhumation, kompensiert letztere in den westlichen Bereichen des Tauernfensters und stellt so die penninischen Einheiten östlich der Brenner Abschiebung neben die ostalpinen Einheiten im W. Im N zeichnet sich die Brenner Abschiebung durch die gut aufgeschlossene Silltalstörung (Sprödttektonik) aus, während im S (Brennerverwerfung) der tiefer gelegene, duktile Teil der Abschiebung präsenter ist (Fügenschuh et al., 1997; Rosenberg und Garcia, 2011). Die Penninischen Decken des Tauernfensters zeigen nach der Berechnung von Abkühlaltern mittels Spaltspurendatierung (fission track) von Zirkonen, typische altmiozäne Abkühlalter von 25-15 Ma (Luth & Willingshofer, 2008). Die durch die Verkürzung ausgebildeten N-S-/NW-SE streichenden Störungen interferieren mit (wahrscheinlich) jüngeren, extensionsbedingten N-S gerichteten Abschiebungen (Rockenschaub et al., 2003).

Auch heute werden im Bereich der Brenner Störung noch seismische Aktivitäten registriert. Dabei handelt es sich um tektonische Verkürzungen in Richtung N-S und Extensionsbewegungen nach O-W. Ursache dafür ist das zum Streichen der Brenner Störung parallele nach N Drücken des Alpen-Intenders. Die daraus resultierenden Erdbeben haben zumeist ein 5-10 km tiefes Hypozentrum und Magnituden < 4 auf der Richterskala (Reiter et al., 2018).

4 Methodik

4.1. Geländekartierung

Die Geländebegehung des ungefähr 13 km² großen Gebiets verteilte sich auf rund drei Wochen. Das Hauptaugenmerk lag hierbei auf dem Südhang des GT, welcher großteils den nördlichen, liegenden Teil der SD, mit unterlagernder eingeklemmter BD, BM und ÖSK darstellt. Die Kartierung des Gebiets wurde auf dem Tablet durch die App „FieldMove“ (Petroleum Experts Limited) unterstützt. Als Kartengrundlage wurden OpenStreetMap, GoogleEarth Geländekarten/Satellitenkarten, Hillshade Laserscans, Gewässer Karte und das ÖK Kartenblatt 148 Brenner verwendet. Im FieldMove wurden direkt die unterschiedlichen Lithologien als Polygone eingezeichnet.

4.2. Datenerhebung

Strukturelle Messungen (Lineation, Lagenbau/Foliation, Klüfte, Störungen, Faltenkomponenten, sonstige geologische Strukturen) wurden am Smartphone mit der App „FieldMove Clino“ („Petroleum Experts Limited“) aufgenommen und mit koordinatenspezifischen Attributen wie Lithologien, weiteren Notizen und der Aufnahme von Fotos ergänzt. Parallel zu den digitalen Aufnahmen, wurden zwecks Kontrolle immer wieder stichprobenartig Messungen mit dem Geologenkompass („Brunton TruArc 15“) durchgeführt.

4.3. Datenverarbeitung

Die erhobenen Messdaten wurden mit dem Programm „Stereonet“ (Version 11.4.3) geplottet, welches sich insofern als sehr praktisch erwies, da es im Vergleich zu anderen Programmen die Funktion beinhaltet, mehrere erstellte Datensets parallel ein- und auszublenden, was wiederum bessere Vergleiche zwischen den Sets ermöglicht. Weiters überzeugt es mit der Möglichkeit einer zusätzlichen Label-Beschriftung und der Zuordnung diverser Farben, was sich beim Unterscheiden nach Lithologien als sehr nützlich erwies.

Die in der „FieldMove Clino-App“ aufgenommenen Daten wurden als kmz-Datei exportiert und in spätere Folge in „Google Earth“ dargestellt. Dieses Programm ermöglicht eine sehr übersichtliche Darstellung der aufgenommenen Koordinaten-referenzierten Daten (Messungen, Notizen, Fotos) auf der Google Earth Satellitenbilder-Ansicht, wo die Attribute mit einem Mausklick auf den jeweiligen Datenpunkt aufgerufen werden können.

Die Erstellung der Gebietskarte und deren drei enthaltenen Detailkarten wurde mit den Freeware Programm „QGIS“ (Version 3.22.1) umgesetzt und mit „Inkscape“ (Version 1.2.1) nachbearbeitet.

Neben den Karten, wurden auch Geländestrukturen, Mikrostrukturen, Dünnschliffscans, sowie sonstige Abbildungen zur verständlichen visuellen Illustration mit letzterer Freeware generiert.

Die aufgenommenen Proben wurden mit der Steinkreissäge am Institut für Geowissenschaften, entlang ihrer XZ-Fläche, normal auf die Schieferung, zugeschnitten und zur Weiterverarbeitung in die Dünnschliffpräparation gebracht. Dort wurde die gewünschte Fläche des Klötzchens mit einer Diamant-Schleifscheibe plan geschliffen und mit Epoxidharz imprägniert, um die Porosität auf der gewünschten Fläche zu schließen. Nach dem Trocknen wurde beginnend mit einer 80 Korn Schleifplatte, bis 1200 Korn abgeschliffen und poliert. Anschließend wurde das Klötzchen im Ultraschall Bad gereinigt und zum Trocknen in den Trockenschrank gelegt. Das trockene Klötzchen wurde später mit Epoxidharz auf einen Glasobjektträger aufgeklebt. Nach der Aushärtung wurde es auf ca. 200 mm Dicke abgeschnitten und auf die gewünschte Dicke fertig geschliffen. Die Schliffe wurden nach der Fertigung mit einem „Nikon Optiphot2-POL“ Durchlichtmikroskop auf Ihre Mineralogie und Mikrostruktur untersucht. Zur relativen Abschätzung der Deformationstemperatur wurde das Geothermometer der Kalzitverwilligungen (Ferrill et al., 2003) angewendet. Die Fotos der Mikrostrukturen wurden mit dem optischen Photomikroskop „Leica DMC 4500 P“ angefertigt und mit dem Programm „Leica Application Suite, kurz LAS“ (Version 4.9.0) nachbearbeitet. Die Scans der Dünnschliffe wurden mit dem Scanner „Canon CanoScan 900F Mark II“ generiert.

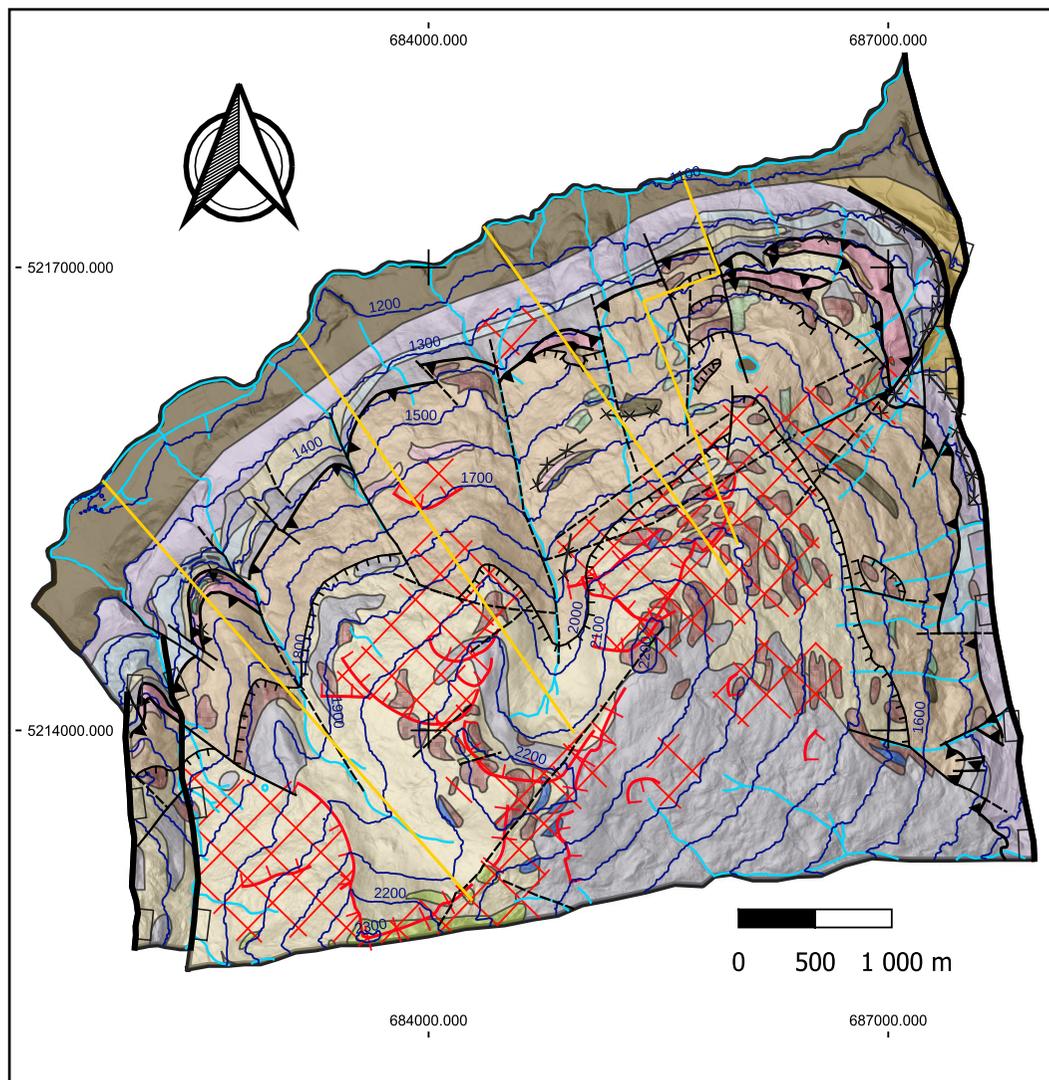
5 Lithologische Verteilung und Beschreibung

Im Folgenden wird die geologische Gebietskarte, welche mit Qgis erstellt und nach Rockenschaub (1990-2007) modifiziert und interpretiert wurde, ein dreidimensionales Höhenmodell, mit der angefertigten Karte als topographische Maske (mit dem Qgis plugin „Qgis2threejs“ erstellt) und vier Querschnitte welche entlang der, auf der Karte eingezeichneten Profilsuren (gelb) verlaufen und sich, zwecks Verdeutlichung des geologischen Zusammenhangs über den Nordhang des GT hinaus, erstrecken, vorgestellt.

5.1. Geologische Karte und 3D-Höhenmodell

Das Kartierungsgebiet umfasst rund 24 km² Landfläche und ist im N vom „Gschnitzbach“, im E vom Wipptal, im S von einer Störung, welche die SD mit ihrem Streichen horizontal schneidet und im W von der nördlichen Fortsetzung der „Portjochstörung“, die bis auf einer Höhe von rund 1550 m N-S verläuft und dann nach NW, parallel zum „Trunabach“ ins Tal bis zum „Gschnitzbach“ abbiegt. Die lithologische Verteilung der lokalen Geologie, zeigen die Abbildungen 5.1.A und 5.1.B.

Gschnitztal Gebietskarte



Legende

- Gewässer
- Isohypsen
- Profilsur
- Abschiebung
- Teildeckengrenze
- Deckengrenze
- Störung vermutet
- Störung nachgewiesen
- Abrisskante
- ▤ Massenbewegung
- ××× Kataklasit

Blaser Decke

- hell-/ dunkelgraue Kalke der Blaserdecke (Jura-Unterkreide, Berriasium)
- hellrötlicher-oranger Ammonitico Rosso(Oberjura, Tithonium)
- dunkel roter-grüner Radiolarit (Mitteljura/Oberjura, Kimmeridgium)
- Tonschiefer, Mergel, Kalk (Kössen-Formation, Norium-Rhätium)

Steinacher Decke (Oberbergthal Teildecke)

- Konglomerat (Oberkarbon)
- heller Dolomitmarmor (Altpaläozoikum)
- stark verwitterter gelb-bräunlicher Eisendolomit(Altpaläozoikum)
- Quarzphyllit (Altpaläozoikum)
- Grünschiefer (Altpaläozoikum)

Steinacher Decke (Gschnitztal Teildecke)

- Chloritphyllit (Altpaläozoisch)
- Metabasalt
- stark verwitterter, robuster Orthogneis (Oberkarbon, variszische Intrusiva)
- Amphibolit
- Glimmerschiefer (Altpaläozoikum)
- Paragneis (Oberkarbon, variszische Intrusiva)

Brenner Mesozoikum

- Bänderkalkmarmor, Kalkphyllit (Rhätium oder Jura)
- Quarzphyllit, Chloritphyllit (Paläozoikum oder Jura)
- dunkel grau-bläulicher Dolomitmarmor (metamorphes äquivalent der Hauptdolomit -Fm., Norium)
- dunkle Metasedimente (metamorphes äquivalent der Nordalpinen Raibler Schichten , Karnium)
- heller Dolomitmarmor (metamorphes äquivalent der Wetterstein -Fm., Ladinium-Karnium)

Ötztal Kristallinkomplex

- Paragneis (Kambrium, prä-variszisch)
- Hellglimmerschiefer (Kambrium?)

Abbildung 5.1.A: Mit Qgis digitalisierte geologische Karte des Untersuchungsgebiets modifiziert nach M. Rockenschaub (1990-2007). In dieser Karte sind lediglich großgeologische Strukturen (siehe Legende) und die, zu Decken zusammengefassten Lithologien dargestellt. Für nähere Details: siehe Kapitel 6 und 7.

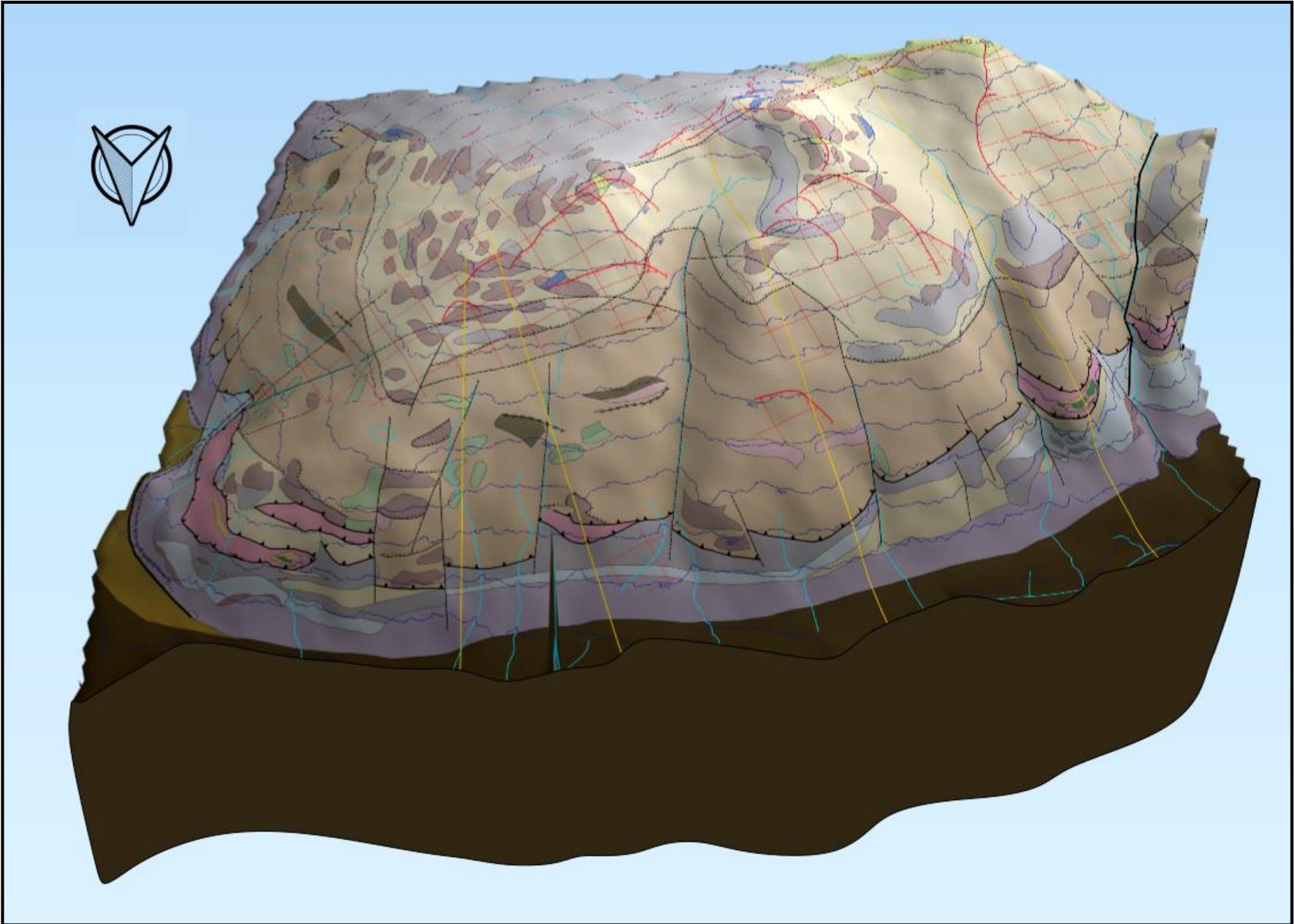


Abbildung 5.1.B: Digitalisiertes Höhenmodell des kartierten Gebiets, mit der geologischen Karte als topographische Maske. Das Höhenmodell wurde mit dem Qgis plugin „Qgis2threejs“ erstellt und exportiert.

5.2. Lithologische Beschreibung

5.2.1. Das Kristallin

Das Kristallin, welches lediglich in der näheren Umgebung von Gschnitz aufgeschlossen ist, dürfte im Tal fast zur Gänze vom Quartär bedeckt sein, was eine genaue lithologische Beobachtung im Gelände verhindert und eine Beschreibung daher nicht zulässt. Wie der Legende in Abbildung 5.1.A (aus Kartenblatt 148 Brenner, der Geologischen Bundesanstalt) zu entnehmen ist, handelt es sich um Hellglimmerschiefer mit auflagernden Paragneisen.

5.2.2. Das Brenner Mesozoikum

Auf dem Kristallin lagert das BM, welches sich im Liegenden aus, auf der Südseite verhältnismäßig mächtigen Dolomitbänken und weiter im Hangenden aus dem Metamorphen Kalkkomplex (MKK) zusammensetzt. Ersteres ist im Gelände in Form von Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit aufgeschlossen, und verliert (wahrscheinlich aufgrund der quer-schneidenden, W fallenden Brenner Abschiebung) vom Talinneren (W) hin zum Wipptal (E) bedeutend an Mächtigkeit (vgl. Kübler & Müller, 1962). Die Edukte dieser mylonitischen Dolomitbänke stellen ehemals marine Karbonatplattformen dar, welche sich im Laufe der Trias, am lagunären, flachmarinen Alpen Schelf ablagerten und bei der Subduktion des PO in der Oberkreide, auf dem Rücken der abgescherten eoalpinen Unterplatte mit dieser zusammen aufgeschoben wurden. Der Wettersteindolomit bildet die tiefste Einheit und ist durch eine massige, homogene und mikrokristalline Struktur charakterisiert. Seine Farbe variiert (im Vergleich zum überlagernden Hauptdolomit) von weiß bis leicht braun (Abb.5.2.A). Zwischen den Dolomitplattformen befindet sich das vergleichsweise dünne und sehr spärlich aufgeschlossene Band der Raibler Schichten. Es ist nur wenige Meter mächtig und setzt sich aus Kalken, Dolomiten, Mergeln und speziell im Untersuchungsgebiet vermehrt aus Sandsteinen und dunklem Tonschiefer (Abb.5.2.B) zusammen (Krainer, 1985). Auf den Raibler Schichten folgt die Hauptdolomit-Formation. Sie liegt in Form von bis zu hunderte Meter hohen Dolomitwänden vor, welche aber im Bereich der kartierten Fläche schon stark reduziert sind. Der Hauptdolomit variiert in seinem optischen Erscheinungsbild, ist aber im Vergleich zum Wettersteindolomit tendenziell dunkler. Seine Farbe wechselt zwischen weiß-gelb, hell-dunkelgrau und blau-grau und zeigt aufgrund von tektono-metamorpher Beanspruchung deutliche Rekristallisation (Abb.5.2.C). Oft finden sich in den mylonitischen Kalkmarmoren weiße und blau-graue fein rekristallisierte Wechsellagerungen (Abb.5.2.D). Eine weitere Eigenschaft, die den Haupt- vom Wettersteindolomit im Gebiet unterscheidet, ist die ausgeprägte Ausbildung von mehreren Kluffsets (Kapitel 7: Abb.7.1.A, A1, A2) und die sichtbare Bankung.

5.2.3. Der Metamorphe Kalkkomplex

Der MKK wird aus Quarzphylliten, Bänderkalkmarmoren und Kalkphylliten, mit vereinzelt Chloritvorkommen aufgebaut. Die Quarzphyllite mit größerer Nähe zu den Dolomitwänden zeigen eine hellere Färbung, mit bis zu mehreren zentimetergroßen Quarzkörnern, die einer deutlich tektonischen Scherung unterliegen. Diese zeigt sich sowohl in der Ausbildung von Sigmaklasten, als auch in der Ausbildung eines ausgeprägten Faltenbaus (Kapitel 7: Abb.7.2.B, C und Abb.7.3.E). Die Phyllite gehen ins Hangende allmählich in dunklere und feinkörnigere Kalkschiefer (Abb.5.2.E), die vereinzelt chloritische Komponenten führen, über (Abb.5.2.F). Die auf einer Höhe von 1200-1550 m immer wieder zu Tage tretenden Bänderkalke lassen sich makroskopisch ziemlich eindeutig vom Rest differenzieren. Sie sind dunkelgrau, werden von Quarz- und Kalzitädern durchzogen und unterliegen einem penetrativ planaren Gefüge, das sich mehr oder minder durch alle Profile zieht (Abb.5.2.G, H).

5.2.4. Die Blaser Decke

Die nächste lithostratigraphische Einheit bildet die BD, welche im S nur in einem horizontal schmalen Bereich auftritt. Sie setzt sich am Südhang großteils aus reinen Kalken, deren optisches Erscheinungsbild sich weniger in ihrer hellgrauen Färbung, sehr wohl aber in ihrer Struktur ändert, zusammen. Während sie in der Nähe von Profil A0 stark spröde-tektonisch (in Form von Klüftung) beansprucht wirken (Abb.5.2.I), ändert sich dieser Aspekt hin zum Profil A, in welchem die Kalke von der Ausbildung scheinbarer SC-fabrics (Details dazu: Kapitel 7.2.2) geprägt werden (Abb.5.2.J). Direkt bei der aufgeschlossenen Abschiebungszone im Profil C zeigen sie wiederum eine eher massige bis spröde Struktur. Zusammen mit den hellen Kalken treten immer wieder rote Jurakalke auf, die der „Ammonitico rosso-Formation“ (Knollenkalke, Oberjura-Tithonium) zugeordnet werden. Weitere zeichnen sich, im Vergleich zu Ersteren, durch ihren Fossilienreichtum aus. Die mit dem Roten Jura kohärent auftretenden dunkelbraunen bis rot-violetten (zumeist flachmarinen) Silikate in Form von Radiolarit, bilden die chronologisch älteste Ablagerung (Mittel-/Oberjura, Kimmeridgium) in dieser jurassischen Abfolge und zeigen oft eine hohe Dichte an Zerklüftung und starker Verwitterung (Abb.5.2.K). Eine direkte optische Gegenüberstellung des Roten Jura (heller) und der Radiolarite (dunkler), liefert die Abbildung 5.2.L. Im Liegenden dieser Kalke finden sich metamorphe Tonschiefer (Kössen-Formation), welche höchstwahrscheinlich als Gleithorizont bei der tektonischen Einschuppung dienten und deshalb auch weitgehend reduziert, spärlich und metamorph zu finden sind. Sie konnten bei der Geländebegehung nur in der Nähe von Steinach gefunden werden.

5.2.5. Die Steinacher Decke

Den Hangenden Bereich des DGDs bauen die Gesteine der SD auf. Sie wird in zwei Teildecken differenziert. Die untere GD wird im Liegenden von altpaläozoischen Glimmerschiefern und vereinzelt oberkarbonen Paragneisen aufgebaut (Abb.5.2.M Paragneis unten & Glimmerschiefer oben). Die Glimmerschiefer beinhalten verhältnismäßig große Quarzkörner und Hellglimmer (Abb.5.2.N). Die Größe der Hellglimmer tendiert gegen das Hangende zu schrumpfen (Abb.5.2.O). Dies könnte auf die sinkenden Spitztemperaturen der Metamorphose gegen das Hangende zurückzuführen sein (Lünsdorf et al., 2012). Die tendenziell höheren Temperaturen im Liegenden ermöglichen dabei eine längere Wachstumsphase der Glimmer. Die innerhalb der unteren Teildecke ebenfalls immer wieder vereinzelt auftretenden Orthogneis-Linsen haben ein zumeist stark verwittertes und massiges Erscheinungsbild, welches keine Einmessungen zulässt (Abb.5.2.P). Im Anschlag bestechen sie jedoch durch ihre starke Widerstandsfähigkeit und ihren rauchigen Geruch an der frischen Bruchfläche.

Die OD führt auf der Seite des Obernbergtals (nächst südlich gelegene, zum GT parallel verlaufende Bergtal) vermehrt Grünschiefer, welche aber aufgrund der Eingrenzung des untersuchten Gebiets, hinsichtlich ihrer optischen Erscheinung nicht im Detail beschrieben werden können. Östlich des Untersuchungsgebiets zeigen sich die grobkörnigen Grünschiefer mit dunkelgrüner bis grün-bläulicher Färbung mit mehreren Generationen von kalzitischen Veins. Auch das Auftreten der, in der geologischen Arbeitstagung von 2003 (Rockenschaub et al., 2003) beschriebenen weißen bis hellgrauen, grobkristallinen Kalkmarmor-Linsen südwestlich des Nösslachjoches, konnte bestätigt werden. Die Hauptlithologien der oberen Teildecke waren (wahrscheinlich aufgrund des vergleichsweisen flachen Reliefs und der Viehweiden) zur Gänze von Quartär bedeckt und konnten daher leider nicht gefunden, beprobt oder beschrieben werden. In der zuvor erwähnten Arbeitstagung, werden diese jedoch als stark quarz- und albitführend beschrieben. Die auffälligste, meist in bis zu mehreren 100 m großen Blöcken vermehrt im Hangenden aufgeschlossene Lithologie, sind Eisendolomite. Während sie im Liegenden des Gebiets eher eine weißgelbliche bis graue Färbung zeigen (Abb.5.2.Q), ändert sich diese ins Hangende deutlich zu rostbraun (Abb.5.2.R). Auch die Verwitterung scheint ins Hangende stärker zu werden, was eventuell auf das Ausmaß der Einwirkung der Witterungsverhältnisse zurückzuführen ist. Vermutet wird, dass die dichte Bewaldung im Liegenden noch einen größeren Schutz vor Wasser und Wind bietet. Die braune Färbung ist hier durch die bei Nässe oxidierenden Eiseninhalte der Dolomite begründet. Die Bankung der Dolomite zieht sich penetrativ vom Liegenden ins Hangende durch. Den Abschluss bildet eine oberkarbone Bedeckung in Form von quarzreichen Konglomeraten, Sand-, Siltsteinen und Tonschiefern, welche gelegentlich anthrazitführend sind. Sie sind dunkelgrau bis schwarz gefärbt, waren aber im Kartierungsgebiet nur an einem Aufschluss in Form von eher feinkörnigen dunklen Konglomeraten wiederzufinden. Im Zuge der zuvor erwähnten Masterkartierung im Jahr 2019 konnten im östlichen Gebietsbereich innerhalb der kartierten Karbonlithologien auch pflanzliche Fossilien gefunden werden, welche laut Kerner (1897) in das Moskovium (Oberkarbon) zu stellen sind (Rockenschaub et al., 2003).



Abbildung 5.2.A: Fotos der dominanten Lithologien in den örtlichen Decken des BM und des MKK. A. Rekrystallisierter milchig gelber Dolomit der Wetterstein-Formation (N47.06160191, O11.39859294). B. Schwarzer Tonschiefer des Raibler Bandes aus dem Hangendschutt (N47.06156226, O11.39858745). C. Rekrystallisierter grau-blauer oberer Dolomit der Hauptdolomit-Formation (47.08323644, 11.46127002). D. Mylonitischer, stark rekrystallisierter, gebänderter Kalkmarmor der Hauptdolomit-Formation (N47.06350061, O11.40118427). E. Dunkler feinkörniger Kalkschiefer in den höheren Lagen des BM (N47.06325615, O11.40470042). F. Kalkschiefer mit chloritischer Komponente (grün) (N47.06486918, O11.40382778).

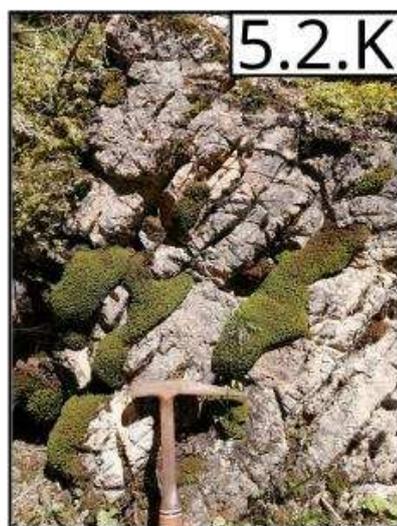
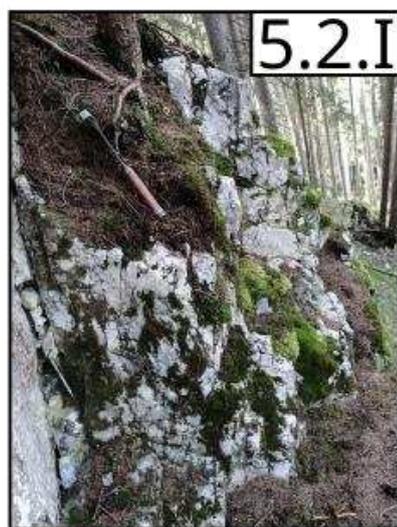
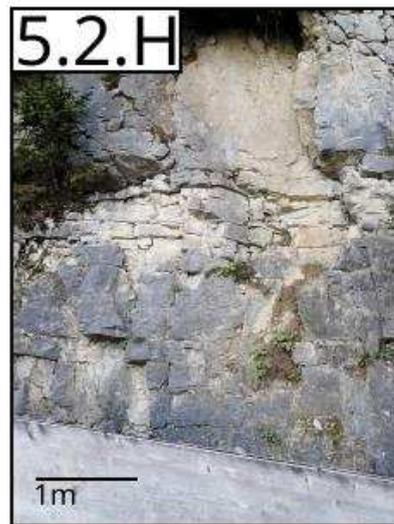


Abbildung 5.2.B.: Fotos der dominanten Lithologien des MKK und der BD. G. Dunkelgrauer Bänderkalk von Kalzit- und Quarzäderchen durchzogen (N47.06426566, O11.40227707). H. Gebankte Bänderkalke bei Profil A0, in der Nähe der Talmündung (N47.07701069, O11.46349331). I. Sprödtectonisch beanspruchte und geklüftete hellgraue Kalke der BD (N47.08003032, O11.45427857). J. Scheinbare SC-fabrics innerhalb der Kalke der BD in der auftretenden Linse entlang des Profils A (N47.0760028, O11.4359135). K. Rote, stark verwitterte und zerklüftete Radiolaritbänke entlang Profil C (N47.05461136, O11.40433888). L. Direkter Vergleich der Handstücke des Roten Jura (Ammonitco rosso-Formation, hellrot, links) und des Radiolarits (dunkelrot, rechts) (N47.06323919, O11.40500419).

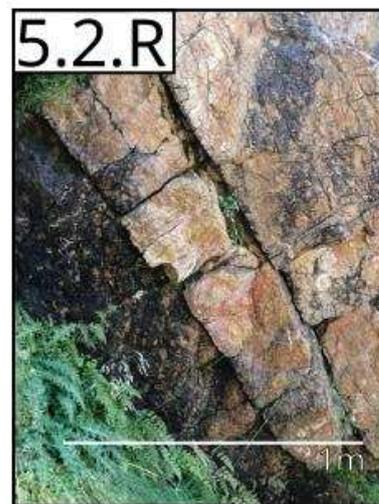
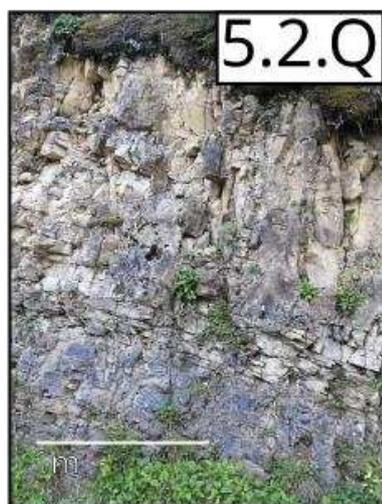
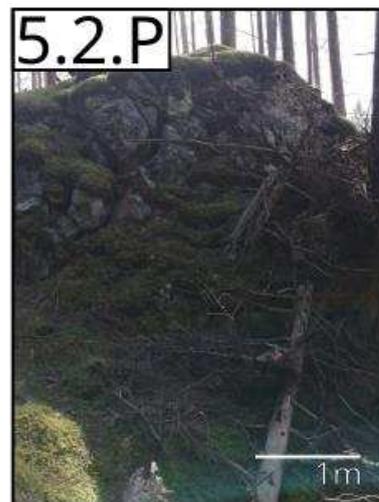
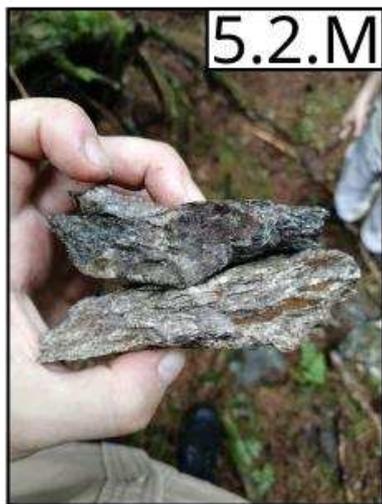


Abbildung 5.2.C: Fotos der dominanten Lithologien der SD. M. Dunkelgrauer, tendenziell grobkristallinerer Glimmerschiefer an der Basis der SD (oben) und hellerer, von Quarzfasern durchzogener Paragneis der SD (unten) (N47.07121517, O11.43118969). N. Basisnaher quarzreicher Glimmerschiefer mit millimetergroßen Hellglimmern (N47.07371514, O11.42805431). O. Quarzglimmerschiefer aus dem oberen Bereich der GD. Zu beachten sind die zentimetergroßen Quarzpebbles und das Schrumpfen der Glimmer ins Hangende, welche nicht mehr mit freiem Auge sichtbar sind (N47.07389553, O11.44635576). P. Stark verwitterte, massige Orthogneis-Linse, welche immer wieder in den bewaldeten Gebieten, innerhalb der GD, auftauchen (N47.06996591, O11.42528025). Q. Hellere, weniger stark verwitterte Eisendolomitbank zwischen Profil A und B auf rund 1400 m Höhe (N47.07486761, O11.42482927). R. Direkter Vergleich der Eisendolomite auf 1900 m Höhe. Man beachte die dunklere Färbung und starke Zerklüftung (N47.06593110, O11.44570936).

6. Geologische Profile

6.1. Profilschnitte und ihre Beschreibung

Mein Gebiet habe ich zu Beginn in drei Profile, die jeweils den Nord- und Südhang und das GT selbst schneiden unterteilt. Diese Unterteilung wurde später der Vollständigkeit halber um ein viertes Profil, als A0 beschrieben, erweitert. Grund für die unterschiedlichen Orientierungen der Profillinien in Richtung NW-SE, ist das Schneiden wichtiger Lithologien, welche die strukturelle geologische Situation für deren Verständnis besser darstellen sollen.

Die Anordnung ist von A0-A-B-C zu lesen, welche sich von Steinach am Brenner (im Wipptal) immer tiefer in das GT, über Trins bis kurz nach Ortsende Trins, fortsetzt.

Die Profilrekonstruktionen sind alle im selben Maßstab und nicht überhöht. Die Profilabschnitte südlich des Gschnitztals beruhen hauptsächlich auf eigenen Beobachtungen, während die Daten für die nördlichen Abschnitte im Wesentlichen von der Karte der Geologischen Bundesanstalt entnommen wurden (ÖK Kartenblatt 148 Brenner, Gebietskartierung 1990-2007 von Manfred Rockenschaub).



Abbildung 6.1.A: Legende zu den Lithologien der 4 Querschnittsprofile, gegliedert in ihre Decken und Teildecken (übernommen aus dem Kartenblatt 148 Brenner der Geologischen Bundesanstalt).

6.1.1. Profil A0

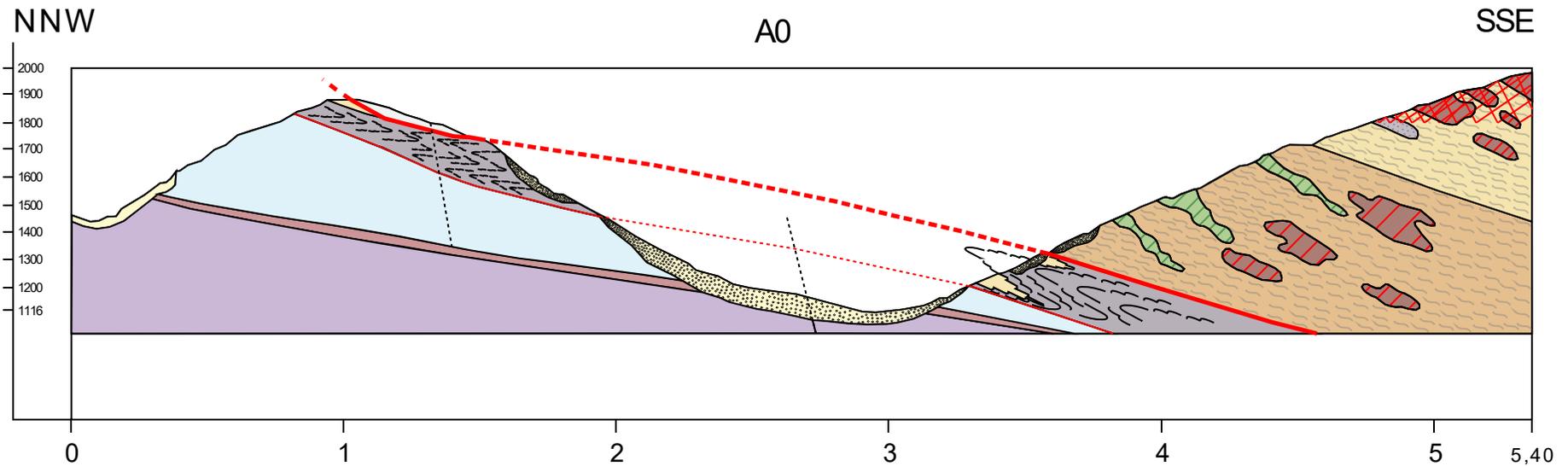


Abbildung 6.1.B: Querschnittsprofil A0 vom Gipfel des Blaser NNW hin zum Nösslachjoch der SD SSE mit den Störungen in Schwarz (unterbrochen = vermutet), den Bewegungshorizonten in Rot (dünne Linie) und den Deckengrenzen in Rot (dicke Linie). Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Faltenstrukturen innerhalb des MKK's, welche mit ihren Achsen passend nach SW, bzw. vereinzelt leicht nach WNW rotieren, zu richten.

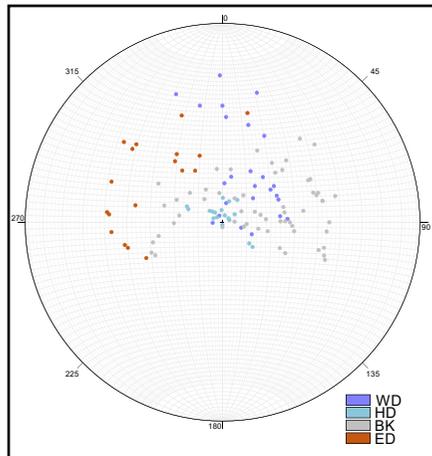


Abbildung 6.1.B1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A0. Die Orientierungen zeigen, dass die Lithologien deutlich eine Tendenz nach S aufweisen, wobei die des BM von SE nach SW variieren. Der auflagernde Bänderkalk zeigt eine starke Tendenz nach W, während die Eisendolomite im Hangenden nach SE einfallen.

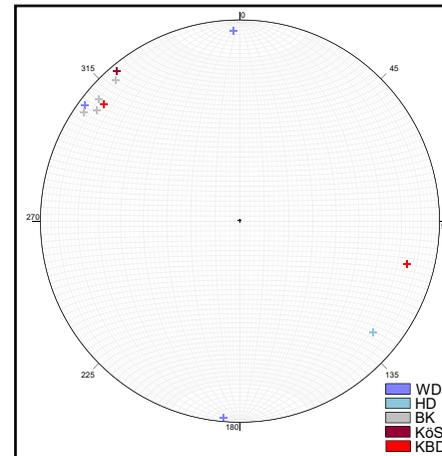


Abbildung 6.1.B2: Stereoplot der Lineationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A0. Die Messungen zeigen, hier eine deutliche NW-SE Orientierung, welche mit der Abschiebungsrichtung nach SE in Zusammenhang stehen.

Das Profil A0 ist mit einer Profilspur von 5.40 km das Kürzeste aller vier Profile und wurde aufgrund eines Einschubs eines vierten Profils, zwecks besserer visueller Vorstellung des geologischen Zusammenhangs, zwischen ehemals A und B, zu A0 umbenannt. Die Profilspur verläuft von NNW nach SSE und schneidet die aufliegende Scholle der Blaserdecke am Nordhang des GT, durch das Tal, weiter in den Südhang des GT, bis in die OD.

Vom Liegenden ins Hangende bildet hier der Wettersteindolomit die Basis des Gebirgszugs, welcher gegen S abtaucht. Gleiches gilt für die auflagernden Raibler Schichten, welche den trennenden Horizont zwischen Wetterstein- und Hauptdolomit bilden. Die Mächtigkeit und der Verlauf dieser Schicht, wurde anhand von kartierten Vorkommen weiter nördlich (Nähe Weiße Wand) und dem späteren Wiederauftreten (Nähe Steinacher Berg Runsen) interpretiert. Der Hauptdolomit der auf den Nordhang aufliegenden BD (hellgrau), ist hier am Südhang (zumindest oberflächlich) herausgeschnitten und deshalb im Profil nicht mehr zu sehen. Dem Hauptdolomit liegt der obertriassische MKK auf, welcher hier von in Bänderkalken eingefalteten Kalkphylliten repräsentiert wird. Diesem Profil fehlt zwischen dem MKK und der SD die eingeschuppte BD, weshalb hier Trias, von Paläozoikum (alt auf jung) direkt überlagert wird (genauerer dazu, siehe Kapitel 9, 10).

Die vermehrt aus Glimmerschiefern bestehende GD wird entlang dieser Profilspur immer wieder von Metabasaltgängen durchschlagen, was die an der Oberfläche verteilten Linsen zeigen. Rechts von der Profilspur tauchen einige Eisendolomit-Linsen auf, welche ich hier trotz ihrer Aufschluss-Absenz, in der Tiefe der Decke skizziert habe. Der GD aufliegend befindet sich die OD. Sie besteht vermehrt aus Quarzphyllit und führt, wie auch ihre Schwesterdecke, ebenfalls Eisendolomit-Linsen. Was sie jedoch unterscheidet ist ein Vorkommen von karbonen Anteilen, wie Konglomeraten und Sand-, Silt- und Tonsteinen. In diesem Abschnitt sei weiters eine (nach Rockenschaub kartierte) spätglaziale, holozäne Massenbewegung im obersten Teil des Profils, dargestellt.

Das chronostratigraphische Endglied am Nordhang bildet der Norische Hauptdolomit der BD (welcher im S nicht mehr anzutreffen ist) als aufliegende Scholle.

Generell kann man bei diesem Profil beobachten, dass die Messungen in ihrem Einfallen vom Liegenden ins Hangende bis zur Grenze Hauptdolomit-MKK tendenziell Richtung S fallen. Die Kalkmarmore des MKK ziehen deutlich nach W. Die wahrscheinlich als Gleithorizont dienende metamorphe Kössen-Formation zeigt die, für die oberkretazische Abschiebung, wahrscheinlich repräsentativsten Messungen gegen S. Die hangenden Linsen des Eisendolomits zeigen ebenfalls ein Fallen nach SE. Die Aufschlüsse östlich der Profilspur (im Plot ausgeblendet) rotieren von der eingefalteten BD bis in den oberen Bereich des Hangenden sehr stark, was höchstwahrscheinlich auf die Nähe der miozänen Brenner Abschiebung gen W zurückzuführen ist.

6.1.2. Profil A

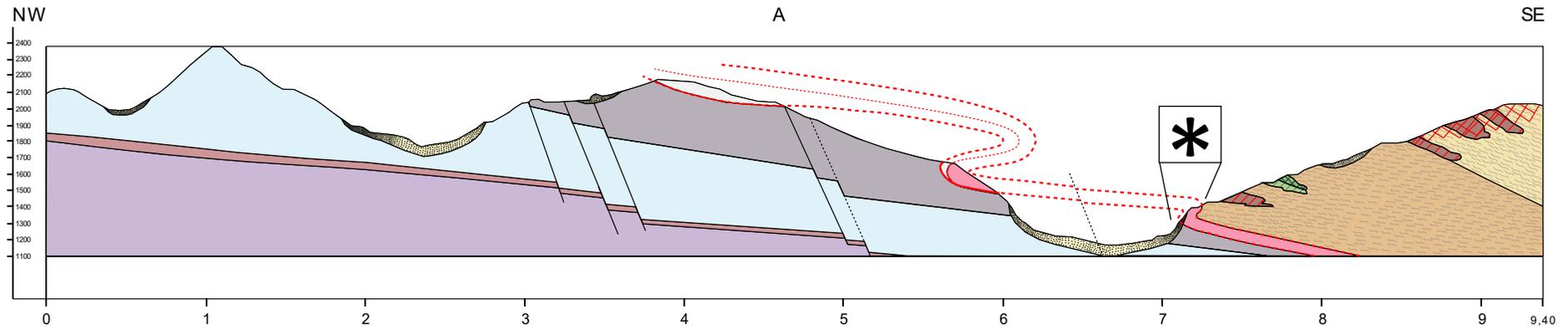


Abbildung 6.1.C: Querschnittsprofil A vom Gipfel des Sonnensteins NW hin zum Nösslachjoch der SD SE mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Faltenstruktur innerhalb der BD zu richten.

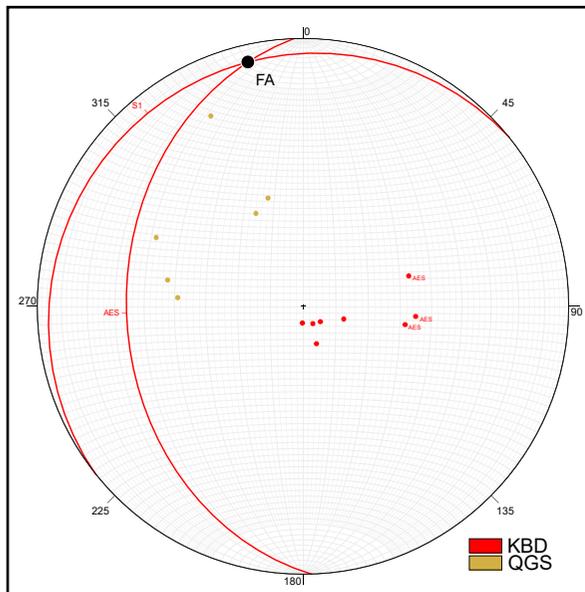


Abbildung 6.1.C1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A. Die Orientierungen zeigen, dass die Lithologien des Glimmerschiefers deutlich eine Tendenz nach SE aufweisen. Die eingefaltete BD zeigt eine S1 Tendenz flach nach NW. Die AES fällt steiler nach W. Aus der Intersektion dieser Anatomien ergibt sich die Faltenachse (FA).

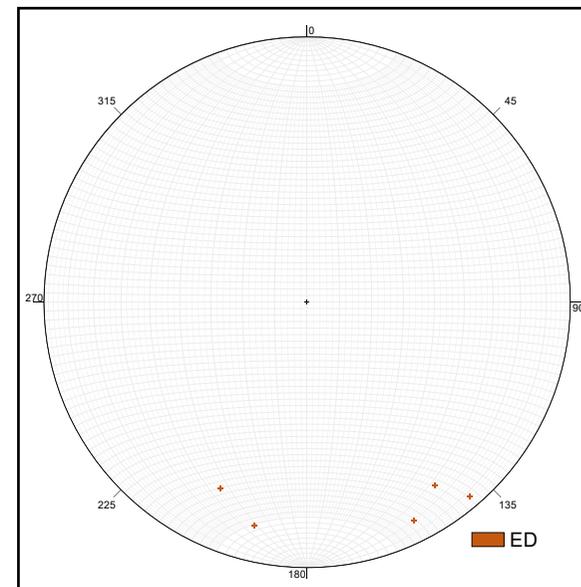
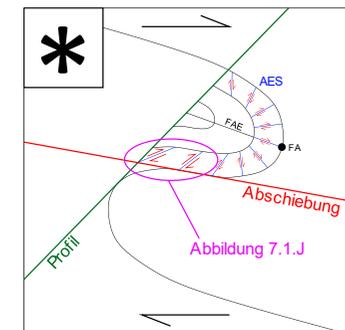


Abbildung 6.1.C2: Stereoplot der Lineationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A. Die Messungen zeigen, hier eine deutliche S Orientierung, welche mit der Abschiebungsrichtung nach SE in Zusammenhang stehen.



Die Profilspur A schneidet, mit 9.4 km Länge, subparallel mit den Profilen B und C von NW nach SE.

Die stratigraphische Anordnung des Nordhangs ist mit der von A0, bis auf das Vorhandensein der Blaserkalke, auf dem zuvor erwähnten norischen Hauptdolomit, ident. Hier tritt eine gering aufgeschlossene Schichtverdopplung des Hauptdolomits zutage, was entweder einer von vielen oberkretazisch spröden Abschiebungen oder einer, im duktilen Bereich befindlichen Verfaltung, zuzuschreiben ist.

Rockenschaub zeichnet bei seiner Geländebegehung in unmittelbarer Nähe der Deckengrenze eine nach SW abtauchende FA ein. Diese Beobachtung und das gut passende Korrelieren der gleichen Schicht, in Bezug auf die Höhenlage am Südhang, hat zu dem Entschluss geführt, mich für das Faltenmodell zu entscheiden. Die eingefaltete BD zeigt eine S1 Tendenz flach nach NW, weshalb vermutet wird, dass wir uns im Liegendschenkel der Falte befinden. Die AES fällt steiler nach W. Aus der Intersektion dieser Anatomien ergibt sich die Faltenachse (FA), welche somit NW/SE orientiert ist.

Die stratigraphische Abfolge der SD deckt sich mit dem Profil A0, wobei ich hier noch erwähnen möchte, dass die in ihrer Regelmäßigkeit geringer werdenden Metabasalt-Linsen wahrscheinlich einen auslaufenden Gang aus dem Profil A0 darstellen. Weiter taleinwärts kommt Metabasalt erst wieder auf der westlichen Seite des Granzanabachs auf 1500-1550 m Höhe vor. Das Auftreten von Amphiboliten ist immer eng an das der Metabasalte gebunden. Grund dafür dürfte eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung sein (Hbl, Ep, Qz, Plg), wobei bei tektonischer Beanspruchung die anchimetamorphen Intrusiva in die Amphibolitfazies überführt wurden.

6.1.3. Profil B

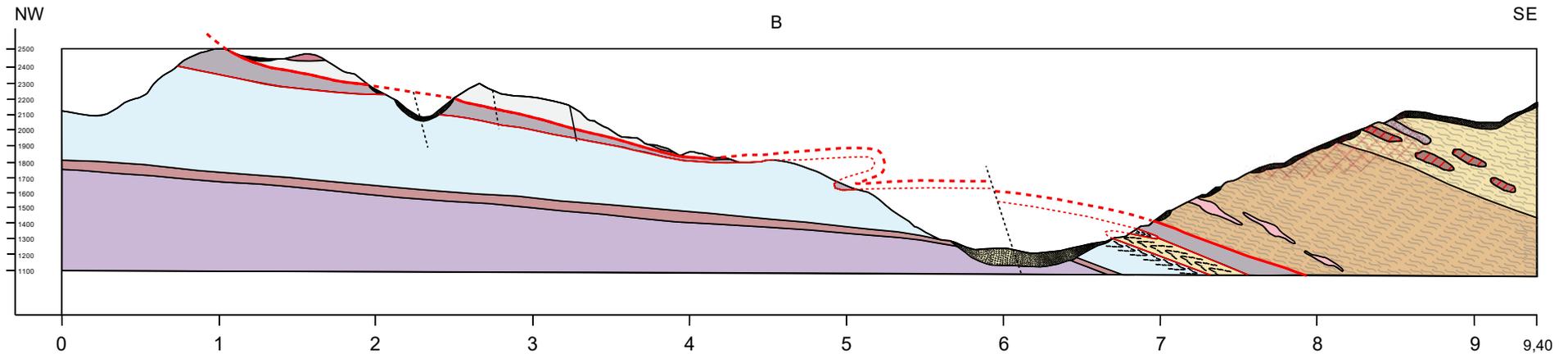


Abbildung 6.1.D: Querschnittsprofil B führt über das Serlesjöchl im NW hin zum Eggerberg der SD SE mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die vermuteten Faltenstrukturen innerhalb des BM und des MKK und auf die (hier am Nordhang erstmals auftretende) Kössen-Formation im Bereich des Serlesjöchls, zu richten.

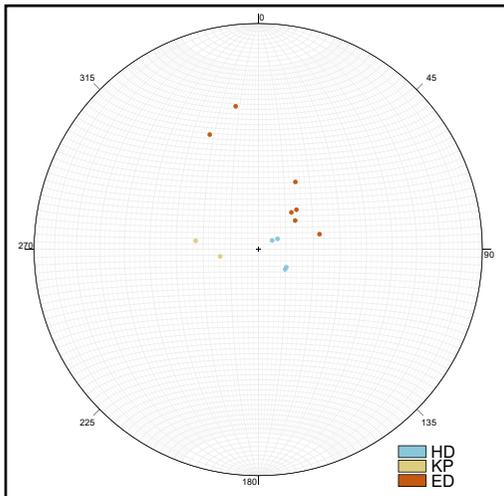


Abbildung 6.1.D1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils B. Die Aufschlüsse sind in diesem Gebiet leider sehr spärlich, weshalb die Repräsentativität der wenigen Messungen anzuzweifeln ist. Die Hauptdolomit Messungen rotieren nach W, während die mit-eingefalteten Kalkphyllite nach E fallen. Die Eisendolomite im Hangenden rotieren in ihrem Fallen von steil SE nach flach NW.

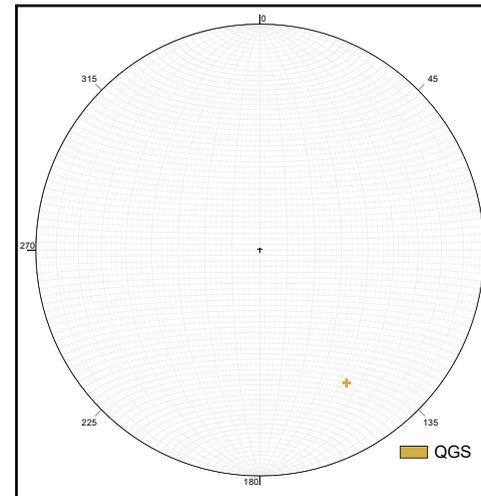


Abbildung 6.1.D2: Stereoplot der Lineation in unmittelbarer Umgebung des Profils B. Mangels messbarer Lineationen, beschränkt sich die Datenquelle hier lediglich auf eine Messung im Glimmerschiefer der SD. Die würde hinsichtlich ihrer Orientierung perfekt in die Abschiebungsrichtung fallen. Ob diese repräsentativ ist, bleibt jedoch fragwürdig.

Profil B ist, wie auch Profil A 9.4 km lang und verläuft, mit einer NW-SE ausgerichteten Orientierung, subparallel zu Diesem, direkt durch den Ort Trins.

Die Schichtabfolgen der drei Decken sind am Nordhang dieses Profils um eine Komponente erweitert. Das ÖBDs, bestehend aus dem BM und dem aufliegenden MKK enthält hier beispielsweise eine Phyllitscholle unter der Deckengrenze zur BD, welche in der Abbildung aufgrund zu geringerer Mächtigkeit leider nicht sichtbar ist. Sie könnte, dem Verlauf der Deckengrenze folgend, ein metamorphes Pendant des Gleithorizonts zur am Gipfel befindlichen und erstmals im Profil auftretenden Kössen-Formation sein. Einzigartig in diesem Profil ist auch das Auftreten von Karbonkonglomeraten am Nordhang (ca. 1890 m), welche ein Relikt der bereits erodierten SD darstellen, im Profil aber leider wegen sehr geringer Mächtigkeit untergehen. Die hier dargestellte Falte am nördlichen Hang basiert zum einen auf das Fortsetzen des benachbarten Profils A und zum anderen auf die Schichtverdopplung der Bänderkalkmarmore in diesem Bereich. Um die Bänderkalke im N und S passend in Verbindung zu stellen, wird eine Störung entlang des Tals vermutet, welche für die anderen Profile übernommen wurde, wenngleich auch deren Versatz mit der Nähe zum Wipptal sinkt. Dieser sinkende Versatz entlang des Tals ist insofern interessant, da die Häufigkeit der Störungen der Nordhangprofile, vom Talinneren ins Äußere steigt, was eigentlich einen ganzeinheitlich betrachteten, steigenden Versatz anstelle eines Sinkenden begünstigen würde. Die höhere Anzahl an Störungen mit der Nähe zur miozänen Brenner Abschiebung, bewirkt ein Absacken des BM von C nach A0 entlang des Südhangs.

Ein weiteres Indiz, für die zuvor erwähnte Falte stellt eine Hauptdolomit Schuppe zwischen Phyllit und Bänderkalk am Südhang dar. Auch die innerhalb des Hauptdolomits vorkommenden Phyllite zeigen deutliche Faltenstrukturen, mit FA die NW/SE orientiert sind (siehe Kapitel 7.3). In dieser Profilspur treten auch Orthogneis-Bänder als neue Lithologie auf. Sie sind bei einer Begehung quer durch das Waldgelände immer wieder zu sehen und zeichnen sich durch eine starke Verwitterung aus. Die auf den MKK aufliegenden Lithologien, folgen der gewöhnlich zu erwartenden Stratigraphie, mit den Glimmerschiefern der GD und den Quarzphylliten der OD. Letztere enthält Eisendolomit- und Karbonkonglomerat-Linsen, in Kombination mit der, von Rockenschaub kartierten Massenbewegung.

6.1.4. Profil C

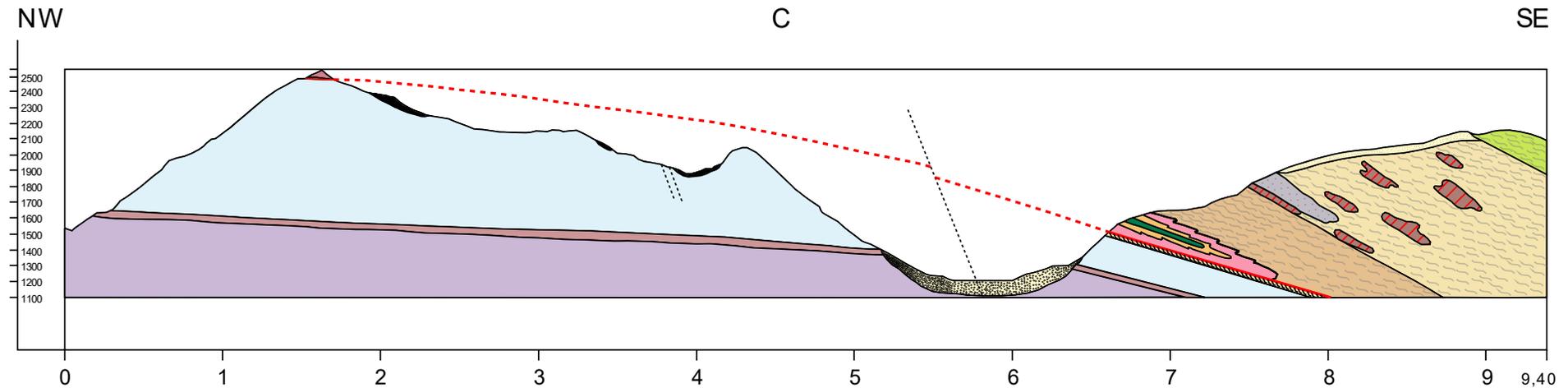


Abbildung 6.1.E: Querschnittsprofil C führt über den Roten Kopf im NW hin zum Eggerjoch der SD SE mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Schichten der Kössen-Formation, auf der Spitze des Roten Kopfes, und auf die vermutete abgescherte synforme Antiklinale innerhalb der BD, zu richten.

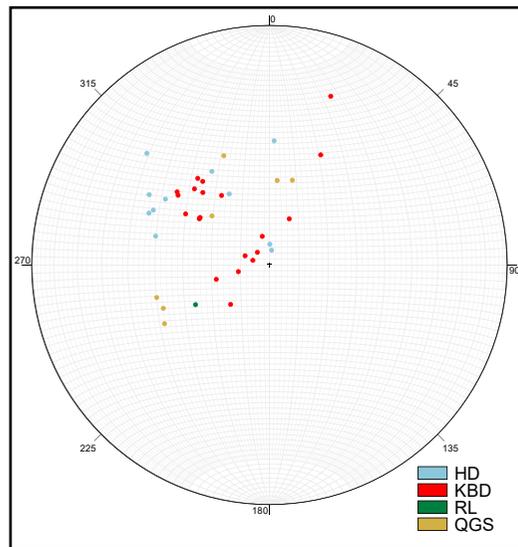


Abbildung 6.1.E1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils C. Der Großteil der Messungen fällt, mit wenigen Ausnahmen, tendenziell nach SE. Das Streuen der Messungen ist in diesem Profil am geringsten.

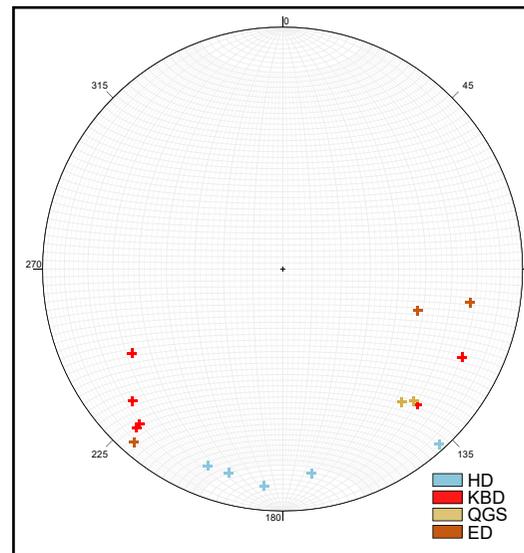


Abbildung 6.1.E2: Stereoplot der Lineation in unmittelbarer Umgebung des Profils C. Die gemessenen Lineationen zeigen alle nach S, streuen aber nach W und E aus. Die Orientierung ist mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auf die S gerichtete oberkretazische Abschiebung zurückzuführen.

Das letzte der vier Profile weist nördlich des GT die zu erwartende stratigraphische Abfolge auf. Lediglich der Hauptdolomit der BD ist hier stark reduziert und im Profil quasi unkenntlich unter der Kössen-Formation des Roten Kopfes.

Südlich des GT erheben sich mächtige Hauptdolomitwände des BM. Sie zeigen deutlich duktile Bedingungen mit liegenden Isoklinalfalten. Die Dolomitwände beinhalten Kalkschiefer und chloritführende Glimmerschiefer, die mit der tektonischen Bewegung ebenfalls stark verfaltet wurden. Die Temperatur dürfte hierbei in etwa bei 350-450 °C gelegen haben, da zum einen gut ausgebildete Glimmerminerale und Chloritvorkommen und zum anderen der Dolomit duktil deformiert wurde.

Der dem Hauptdolomit aufliegende, vermutlich rhätische Quarzphyllit (laut Mutschlechner 1957, besser als Kalkphyllit zu bezeichnen), bildet eine gute Gleitfläche für die überlagernde, eingeschuppte, kompetentere Falte von Blaser Kalken. Es handelt sich hierbei um eine liegende synforme Antklinale, mit den oberjurassischen Radiolariten im Kern, den umschließenden, roten Jurakalken und den, unter- und überlagernden, grauen Jurakalken aus der Unterkreide (Geyssant, 1973). Die dafür notwendige Schichtverdopplung wurde im Gelände in Form des Amonitico rosso (orange-farbener, feinkörniger Jurakalk) und der Blaser Kalke (derbe, stark oberflächlich verwittert, hellgrau) beobachtet.

Abgesehen vom Erstauftreten der Grünschiefer-vorkommen im südlichen, hangenden Bereich der OD, folgen die Lithologien der üblichen stratigraphischen Schichtabfolge, mit GD, OD und darin führenden Eisendolomiten und karbonen Konglomeraten.

7. Makroskopische strukturgeologische Analyse

Im folgenden Kapitelabschnitt werden die makroskopischen Strukturen aus den Aufschlussbeobachtungen, darunter die aufgenommenen Klufsets, Störungen, die sich im sprödduktilen Bereich befindlichen Porphyroklasten und SC-fabrics und die eingemessenen Faltenanatomien, beschrieben. Die Anordnung der Abschnitte beläuft sich auf ansteigende Temperaturbedingungen von spröde, sprödduktil bis hin zu duktil. Repräsentative Messungen, Beprobungspunkte und Abbildungen der geologischen Strukturen werden zuletzt innerhalb drei Detailkarten dargestellt, um eine bessere Vorstellung deren Verteilung im Gelände zu ermöglichen.

7.1. Spröde tektonische Strukturanalyse

Der spröde tektonische Bereich reicht für gewöhnlich bis in eine Krustentiefe von ca. 0-15 km und hat seinen sprödduktilen Übergang, bei rund 300 °C (Einsetzen der dynamischen Rekristallisation von Quarz). Die in dieser Arbeit eingemessenen Sprödestrukturen bestehen aus Klüften und Störungen. Spröde Deformationen treten in Bereichen auf, in denen das Spannungsniveau die lokale Bruchfestigkeit des Gesteins übersteigt. Die spröde Deformation kann sowohl seismisch oder aber wie es hier vermutlich der Fall ist, durch langsame Prozesse bedingt sein, wie z.B. Exhumation, Abkühlung, oder aseismischer Abbau von tektonischem Stress (Fossen, 2016).

7.1.1. Klufscharen und -Systeme

Der Bildung von Klüften können verschiedene Mechanismen zu Grunde liegen. Zu diesen gehören beispielsweise Exhumation und daraus resultierende Abkühlung, Extension, Kompressionsspannung oder die Faltung von Schichtflächen. Eine Kluft unterscheidet sich von den ebenfalls aufgenommenen Störungsflächen dadurch, dass sie keinen makroskopisch sichtbaren Versatz oder Bewegungslineare (z.B.: in Form von Harnischflächen) aufweist. Sie sind für gewöhnlich sehr schmal und bilden sich häufig subparallel in Form von Scharen, mit regelmäßigen Abständen aus. Treten mehrere Klufscharen innerhalb eines begrenzten Gebiets auf, so spricht man von einem Kluftsystem (Fossen, 2016).

Bei der Analyse der gemessenen Klüfte wurde wie folgt vorgegangen:

Die Messungen wurden alle samt innerhalb von Datensets mit dem Programm „Stereonet“ geplottet. Dabei wurden die Klüfte innerhalb der lithostratigraphischen Einheiten, der Deckensysteme und der Profile untersucht. Die Klüfte, welche eine mögliche Verbindung innerhalb einer Schar zeigten, wurden selektiert und ihre Polpunkte berechnet, welche anschließen konturiert wurden, um einen möglichst repräsentativen durchschnittlich orientierten Polpunkt zu erhalten. Der Großkreis dieses Polpunktes wurde dann in das Netz aufgetragen und soll eine Schar repräsentieren. Der beste geometrische Zusammenhang zeigte sich dabei innerhalb der Deckensysteme vom Liegenden ins Hangende.

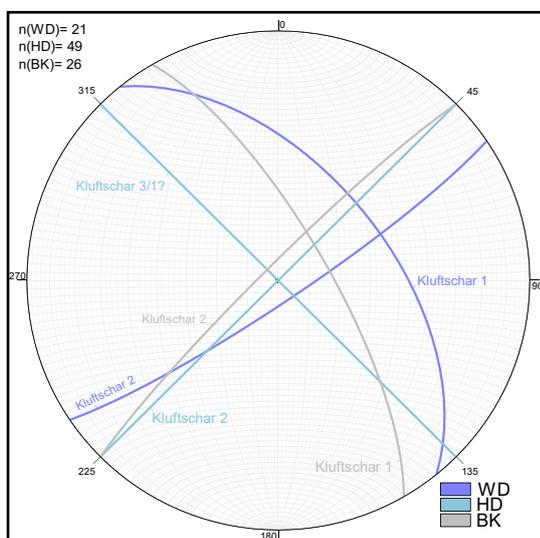


Abbildung 7.1.A: Stereoplot der Klüfte mit ähnlichen Orientierungen, zusammengefasst in Kluftescharen, welche durch eine Durchschnittsfläche der Datensätze repräsentiert werden. Es zeichnet sich ein gemeinsames Kluftsystem innerhalb des BM's ab.

Auch innerhalb der BD zeichnen sich 2-3 subparallel orientierte Störungsschare ab. Grund für die weitere Streuung der Sets könnte die Lithologie an sich sein, da Kalkgesteine in ihrer Druckfestigkeit ein breiteres Beanspruchungsspektrum nach unten haben (25-100 MPa) als der Dolomit (50-100 MPa) und deshalb dazu tendieren leichter zu brechen (Sebastian, 2014).

Die mittleren Orientierungen der Kluftescharen ziehen sich subparallel durch alle Lithologien des BM's. Innerhalb der Hauptdolomit-Formation wurde zwischen den beiden Sets ein annähernd rechter Winkel berechnet, was in Abbildung 7.1.A1 und 7.1.A2 sehr schön wiederzuerkennen ist. Die Klüfte stehen meistens annähernd senkrecht auf die Ablagerungsfläche (Abb.5.2.H, Q oder 7.1.A1, A2).

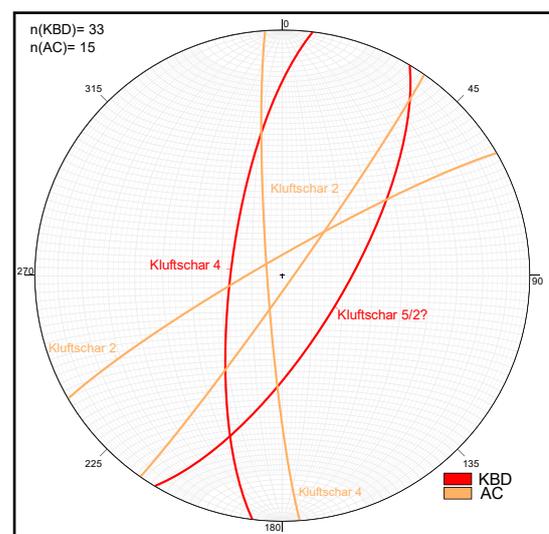
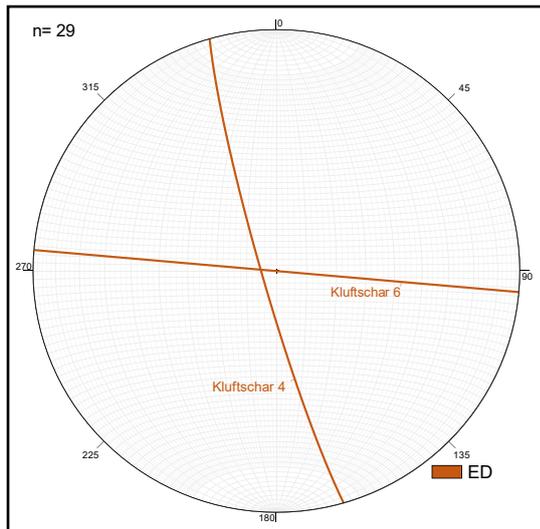


Abbildung 7.1.B: Stereoplot der Kluftescharen innerhalb der BD. Klufteschar 2 scheint sich auch innerhalb der BD und somit Ds übergreifend fortzuziehen.



Auch innerhalb der SD, welche hier lediglich anhand des Eisendolomits dargestellt werden konnte, ergeben sich zwei Schare, wobei Kluftschar 4 (von der BD zur SD) sich ähnlich der Kluftschar 2 (vom BM zur BD) Ds übergreifend fortzieht. Ausschlaggebend für dieses N-S streichende Set 4, könnte die laterale Extrusion gewesen sein, welche eine Extension normal auf die Streichrichtung verursacht, was wiederum die Klüfte ausgebildet haben könnte.

Abbildung 7.1.C: Stereoplot der Kluftscharen innerhalb der SD, repräsentiert durch die Lithologie des Eisendolomits im Hangenden.

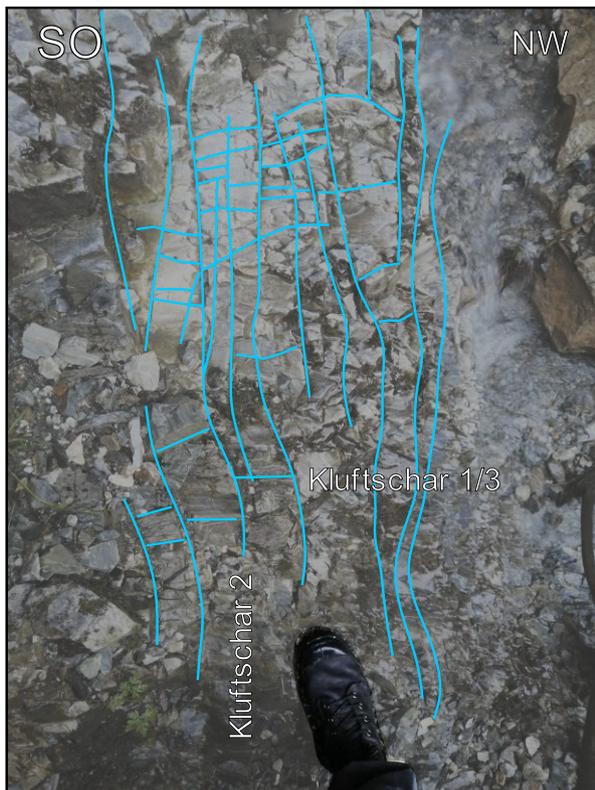


Abbildung 7.1.A1: Skizzierung des Verlaufs der Kluftscharen 1 und 2 innerhalb des Hauptdolomits, mit Blickrichtung normal auf die Schichtfläche und parallel zu den Klüftflächen (N47.08299583, O11.45374317).



Abbildung 7.1.A2: Skizzierung des Verlaufs der Kluftscharen 1 und 2, mit gleicher Ansicht wie in 7.1.A1 und eingezeichneten $\sim 90^\circ$ Winkel, der sich auch aus der Berechnung von Stereonet, zwischen den beiden Flächen ergibt (N47.08306846, O11.45360951).

7.1.2. Störungsflächen und -Lineare

In der Sprödetektonik versteht man unter einer Störung (oder Verwerfung) das Ausbilden einer Bruchfläche im Gestein, welche eine Bewegungsfläche beinhaltet, auf der ein Versetzen der beteiligten Gesteinspakete (foot- und hanging-wall) stattfindet. Entlang dieser Bewegungsflächen können sich durch physischen Abrieb Lineationen in Form von Spiegelharnischen (slickensides), Störungsrillen (fault grooves), welche durch die Abrasion zwischen unterschiedlich kompetenten Gesteinen zustande kommen, oder das (in diesem Gebiet des Öfteren beobachtete) Mineralfaserwachstum in die Bewegungsrichtung der gegenüberliegenden Fläche, ausbilden. Anhand deren Abrisskanten, kann die Bewegungsrichtung der beteiligten Komponenten zueinander, bestimmt werden (Fossen, 2016).

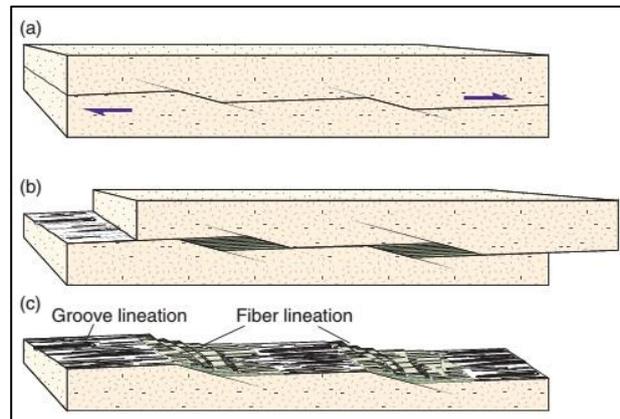


Abbildung 7.1.D: Entstehungsphasen von Störungsrillen und Mineralfaserwachstums-Lineationen entlang zweier Gesteinspakete, aus „Structural Geology“ (Auflage 2, 2016) von Haakon Fossen.

Beim Betrachten der aufgenommenen Störungslineare zeichnet sich ein eindeutigeres Muster ab. Während die Messungen (Abb.7.1.E) von Profil A0 bis B einen NE/SW Trend haben und diese nur in Form von Aufschiebungen gefunden wurden, zeigen sich in der Umgebung des Profils C innerhalb der BD, SE und NW orientierte Aufschiebungen in Form von Harnischflächen (Abb.7.1.E1) und gerichtetem Mineralfaserwachstum (Abb.7.1.E2). Im Gegensatz dazu weisen die Bewegungsflächen der Quarzglimmerschiefer innerhalb der SD, abschiebende Indikatoren nach SE auf (Abb.7.1.F, F1).

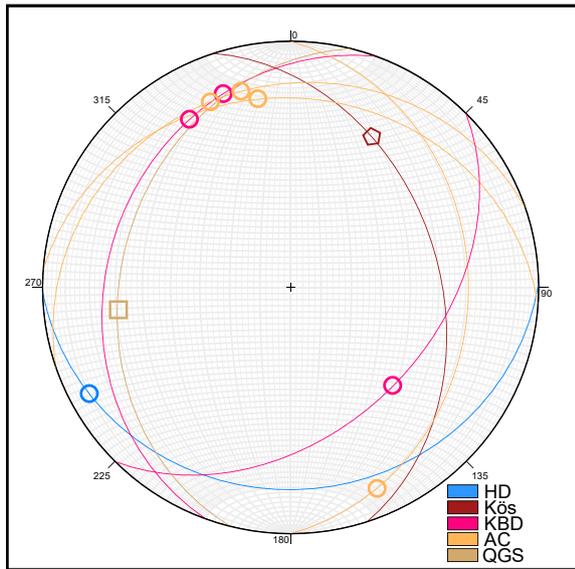


Abbildung 7.1.E: Stereoplot der aufschließenden Störungslineare, mit den Messungen von Profil A0 (Pentagons), B (Quadrat) und C (Kreise).

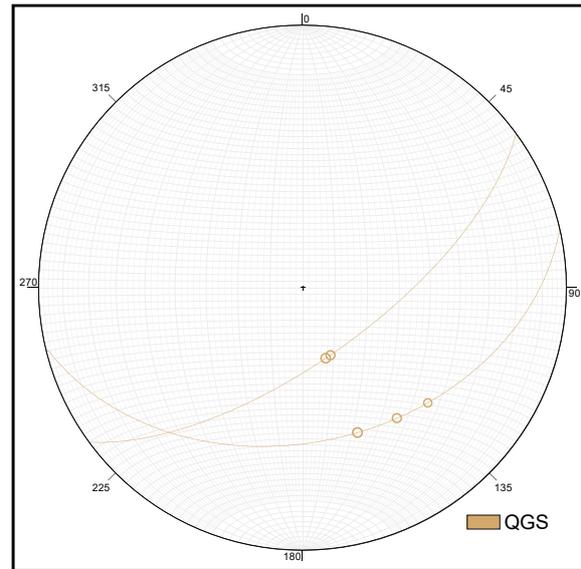


Abbildung 7.1.F: Stereoplot der abschiebenden Störungslineare, mit den Messungen von Profil C (Kreise).

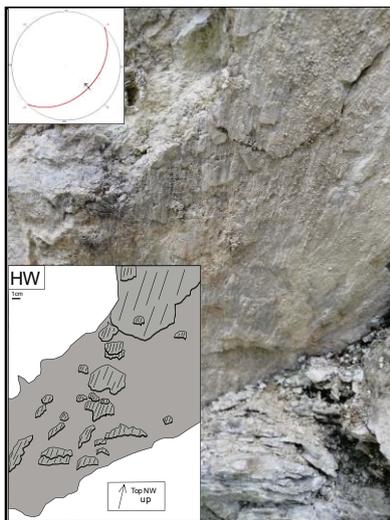


Abbildung 7.1.E1: Nach SE fallender Hanging Wall der Kalke der Blaser Decke mit aufschließenden Indikatoren in Form von Abrisskanten (N47.0560768, O11.39991701).

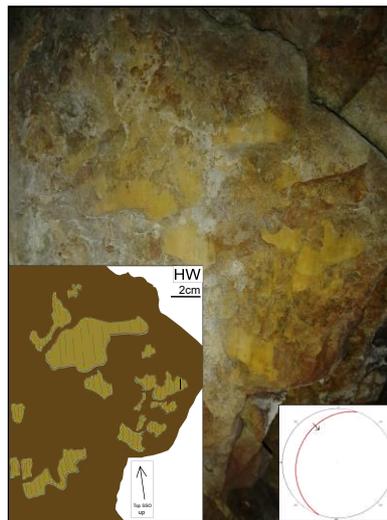


Abbildung 7.1.E2: Nach NNW fallender Hanging Wall der Kalke der Blaser Decke mit gerichteten Kalzitwachstum, welcher anhand seiner Abrisskanten eine Aufschiebung signalisiert (N47.06296759, O11.40514881).

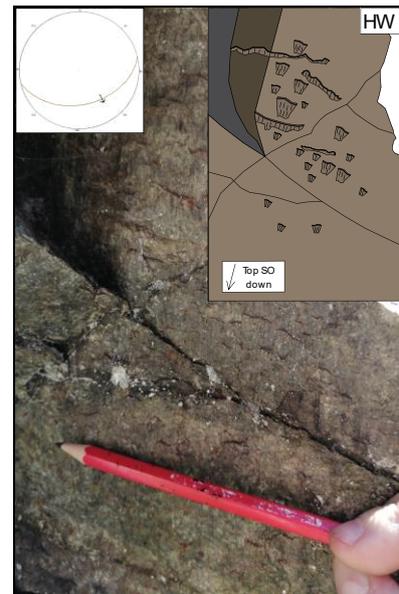


Abbildung 7.1.F1: Nach SE abschiebender Glimmerschiefer, mit Blick auf den Hanging Wall. Auch hier bilden die Abrisskanten Richtungsmarker auf der Bewegungsfläche (N47.05541102, O11.40434802).

7.2. Spröd-duktiler Strukturanalyse

Der spröd-duktiler Übergangsbereich befindet sich in einer Tiefe von 10-15 km (Fossen, 2016), wobei diesbezüglich je nach geothermischen Gradienten und mineralogischer Zusammensetzung Abweichungen für das plastische Fließen existieren. Das kristallplastische Fließen von Quarz setzt beispielsweise bei 300 °C ein, während das bei Feldspat erst bei einer Temperatur von 450 °C beginnt. Gängige geologische Strukturen, die sich im spröd-duktilen Übergangsregime bilden wären Scherbänder, daraus hervorgehende SC-Strukturen oder

das plastische Einrotieren von Porphyroklasten, in Form von Θ - (Theta-), Φ - (Phi-), σ - (Sigma-) und δ - (Delta-) Klasten (Passchier & Trouw, 2005). Auch das, durch SE gerichtete Scherung bedingte Einrotieren von Boudinage-Segmenten (Abb.7.2.A) wurde im Bereich von Profil A0 innerhalb der Kössen-Formation beobachtet und sei hier, aufgrund der plausiblen Bewegungsrichtung und des einmaligen Auftretens nur der Vollständigkeit wegen erwähnt. Die in der Skizze

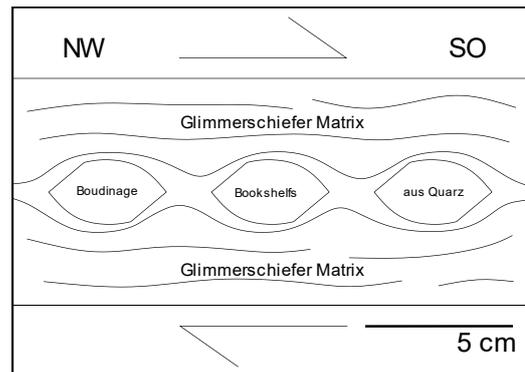


Abbildung 7.2.A: Bookshelf-artiges Einrotieren von Boudinagesegmenten innerhalb der Kössen-Formation in Richtung SE (N47.0824673, O11.45355591).

eingezeichnete Bewegungsrichtung der Verwerfungen wäre antithetisch, also entgegengesetzt zum allgemeinen Schersinn, was bei einem großen Winkel zwischen den Gleitebenen und der Scherebene zustande kommt. Die starke Ähnlichkeit zwischen der synthetischen und antithetischen Scherrichtung lässt jedoch eine Aussage ohne zuverlässige Kinematikindikatoren nicht zu, da diese von der Ursprungsorientierung des zerbrochenen Korns oder der Boudinage zur Hauptspannung, abhängt (Burg, 2018).

7.2.1. Porphyroklastische Strukturen

Porphyroklasten sind im Wesentlichen Überreste von vorhergegangenen, im Vergleich zu ihrer Matrix deutlich kompetenteren Kristallen, welche die Korngröße ihrer Matrix um ein Vielfaches deutlich sichtbar übersteigen. Sie schwimmen in der Foliation der feinkörnigen Matrix und besitzen Randerscheinungen wie Ummantelungen, in die Scherrichtung auslaufende Schwänze (Druckschatten) und sich an der gegenüberliegenden Seite ablagernde Schichtsilikate. Diese Mäntel und Schatten können in Bezug auf das Wirtskorn, durch den Mechanismus der dynamischen Rekristallisation, die gleiche Zusammensetzung haben, oder aber durch Korngrößenreduktion und reaktionserweichenden Vorgängen, eine andere Mineralogie besitzen (z.B.: Feldspatzerfall zu Quarz und Hellglimmer) (Passchier & Simpson, 1986).

Beim Messen der Porphyroklasten, welche makroskopisch im Gelände nur in Form von Sigma-Klasten zu finden waren, wurden jeweils die maximale Streckungsrichtung und Verkürzungsrichtung ermittelt. Aufgrund der spärlich vorhandenen, gut einmessbaren Klasten, kann das Ausmaß der Datenqualität angezweifelt werden, jedoch zeigen ihre Ausläufer sowohl im Profil A0, als auch im Profil C (Abb.7.2.B, C) eine Top S-SE Scherung.

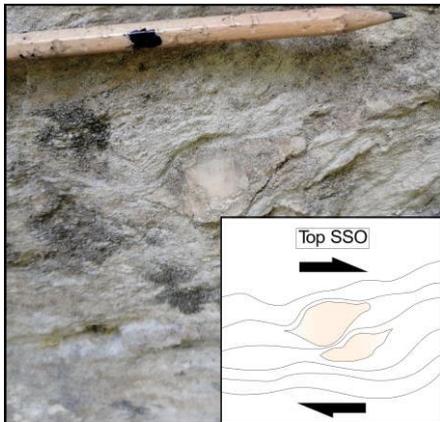


Abbildung 7.2.B: Quarzsigmaklast in Kalkphyllit, mit Top SSE Schersinn, welchen die auslaufenden Schwänze signalisieren (N47.06489084, O11.40511817).

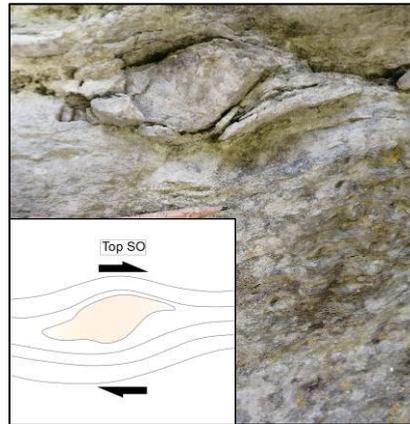


Abbildung 7.2.C: Quarzsigmaklast in Kalkphyllit, mit Top SE Schersinn (N47.06529952, O11.40498843).

7.2.2. SC-Gefüge

Bei der Ausbildung eines SC-Gefüges entstehen primär Bewegungsflächen oder Scherbänder (C-Flächen) parallel zum Scherzonenrand, welche mit zunehmender Nähe zum Scherzonenzentrum in ihrer Kontinuität steigen. Mit zunehmender Bewegung auf den C-Flächen bilden sich die sogenannten S-Flächen aus, welche mit zunehmender Distanz zum Scherzonenrand immer niedrigere Winkel bis hin zur Subparallelität, zu den C-Flächen einnehmen. Grund dafür ist der steigende Bewegungsbetrag entlang der C-Flächen und die zunehmende Duktilität zum Zentrum. Auch der Abstand zwischen den S-Flächen sinkt zum Zentrum hin und ihre Ausläufer rotieren mit der Spitze in die Bewegungsrichtung (Abb.7.2.D) (Burg, 2018, Fossen, 2016). Kommt es zu einer subparallelen Einrotation der S- zu den C-Flächen, nennt man diese CS-Foliation und es bilden sich neue oblique Scherbänder aus, welche parallel zur maximalen Stauchung und normal auf die maximale Streckung stehen (Fossen, 2016).

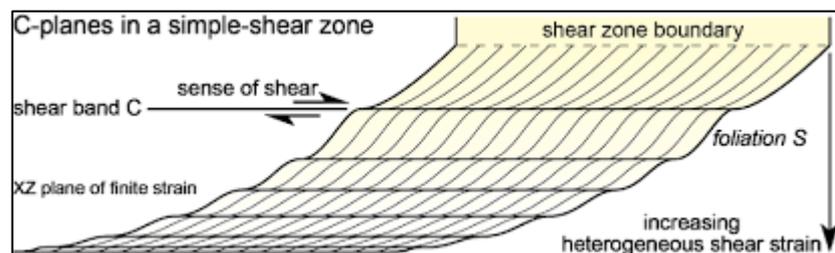


Abbildung 7.2.D: Ausbildung der C- und S-Flächen eines SC-Gefüges vom Scherzonenrand (oben) zum Zentrum (unten) (Burg, 2018).

Beim Vergleichen der eingemessenen SC-Strukturen kann man davon ausgehen, dass diese deckengebunden sind, da die Orientierung deckenübergreifend variiert und innerhalb der BD im Profil A und C annähernd übereinstimmt. Die gemessenen Werte wurden in Abbildung 7.2.E geplottet und zeigen innerhalb des BM ein SE-Fallen, wobei die Schieferflächen flacher als die C-Flächen fallen. Die parallele Orientierung zur Abschiebungsrichtung nach SE ist hier sehr plausibel, da der Metamorphosegrad und somit auch das plastische Fließen der Flächen in die Abschiebungsrichtung hier am intensivsten gewesen sein muss. Die restlichen Messungen innerhalb des Stereoplots befinden sich auf ähnlichen Höhen, jedoch in anderen Decken. Ihre Bewegungsvektoren scheinen nach Top ENE orientiert zu sein, wobei die Strukturen innerhalb des Glimmerschiefers die stärkste Aussagekraft haben, da die gemessenen Flächen der BD (Abb.7.2.E2, E3) deutlich stärkere Verwitterung zeigen.

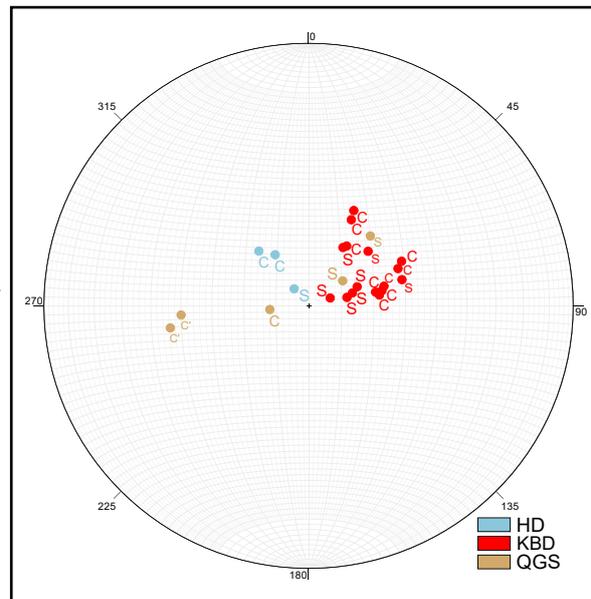


Abbildung 7.2.E: Polpunkte der gemessenen C, S und C' Flächen, der Aufschlüsse mit beobachtbaren SC-Gefüge. Währen der HD des BM'S SO orientiert ist, zeigt der Rest eine WSW/ENE Ausrichtung mit einem Schersinn nach Top ENE.



Abbildung 7.2.E1: Glimmerschiefer der SD (Profil A) mit SC'-Gefüge, wobei C' und S nach ENE fallen und C annähernd planar verläuft (N47.07367373, O11.4280239).



Abbildung 7.2.E2: Sehr eng- und subparallel stehendes SC-Gefüge in den Kalken der BD entlang Profil A, mit ähnlicher Orientierung wie in 7.2.G (N47.07608423, O11.43579164).

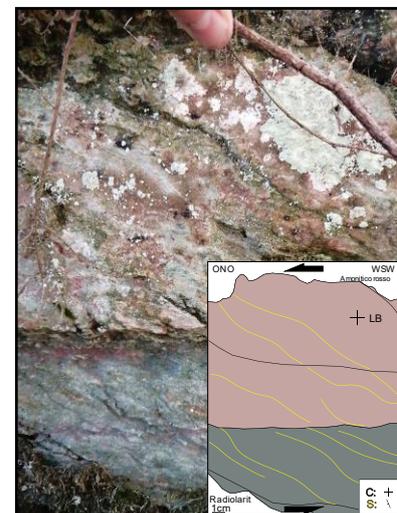


Abbildung 7.2.E3: Stark verwitterter Übergang von Radiolarit (unten) zum Ammonitico rosso (oben) mit vermuteten SC-Gefüge und ähnlicher Orientierung wie in den Abbildungen 7.2.G, H (N47.07645557, O11.43623497).

7.3. Duktile Strukturanalyse

Der duktile Bereich im Erdinneren beginnt bei einer Teufe von >15 km bei rund 350 °C. Mit ihm setzt auch die Grünschieferfazies und das Auftreten von rein mylonitischen Strukturen ein (Fossen, 2016). Generell neigen duktile Scherzonen dazu non-koaxial zu deformieren. Das plastische Fließen tritt, im Vergleich zur spröden Deformation langsam und kontinuierlich ein, indem sich die innere Struktur der Kristalle an die umliegende Scherspannung anpasst. Ziel ist es dabei Gefügestabilität zu erlangen. Diese kann durch mehrere Mechanismen, wie zum Beispiel dynamische Rekristallisation in Form von Diffusion an zwei benachbarten Körnern mit der gleichen Mineralogie, auch „Korngrenzenmigration“, oder aber auch durch Subkornrotation, wenn Teile im Kristallgitter rotieren und eine neue Orientierung der Grenze erhalten, vorangetrieben werden (Burg, 2018).

7.3.1. Falten und ihre geometrischen Komponenten

Eine gängige duktile Struktur im Gelände findet man besonders in Form von Verfaltungen. Im Gelände des Untersuchungsgebiets sind es vor allem die Typen der engstehenden- (Winkel zwischen den Schenkeln beträgt 30-70°) und der Isoklinalfalten (Winkel zwischen den Schenkeln beträgt 0-30°), welche die duktile Strukturgeologie innerhalb der aufgeschlossenen Lithologien prägen (Abb.7.3.A). Diese bestehen in ihrer Erscheinung durch subparallel-parallel orientierte Schenkel und zeigen des Öfteren eine Vergenz (Verkippen der Falte in eine bestimmte Richtung), welche durch non-koaxiale einfache Scherung zustande kommt (Fossen, 2016). Neben dem Winkel zwischen den Faltschenkeln (Interlimb angle), kann man Falten auch nach dem Verlauf ihrer Faltenachsebene (FAE) klassifizieren (Abb.7.3.B).

Die dominanten Faltenklassen im Gebiet sind in den folgenden Abbildungen in Rot hervorgehoben:

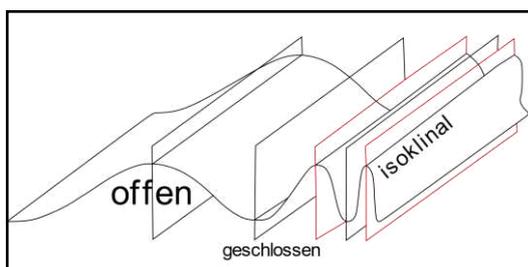


Abbildung 7.3.A: Faltenklassifikation nach dem Winkel zwischen den Faltschenkeln, mit den dominanten Vertretern in Rot.

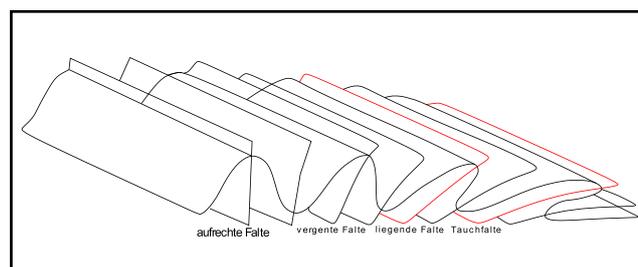


Abbildung 7.3.B: Faltenklassifikation nach dem Verlauf ihrer FAE, mit den dominanten Vertretern in Rot.

Bei der Analyse der Faltenachsen fiel als erstes auf, dass es wenig Sinn macht sie innerhalb der Profile zusammenzufassen, da sie in Profil B und C beispielsweise in beliebige Richtungen rotieren. Betrachtet man die aufgenommenen Messdaten innerhalb des Stereoplots (Abb.7.3.C), so wird ersichtlich, dass es sinnvoller ist, die Achsen innerhalb der Decke vom Liegenden ins Hangende zu vergleichen. Es zeichnet sich ein Muster ab, indem sich die Achsen mit einer Orientierung von NE/SW kontinuierlich vom Liegenden ins Hangende durchziehen und in ihrer Häufigkeit, über die Deckengrenzen hinweg, annähernd gleichmäßig verteilt bleiben. Bei den FA mit einem NW/SE Trend (Set 1) gilt diese Devise

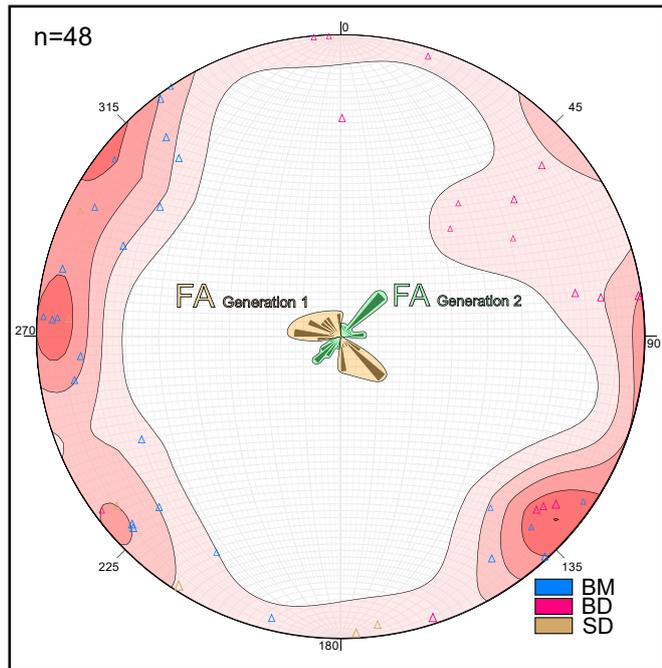


Abbildung 7.3.C: Plot der aufgenommenen FA, innerhalb der spezifisch eingefärbten Decken. Die Konturierung zeigt, dass Set 1 (NW/SE verlaufend) eine höhere totale Häufigkeit aufweist. In der Mitte zu sehen: Eine Kluftrose, deren „Blätter“ den jeweiligen Sets zugeteilt wurden und die zeigt, dass Set 2 (grün) weniger in seiner Orientierung schwankt, als Set 1 (orange).

im Gegensatz nicht. Sie dominieren in ihrem Auftreten das BM im Liegenden und werden gegen die hangende SD nach und nach dezimiert. Weiters sei erwähnt, dass Diese auch breiter in ihren Richtungen streuen, als das erstens erwähnte Set 2. Wie es zu der anfänglich widersprüchlich erscheinenden Benennung gekommen ist und worauf möglicherweise diese Streuung zurückzuführen ist, wird im Diskussionsteil 9 später genauer erläutert.



Abbildung 7.3.D: FA der Generation 1 in Form von dunkleren Kalkschiefern innerhalb des MKK in der Nähe des Profils A0 auf rund 1290 m (N47.08213039, O11.46080159).

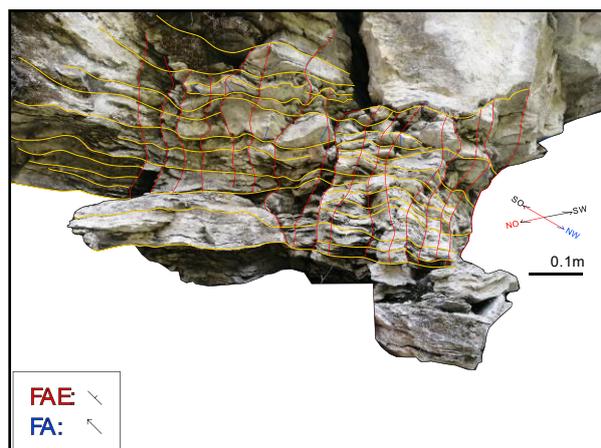


Abbildung 7.3.E: FA der Generation 1 innerhalb der Lithologie des Quarzphyllits im MKK in der Nähe des Profils C auf rund 1360 m (N47.06592508, O11.40526647).

Bei der Analyse der FAE wurden Ähnlichkeiten in der Orientierung gesucht und diese zu einer repräsentativen Gemeinschaftsfläche zusammengefasst, welche dann zwischen den Decken verglichen wurden (Abb.7.3.F). Es ergibt sich dabei ein Muster, welches zeigt, dass sich bestimmte FAE nur innerhalb einer, oder zweier Decken, die in unmittelbaren, tektonischen Kontakt zueinanderstehen, erstreckt. Dieser Aspekt legt eine Ausbildung der Faltenstruktur im Zuge verschiedener tektonischer Events nahe. Die Tatsache dass BD und SD ähnliche Orientierungen in ihren FAE-Sets zeigen, würde hier eher für ein zeitgleiches, gemeinsames Aufschieben sprechen.

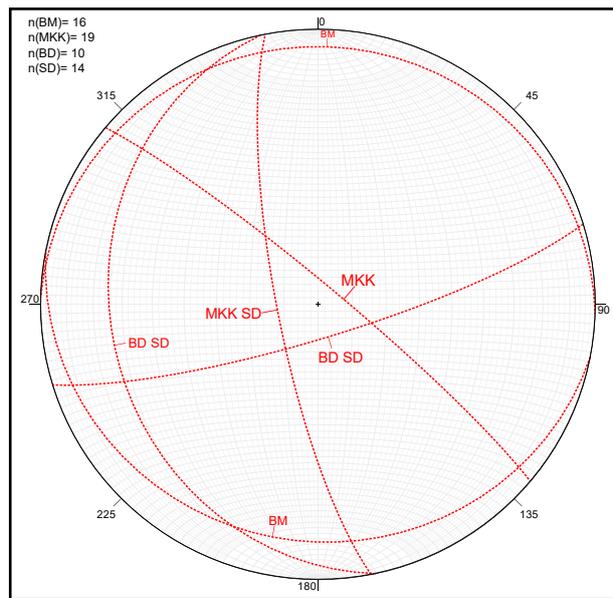


Abbildung 7.3.F: Deckenübergreifende und -interne Zusammenfassung von ähnlich orientierten Sets von FAE.

Betrachtet man beispielsweise das BM mit seinen mylonitischen Kalkmarmoren, so wird ersichtlich, dass diese von sehr flach liegenden N/S vergenten, geschlossenen bis isoklinalen Falten dominiert werden (Abb.7.3.G). Die starke Vergenz dieser Falten spiegelt das mylonitisch fließende Gefüge bestens wider.

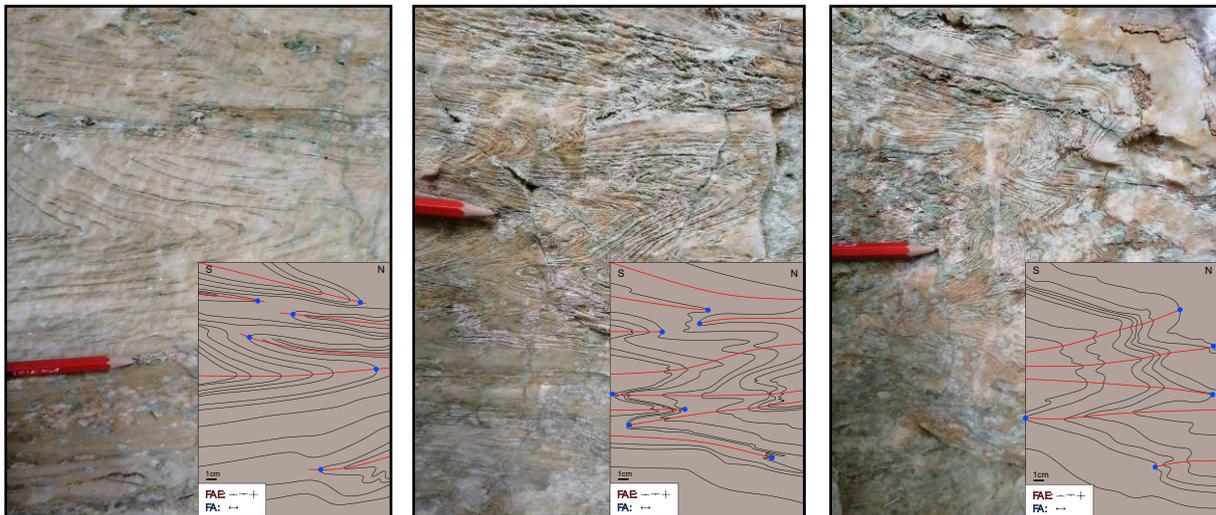


Abbildung 7.3.G: N- und S vergente geschlossene bis isoklinale Falten entlang des Profils C, innerhalb der Hauptdolomitwände, mit den FA in Blau und den FAE in Rot (N47.06438047, O11.40360699/N47.06295147, O11.4034006/N47.06245092, O11.40294955).

Geht man vom BM aus weiter in das Hangende, so stößt man auf den MKK, welcher sich aus Bänderkalken, Quarzphylliten und Kalkschiefern zusammensetzt. Er zeigt mit 4 verschiedenen Orientierungen die größte Diversität an FAE, wovon 3 sehr steil stehen und eine sehr flach nach E fällt. Allgemein kann man die Aussage treffen, dass 3/4 Sets sich konkret auf den MKK begrenzen und nicht in andere Decken übergehen. Gründe für die hohe Diversität an Orientierung könnten zum Einen, wie der Name bereits aussagt, der Einfluss der Metamorphose, welcher den Faltenbau durch P/T-Erhöhung begünstigt und zum Anderen das planare und tendenziell leichter bewegliche/deformierbare Gefüge der Lithologien (Schiefer, Phyllite) an sich, sein. Bei der Geländebegehung waren es innerhalb der Aufschlüsse, einfach gestauchte planare Schichten mit steil stehenden FAE, ohne Interaktion mehrerer Ebenen in Form von „Refold Strukturen“ (Abb.7.3.E).

Die eingefaltete BD teilt ihre FAE mit der aufliegenden SD. Diese zeigen jedoch bei der Beobachtung im Gelände verschiedene Ausbildungen von Refold Strukturen. Innerhalb der BD waren es zwei dominierende Orientierungen von FAE, welche zusammen eine Falteninterferenz vom Typ 3 (Ramsay, 1967; Grasemann et al., 2004) ausbildeten. Ein Paradebeispiel dafür konnte leider nur in Form eines nicht anstehenden Felsblocks gefunden werden (Abb.7.3.H). Die innerhalb der BD gemessenen und zusammengefassten Sets stützen diese Typ 3 Ausbildung, wobei eines eine sehr flach fallende FAE und das Andere, eine sehr steil stehende FAE enthält.

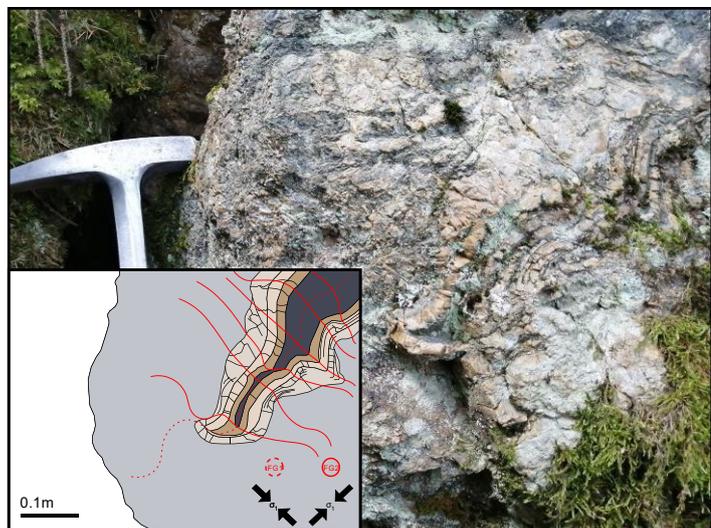


Abbildung 7.3.H: Refold Struktur Typ 3, innerhalb der Kalke der Blaser Decke mit eingefalteten Radiolarit (ockerfarben) und rotem Jura (helles rosa). Zu sehen sind zwei unterschiedliche Faltenevents und ihre relativ zur Grafik stehenden Hauptspannungsvektoren „ σ_1 “, während der Deformation (N47.08169137, O11.45551211).

Innerhalb der SD zeigten sich anhand eines Aufschlusses (welcher von zwei Flächen aus untersucht werden konnte) Refold Strukturen, welche mittels einer Zwei-Flächen-Fotografie versucht wurden, in einer zusammengeführten Grafik, dargestellt zu werden (Abb.7.3.I). Die Abbildung zeigt eine Typ 1 Refold Struktur (Ramsay, 1967; Grasemann et al., 2004), welche aus zwei steil und mit 90° zueinanderstehenden FAE hervorgeht. Dieser interferierende Faltenbau bildet im Idealfall eine Faltenkuppel aus (Fossen, 2016). Die zwei beteiligten FAE-Sets sind auch im Stereoplot (Abb.7.3.F) wiederzufinden.

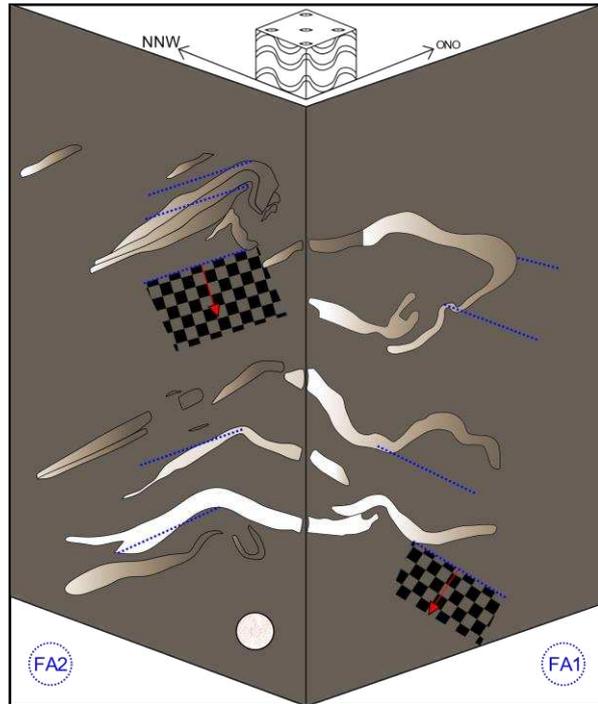


Abbildung 7.3.I: Blockdiagramm der beobachteten Fläche, mit Faltenstrukturen innerhalb der SD, zwischen den Profilen A und B auf rund 1900 m Höhe. Die Faltenstrukturen bestehen aus Quarzadern und schwimmen innerhalb der Matrix des Quarzglimmerschiefers (N47.06204758, O11.43504768).

7.4. Sonstige beobachtete Phänomene/Strukturen

7.4.1. Lithologischer Kompetenzkontrast (kuspate-lobate Strukturen)

Prinzipiell entstehen kuspate und lobate Strukturen entlang von lithologischen Grenzflächen, welche einen Kontrast hinsichtlich ihrer Kompetenz aufweisen. Bei der Extension oder Verkürzung entlang der Grenzfläche entstehen die sogenannten „Loben“ und „Kuspen“, wobei die Loben immer in Richtung des Materials mit der niedrigeren Kompetenz zeigen und die Kuspen (Spitzen) in das viskosere einschneiden. Die charakteristische Wellenlänge der Loben hängt dabei vom Ausmaß des Kompetenzkontrastes ab (Fossen, 2016). Twiss und Moores unterteilen diese Grenzflächenstrukturen hinsichtlich ihrer Genese. Dabei unterscheiden sie zwischen „Fold Mullions“, „Fault Mullions“ und „Irregular Mullions“ (Twiss & Moores, 2007).

Die beiden gefundenen Mullion-Strukturen befinden sich im Gelände, mit gerade einmal 30 m Höhenunterschied (siehe Detailkarte 3: Abb.7.4.A, B) in unmittelbarer Nähe zueinander. In diesem Höhenbereich der Karte befindet sich die Grenze der beiden hiesigen Dolomitfazies, deren Kompetenzkontrast eigentlich nicht allzu hoch sein dürfte.

Betrachtet man jedoch die Abbildung 7.4.A, so zeigt sich, dass die Bildung der Mullions auch innerhalb zweier optisch stark ähnlicher Lithologien zu Stande kommen kann. Diese Beobachtung könnte den zuvor erwähnten Grenzübergang von dem Wetterstein- in den Hauptdolomit, als Verursacher der Loben-Bildung zurück ins Spiel bringen.

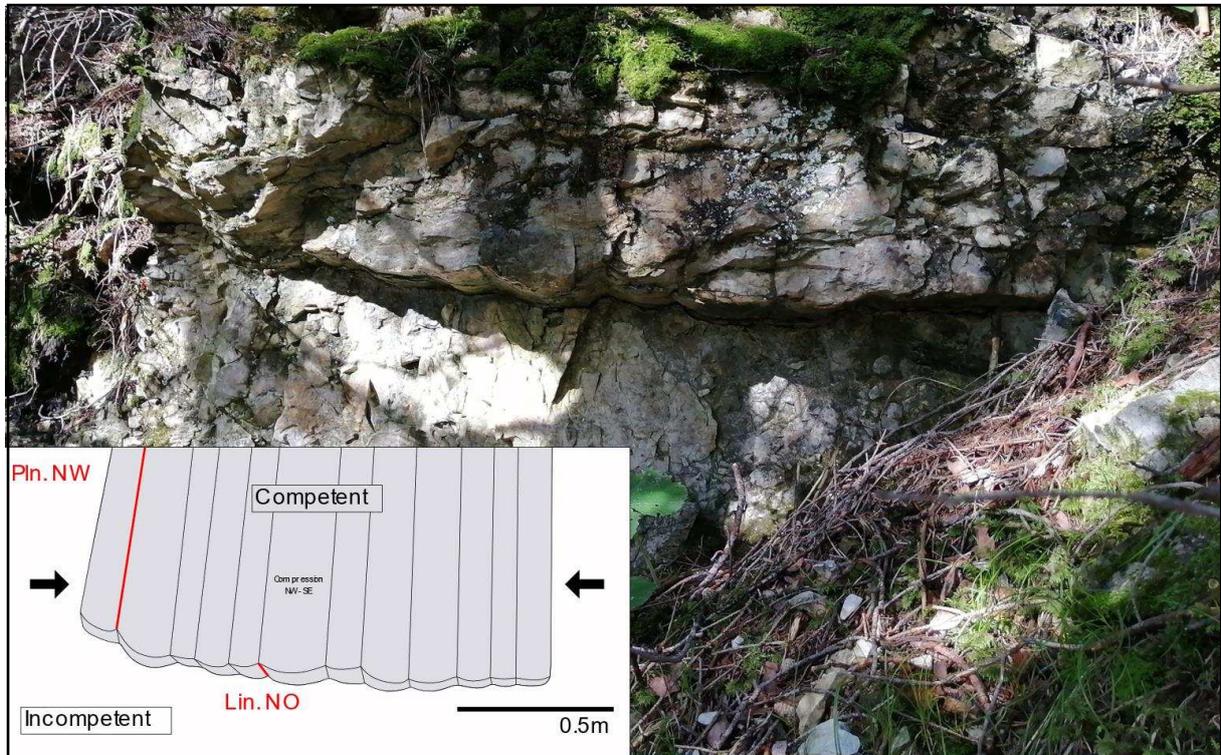


Abbildung 7.4.A: Fold mullion Struktur in Dolomit, mit einer Lineation nach NE fallend und der Kompressionsrichtung normal auf die Achsialebenenschieferung (N47.061072, O11.39918787).



Abbildung 7.4.B: Kuspate-Lobate Struktur in Dolomit, mit der kompetenteren Schicht oben und der niedriger viskosen unten (N47.06117227, O11.39987956).

7.5. Detailkarten

Ein weiteres Ziel der Arbeit war es, Detailkarten des untersuchten Gebiets zu erstellen. In diesen Karten sind die wichtigsten Beobachtungen in den lokalen Gebieten verzeichnet, darunter eine Zusammenfassung des Fallens, der Faltenachsen und der Lineationen, der lokal angetroffenen Aufschlüsse. Diese gefundenen Aufschlüsse wurden im Vergleich zu dem interpretierten Verlauf der Lithologien als kleine Linsen mit 100 % Farbdeckkraft dargestellt. Zwecks der Orientierung innerhalb der Karten wurden auch die Isohypsen und Profilsuren eingeblendet. Auch in der Arbeit enthaltene Geländefotografien und die genauen Standorte der Dünnschliff-Beprobungen können in den Karten abgelesen werden. Um sich die Lage der, in den Karten abgesteckten Gebiete besser vorstellen zu können, soll die Abbildung 7.5.A (rechts) eine Stütze bieten. Auf den nächsten 3 Seiten folgen die Detailkarten 1, 2 und 3.

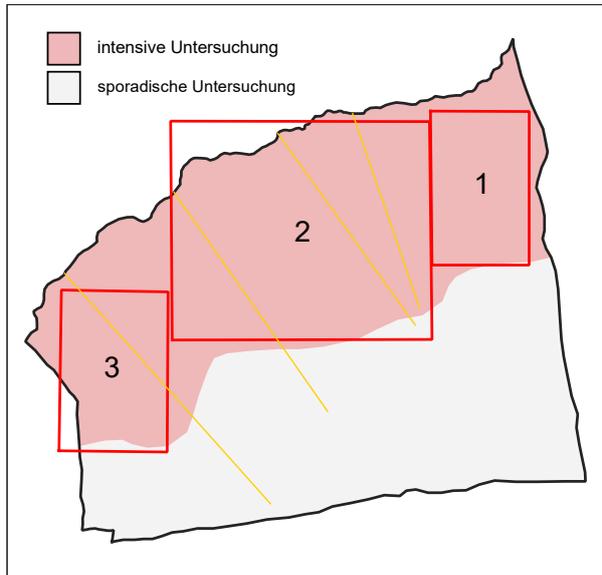


Abbildung 7.5.A: Eingrenzung des Arbeitsgebiets, mit dem roten, intensiv untersuchten und kartierten Bereich und dem grauen, sporadisch begangenen Bereich. Die drei roten Rechtecke markieren den Inhalt der folgenden drei Detailkarten des Geländes.

7.5.1. Detailkarte 1 (Nähe Wipptal)

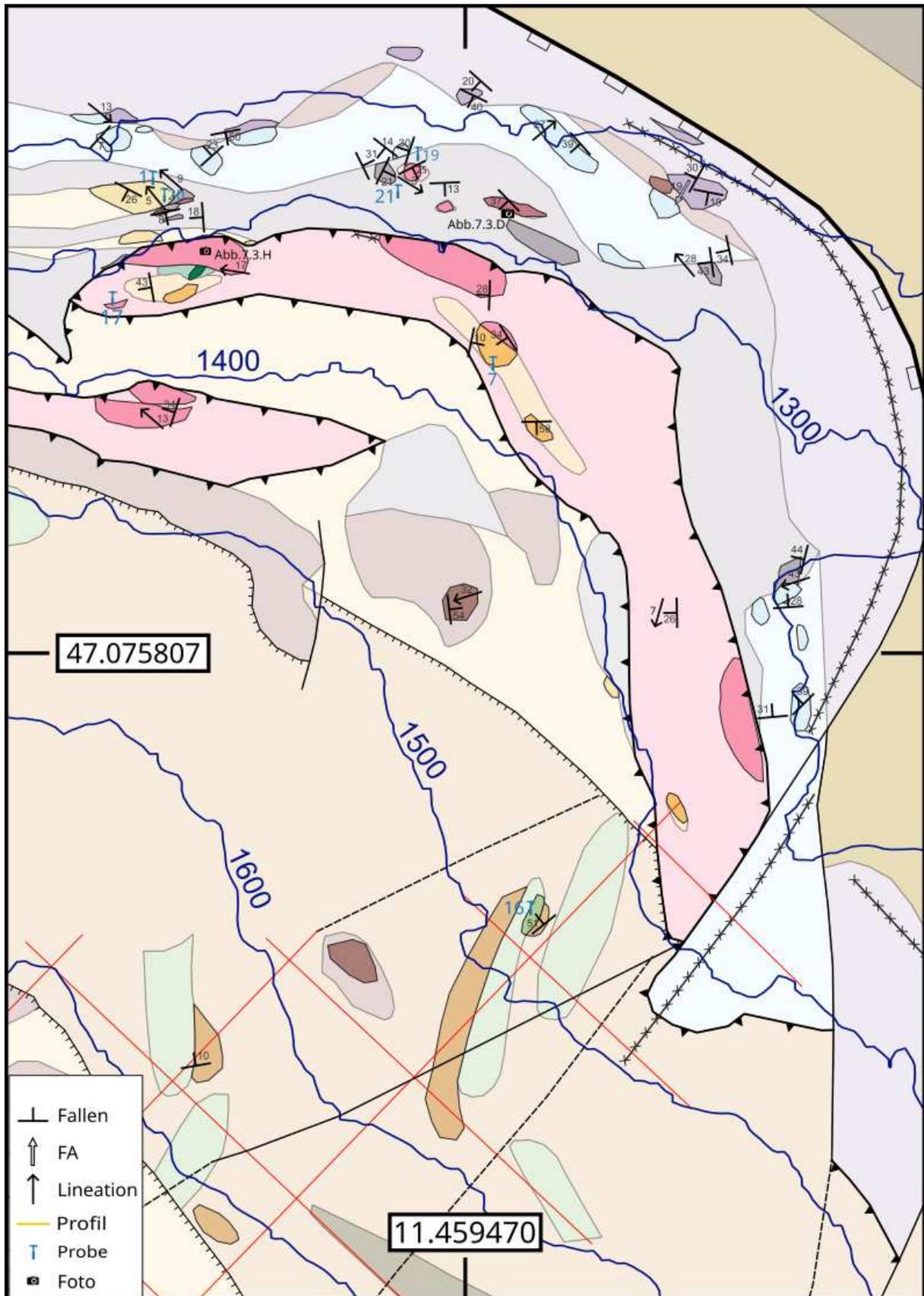


Abbildung 7.5.B: Detailkarte 1 mit den Aufschlüssen als farbsatte Linsen. Für die Kartensymbolik siehe Legende und Abb.5.1.A.

7.5.3. Detailkarte 3 (südlich Galtschein)

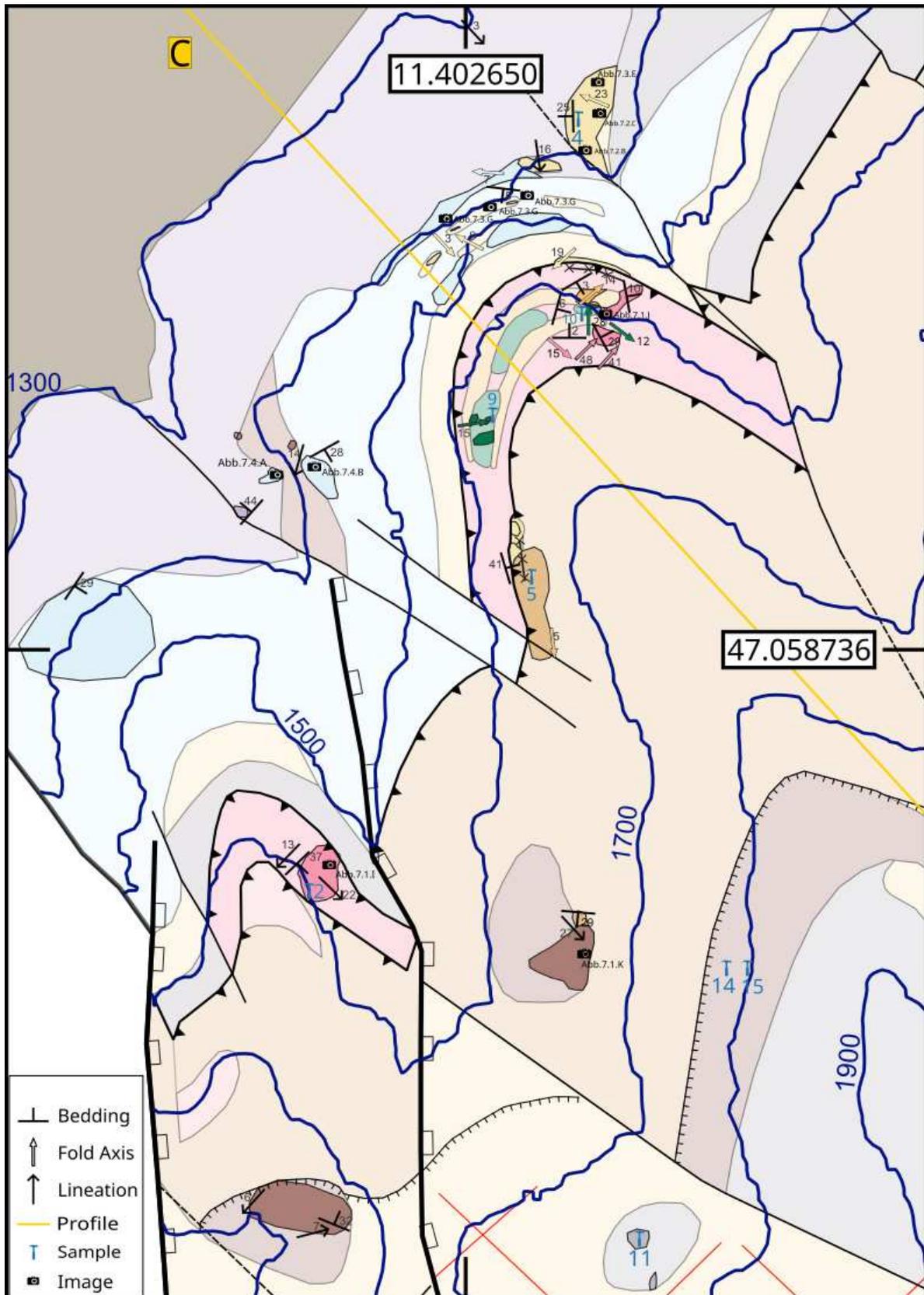


Abbildung 7.5.D: Detailkarte 3 mit den Aufschlüssen als farbsatte Linsen. Für die Kartensymbolik siehe Legende und Abb.5.1.A.

8. Mikroskopische Strukturanalyse

Im folgenden Arbeitsabschnitt werden die mikroskopischen Strukturen in den angefertigten Dünnschliffen der Proben untersucht. Die Dünnschliffe wurden mit einem Dünnschliffscanner als Ganzes gescannt um die vorhandenen Texturen besser zu visualisieren. Weiters wurden kleinere Strukturen innerhalb der Matrix mit dem Photomikroskop abgelichtet, da diese im Scan nicht sichtbar gewesen wären. Diese werden im Folgenden von den liegenden in die hangenden Decken abgehandelt. Eine Anmerkung um die Größe der Glasplatte auf welchen die Gesteinsdünnschliffe geklebt sind zu verdeutlichen: Sie befinden sich auf einem rund 3 x 5 cm großen Glasplättchen. Die GPS Koordinaten der Proben finden sich in der Tabelle 1 im Anhang.

8.1. Der Metamorphe Kalkkomplex

8.1.1. Bänderkalke

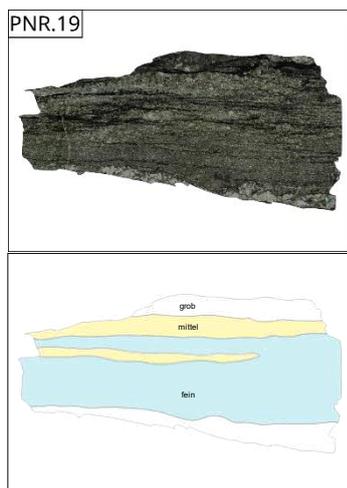


Abbildung 8.1.A: Bänderkalk mit heterogener Korngrößenverteilung (KGV) innerhalb des Schliffes.



Abbildung 8.1.B: Bänderkalk mit homogener KGV und penetrativer Foliation und SPO.

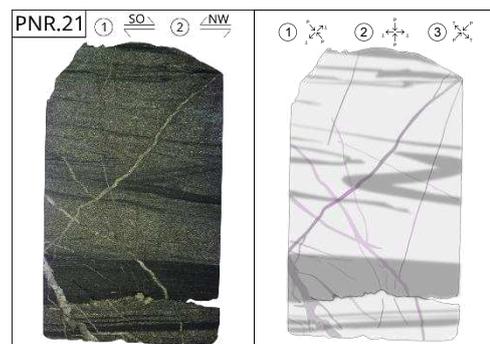


Abbildung 8.1.C: Bänderkalk mit inhomogener KGV (dunkel = fein und hell = gröber) und mindestens 2 Generationen von Kalzitadern. Weiters finden sich FA nach NE-SW.

Die Proben aus den niedrigsten Höhenlagen sind die 3 Bänderkalk Proben (PNR.19: 1284 m, PNR.20: 1288 m und PNR.21: 1310 m Höhe) aus dem Metamorphen Kalkkomplex. Ihnen aufliegend, beziehungsweise eingeschuppt (profilabhängig) folgt der Chloritphyllit (PNR.4: 1375 m Höhe), welcher ebenfalls in diesen Komplex zu stellen ist.

Was sich im Anschnitt recht ähnlich präsentiert, zeigt bei mikroskopischer Betrachtung jedoch klare Unterschiede. Der Hellglimmergehalt ist bei Probe 19 und 20 deutlich höher und schichtparallel eingelagert. Probe 21 zeigt variable Korngrößen (Abb.8.1.A1), ist aber im Durchschnitt mikrokristalliner als 19 und 20. Erstere unterliegt innerhalb der Quarzkörner dem dynamischen Rekristallisationsprozess der „Subgrain rotation“ (SGR) und bildet hyp- bis idiomorphe Staurolithe aus. Letztere zeigt im

Handstück bereits eine Schieferstruktur, welche sich im Dünnschliff, in Form einer „Shape preferred orientation“ (SPO) der annähernd größenhomogenen Körner in Richtung N-S auch bestätigt (Abb. 8.1.B1). Die erwähnten Staurolithe besitzen ein vergleichsweise hohes Relief und sind sowohl normal (Hexagons), als auch parallel (längs-prismatisch) zu ihrer c-Achse geschnitten. Das oft in Glimmerschiefern vorkommende Mineral zeigt auch typisch poikiloblastische Quarzeinschlüsse, die ihm eine nicht untypische Siebstruktur verleihen (Abb.8.1.A2*). Eher untypisch ist wiederum ihre farblose Färbung, was aber durch einen hohen Mg-Gehalt begründet werden könnte (Abb.8.1.A2). Der Massentransport ist bei 19 und 21 deutlich ausgeprägter. So enthalten die Proben beispielsweise suturierte Stylolithe. Probe 21 besticht mit ihren, von Kalzit auskristallisierten Bruchflächen. Der SGR Rekrystallisationsprozess und die Kalzit-/Dolomit-Thermometrie nach Dietrich (1983) lassen Temperaturen zwischen 450 und 490 °C vermuten.

Dünnschliff 20 lässt, nach Betrachtung der Phyllosilikate und (wahrscheinlich aufgrund von Drucklösungen) scheinbar versetzten Brüche keine Vermutung in Bezug auf den Schersinn zu, da diese sowohl in die eine, als auch in die andere Richtung versetzt zu sein scheinen. Dieser scheinbare Versatz in zwei verschiedene Richtungen in Bezug auf die auskristallisierten Brüche, trifft auch auf PNR.21 zu, jedoch lässt sich bei dieser (Abb.8.1.C) aber sehr wohl ein vorhergegangener, duktiler Prozess der Faltenbildung mit einer SE-Vergenz feststellen. Diesem folgt später die spröde Bruchbildung, die verschiedene Orientierungen zeigt, welche entweder konjugiert, aus einem tektonischen Event, oder aus verschiedenen Events (wofür die verschiedenen Versatzrichtungen sprechen würden), hervorging.

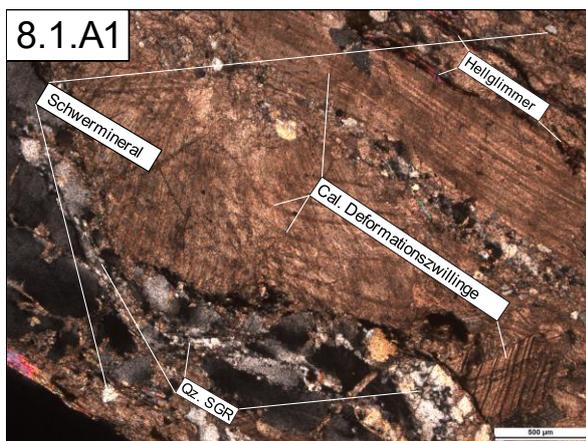


Abbildung 8.1.A1: PNR.19 mit darin enthaltenen Hellglimmern, hochinterferierenden Schwermineralen und Deformationszwillingen in den Karbonaten. Der Quarz unterliegt dem Rekrystallisationsprozess der SGR.

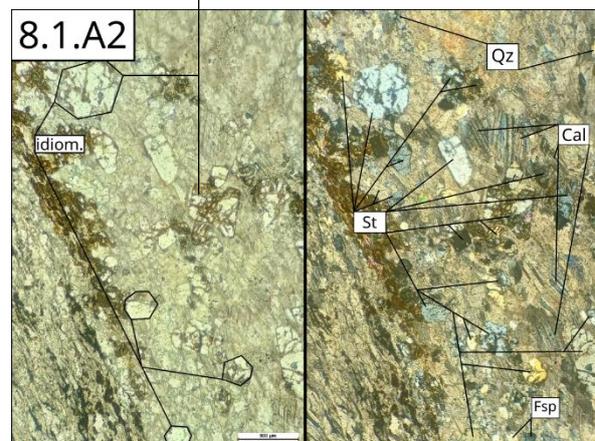
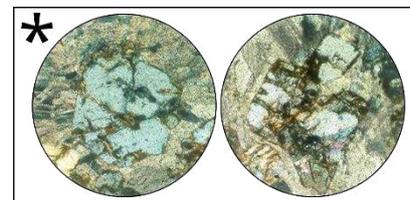


Abbildung 8.1.A2: links zu sehen, die idiomorph ausgebildeten Staurolithe der PNR.19. Rechts: Mineralogie, dominiert von Hg (nicht in Foto enthalten), St, Qz, Cal und Fsp.



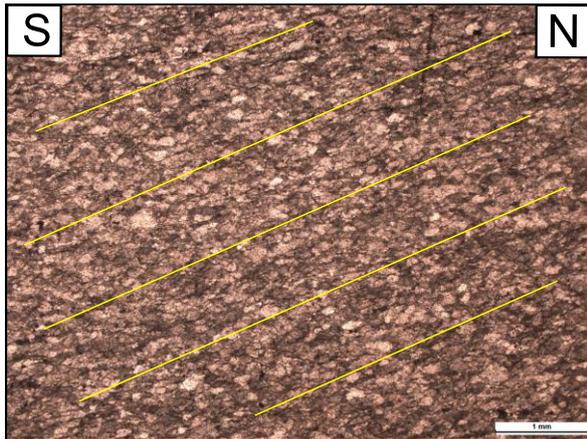


Abbildung 8.1.B1: Orientierung der SPO der Mineralkörner, innerhalb der PNR.20 entlang N-S.

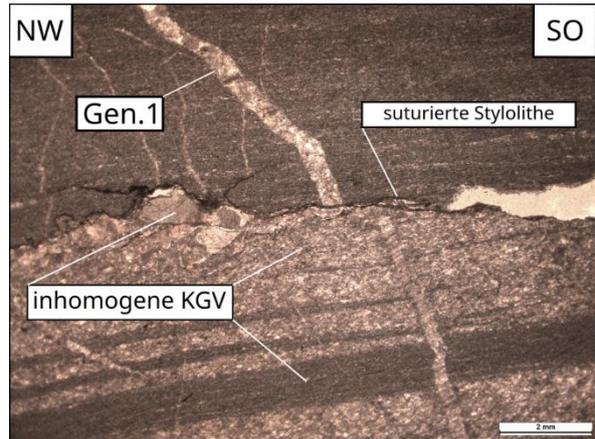


Abbildung 8.1.C1: PNR.21 mit inhomogener KGV und einer, entlang der Stylolithe versetzten Kalzitader.

8.1.2. Chloritphyllit

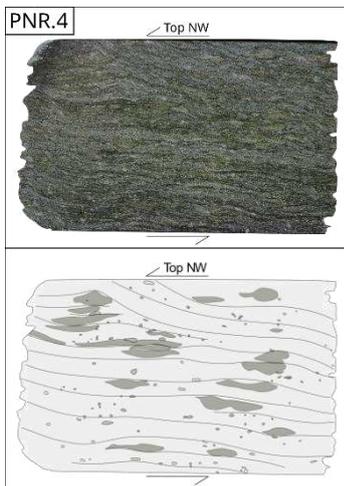


Abbildung 8.1.D: zeigt einen chloritisierten Phyllit mit einer penetrativen Foliation und einem Top NW Schersinn.

Der Chloritphyllit weist eine starke Foliation, mit eingeregeltten Quarzklasten auf, welche unter der Subkornrotation rekristallisieren zu scheinen (Abb.8.1.D1, D2). Die Orientierung der schwach pleochroitischen Chlorite und Quarzklasten deuten auf eine Top-N Scherrichtung hin (Abb.8.1.D1, D2). Die Diversität der Hellglimmer ist hier größer, da sie bei gleicher Orientierung deutlich unterschiedliche Interferenzfarben aufweisen. Auch kleinere Feldspäte und Kalzite, mit den zuvor erwähnten Typ 1 und 2 Zwillingen, treten auf.

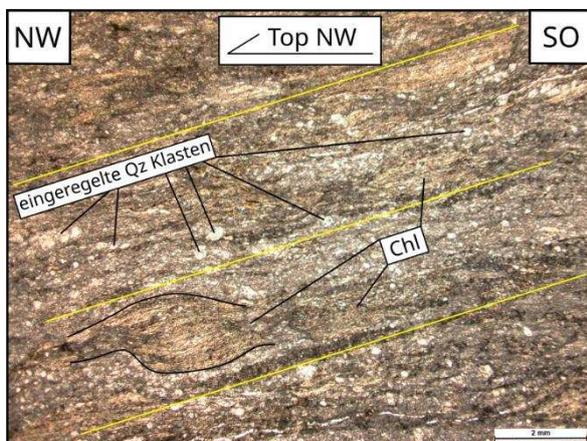


Abbildung 8.1.D1: Hier zu sehen sind die, entlang der Foliation eingeregeltten Quarzklasten und nach NW auslaufenden Chlorite.

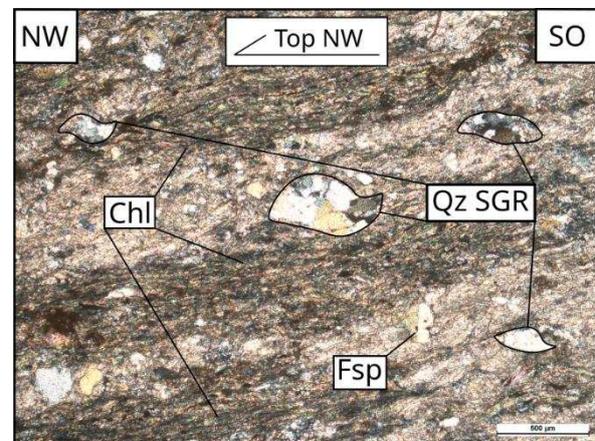


Abbildung 8.1.D2: Die enthaltenen Quarzsigmaklasten signalisieren einen Top NW Schersinn. Weiters zu sehen: die Chloritisierung der Probe (grüne Schichtsilikate).

8.1.3. Kössen-Formation

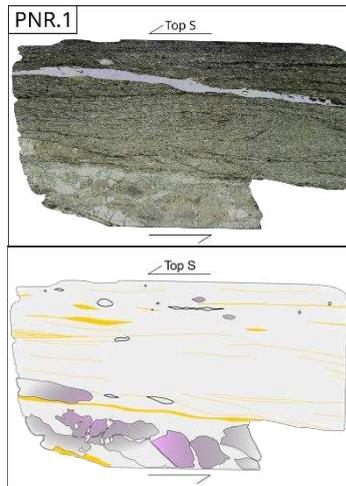


Abbildung 8.2.A: zeigt große Kalzitkörner, welche alle 4 Zwillingstypen beinhalten. Die enthaltenen Quarzklasten zeigen einen Top S Schersinn.

Die Probe 1 (1290 m Höhe) wurde im östlichen Hangbereich, nahe der Brenner Abschiebung entnommen. Vermutet wird hier ein Relikt der Blaser Decke, welche in Form von metamorphen Kössener Schichten im Liegenden der Kalke eingeschuppt wurde. Der metamorphe Tonschiefer (Kössen- Formation) entpuppt sich unter dem Mikroskop als stark glimmerführend (Abb.8.2.A1). Der dominierende Rekristallisationsprozess ist eindeutig die SGR (Abb.8.2.A2) und die enthaltenen Hellglimmer sind deutlich in die Foliation eingeregelt. Neben dem Muskovit treten auch leicht bräunliche Glimmer mit schwachem Pleochroismus auf (magnesiumreicher Biotit, oder Phlogopit). Die Kalzite bilden alle Zwillingstypen aus.

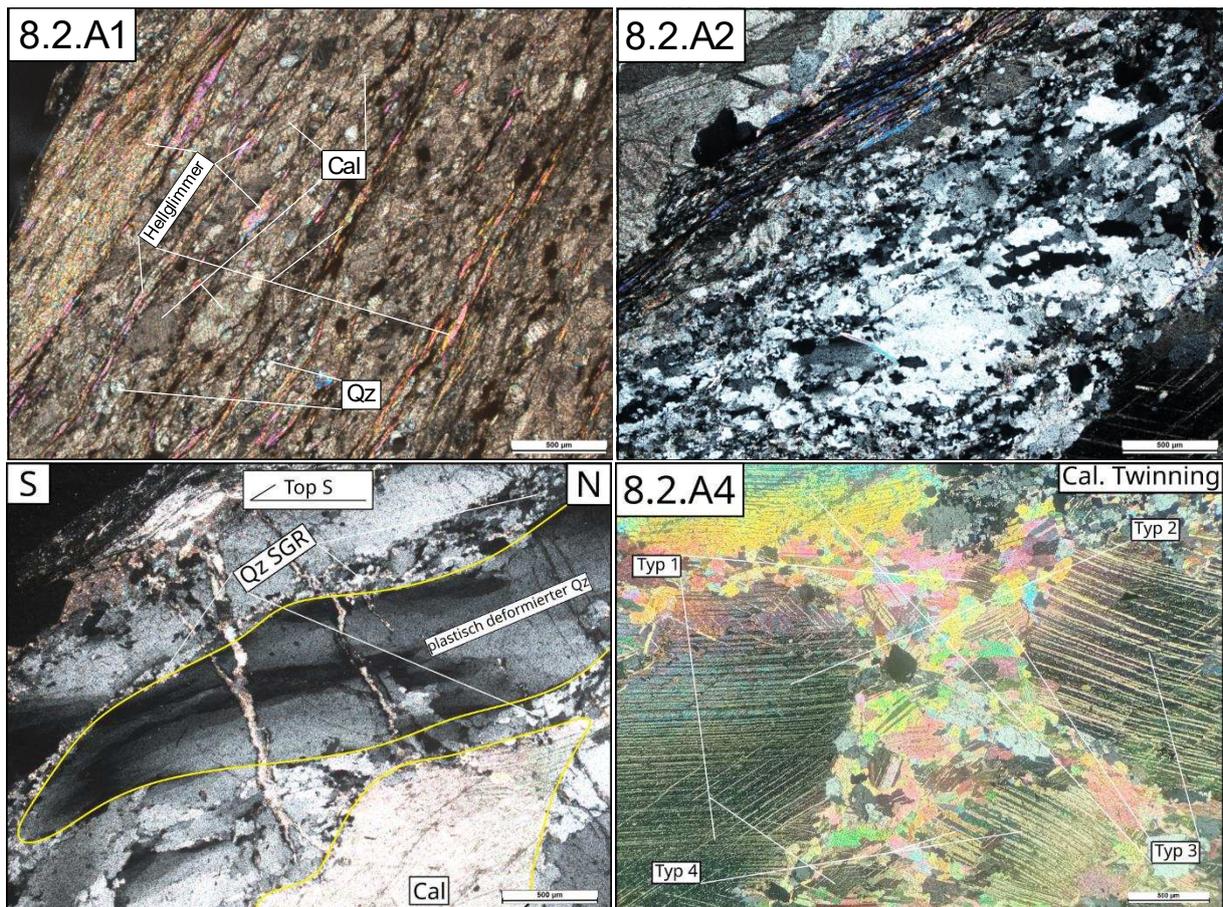


Abbildung 8.2.A1: Ausgeprägte Hellglimmerführung entlang der Foliation.

Abbildung 8.2.A2: Dynamische Rekristallisation in Form von SGR in Quarz.

Abbildung 8.2.A3: Kristallplastisch deformierter Quarz mit undulöser Auslöschung. Scherrichtung Top S.

Abbildung 8.2.A4: Cal-Zwillingsbildung vom Typ 1, 2, 3 und 4.

8.2. Kalke der Blaser Decke

8.2.1. Graue Kalke der Blaser Decke

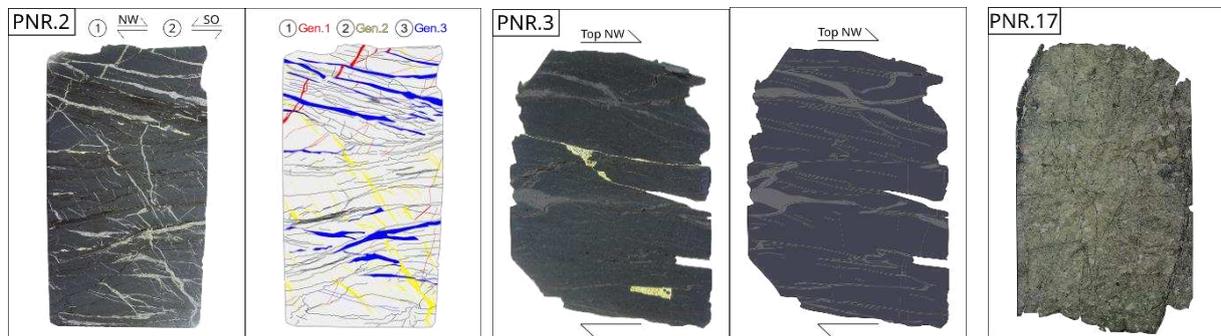


Abbildung 8.2.B: mit 3 Generationen an Kalzitadern, die durch zwei verschiedenen Scherrichtungen aneinander versetzt wurden.

Abbildung 8.2.C: mit kryptokristalliner Matrix und stark in sich gebogenen Stylolithen, welche von Qz und Cal ummantelt sind. Die versetzten feinen Äderchen senkrecht auf die Stylolithflächen zeigen einen Top N Schersinn.

Abbildung 8.2.D: Der Schriff zeigt eine einmalig vorgefundene Ausnahme und besteht fast zur Gänze aus Magnesit und vereinzelt Kalziten.

Die Proben 2 (Profil C, 1597 m Höhe), 3 (Profil A, 1484 m Höhe) und 17 (östlich von Profil A0, nahe der Brennerstörung, 1369 m Höhe) gehören zu den genannten grauen Jurakalken der Blaser Decke.

Die grauen Kalke des Profils C zeigen eine fein mikritische Matrix, welche im spröden Milieu von Kalkspat auskristallisierten Adern durchzogen ist. Diese Spalten zeigen blockige Kristallformen, welche auf keine bestimmte Stressrichtung während der Bildung hindeuten. Betrachtet man die beiden populärsten, gängigsten Klassifikationen in der Karbonatforschung, so wäre 2 als Dismikrit nach Folk (1959), oder als Wackestone nach Dunham (1962) einzuordnen. Der Versatz der Adern ist nach NW eindeutig, während jener nach SE nur vereinzelt zu finden ist. Die enthaltenen Stylolithe bilden Zähne vom „Sutur-Typ“ aus (Abb.8.2.B1, 8.2.E).

Die grauen Blaserkalke des Profils A zeigen im Vergleich eine deutlich höhere mikritische Komponente, weshalb sie auch als Mikrit nach

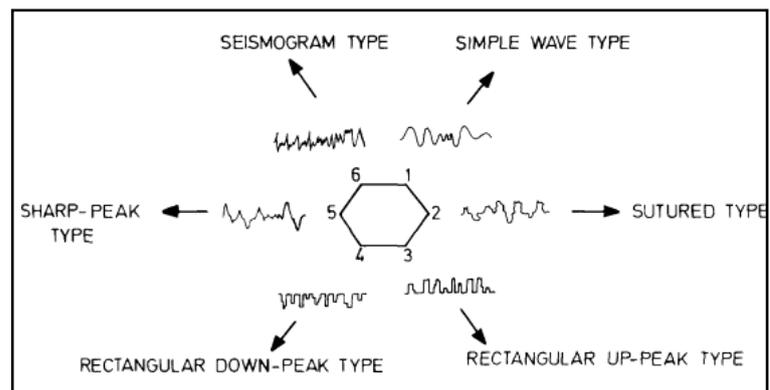


Abbildung 8.2.E: Klassifikation von Stylolithen aus: *Developments in Petroleum Science, Kapitel 1.4.1.2 Classification of stylolites, 1982.*

Folk, oder als Mudstone nach Dunham zu bezeichnen sind. Dieser Schriff besticht vor allem durch sein stark in sich gebogenen Stylolithe, welche an ihren Rändern vereinzelt mit Kalzit rekristallisiert sind und Ansammlungen von, durch den Druck in Lösung gegangenen Quarzmineralen, aufweisen (Abb.8.2.C1, C2). Die Scherung geht bei Betrachtung der Stylolithe und deren enthaltenen Körnern

eindeutig nach NW und dürfte deutlich duktiler, als jene im Profil C gewesen sein. Auch hier passt die Orientierung der Stylolithen annähernd zur Kompressionsrichtung, die bei einem Top NW Schersinn entstehen würde. Ein dritter Faktor, welcher den Top NW Schersinn begünstigt, ist das kontinuierliche Versetzen von kleinen schmalen Äderchen entlang der Stylolithen in Richtung NW.

Schliff 17 ist mit hoch interferierenden, nur selten verzwilligten Mineralen übersät, welche ein mosaikartiges Muster im Gefüge zeigen. Das häufige Fehlen der Zwillinge, Pleochroismus, prismatischer Bruch und hohe Interferenzfarben, lassen hier neben Kalzit und Dolomit auch Magnesit vermuten. Das Gefüge besteht aus deutlich ausgebildeten Korngrenzen, welche vereinzelt transgranular durchbrochen sind und dürfte sich, aufgrund der häufigen Ausbildung von 120° -Winkeln an den Tripelpunkten der Körner, im Gleichgewicht befunden haben (Abb.8.2.D1). Die im Kalzit ausgebildeten Zwillinge vom Typ 1 und 2 zeigen eher niedrig temperierte Bedingungen. Nach Folk wäre der Schliff als Sparit, nach Dunham als Grainstone, zu bezeichnen.

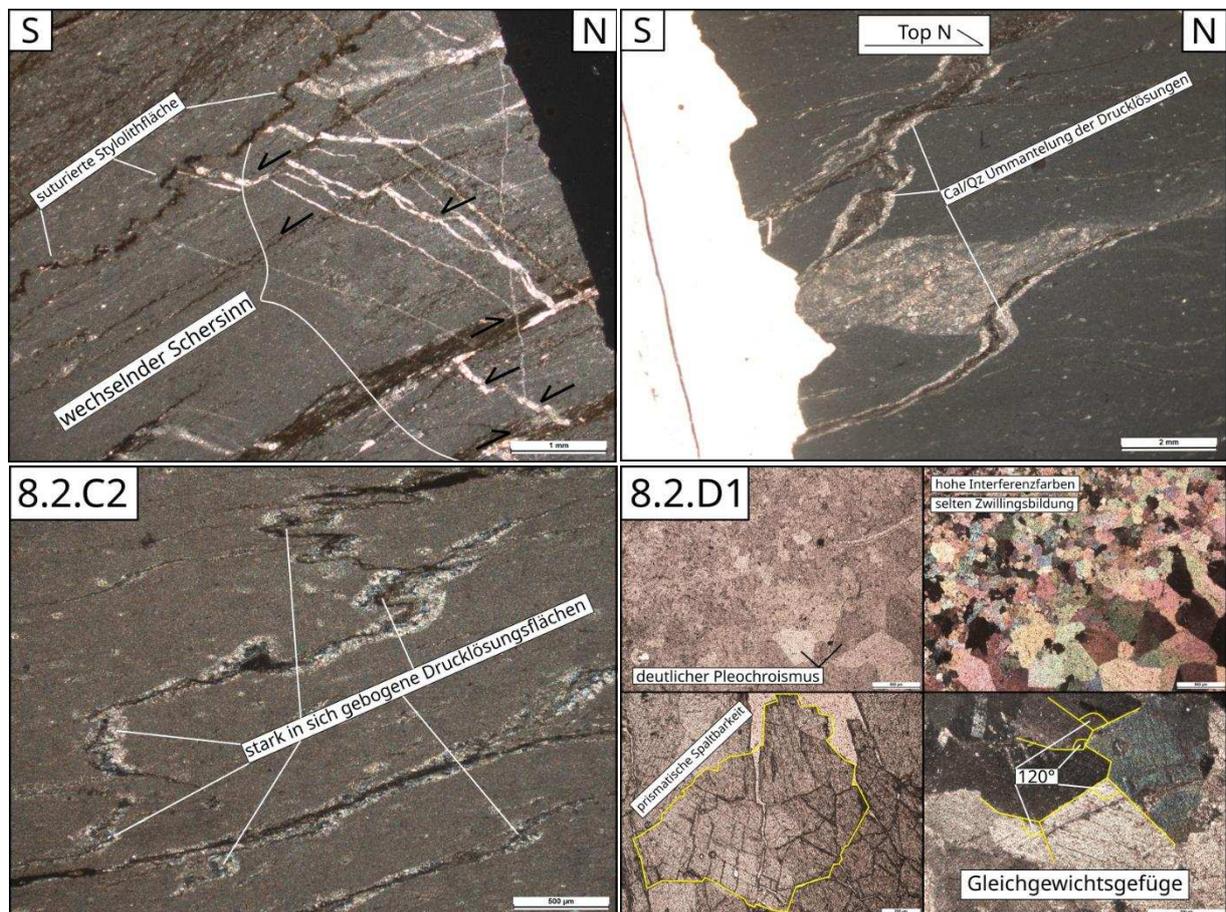


Abbildung 8.2.B1: PNR.2 zeigt suturierte Drucklösungsflächen und in zwei verschiedene Richtungen versetzte Kalzitadern, wovon die Top S versetzten, aufgrund der Stylolithbildung, wahrscheinlich nur scheinbar versetzt sind.

Abbildung 8.2.C1, C2: PNR.3 mit kryptokristalliner Matrix und stark in sich gebogenen Drucklösungsflächen, welche von Kalzit und Quarz ummantelt sind. Die Biegung der Stylolithen lässt einen Top N Schersinn vermuten.

Abbildung 8.2.D1: Gleichgewichtsgefüge in Karbonatgemenge (Cal, Dol, Mgs) mit großteils pleochroitischen, hyp-, idiomorphen Körnern. PNR.17 zeigt perfekt nach dem Prisma spaltende Karbonate und 120° Tripelpunkte an den Korngrenzen.

8.2.2. Roter Jura (Ammonitico rosso, Radiolarit)

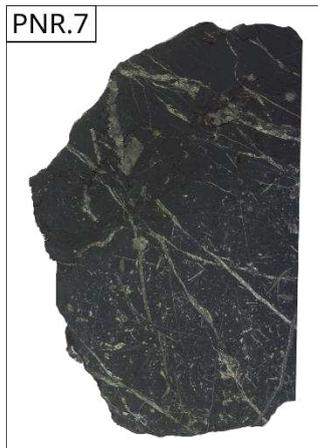


Abbildung 8.2.F: Die Probe ist ein roter Jurakalk der BD, mit mikritischer Matrix, auskristallisierten, spröde gebildeten Brüchen und einem Friedhof an diversen jurassischen Fossilien.



Abbildung 8.2.G: beinhaltet ein ähnliches Gefüge wie PNR.7, führt jedoch einen höheren Anteil an Karbonatfragmenten. Die Matrix ist aufgrund erhöhter Oxidation deutlich roter und führt im Vergleich keine erkennbaren Fossilien (mehr).

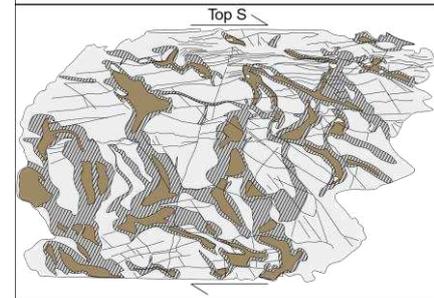
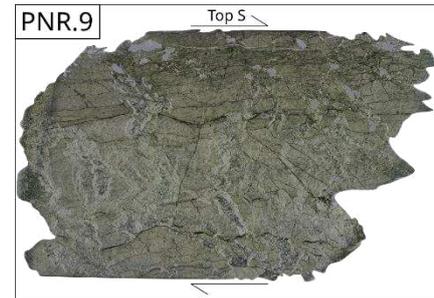


Abbildung 8.2.H: zeigt einen Radiolarit, mit ähnlichem Gefüge wie die beiden vorangegangenen Proben. Auch hier finden sich keine erkennbaren Fossilien. Die karbonatischen Gänge (braun) sind von Quarzaggregaten (grau) umwachsen welche diese zu ersetzen scheinen.

Die Proben 7 (östlich vom Profil A0, 1385 m Höhe) und 10 (Profil C, 1576 m Höhe) zeigen den Ammonitico rosso, welcher zu den Cephalopoden Kalken zählt und für seine intensive Rotfärbung und Ammonitenreichtum bekannt ist. PNR.7 zeigt dabei ein ausgeprägtes Gefälle an Fossilienreichtum von der grauen zur roten Matrix, welche an sich sehr fein mikritisch ist. Die spröden Spalten sind mit Kalzit auskristallisiert und zeigen mehrere Generationen. In der Matrix schwimmen neben zahlreichen verschiedenen Fossilien (Gastropoden, Cephalopoden, Echinodermen, Radiolarien), welche nach Geysant (1973) in das Mittel-/Oberjura einzustufen sind, immer wieder vereinzelt kleine Quarzkörner (Abb.8.2.F1). Bemerkenswert ist auch die Verteilung der Stylolithen. Sie begrenzen den grauen und den roten Bereich des Schliffes und sind in Letzterem sehr stark konzentriert. Hinsichtlich seiner Matrix- und Kornverteilung wäre er als locker gepackter Biomikrit oder Wackestone einzuordnen.

Vergleicht man die Probe des Ammonitico rosso vom Profil C, so hat diese im Gegensatz zur zuvor besprochenen keine erkennbaren Fossilien. Eine stark Fe-oxidierte Matrix, an welche opake kubische Minerale (evtl. Pyrit) gebunden sind, färbt das Gestein rot. Auch die enthaltenen Karbonatfragmente und Quarzklasten besitzen in dieser Probe eine wesentlich höhere Dichte (Abb.8.2.G1). Die einzige Ähnlichkeit teilen die Proben hinsichtlich der, mit Sparit verfüllten Adern, welche in diversen Richtungen ausgebildet sind. Die Komponentenanteile stellen jedoch nicht über 50 %, weshalb auch diese als locker gepackter Biomikrit, beziehungsweise als Wackestone einzuordnen ist.

Den Kern der Antiklinale bildet der Radiolarit. Er wechselt im Handstück seine Farben von dunkelrot-braun bis hin zu einem grau-grün, wofür die oxidierten und reduzierten Eisenkomponenten verantwortlich sind. Seine Matrix ist hauptsächlich aus karbonatischen Gängen, welche großteils aus Kalzit mit Typ 1 Verzwillingung und kyprokristallinen Silikaten bestehen, aufgebaut und enthält weiteres Akzessorien von Muskovit. Die karbonatischen Gänge, welche großteils aus Kalzit mit Typ 1 Verzwillingung bestehen, scheinen von Chalcedon von außen nach innen substituiert zu werden und die Karbonate weisen im Falle einer syngenetischen Bildung auf ein eher seichteres Bildungsmilieu hin, da sich die Karbonate unter der Karbonatkompensationstiefe (CCD), bei niedrigeren Temperaturen, höheren Drücken und steigender Kohlenstoffdioxidkonzentration, sonst gelöst hätten (Abb.8.2.H1). Diese Substitution könnte auch auf eine postgenetische Versenkung hindeuten. Die Tiefe der CCD ist jedoch für den geographischen Breitengrad, den Ozean und das Erdzeitalter individuell verschieden, kann im späten Jura aber durchaus mit der heutigen (4-5 km im Atlantik) verglichen werden (Van Andel, 1975). Ein typischer Prozess zeigt sich in den Silikaten, welche von Chalcedon von außen nach innen substituiert zu werden scheinen (Afanasieva & Amon, 2014). Weiters finden sich auch hier die, bereits des Öfteren erwähnten, Stylolithen. Die Anzahl der Schersinnindikatoren ist in dem Schliff zwar spärlich, lassen aber beim Betrachten einzelner Glimmer und versetzter Brüche eher einen Top S Schersinn vermuten (Abb.8.2.H2).

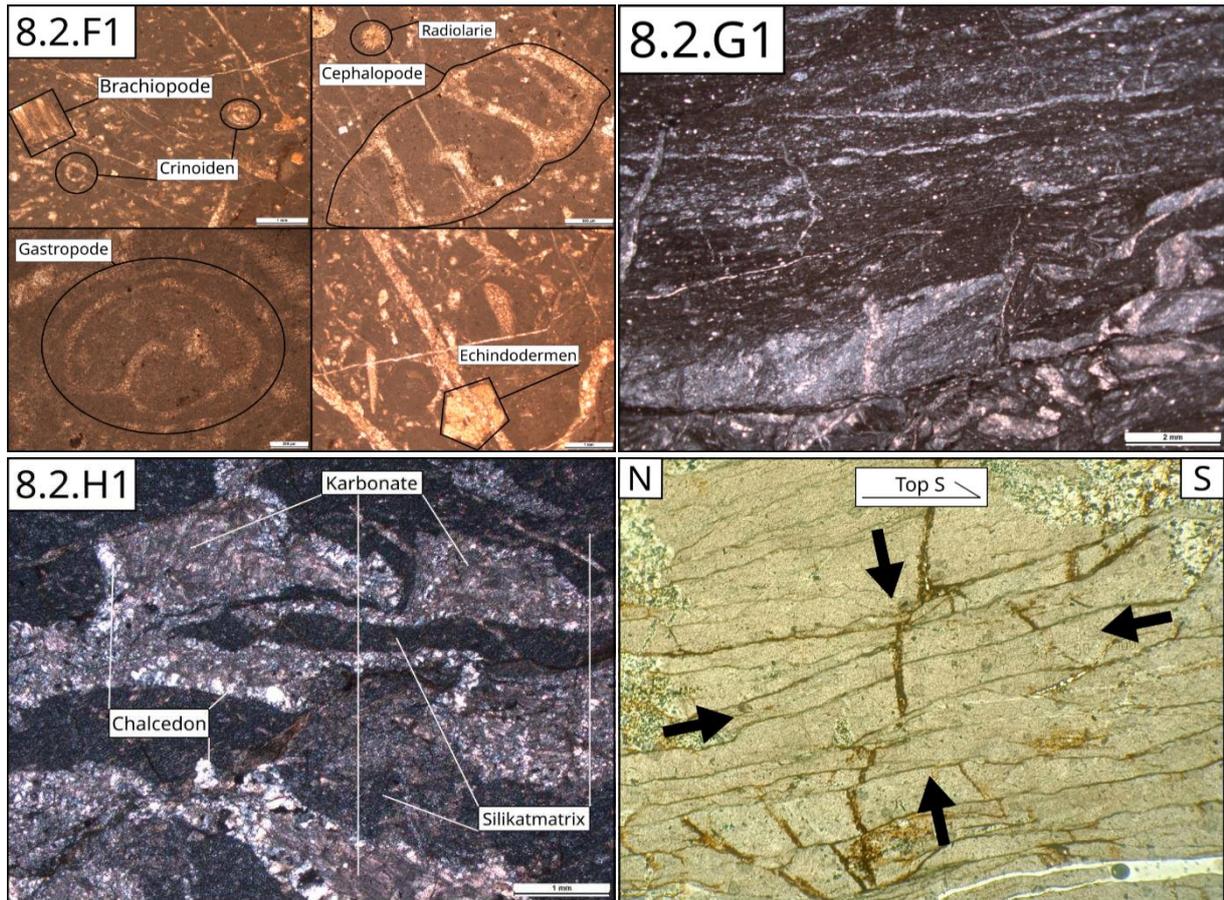


Abbildung 8.2.F1: Fossilienreichtum und -diversität innerhalb der Probe PNR.7.

Abbildung 8.2.G1: PNR.10 mit mikritischer Matrix und Sparitkomponenten innerhalb des Gefüges.

Abbildung 8.2.H1: PNR.9 mit Karbonatfragmenten (braun), welche in einer kryptokristallinen Matrix schwimmen und durch Chalcedon scheinbar von außen nach innen ersetzt werden.

Abbildung 8.2.H2: Vertikale und horizontale Drucklösungserscheinungen, welche N-S gerichtete und vertikale Kompressionsachsen signalisieren.

8.3. Steinacher Decke

8.3.1. Quarzglimmerschiefer der Gschnitz Teildecke

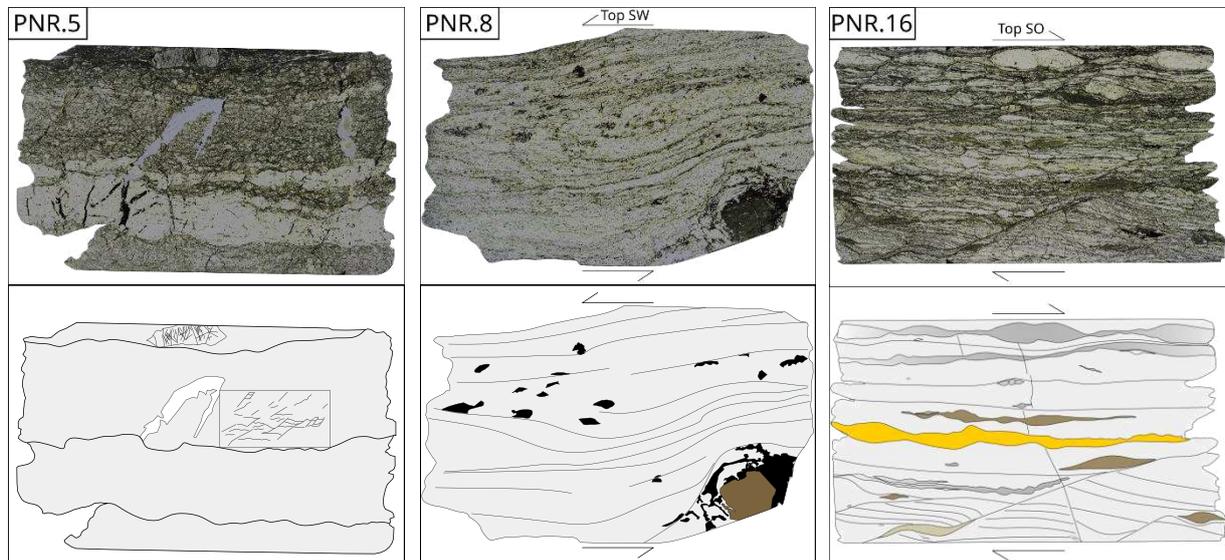


Abbildung 8.3.A: Eine Probe mit stark rekristallisierter Quarzkomponente (heller Bereich, oberes Bild) und einem sich einstellenden SC-Gefüge (Rechteck, unteres Bild).

Abbildung 8.3.B: Hier sehen wir einer Schieferung, die sich in Form einer SPO von Quarz und eingeregelt Phylosilikaten (Hg, Chl) zu erkennen gibt. Auffällig ist das große Granatkorn, ähnlich wie bei PNR.5 ein sich welches Quarzinklusionen aufweist und sich bereits aufzulösen scheint (Druckschatten).

Abbildung 8.3.C: Enthalten ist eine Vielzahl an strukturgeologischen Features. Dazu gehören: Boudins, Book shelf Strukturen, Sigmaklasten und einstellendes SC-Gefüge.

Die Quarzglimmerschiefer der Steinacher Decke sind entlang des gesamten Südhangs des GT kontinuierlich anzutreffen. Die Proben 5 (1660 m Höhe), 8 (1495 m Höhe) und 16 (1576 m Höhe), verteilt von W nach O, wurden in einer ähnlichen Distanz zueinander (~2.4 km) entnommen. Generell lässt sich feststellen, dass die Proben mit abnehmender Höhe duktiler und penetrativer geschert werden.

Schliff 5 enthält hinsichtlich seiner Mineralogie vor allem Qz, Bt, verschiedene Hg, Fsp, Orthopyroxen und kleine Akzessorien mit sehr hohen Interferenzfarben, wobei es sich möglicherweise um Zirkone handelt. Der Quarz ist zum Teil stark durch SGR rekristallisiert (Abb.8.3.A2) und tritt sowohl in kleinen, als auch in größeren Klasten auf. Die Quarze und deren umfließende Glimmerminerale scheinen in ihrem Gefüge eine SC-Struktur auszubilden (Abb.8.3.A1, A3). Durch die vorhandenen Rekristallisationsprozesse und oftmals spröde zerbrochenen Quarz- und Karbonatklasten, kann man hier auf ein spröd-duktilen Milieu zurück schließen.

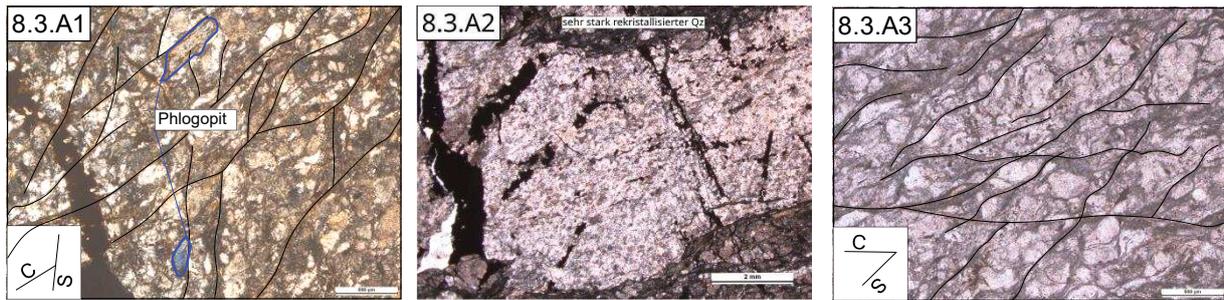


Abbildung 8.3.A1, A3: In der Probe Nr.5 scheint sich ein SC-Gefüge zwischen den Klasten und den Glimmern einzustellen. In Ersterer sind zwei Phlogopitkörner herausgehoben, welche sich entlang der ausgebildeten Schieferungsflächen orientieren. Abbildung 8.3.A2: Stark rekristallisierte Quarzgemenge, welches dem Prozess der SGR unterliegt.

Die Probe 8, weiter östlich, besticht durch ihre Vielfalt an Mineralen. Hierzu zählen Hg, Chl, Bt, Cld (Abb.8.3.B2), Fsp, Granat und Qz. Letzterer weist die Rekristallisationsmechanismen SGR und BLG auf (Abb.8.3.B1) und zeigt eine fast durchgehende Elongation der Körner (SPO) in Richtung NE-SW, parallel zur Foliation, an welcher sich auch die Glimmer orientieren. Die Schersinnindikatoren signalisieren eine Scherung mit Top SW.

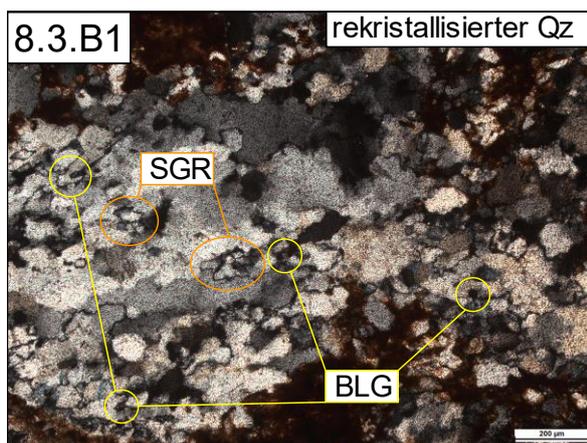


Abbildung 8.3.B1: PNR.8 unterliegt in der Quarzkomponente dem Rekristallisationsprozess der SGR (orange) und des BLG (gelb).

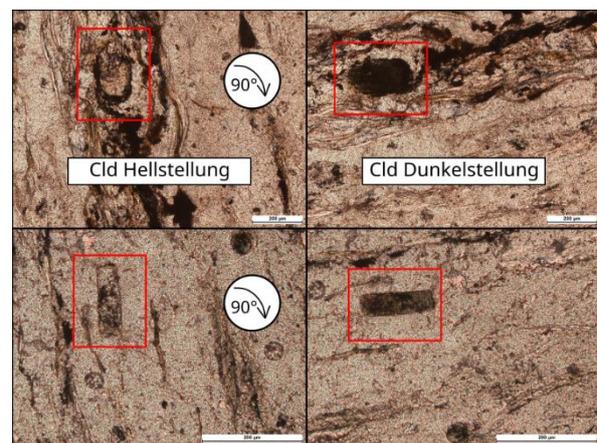


Abbildung 8.3.B2: Pleochroitische Chloritoidkörner in PNR.8. Oben: Hell- und Dunkelstellung mit Schnittlage normal auf c. Unten: Hell- und Dunkelstellung mit Schnittlage parallel zu c.

Schliff 16, mit der größten Nähe zum Wipptal weist groß ausgebildete Hellglimmer (Muskovit, Phlogopit) und kleinere Glimmerfische auf. Auch Feldspat und größere Karbonatklasten sind präsent. Die entlang der Foliation eingeregelt Quarzklasten bilden mit den Glimmern ein mylonitisches Gefüge, welches zweifelsohne einen Top SE Schersinn zeigt. Die darauf hinweisenden Schersinnindikatoren bilden Glimmerfische, Sigmaklasten und Bookshelf Strukturen in zerbrochenen Quarzkörnern. Auch pinch-and-swell Strukturen und ein sich einstellendes SC'-Gefüge sind darin zu erkennen. Einige Quarzkörner weisen auch eine parallel zu s gestreckte Subkorndomäne auf. Zusammenfassend kann man über den Schliff sagen, dass er im spröde-duktilen Bereich deformiert wurde.

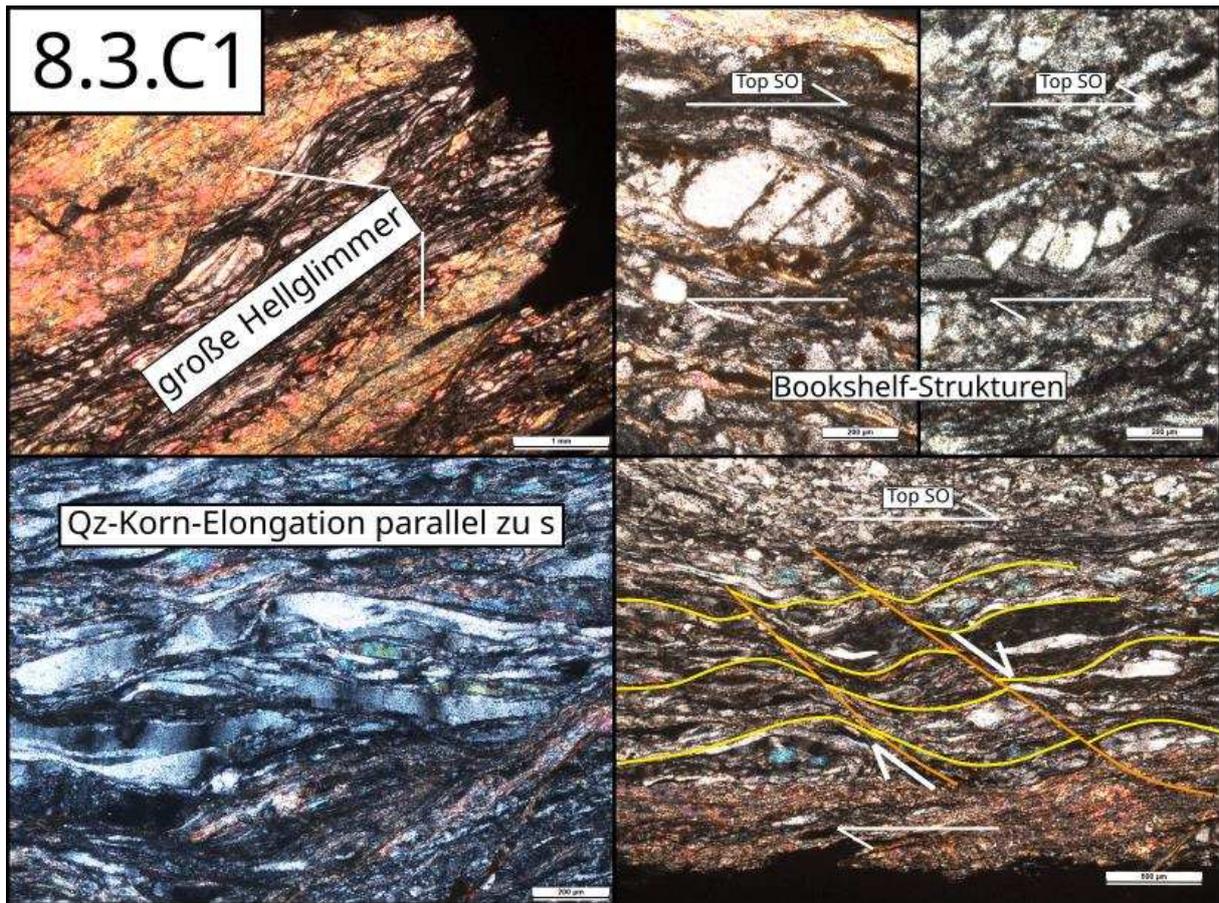


Abbildung 8.3.C1: PNR.16 beinhaltet eine Vielzahl an struktureologischen Features, darunter Bookshelf Strukturen, die in die Scherrichtung kippen, SC' Strukturen und parallel zu den S-Flächen elongierte Quarzkörner.

8.3.2. Quarzphyllite und Karbonkonglomerat der Obernberg Teildecke

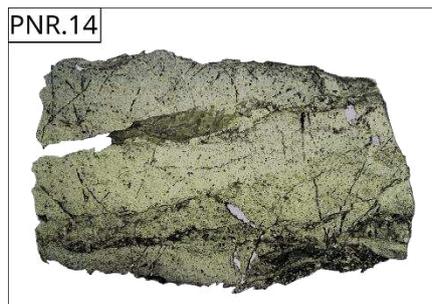


Abbildung 8.3.D: zeigt einen Quarzphyllit, welcher fast zur Gänze aus Quarz besteht. Weiters zu sehen ist eine mit Siderit verfüllt Spalte.



Abbildung 8.3.E: ist ein duktil gefalteter Quarzphyllonit, wobei die Körner den Faltenverlauf entlang elongiert wurden.

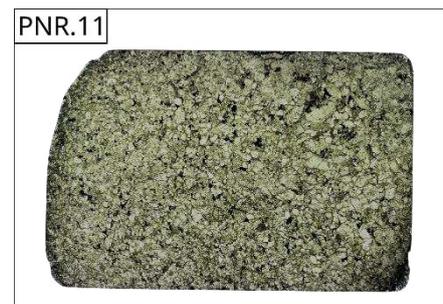


Abbildung 8.3.F: ist ein dicht gepacktes Qz-Mikrokonglomerat.

Die Proben 14 und 15 (1796 m Höhe) wurden entlang von Profil C entnommen und stammen vom selben Aufschluss. Ziel war es, den Teildeckenkontakt genauer untersuchen zu können. Es handelt sich dabei um Quarzphyllit und Quarzphyllonit. Phyllonite sind im wesentlichen phyllitisch aussehende Mylonite, deren Protolithe ursprünglich gröbere Gesteine (in diesem Fall wahrscheinlich Grauwacken) waren, welche reich an plattenförmigen Mineralen sind. Sie sind durch rekristallisierte Glimmer oder Chlorite charakterisiert, welche als seidige Filme entlang der Schieferoberfläche verschmiert sind (Fettes et al., 2007). Probe 14 zeigt hier eine mikro- bis kryptokristalline Matrix aus Quarz. Die Matrixkomponente wird an der Ober- und Unterseite von einigen wenigen metamorphisierten Phyllosilikaten umschlossen und besitzt inmitten dieser, eine Kluft, welche mit hypidiomorphen, pleochroitischen Sideritmineralen verfüllt ist (Abb.8.3.D1). Der Schliff weist Stylolithflächen vom Sutur- und Wellentyp auf (Abb.D1, D2). Probe 15 führt etwas größere Körner und mehr Schichtsilikate. Eine dicke, verfaltete Quarzader prägt das Aussehen des Schliffes, wobei die Quarzkörner entlang des Faltenverlaufs elongiert sind (Abb.8.3.E1, E2). Generell scheint es, als wären die Kristallkörner in der Probe 15 einer kristallplastischen Deformation unterlegen, welche in Schliff 14 nicht in diesem Ausmaß zu sehen war.

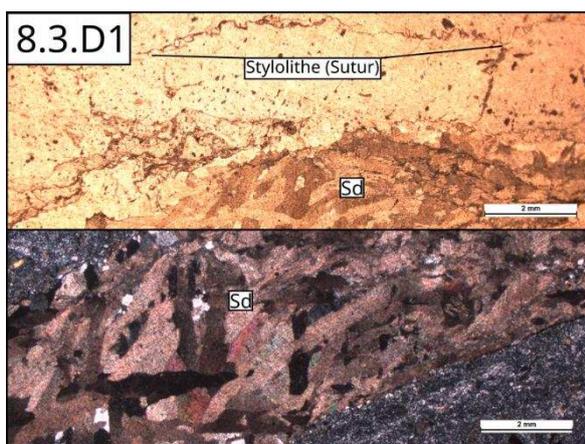


Abbildung 8.3.D1: PNR.14 mit suturierten Stylolithflächen und einer, von Siderit auskristallisierten Spalte.



Abbildung 8.3.D2: zeigt Drucklösungsflächen vom Wellentyp.

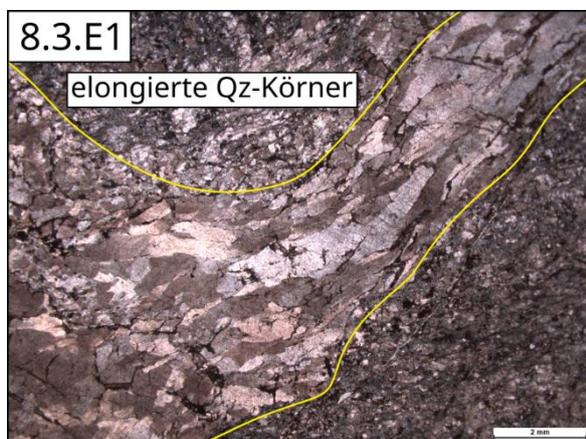


Abbildung 8.3.E1: PNR.15 enthält eine verfaltete Quarzader, welche deutlich kristallplastisch deformierte Körner entlang des Faltenverlaufs beinhaltet.

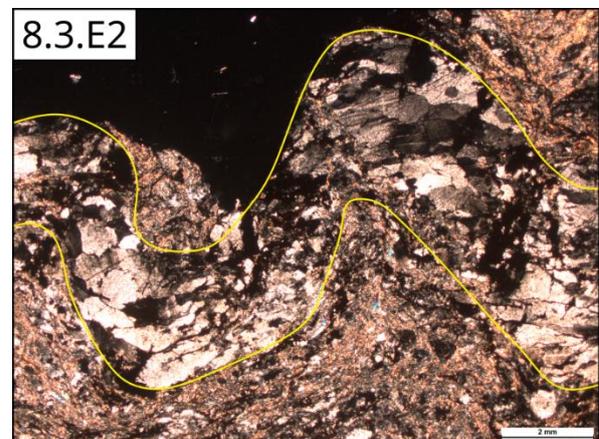


Abbildung 8.3.E2: siehe 8.3.E1.

Das chronostratigraphische Endglied der Steinacher Decke bilden die Karbonkonglomerate (Schliff 11, 1784 m Höhe). Sie treten in Form von dicht gepackten Quarzkonglomeraten, welche weiters Plagioklase, und Hellglimmer (darunter Muskovit und Phlogopit) in ihren Zwickeln führen, auf (Abb.8.3.F1). Die Rekrystallisationsprozesse in den, das Konglomerat aufbauenden Komponenten sind hier SGR, BLG (Abb.8.3.F1) und stellenweise auch GBM (Abb.8.3.F2), was wiederum eine Temperatur von 500-600 °C (Fossen, 2016) bei der Umbildung bedeuten würde. Berücksichtigt man die von Lünsdorf et al. (2012) ermittelten Temperaturen (300-350 °C) für die Überprägung des Karbons, so müssen zumindest der SGR- und GBM-Prozess der Überprägung vorausgegangen sein (Stichwort: „Reliktgefüge“). Eine Besonderheit in diesem Schliff ist die Bildung von Symplektiten in Form von Myrmekit (Abb.8.3.F3). Myrmekit entsteht bei metasomatischen Bedingungen, meistens in Kombination mit tektonischer Deformation. Es gibt viele Möglichkeiten für die Bildung dieser Myrmekite. Hier sehen wir wahrscheinlich ein ehemaliges Kalifeldspatkorn, welches durch den Einfluss von natrium- und kalziumreichen Fluiden durch Plagioklas ersetzt wird. Ist die Ca-Konzentration hoch genug, so werden kalziumreiche Plagioklase gebildet, welche wiederum weniger SiO₂ benötigen. Durch diesen SiO₂-Überschuss wird nun Myrmekit (Qz) im Inneren des Kornes, in Form von spindelartigen Strukturen, ausgebildet. Da dieser Prozess aber zumeist in Graniten und eher bei heißen Fluiden (400-600 °C) vorkommt, ist davon auszugehen, dass auch dieser ein Produkt präalpiner Zeiten gewesen sein muss (Collins & Collins, 2013).

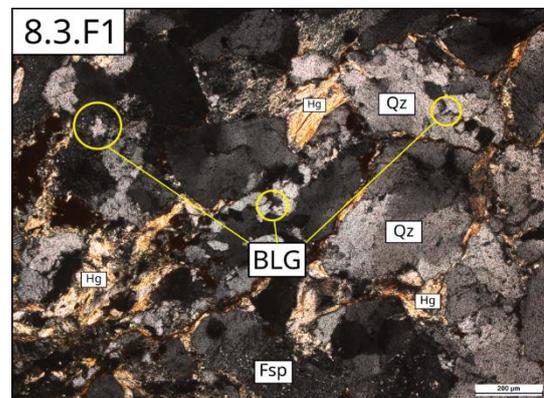


Abbildung 8.3.F1: PNR.11 zeigt den Rekrystallisationsprozess „Bulging“, mit einer Paragenese bestehend aus Qz, Fsp und Hg.

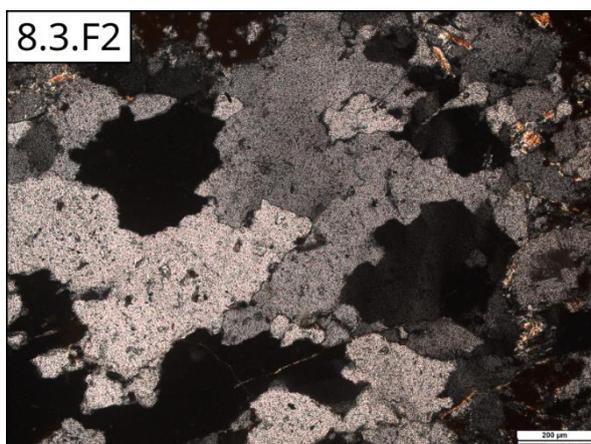


Abbildung 8.3.F2: „Grain boundary migration“ an den Korngrenzen des Quarzgemenges.

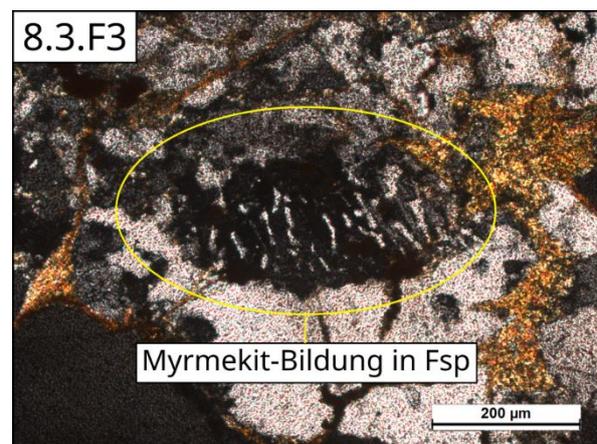


Abbildung 8.3.F3: Myrmekitbildung in Feldspat, mit den feinen Spindelstrukturen in Form von Quarz im Korninneren.

8.4. Untergeordnete Lithologien innerhalb der Steinacher Decke

8.4.1. Ortho- und Paragneise

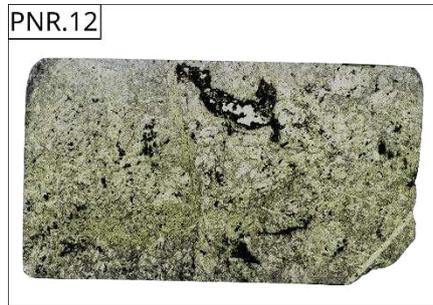


Abbildung 8.4.A: ist ein Orthogneis bestehend aus Qz, Fsp und Hg, mit sehr inhomogener KGV.

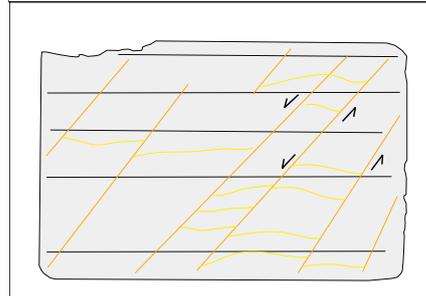
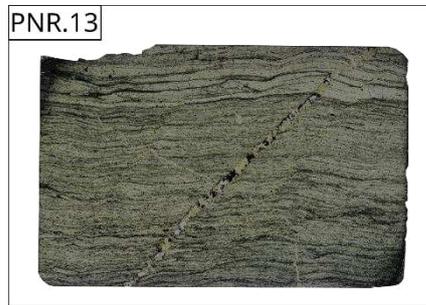


Abbildung 8.4.B: zeigt einen Paragneis, welcher an etlichen steil stehenden Flächen ein Einbiegen von S-Flächen in die Scherrichtung aufweist.

In einer Höhe von 1600-1700 m tauchen bei der Geländebegehung auch immer wieder stark verwitterte, widerstandsfähige und im Anschlag nach Rauch riechende Orthogneis-Linsen auf. Probe 12 (1624 m Höhe) zeigt mit diversen Fsp, Bt, Hg und Qz, eine klassisch plutonitische Paragenese. Die Feldspäte zeigen in manchen Körnern auch die für sie typische perthitische Entmischung zwischen Albit und Kalifeldspat (Abb.8.4.A1). Der Quarz zeigt als dominierenden Rekristallisationsprozess mit seinen gezahnten Subkorn Grenzen eindeutig eine SGR an (Abb.8.4.A2). Akzessorisch wurden auch kleine, gerundete Zirkone gefunden (Abb.8.4.A3).

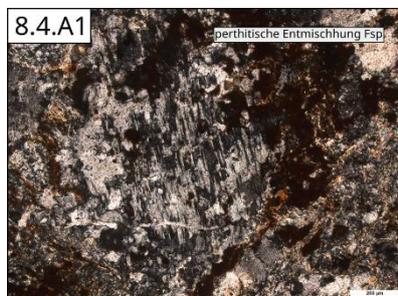


Abbildung 8.4.A1: Perthitische Entmischung zw. den Fsp-Endgliedern Albit (Na) und Kalifeldspat (K).

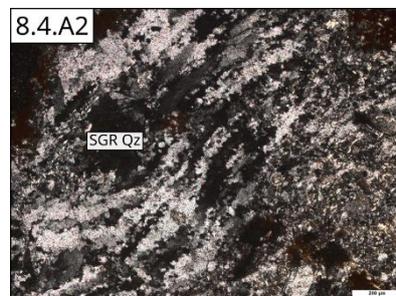


Abbildung 8.4.A2: Subkornrotation von Quarz.

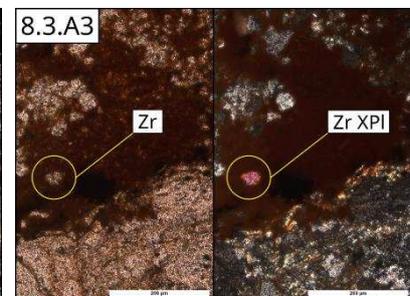


Abbildung 8.4.A3: Akzessorien von Zirkon.

Innerhalb des zuvor genannten Höhenintervalls befindet sich auch die Paragneis Probe (Nr.13, 1679 m Höhe, östlich der Orthogneis-Linsen). Sie ist eindeutig als Paragneis identifizierbar, da sie eine klar zu erkennende Schichtung, mit ganzheitlicher Rekristallisation (SGR) aufweist. Die Korngröße nimmt von unten nach oben minimal zu, ist aber ansonsten sehr feinkörnig und als homogen zu betrachten. Innerhalb des Gefüges finden sich Mikroscherzonen (orange), welche den Schliff kontinuierlich durchschlagen (Abb.8.4.B1). Den Hauptbestandteil der Probe bildet der Quarz, gefolgt von in die Schichtung eingelagerten Hellglimmerfischen und vereinzelt größeren hypidiomorphen Feldspäten. Das Gefüge in diesem Schliff ist zur Gänze rekristallisiert. Die auskristallisierte Quarzader zeigt eine blockige Kornorientierung, was wiederum die Abwesenheit einer gerichteten Spannung zum Zeitpunkt der Verfüllung signalisiert.

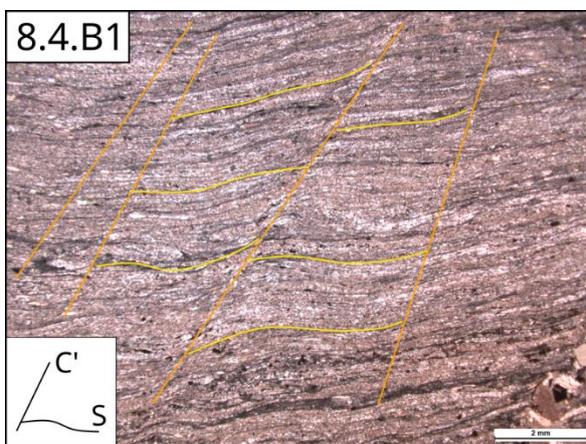


Abbildung 8.4.B1: Zu sehen sind die orange eingezeichneten C'-Mikroscherzonen, welche die gelben, zu C subparallelen S-Strukturen ausbilden.

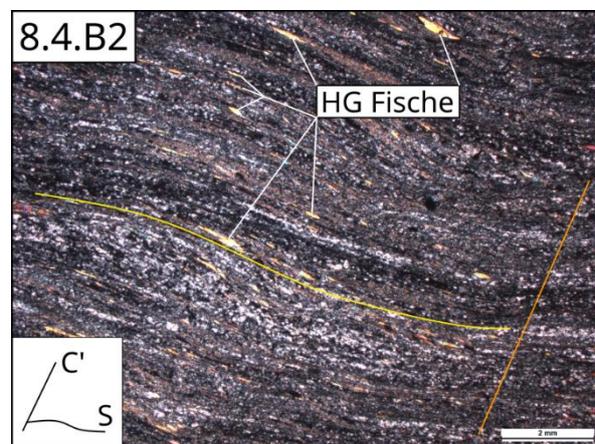


Abbildung 8.4.B2: Zur Gänze rekristallisiertes, equigranulares Quarzgefüge, mit in die Foliation eingeregeltten Hellglimmerfischen.

8.4.2. Metabasite



Abbildung 8.4.C: Hier ist ein stark serizitisierter Amphibolit, mit einer horizontalen Ausrichtung des Korngefüges zu sehen (im Gegensatz zu 8.4.D).

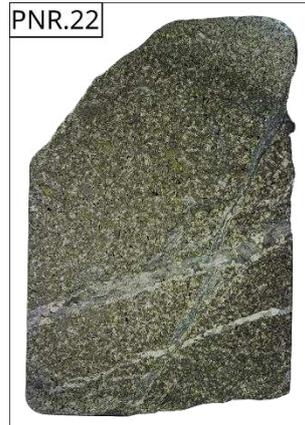


Abbildung 8.4.D: Ein pyroxenhaltiger Metabasit, mit einem ophitischen Gefüge aus opaken Nadeln.

Nummer 18 zeigt einen Amphibolit, welcher eine Serizitisierung (trüber Film, der das Gefüge zu benetzen scheint) unterlaufen hat (Abb.8.4.C1). Dabei werden Feldspäte in Serizit (ein Muskovit-Aggregat), unter metasomatischen Umständen, umgewandelt (Winter, 2010). Je nach Protolith, wird Kalium freigesetzt (4) oder verbraucht (5) und Quarz gebildet (6) (Mathieu, 2018). Je nach Verbrauch oder Freisetzung des Kaliums, verschiebt sich die Fsp-Zusammensetzung in Richtung des Albits (Na-Endglied) oder des Orthoklases (K-Endglied).

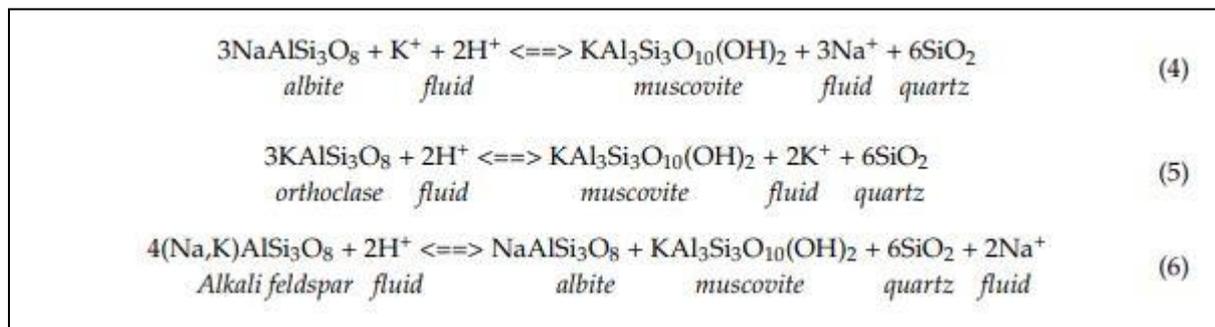


Abbildung 8.4.1: Mögliche chemische Reaktionen, beim Vorgang der Serizitisierung von Feldspäten, nach Mathieu (2010).

In diesem Schliff ist erstere Möglichkeit wahrscheinlicher, da an manchen Stellen ein Eindringen des Orthoklases in den Plagioklas beobachtet werden kann (Abb.8.4.C2).

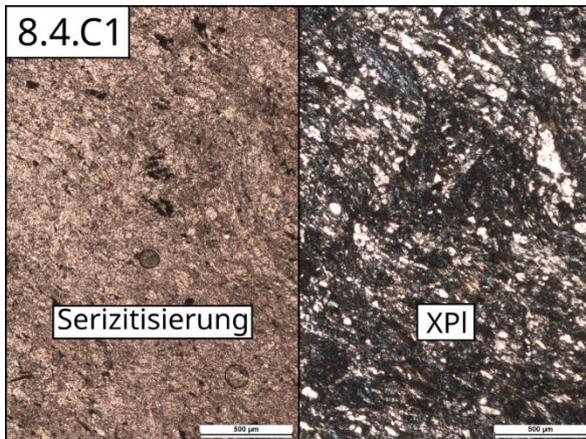


Abbildung 8.4.C1: Serizitisierungsprozess des Amphibolits.

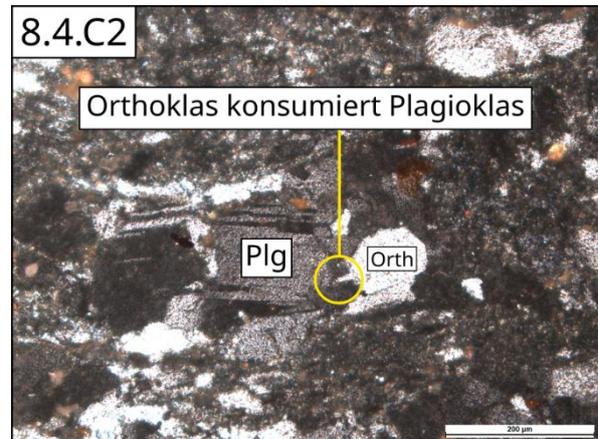


Abbildung 8.4.C2: Verschieben der Fsp-Zusammensetzung in Richtung des Orthoklases (K-Endglied).

Die letzte Probe 22 zeigt ein grünschieferfazielles Milieu und enthält viele Pyroxene, die gelben bis grünen Pleochroismus zeigen (Abb.8.4.D1). Mit gekreuztem Polarisator wechseln die Farben auf grün/blau bis braun. Die Spalten sind von Quarz und Kalzit mit den Zwillingstypen 1, 2 und 3 verfüllt (Abb.8.4.D2). Neben den omnipräsenten Pyroxenen führt das Gestein auch idiomorphe Albite und Plagioklase. Opake spindelförmige Minerale bilden ein ophitisches Gefüge, welches für grünschieferfazielle Metabasalte nicht untypisch ist (Abb.8.4.D3).

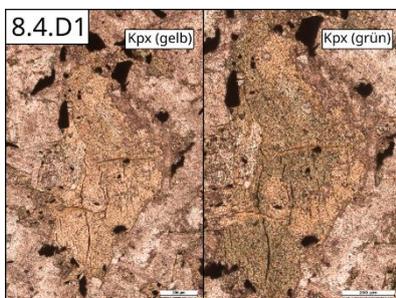


Abbildung 8.4.D1: Klinopyroxen in Metabasis, mit pleochroitischer Gelb- und Grünfärbung.

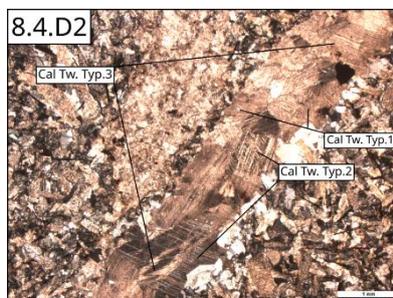


Abbildung 8.4.D2: Cal-Zwillingstypen 1, 2 und 3 in der Karbonatader des Metabasis.

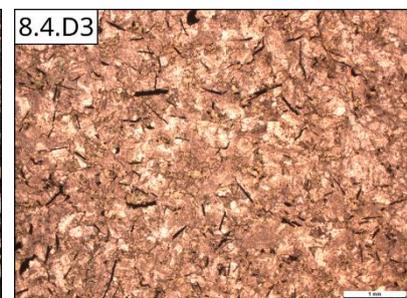


Abbildung 8.4.D3: Ophitisches Gefüge in PNR.22 des Metabasis.

9 Interpretation der Ergebnisse

Die Steinacher Decke (altpaläozoisch) liegt im südlichen Gebiet des GT über der eigentlichen jüngeren Blaser Decke (jurassisch). Diese Gegebenheit kann nur durch folgende tektonische Szenarien erklärt werden:

Szenario 1: Die vorhandene Abfolge wurde durch die Top NW gerichtete, eoalpine Deckenstapelung verursacht, wobei die altpaläozoische SD auf die mesozoische BD aufgeschoben wurde (Oberkreide-Paläozän).

Szenario 2: Die Blaser Decke wurde während der eoalpinen Deckenstapelung über das Brenner Mesozoikum geschoben, welche ihrerseits wiederum später von der Steinacher Decke im Paläogen Top nach N überschoben wurde.

9.1. Beeinflussende Events des Untersuchungsgebiets

Die vier tektonischen Großereignisse, welche die strukturgeologischen und stratigraphischen Gegebenheiten maßgeblich beeinflussen, sind:

- Die präalpinen tektonischen und metamorphen Mechanismen werden im Folgenden mit **D0** beschrieben.
- Die kretazische, eoalpine Orogenese, in der eine WNW- bis NW gerichtete Deckenstapelung auf das zentralalpine Permomesozoikum stattfindet, hier abgekürzt mit **D1**. Diese gibt sich zumeist in Form von W, vergentem Isoklinalfalten im Metamorphen Kalkkomplex und W-E orientierten Streckungslinearen, zu erkennen.
- Auf diese folgte eine SE orientierte eoalpine Abschiebung in der Oberkreide, welche aus der oberkretazischen Extension hervorging, abgekürzt **D2**. Die aus der Extension resultierenden tektonischen Kräfteeinwirkungen bilden die Hauptschieferung, sowie Strukturen von SE gerichteten Streckungslinearen, Schärbändern und Sigmaklasten, welche vermehrt im Hangenden des Brenner Mesozoikums auftreten. Der Abschiebung der BD und SD geht eine Exhumation des metamorphen, hangenden Brenner Mesozoikums einher.
- Im Paläogen entwickeln sich die in den nördlichen Kalkkögeln (nördlich des Stubaitals) dichter auftretenden, tertiären NW-Überschiebungen, hier **D3** genannt. In den südlichen Bereichen der Steinacher Decke kommt es zu entgegenlaufenden SE-Rücküberschiebungen. Innerhalb des Metamorphen Kalkkomplexes entstehen damit einhergehend Harnische und NE orientierte Faltenachsen, spröder Falten.
- Am Übergang des Oligozäns-Miozäns wurde zuletzt durch die E-W gerichtete Extension die Brenner Abschiebung aktiv. Sie streicht nach N-S, fällt nach W und kompensiert mit seinem totalen Versatz von rund 20 km das sich östlich aufwölbende Tauernfenster. Im Dolomit und Kalkmarmor macht sich dieses Ereignis in Form von Zerrspalten und Klüften bemerkbar. Innerhalb des Hangendblocks der Brenner Abschiebung treten dadurch +/- N-S streichende, E-W fallende Abschiebungen auf. Dieses Ereignis wird im Folgetext mit **D4** abgekürzt.

Die Abfolge wurde aus dem Artikel „Geologie und Tektonik westlich des Wipptals“ übernommen (Rockenschaub et al., 2003).

9.2. Das Brenner Mesozoikum

Das tendenziell temperaturbetonte Ötztal-Deckensystem (Oberhänsli, 2004) erreicht während der eoalpinen Metamorphose Bedingungen, die von der Amphibolit- bis zur oberen Grünschieferfazies reichen (Schmid et al., 2004). Das Brenner Mesozoikum welches aus den ehemaligen Karbonatplattformen des adriatischen Kontinentalschelfs besteht, wurde wahrscheinlich im Zuge der, auf die permo-triassische Extension folgenden Subsidenz, in den flachmarinen Becken abgelagert. Innerhalb des Untersuchungsgebiets sind lediglich die hangenden Anteile des BM aufgeschlossen. Die Aufschlüsse, welche von duktilen Kalkmarmoren eingeschuppten Quarzphylliten und Bänderkalkmarmoren repräsentiert werden, zeigen duktile bis spröd-duktilen Beanspruchung. Im Zuge der eoalpinen Deckenstapelung (D1) wurde das BM in seine heutige Position gebracht und der Lagenbau der einst flachmarinen Karbonatplattformen mit seiner heutigen Foliation überprägt. Die Foliation wird von N-S vergentem isoklinalen Tauchfalten überprägt. Diese Vergenz ist höchstwahrscheinlich der NW-N gerichteten Deckenstapelung D1 zuzuschreiben. Die kretazisch metamorphen Spitzenwerte im Bereich der Kontaktzone zwischen dem BM und seinen aufliegenden Lithologien werden von Frank et al. (1987) auf ca. 460 °C geschätzt. Beachtet man hierbei die Temperatur bei der der Dolomit beginnt duktil zu deformieren (Mylonitisierung bei ~500 °C) und jene, die Thöni (1999) im Untersuchungsgebiet für das neoalpine Ereignis ermittelte, so müsste man davon ausgehen, dass der interne Faltenbau des BM eoalpin (D1/D2) gewesen sein muss. Hinsichtlich der passenden Bewegungspläne der Deckenstapelung zur Ausbildung der Faltenvergenz, erscheint mir Franks Schätzung in Fügenschuh et al. (2000) daher zu niedrig.

Die ausgebildeten Lobenstrukturen an den Grenzflächen der Dolomitfazies deuten auf eine Hauptspannungsrichtung normal auf das Linear der Loben hin. Die daraus resultierende NW-SE Hauptspannung lässt sich anhand der tektonischen Vergangenheit (eoalpines Ereignis D1, tertiäres Ereignis D3) sehr gut nachvollziehen.

Die für den Dolomit typische Ausbildung von Kluftsets, wird gegen die hangenden Bereiche innerhalb des BM intensiver. Sie verleihen Diesem eine Art Bruchschieferung, welche sich in parallelen, regelmäßigen Abständen, innerhalb der tendenziell niedrig-mittelgradigen Metasedimente ausbilden. Die Entstehung dürfte der oligozänen-miozänen E-W gerichteten Extension (D4) zuzuschreiben sein, welche das Kluftvolumen in Form von Extensionsklüften stark erhöht. Im Zuge der Extension bilden sich im mittlerweile kühleren, spröderen Milieu NNW-NNE streichende Abschiebungen mit einer Hauptspannung normal auf die Oberfläche, was wiederum die steil stehenden, subparallel zu den Abschiebungen streichenden Kluftschare ausbildet (Abb.7.1.A).

Betrachtet man nun die im hangendsten Bereich auftretenden Faltenstrukturen des MKK, so lässt sich ein Schema zweier Typen erkennen.

Die eher an die Dolomite gebundenen Kalkschiefer in den tieferen Bereichen zeigen sehr flach fallende Isoklinalfalten, welche denen in den Kalkmarmoren stark ähneln. Sie unterscheiden sich jedoch hinsichtlich ihrer

Orientierung. Es ist davon auszugehen, dass die eoalpinen Abschiebungen nach SE für das

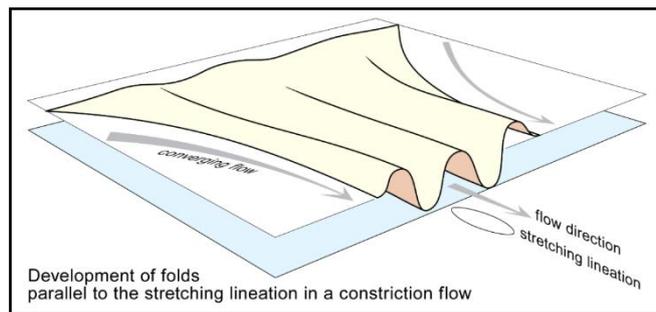


Abbildung 9.2.A: Ausbildung von Faltenachsen parallel zur Streckungsrichtung innerhalb eines konvergenten Fließens (aus Burg, 2018).

Einrotieren der weniger kompetenten, primär gebildeten Falten (im Zuge der Deckenstapelung) innerhalb der Schieferhorizonte, verantwortlich sind (Abb.7.3.D). Deren Faltenachsen rotieren von ihrer ursprünglichen Orientierung (E-W bis NE-SW) nach NW-SE in die Streckungsrichtung ein.

Innerhalb der höher liegenden Phyllite, welche eher an die Bänderkalkmarmore gebunden sind, wird eine neue, offene Falten generation mit steil stehenden FAE und FA parallel zur Streckungsrichtung gebildet (Abb.7.3.E). Hier vermute ich eine, zur eoalpinen Abschiebung (D2) syntektonische Ausbildung, innerhalb eines konvergenten Fließens, wobei sich die Achsen parallel zur Abschiebungsrichtung bildeten (Abb.9.2.A).

Ein weiteres Indiz für die SE gerichtete Abschiebung liefern die ebenfalls zu dieser Lithologie zählenden Chloritphyllite des Profils C. Sie enthalten zentimetergroße Quarzklasten (Abb.7.2.B, C), welche einen Top SE Schersinn signalisieren und wurden wahrscheinlich im Zuge der neoalpinen, retrograden Metamorphose bei rund 300 °C (Zwillingstypen 1, 2) chloritisiert.

Die Bänderkalkmarmore, welche sich an der Grenze zur eingeschuppten Blaser Decke befinden (je nach tektonischer Stellung) zeigen in ihrer mikroskopischen Betrachtung einen Faltenbau (PNR.21), welcher parallel zu jenen vermuteten, großflächigen Falten im Profil A1 und C ist. Die Achsen der flachfallenden FAE tendieren nach NE-SW. Als Ursache für diese Struktur wird die eoalpine SE-gerichtete Abschiebung des Hangenden (D2) entlang des BM, vermutet. Weitere Dünnschliffe zeigen eine SPO, SGR, Drucklösungen und Deformationszwillinge. Nach Dietrich (1983) erreichen diese Bänderkalkalke während der frühalpidischen Metamorphose Temperaturen von 450-490 °C bei >4 kbar Druck.

Auch die bereits erwähnte, in den Phylliten beobachtete Falten generation, konnte 800 m entfernt auf ähnlicher Höhe wiedergefunden werden. Die zuvor erläuterte Erklärung für die Bildung ist aber aufgrund der deutlich höheren Kompetenz der Marmore (im Vgl. zu den Phylliten) unzureichend und kann auf die Beobachtung in dieser Lithologie nicht umgemünzt werden. Eine Alternative für die Ausbildung konnte, aufgrund des Fehlens passend orientierter tektonischer Mechanismen (NE-SW orientierte LT/HP Kompression, aufgrund steil stehender, offener NW-SE streichender Achsenebenen von Falten) bislang nicht gefunden werden.

9.3. Die Blaser Decke

Was sich bei der Blaser Decke im Vergleich zur Steinacher Decke mit Sicherheit sagen lässt, ist, dass diese während der eoalpinen Deckenstapelung (D1) über das BM geschoben wurde. Sie zeigt, wenn überhaupt, nur minimale Metamorphose, was auf eine oberflächennahe Aufschiebung ohne enorme Auflast hindeutet.

Die metamorphen Schieferhorizonte der Kössen-Formation bieten zwischen den kompetenteren Decken einen hervorragenden Gleithorizont, weshalb sich hier der Druck und die Temperatur besser lokalisieren, was wiederum die hohe Diversität der Zwillingstypen im Kalzit (4) erklären würde. Die Temperatur war somit deutlich über 250 °C und es wirkte genug Kraft auf die Basis um die ausgebildeten Zwillinge zu deformieren. Weiters ist ein polyphases Wachstum der Glimmer festzustellen. Es zeigen sich in die Abschiebung rotierte (Top S), ältere, derber aussehende Glimmer und eine optisch jüngere, steiler stehende Generation. Erstere ist wahrscheinlich, wie auch die von Lünsdorf et al. (2012) in der Steinacher Decke beschriebene, variszisch (D0) und orientiert sich entlang der Foliation. Die Jüngere würde im Falle einer syngenetischen Bildung zur Abschiebung wahrscheinlich ein gerichtetes Mineralwachstum zeigen, was hier nicht der Fall ist. Eher wirkt es als wären diese nicht-orientiert in Zwickeln benachbarter Mineralkörner ausgebildet, was eher für ein post-kretazisches Wachstum unter niedrig metamorphen Bedingungen sprechen würde. Sie sind an die dicke Kalzitlage (im Schliff mittig, links) gebunden und wirken, aufgrund der Orientierungslosigkeit, als wären sie in deren Zwickeln post-tektonisch gewachsen. Makroskopisch finden sich SE gerichtete Scherbänder mit antithetischer Bewegungsrichtung, welche ebenfalls der eoalpinen Abschiebung (D2) zuzuschreiben sind.

In den folgenden Lithologien handelt es sich um die Jurakalke der BD, welche mit dem silikatischen Radiolarit eine A-B-C-B-A Abfolge, wie sie bereits Geysant (1973) vermutete, bilden. Diese Abfolge ist entlang des Profils C am besten aufgeschlossen. Vermutet wird dabei eine synforme Antiklinale, mit dem ältesten Radiolarit in der Mitte. Dieser wird nach außen hin von roten (Ammonitico rosso) und grauen Jurakalken umschlossen. Berücksichtigt man das Einfallen der AES unmittelbar über der Hauptabschiebung nach N und das weitere Antreffen bestimmter Lithologien gegen das Hangende, so kommt man zu dem Entschluss, dass die Falte der Klasse 1A (nach Ramsay, 1967) angehört und wir uns im Liegendschenkel dieser befinden (siehe Abb.9.3.A, B).

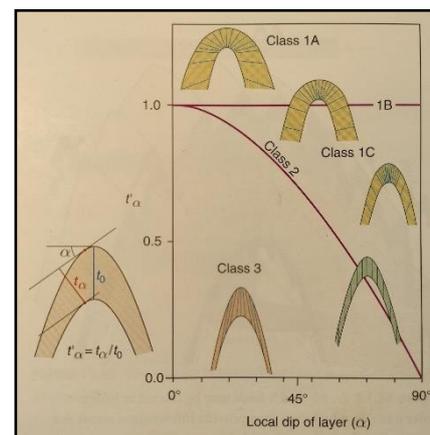


Abbildung 9.3.A: Faltenklassen in Diagramm, in dem die normalisierte Lagendicke gegen den Fallwinkel der gefalteten Fläche geplottet ist. t'_α ist die lokale Lagendicke geteilt durch die Schenkeldicke (Ramday, 1967).

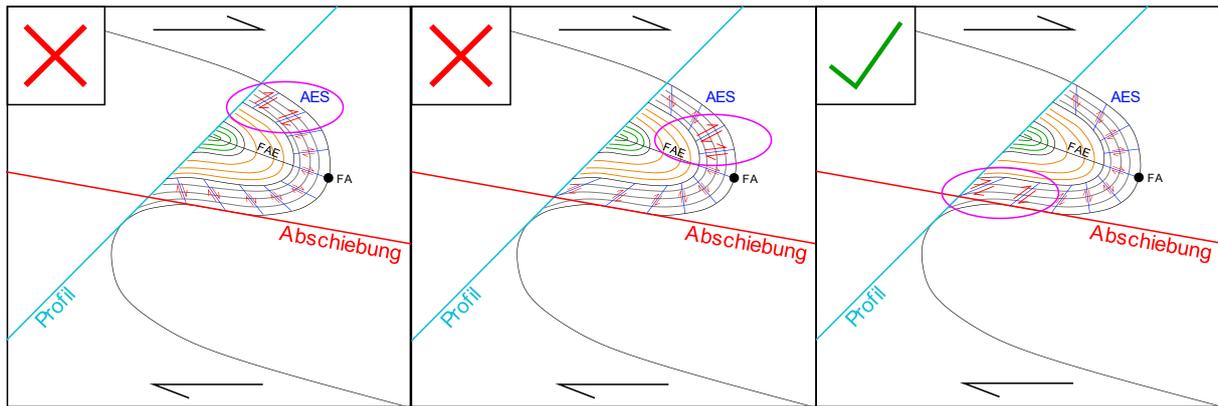


Abbildung 9.3.B: Position der aufgenommenen aufschlagenden Slickensides in unmittelbarer Nähe des Detachements. Wir befinden uns und aufgrund der angetroffenen Lithologien gegen das Hangende und der Orientierung der Fläche im Liegendschenkel der synformen Antiklinale, Faltenklasse 1A.

Die grauen Jurakalke der BD bestehen großteils aus schlammgestützten mikritreichen Karbonaten und weisen sprödetektonische Strukturen auf, wozu Rissbildung und Drucklösungen zählen. Eine Ausnahme in seinem Gefüge stellt das, bereits 1949 von Schmidegg (1949) erwähnte Magnesitvorkommen, das (Abb.8.2.D1). Mit Zwillingstypen 1 und 2 hat aber auch er, wenn überhaupt nur sehr niedrige Metamorphose erfahren ($<300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $<0,5\text{ kbar}$). Die aufgenommenen Top NW Aufschiebungen wären in diesem Fall den paläogenen Überschiebungen und Rücküberschiebungen (D3) zuzuordnen (Abb.7.1.I), während jene Top SSE (Abb.7.1.J) denen der Bewegungsflächen der AES im Liegendschenkel zuzuschreiben sind (Abb.6.1.2.*). Von der Detachment Zone ins Hangende trifft man anschließend auf den Ammonitco rosso, welcher später gegen das Hangende erneut auftritt. Dieser wird von Geysant in das Mittel- bis Oberjura gestellt, was ihn somit jünger als den eingeschlossenen Radiolarit (Kimmerdigium) macht. Bei dieser Lithologie kann man von keiner relevanten Beanspruchung sprechen, da Teile davon (siehe PNR.7) eine Vielzahl gut erhaltener Mikrofossilien wie Gastropoden, Cephalopoden, Echinodermen und Radiolarien beinhalten.

Das Herzstück der Antiklinalen bildet der Radiolarit. Er zeigt spröde, nach Top S versetzte Bruchflächen und Chalcedonbildung aus Opalskeletten der Radiolarien, während der Diagenese. Der Chalcedonbildung folgt die Umwandlung in den kryptokristallinen Quarz (mit steigender Metamorphose). Die Porosität sinkt sukzessive und führt zur Kompaktion. Die Karbonatanteile innerhalb des Schliffs scheinen willkürlich verteilt und nicht an Brüche oder Klüfte gebunden zu sein, was eine syngenetische Bildung vermuten lässt und die, in Kapitel 8 erwähnte Möglichkeit der postgenetischen Versenkung eher ausschließt. Diese Vermutung kann ihrerseits weitergesponnen werden, dass sich die Ablagerung und Diagenese dieser Mikroorganismen oberhalb der CCD abgespielt haben muss, welche damals bei rund 4000 m Tiefe lag (Van Andel, 1975). Die Tatsache, dass diese Radiolarite ihren Ursprung in der ozeanischen Lithosphäre der Adriatischen Platte haben und der zwischenliegende Penninische Ozean zwischen 3000-4000 m Tiefe erreichte (Schuster, 2019), unterstützt diese Vermutung.

In die Zeit der eoalpinen Deckenstapelung (D1), fällt höchst wahrscheinlich auch der tektonische Prozess, welcher die BD südlich des Tals, zwischen das BM (Liegend) und die SD (Hangend) positioniert. Diese ist, trotz enormer tektonischer Kräfte, nur gering metamorph, weshalb man davon ausgehen muss, dass der Prozess unter oberflächennahen Bedingungen vonstattengegangen sein muss (Prey, 1977).

9.4. Die Steinacher Decke

Die Hauptkomponente der SD sind vor allem ihre Quarzglimmerschiefer. Diese zeigen beim Vergleichen ihrer Schriffe von W nach E ein zunehmend duktileres Gefüge. Wie Lünsdorf et al. (2012) bereits analysierte, kann diesbezüglich aufgrund ihres geringen Einflusses nicht die nach W abtauchende Brenner Abschiebung für diesen Übergang verantwortlich sein. Vermutet wird daher, dass es der Auflast der ursprünglich auflagernden Mächtigkeit der Bedeckung im Paläogen zugrunde liegt, welche heute in den niedrigeren Gebieten, in welchem auch die östlichste Probe entnommen wurde, weitgehend erodiert ist. In diesen Glimmerschiefern zeichnet sich anhand der beobachteten Mikrostrukturen (Sigmaklasten, SC-fabric, BLG, SGR) ein Top SW-SE Schersinn und Temperaturen von 300-500 °C ab, was mit hoher Wahrscheinlichkeit D2 zuzuordnen wäre.

Entlang der Teildeckengrenze konnten quarzreiche Phyllonite beobachtet werden. Dieser Begriff ist hinsichtlich seiner Definition umstritten und breit gefächert. Meistens treten sie in Verbindung mit Diaphthorese (heute: Retromorphose) auf, welche oft an tektonischen Bewegungshorizonten lokalisiert ist. Durch Wasserlösungs-Zufuhr kommt es zur Bildung niedriggradiger Mineralparagenesen (darunter Glimmerminerale), wobei oft Relikte der vergangenen (höheren) Metamorphose erhalten bleiben. Die glimmerreichen und phyllitähnlichen Mylonite unterliegen aufgrund ihrer Lokalisierung meistens starker Deformation (Fettes et al., 2007; Winter, 2010), was ihnen ihre Schieferung verleiht. So können aus Gneisen beispielsweise Phyllonite entstehen. Aufgrund der ähnlichen Paragenese wird hierbei ein Relikt der auftretenden Orthogneis-Lithologien (in verhältnismäßig hoher Lage) vermutet, welches aufgrund der Nähe zur Teildeckengrenze eine Scherung erfuhr.

Die Paragneisprobe der GD zeigt ein equigranulares Quarzgefüge mit eingelagerten Hellglimmern und vereinzelt größeren hypidiomorphen Feldspatkörnern, was bei der Feldspatplastizität eine Temperatur von knapp 450 °C bedeuten würde. Rockenschaub et al. (2003) beschreibt die Para- und Orthogneise als kühl deformiert, weshalb ich davon ausgehe, dass die alpidische Orogenese nicht für deren Bildung, wohl aber für deren tektonischer Stellung verantwortlich ist, und sie in deren heutige Lage gebracht haben könnte. Da Para-/ Orthogneise zumeist aus regionalmetamorphen Subduktionsprozessen hervorgehen liegt die Vermutung nahe, dass diese im Zuge der variszischen Kontinent-Kontinent-Kollision (aufgrund des altpaläozoischen Alters der SD wahrscheinlicher) oder der jurassischen Ozean-Subduktion gebildet wurden (D0).

Die untersuchten Metabasite wurden retrograd überprägt, was ihnen ihre grüne Färbung durch Chloritisierung verleiht. Zieht man Lünsdorfs Studie (2012) in Betracht, so müsste diese bei ermittelten Maximaltemperaturen von 350 °C präalpin sein (D0). Das ursprüngliche ophitische Gefüge, welches für basaltische Ergussgesteine typisch ist, ist nach wie vor erhalten. Die wahrscheinlich ebenfalls retrograd metamorphen Amphibolite, sind hinsichtlich ihrer Verteilung an die chloritisierten Metabasite gekoppelt, weshalb ihnen eine ähnliche tektonische und metamorphe Vergangenheit zuzuschreiben ist. Diese Aspekte lassen als einzigen Grund für die differenzierten Lithologien die Zusammensetzung der Protolithen zu. Nimmt man nun an, dass die beiden Lithologien einer zeitgleichen retrograden Metamorphose, welche die Amphibolit- und die Grünschieferfazies durchläuft zu Grunde liegen, so wäre weniger eine druck-, sondern eher eine temperaturbetonte Vorgeschichte realistisch. Diese Schlussfolgerung bringt mich zu der Annahme, dass die protolithischen Intrusiva der permotriassischen Extension (Aufstieg von Basaltschmelzen durch lithosphärische Ausdünnung) zu verdanken sind (D0).

Das Karbon hat hinsichtlich der Temperaturen die höchste Metamorphose erfahren, welche aber der post-variszischen (D0) und nicht der alpidischen Orogenese zuzuschreiben ist, da das Karbon nicht in diesen Graden erfasst wurde (Lünsdorf et al., 2012). Zeugen dieser post-variszischen Einflüsse sind GBM und die Bildung von Myrmekit, welcher meist metasomatisch durch heiße Fluide innerhalb von Graniten gebildet wird. Fragmente dieser Granite bauen die heutigen Konglomerate mit auf.

Ganzheitlich betrachtet lassen sich innerhalb der SD Top SE Abschiebungen und zwei Generationen von Faltenachsen feststellen. Erstmals wurden diese von Fuchs (1939) erwähnt und später von Schmidegg (1949) weiterverfolgt und genauer aufgenommen. Im Vergleich zu Fuchs sieht Schmidegg den Übergang der Achsenorientierungen nicht so scharf, wo er Fuchs aber recht gibt ist, dass sehr wohl die NE-SW orientierten an die höheren Lagen (>1900 m) gebunden sind. Was Schmidegg damals aber falsch interpretierte war die Grenze zwischen den Teildecken. Er stellt das Karbon und den unterlagernden Phyllit in die untere Teildecke und die im Südhang anzutreffenden Grünschiefer und Phyllite in die Obere. Heute wird davon ausgegangen, dass das Karbon als hangendste Scholle auf der OD aufliegt (Rockenschaub et al., 2003; Lünsdorf et al., 2012). Die von den beiden Kollegen erwähnten FA-Generationen, spiegelten sich auch größtenteils in meinen Messungen wider (Abb.9.4.A).

Die ältere der beiden FA-Generationen bildet jene, die NW-SE orientiert ist. Die Wahrscheinlichkeit, dass sie klassisch durch eine NO-Bewegungsrichtung entstanden ist, ist hierbei eher gering, da bislang kein tektonisches Event mit einer passenden Bewegungsrichtung bekannt ist. Viel mehr könnte es sich um eine Einrotation der FA in die Bewegungsrichtung der eoalpinen Top SE Abschiebung (D2) handeln. Das Ausbilden von FA subparallel zu ihrer Streckungsrichtung ist weniger typisch, jedoch keine Seltenheit.

Ursache für dieses geometrische Zusammenspiel sind zumeist „high-strain Zonen“, welche beispielsweise gekrümmte Scharniere (siehe sheath folds) ausbilden können. Weitere Ursachen wären eine beteiligte strike-slip Komponente, Faltenbildung entlang stark elongierten kompetenteren Linsen, vertikale Lagerung in einer horizontalen Scherzone, welche pure- oder simple-shear unterliegt oder das Einrotieren der Falte als Ganzes (Fossen, 2016). Die Plan 1 Achsen finden sich sowohl am Nordhang des GT, als auch im S in allen Höhen der SD, in Form von Transporten, Umfaltungen und Einschichtungen (Schmidegg, 1949). Dieser Bewegungsplan 1 weist im Vergleich zum Jüngeren (Plan 2, NE-SW) deutlich geringere Schwankungen im Trend der Achsen auf. Auf die Top SE Abschiebung der Blaser Decke im Zuge der spätkretazischen Extension (Lünsdorf et al., 2012) folgen NW- und SE gerichtete Überschiebungen und Rücküberschiebungen (D3). Diese überprägen den älteren, duktil-spröden Faltenbau mit NE orientierten Achsen im spröden Milieu (Rockenschaub et al., 2003). Schmidegg sprach damals bereits eher von einer Überprägung des präexistenten Baus. Die Ausbildung dieser zweiten, jüngeren FA-Generation beschränkte sich auf die höheren Lagen der OD (80 % >1900 m) und fand dementsprechend unter geringerer Auflast statt. Die geringeren metamorphen Bedingungen (im Vergleich zu Plan 1) würden auch die steiler stehenden Falten (im Gegensatz zu den Tauchfalten im BM und MKK) erklären. Die Überprägung des Plan 1 vom Plan 2 beobachtete ich nicht nur in den hohen Lagen, sondern vereinzelt auch in den Tieferen (Abb.9.4.A im Bereich des Mulischrofens bei ca. 1600 m). Umgekehrt finden sich innerhalb der tendenziell starren Konglomerate und Sandsteine keine Achsen nach Plan 1. Die Graphitphyllite des Karbons führen diese vereinzelt (weil geringere Kompetenz), werden aber von denen des Plan 2 dominiert. Diese Beobachtung brachte ihn zur Annahme, dass die Karbonplatte schon während des Bewegungsplans 1 in ihrer heutigen Position gewesen sein muss (Schmidegg, 1949). Die Schwankung hinsichtlich der Orientierung ist in der Generation 2 wesentlich höher. Schmidegg sieht die Ursache entweder in verschiedenen Bewegungsplänen, die sich überlagern oder in einem sich zeitlich ändernden Bewegungsplan. Ersteres Szenario klingt für mich, aufgrund des von ihm erwähnten Zerbrechens des Karbons in Schollen, welche sich anschließend in abweichende Richtungen bewegen hätten können, wahrscheinlicher.

Bewegungspläne der Faltenachsen modifiziert nach Schmidegg 1949

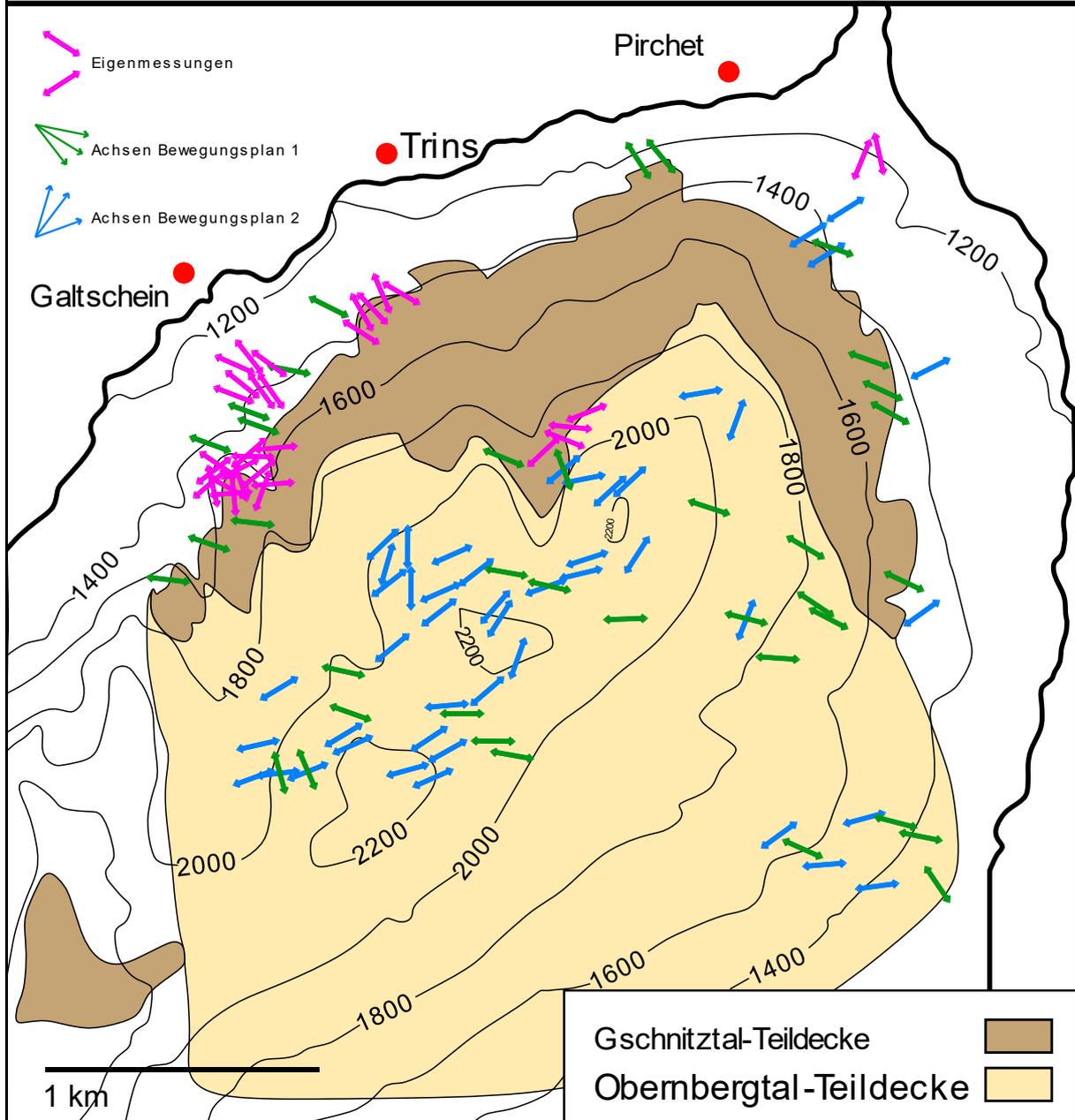


Abbildung 9.4.A: Verteilung der FA-Generationen 1 (grün), 2 (blau) innerhalb der SD (modifiziert nach Schmidegg, 1949) und jene die bei der Geländeuntersuchung selbst aufgenommen wurden (rosa).

10 Conclusio, Die Entwicklung eines Geodynamischen Modells

Im Folgenden werde ich versuchen die geologische Vergangenheit der lokalen Decken auf das Wesentlichste herunterzubrechen, diese simpel und prägnant zu rekapitulieren und in ein geodynamisches Modell mit seinen Deformationsphasen einzubinden.

Die Ablagerung der ehemaligen Karbonatplattformen des adriatischen Kontinentalschelfs fand im Zuge der Subsidenz **(D0)** statt, welche der permo-triassischen Extension folgte und baut das heutige metamorphe Brenner Mesozoikum auf.

Die NW orientierte eoalpine Deckenstapelung **(D1)** überprägt den ehemals vorhandenen Lagenbau mit einer Foliation und bildet in späterer Folge, während ihrer amphibolitfaziellen Bedingungen (bei Temperaturen >500 °C) die duktilen N-S bis NW-SE vergenteten Falten aus. Zeitgleich in oberflächennäheren Lagen wird nun ein Teil der überlagernden Blaser Decke (von jurassischen Sedimenten aufgebaut) zwischen die aufschiebende, altpaläozoische Steinacher Decke und dem unterliegenden Brenner Mesozoikum, eingeschuppt. Der andere Deckenteil wird von der Steinacher Decke huckepack auf das Brenner Mesozoikum aufgeschoben.

Was nun folgt, ist eine oberkretazische Abschiebung. Wie bereits im Kapitel 9 erwähnt, wird unmittelbar über der Hauptabschiebung der Liegendschenkel einer großräumigen, antiklinalen Synform vermutet. Aufgrund ihrer Position unmittelbar über der Hauptabschiebung wird eine Schleppefalte, welche sich syntektonisch zur SE-Abschiebung **(D2)** bildet, in Betracht gezogen. Der unter dem Detachment beheimatete MKK zeigt hinsichtlich seiner mikroskopisch ausgebildeten Falten, ähnliche Orientierungen. Die geringe Metamorphose der zwischenliegenden Blaser Decke (undeformierte Fossilien im Ammonitico rosso) lässt eine oberflächennahe Bildung vermuten. Diese oberkretazische Abschiebung ist weiters für die vorgefundenen Top SE orientierten Sigmaklasten, das Einrotieren der sich innerhalb des BM und der unteren SD befindenden Glimmerschiefer FA, das Ausbilden der offenen, senkrecht stehenden Quarzphyllit FA und die Top SE abschiebenden Harnische innerhalb der SD, verantwortlich.

Im Zuge des Paläozäns-Eozäns wurden die Relikte der Blaser Decke am Rücken der Steinacher Decke erodiert und es kommt in späterer Folge zu tektonischen Überschiebungen und Rücküberschiebungen **(D3)**. Sie bilden die, ganz im W des Gebiets vorgefundenen SE fallenden Aufschiebungen und die zweite Generation der FA (NE-SW verlaufend, steiler und spröde) im tendenziell Hangenden des Gebiets.

Zuletzt, im Oligozän-Miozän findet die E-W orientierte Extension statt **(D4)**, welche für das Ausbilden E- und W gerichteter Abschiebungen, wie zum Beispiel der Silltal- und Brenner Störung, verantwortlich

ist. Sie sorgt weiters für die Kleinstrukturen, welche zur Erhöhung des Kluftvolumens innerhalb der Kalkmarmore des Brenner Mesozoikums wesentlich beitragen (Stichwort: Extensions-Klüfte).

Hinsichtlich meiner Schlussfolgerung würde ich schließlich dem Szenario 1 eine höhere Wahrscheinlichkeit zurechnen, da es ermöglicht sowohl die Chronologie vorgefundener Strukturen, als auch die stratigraphischen Positionen der Decken miteinander in einen Konsens zu bringen.

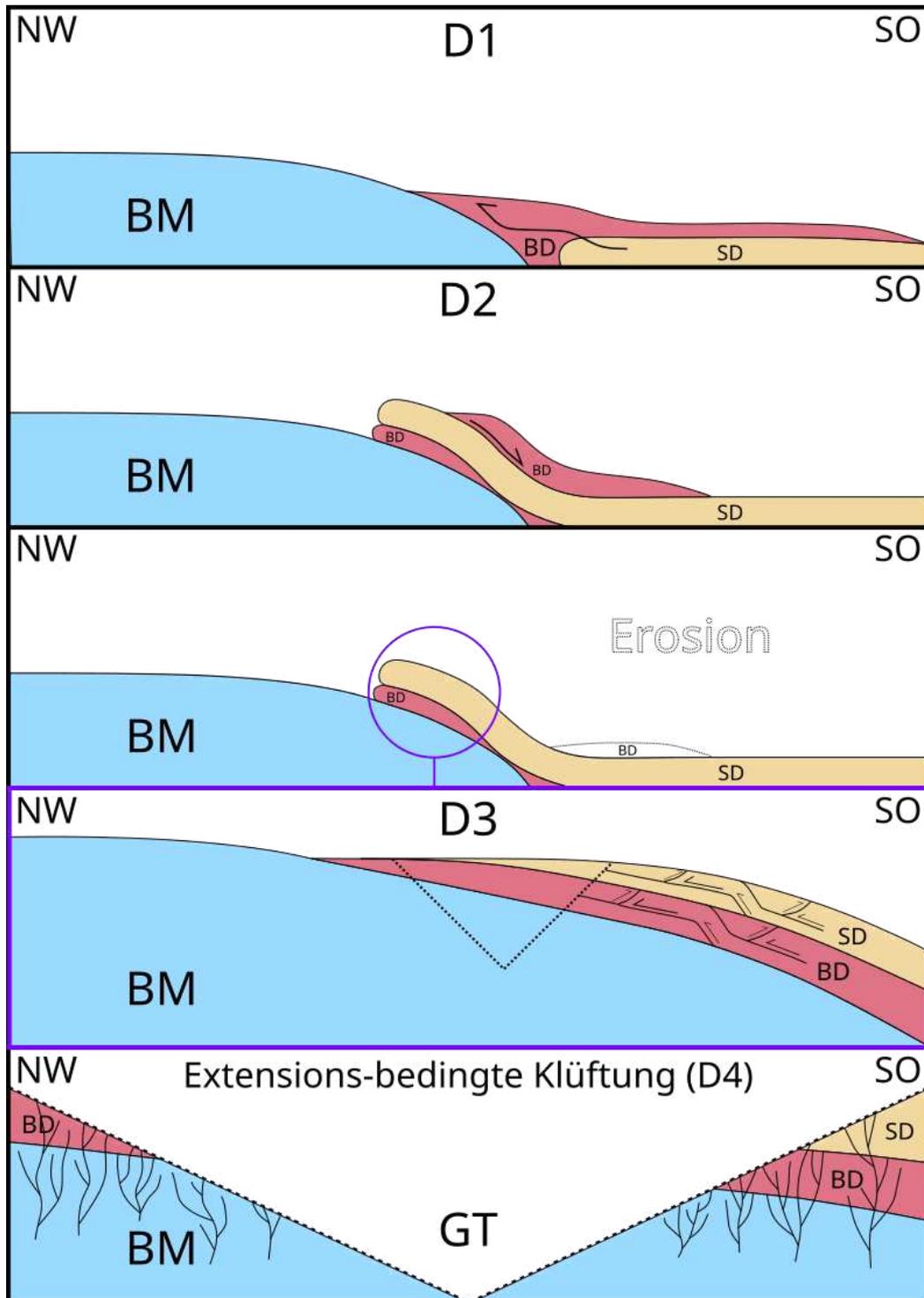


Abbildung 10.A: Chronologische Darstellung der tektonischen Mechanismen, welche das Untersuchungsgebiet hinsichtlich seiner Strukturen und Metamorphosen beeinflussten.

Literaturverzeichnis

- Afanasieva, M. S. & Amon, E. O. (2014). Fossilization of radiolarian skeletons. *Paleontological Journal*, 48(14), 1487–1501. <https://doi.org/10.1134/s0031030114140032>.
- Barker, C. E. & Pawlewicz, M. (1986). The Correlation of Vitrinite Reflectance with Maximum Temperature in Humic Organic Matter. *Lecture Notes in Earth sciences*, 5. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 79-93.
- Basic Geology. (1982). In *Developments in Petroleum Science* (5-50). Elsevier BV. [https://doi.org/10.1016/s0376-7361\(08\)70335-2](https://doi.org/10.1016/s0376-7361(08)70335-2).
- Brack, P. (1981). Structures in the Southwestern Border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy). *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*. 61. 37-50.
- Burg, J. (2018). Script to Structural Geology. Lectures 651-3422-00L and 651-3422-00V. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000279493>.
- Chowanetz, E. (1990). Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) - Argumente für eine altpaläozoische Anatexis (Doctoral dissertation. Diplomarbeit. Universität Wien).
- Collins, L. G. & Collins, J. B. (2013). K-, Na-, and Ca-metasomatism—characteristics of replacement textures associated with feldspars and ferromagnesian silicates and the formation of coexisting rim, wartlike, or ghost myrmekite. ISSN 15265757. Electronic Internet Publication: <http://www.csun.edu/~vcgeo005.Nr56Metaso.pdf>.
- Dal Piaz, Giorgio. (1999). The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Mem. Sci. Geol.* 51. 155-176.
- Dietrich, H. (1983). Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). *TMPM Tschermarks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 31(3-4). 235-257.
- Dunham, R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: *Classification of Carbonate Rocks - A Symposium*, ed. by Ham, W. E. AAPG Memoir 1. AAPG (American Association of Petroleum Geologists). pp. 108-121. Tulsa.
- Egger, H., Krenmayr, H.G., Mandl, G.W., Matura, A., Nowotny, A., Pascher G., Pestal, G., Pistotnik, J., Rockenschaub, M. & Schnabel, W. (1999). *Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich*. Geol. B.A.
- Faupl, P. & Wagreich, M. (1996). Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian - Eocene, Eastern Alps). - In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Special Publ. 5. 127-135. London.
- Faupl, P. & Wagreich, M. (2000). Late Jurassic to Eocene Paläogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*. 92 (1999). 79-94. Wien.
- Ferrill, D. A., Morris, A. H., Evans, M. I., Burkhard, M., Groshong, R. H. & Onasch, C. M. (2004). Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*. 26(8). 1521-1529. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.028>.
- Fettes, D. & Desmons, J. (2007). *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*.
- Mathieu, L. (2018). Quantifying Hydrothermal Alteration: A Review of Methods. *Geosciences*, 8(7). 245. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070245>.
- Folk, R. L. (1959). Practical Petrographic Classification of Limestones. *AAPG Bulletin*. 43. <https://doi.org/10.1306/0bda5c36-16bd-11d7-8645000102c1865d>.
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Frank, W. (1987). Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: Flügel, H. W. and Faupl, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Vienna, Deuticke., pp. 379—406. Vienna.

- 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(9), 1120-1133. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108).
- Froitzheim, N., Plašienka, D. & Schuster, R. (2008). Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In *The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (1141-1232)*. <https://doi.org/10.1144/cev2p.6>.
- Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994). Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclae Geologicae Helvetiae*, 87(2). 559-612. <https://usiena-air.unisi.it/handle/11365/23734>.
- Fügenschuh, B., Mancktelow, N. S. & Seward, D. (2000). Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Ötztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. *Tectonics*, 19(5). 905-918. <https://doi.org/10.1029/2000tc900014>.
- Fügenschuh, B., Seward, D. & Mancktelow, N. S. (1997). Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. *Terra Nova*. 9(5). 213-217. Oxford. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-33.x>.
- Geysant, J. (1973). A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures austro-alpines et des Alpes méridionales. *Geologie alpine*. 49. 41-50.
- Grasemann, B., Wiesmayr, G., Draganits, E. & Füsseis, F. (2004). Classification of Refold Structures. *The Journal of Geology*. 112(1). 119-125. <https://doi.org/10.1086/379696>.
- Grauert, B. (1981). Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Fortschr. Miner.* 59/1. 54-56. Stuttgart.
- Handler, R., Dallmeyer, R. D. & Neubauer, F. (1997). 40 Ar/39 Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. *Geologische Rundschau*. 86. 69-80.
- Hoinkes, G. (1973). Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. *TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 20(3). 225-239.
- Hoinkes, G., Purtscheller, F., Tessadri, R. (1982). Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 12.
- Hoinkes, G., Thöni, M., Lichem, C., Bernhard, F., Kaindl, R., Schweigl, J. & Cosca, M. (1997). Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77. 299-314.
- Janák, M., Froitzheim, N., Luptak, B., Vrabec, M. & Ravna, E. J. K. (2004). First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. *Tectonics*. 23(5). TC5014. Washington. <https://doi.org/10.1029/2004tc001641>.
- Kapferer, N. & Tropper, P. (2005): The metamorphic evolution of variscan eclogites from the northern Ötztal Complex (Tirol, Eastern Alps). - *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*. 150. 63.
- Kerner, F. (1897). Die Carbonflora des Steichaerjoches. - *Jb. k. k. Geol. R.A.* 47. 365-386, Wien.
- Krainer, K. (1985). Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen und des Karwendel. *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.A.* 6. 129-142.
- Krainer, K. (1990). Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke ("Karbon des Nöblacher Joches", Tirol). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*. 36. 87-99.
- Krainer, K. (1992). Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. *Jahrbuch der Geol. B.A.* 135. 99-193.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013). Two plates—many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*. 24(1). 298-329.

- Kübler H. & Müller W. E. (1962). Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol). *Jbrb. Geol. Reichs-Anst.* 105. 173-242.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C. & Goffe, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*. 22. 354-360.
- Linzer, H., Decker, K., Peresson, H., Dell'mour, R. W. & Frisch, W. (2002). Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*. 354(3-4). 211-237. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(02\)00337-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(02)00337-2).
- Lünsdorf, N., Dunkl, I., Schmidt, B. C., Rantitsch, G. & von Eynatten, H. (2012). The thermal history of the Steinach Nappe (eastern alps) during extension along the Brenner Normal Fault System indicated by organic maturation and zircon (U-TH)/HE thermochronology. *Austrian Journal of Earth Sciences*. 105(3).
- Luth, S. W. & Willingshofer, E. (2008). Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps. *Swiss Journal of Geosciences*. 101. 207-223. Heidelberg.
- Mathieu, L. (2018). Quantifying Hydrothermal Alteration: A Review of Methods. *Geosciences*, 8(7). 245. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070245>.
- Miller, C. & Thöni, M. (1995). Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm/Nd vs. Rb/Sr isotope systematics. *Chemical Geology*. 122(1-4). 199-225. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00033-i](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00033-i).
- Miller, C. & Thöni, M. (1997). Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. *Chemical Geology*. 137(3-4). 283-310. Amsterdam.
- Miller, C., Thöni, M., Konzett, J., Kurz, W. & Schuster, R. (2005). Eclogites from the Koralpe and Saualpe Type-Localities, Eastern Alps, Austria. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*. 150., 227-263. Wien.
- Mutschlechner, G. (1957). Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal. *Tiroler Landesmuseum Ferdandeum*.
- Nowotny, A. & Rockenschaub, M. (1995). Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner. *Jahrbuch der Geol. B.A.* 139. 346-348. Wien.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Engi, M., Goffe, B., Gosso, G., Handy, M., Koller, F., Lardeaux, J.M., Polino, R., Rossi, P., Schuster, R., Schwartz, S., Spalla, I.E., Agard, P., Babist, J., Berger, A., Bertle, R., Bucher, S., Burr i, T., Heitzmann, P., Hoinkes, G., Jolivet, L., Keller, L., Linner, M., Lombardo, B., Martinotti, G., Michard, A., Pestal, G., Proyer, A., Rantitsch, G., Rosenberg, C., Schramm, J., Sölvä, H., Thöni, M. & Zucali, M. (2004): *Metamorphic structure of the Alps 1:1.000.000*. CGMW. Paris.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Prey, S. (1977). Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). Heft 3: 337-347. - *Verh. Geol. B.A. Wien*.
- Purtscheller, F. (1978). *Sammlung geologischer Führer Nr. 53. Ötztaler und Stubai Alpen*.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Companies.
- Rantitsch, G. & Russegger, B. (2000). Thrust-Related Very Low Grade Metamorphism within The Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). *Jahrbuch der Geol. B.A.* 142. 219-225. Wien.
- Raumer, J. F., Bussy, F., Schaltegger, U., Schulz, B. & Stampfli, G. M. (2013). Pre-Mesozoic Alpine basements - Their place in the European Paleozoic framework. *Geological Society of America Bulletin*. 125(1-2). 89-108. <https://doi.org/10.1130/b30654.1>.
- Reiser, M., Rantitsch, G., Scheiber, T., Frank, W., Rockenschaub, M. (2019). Tektonisches Modell der östlichen Stubai Alpen (Oberostalpin; Ötztal- und Steinach-Decken). *Arbeitstagung der Geol. B.A. Murau*.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., & Cobbold, P. (1991). Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10(2). 245-256. <https://doi.org/10.1029/90TC02622>.

- Reiter, F., Freudenthaler, C., Hausmann, H., Ortner, H. M., Lenhardt, W. & Brandner, R. (2018). Active Seismotectonic Deformation in Front of the Dolomites Indenter, Eastern Alps. *Tectonics*. 37(12). 4625-4654. Wien. <https://doi.org/10.1029/2017tc004867>.
- Rockenschaub, M., Brandner, R., Decker, K., Priewalder, H. & Reiter, F. (2003). Geologie und Tektonik westlich des Wipptales. Arbeitstagung. 79-94.
- Rockenschaub, M., Kohlenprat, B. & Frank, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) - New geochronological implications. - *Tübinger Geowiss. Arbeiten. Serie A. Vol. 52*. 118-119. Tübingen.
- Rockenschaub, M., Kolenprat, B. & Frank, W. (2003). Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum. Arbeitstagung Geol. B.A. 2003. 117-124.
- Rockenschaub, M. & Nowotny, A. (2009). Geologische Karte der Republik Österreich 1:500000, Blatt 148 Brenner. Geol. B.A.
- Rosenberg, C. and Garcia, S. (2011). Estimating displacement along the Brenner Fault and orogen-parallel extension in the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences* 1-17.
- Scharf, A., Handy, M.R., Favaro, S., Schmid, S.M. & Bertrand, A. (2013a). Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation of thickening orogenic crust in response to microplate indentation and slab roll-back (Tauern Window, Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*. 102(6). 1627-1654. <https://doi:10.1007/s00531-013-0894-4>.
- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004b). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Ecolgae Geologicae Helvetiae*. 97(1). 93-117. Basel. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>.
- Schmid, S. M., Scharf, A., Handy, M. R. & Rosenberg, C. L. (2013). The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss Journal of Geosciences*. 106(1). 1-32. Heidelberg.
- Schmidegg, O. (1949). Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brenner-Gebiet). Veröffentlichung des Museum Ferdinandeum Innsbruck. 26. 29.
- Schulz, O. & Fuchs, H. W. (1991). Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. *Archiv für Lagerstättenforschung der Geol. B.A.* 13. 123-213.
- Schuster, R. (1994). Die Alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. Diplomarbeit. Universität Wien. 1-120. (2015). Zur Geologie der Ostalpen. - *Abhandlungen der Geol. B.A.* 64. 143-165.
- Schuster, R. (2019). *Rocky Austria: Geologie von Österreich - kurz und bunt*.
- Schuster, R., Kurz, W., Krenn, K. & Fritz, H. (2013). Introduction to the Geology of the Eastern Alps. *Berichte der Geol. B.A.* 99. 121-133. Wien.
- Schuster, R. & Stüwe, K. (2008). Permian metamorphic event in the Alps. *Geology*. 36(8). 603-606. Washington D.C. <https://doi.org/10.1130/g24703a.1>.
- Sebastian, U. (2014). *Gesteinskunde: Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender*. Springer-Verlag.
- Stüwe, K. & Schuster, R. (2010). Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? *Geology*. 38(2). 175-178. Washington D.C. <https://doi.org/10.1130/g30528.1>.
- Thöni, M. (1999). A review of geochronological data from the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 79(1). 209-230. Zürich.
- Thöni, M. (2006). Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review. *Mineralogy and Petrology*. 88(1-2). 123-148. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0153-5>.
- Thöni, M. & Miller, C. (1996). Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. *Journal of Metamorphic Geology*. 14(4). 453-466. Oxford. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.05995.x>.
- Tollmann, A. (1963). *Ostalpensynthese*. - 256 S. Wien (Deuticke).

- Tropper, P. & Hoinkes, G. (1996). Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. *Mineralogy and Petrology*. 58(3-4). 145-170. Wien.
- Van Andel, T. H. (1975). Mesozoic/cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. 26(2). 187-194. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90086-2](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90086-2).
- Winter, J. D. (2010). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Prentice Hall.
- Veltman, Ch. (1986) Zur Polymetamorphose pelitischer Gesteine im Ötztal-Stubai Altkristallin. Ph.D Thesis. Universität Innsbruck.
- Villa, I. M., Hermann, J., Müntener, O. & Trommsdorff, V. (2000). ³⁹Ar–⁴⁰Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 140(3). 363-381. <https://doi.org/10.1007/s004100000197>.
- WHM, N. (1979). A. Tollmann 1977. *Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen*. - 766 S. *Geological Magazine*. 116(2). 158-159. Wien (Deuticke). <https://doi.org/10.1017/s0016756800042655>.
- Woodcock, N. (2008). R. J. Twiss & E. M. Moores 2007. *Structural Geology*. 2nd ed. xvi + 736 pp. New York: W. H. Freeman. *Geological Magazine*. 145(5). 749. <https://doi.org/10.1017/s0016756808004627>.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 21.2.A: Geographische Lage des Untersuchungsgebiets von groß (Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich, Geologische Bundesanstalt, 1999) nach mittel (Reiser et al., 2019), nach klein (Geologische Karte der Republik Österreich 1:500000, Blatt 148 Brenner, Geologische Bundesanstalt, 2009).....5

Abbildung 2.3.A: Verbreitung der genannten alpidischen Mineralzonierungen und Glimmer-Abkühlalter. Weiters enthalten: die variszischen Zonierungen. Nach Hoinkes et al. (1982). Ausschnitt: geol. Übersichtskarte Österreich, GBA, Wien (1999)...10

Abbildung 5.1.A: Mit Qgis digitalisierte geologische Karte des Untersuchungsgebiets modifiziert nach M. Rockenschaub (1990-2007). in dieser Karte sind lediglich großgeologische Strukturen (siehe Legende) und die, zu Decken zusammengefassten Lithologien. Für nähere Details: siehe Kapitel 6: Strukturgeologische Analyse.24

Abbildung 5.1.B: Digitalisiertes Höhenmodell des kartierten Gebiets, mit der geologischen Karte als topographische Maske. Das Höhenmodell wurde mit dem Qgis plugin „Qgis2threejs“ erstellt und exportiert.25

Abbildung 5.2.A: Fotos der dominanten Lithologien in den örtlichen Decken des BM und des MKK. A. Rekrystallisierter milchig gelber Dolomit der Wetterstein-Formation (N47.06160191, O11.39859294). B. Schwarzer Tonschiefer des Raibler Bandes aus dem Hangendschutt (N47.06156226, O11.39858745). C. Rekrystallisierter graublauer oberer Dolomit der Hauptdolomit-Formation (47.08323644, 11.46127002). D. Mylonitischer, stark rekrystallisierter, gebänderter Kalkmarmor der Hauptdolomit-Formation (N47.06350061, O11.40118427). E. Dunkler feinkörniger Kalkschiefer in den höheren Lagen des BM (N47.06325615, O11.40470042). F. Kalkschiefer mit chloritischer Komponente (grün) (N47.06486918, O11.40382778).30

Abbildung 5.2.B: Fotos der dominanten Lithologien des MKK und der BD. G. Dunkelgrauer Bänderkalk von Kalzit- und Quarzäderchen durchzogen (N47.06426566, O11.40227707). H. Gebankte Bänderkalke bei Profil A0, in der Nähe der Talmündung (N47.07701069, O11.46349331). I. Sprödtectonisch beanspruchte und geklüftete hellgraue Kalke der BD (N47.08003032, O11.45427857). J. Scheinbare SC-fabrics innerhalb der Kalke der BD in der auftretenden Linse entlang des Profils A (N47.0760028, O11.4359135). K. Rote, stark verwitterte und zerklüftete Radiolaritbänke entlang Profil C (N47.05461136, O11.40433888). L. Direkter Vergleich der Handstücke des Roten Jura (Knollenkalke der Ammonitco rosso Formation im Oberjura, hellrot, links) und des Radiolarits (Mittel-Oberjura, dunkelrot, rechts) (N47.06323919, O11.40500419).31

Abbildung 5.2.C: Fotos der dominanten Lithologien der SD. M. Dunkelgrauer, tendenziell grobkristallinerer Glimmerschiefer an der Basis der SD (oben) und hellerer, von Quarzfasern durchzogener Paragneis der SD (unten) (N47.07121517, O11.43118969). N. Basisnaher quarzreicher Glimmerschiefer mit millimetergroßen Hellglimmern (N47.07371514, O11.42805431). O. Quarzglimmerschiefer aus dem oberen Bereich der GD. Zu beachten sind die zentimetergroßen Quarzpebbles und das Schrumpfen der Glimmer ins Hangende, welche nicht mehr mit freiem Auge sichtbar sind (N47.07389553, O11.44635576). P. Stark verwitterte, massige Orthogneis-Linse, welche immer wieder in den bewaldeten Gebieten, innerhalb der GD, auftauchen (N47.06996591, O11.42528025). Q. Hellere, weniger stark verwitterte Eisendolomitbank zwischen Profil A und B auf rund 1400 m Höhe, in unmittelbarer Überschiebungsnähe (N47.07486761, O11.42482927). R. Direkter Vergleich der Eisendolomite auf 1900 m Höhe. Man beachte die dunklere Färbung und starke Zerklüftung (N47.06593110, O11.44570936).....32

Abbildung 6.1.A: Legende zu den Lithologien der 4 Querschnittsprofile, gegliedert in ihre Decken und Teildecken (übernommen aus dem Kartenblatt 148 Brenner der Geologischen Bundesanstalt).33

Abbildung 6.1.B: Querschnittsprofil A0 vom Gipfel des Blaser NNW hin zum Nösslachjoch der SD SSO mit den Störungen in Schwarz (unterbrochen = vermutet), den Bewegungshorizonten in Rot (dünne Linie) und den Deckengrenzen in Rot (dicke Linie). Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Faltenstrukturen innerhalb des MKK's, welche mit ihren Achsen passend nach SW, bzw. vereinzelt leicht nach WNW rotieren, zu richten.....34

Abbildung 6.1.B1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A0. Die Orientierungen zeigen, dass die Lithologien deutlich eine Tendenz nach S aufweisen, wobei die des BM von SO nach SW variieren. Der auflagernde Bänderkalk zeigt eine starke Tendenz nach W, während die Eisendolomite im Hangenden nach SO einfallen. ...34

Abbildung 6.1.B2: Stereoplot der Lineationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A0. Die Messungen zeigen, hier eine deutliche NW-SO Orientierung, welche mit der Abschiebungsrichtung nach SO in Zusammenhang stehen.....34

Abbildung 6.1.C: Querschnittsprofil A vom Gipfel des Sonnensteins NW hin zum Nösslachjoch der SD SO mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Faltenstrukturen innerhalb der BD zu richten.36

| | |
|---|----|
| Abbildung 6.1.C1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A. Die Orientierungen zeigen, dass die Lithologien des Glimmerschiefers deutlich eine Tendenz nach SO aufweisen. Die eingefaltete BD zeigt eine S1 Tendenz flach nach NW. Die AES fällt steiler nach W. Aus der Intersektion dieser Anatomien ergibt sich die Faltenachse (FA). | 36 |
| Abbildung 6.1.C2: Stereoplot der Lineationen in unmittelbarer Umgebung des Profils A. Die Messungen zeigen, hier eine deutliche S Orientierung, welche mit der Abschiebungsrichtung nach SO in Zusammenhang stehen. | 36 |
| Abbildung 6.1.D: Querschnittsprofil B führt über das Serlesjöchl im NW hin zum Eggerberg der SD SO mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die vermuteten Faltenstrukturen innerhalb des BM und des MKK zu richten und auf die (hier am Nordhang erstmals auftretenden) Kössen-Formation im Bereich des Serlesjöchls..... | 38 |
| Abbildung 6.1.D1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils B. Die Aufschlüsse sind in diesem Gebiet leider sehr spärlich, weshalb die Repräsentativität der wenigen Messungen anzuzweifeln ist. Die Hauptdolomit Messungen rotieren nach W, während die mit-eingefalteten Kalkphyllite nach O fallen. Die Eisendolomite im Hangenden rotieren in ihrem Fallen von steil SO nach flach NW..... | 38 |
| Abbildung 6.1.D2: Stereoplot der Lineation in unmittelbarer Umgebung des Profils B. Mangels messbarer Lineationen, beschränkt sich die Datenquelle hier lediglich auf eine Messung im Glimmerschiefer der SD. Die würde hinsichtlich ihrer Orientierung perfekt in die Abschiebungsrichtung fallen. Ob diese aber repräsentativ ist, bleibt aber fragwürdig..... | 38 |
| Abbildung 6.1.E: Querschnittsprofil C führt über den Roten Kopf im NW hin zum Eggerjoch der SD SO mit den Störungen in Schwarz und den Bewegungshorizonten und Deckengrenzen in Rot. Besondere Aufmerksamkeit sei auf die Schichten der Kössen-Formation, auf der Spitze des Roten Kopfes, und auf die vermutete abgescherzte synforme Antiklinale innerhalb der BD, zu richten..... | 40 |
| Abbildung 6.1.E1: Stereoplot der Polpunkte der Foliationen in unmittelbarer Umgebung des Profils C. Der Großteil der Messungen fällt, mit wenigen Ausnahmen, tendenziell nach SO. Das Streuen der Messungen ist in diesem Profil am geringsten. | 40 |
| Abbildung 6.1.E2: Stereoplot der Lineation in unmittelbarer Umgebung des Profils C. Die gemessenen Lineationen zeigen alle nach S, streuen aber um Diesen nach W und O aus. Die Orientierung ist mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auf die S-gerichtete oberkretazische Abschiebung zurückzuführen. | 40 |
| Abbildung 7.1.A: Stereoplot der Klüfte mit ähnlichen Orientierungen, zusammengefasst in Klufscharen, welche durch eine Durchschnittsfläche der Datensätze repräsentiert werden. Es zeichnet sich ein gemeinsames Klufsystem innerhalb des BM's ab. | 44 |
| Abbildung 7.1.B: Stereoplot der Klufscharen innerhalb der BD. Klufschar 2 scheint sich auch in und somit Deckensystemübergreifend fortzuziehen. | 44 |
| Abbildung 7.1.C: Stereoplot der Klufscharen innerhalb der SD, repräsentiert durch die Lithologie des Eisendolomits im Hangenden. | 45 |
| Abbildung 7.1.A1: Skizzierung des Verlaufs der Klufscharen 1 und 2 innerhalb des Hauptdolomits, mit Blickrichtung normal auf die Schichtfläche und parallel zu den Klufflächen (N47.08299583, O11.45374317). | 45 |
| Abbildung 7.1.A2: Skizzierung des Verlaufs der Klufscharen 1 und 2, mit gleicher Ansicht wie in 7.1.A1 und eingezeichneten ~90° Winkel, der sich auch aus der Berechnung von Stereonet, zwischen den beiden Flächen ergibt (N47.08306846, O11.45360951). | 45 |
| Abbildung 7.1.D: Entstehungsphasen von Störungsrillen und Mineralfaserwachstums-Lineationen entlang zweier Gesteinspakete, aus „Structural Geology“ (Auflage 2, 2016) von Haakon Fossen. | 46 |
| Abbildung 7.1.E: Stereoplot der aufschiebenden Störungslineare, mit den Messungen von Profil A0 (Pentagons), B (Quadrat) und C (Kreise)..... | 47 |
| Abbildung 7.1.F: Stereoplot der abschiebenden Störungslineare, mit den Messungen von Profil A0 (Pentagons), B (Quadrat) und C (Kreise)..... | 47 |
| Abbildung 7.1.E1: Nach SO fallender Hanging Wall der Kalke der Blaser Decke mit aufschiebenden Indikatoren in Form von Abrisskanten (N47.0560768, O11.39991701). | 47 |

| | |
|---|----|
| Abbildung 7.1.E2: Nach NNW fallender Hanging Wall der Kalke der Blaser Decke mit gerichtetem Kalzitwachstum, welcher anhand seiner Abrisskanten eine Aufschiebung signalisiert (N47.06296759, O11.40514881). | 47 |
| Abbildung 7.1.F1: Nach SO abschiebender Glimmerschiefer, mit Blick auf den Hanging Wall. Auch hier bilden die Abrisskanten Richtungsmarker auf der Bewegungsfläche (N47.05541102, O11.40434802). | 47 |
| Abbildung 7.2.A: Bookshelf-artiges Einrotieren von Boudinagesegmenten innerhalb der Kössen-Formation in richtung SO (N47.0824673, O11.45355591). | 48 |
| Abbildung 7.2.B: Quarzsigmaklast in Kalkphyllit, mit Top SSO Schersinn, welchen die auslaufenden Schwänze signalisieren (N47.06489084, O11.40511817). | 49 |
| Abbildung 7.2.C: Quarzsigmaklast in Kalkphyllit, mit Top SO Schersinn. Die max. Streckung fällt nach NW, während die max. Verkürzung normal auf diese steht (N47.06529952, O11.40498843). | 49 |
| Abbildung 7.2.D: Ausbildung der C- und S-Flächen eines SC-Gefüges vom Scherzonenrand (oben) zum Zentrum (unten) (Burg, 2018). | 49 |
| Abbildung 7.2.E: Polpunkte der gemessenen C, S und C' Flächen, der Aufschlüsse mit beobachtbaren SC-Gefüge. Während der HD des BM'S SO orientiert ist, zeigt der Rest eine WSW/ONO Ausrichtung mit einem Schersinn nach Top ONO. | 50 |
| Abbildung 7.2.E1: Glimmerschiefer der SD (Profil A) mit SC'-Gefüge, wobei C' und S nach ONO fallen und C annähernd planar verläuft (N47.07367373, O11.4280239). | 50 |
| Abbildung 7.2.E2: Sehr eng- und subparallel stehendes SC-Gefüge in den Kalken der BD entlang Profil A, mit ähnlicher Orientierung wie in 7.2.G (N47.07608423, O11.43579164). | 50 |
| Abbildung 7.2.E3: Stark verwitterter Übergang von Radiolarit (unten) zum Ammonitico rosso (oben) mit vermuteten SC-Gefüge und ähnlicher Orientierung wie in den Abbildungen 7.2.G, H (N47.07645557, O11.43623497). | 50 |
| Abbildung 7.3.A: Faltenklassifikation nach dem Winkel zwischen den Faltenschenkeln, mit den dominanten Vertretern in Rot. | 51 |
| Abbildung 7.3.B: Faltenklassifikation nach dem Verlauf ihrer FA, mit den dominanten Vertretern in Rot. | 51 |
| Abbildung 7.3.C: Plot der aufgenommenen FA, innerhalb der spezifisch eingefärbten Decken. Die Konturierung zeigt, dass Set 1 (NW/SO verlaufend) eine höhere totale Häufigkeit aufweist. In der Mitte zu sehen: Eine Klufrose, deren „Blätter“ den jeweiligen Sets zugeteilt wurden und die zeigt, dass Set 2 (grün) weniger in seiner Orientierung schwankt, als Set 1 (orange). | 52 |
| Abbildung 7.3.D: FA der Generation 1 in Form von dunkleren Kalkschiefern innerhalb des MKK in der Nähe des Profils A0 auf rund 1290 m (N47.08213039, O11.46080159). | 52 |
| Abbildung 7.3.E: FA der Generation 1 innerhalb der Lithologie des Quarzphyllits im MKK in der Nähe des Profils C auf rund 1360 m (N47.06592508, O11.40526647). | 52 |
| Abbildung 7.3.F: Deckenübergreifende und -interne Zusammenfassung von ähnlich orientierten Sets von FAE. | 53 |
| Abbildung 7.3.G: N- und S-vergente geschlossene bis isoklinale Tauchfalten entlang des Profils C, innerhalb der Hauptdolomitwände, mit den FA in Blau und den FAE in Rot (N47.06438047, O11.40360699/N47.06295147, O11.4034006/N47.06245092, O11.40294955). | 53 |
| Abbildung 7.3.H: Refold Struktur Typ 3, innerhalb der Kalke der Blaser Decke mit eingefalteten Radiolarit (ockerfarben) und rotem Jura (helles rosa). Zu sehen sind zwei unterschiedliche Faltenevents und ihre relativ zur Grafik stehenden Hauptspannungsvektoren „ σ_1 “, während der Deformation (N47.08169137, O11.45551211). | 54 |
| Abbildung 7.3.I: Blockdiagramm der beobachteten Fläche mit Faltenstrukturen, innerhalb der SD, zwischen den Profile A und B auf rund 1900 m Höhe. Die Faltenstrukturen bestehen aus Quarzadern und schwimmen innerhalb der Matrix des Quarzglimmerschiefers (N47.06204758, O11.43504768). | 55 |
| Abbildung 7.4.A: Fold mullion Struktur in Dolomit, mit einer Lineation nach NO fallend und der Kompressionsrichtung normal auf die Achsialebenenschieferung (N47.061072, O11.39918787). | 56 |
| Abbildung 7.4.B: Kuspate-Lobate Struktur in Dolomit, mit der kompetenteren Schicht oben und der niedriger viskosen unten (N47.06117227, O11.39987956). | 56 |

| | |
|---|----|
| Abbildung 7.5.A: Eingrenzung des Arbeitsgebiets, mit dem roten, intensiv untersuchten und kartierten Bereich und dem grauen, sporadisch Begangenen Bereich. Die drei roten Rechtecke markieren den Inhalt der folgenden drei Detailkarten des Geländes..... | 57 |
| Abbildung 7.5.B: Detailkarte 1 mit den Aufschlüssen als farbsatte Linsen. Für die Kartensymbolik siehe Legende und Abb.5.1.A. | 58 |
| Abbildung 7.5.C: Detailkarte 2 mit den Aufschlüssen als farbsatte Linsen. Für die Kartensymbolik siehe Legende und Abb.5.1.A. | 59 |
| Abbildung 7.5.D: Detailkarte 3 mit den Aufschlüssen als farbsatte Linsen. Für die Kartensymbolik siehe Legende und Abb.5.1.A. | 60 |
| Abbildung 8.1.A: Bänderkalk mit heterogener Korngrößenverteilung (KGV) innerhalb des Schliffes. | 61 |
| Abbildung 8.1.B: Bänderkalk mit homogener KGV und penetrativer Foliation und SPO. | 61 |
| Abbildung 8.1.C: Bänderkalk mit inhomogener KGV (dunkel = fein und hell = gröber) und mindestens 2 Generationen von Kalzitadern. Weiters finden sich FA nach NO-SW. | 61 |
| Abbildung 8.1.A1: PNR.19 mit darin enthaltenen Hellglimmern, hochinterferierenden Schwermineralen und Deformationszwillingen in den Karbonaten. Der Quarz unterliegt dem Rekristallisationsprozess der SGR. | 62 |
| Abbildung 8.1.A2: links zu sehen, die idiomorph ausgebildeten Staurolithe der PNR.19. Rechts: Mineralogie, dominiert von Hg (nicht in Foto enthalten), St, Qz, Cal und Fsp. | 62 |
| Abbildung 8.1.B1: Orientierung der SPO der Mineralkörner, innerhalb der PNR.20 entlang N-S. | 63 |
| Abbildung 8.1.C1: PNR.21 mit inhomogener KGV und einer, entlang der Stylolithen versetzte Kalzitader. | 63 |
| Abbildung 8.1.D: zeigt einen chloritisierten Phyllit mit einer penetrativen Foliation und einem Top NW Schersinn. | 63 |
| Abbildung 8.1.D1: Hier zu sehen sind die, entlang der Foliation eingeregelteten Quarzklasten und nach NW auslaufenden Chlorite. | 63 |
| Abbildung 8.1.D2: Die enthaltenen Quarzsigmaklasten signalisieren einen Top NW Schersinn. Weiters zu sehen: die Chloritisierung der Probe (grüne Schichtsilikate). | 63 |
| Abbildung 8.2.A: zeigt große Kalzitkörner, welche alle 4 Zwillingstypen beinhalten. Die enthaltenen Quarzklasten zeigen einen Top S Schersinn. | 64 |
| Abbildung 8.2.A1: Ausgeprägte Hellglimmerführung entlang der Foliation. | 64 |
| Abbildung 8.2.A2: Dynamische Rekristallisation in Form von SGR in Quarz. | 64 |
| Abbildung 8.2.A3: Kristalplastisch deformierter Quarz mit undulöser Auslöschung. Scherrichtung Top S. | 64 |
| Abbildung 8.2.A4: Cal-Zwillingsbildung vom Typ 1, 2, 3 und 4. | 64 |
| Abbildung 8.2.B: mit 3 Generationen an Kalzitadern, die durch zwei verschiedenen Scherrichtungen aneinander versetzt wurden. | 65 |
| Abbildung 8.2.C: mit kryptokristalliner Matrix und stark in sich gebogenen Stylolithen, welche von Qz und Cal ummantelt sind. Die versetzten feinen Äderchen senkrecht auf die Stylolithflächen zeigen einen Top N Schersinn. | 65 |
| Abbildung 8.2.D: Der Schriff zeigt eine einmalige vorgefundene Ausnahme und besteht fast zur Gänze aus Magnesit und vereinzelt Kalziten. | 65 |
| Abbildung 8.2.E: Klassifikation von Stylolithen aus: Developments in Petroleum Science, Kapitel 1.4.1.2 Classification of stylolites, 1982. | 65 |
| Abbildung 8.2.B1: PNR.2 zeigt suturierte Drucklösungsflächen und in zwei verschiedene Richtungen versetzte Kalzitadern, wovon die Top S versetzten, aufgrund der Stylolithbildung, wahrscheinlich nur scheinbar versetzt sind. | 66 |
| Abbildung 8.2.C1, C2: PNR.3 mit kryptokristalliner Matrix und stark in sich gebogenen Drucklösungsflächen, welche von Kalzit und Quarz ummantelt sind. Die Biegung der Stylolithen lässt einen Top N Schersinn vermuten. | 66 |

| | |
|--|----|
| Abbildung 8.2.D1: Gleichgewichtsgefüge in Karbonatgemenge (Cal, Dol, Mgs) mit großteils pleochroitischen, hyp-, idiomorphen Mineralkörnern. PNR.17 zeigt weiters perfekt nach dem Prisma spaltende Karbonate und 120°-Winkel bildende Tripelpunkte an den Korngrenzen. | 66 |
| Abbildung 8.2.F: Die Probe ist ein roter Jurakalk der BD, mit mikritischer Matrix, auskristallisierten, spröde gebildeten Brüchen und einem Friedhof an diversen jurassischen (wahrscheinlich Lias) Fossilien. | 67 |
| Abbildung 8.2.G: beinhaltet ein ähnliches Gefüge wie PNR.7, führt jedoch einen höheren Anteil an Karbonatfragmenten. Die Matrix ist aufgrund erhöhter Oxidation deutlich roter und führt im Vergleich keine erkennbaren Fossilien (mehr)..... | 67 |
| Abbildung 8.2.H: zeigt einen Radiolarit, mit ähnlichem Gefüge wie die beiden vorangegangenen Proben. Auch hier finden sich keine erkennbaren Fossilien. Die karbonatischen Gänge (braun) sind von Quarzaggregaten (grau) umwachsen welche diese zu ersetzen scheinen. | 67 |
| Abbildung 8.2.F1: Fossilienreichtum und -iversität innerhalb der Probe PNR.7..... | 68 |
| Abbildung 8.2.G1: PNR.10 mit mikritischer Matrix und Sparitkomponenten innerhalb des Gefüges. | 68 |
| Abbildung 8.2.H1: PNR.9 mit Karbonatfragmenten (braun), welche in einer kryptokristallinen Matrix schwimmen und durch Chalcedon scheinbar von außen nach innen ersetzt werden..... | 68 |
| Abbildung 8.2.H2: Vertikale und horizontale Drucklösungserscheinungen, welche N-S gerichtete und vertikale Kompressionsachsen signalisieren. | 68 |
| Abbildung 8.3.A: Eine Probe mit stark rekristallisierter Quarzkomponente (heller Bereich, oberes Bild) und einem sich einstellenden SC-Gefüge (Rechteck, unteres Bild). | 69 |
| Abbildung 8.3.B: Hier sehern wir einer Schieferung, die sich in Form einer SPO von Quarz und eingeregeltten Phyllosilikaten (Hg, Chl) zu erkennen gibt. Auffällig ist das große Granatkorn, welches Quarzinklusionen aufweist und sich bereits aufzulösen scheint (Druckschatten)..... | 69 |
| Abbildung 8.3.C: Enthalten ist eine Vielzahl an struktureologischen Features. Dazu gehören: Boudins, Book shelf Strukturen, Sigmaklasten und ähnlich wie bei PNR.5 ein sich einstellendes SC-Gefüge..... | 69 |
| Abbildung 8.3.A1, A3: In der Probe Nr.5 scheint sich ein SC-Gefüge wischen den Klasten und den Glimmern einzustellen. In Ersterer sind zwei Phlogopit Körner herausgehoben, welche sich entlang der ausgebildeten Schieferungsflächen orientieren. | 70 |
| Abbildung 8.3.A2: Stark rekristallisiertes Quarzgemenge, welches dem Prozess der SGR unterliegt. | 70 |
| Abbildung 8.3.B1: zeigt PNR.8, welche dem Rekristallisationsprozess der SGR (orange) und des BLG (gelb) in Quarz unterliegt. | 70 |
| Abbildung 8.3.B2: Pleochroitische Chloritoidkörner in PNR.8. Oben: Hell- und Dunkelstellung mit Schnittlage normal auf c. Unten: Hell- und Dunkelstellung mit Schnittlage parallel zu c. | 70 |
| Abbildung 8.3.C1: PNR.16 beinhaltet eine Vielzahl an struktureologischen Features, darunter Bookshelf-Strukturen, die in die Scherrichtung kippen, SC'-Strukturen und parallel zu den S-Flächen elongierte Quarzkörner..... | 71 |
| Abbildung 8.3.D: zeigt einen Quarzphyllit, welcher fast zur Gänze aus Quarz besteht. Weiters zu sehen ist eine mit Siderit verfüllt Spalte. | 71 |
| Abbildung 8.3.E: ist ein duktil gefalteter Quarzphylloinit, wobei die Körner dem Faltenverlauf entlang elongiert wurden..... | 71 |
| Abbildung 8.3.F: ist ein dicht gepacktes Qz-Mikrokonglomerat. | 71 |
| Abbildung 8.3.D1: PNR.14 mit suturierten Stylolithflächen und einer, von Siderit auskristallisierten Spalte. | 72 |
| Abbildung 8.3.D2: zeigt Drucklösungsflächen vom Wellentyp. | 72 |
| Abbildung 8.3.E1: PNR.15 enthält eine verfaltete Quarzader, welche deutlich kristallplastisch deformierte Körner entlang des Faltenverlaufs beinhaltet..... | 72 |

| | |
|---|----|
| Abbildung 8.3.E2: PNR.15 enthält eine verfaltete Quarzader, welche deutlich kristallplastisch deformierte Körner entlang des Faltenverlaufs beinhaltet..... | 72 |
| Abbildung 8.3.F1: PNR.11 zeigt den Rekristallisationsprozess „Bulging“, mit der Paragenese bestehend aus Qz, Fsp und Hg. | 73 |
| Abbildung 8.3.F2: „Grain boundary migration“ an den Korngrenzen des Quarzgemenges..... | 73 |
| Abbildung 8.3.F3: Myrmekitbildung in Feldspat, mit den feinen Spindelstrukturen in Form von Quarz im Korninneren. | 73 |
| Abbildung 8.4.A: ist ein Orthogneis bestehen aus Qz, Fsp und Hg, mit sehr inhomogener KGV..... | 74 |
| Abbildung 8.4.B: zeigt einen Paragneis, welcher an edlichen steil stehenden Flächen ein Einbiegen von S-Flächen in die Scherrichtung zeigt..... | 74 |
| Abbildung 8.4.A1: Perthitische Entmischung zw. den Fsp-Endgliedern Albit (Na) und Kalifeldspat (K)..... | 74 |
| Abbildung 8.4.A2: Subkornrotation von Quarz..... | 74 |
| Abbildung 8.4.A3: Akzessorien von Zirkon..... | 74 |
| Abbildung 8.4.B1: Zu sehen sind die orange eingezeichneten C'-Mikroscherzonen, welche die gelben, zu C subparallelen S-Strukturen ausbilden. | 75 |
| Abbildung 8.4.B2: Zur Gänze rekristallisiertes, equigranulares Quarzgefüge, mit in die Foliation eingeregelten Hellglimmerfischen..... | 75 |
| Abbildung 8.4.C: zeigt einen stark serizitisierten Amphibolit, mit einer horizontalen Ausrichtung des Korngefüges (im Gegensatz zu 8.4.D)..... | 76 |
| Abbildung 8.4.D: ist ein pyroxenhaltiger Metabasit, mit einem ophitischen Gefüge aus opaken Nadeln..... | 76 |
| Abbildung 8.4.1: Mögliche chemische Reaktionen, beim Vorgang der Serizitisierung von Feldspäten, nach Mathieu (2010).. | 76 |
| Abbildung 8.4.C1: Serizitierungsprozess des Amphibolits..... | 77 |
| Abbildung 8.4.C2: Verschieben der Fsp-Zusammensetzung in Richtung des Orthoklases (K-Endglied)..... | 77 |
| Abbildung 8.4.D1: Klinopyroxen in Metabasit, mit pleochroitischer gelb- und grün-Färbung..... | 77 |
| Abbildung 8.4.D2: Cal-Zwillingstypen 1, 2 und 3 in Karbonatader des Metabasis..... | 77 |
| Abbildung 8.4.D3: Ophitisches Gefüge in PNR.22 des Metabasis..... | 77 |
| Abbildung 9.2.A: Ausbildung von Faltenachsen parallel zur Streckungsrichtung innerhalb eines konvergenten Fließens. | 82 |
| Abbildung 9.3.A: Faltenklassen in Diagramm, in dem die normalisierte Lagendicke gegen den Fallwinkel der gefalteten Fläche geplottet ist. $t'\alpha$ ist die lokale Lagendicke geteilt durch die Schenkeldicke (Ramday, 1967)..... | 83 |
| Abbildung 9.3.B: Position der aufgenommenen aufschiebenden Slickensides in unmittelbarer Nähe des Detachements. Wir befinden und aufgrund der angetroffenen Lithologien gegen das Hangende und der Orientierung der Fläche im Liegendschenkel der synformen Antiklinale, Faltenklasse 1A..... | 84 |
| Abbildung 9.4.A: Verteilung der FA-Generationen 1 (grün), 2 (blau) innerhalb der SD (modifiziert nach Schmidegg, 1949) und jene die bei der Geländeuntersuchung selbst aufgenommen wurden (rosa). | 89 |
| Abbildung 10.A: Chronologische Darstellung der tektonischen Mechanismen, welche das Untersuchungsgebiet hinsichtlich ihrer Strukturen und Metamorphosen beeinflussten..... | 92 |

Probenprotokoll

| Proben Nr. | Benennung | GPS | Höhe (m) | Orientierung | Mikrostrukturen | Temperatur (°C) | Profil | Datum |
|------------|--------------------------------|-----------------------------|----------|--------------|--|------------------|--------|------------|
| 1 | Kössener-Formation | 47° 4' 57" N, 11° 27' 16" E | 1290 | N-S | SGR, Typ 1/2/3/4 Zwillinge | >250 °C | A | 14.09.2020 |
| 2 | Graue Blaser Kalke | 47° 3' 21" N, 11° 23' 59" E | 1597 | NW-SO | suturierte Styrolithe | | C | 12.08.2020 |
| 3 | Graue Blaser Kalke | 47° 4' 33" N, 11° 26' 08" E | 1484 | NW-SO | stark in sich gebogene , rekristallisierte Styrolithe | | A | 14.08.2020 |
| 4 | Chloritphyllit | 47° 3' 55" N, 11° 24' 18" E | 1374 | NW-SO | SGR, Typ 1/2 Zwillinge | ~300 °C | C | 09.08.2020 |
| 5 | Quarzglimmerschiefer + Chlorit | 47° 3' 35" N, 11° 24' 13" E | 1660 | | SGR, SC-fabric | 400-500 °C | C | 08.08.2020 |
| 6 | Kalkmarmor | 47° 3' 55" N, 11° 26' 38" E | 1954 | | | | A | 08.09.2020 |
| 7 | Amonitico rosso | 47° 4' 49" N, 11° 27' 37" E | 1385 | | Fossilien, Styrolithe | | A | 10.09.2020 |
| 8 | Quarzglimmerschiefer | 47° 4' 26" N, 11° 25' 41" E | 1495 | NO-SW | BLG, SGR | 300-500 °C | B | 10.08.2020 |
| 9 | Radiolarit | 47° 3' 42" N, 11° 24' 10" E | 1612 | | Chalcedon, Typ 1 Zwillinge, Styrolithe | <200 °C | C | 08.08.2020 |
| 10 | Amonitico rosso | 47° 3' 47" N, 11° 24' 18" E | 1576 | | | <250 °C | C | 16.08.2020 |
| 11 | Karbonkonglomerat | 47° 3' 05" N, 11° 24' 19" E | 1784 | | BLG, SGR, GBM, Myrmekitbildung | 300-350 °C | C | 14.08.2020 |
| 12 | Orthogneis | 47° 4' 12" N, 11° 25' 33" E | 1624 | | SGR | 400-500 °C | B | 10.08.2020 |
| 13 | Paragneis | 47° 4' 21" N, 11° 26' 35" E | 1679 | | SGR, SC'-Gefüge, Glimmerfische, hypidiomorphe Fsp. | >450 °C | A | 08.09.2020 |
| 14 | Quarzphyllit | 47° 3' 17" N, 11° 24' 25" E | 1796 | | suturierte- und wellenförmige Styrolithe | | C | 06.08.2020 |
| 15 | Quarzphyllonit | 47° 3' 17" N, 11° 24' 25" E | 1796 | | Verfaltung | | C | 06.08.2020 |
| 16 | Quarzglimmerschiefer | 47° 4' 24" N, 11° 27' 39" E | 1483 | NW-SO | Boudins, Glimmerfische, Sigmaklasten, Book shelves, SC'-fabric | | A | 12.09.2020 |
| 17 | Blaser Decke (Magnesit) | 47° 4' 52" N, 11° 27' 13" E | 1369 | | deutliche Krongrenzen, Typ 1/2 Zwillinge | <300 °C | A | 14.09.2020 |
| 18 | Amphibolit | 47° 4' 22" N, 11° 26' 14" E | 1616 | | Seritisation | | B | 15.08.2020 |
| 19 | Bänderkalk | 47° 4' 57" N, 11° 27' 32" E | 1284 | | SGR, suturierte Styrolithe | >200 °C | A | 09.09.2020 |
| 20 | Bänderkalk | 47° 4' 56" N, 11° 27' 17" E | 1310 | N-S | SPO, suturierte Styrolithe | | A | 14.09.2020 |
| 21 | Bänderkalke | 47° 4' 57" N, 11° 27' 31" E | 1288 | NW-SO | SGR | 4kbar/450-490 °C | A | 09.09.2020 |
| 22 | Metabasit | 47° 4' 25" N, 11° 26' 39" E | 1632 | | Typ 1/2/3 Zwillinge, idiomorphe Fsp., ophitisches Gefüge | 200-450 °C | A | 08.09.2020 |

Messungen

Lineare

| Typ | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|-----------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|
| Lineation | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 185 | 1 | 47.08295664 | 11.44674068 | 1184.4 | A0 |
| Lineation | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 359 | 6 | 47.08282053 | 11.44618292 | 1189.1 | A0 |
| Lineation | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 307 | 5 | 47.08231431 | 11.44533927 | 1210.6 | A0 |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 129 | 13 | 47.08337896 | 11.45349831 | 1176.8 | A0 |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 50 | 27 | 47.0830184 | 11.46149414 | 1200.8 | A0 |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 22 | 40 | 47.08150229 | 11.46250328 | 1272.3 | A0 |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 45 | 45 | 47.08150229 | 11.46250328 | 1272.3 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 122 | 3 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 319 | 8 | 47.08234445 | 11.45484954 | 1266.6 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 308 | 12 | 47.08235157 | 11.45490458 | 1267.8 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 320 | 28 | 47.08132391 | 11.46436475 | 1270.1 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 305 | 7 | 47.08222998 | 11.45480776 | 1271.4 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 9 | 47.08221288 | 11.45480626 | 1272.5 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 43 | 47.07734229 | 11.46575715 | 1291.6 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 246 | 41 | 47.07737439 | 11.46572499 | 1294.7 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 255 | 45 | 47.07743944 | 11.46569812 | 1300.0 | A0 |
| Lineation | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 196 | 7 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Lineation | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 321 | 5 | 47.08216426 | 11.45461113 | 1270.5 | A0 |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 279 | 17 | 47.08139798 | 11.45583578 | 1334.4 | A0 |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 104 | 13 | 47.07990555 | 11.45324417 | 1406.5 | A0 |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 311 | 13 | 47.07966036 | 11.45459593 | 1438.1 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 6 | 57 | 47.08044267 | 11.44621649 | 1335.4 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 332 | 43 | 47.08036712 | 11.44630931 | 1340.8 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 357 | 36 | 47.08036712 | 11.44630931 | 1340.8 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 172 | 24 | 47.07961383 | 11.44513309 | 1361.3 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 252 | 32 | 47.07718138 | 11.45979648 | 1476.1 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 52 | 12 | 47.07754227 | 11.44794052 | 1541.5 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 63 | 36 | 47.07407343 | 11.44689886 | 1622.7 | A0 |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 194 | 15 | 47.07488905 | 11.42484335 | 1379.0 | A |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 37 | 23 | 47.07500698 | 11.42531763 | 1379.7 | A |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 206 | 24 | 47.07497371 | 11.42528796 | 1382.3 | A |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 154 | 10 | 47.07482703 | 11.42482893 | 1383.5 | A |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 320 | 6 | 47.07480933 | 11.42485587 | 1385.8 | A |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 145 | 18 | 47.07476125 | 11.42488942 | 1390.8 | A |
| Lineation | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 147 | 32 | 47.06435646 | 11.43522972 | 1852.2 | B |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 138 | 3 | 47.06663312 | 11.40284082 | 1295.7 | C |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 172 | 16 | 47.0649474 | 11.40407771 | 1389.8 | C |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 259 | 38 | 47.06472105 | 11.40379234 | 1396.9 | C |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 201 | 14 | 47.06117917 | 11.39997274 | 1438.0 | C |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 195 | 14 | 47.06123354 | 11.39994132 | 1438.5 | C |
| Lineation | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 185 | 11 | 47.06121217 | 11.40014786 | 1450.0 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 22 | 47.05603272 | 11.39985794 | 1578.3 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 229 | 18 | 47.05627871 | 11.39959077 | 1580.8 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 116 | 18 | 47.05608305 | 11.39974897 | 1584.0 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 223 | 13 | 47.05618279 | 11.39964477 | 1584.3 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 241 | 29 | 47.05611245 | 11.39948622 | 1598.5 | C |
| Lineation | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 223 | 12 | 47.05573826 | 11.39958451 | 1604.0 | C |
| Lineation | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 24 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |
| Lineation | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 138 | 27 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 88 | 15 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 100 | 22 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 107 | 41 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 73 | 17 | 47.05176062 | 11.39999529 | 1730.2 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 75 | 7 | 47.05158956 | 11.39951072 | 1763.4 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 221 | 6 | 47.05200472 | 11.39847561 | 1789.0 | C |
| Lineation | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 292 | 20 | 47.05199256 | 11.3984045 | 1791.0 | C |

| Typ | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|-----------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|------------|
| Fold Axis | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 176 | 34 | 47.0822443 | 11.46404247 | 1233.3 | A0 |
| Fold Axis | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 210 | 19 | 47.08222601 | 11.46402943 | 1234.7 | A0 |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 17 | 3 | 47.07629951 | 11.4354483 | 1434.3 | A |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 354,3 | 0,2 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A (cal.) |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 357,7 | 0,4 | 47.07627123 | 11.43543626 | 1436.9 | A (cal.) |
| Fold Axis | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 135,2 | 12,3 | 47.06934201 | 11.4140874 | 1462.5 | B (cal.) |
| Fold Axis | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 139 | 26 | 47.06933959 | 11.41408601 | 1462.6 | B (cal.) |
| Fold Axis | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 326 | 0 | 47.0693392 | 11.41413328 | 1464.0 | B (cal.) |
| Fold Axis | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 308,3 | 5,7 | 47.0696609 | 11.41517106 | 1470.7 | B (cal.) |
| Fold Axis | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 124,4 | 4 | 47.06965761 | 11.41517713 | 1471.0 | B (cal.) |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 296 | 5 | 47.06203627 | 11.43505873 | 1912.6 | B |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 274 | 11 | 47.06202346 | 11.4350573 | 1912.5 | B |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 233 | 9 | 47.06201936 | 11.4351087 | 1915.0 | B |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 215 | 3 | 47.06195135 | 11.43498765 | 1909.3 | B |
| Fold Axis | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 26 | 5 | 47.06105813 | 11.39928779 | 1391.5 | C (abgel.) |
| Fold Axis | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 42 | 6 | 47.06105814 | 11.39928780 | 1391.6 | C (abgel.) |
| Fold Axis | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 44 | 4 | 47.06105815 | 11.39928781 | 1391.7 | C (abgel.) |
| Fold Axis | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 274 | 7 | 47.06481893 | 11.40319414 | 1367.1 | C |
| Fold Axis | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 274 | 2 | 47.06481875 | 11.40324505 | 1368.7 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 318 | 21 | 47.06572542 | 11.40263794 | 1318.1 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 298 | 9 | 47.06565924 | 11.40273573 | 1323.5 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 138 | 3 | 47.06492653 | 11.40319611 | 1362.4 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 284 | 6 | 47.06481893 | 11.40319414 | 1367.1 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 146 | 13 | 47.06455912 | 11.40389845 | 1411.9 | C |
| Fold Axis | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 323 | 1 | 47.06452544 | 11.40385847 | 1412.0 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 319 | 13 | 47.06552015 | 11.40489682 | 1359.9 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 306 | 27 | 47.0654193 | 11.40493185 | 1364.4 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 293 | 23 | 47.0654193 | 11.40493185 | 1364.4 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 243 | 27 | 47.06314026 | 11.40535599 | 1568.9 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 48 | 7 | 47.06320058 | 11.40519388 | 1569.4 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 261 | 12 | 47.06306909 | 11.40518803 | 1579.9 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 229 | 7 | 47.06308089 | 11.40511689 | 1581.2 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 274 | 5 | 47.06302638 | 11.40518566 | 1583.7 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 227 | 19 | 47.06312767 | 11.40478015 | 1591.5 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 194 | 5 | 47.06294105 | 11.40495296 | 1601.5 | C |
| Fold Axis | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 266 | 15 | 47.06276419 | 11.40524181 | 1604.7 | C |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 41 | 41 | 47.06266675 | 11.40521756 | 1610.3 | C |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 60 | 35 | 47.06266675 | 11.40521756 | 1610.3 | C |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 131 | 15 | 47.06281134 | 11.40502176 | 1613.1 | C |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 130 | 16 | 47.06281134 | 11.40502176 | 1613.1 | C |
| Fold Axis | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 45 | 48 | 47.062631 | 11.40511695 | 1614.9 | C |
| Fold Axis | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 49 | 14 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Axis | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 51 | 28 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Axis | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 162 | 2 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 128 | 12 | 47.06295076 | 11.40526933 | 1587.4 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 0 | 28 | 47.06278603 | 11.40520137 | 1605.6 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 79 | 23 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 81 | 15 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 262 | 1 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Axis | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 234,2 | 3 | 47.06167453 | 11.40303721 | 1627.0 | C (cal.) |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 173 | 5 | 47.0588074 | 11.40402399 | 1652.4 | C |
| Fold Axis | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 177 | 1 | 47.0588074 | 11.40402399 | 1652.4 | C |

| Typ | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil | up/down |
|-------------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|---------|
| Slickenside | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 242 | 9 | 47.0821143 | 11.45405107 | 1256.5 | A0 | up |
| Slickenside | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 26 | 30 | 47.08227133 | 11.45437034 | 1253.6 | A0 | up |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 263 | 31 | 47.06202346 | 11.4350573 | 1912.5 | B | up |
| Slickenside | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 134 | 42 | 47.0560768 | 11.39991701 | 1572.4 | C | up |
| Slickenside | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 341 | 20 | 47.06300836 | 11.40495727 | 1594.1 | C | up |
| Slickenside | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 329 | 20 | 47.06300836 | 11.40495727 | 1594.1 | C | up |
| Slickenside | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 346 | 19 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C | up |
| Slickenside | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 349 | 23 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C | up |
| Slickenside | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 337 | 19 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C | up |
| Slickenside | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 157 | 12 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C | up |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 159 | 66 | 47.05868424 | 11.4036953 | 1632.6 | C | down |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 162 | 67 | 47.05869083 | 11.40372712 | 1634.3 | C | down |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 144 | 37 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C | down |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 133 | 35 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C | down |
| Slickenside | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 160 | 41 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C | down |

Flächen

| Fläche | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|---------|--------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 155 | 3 | 47.08346137 | 11.4538144 | 1174.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 87 | 4 | 47.08334715 | 11.45387366 | 1178.4 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 292 | 44 | 47.08293712 | 11.46391612 | 1181.8 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 286 | 8 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 292 | 13 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 222 | 20 | 47.08345915 | 11.46012139 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 232 | 16 | 47.08345915 | 11.46012139 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 244 | 25 | 47.08345915 | 11.46012139 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 180 | 49 | 47.08342882 | 11.46008866 | 1185.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 183 | 16 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 235 | 26 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 236 | 24 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 264 | 24 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 206 | 40 | 47.08340895 | 11.46018577 | 1187.9 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 182 | 44 | 47.08340468 | 11.46018639 | 1188.1 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 209 | 24 | 47.08232457 | 11.44530062 | 1208.8 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 278 | 39 | 47.0824197 | 11.46406738 | 1221.3 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 293 | 41 | 47.0824197 | 11.46406738 | 1221.3 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 299 | 30 | 47.08239952 | 11.46410953 | 1221.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 267 | 27 | 47.08233702 | 11.46419853 | 1223.1 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 222 | 25 | 47.08212793 | 11.4644316 | 1224.0 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 160 | 58 | 47.08304498 | 11.45576618 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 169 | 50 | 47.08304498 | 11.45576618 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 179 | 63 | 47.08304498 | 11.45576618 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 195 | 57 | 47.08304498 | 11.45576618 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 195 | 42 | 47.08304498 | 11.45576618 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 191 | 19 | 47.08211574 | 11.46438903 | 1226.6 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 191 | 8 | 47.08216415 | 11.46432448 | 1227.3 | A0 |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 248 | 25 | 47.08218557 | 11.46428636 | 1228.1 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 111 | 15 | 47.08340937 | 11.45361722 | 1173.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 39 | 47.07588807 | 11.4657525 | 1282.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 176 | 5 | 47.08323883 | 11.45377544 | 1182.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 134 | 3 | 47.08322668 | 11.45384273 | 1182.8 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 198 | 9 | 47.08317919 | 11.45387306 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 237 | 3 | 47.08317919 | 11.45387306 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 3 | 47.08317919 | 11.45387306 | 1184.2 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 42 | 47.0759055 | 11.46573358 | 1284.4 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 143 | 5 | 47.08316133 | 11.45388369 | 1184.7 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 137 | 6 | 47.08316585 | 11.45378507 | 1186.2 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 1 | 47.08316359 | 11.45371875 | 1187.5 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 114 | 4 | 47.08304588 | 11.45379799 | 1191.9 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 232 | 49 | 47.08323644 | 11.46127002 | 1192.2 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 199 | 3 | 47.08306586 | 11.45366607 | 1195.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 245 | 42 | 47.08317673 | 11.46137321 | 1195.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 250 | 43 | 47.08317673 | 11.46137321 | 1195.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 254 | 40 | 47.08317673 | 11.46137321 | 1195.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 259 | 46 | 47.08317673 | 11.46137321 | 1195.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 264 | 32 | 47.08317501 | 11.46120246 | 1196.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 114 | 16 | 47.08309491 | 11.4535725 | 1196.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 214 | 11 | 47.08301323 | 11.45373633 | 1196.7 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 132 | 7 | 47.08305712 | 11.45357148 | 1199.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 181 | 10 | 47.08323255 | 11.45430323 | 1203.7 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 228 | 39 | 47.08279117 | 11.4620455 | 1204.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 236 | 31 | 47.08279117 | 11.4620455 | 1204.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 264 | 41 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 260 | 32 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 306 | 31 | 47.08291889 | 11.4532793 | 1222.9 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 327 | 27 | 47.08291889 | 11.4532793 | 1222.9 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 264 | 21 | 47.08291872 | 11.45532013 | 1222.9 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 318 | 23 | 47.08289385 | 11.45541664 | 1224.7 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 348 | 18 | 47.08284505 | 11.45546448 | 1227.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 342 | 19 | 47.08285145 | 11.4554277 | 1227.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 309 | 16 | 47.08281271 | 11.45520465 | 1233.8 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 208 | 26 | 47.08238488 | 11.45390839 | 1240.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 288 | 30 | 47.08284484 | 11.45886185 | 1240.7 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 308 | 14 | 47.08263705 | 11.45541731 | 1242.6 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 220 | 34 | 47.0823492 | 11.45381526 | 1247.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 304 | 25 | 47.08268464 | 11.458883 | 1253.4 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 336 | 33 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 338 | 28 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 349 | 34 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 346 | 30 | 47.0771415 | 11.46518191 | 1305.3 | A0 |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 327 | 16 | 47.07721994 | 11.46492901 | 1318.1 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 218 | 14 | 47.08281135 | 11.45854726 | 1246.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 240 | 9 | 47.08281135 | 11.45854726 | 1246.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 67 | 32 | 47.08270859 | 11.45847694 | 1254.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 207 | 11 | 47.08269749 | 11.45864005 | 1255.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 58 | 39 | 47.08270086 | 11.45847866 | 1255.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 64 | 31 | 47.08268116 | 11.458468 | 1257.2 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|---------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 106 | 25 | 47.08265107 | 11.45857683 | 1259.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 74 | 30 | 47.08265107 | 11.45857683 | 1259.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 174 | 22 | 47.08260538 | 11.4587308 | 1261.4 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 132 | 18 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 153 | 15 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 174 | 12 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 189 | 22 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 220 | 32 | 47.08214358 | 11.46072179 | 1261.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 78 | 27 | 47.08261342 | 11.4586141 | 1262.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 206 | 33 | 47.08211631 | 11.46072669 | 1263.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 226 | 37 | 47.08211631 | 11.46072669 | 1263.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 281 | 9 | 47.08243661 | 11.45496736 | 1264.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 274 | 10 | 47.08240972 | 11.45494625 | 1265.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 99 | 18 | 47.08254975 | 11.45866248 | 1266.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 116 | 21 | 47.08254975 | 11.45866248 | 1266.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 267 | 5 | 47.08236282 | 11.45489995 | 1267.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 259 | 16 | 47.08233242 | 11.45487601 | 1268.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 121 | 31 | 47.08250512 | 11.45867882 | 1269.9 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 142 | 12 | 47.08250512 | 11.45867882 | 1269.9 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 89 | 20 | 47.08250512 | 11.45867882 | 1269.9 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 258 | 43 | 47.08131964 | 11.46434356 | 1270.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 290 | 46 | 47.08131964 | 11.46434356 | 1270.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 254 | 41 | 47.08193577 | 11.46081084 | 1271.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 257 | 49 | 47.08193577 | 11.46081084 | 1271.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 262 | 34 | 47.08132088 | 11.46431933 | 1271.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 244 | 40 | 47.08132088 | 11.46431933 | 1271.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 266 | 18 | 47.08228287 | 11.45489646 | 1271.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 253 | 42 | 47.08217585 | 11.45479113 | 1275.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 258 | 43 | 47.08154291 | 11.4618357 | 1277.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 270 | 45 | 47.08154291 | 11.4618357 | 1277.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 223 | 48 | 47.08148407 | 11.46193726 | 1279.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 230 | 51 | 47.08148407 | 11.46193726 | 1279.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 356 | 28 | 47.07711363 | 11.46561382 | 1286.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 5 | 32 | 47.07709977 | 11.46557075 | 1287.9 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 275 | 44 | 47.07731238 | 11.46580083 | 1288.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 227 | 30 | 47.08166274 | 11.45412546 | 1290.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 229 | 33 | 47.08166274 | 11.45412546 | 1290.0 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 277 | 48 | 47.07731526 | 11.46570737 | 1290.9 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 40 | 47.07732928 | 11.46571324 | 1291.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 6 | 20 | 47.07723791 | 11.4653671 | 1295.1 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 244 | 41 | 47.07765449 | 11.46587833 | 1306.8 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 284 | 44 | 47.07763929 | 11.46582125 | 1307.2 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 286 | 42 | 47.07763773 | 11.46580226 | 1307.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 288 | 45 | 47.07763773 | 11.46580226 | 1307.5 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 296 | 29 | 47.07715152 | 11.46361317 | 1353.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 280 | 15 | 47.07711223 | 11.46359027 | 1354.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 281 | 19 | 47.07711223 | 11.46359027 | 1354.7 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 14 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 256 | 26 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 261 | 26 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 269 | 26 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 269 | 24 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 270 | 28 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 273 | 29 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 294 | 26 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Bedding | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 221 | 8 | 47.08216426 | 11.45461113 | 1270.5 | A0 |
| Bedding | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 170 | 9 | 47.08208156 | 11.45463883 | 1278.8 | A0 |
| Bedding | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 168 | 8 | 47.08208156 | 11.45463883 | 1278.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 178 | 13 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 179 | 18 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 306 | 24 | 47.07628522 | 11.46592434 | 1279.7 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 315 | 45 | 47.07630392 | 11.46587599 | 1281.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 310 | 25 | 47.07627732 | 11.46580137 | 1284.6 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 8 | 31 | 47.07533218 | 11.46567551 | 1299.7 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 39 | 44 | 47.08164577 | 11.45983673 | 1300.9 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 103 | 34 | 47.08162876 | 11.45981305 | 1302.0 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 348 | 27 | 47.07579953 | 11.46532607 | 1306.9 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 355 | 31 | 47.07576335 | 11.46526779 | 1310.3 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 304 | 20 | 47.08180669 | 11.45848533 | 1310.9 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 284 | 16 | 47.08180271 | 11.45848438 | 1311.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 319 | 38 | 47.08180271 | 11.45848438 | 1311.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 5 | 26 | 47.07531547 | 11.46525441 | 1312.7 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 262 | 58 | 47.08144583 | 11.46037459 | 1312.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 280 | 46 | 47.08144583 | 11.46037459 | 1312.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 9 | 26 | 47.07582061 | 11.4651469 | 1316.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 350 | 44 | 47.07598123 | 11.46521465 | 1317.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 350 | 37 | 47.07598123 | 11.46521465 | 1317.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 335 | 25 | 47.07535895 | 11.4651517 | 1317.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 347 | 45 | 47.07536534 | 11.46514732 | 1317.7 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 296 | 46 | 47.08139754 | 11.45477037 | 1321.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 304 | 45 | 47.08139062 | 11.45484935 | 1323.6 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 260 | 43 | 47.08119357 | 11.45421149 | 1328.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 217 | 20 | 47.08135657 | 11.45575514 | 1335.3 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|---------|------------------------|------------------|---------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 124 | 20 | 47.08111262 | 11.45422209 | 1335.1 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 272 | 28 | 47.08098268 | 11.46025385 | 1342.6 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 237 | 34 | 47.0803505 | 11.46070032 | 1351.2 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 1 | 39 | 47.07996219 | 11.45407895 | 1415.3 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 304 | 64 | 47.0797746 | 11.45336777 | 1416.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 295 | 42 | 47.0797929 | 11.45344027 | 1417.0 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 287 | 28 | 47.07992467 | 11.45403248 | 1418.9 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 295 | 18 | 47.07974242 | 11.4549934 | 1422.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 268 | 33 | 47.07971814 | 11.45479391 | 1429.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 243 | 40 | 47.07970452 | 11.45478166 | 1430.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 243 | 31 | 47.07967138 | 11.45471743 | 1434.8 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 272 | 44 | 47.07969394 | 11.45463117 | 1435.0 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 274 | 23 | 47.07970481 | 11.45456914 | 1435.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 288 | 34 | 47.07970481 | 11.45456914 | 1435.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 302 | 35 | 47.07970481 | 11.45456914 | 1435.5 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 303 | 32 | 47.07959808 | 11.4548739 | 1437.1 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 288 | 44 | 47.07966036 | 11.45459593 | 1438.1 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 275 | 33 | 47.08060663 | 11.46057081 | 1347.1 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 86 | 20 | 47.08047628 | 11.46045945 | 1357.7 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 55 | 40 | 47.08049985 | 11.46044433 | 1357.9 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 114 | 9 | 47.08033093 | 11.46037708 | 1366.2 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 102 | 10 | 47.08032451 | 11.46020158 | 1372.4 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 193 | 54 | 47.07936832 | 11.46119772 | 1377.6 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 179 | 58 | 47.07934652 | 11.46118649 | 1379.0 | A0 |
| Bedding | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 190 | 64 | 47.07934652 | 11.46118649 | 1379.0 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 325 | 39 | 47.07343955 | 11.46106474 | 1462.6 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 335 | 66 | 47.07343955 | 11.46106474 | 1462.6 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 335 | 54 | 47.07343955 | 11.46106474 | 1462.6 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 335 | 60 | 47.07343955 | 11.46106474 | 1462.6 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 344 | 49 | 47.07330428 | 11.46096612 | 1469.8 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 321 | 51 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 323 | 20 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 324 | 59 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 324 | 57 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 329 | 43 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 332 | 47 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 341 | 39 | 47.07327418 | 11.46096488 | 1470.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 340 | 10 | 47.07167769 | 11.45466851 | 1655.2 | A0 |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 350 | 10 | 47.07167769 | 11.45466851 | 1655.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 152 | 24 | 47.08055457 | 11.44601138 | 1327.7 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 46 | 68 | 47.08044267 | 11.44621649 | 1335.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 50 | 64 | 47.08036712 | 11.44630931 | 1340.8 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 32 | 63 | 47.0803604 | 11.44641152 | 1343.1 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 65 | 35 | 47.07942515 | 11.44382988 | 1346.5 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 185 | 60 | 47.07975376 | 11.4449049 | 1348.5 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 41 | 56 | 47.0801768 | 11.4464296 | 1353.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 142 | 27 | 47.07980164 | 11.44514952 | 1353.3 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 69 | 63 | 47.07738767 | 11.46002328 | 1462.9 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 75 | 57 | 47.07738396 | 11.45990212 | 1469.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 77 | 68 | 47.07721849 | 11.45998639 | 1472.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 76 | 56 | 47.07727111 | 11.45988448 | 1473.5 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 97 | 63 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 83 | 54 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 101 | 37 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 110 | 50 | 47.07715165 | 11.45961305 | 1481.6 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 53 | 43 | 47.07715216 | 11.45959944 | 1482.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 58 | 60 | 47.07719065 | 11.4596039 | 1483.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 161 | 29 | 47.07768978 | 11.44784478 | 1527.7 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 142 | 32 | 47.07763464 | 11.44812452 | 1531.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 159 | 48 | 47.07763464 | 11.44812452 | 1531.2 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 129 | 54 | 47.07760897 | 11.44813869 | 1533.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 132 | 49 | 47.07760712 | 11.44813171 | 1533.7 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 146 | 34 | 47.07754093 | 11.44781971 | 1541.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 193 | 47 | 47.07418011 | 11.44686666 | 1617.0 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 129 | 49 | 47.07414591 | 11.44692034 | 1619.6 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 75 | 41 | 47.07412194 | 11.44692775 | 1620.8 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 77 | 42 | 47.0741194 | 11.44695548 | 1621.4 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 94 | 48 | 47.07408228 | 11.44692293 | 1622.6 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 85 | 47 | 47.07403244 | 11.44682524 | 1623.6 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 95 | 49 | 47.07402484 | 11.44693299 | 1625.5 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 248 | 62 | 47.06740378 | 11.44613881 | 1879.1 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 258 | 54 | 47.06722154 | 11.44597181 | 1886.5 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 279 | 55 | 47.06720567 | 11.44592476 | 1887.3 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 294 | 37 | 47.06720567 | 11.44592476 | 1887.3 | A0 |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 0 | 2 | 47.06468769 | 11.4463535 | 1990.4 | A0 |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 311 | 7 | 47.07665711 | 11.43531047 | 1401.3 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 340 | 12 | 47.07654175 | 11.43550264 | 1413.7 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 330 | 6 | 47.07645557 | 11.43623497 | 1422.7 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 2 | 5 | 47.07645557 | 11.43623497 | 1422.7 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 254 | 34 | 47.07630516 | 11.43536369 | 1432.7 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 280 | 32 | 47.07624326 | 11.43583426 | 1442.6 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 275 | 35 | 47.07620918 | 11.43583058 | 1445.5 | A |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 287 | 13 | 47.0761909 | 11.43582775 | 1447.1 | A |

| | | | | | | | | | |
|---------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|---|
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 94 | 39 | 47.07369721 | 11.42807187 | 1491.2 | A |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 153 | 32 | 47.07369721 | 11.42807187 | 1491.2 | A |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 162 | 35 | 47.07369721 | 11.42807187 | 1491.2 | A |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 154 | 68 | 47.07212543 | 11.44005318 | 1632.3 | A |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 101 | 43 | 47.07208702 | 11.44001631 | 1633.5 | A |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 115 | 51 | 47.07208493 | 11.44001177 | 1633.5 | A |
| Bedding | Dolomitmarmor | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 260 | 28 | 47.06529624 | 11.44395239 | 1949.0 | A |
| Bedding | Dolomitmarmor | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 268 | 30 | 47.06529624 | 11.44395239 | 1949.0 | A |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 98 | 23 | 47.07174306 | 11.41552645 | 1326.3 | B |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 80 | 14 | 47.07176937 | 11.41555977 | 1326.7 | B |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 237 | 6 | 47.07325872 | 11.41806317 | 1358.3 | B |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 241 | 8 | 47.07324029 | 11.41805645 | 1359.1 | B |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 302 | 12 | 47.07324029 | 11.41805645 | 1359.1 | B |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 306 | 12 | 47.07324029 | 11.41805645 | 1359.1 | B |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 76 | 38 | 47.06515952 | 11.43606581 | 1841.9 | B |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 125 | 53 | 47.06435653 | 11.43520263 | 1851.5 | B |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 101 | 54 | 47.06249419 | 11.4348972 | 1905.2 | B |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 79 | 24 | 47.06193059 | 11.43498041 | 1908.9 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 157 | 46 | 47.07504283 | 11.42528877 | 1376.6 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 171 | 54 | 47.07504283 | 11.42528877 | 1376.6 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 224 | 20 | 47.07487567 | 11.42477915 | 1378.1 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 232 | 17 | 47.07487567 | 11.42477915 | 1378.1 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 222 | 18 | 47.07487567 | 11.42477915 | 1378.1 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 256 | 23 | 47.07487644 | 11.42478939 | 1378.4 | B |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 209 | 28 | 47.07487528 | 11.42480137 | 1378.8 | B |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 326 | 59 | 47.06064715 | 11.39868291 | 1352.2 | C |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 44 | 47.06066647 | 11.39873829 | 1352.6 | C |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 326 | 43 | 47.06066647 | 11.39873829 | 1352.6 | C |
| Bedding | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 332 | 52 | 47.06066647 | 11.39873829 | 1352.6 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 269 | 25 | 47.06543236 | 11.4045939 | 1364.8 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 263 | 12 | 47.06528112 | 11.40476642 | 1373.8 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 267 | 20 | 47.06526173 | 11.40478076 | 1374.8 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 297 | 28 | 47.065532 | 11.40542643 | 1376.8 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 104 | 41 | 47.05970615 | 11.39576379 | 1377.3 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 113 | 46 | 47.05970615 | 11.39576379 | 1377.3 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 122 | 43 | 47.05970615 | 11.39576379 | 1377.3 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 123 | 29 | 47.05970615 | 11.39576379 | 1377.3 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 259 | 22 | 47.06463867 | 11.40387775 | 1405.9 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 180 | 7 | 47.06452755 | 11.403856 | 1411.8 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 187 | 5 | 47.06448748 | 11.40384245 | 1413.5 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 115 | 45 | 47.06116851 | 11.39959596 | 1436.8 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 182 | 43 | 47.06121384 | 11.39997761 | 1439.8 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 148 | 38 | 47.06125173 | 11.39998448 | 1441.7 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 120 | 49 | 47.06116595 | 11.4000943 | 1445.2 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 132 | 59 | 47.06119063 | 11.40011039 | 1447.0 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 150 | 28 | 47.061207 | 11.40012021 | 1448.1 | C |
| Bedding | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 1 | 47.064092 | 11.403347 | 1486.4 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 80 | 10 | 47.06303694 | 11.40530933 | 1578.7 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 149 | 3 | 47.06301873 | 11.40514196 | 1586.0 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 134 | 12 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.06300144 | 11.40499633 | 1593.2 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 77 | 11 | 47.06300152 | 11.40492299 | 1596.3 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 351 | 8 | 47.06297165 | 11.40491872 | 1599.5 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.06306407 | 11.40449023 | 1604.4 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 30 | 8 | 47.06294167 | 11.40477806 | 1607.8 | C |
| Bedding | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 16 | 47.06277524 | 11.40356672 | 1613.6 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 37 | 47.0563414 | 11.39994361 | 1550.3 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 121 | 34 | 47.05634196 | 11.39993179 | 1551.2 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 200 | 64 | 47.05611806 | 11.39989949 | 1571.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 140 | 39 | 47.0560768 | 11.39991701 | 1572.4 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 128 | 41 | 47.0560038 | 11.39987878 | 1578.1 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 137 | 34 | 47.0560038 | 11.39987878 | 1578.1 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 75 | 19 | 47.05602516 | 11.39984582 | 1579.4 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 141 | 37 | 47.05610727 | 11.39972232 | 1585.1 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 127 | 40 | 47.05595774 | 11.39972364 | 1589.9 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 123 | 29 | 47.05598071 | 11.39967836 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 105 | 6 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 110 | 9 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 6 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 45 | 19 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 78 | 11 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 145 | 29 | 47.05588517 | 11.3996482 | 1596.4 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 203 | 17 | 47.05588517 | 11.3996482 | 1596.4 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 165 | 10 | 47.05572648 | 11.39967095 | 1599.5 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 205 | 42 | 47.05611277 | 11.39945768 | 1599.5 | C |
| Bedding | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 124 | 29 | 47.05603324 | 11.39947677 | 1601.4 | C |
| Bedding | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 62 | 29 | 47.06275328 | 11.40518981 | 1608.0 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 61 | 42 | 47.05963095 | 11.40350841 | 1648.8 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 68 | 40 | 47.05963095 | 11.40350841 | 1648.8 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 74 | 41 | 47.05963095 | 11.40350841 | 1648.8 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 130 | 26 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 157 | 41 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |

| | | | | | | | | | |
|---------|----------------------|------------------|---------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|---|
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 185 | 29 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |
| Bedding | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 195 | 30 | 47.05541102 | 11.40434802 | 1665.2 | C |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 332 | 63 | 47.05170322 | 11.39995652 | 1733.9 | C |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 29 | 30 | 47.05169582 | 11.39993319 | 1735.5 | C |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 26 | 33 | 47.05170648 | 11.39990981 | 1736.7 | C |
| Bedding | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 23 | 32 | 47.05170979 | 11.39989295 | 1737.6 | C |

| Struktur | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|----------|--------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 32 | 53 | 47.08350389 | 11.46018059 | 1181.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 28 | 59 | 47.08350389 | 11.46018059 | 1181.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 118 | 44 | 47.08293712 | 11.46391612 | 1181.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 180 | 66 | 47.08349677 | 11.46016541 | 1182.2 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 69 | 70 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 99 | 57 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 268 | 78 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 269 | 79 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 99 | 61 | 47.08296949 | 11.44666529 | 1182.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 145 | 82 | 47.08346885 | 11.4601394 | 1183.7 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 147 | 75 | 47.08346885 | 11.4601394 | 1183.7 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 144 | 82 | 47.08345915 | 11.46012139 | 1184.2 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 171 | 49 | 47.08344526 | 11.46008873 | 1184.7 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 141 | 87 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 154 | 82 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 318 | 89 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 213 | 90 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 332 | 83 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 58 | 64 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 56 | 55 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 53 | 57 | 47.08342935 | 11.46012886 | 1186.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 51 | 75 | 47.08340763 | 11.46011176 | 1187.2 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 149 | 79 | 47.08340763 | 11.46011176 | 1187.2 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 55 | 47.08340895 | 11.46018577 | 1187.9 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 48 | 70 | 47.08340895 | 11.46018577 | 1187.9 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 46 | 47 | 47.08340895 | 11.46018577 | 1187.9 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 56 | 46 | 47.08340895 | 11.46018577 | 1187.9 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 79 | 72 | 47.08282053 | 11.44618292 | 1189.1 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 98 | 87 | 47.08282053 | 11.44618292 | 1189.1 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 39 | 44 | 47.08232457 | 11.44530062 | 1208.8 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 290 | 70 | 47.0824197 | 11.46406738 | 1221.3 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 135 | 71 | 47.08238501 | 11.46409331 | 1223.0 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 114 | 66 | 47.08235539 | 11.46411294 | 1224.5 | A0 |
| Kluft | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 150 | 62 | 47.0822655 | 11.46419958 | 1227.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 241 | 72 | 47.08331904 | 11.4538651 | 1179.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 190 | 87 | 47.08331904 | 11.4538651 | 1179.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 255 | 82 | 47.08331904 | 11.4538651 | 1179.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 113 | 86 | 47.08306615 | 11.45388813 | 1187.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 145 | 85 | 47.08307162 | 11.45389318 | 1187.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 307 | 86 | 47.08314696 | 11.45369917 | 1188.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 307 | 71 | 47.0831426 | 11.45370515 | 1189.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 305 | 70 | 47.0831426 | 11.45370515 | 1189.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 111 | 81 | 47.0830508 | 11.45385318 | 1189.6 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 296 | 83 | 47.0830872 | 11.45378831 | 1190.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 76 | 47.08307942 | 11.45378195 | 1190.6 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 292 | 85 | 47.08313114 | 11.45366292 | 1190.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 331 | 80 | 47.0830929 | 11.45372346 | 1191.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 147 | 79 | 47.08323644 | 11.46127002 | 1192.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 163 | 80 | 47.08323644 | 11.46127002 | 1192.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 163 | 79 | 47.08323644 | 11.46127002 | 1192.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 150 | 76 | 47.08323133 | 11.46126059 | 1192.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 144 | 83 | 47.08323133 | 11.46126059 | 1192.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 143 | 84 | 47.08323133 | 11.46126059 | 1192.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 18 | 45 | 47.08317501 | 11.46120246 | 1196.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 47 | 30 | 47.08317501 | 11.46120246 | 1196.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 32 | 38 | 47.08317501 | 11.46120246 | 1196.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 34 | 33 | 47.08317501 | 11.46120246 | 1196.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 154 | 78 | 47.0831661 | 11.46124956 | 1196.4 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 145 | 79 | 47.08293808 | 11.45390788 | 1196.4 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 142 | 83 | 47.08316183 | 11.46117049 | 1196.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 112 | 85 | 47.08299747 | 11.453951 | 1197.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 128 | 87 | 47.08298252 | 11.45394286 | 1197.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 302 | 89 | 47.08309088 | 11.46148527 | 1197.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 128 | 86 | 47.08300881 | 11.4535944 | 1202.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 144 | 85 | 47.08300275 | 11.45360471 | 1202.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 156 | 88 | 47.08300275 | 11.45360471 | 1202.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 137 | 82 | 47.08292969 | 11.45359314 | 1209.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 145 | 59 | 47.08266544 | 11.462035 | 1211.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 149 | 60 | 47.08266544 | 11.462035 | 1211.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 136 | 51 | 47.08266544 | 11.462035 | 1211.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 189 | 83 | 47.08319275 | 11.45602392 | 1211.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 233 | 85 | 47.08319275 | 11.45602392 | 1211.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 14 | 74 | 47.08319275 | 11.45602392 | 1211.2 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|-------|--------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 14 | 75 | 47.08315716 | 11.45610233 | 1212.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 225 | 40 | 47.08314022 | 11.456231 | 1217.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 217 | 62 | 47.08314022 | 11.456231 | 1217.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 219 | 52 | 47.08314022 | 11.456231 | 1217.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 108 | 73 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 128 | 77 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 138 | 83 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 65 | 65 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 51 | 55 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 48 | 57 | 47.08252405 | 11.46206885 | 1218.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 255 | 90 | 47.08313119 | 11.45625367 | 1219.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 26 | 81 | 47.08313119 | 11.45625367 | 1219.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 42 | 88 | 47.08313119 | 11.45625367 | 1219.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 5 | 84 | 47.08313119 | 11.45625367 | 1219.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 10 | 69 | 47.0829664 | 11.45538145 | 1219.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 5 | 81 | 47.082958 | 11.45537523 | 1220.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 91 | 79 | 47.08295758 | 11.45540245 | 1220.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 96 | 78 | 47.08292262 | 11.45536033 | 1222.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 206 | 78 | 47.08284378 | 11.45541807 | 1227.8 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 196 | 89 | 47.08284806 | 11.45535519 | 1228.2 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 7 | 77 | 47.08280521 | 11.45535398 | 1231.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 93 | 58 | 47.08280521 | 11.45535398 | 1231.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 110 | 57 | 47.08280521 | 11.45535398 | 1231.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 106 | 52 | 47.08284484 | 11.45886185 | 1240.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 120 | 50 | 47.08284484 | 11.45886185 | 1240.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 271 | 63 | 47.08284484 | 11.45886185 | 1240.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 277 | 72 | 47.08282139 | 11.45886843 | 1242.6 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 148 | 79 | 47.08133435 | 11.46283155 | 1276.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 148 | 74 | 47.08133435 | 11.46283155 | 1276.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 28 | 56 | 47.08133435 | 11.46283155 | 1276.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 26 | 59 | 47.08133435 | 11.46283155 | 1276.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 72 | 75 | 47.07575952 | 11.46579938 | 1278.7 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 320 | 72 | 47.07569137 | 11.465806 | 1278.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 319 | 63 | 47.07572335 | 11.46578268 | 1279.9 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 49 | 85 | 47.07587214 | 11.46576963 | 1281.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 66 | 78 | 47.07587214 | 11.46576963 | 1281.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 213 | 74 | 47.07581942 | 11.46574664 | 1281.4 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 321 | 63 | 47.07585331 | 11.46574407 | 1282.1 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 26 | 78 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 182 | 85 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 233 | 84 | 47.07593437 | 11.46569033 | 1288.0 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 236 | 70 | 47.07711415 | 11.46518191 | 1305.3 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 196 | 77 | 47.07716788 | 11.46511679 | 1309.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 218 | 74 | 47.07716788 | 11.46511679 | 1309.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 185 | 69 | 47.07716788 | 11.46511679 | 1309.5 | A0 |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 228 | 61 | 47.07716788 | 11.46511679 | 1309.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 97 | 81 | 47.08269381 | 11.45851383 | 1256.0 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 308 | 68 | 47.0826832 | 11.45853301 | 1256.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 304 | 68 | 47.0826832 | 11.45853301 | 1256.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 166 | 61 | 47.0826832 | 11.45853301 | 1256.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 161 | 65 | 47.08265107 | 11.45857683 | 1259.2 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 91 | 72 | 47.08262813 | 11.45852814 | 1261.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 321 | 86 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 285 | 82 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 290 | 88 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 295 | 87 | 47.08261021 | 11.45868238 | 1261.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 60 | 47.08261928 | 11.45859548 | 1261.6 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 95 | 61 | 47.0825991 | 11.45860112 | 1263.2 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 133 | 86 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 53 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 52 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 51 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 317 | 54 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 46 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 146 | 78 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 144 | 78 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 142 | 76 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 140 | 78 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 148 | 85 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 68 | 28 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 68 | 24 | 47.08132792 | 11.4643806 | 1269.5 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 72 | 40 | 47.0813249 | 11.46436514 | 1270.0 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 94 | 54 | 47.08250584 | 11.45857755 | 1270.9 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 138 | 52 | 47.08149575 | 11.461611 | 1285.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 194 | 55 | 47.07713954 | 11.46563615 | 1285.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 219 | 60 | 47.07713954 | 11.46563615 | 1285.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 55 | 70 | 47.07734229 | 11.46575715 | 1291.6 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 43 | 68 | 47.07723973 | 11.46547589 | 1291.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 53 | 73 | 47.07765449 | 11.46587833 | 1306.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 70 | 56 | 47.07765449 | 11.46587833 | 1306.8 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 128 | 87 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 151 | 88 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 312 | 79 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 83 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|-------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 327 | 88 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 169 | 90 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 286 | 90 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 324 | 87 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 320 | 88 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 188 | 90 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 64 | 75 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 63 | 75 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 86 | 80 | 47.07701069 | 11.46349331 | 1358.3 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 293 | 80 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 289 | 84 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 279 | 86 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 310 | 79 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 311 | 79 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 303 | 81 | 47.08213271 | 11.45965964 | 1269.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 252 | 68 | 47.08163337 | 11.45980459 | 1301.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 241 | 62 | 47.08163251 | 11.45980163 | 1301.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 253 | 58 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 280 | 53 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 279 | 47 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 265 | 53 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 257 | 65 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 275 | 58 | 47.08161772 | 11.45958412 | 1301.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 283 | 72 | 47.0816264 | 11.45981578 | 1302.3 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 278 | 76 | 47.08162196 | 11.45981025 | 1302.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 287 | 78 | 47.08162196 | 11.45981025 | 1302.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 87 | 26 | 47.08136397 | 11.45477076 | 1323.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 242 | 73 | 47.08139062 | 11.45484935 | 1323.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 223 | 80 | 47.08134891 | 11.45479025 | 1324.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 86 | 46 | 47.08134806 | 11.45478594 | 1324.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 238 | 69 | 47.08134506 | 11.45481722 | 1325.7 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 19 | 81 | 47.08120156 | 11.45427536 | 1328.1 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 335 | 71 | 47.08120156 | 11.45427536 | 1328.1 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 355 | 71 | 47.08120156 | 11.45427536 | 1328.1 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 61 | 80 | 47.08141882 | 11.45583972 | 1323.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 228 | 86 | 47.08109613 | 11.45480788 | 1340.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 220 | 82 | 47.08109613 | 11.45480788 | 1340.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 168 | 88 | 47.08110991 | 11.4549197 | 1342.3 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 225 | 82 | 47.08110383 | 11.4549204 | 1342.7 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 141 | 72 | 47.0809799 | 11.46024985 | 1342.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 205 | 71 | 47.0810812 | 11.45492208 | 1344.2 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 116 | 58 | 47.08037384 | 11.46057613 | 1354.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 108 | 71 | 47.08037384 | 11.46057613 | 1354.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 102 | 71 | 47.08037384 | 11.46057613 | 1354.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 95 | 65 | 47.08037384 | 11.46057613 | 1354.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 99 | 89 | 47.08000567 | 11.45392878 | 1409.9 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 32 | 72 | 47.07986566 | 11.45343083 | 1411.3 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 145 | 74 | 47.07989902 | 11.45479891 | 1414.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 147 | 79 | 47.07989902 | 11.45479891 | 1414.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 134 | 78 | 47.07989902 | 11.45479891 | 1414.4 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 115 | 89 | 47.07995975 | 11.45399333 | 1415.0 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 122 | 85 | 47.07995466 | 11.45399053 | 1415.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 125 | 76 | 47.07996293 | 11.45415198 | 1415.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 17 | 80 | 47.07982902 | 11.45350123 | 1415.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 140 | 79 | 47.07987335 | 11.45479957 | 1416.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 96 | 70 | 47.07994409 | 11.45417731 | 1417.6 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 106 | 69 | 47.07993812 | 11.4541284 | 1418.0 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 53 | 79 | 47.07983989 | 11.45368169 | 1419.7 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 145 | 79 | 47.07984275 | 11.45472879 | 1420.1 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 17 | 80 | 47.07972315 | 11.45326183 | 1420.7 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 107 | 64 | 47.0798129 | 11.45471157 | 1423.1 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 42 | 78 | 47.07963622 | 11.45348979 | 1429.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 36 | 68 | 47.07963622 | 11.45348979 | 1429.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 348 | 82 | 47.07959615 | 11.45345482 | 1431.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 25 | 85 | 47.07959615 | 11.45345482 | 1431.8 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 21 | 60 | 47.07960485 | 11.45344066 | 1431.0 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 129 | 60 | 47.07973013 | 11.45452735 | 1434.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 144 | 68 | 47.07969394 | 11.45463117 | 1435.0 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 119 | 63 | 47.07968827 | 11.45462322 | 1435.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 102 | 69 | 47.07970481 | 11.45456914 | 1435.5 | A0 |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 134 | 74 | 47.07961338 | 11.4547527 | 1438.2 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 310 | 85 | 47.0802735 | 11.46056428 | 1357.9 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 115 | 85 | 47.08024967 | 11.46054218 | 1359.9 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 122 | 82 | 47.08021775 | 11.4605154 | 1362.5 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 128 | 83 | 47.08021775 | 11.4605154 | 1362.5 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 325 | 85 | 47.08021836 | 11.46033768 | 1371.2 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 324 | 81 | 47.08021635 | 11.46030878 | 1372.6 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 340 | 83 | 47.08021635 | 11.46030878 | 1372.6 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 348 | 82 | 47.08021635 | 11.46030878 | 1372.6 | A0 |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 333 | 84 | 47.08016875 | 11.4603156 | 1373.3 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 177 | 57 | 47.07727111 | 11.45988448 | 1473.5 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 193 | 61 | 47.07719401 | 11.45970559 | 1479.0 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 190 | 54 | 47.07719401 | 11.45970559 | 1479.0 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 85 | 74 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|-------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 91 | 75 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 84 | 82 | 47.07701373 | 11.45943729 | 1481.6 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 240 | 77 | 47.06760954 | 11.4460948 | 1869.7 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 234 | 85 | 47.06753617 | 11.4461245 | 1873.5 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 230 | 79 | 47.0674558 | 11.44596978 | 1875.5 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 187 | 87 | 47.0673617 | 11.44633703 | 1882.9 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 240 | 86 | 47.06730062 | 11.44627176 | 1884.6 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 264 | 71 | 47.06728363 | 11.44631839 | 1885.8 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 121 | 82 | 47.06718782 | 11.44615603 | 1887.9 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 81 | 88 | 47.06620171 | 11.44610815 | 1922.4 | A0 |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 87 | 83 | 47.06620171 | 11.44610815 | 1922.4 | A0 |
| | | | | | | | | | |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 252 | 87 | 47.06472944 | 11.44629674 | 1987.1 | A |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 211 | 87 | 47.06470689 | 11.44625469 | 1987.5 | A |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 23 | 82 | 47.06465339 | 11.44621813 | 1989.9 | A |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 93 | 73 | 47.06460489 | 11.44636575 | 1995.3 | A |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 64 | 79 | 47.06459589 | 11.44635927 | 1995.7 | A |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 20 | 66 | 47.06454204 | 11.44635534 | 1998.8 | A |
| | | | | | | | | | |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 310 | 71 | 47.06563334 | 11.40272922 | 1324.0 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 267 | 72 | 47.06491557 | 11.40397907 | 1390.8 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 283 | 81 | 47.06480918 | 11.40379406 | 1392.3 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 273 | 80 | 47.06480918 | 11.40379406 | 1392.3 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 277 | 80 | 47.06480918 | 11.40379406 | 1392.3 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 25 | 77 | 47.05935777 | 11.39565758 | 1393.8 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 45 | 81 | 47.05934287 | 11.39563859 | 1394.1 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 51 | 81 | 47.05934287 | 11.39563859 | 1394.1 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 276 | 75 | 47.0647338 | 11.40376209 | 1394.9 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 268 | 79 | 47.06471973 | 11.40374241 | 1394.8 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 163 | 84 | 47.05904885 | 11.39572959 | 1424.3 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 129 | 85 | 47.05900208 | 11.39591564 | 1435.4 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 130 | 82 | 47.05898652 | 11.39591894 | 1436.4 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 89 | 47.06436528 | 11.40390354 | 1437.0 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 14 | 78 | 47.05880611 | 11.39621951 | 1456.8 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 34 | 72 | 47.05880611 | 11.39621951 | 1456.8 | C |
| Kluft | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 59 | 87 | 47.05888765 | 11.39651538 | 1461.5 | C |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 311 | 73 | 47.0627673 | 11.40546162 | 1599.4 | C |
| Kluft | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 304 | 72 | 47.06271459 | 11.40539211 | 1603.7 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 259 | 83 | 47.06325981 | 11.40492964 | 1573.6 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 282 | 83 | 47.06326442 | 11.40490793 | 1574.3 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 250 | 70 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 268 | 87 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 272 | 85 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Kluft | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 251 | 87 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 178 | 88 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 251 | 85 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 219 | 89 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 271 | 83 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 261 | 84 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 194 | 70 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 202 | 75 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 19 | 78 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 170 | 78 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 179 | 75 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 30 | 83 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 187 | 52 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 187 | 62 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 169 | 55 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 13 | 72 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 2 | 74 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 203 | 67 | 47.05178813 | 11.39992346 | 1733.5 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 154 | 83 | 47.05158956 | 11.39951072 | 1763.4 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 258 | 78 | 47.05181714 | 11.39917764 | 1774.4 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 86 | 47.05181714 | 11.39917764 | 1774.4 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 248 | 82 | 47.05181714 | 11.39917764 | 1774.4 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 164 | 76 | 47.05202285 | 11.39843137 | 1788.1 | C |
| Kluft | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 147 | 75 | 47.05200833 | 11.39843699 | 1789.2 | C |

| Struktur | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|----------|--------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 104 | 70 | 47.08296319 | 11.44671935 | 1183.8 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 58 | 72 | 47.08295664 | 11.44674068 | 1184.4 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 321 | 15 | 47.08291838 | 11.44673189 | 1187.2 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 94 | 71 | 47.08282053 | 11.44618292 | 1189.1 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 28 | 45 | 47.08233521 | 11.44533769 | 1209.3 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 330 | 84 | 47.08230032 | 11.46417838 | 1226.4 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 7 | 88 | 47.08225322 | 11.4642406 | 1226.6 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 34 | 89 | 47.08225844 | 11.46422802 | 1226.8 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 348 | 80 | 47.08227337 | 11.46417328 | 1228.4 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 332 | 87 | 47.0822598 | 11.46416855 | 1229.5 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 341 | 86 | 47.08220665 | 11.46420687 | 1230.8 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 354 | 85 | 47.08218474 | 11.46417737 | 1233.3 | A0 |

| | | | | | | | | | |
|---------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|----|
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 339 | 60 | 47.08218474 | 11.46417737 | 1233.3 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 63 | 47.0821459 | 11.46417701 | 1235.1 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 321 | 63 | 47.08214825 | 11.46415411 | 1235.7 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 337 | 42 | 47.08215825 | 11.46408814 | 1236.5 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 15 | 78 | 47.08210999 | 11.4640121 | 1239.9 | A0 |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 346 | 58 | 47.08210999 | 11.4640121 | 1239.9 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 317 | 75 | 47.08306286 | 11.46150349 | 1198.9 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 82 | 47.08306286 | 11.46150349 | 1198.9 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 242 | 71 | 47.08266544 | 11.462035 | 1211.0 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 248 | 68 | 47.08266544 | 11.462035 | 1211.0 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 179 | 19 | 47.082143 | 11.45405107 | 1256.5 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 43 | 52 | 47.08129261 | 11.4628433 | 1277.4 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 39 | 47 | 47.08129261 | 11.4628433 | 1277.4 | A0 |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 52 | 51 | 47.08129261 | 11.4628433 | 1277.4 | A0 |
| Störung | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 299 | 47 | 47.07737439 | 11.46572499 | 1294.7 | A0 |
| Störung | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 50 | 47.07743944 | 11.46569812 | 1300.0 | A0 |
| Störung | Kössener Kalkphyllite | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 72 | 40 | 47.08227133 | 11.45437034 | 1253.6 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 141 | 47 | 47.07630392 | 11.46587599 | 1281.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 56 | 47.07633224 | 11.46567624 | 1290.9 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 218 | 69 | 47.07576335 | 11.46526779 | 1310.3 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 222 | 66 | 47.08139798 | 11.45583578 | 1334.4 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 68 | 59 | 47.0809799 | 11.46024985 | 1342.9 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 74 | 36 | 47.0809799 | 11.46024985 | 1342.9 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 38 | 11 | 47.08043279 | 11.45364671 | 1376.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 35 | 82 | 47.07998296 | 11.45385269 | 1411.1 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 287 | 88 | 47.07998296 | 11.45385269 | 1411.1 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 42 | 62 | 47.07998296 | 11.45385269 | 1411.1 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 58 | 74 | 47.07998296 | 11.45385269 | 1411.1 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 192 | 56 | 47.07983028 | 11.45349888 | 1415.4 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 102 | 68 | 47.07996293 | 11.45415198 | 1415.6 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 33 | 62 | 47.07983945 | 11.45358846 | 1416.6 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 55 | 84 | 47.07984161 | 11.45364785 | 1418.3 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 229 | 89 | 47.07983749 | 11.45365804 | 1419.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 223 | 80 | 47.07983989 | 11.45368169 | 1419.7 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 72 | 74 | 47.07983989 | 11.45368169 | 1419.7 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 42 | 61 | 47.07983989 | 11.45368169 | 1419.7 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 59 | 83 | 47.0797465 | 11.45341419 | 1419.9 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 204 | 71 | 47.07976417 | 11.45348084 | 1420.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 213 | 67 | 47.07982002 | 11.45365327 | 1420.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 218 | 78 | 47.0798143 | 11.45365554 | 1420.8 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 37 | 60 | 47.0798143 | 11.45365554 | 1420.8 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 45 | 75 | 47.0798143 | 11.45365554 | 1420.8 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 168 | 74 | 47.07972751 | 11.45341085 | 1421.3 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 226 | 88 | 47.07972751 | 11.45341085 | 1421.3 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 199 | 78 | 47.07969349 | 11.45339691 | 1423.6 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 0 | 2 | 47.07970775 | 11.45363231 | 1428.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 187 | 70 | 47.07966846 | 11.45355307 | 1428.4 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 57 | 80 | 47.07967908 | 11.45363668 | 1430.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 45 | 86 | 47.07967908 | 11.45363668 | 1430.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 196 | 71 | 47.07965075 | 11.45358635 | 1430.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 190 | 87 | 47.07960485 | 11.45344066 | 1431.0 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 73 | 89 | 47.07978156 | 11.45432563 | 1432.5 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 103 | 61 | 47.07957924 | 11.45484154 | 1439.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 89 | 34 | 47.07957924 | 11.45484154 | 1439.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 77 | 46 | 47.07957924 | 11.45484154 | 1439.2 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 0 | 63 | 47.07727539 | 11.45997102 | 1470.5 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 300 | 45 | 47.07717585 | 11.45978444 | 1476.2 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 82 | 17 | 47.07719401 | 11.45970559 | 1479.0 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 19 | 87 | 47.07714615 | 11.4596208 | 1481.1 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 195 | 89 | 47.07719065 | 11.4596039 | 1483.4 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 345 | 76 | 47.07719065 | 11.4596039 | 1483.4 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 141 | 56 | 47.07768978 | 11.44784478 | 1527.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 211 | 85 | 47.07766774 | 11.44785127 | 1529.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 223 | 70 | 47.07755021 | 11.44792197 | 1540.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 120 | 49 | 47.07754193 | 11.44786457 | 1541.4 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 96 | 31 | 47.07750867 | 11.44807516 | 1544.6 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 136 | 70 | 47.07745776 | 11.44803459 | 1549.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 285 | 72 | 47.07744627 | 11.44801576 | 1550.6 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 110 | 87 | 47.07681622 | 11.44732474 | 1566.1 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 2 | 71 | 47.07684303 | 11.44735675 | 1566.5 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 51 | 38 | 47.07688353 | 11.44741239 | 1567.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 238 | 47 | 47.0768592 | 11.44739193 | 1567.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 211 | 35 | 47.0768592 | 11.44739193 | 1567.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 231 | 46 | 47.0768592 | 11.44739193 | 1567.7 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 91 | 80 | 47.07666145 | 11.44735108 | 1575.6 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 105 | 60 | 47.06715732 | 11.44594508 | 1889.0 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 69 | 13 | 47.0671544 | 11.44599999 | 1889.0 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 285 | 41 | 47.06717619 | 11.44597261 | 1888.2 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 80 | 58 | 47.06625303 | 11.44605584 | 1920.2 | A0 |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 321 | 47 | 47.06606376 | 11.44574761 | 1923.2 | A0 |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 276 | 62 | 47.07649669 | 11.43548503 | 1417.2 | A |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 274 | 72 | 47.07649274 | 11.4354476 | 1417.4 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 52 | 78 | 47.07492596 | 11.42476794 | 1373.9 | A |

| | | | | | | | | | |
|---------|------------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|---|
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 94 | 69 | 47.07492596 | 11.42476794 | 1373.9 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 93 | 81 | 47.07492596 | 11.42476794 | 1373.9 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 71 | 79 | 47.07489221 | 11.42478869 | 1377.1 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 119 | 47 | 47.07500698 | 11.42531763 | 1379.7 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 120 | 81 | 47.07499131 | 11.42529188 | 1380.9 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 53 | 87 | 47.07481841 | 11.42484398 | 1384.7 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 51 | 34 | 47.07479424 | 11.42485642 | 1387.0 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 57 | 25 | 47.07478139 | 11.42486827 | 1388.4 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 72 | 48 | 47.07476125 | 11.42488942 | 1390.8 | A |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 309 | 54 | 47.06606376 | 11.44574761 | 1923.2 | A |
| Störung | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 300 | 70 | 47.0694073 | 11.4140527 | 1457.9 | B |
| Störung | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 220 | 60 | 47.06936747 | 11.41398723 | 1458.0 | B |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 68 | 47.0761348 | 11.43540178 | 1449.0 | B |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 152 | 57 | 47.06480221 | 11.43520493 | 1830.2 | B |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 137 | 57 | 47.06466324 | 11.43541034 | 1840.1 | B |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 107 | 40 | 47.06434599 | 11.4352071 | 1852.4 | B |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 284 | 29 | 47.06199 | 11.43501863 | 1910.7 | B |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 121 | 8 | 47.06055611 | 11.3987556 | 1354.9 | C |
| Störung | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 151 | 11 | 47.06056065 | 11.39864445 | 1356.2 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 179 | 19 | 47.06854439 | 11.40019839 | 1205.7 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 252 | 37 | 47.06745038 | 11.4046085 | 1302.6 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 65 | 46 | 47.06581446 | 11.4019713 | 1304.5 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 70 | 74 | 47.06461166 | 11.40363032 | 1395.1 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 231 | 39 | 47.06463695 | 11.40379618 | 1402.0 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 260 | 31 | 47.06128296 | 11.39984003 | 1435.2 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 251 | 65 | 47.06129651 | 11.39983774 | 1435.8 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 275 | 32 | 47.06121937 | 11.39998145 | 1440.2 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 319 | 78 | 47.06125173 | 11.39998448 | 1441.7 | C |
| Störung | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 121 | 82 | 47.05888765 | 11.39651538 | 1461.5 | C |
| Störung | Kalkphyllit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 187 | 41 | 47.06324398 | 11.40471951 | 1585.2 | C |
| Störung | Kalkphyllit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 331 | 50 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Störung | Kalkphyllit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 111 | 80 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Störung | Kalkphyllit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 117 | 82 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 291 | 9 | 47.05599775 | 11.40012094 | 1561.8 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 135 | 42 | 47.0560768 | 11.39991701 | 1572.4 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 290 | 27 | 47.05611202 | 11.39988675 | 1573.1 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 158 | 45 | 47.05611202 | 11.39988675 | 1573.1 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 347 | 70 | 47.05621558 | 11.39960536 | 1584.3 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 124 | 89 | 47.05607574 | 11.39943894 | 1602.2 | C |
| Störung | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 298 | 88 | 47.05573826 | 11.39958451 | 1604.0 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 65 | 33 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 322 | 67 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 4 | 24 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 341 | 19 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 90 | 29 | 47.06341626 | 11.40506237 | 1553.8 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 117 | 89 | 47.06277499 | 11.40520327 | 1606.4 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 127 | 49 | 47.06277153 | 11.40517327 | 1608.2 | C |
| Störung | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 326 | 72 | 47.06273684 | 11.40496171 | 1618.9 | C |
| Störung | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 328 | 73 | 47.06278254 | 11.40523701 | 1603.9 | C |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 144 | 81 | 47.05965812 | 11.40349791 | 1649.0 | C |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 171 | 83 | 47.05965812 | 11.40349791 | 1649.0 | C |
| Störung | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 352 | 63 | 47.05966532 | 11.40351765 | 1650.3 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 356 | 55 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 220 | 36 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 231 | 66 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 241 | 52 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 358 | 48 | 47.0739329 | 11.4007319 | 1205.5 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 83 | 69 | 47.05181714 | 11.39917764 | 1774.4 | C |
| Störung | Eisendolomit | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 244 | 58 | 47.05201351 | 11.39843343 | 1788.8 | C |

| Fläche | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil |
|------------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|
| Fold Plane | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 118 | 53 | 47.08225917 | 11.46409911 | 1231.1 | A0 |
| Fold Plane | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 113 | 65 | 47.08225917 | 11.46409911 | 1231.1 | A0 |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 235 | 49 | 47.08210003 | 11.46081123 | 1262.1 | A0 |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 259 | 32 | 47.08223082 | 11.45480672 | 1271.3 | A0 |
| Fold Plane | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 267 | 22 | 47.07645557 | 11.43623497 | 1422.7 | A |
| Fold Limb | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 84 | 24 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Limb | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 268 | 55 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Limb | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 265 | 13 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Limb | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 268 | 56 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Limb | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 85 | 8 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Plane | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 36 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Plane | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 270 | 35 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Plane | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 269 | 34 | 47.07627122 | 11.43543625 | 1436.8 | A |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 210 | 89 | 47.0772901 | 11.4134052 | 1190.8 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 200 | 27 | 47.06937685 | 11.41402387 | 1458.6 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 62 | 37 | 47.06934201 | 11.4140874 | 1462.5 | B |

| | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--------------------|----------------------|-----|----|-------------|-------------|--------|---|
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 86 | 39 | 47.06934201 | 11.4140874 | 1462.5 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 185 | 35 | 47.06933959 | 11.41408601 | 1462.6 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 250 | 82 | 47.06933848 | 11.41412867 | 1463.9 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 101 | 90 | 47.06933848 | 11.41412867 | 1463.9 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 236 | 24 | 47.0693392 | 11.41413328 | 1464.0 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 56 | 33 | 47.0693392 | 11.41413328 | 1464.0 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 307 | 89 | 47.06934485 | 11.414151 | 1464.2 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 227 | 79 | 47.06934485 | 11.414151 | 1464.2 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 123 | 87 | 47.06934376 | 11.4141502 | 1464.2 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 328 | 6 | 47.06968316 | 11.41512932 | 1469.1 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 33 | 74 | 47.06968873 | 11.41518327 | 1469.6 | B |
| Fold Plane | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 43 | 89 | 47.06967905 | 11.41520072 | 1470.3 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 235 | 19 | 47.06966609 | 11.41517106 | 1470.7 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 213 | 25 | 47.06966409 | 11.41519288 | 1470.9 | B |
| Fold Limb | Bänderkalk | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 44 | 4 | 47.06965761 | 11.41517713 | 1471.0 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 251 | 66 | 47.06195526 | 11.43496978 | 1908.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 79 | 47.0619526 | 11.43497235 | 1908.4 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 115 | 37 | 47.06195135 | 11.43498765 | 1909.3 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 85 | 47.06195135 | 11.43498765 | 1909.3 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 351 | 86 | 47.06202346 | 11.4350573 | 1912.5 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 261 | 29 | 47.06196042 | 11.43502766 | 1911.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 248 | 65 | 47.06196042 | 11.43502766 | 1911.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 253 | 19 | 47.06196042 | 11.43502766 | 1911.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 239 | 23 | 47.06196042 | 11.43502766 | 1911.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 249 | 17 | 47.06196042 | 11.43502766 | 1911.2 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 183 | 82 | 47.06202346 | 11.4350573 | 1912.5 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 190 | 46 | 47.06203627 | 11.43505873 | 1912.6 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 189 | 49 | 47.06203627 | 11.43505873 | 1912.6 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 170 | 85 | 47.06197632 | 11.43505801 | 1912.6 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 278 | 68 | 47.06197632 | 11.43505801 | 1912.6 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 255 | 86 | 47.06201936 | 11.4351087 | 1915.0 | B |
| Fold Plane | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 266 | 48 | 47.06201936 | 11.4351087 | 1915.0 | B |
| Fold Plane | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 313 | 83 | 47.06105812 | 11.39928778 | 1391.4 | C |
| Fold Plane | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 297 | 77 | 47.06105812 | 11.39928778 | 1391.4 | C |
| Fold Plane | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 315 | 76 | 47.06105812 | 11.39928778 | 1391.4 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 271 | 33 | 47.06572542 | 11.40263794 | 1318.1 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 207 | 76 | 47.06567083 | 11.40280182 | 1325.6 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 73 | 6 | 47.06492653 | 11.40319611 | 1362.4 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 132 | 23 | 47.06491418 | 11.40320186 | 1363.1 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 83 | 21 | 47.06481893 | 11.40319414 | 1367.1 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 251 | 86 | 47.06452544 | 11.40385847 | 1412.0 | C |
| Fold Plane | Kalkschiefer | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 255 | 73 | 47.06452544 | 11.40385847 | 1412.0 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.06580883 | 11.40248459 | 1310.5 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 351 | 8 | 47.06481893 | 11.40319414 | 1367.1 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 6 | 10 | 47.06481893 | 11.40319414 | 1367.1 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 5 | 8 | 47.06468337 | 11.40327913 | 1375.8 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 167 | 8 | 47.06486768 | 11.40365289 | 1384.2 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 207 | 21 | 47.06479733 | 11.40365092 | 1387.3 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 323 | 11 | 47.06443502 | 11.40323302 | 1389.6 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 200 | 16 | 47.06459348 | 11.40350506 | 1390.2 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.06420277 | 11.40353154 | 1474.8 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 4 | 14 | 47.06395938 | 11.4035233 | 1509.8 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 4 | 9 | 47.06395938 | 11.4035233 | 1509.8 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 37 | 12 | 47.063933 | 11.40346334 | 1512.3 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 0 | 2 | 47.06368821 | 11.40350249 | 1550.3 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 12 | 9 | 47.06254225 | 11.40283899 | 1582.1 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 311 | 6 | 47.06262246 | 11.40297724 | 1590.2 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 16 | 5 | 47.06245092 | 11.40294955 | 1595.4 | C |
| Fold Plane | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 13 | 4 | 47.06245092 | 11.40294955 | 1595.4 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 28 | 73 | 47.06569852 | 11.40508672 | 1359.4 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 41 | 73 | 47.06575984 | 11.40522543 | 1364.7 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 42 | 68 | 47.06578021 | 11.4052748 | 1366.9 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 308 | 79 | 47.06326311 | 11.40516616 | 1565.3 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 48 | 88 | 47.06321607 | 11.40509671 | 1571.0 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 95 | 86 | 47.06316873 | 11.40508771 | 1575.0 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 322 | 79 | 47.0631976 | 11.40497548 | 1576.4 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 274 | 81 | 47.06309247 | 11.40519379 | 1577.8 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 180 | 75 | 47.06307995 | 11.40515217 | 1580.1 | C |
| Fold Plane | Kalkphyllit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 328 | 75 | 47.06297336 | 11.40508526 | 1592.8 | C |
| Fold Plane | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 140 | 66 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Plane | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 129 | 69 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Plane | Ammonitico rosso | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 247 | 19 | 47.06302369 | 11.40497327 | 1591.7 | C |
| Fold Plane | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 93 | 35 | 47.06295076 | 11.40526933 | 1587.4 | C |
| Fold Plane | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 281 | 76 | 47.06278603 | 11.40520137 | 1605.6 | C |
| Fold Plane | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 174 | 89 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Plane | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 154 | 79 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Plane | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 157 | 82 | 47.06163023 | 11.40278827 | 1618.5 | C |
| Fold Limb | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 275 | 4 | 47.06167453 | 11.40303721 | 1627.0 | C |
| Fold Limb | Radiolarit | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 317 | 23 | 47.06167453 | 11.40303721 | 1627.0 | C |

| Struktur | Lithologie | Decke | Deckensystem | Fallrichtung (°) | Fallwinkel (°) | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Profil | Fläche |
|-----------|------------------------|--------------------|----------------------|------------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------|---------------|
| Domino | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 162 | 27 | 47.08188998 | 11.45410976 | 1275.5 | A0 | Basis |
| Domino | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 144 | 18 | 47.08167945 | 11.45391824 | 1287.8 | A0 | Seite |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 249 | 7 | 47.07663478 | 11.43539612 | 1404.4 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 258 | 21 | 47.07658046 | 11.43542341 | 1409.4 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 258 | 23 | 47.07655736 | 11.43542608 | 1411.4 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 97 | 5 | 47.07647428 | 11.43540113 | 1418.1 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 255 | 24 | 47.07645557 | 11.43623497 | 1422.7 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 261 | 22 | 47.07645557 | 11.43623497 | 1422.7 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 254 | 30 | 47.0761909 | 11.43582775 | 1447.1 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 227 | 25 | 47.07613035 | 11.43571406 | 1452.2 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 210 | 21 | 47.07610049 | 11.43576673 | 1454.7 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 206 | 30 | 47.07610049 | 11.43576673 | 1454.7 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 248 | 16 | 47.07609074 | 11.43579229 | 1455.3 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 257 | 12 | 47.07609074 | 11.43579229 | 1455.3 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 253 | 14 | 47.07609074 | 11.43579229 | 1455.3 | A | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 244 | 32 | 47.07608047 | 11.43580508 | 1456.0 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 247 | 30 | 47.07608047 | 11.43580508 | 1456.0 | A | Shearband (C) |
| SC-fabric | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 86 | 40 | 47.07374552 | 11.42807433 | 1487.0 | A/B | Shearband (C) |
| SC-fabric | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 85 | 12 | 47.07374552 | 11.42807433 | 1487.0 | A/B | Shearband (C) |
| SC-fabric | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 81 | 44 | 47.07368665 | 11.42807226 | 1492.1 | A/B | Shearband (C) |
| SC-fabric | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 221 | 29 | 47.07369721 | 11.42807187 | 1491.2 | A/B | Shearband (S) |
| SC-fabric | Quarzglimmerschiefer | Steinacher Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 233 | 13 | 47.07369721 | 11.42807187 | 1491.2 | A/B | Shearband (S) |
| Schärband | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 296 | 19 | 47.0605562 | 11.39861047 | 1357.0 | C | Shearband (S) |
| Schärband | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 294 | 45 | 47.0605562 | 11.39861047 | 1357.0 | C | Shearband (C) |
| Schärband | Wettersteindolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 301 | 52 | 47.06055815 | 11.39858537 | 1357.4 | C | Shearband (C) |
| Schärband | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 85 | 8 | 47.06476738 | 11.40374835 | 1392.7 | C | Shearband (S) |
| Schärband | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 269 | 53 | 47.06473365 | 11.40380145 | 1396.6 | C | Shearband (S) |
| SC-fabric | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 140 | 7 | 47.06117626 | 11.40007657 | 1444.4 | C | Shearband (S) |
| SC-fabric | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 138 | 23 | 47.06118454 | 11.40010367 | 1446.4 | C | Shearband (C) |
| SC-fabric | Hauptdolomit | Brenner Mesozoikum | Ötztal-Bundschuh Ds. | 147 | 19 | 47.06118454 | 11.40010367 | 1446.4 | C | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 173 | 41 | 47.05603665 | 11.39988484 | 1576.3 | C | Shearband (S) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 205 | 33 | 47.05603665 | 11.39988484 | 1576.3 | C | Shearband (C) |
| SC-fabric | Kalke der Blaser Decke | Blaser Decke | Drauzug-Gurktal Ds. | 212 | 22 | 47.05603665 | 11.39988484 | 1576.3 | C | Shearband (C) |