

Das Tarntal Mesozoikum

Petrologie und Geologie einer enigmatischen Einheit in den Ostalpen

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
an der
Leopold Franzens Universität Innsbruck

Vorgelegt von

REINHARD KLIER

an der Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften
Innsbruck, November 2005

Vorwort:

Die Tarntaler Berge wurden von Enzenberg (1967) geologisch kartiert. Seit damals sind zahlreiche neue Erkenntnisse über Stratigraphie und Metamorphose in diesem Gebiet aber auch in den Alpen im Allgemeinen dazugekommen (Dingeldey 1995, 97, Heidorn 2002, Koller & Pestal 2003). Ziel dieser Arbeit ist es die neuen Erkenntnisse durch eigene Beobachtungen zu erweitern und im Rahmen einer Neuaufnahme des Gebietes im Maßstab 1:10.000 zu einem konsistenten Bild zusammenzufügen.

Letztendlich wurde versucht stratigraphische, strukturelle, petrologische und geochronologische Ergebnisse zusammenzuführen und ein Modell für die Entstehung des Tarntal Mesozoikums vorzuschlagen.

Durch meine Beteiligung an der Machbarkeitsstudie 2 des Brenner Basistunnels konnte ich meine Beobachtungen mit den Beobachtungen der anderen Bearbeiter im Gebiet Miskopf und Hippold Kamm vergleichen und so versuchen ein, für die gesamte Verbreitung des Tarntal Mesozoikums gültiges Modell zu erstellen.

Danksagungen:

Besonders bedanken möchte ich mich bei meinem Betreuer Prof. Peter Tropper, der für mich immer ein offenes Ohr hatte und dem ich einen Großteil meines petrologischen Wissens verdanke.

Weiters bedanke ich mich bei Prof. Rainer Brandner, Mag. Helfried Madritsch, Prof. Hugo Ortner und Mag. Franz Reiter, die mir bei gemeinsamen Begehungen und Diskussionen viele Informationen zukommen ließen und Ideen weitergaben, ohne die kein so umfassendes Verständnis der Struktur und Entwicklung der Tarntaler Berge möglich gewesen wäre.

Weiters bedanke ich mich bei Dr. Manfred Rockenschaub von der Geologischen Bundesanstalt für die Übermittlung der geochronologischen Daten.

Gliederung:

1	Einleitung:	- 4 -
1.1	Geographischer Überblick:	- 4 -
1.2	Geologischer Überblick:	- 5 -
1.2.1	Paläogeographie:	- 5 -
1.2.2	Heutige Position:	- 6 -
1.2.3	Strukturelle Gliederung:	- 6 -
2	Methoden:	- 8 -
2.1	Geologische Arbeitsmethoden:	- 8 -
2.2	Petrologische Arbeitsmethoden:	- 9 -
3	Stratigraphie:	- 11 -
3.1	Bündnerschiefer (Glockner Decke)	- 11 -
3.2	Innsbrucker Quarzphyllit (Innsbrucker Quarzphyllit Decke)	- 12 -
3.3	Lantschfeld-Fm.	- 13 -
3.4	Dolomitschollen	- 14 -
3.5	Tektonisierte Rauhwacke	- 15 -
3.6	Arlberg-Fm. (Dolomitmarmor)	- 16 -
3.7	Raibl-Fm. (Tonschiefer)	- 17 -
3.8	Hauptdolomit-Fm. (Dolomitmarmor)	- 17 -
3.9	Kössen-Fm. (Marmor und Kalkschiefer)	- 17 -
3.10	Oberräth Kalk und Dolomit (Marmor)	- 18 -
3.11	Allgäu-Fm. (Kalktonschiefer)	- 19 -
3.12	Brekzien (Meta-Brekzie)	- 19 -
3.13	Tarntal-Fm. (Meta-Brekzie)	- 21 -
3.14	Ruhpolding-Fm. (Kieselschiefer)	- 22 -
3.15	Ammergau-Fm. (Kalkglimmerschiefer)	- 23 -
3.16	Hippold-Fm. (Kalkschiefer, Meta-Brekzie):	- 23 -
3.17	Eiskar-Fm. (Meta-Grauwacke):	- 24 -
3.18	Graue Wand-Fm. (Tonschiefer, Meta-Brekzien)	- 25 -
3.19	Serpentinit und Ophikarbonat	- 26 -
3.20	Ungelagerte Rauhwacke:	- 28 -
3.21	Zusammenfassung:	- 30 -
3.22	Diskussion:	- 33 -
4	Strukturgeologie:	- 34 -
4.1	Duktile Strukturen	- 34 -
4.2	D1 Ereignis:	- 34 -
4.3	D2 Ereignis:	- 35 -
4.4	Semiduktile Deformation:	- 36 -
4.5	Spröde Strukturen	- 37 -
4.6	Deformationsschema	- 39 -
4.7	Deckengliederung:	- 41 -
4.7.1	Deckenscheider:	- 41 -

4.7.2	Decken:	- 46 -
5	Petrologie:	- 47 -
5.1	Einführung:	- 48 -
5.2	Petrographie:	- 48 -
5.2.1	Tarntal Decke:	- 48 -
5.2.2	Innsbrucker Quarzphyllit Decke	- 52 -
5.3	Mineralchemie:	- 53 -
5.3.1	Tarntal Decke:	- 53 -
•	Hellglimmer:	- 53 -
•	Amphibole:	- 55 -
•	Pyroxene:	- 58 -
•	Plagioklas:	- 59 -
•	Biotit:	- 59 -
•	Chlorit:	- 60 -
•	Stilpnomelan:	- 60 -
•	Talk:.....	- 61 -
•	Karbonat:	- 61 -
5.3.2	Mn-Paragenese:	- 62 -
5.3.3	Innsbrucker Quarzphyllit Decke:	- 66 -
5.4	Thermobarometrie:	- 66 -
5.4.1	Tarntal Decke:	- 66 -
a.)	Massonne (1997):	- 69 -
b.)	Holland und Powell (1998):	- 72 -
c.)	Currie und Van Staal (1999):	- 73 -
d.)	Die Amphibol- und Klinopyroxen-Zonierung:	- 74 -
5.4.2	Innsbrucker Quarzphyllit Decke:	- 79 -
5.4.3	Glockner Decke:	- 79 -
5.5	Vergleich der drei Decken:	- 79 -
5.6	<i>P-T</i> Pfad der TD:	- 80 -
5.7	Geochronologie:	- 83 -
5.8	Interpretation:	- 86 -
6	Zusammenfassung:	- 88 -
7	Conclusio:	- 89 -
8	Literatur:	- 91 -
9	Anhang:	- 96 -
9.1	Mikrosondenanalysen, BSE Aufnahmen und Röntgenverteilungsbilder:	- 96 -
9.2	Geologische Karte	- 96 -
9.3	Profilschnitt	- 97 -
9.4	Abkürzungen:	- 99 -

1 Einleitung:

1.1 Geographischer Überblick:

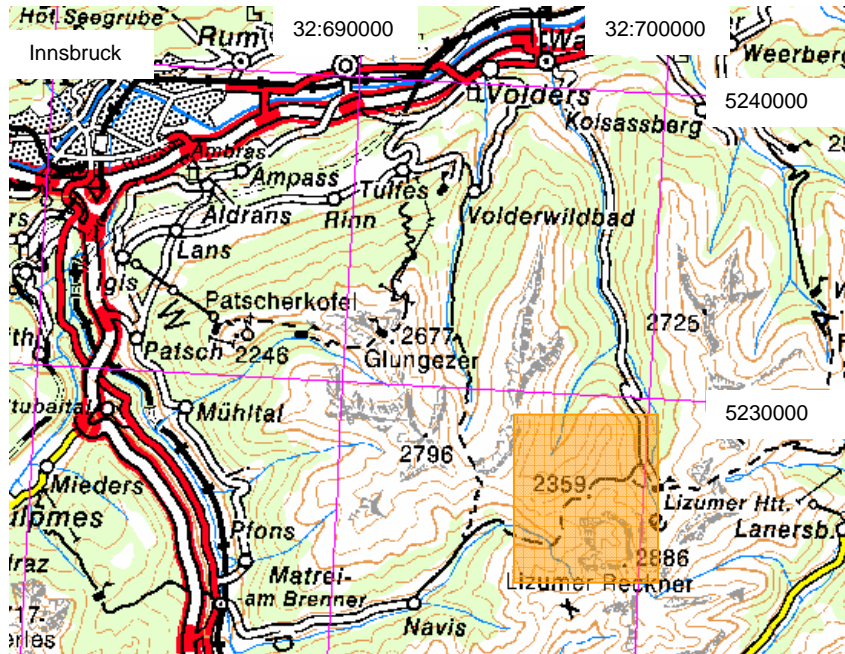


Abb.1.: Übersichtskarte;
ÖK, Maßstab 1:250.000,
UTM
Das kartierte Gebiet
befindet sich südöstlich
von Innsbruck
(Österreich) und ist
orange eingefärbt.

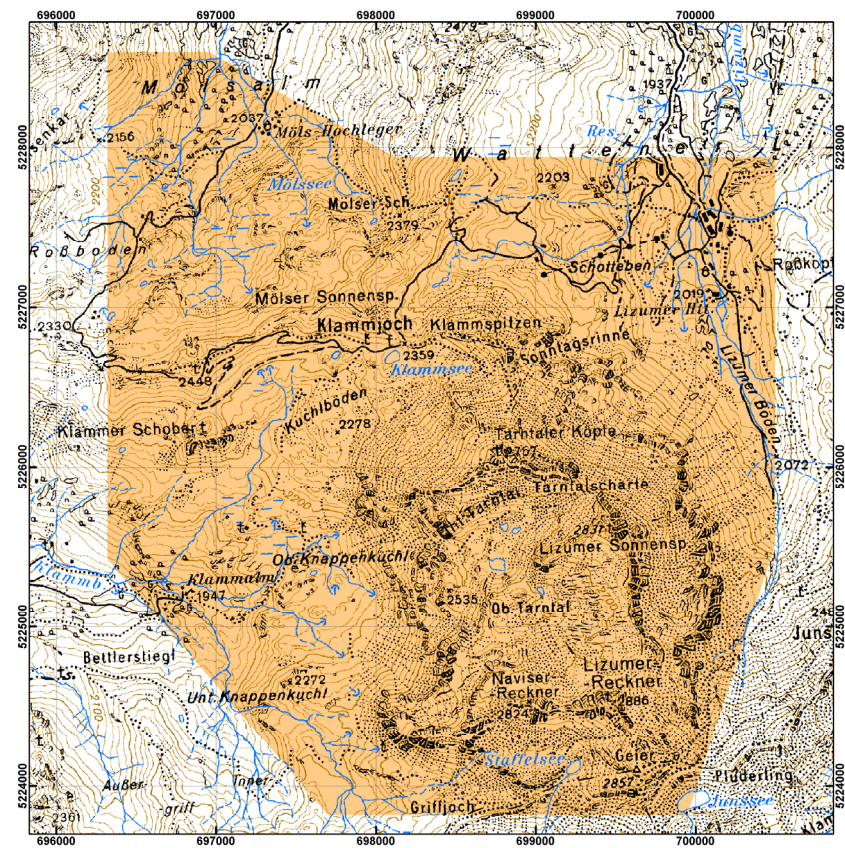


Abb.2.: Kartenausschnitt;
ÖK Maßstab 1:50.000,
UTM, Blatt Lanersbach,
Das kartierte Gebiet ist
eingefärbt

Kartiert wurde das Gebiet zwischen Lizumberbach im Osten, Pluderling und Griffjoch im Süden, Obere und Unter Knappenkuchl, Klammer Schober, Roßboden und Mölsalm im Westen und Mölser Berg im Norden.

Die wichtigsten Berge sind von Süd nach Nord:

Geier, Lizumer und Naviser Reckner, Lizumer Sonnenspitze, Tarntalerköpfe (südlich von diesen liegt auch das Untere und das obere Tarntal), Klammspitzen, Mölser Sonnenspitze und Nördlicher und Südlicher Schober.

1.2 Geologischer Überblick:

1.2.1 Paläogeographie:

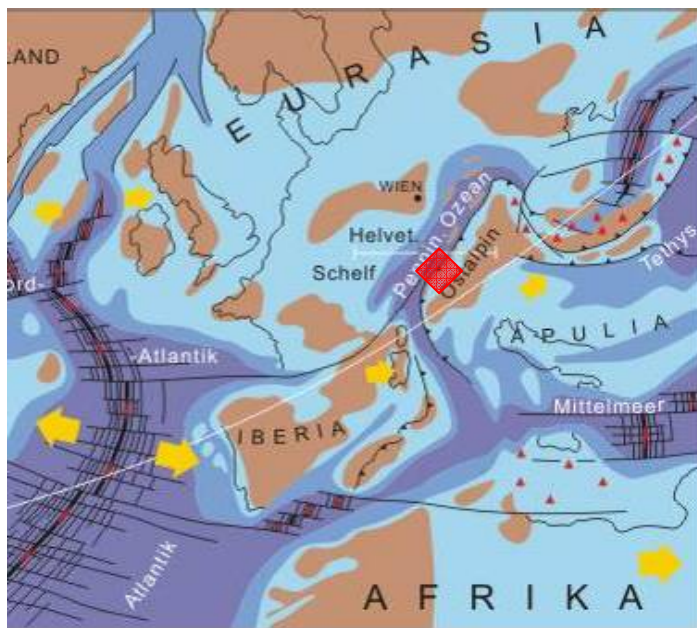


Abb.3.: Plattentektonische Rekonstruktion des alpinen Raumes in der Ober-Kreide mit der damaligen Position der TD in rot. (Stampfli, Borel 2002)

Die paläogeographische Position der Tarntal Decke (TD) war in der Vergangenheit häufig Gegenstand von Diskussionen. Die TD befindet sich am Kontakt der Glockner Decke (GD) zur Innsbrucker Quarzphyllitdecke (IQPD) in den Innsbrucker Quarzphyllit (IQP) eingefaltet, also an der Grenze von austroalpinen zu penninischen Einheiten (siehe Abb.3.).

Das TM und der RK stammen auf jeden Fall aus dem Bereich des Nordrandes der Apulischen Platte und wurde in der Vergangenheit entweder dem Austroalpin oder

dem Penninikum zugeordnet. Eine mögliche Antwort auf diese Frage wird nach der Darlegung der Fakten gegeben.

Nach Schmid et al. (2004) handelt es sich beim IQP um die Basis des Oberostalpins (OOA) und die TD setzt sich aus dem unterostalpinen Tarntal Mesozoikum (TM) und dem penninischen Reckner Komplex (RK) zusammen.

1.2.2 Heutige Position:

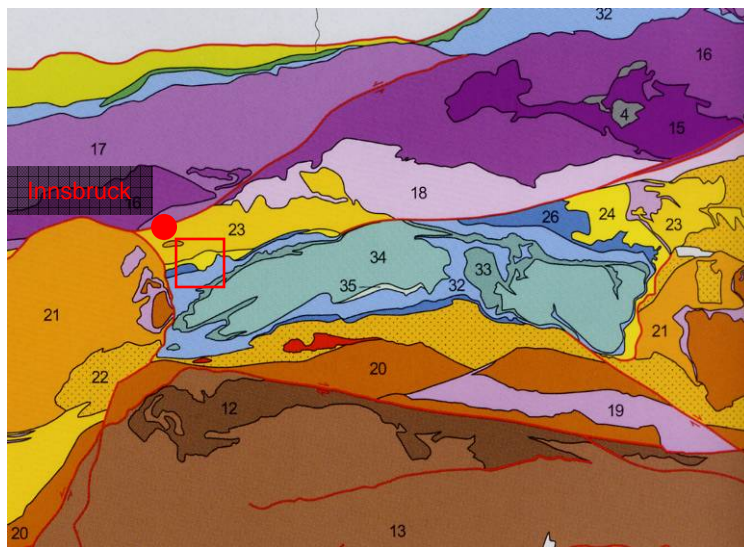


Abb.4.: Tektonische Karte der Alpen nach Schmid et al. (2004)

Das bearbeitete Gebiet ist eingerahmt und befindet sich zwischen GD und IQPD.

23	IQP
24	TM
26	RK
23	GD

1.2.3 Strukturelle Gliederung:

Innerhalb des TMs gibt es zwei deutlich differierende Bereiche:

Erstens die Einheiten der zentralen Tarntaler Berge, die sich zwar stark und mehrphasig verfaultet präsentieren, aber den stratigraphischen Verband bewahrt haben.

Zweitens die Einheiten des Nordrandes des TMs, die im Mölstal ihre größte Verbreitung aufweisen. Diese sind tektonisch völlig aus dem stratigraphischen Kontext gerissen und liegen als isolierte Scherlinge oder Schollen innerhalb einer Matrix aus Kalkschiefern und tektonisierten Rauhwacken.

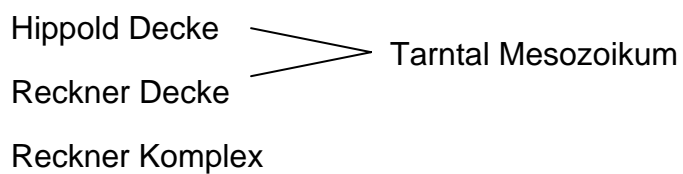
In früheren Publikationen kam es teilweise zu unterschiedlichen und dadurch etwas verwirrenden Deckenbezeichnungen. Deshalb sei an dieser Stelle eine Erklärung der Deckengliederung vom Liegenden ins Hangende gegeben:

Glockner Decke

Tarntal Decke

Innsbrucker Quarzphyllitdecke

Weiters wird die TD intern in folgende Decken untergliedert:



Die Deckengliederung innerhalb des TMs spielt sich aber in einem wesentlich kleineren Maßstab ab und wird im Weiteren kritisch diskutiert, da die Deckengrenzen weder von mir noch von früheren Bearbeitern direkt kartiert werden konnten sondern die Deckengliederung lediglich auf faziellen Unterschieden beruht (Brekzienmächtigkeiten).

2 Methoden:

Die Ergebnisse dieser Arbeit verteilen sich auf folgende Arbeitsbereiche:

Erstens wurde im Rahmen einer Neukartierung der Tarntaler Berge die bestehende stratigraphische Gliederung die im Wesentlichen auf Enzenberg (1967) und Koller & Pestal (2003) zurückgeht überarbeitet, bzw. durch neue Erkenntnisse erweitert.

Zweitens wurde die petrologische Bearbeitung der Einheiten des TMs (Dingeldey et al. 1995,97) um die petrologische Bearbeitung der Amphibole und Klinopyroxene erweitert, bzw. die Entwicklung dieser Minerale in Bezug auf die metamorphe Entwicklung der Gesteine analysiert und es wurden zusätzlich neue Erkenntnisse über den *P-T* Pfad gewonnen.

Drittens wurde das Gebiet strukturell aufgenommen um ein an die IQPD angepasstes Deformationsschema zu erstellen.

Letztendlich wurde versucht durch die Zusammenführung der Ergebnisse aus den drei Teilbereichen ein konsistentes Bild für die Entstehung und Entwicklung des TMs zu erstellen.

Das bearbeitete Gebiet ist durch niedriggradige Metamorphose geprägt. Es sind daher in den Gesteinen sedimentäre Strukturen direkt neben metamorphen Ausprägungen erhalten. Dies führte in der Literatur zu verwirrenden Gesteinsbezeichnungen, so ist z.B. mit Kieselschiefer (Enzenberg 1967) und Meta-Radiolarit (Koller & Pestal 2003) dieselbe Lithologie gemeint. In dieser Arbeit wird in der stratigraphischen Beschreibung der Namen der unmetamorphen Formationen angegeben und zusätzlich die äquivalente metamorphe Gesteinsbezeichnung angeführt.

2.1 Geologische Arbeitsmethoden:

In den Jahren 2003 bis 2005 fanden in den Monaten Juli bis September Geländearbeiten statt. Dabei wurde eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 erstellt. Weiters wurde das Gebiet strukturell aufgenommen und die unterschiedlichen Gesteine beprobt. Die Gefügedaten wurden mit tectonicsFP v.

1.6.2 (2002) weiterverarbeitet bzw. in der Karte geplottet. Letztendlich wurde versucht die Lithologien in ein stratigraphisches Profil zu gliedern und in Form von Profilschnitten den Bau des Gebirgsstockes zu verstehen.

Die gewonnenen Daten wurden mit Hilfe von ArcGIS v.9.1 (2005) zu einer geologischen Karte zusammengeführt.

2.2 Petrologische Arbeitsmethoden:

Von den Proben wurden orientierte Dünn- bzw. Mikrosondenschliffe erstellt. Diese wurden auf Deformation, Mineralbestand und Mineralchemie untersucht. Hierzu wurde zunächst ein Polarisationsmikroskop (OLYMPUS BX40F4) und in weitere Folge die Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL 8100, Beschleunigungsspannung 15 kV, Probenstrom 20 nA) verwendet. Zur Bestimmung des Bementits wurde ein kleines Stück der Probe mit Hilfe eines Achatmörser pulverisiert und mit einem Röntgenpulverdiffraktometer (Powder X-Ray - Diffractometer AXS - Bruker D-8) analysiert. Um festzustellen ob es sich bei den μm großen Eisenoxideinschlüssen in den Klinopyroxenen um Hämatit oder Magnetit handelt wurde ein Raman Mikrospektrometer verwendet (Jobin-YvonLab-RAM-HR800).

Ein Großteil der Bearbeitung vollzog sich allerdings mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS), wobei hier folgende Verfahren angewandt wurden:

BSE-Aufnahmen: Nicht alle Elektronen des primären Elektronenstrahls kollidieren mit den Atomkernen der Probensubstanz. Bei einem entsprechenden Einfallswinkel zieht der elektrisch positive Kern ein Elektron zwar an, dieses wird aber nicht mit ihm kollidieren, sondern nach einer halben Umkreisung die Probe wieder verlassen. Solche, an einem Kern elastisch gebeugten, Elektronen werden "backscattered electrons" (BSE) genannt. Mit dem Durchmesser des Atomkerns nimmt die Anzahl der BSE proportional zu, so dass das Bild der zurückgeworfenen Elektronen zugleich ein Abbild der Elementverteilung in der Probe bietet. BSE-Bilder ermöglichen die

Visualisierung feinsten Unterschiede in der Zusammensetzung eines Materials und die Trennung von Phasen im submikroskopischen Bereich.

Quantitative Messungen: Es wurden wellenlängendispersive Messungen durchgeführt. Für die Kalibration wurden sowohl synthetische ($\text{Al}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2$) als auch natürliche (Almandin, Bytownit, Quarz) Standards verwendet, die zum größten Teil vom United States National Museum stammen.

Die Messzeiten lagen bei 20 sec. (Peak) / 10 sec. (Background). Unter Rücksichtnahme auf die zahlreichen Na-, K- und OH-hältigen Phasen wurden alle Minerale mit einem $5 \times 5 \mu\text{m}$ Raster gemessen um die Auswirkung der Messung möglichst gering zu halten.

Röntgenverteilungs Aufnahmen: Mit dieser Methode wurde die Verteilung einzelner Elemente in den Mineralen veranschaulicht.

Aus den mineralchemischen Messungen wurden die Mineralformeln und die Anteile der jeweiligen Endglieder berechnet. Schließlich wurde mit thermobarometrischen Programmen (THERMOCALC, TWQ, PET 5.0.1., Stilpmod2) versucht, die Metamorphosebedingungen zu rekonstruieren.

3 Stratigraphie:

In der folgenden stratigraphischen Beschreibung werden die Lithologien mit ihrem stratigraphischen Formationsnamen bezeichnet, da bei der Benennung mit dem metamorphen Gesteinsnamen ein Informationsverlust verbunden wäre. In der Überschrift wird die metamorphe Gesteinsbezeichnung beigefügt, aber im Text wird auf diese verzichtet, um allzu große Verwirrung zu vermeiden. Es waren aber, wie Dingeldey (1995,97) feststellte, alle Einheiten der TD in etwa denselben Metamorphosebedingungen unterworfen.

Die stratigraphische Beschreibung bezieht Erkenntnisse von früheren Bearbeitern (Enzenberg 1967,76, Koller & Pestal 2003) mit ein. Im Allgemeinen wird vom Liegenden ins Hangende vorgegangen und die Beschreibungen gliedern sich wie folgt:

- Vorkommen im Kartiergebiet
- stratigraphische Position, d.h. Liegendgrenze
- Makroskopische Beschreibung
- Mikroskopische Beschreibung

Die GD und die IQPD werden nur kurz angeschnitten, da sie im Feld auch nur marginal bearbeitet wurden.

Die TD wird intern zunächst nicht in Decken untergliedert. Eine Zuordnung der Formationen zu den einzelnen Decken wird im Anschluss diskutiert.

3.1 Bündnerschiefer (Glockner Decke)

Die GD befinden sich im Liegenden der TD und der IQPD. Nur ganz im Süden an den Südabhängen des Geiers gibt es einen direkten Kontakt zwischen der GD und den Einheiten des TM, ansonsten liegt dazwischen IQP, der nach Süden auskeilt.

Bei den Bündnerschiefern der GD handelt es sich um Kalkphyllite und kalkarme Schwarzphyllite. Durch ihre engständige phyllitische Schieferung verwittern sie sehr

charakteristisch in dem sie feintafeligen Schutt erzeugen. Sie unterscheiden sich von den Phylliten der IQPD durch rostig anwitterndes Karbonat das nicht in Linsen oder Lagen auftritt, sondern diffus im Gestein verteilt ist.

3.2 Innsbrucker Quarzphyllit (Innsbrucker Quarzphyllit Decke)

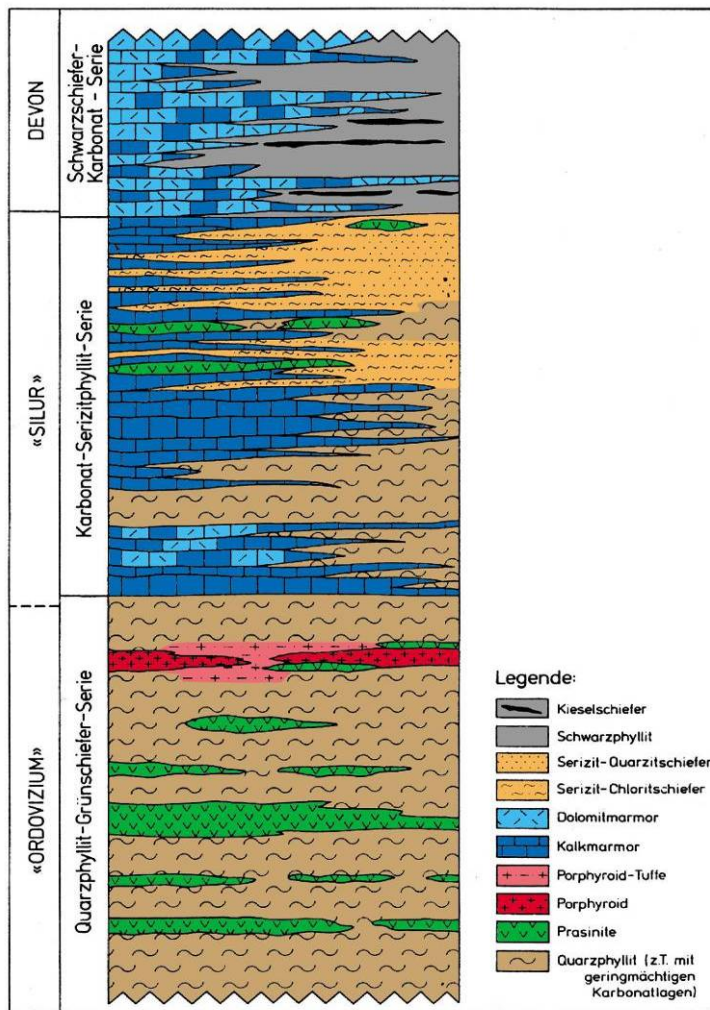


Abb.5.: Stratigraphisches Profil durch die IQPD (Mostler et al. 1982). Die an die TD angrenzenden Lithologien sind der Schwarzschiefer – Karbonat – Serie zuzurechnen.

Innerhalb des kartierten Gebietes ist IQP aufgeschlossen, der den jüngsten Bereichen der IQPD also der Schwarzschiefer-Karbonat Serie (siehe Abb.5.) zugeordnet werden muss. Die hier am häufigsten vertretenen Lithologien sind Quarz- und Chlorit-Serizitphyllite, untergeordnet treten Linsen und Lagen von Eisendolomiten und Schwarzschiefern auf.

Die Quarz- und Chlorit-Serizitphyllite sind von hellgrauer bis graublauer Farbe, engständig geschiefert und weisen häufig Quarzknauer und Quarzbänder auf. Die Schieferung wird durch eingeregelteten Serizit und Quarz gebildet.

Die Schwarz- oder Graphitschiefer sind stark schwärzend und in Form von metermächtigen Lagen in die Serizitphyllite eingeschaltet. Lateral können diese Einschaltungen nicht über größere Distanzen verfolgt werden.

Eisendolomite stellen kompetente Einschaltungen in der Quarzphyllitmasse dar. Es handelt sich um rostbraune grobkristalline Dolomite. Vorkommen von über 10 Meter Mächtigkeit sind östlich der Klammalm aufgeschlossen.

IQP liegt im Großteil des Gebietes zwischen der GD und dem TM, nur ganz im Norden im Mölstal und auf der Mölser Scharte tritt IQP auch im Hangenden der hier nur sehr geringmächtigen Einheiten des TMs auf.

Weiters tritt IQP in Form von Komponenten in der weiter unten beschriebenen tektonisierten Rauhwacke auf, allerdings nur dort wo ein Kontakt zwischen den beiden Einheiten besteht. Sowohl diese Beobachtung als auch der Habitus der Komponenten legen nahe, dass es sich um tektonisch und nicht sedimentär entstandene Komponenten handelt. Damit fällt ein wichtiges Argument für die autochthone Auflage des TMs auf dem IQP weg.

3.3 Lantschfeld-Fm.



Abb.6.: Hippold von Norden; hundert Meter große Quarzitschollen in Kalkschiefer Matrix.



Abb.7.: Rosa Gerölle in der Lantschfeld-Fm.

Der Lantschfeld Quarzit stellt das metamorphe Äquivalent zum Alpinen Buntsandstein dar. Er tritt in zwei unterschiedlichen Formen auf:

Erstens in Form von hunderte Meter mächtigen Schollen in einer Matrix aus Kalkschiefern (siehe Abb.6.). Diese Vorkommen werden bei der Hippold-Fm. diskutiert.

Zweitens im direkten Kontakt zum IQP, teilweise auch eng verfaultet mit diesem. An diesen Kontakten treten weder Kalkschiefer wie bei den Quarzitschollen auf, noch konnten Basiskonglomerate, die bei einem autochthonen Kontakt zu erwarten wären gefunden werden.

Die Quarzite sind weiß bis grünlich und weisen neben Quarz unterschiedliche Serizit- und Chloritgehalte auf. Es treten auch die typischen gerundeten rosa Quarzgeröllchen auf, die typisch für den Alpinen Buntsandstein sind (siehe Abb.7.). Meist ist der Quarzit deutlich verschiefert und wenn er in direktem Kontakt zum IQP steht, weist er häufig ein mylonitisches Gefüge auf. Weiters wurde benachbart zum IQP auch ein feldspatreicher Typus beobachtet, bei dem es sich wahrscheinlich um eine Einschaltung eines Porphyroids im IQP handelt.

3.4 Dolomitschollen



Abb.8.: Nördl. Schober, Schollengrenze von beige anwitterndem Zellendolomit zu Kalk-schiefern, lässt sich im Hintergrund (rechts oben) weiter verfolgen.

In der Nachbarschaft der Lantschfeld-Fm. finden sich häufig Dolomite, die von Enzenberg (1967) als Anis-Dolomit gedeutet wurden. Diese Dolomite bilden Schollen, die in Kalkschiefern schwimmen.

Es treten weiße mikritische Dolomite, graue zuckerkörnige Dolomite mit weißen Kalkadern, beige anwitternde Zellendolomite (siehe Abb.8.), weiße Kalkmarmore und Bänderkalke auf. Eine Zuordnung dieser Dolomitschollen zu Virgloria-, Reifling- bzw. Reichenhall-Fm. ist stellenweise möglich, jedoch meist unsicher und für eine tektonische Interpretation ohnehin nicht zielführend. Allerdings können in diesen Schollen auch Zebradolomite auftreten, die eindeutig der Virgloria-Fm. angehören.

3.5 Tektonisierte Rauhwanke



Abb.9.: Mölser Scharte, Phyllitkomponenten in tektonisierter Rauhwanke.

Bei der von Enzenberg (1967) als anisches Gestein gedeuteten Rauhwanke, handelt es sich um ein tektonisch entstandenes Gestein, das jeweils das Nebengestein in Form von Komponenten aufarbeitet. Es treten also Komponenten von IQP (siehe Abb.9.), Lantschfeld Quarzit und Dolomit in einer Matrix aus mittelbraunem Dolomit-Arenit. Häufig finden sich in diesem porösen Gestein auch gerundete quarzitisches Feinkieskomponenten, die entweder sedimentär gerundet oder während der Tektonisierung gerundet wurden.

Meist trifft man die Rauhwanke an der ehemaligen Basis der TD an, also an der Hauptüberschiebungsbahn der TD über die IQPD bzw. der Lantschfeld-Fm. Neben der wechselnden stratigraphischen Position und dem Habitus, macht auch die sehr

unregelmäßige Verbreitung mit enormen Mächtigkeitsschwankungen eine Interpretation als tektonisch entstandene Lithologie notwendig.

Vermutlich wurde die Rauhacke im Tertiär nochmals lokal mobilisiert und umgelagert und als Hangbrekzie am Paläorelief resedimentiert (siehe Kapitel 3.20. Umgelagerte Rauhacke). Als Ausgangsgestein kommen Reichenhall, Arlberg oder Raibl Rauhacken oder Gipshorizonte in Frage.

3.6 Arlberg-Fm. (Dolomitmarmor)



Abb.10.: Klammspitze, Monomikte Kalkbrekzie mit dunklen Laminiten.

Metamorpher Dolomit aus der Arlberg-Fm. tritt erstens in Form von Schollen in der Hippold-Fm. auf und zweitens am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit Raibl- und Hauptdolomit-Fm. Hiermit stellt die Arlberg-Fm. die älteste Fm dar, die innerhalb des TMs im Schichtverband aufgeschlossen ist. Ob es sich bei diesem Schichtpaket von Arlberg- über Raibl- bis zur Hauptdolomit-Fm. um eine Riesenscholle oder ein Boudin im Faltenkern einer großmaßstäbigen Isoklinalfalte handelt konnte nicht sicher geklärt werden.

Charakterisiert wird der Dolomit der Arlberg-Fm. durch dunklen Habitus und teilweise stromatolithische Gefüge mit Helligkeitsunterschieden zwischen den einzelnen Schichten der Stromatolithen. Häufig treten auch monomikte Brekzien auf, bei denen es sich aber um sehr lokale Bildungen ohne bedeutenden Transport handeln dürfte. (siehe Abb.10.) Zum Top dieser Fm fällt der Fossilreichtum auf (Crinoiden, Gastropoden, Diploporen, Großonkoide und stromatolithische Gefüge). Diese

Bereiche könnten als Wetterstein-Fm. ausgeschieden werden sind aber nicht kartierbar.

3.7 Raibl-Fm. (Tonschiefer)

Die Raibl-Fm. tritt nur am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit der Arlberg- und Hauptdolomit-Fm. auf. Sie wird hier durch schwarze Arenite und Tonschiefer repräsentiert. Raibl Rauhwacken und Dolomite sind nirgends im stratigraphischen Verband erhalten, könnten aber in Form der tektonisierten Rauhwacke aufgearbeitet sein.

3.8 Hauptdolomit-Fm. (Dolomitmarmor)

Metamorpher Hauptdolomit tritt vor allem an den Westabhängen des Tarntales mit Mächtigkeiten bis zu 200 m auf. Er stellt hier die liegendste Einheit des aufrechten, zusammenhängenden Sedimentstapels dar. Weiters gibt es Hauptdolomitboudins in höheren Niveaus, die von Kössen-Fm. umflossen werden und vermutlich den Kern einer Isoklinalfalte repräsentieren (z.B.: im Verband mit Raibl- und Arlberg-Fm. an den Nordabhängen der Klammspitze).

Der Hauptdolomit ist mittelgrau und massig bis deutlich gebankt. Häufig treten laminare Fenstergefüge auf, die teilweise als Oben-Unten Kriterium herangezogen werden können.

3.9 Kössen-Fm. (Marmor und Kalkschiefer)



Abb.11.: Nordwestlich des Lizumer Reckners, Kaotisch verfaltete Breccie- und Tonschieferlagen der Kössen-Fm.

Die Kössen-Fm. ist im kartierten Gebiet weit verbreitet. Die Liegendgrenze der Kössen-Fm. ist nicht scharf sondern durch einen kontinuierlichen Übergang aus der Hauptdolomit-Fm. gekennzeichnet.

Sie bildet häufig eine bunte Abfolge. Charakteristisch sind schwarze Tonhäute und mittelgelb, rostig anwitternde Dolomite. Häufig treten auch innerhalb der Kössen-Fm. chaotische Karbonatbrekzien (siehe Abb.11.) und vereinzelt auch Muschelschillagen auf. Andernorts treten dunkle Kalkmarmore wechsellagernd mit weniger mächtigen Metamergeln und Tonschieferlagen auf.

Aufgrund ihrer engständigen Schichtung (jetzt Schieferung) und des hohen Kalkanteiles wurde diese Fm stark deformiert und liegt jetzt oft intern verfaltet und mit deutlichen Mächtigkeitsunterschieden vor.

3.10 Oberräth Kalk und Dolomit (Marmor)



Abb.12.: Nordwestlich des Lizumer Reckners:
Korallenstöcke (Thecosmilia) im Oberräth Kalk.

Oberräth Kalk und Dolomit schwimmt in Form kaum deformierter Inseln in der Kössen-Fm. und zeigt häufig Fossilien (Thecosmilia, Gastropoden, siehe Abb.12.). Die größten Vorkommen befinden sich östlich des Lizumer Reckners am Top der Kössen-Fm. und bei P. 2535 im Oberen Tarntal.

Oberräth Kalk und Dolomit wird durch dunkelgrauen massigen Habitus und Fossilreichtum charakterisiert. Aufgrund von Dolomitisierung und fehlender Bankung wurden diese Einheiten wenig deformiert und, da die umgebende Kössen-Fm. stark duktil deformiert wurde, boudiniert.

3.11 Allgäu-Fm. (Kalktonschiefer)



Abb.13.: Klammspitze:

Belemniten Rostrum in der basalen Allgäu-Fm.

Die Allgäu-Fm. tritt vor allem an den Westabhängen der Tarntaler Berge mit tektonisch erzeugten Mächtigkeiten von bis zu 100 m auf. Sie geht dort mit einem fließenden Übergang aus der Kössen-Fm. hervor. Es handelt sich dabei um dunkelgraue bis hellgraue Bänderkalke und Kalkschiefer die immer deutlich verschiefert sind. Der Glimmergehalt nimmt ins Hangende zu. Südlich der Klammspitze finden sich in der basalen Allgäu-Fm. zahlreiche Belemniten Rostren (siehe Abb.13.).

3.12 Brekzien (Meta-Brekzie)

Die in den Tarntaler Bergen und am Hippold Kamm vorkommenden Brekzien waren seit jeher Gegenstand von Diskussionen. Die Quarzitschollenbrekzie ist eine Besonderheit dieses Gebietes. Die Gliederung in Hippold und Reckner Decke beruht letztendlich auf den unterschiedlichen Mächtigkeiten der Brekzienkörper. Die Klassifikation der unterschiedlichen Brekzientypen stellt ein Problem dar und die von früheren Bearbeitern eingeführten Bezeichnungen sind teilweise etwas verwirrend. Deshalb wird an dieser Stelle eine Klassifikation der Brekzientypen vorgeschlagen. Es wird dabei im Gegensatz zu früheren Bearbeitern darauf verzichtet, denselben Typus, wenn er in unterschiedlichen Decken vorkommt, unterschiedlich zu bezeichnen. Außerdem kann eine Zuordnung zu unterschiedlichen Formationen nicht aufgrund der auftretenden Komponenten erfolgen, sondern muss sich primär an der Matrix orientieren. Auch das Verhältnis Matrix zu Komponenten ist für die

Klassifizierung nicht ausschlaggebend da sich dies lateral schnell ändern kann. Letztendlich kann die Stratigraphie nicht an den Brekzien aufgehängt werden, da sich innerhalb der Brekzien immer wieder unterschiedliche Typen überlagern oder auch lateral vertreten können. Es kann lediglich versucht werden die unterschiedlichen Brekzien, vor allem anhand der Matrix in eine bestehende Stratigraphie einzugliedern.

- Tarntal Brekzie: Kalk-Dolomit-Brekzie mit wenig Kalkschiefer als Matrix (Dogger).
- Hippold-Fm.: Megabrekzie, Schollen von Lantschfeld-Quarzit, Virgloria Dolomit, Reifling-Fm., Arlberg Dolomit, Rauhwacken, Hauptdolomit in einer Matrix aus Kalkschiefern und Bänderkalkmarmoren (Malm-Unterkreide).
- Eiskar-Fm.: Meta-Grauwacke, Meta-Quarzwacke, Meta-Arkose, Meta-Feinkonglomerat, grüner Phyllit (Unterkreide).
- Graue Wand-Fm.: Schwarzphyllit, Quarzitschollenbrekzie, dunkler Kalkphyllit (Unterkreide).

Die Sedimentation der Brekzien beginnt während der Sedimentation der oberen Allgäu-Fm. und setzt sich während der Sedimentation der Ruhpolding- Fm und der Ammergau-Fm. fort, wobei alle Übergänge von ungestörter Sedimentation bis hin zur völligen Vertretung durch Brekzien beobachtet wurden.

Die über einen längeren Zeitraum immer wiederkehrenden gravitativen Brekziensequenzen geben einen Hinweis auf „scarp“-Brekzien entlang von Bruchsystemen am tieferen Meeresboden, die wiederholt lateral bewegt worden sind. Entsprechend den plattentektonischen Modellvorstellungen kann es nur in lateralen Scherungssystemen zu wiederholter Brekzienbildung in mehr oder weniger gleicher paläogeographischer Position kommen. Denkbar wäre hier eine Transferzone in der Ozean-Kontinent-Übergangszone am Nordrand der adriatischen Platte.

3.13 Tarntal-Fm. (Meta-Brekzie)

Entgegen Enzenberg (1967) wird in dieser Arbeit mit Tarntal-Fm. nicht die am Hippold Kamm, also in der Hippold Decke auftretenden Brekzien, bezeichnet sondern jener Brekzien Typus der tatsächlich im Unteren Tarntal auftritt. Es ist verwirrend einen Lokalitätsnamen zur Bezeichnung einer Fm zu wählen, die gerade dort nicht aufgeschlossen ist. Die größten Vorkommen befinden sich an den Ostabhängen der Tarntaler Scharte. Der gleiche Typus tritt auch an der Tor- und Kalkwand auf, wird hier aber von Enzenberg (1967) der Hippold Decke zugeordnet und daher unterschieden. Da die Deckengliederung in Frage gestellt wird, werden diese, lithologisch und faziell identischen und an derselben stratigraphischen Position befindlichen Brekzien zu einer Fm, der Tarntal-Fm., zusammengefasst.

Die ersten Vorkommen liegen am Kontakt Allgäu- zu Ruhpolding-Fm. Im Unteren Tarntal treten 10er Meter große Linsen oder Boudins auf, die sich in einer tektonisch höheren Position befinden als der mächtige Brekzienkörper an den Ost Abhängen der Tarntaler Berge. Da im Faltenbau der Tarntaler Berge keinesfalls viele Kilometer entfernte Ablagerungsräume übereinander gefaltet werden können, lässt sich hier schon erkennen, dass die Brekzienmächtigkeiten schon sedimentär deutlich schwanken. Dies wurde durch die Deformation, in diesem Fall Boudinierung, noch verstärkt.

Charakterisiert werden die Brekzien der Tarntal-Fm. durch graue bis beige Dolomit- und Kalkkomponenten und wenig Matrix, die meist aus einem Zerreibsel der Komponenten selbst gebildet wird. Ins heute Liegende geht diese Brekzie fließend in eine monomikte Hauptdolomitbrekzie über, die z.B. östlich vom Lizumer Reckner der nicht umgelagerten Hauptdolomit-Fm. sehr ähnlich sieht. Ins Hangende weisen die Komponenten beginnende Rundung auf.

3.14 Ruhpolding-Fm. (Kieselschiefer)



Abb.14.: Klammjoch, Kieselschiefer der Ruhpolding-Fm zweiphasig verfaltet.

Auch die Ruhpolding-Fm. weist durch die Deformation stark schwankende Mächtigkeiten auf. Die größte Mächtigkeit erreicht sie auf den Ostabhängen der Lizumer Sonnenspitze mit über 100 m.

Die Ruhpolding-Fm. weist zur Allgäu-Fm. bzw. zur Tarntal-Fm. einen abrupten Kontakt auf. Häufig bildet der Ruhpolding Radiolarit das höchste Schichtglied, das heute an der duktilen Scheerzone zum Serpentin liegt und in dem dann durch Stoffzufuhr aus dem Serpentin während der Metamorphose Riebeckit sprossste, der häufig auch ein deutliches Kristallisationslinear ausbildet. Südlich des Naviser Reckners und Nördlich und Südlich des Lizumer Reckners gibt es Vorkommen von Ruhpolding-Fm. im Hangenden des Serpentinits. Die Vorkommen im Hangenden und im Liegenden des Serpentinits unterschieden sich folgendermaßen:

Erstens sind an den Kontaktflächen keine Hinweise auf Bewegung zu finden und zweitens treten keine jüngeren Formationen wie Ammergau- und Eiskar-Fm. in ausgeprägter Form auf. Diese Vorkommen werden daher als autochthon, dem Serpentin auflagernd, interpretiert.

Die Ruhpolding-Fm. tritt als rot - grün - weiß gebändertes Gestein auf. Es handelt sich dabei um Meta-Radiolarit, wobei die weißen Partien lagig rekristallisierten Quarz darstellen (siehe Abb.14.). Teilweise treten Faltenachsen mit ungewöhnlichen Richtungen auf, die wahrscheinlich als Rutschfalten gedeutet werden müssen. Es lassen sich schon im Gelände mit der Lupe Radiolarien erkennen.

3.15 Ammergau-Fm. (Kalkglimmerschiefer)



Abb.15.: Tarntaler Köpfe, Übergang mit Wechsellagerung von der Ruhpolding- (links) zur Ammergau-Fm (rechts).

Die metamorphe Ammergau-Fm. stellt erstens das hangendste Schichtglied, des aufrechten, zusammen hängenden mit der Hauptdolomit- Fm beginnenden Liegendschenkels dar, zweitens tritt sie am Top des aufrechten Hangendschenkels am Kontakt zum RK auf. Sie weist zur Ruhpolding-Fm. einen sedimentären Übergang mit einer Wechsellagerung auf (siehe Abb.15.). Basal kommt es in der Ammergau-Fm. immer wieder zur Einschaltung von grünen Kiesel-schieferlagen.

Im Allgemeinen wird die Ammergau-Fm. durch hellgraue bis beige Kalkmarmore charakterisiert, die deutlich verschiefert sind. Häufig treten deutlich ausgeprägte, sich kreuzende Schieferungen auf, da S_{2-TMU} hier als Drucklösungsschieferung oft penetrativ ausgebildet ist. Allerdings spaltet die Ammergau-Fm. im Gegensatz zur Allgäu-Fm. weniger gut entlang der Schieferung, was zu einem massigeren Habitus führt. Ins Hangende werden die Sedimente wieder bituminöser und die Ammergau-Fm. ähnelt zusehends der Allgäu-Fm.

3.16 Hippold-Fm. (Kalkschiefer, Meta-Brekzie):

Die Typlokalität liegt außerhalb des von mir kartierten Gebietes am Hippold Kamm. Betrachtet man den Hippold Gipfel von Norden bekommt man die Charakteristika dieser Fm in spektakulärer Weise vor Augen geführt: Hundert Meter große Schollen aus Lantschfeld Quarzit liegen hier in einer Matrix aus Kalkschiefern (siehe Abb.16.). Innerhalb des kartierten Gebietes tritt die Hippold-Fm. am Nordrand des TM auf. Hier schwimmen Schollen von Lantschfeld-Fm., Virgloria-Fm., Reifling-Fm., Arlberg-Fm.,

Rauhwacken und Hauptdolomit-Fm. in einer Matrix aus Kalkschiefern und Bänderkalkmarmoren des Ammergau Typus. Die Hippold-Fm. ist vermutlich in den Zeitraum Malm bis Unterkreide zu stellen.



Abb.16.: Hippold, Liegendgrenze einer Quarzitscholle, die in einer Kalkschiefermatrix liegt.

3.17 Eiskar-Fm. (Meta-Grauwanke):



Abb.17.: Miskopf, Einschaltung von Metakarbonatbrekzie in Arkose Schiefer.

Die Eiskar-Fm. findet sich einerseits am Kontakt der TD zur IQPD, andererseits tektonisch ausgelinst am Kontakt des zusammenhängenden Sedimentstapels des TMs zum RK.

Die Eiskar-Fm. hat meist grünen, massigen Habitus und besteht aus Meta-Grauwancken, -Quarzwacken, -Arkosen und –Feinkonglomeraten (siehe Abb.17.).

Es handelt sich also um terrigene Sedimente, die turbiditisch geschüttet wurden. Diese terrigen klastische Serie könnte erste Anzeichen einer orogenen Flyschsedimentation darstellen und wurde wahrscheinlich in der Unterkreide sedimentiert.

Innerhalb der Eiskar-Fm. tritt auch detritärer Cr-Spinell auf, der aus einem ultrabasischen Gestein stammt (siehe Anhang Tabelle 1).

3.18 Graue Wand-Fm. (Tonschiefer, Meta-Brekzien)



Abb.18.: Junsjoch, Quarzitschollenbrekzie mit Karbonatmatrix.

Die Typ Lokalität der Grauen Wand-Fm liegt ebenfalls außerhalb des von mir kartierten Gebietes am Hippold Kamm. Es handelt sich um kalkige bis kalkfreie dunkle Tonschiefer und auch mergelige Phyllite. Diese sind den Sedimenten der Lavagna-Fm. ähnlich (höhere Unterkreide des südpenninischen Ozeans der penninischen Decken der Ostschweiz).

Die Quarzitschollenbrekzie stellt eine Spezialität der Tarntal Berge dar. Sie besteht aus dm großen Quarzitschollen die häufig in einer Karbonatmatrix schwimmen (siehe Abb.18.) und ist in die Graue Wand-Fm. zu stellen, da sie stellenweise von schwarzen Tonschiefern umflossen wird. Ob es sich hierbei um Brekzienlagen handelt, die während der Deformation boudiniert wurden, oder ob die Quarzitschollenbrekzie selbst in Form von Schollen in die Tonschiefer eingeglitten ist, konnte nicht eindeutig bestimmt werden.

Im Kartiergebiet tritt die Graue Wand-Fm. an der Basis und am Nordrand des TMs auf. Am Schotteben ist mit über 100 m Mächtigkeit das größte Vorkommen von Quarzitschollenbrekzie vorhanden. Weiters streicht sie an der Basis der TD südlich um den Geier herum.

3.19 Serpentinit und Ophikarbonat

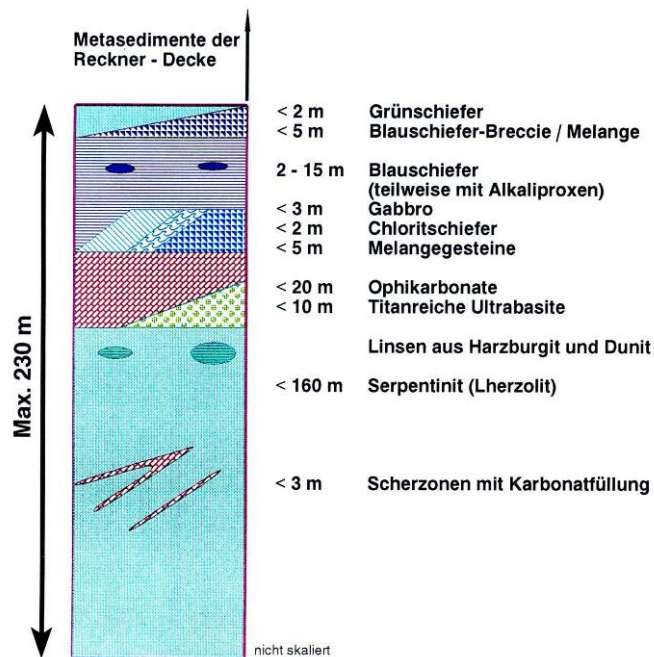


Abb.19.: Lithologisches Profil durch den RK (Dingeldey 1995)

Eine Besonderheit der TD ist das Auftreten von ultramafischen Gesteinen (RK).

Es sind innerhalb des kartierten Gebietes drei Vorkommen zu nennen:

Auf den Kuchlböden treten stark tektonisch beanspruchter Serpentin und Ophikarbonat auf. In der östlichen Verlängerung am Joch zwischen der Klammspitze und den Tarntaler Köpfen bilden sie eine geringmächtige Linse. Das weitaus größte Serpentinivorkommen der Nordrahmenzone erstreckt sich vom Geier im Süden über Lizumer und Naviser Reckner und das Obere Tarntal bis fast zu Lizumer Sonnenspitze im Norden.

Der Serpentin wird zusammen mit dem Ophikarbonat und einer geringen Radiolaritbedeckung (Ruhpolding-Fm.) zum RK zusammengefasst. Manche Bearbeiter (Enzenberg 1967, Häusler 1988, Thiele 1980) sehen diesen Komplex im sedimentären und stratigraphischen Zusammenhang mit der Malm- bis Unterkreide Abfolge der Recknerfaziesausprägung. Dingeldey (1995) stellt einen primären sedimentären Zusammenhang in Frage. Heidorn (2002) trennt diesen Komplex als eine eigene tektonische Einheit ab (Geier-Reckner-Komplex).

Der RK tritt am ehemaligen stratigraphischen Top des TM also im Hangenden der Ammergau- bzw. Eiskar-Fm. auf und wurde in die Isoklinalfaltung mit einbezogen. Dadurch lässt sich sein Auftreten im Hangenden und Liegenden des TM erklären.

Weiter im Westen am Miskopf geht die autochthone sedimentäre Bedeckung von der Ruhpolding-Fm. über die Ammergau-Fm. bis zur Eiskar-Fm. in der Kreide.

Die Hauptmasse des Serpentinits wird durch serpentinisierten Lherzolit (Meisel et al. 1997) gebildet daneben treten vereinzelt serpentinisierter Harzburgit, Dunit und Gabbro auf (siehe Abb.19.). Die geochemische Zuordnung des Serpentinits zu subozeanischem oder subkontinentalem Mantel erscheint unsicher und schwierig. Meisel et al. (1997) stellt fest, dass eine eindeutige Unterscheidung von verarmtem MORB Mantel und jungem subkontinentalem lithosphärischem Mantel anhand der untersuchten Isotopenverhältnisse nicht möglich ist. Nach Dingeldey (1995) handelt es sich um subkontinentalen Mantel. Obwohl ein frühjurassisches Aufschmelzereignis für den RK angenommen wird (Meisel et al. 1997), kann die Produktion größerer Schmelzmengen ausgeschlossen werden. Laut Dingeldey (1997) handelt es sich um einen zergliederten Ophiolit, da kein sheeted dike Komplex, Basalt oder Gabbro auftritt. Die Ozeanbodenmetamorphose wurde von Raatschbacher et al. (2004) mit 186 ± 2 Ma (Toarc, Oberster Unterjura) datiert.

Bei den Ophikarbonaten muss man zwei Typen unterscheiden:

Erstens ein sedimentär entstandener Typus, der entweder aus komponentengestützter Serpentinitbrekzie mit sedimentären Zwickelfüllungen oder bunten Karbonaten in denen zahlreiche kleine Serpentinitkörner schwimmen, besteht.

Zweitens ein tektonisch entstandener Typus, der aus stark zerlegtem Serpentin mit Klüften aus Faserkalzit besteht. Bei diesem Ophikarbonat handelt es sich also um ein tektonisch entstandenes Gestein, das dem Serpentin zugeordnet werden muss.

Der Ophikarbonat tritt immer in Verbindung mit dem Serpentin auf, wobei die Lagerungsverhältnisse sehr komplex sind.

3.20 Umgelagerte Rauhacke:



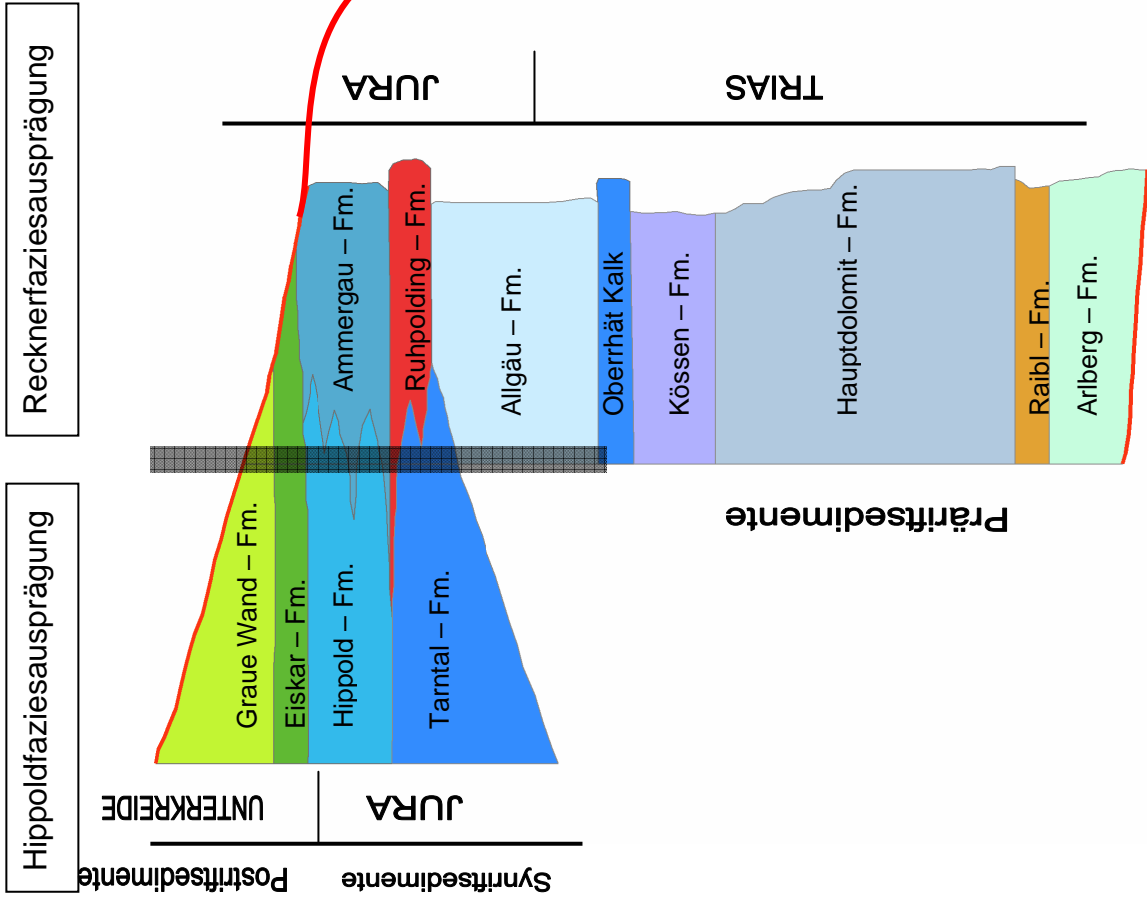
Abb.20.: westlich des Hippold Jochs, Umgelagerte Rauhacke mit Schichtung und Gradierung bildet Onlap auf Paläorelief.

Die umgelagerte Rauhacke bildet häufig sumpfige Ebenen, die durch beige bis gelbe Aufschlüsse und das gehäufte Auftreten von Pingen gekennzeichnet sind. Sie geht häufig aus der tektonisierten Rauhacke hervor und lässt sich nur anhand sedimentärer Strukturen wie Schichtung, Schrägschichtung und Gradierung von dieser unterscheiden. Häufig bildet die umgelagerte Rauhacke auch einen Onlap auf das Paläorelief aus (siehe Abb.20.).

Diese vermutlich im Tertiär abgelagerte Lithologie erklärt die teilweise sehr flächige Verbreitung der Rauhacke, die rein durch tektonische Prozesse schwer erklärbar ist.

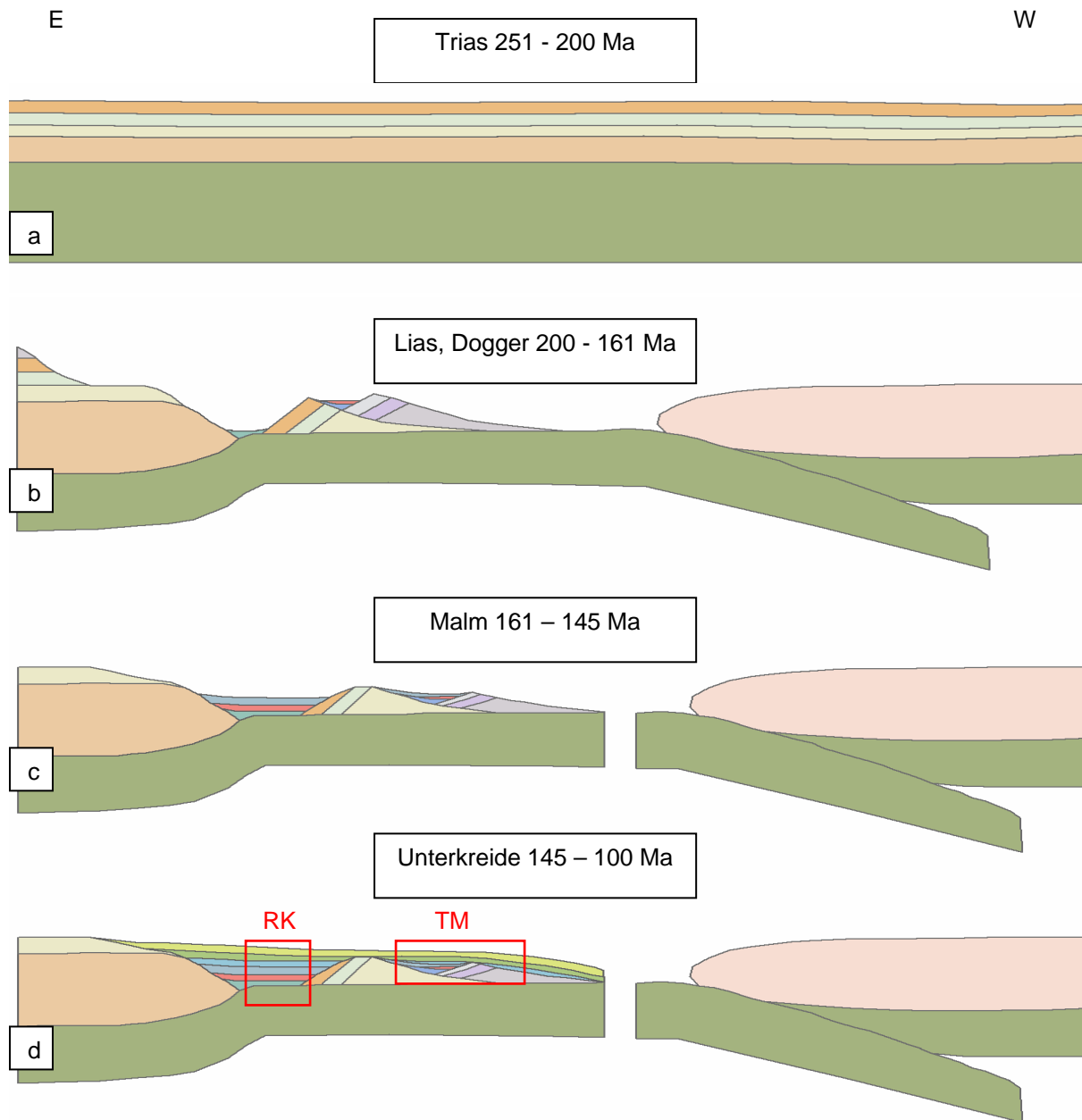
Interessant sind auch Abschiebungen die stellenweise in diesem Gestein auftreten und ein tertiäres Alter der Umlagerung wahrscheinlich machen.
















Abb.21.: Säulenprofil der Tarntal Decke.
 Die Mächtigkeiten der einzelnen Formationen sind im Feld stark schwankend und daher nicht maßstabgetreu wiedergegeben.



3.21 Zusammenfassung:

Abb.22.a-d.: Sedimentationsschema. Die Position der TD ist rot gekennzeichnet. Es soll die grundlegende Situation in den jeweiligen Phasen dargestellt werden.



	Graue Wand-Fm.		Ruhpolding-Fm.		Hauptdolomit-Fm.		
	Eiskar-Fm.		Tarntal-Fm.		Raibl-Fm.		IQP
	Hippold-Fm.		Allgäu-Fm.		Arlberg-Fm.		europ. Platte
	Ammergau-Fm.		Kössen-Fm.		Lantschfeld-Fm.		Lithosphäre

Ein zusammenhängender Sedimentstapel ist heute nur noch ab der Hauptdolomit-Fm. vorhanden, also ab der Obertrias. Das Basement auf dem die Sedimentation des TM stattfand, fehlt heute völlig. Alle Sedimentabfolgen des TM wurden vermutlich im Jura von ihrem variszischen Basement abgeschert (siehe Abb.22.b). Entgegen der Auffassung von Enzenberg (1967) und aller Epigonen liegt kein transgressiver Kontakt zum IQP vor, transgressive Verrucano-Entwicklungen fehlen.

Bis in den mittleren Jura (Bajocium, Bathonium) kam es, mit der Ablagerung von Kössen- und Allgäu-Fm., zu relativ ungestörter Sedimentation. Am Top der Allgäu-Fm. treten erstmals Brekzien auf. Ab diesem Zeitpunkt kommt es immer wieder zur Einschaltung gravitativer Schüttungen, bzw. wird die Sedimentation von diesen sogar dominiert (siehe Abb.22.c).

Im Toarc (oberster Unterjura) kam es einerseits zum Aufbrechen des nördlichen Kontinentalrandes der Apulischen Mikroplatte andererseits in relativ großer Meerestiefe (unter der CCD) zur Exhumation von Erdmantel (186 Ma, Ratschbacher et al., 2004). Dabei wurden keine größeren Schmelzmengen produziert (Dingeldey 1997). Lokal kam es zu einem Reliefausgleich und zur Bildung von sedimentärem Ophikarbonat. Darauf sedimentierte Radiolarit der Ruhpolding-Fm.

Das Aufbrechen des Kontinentalrandes führte zur Ausbildung eines deutlichen Reliefs und zur Ablagerung mächtiger Brekzien, die auf kleinem Raum starke Mächtigkeitsschwankungen aufweisen. Es gibt Übergänge von klastisch dominierter zu ungestörter Sedimentation. Es bildeten sich die monomikten Brekzien der Tarntal-Fm. aus, die keine bedeutenden Transportweiten aufweisen. Außerdem kam es zu diesem Zeitpunkt zur Abscherung riesiger Schollen vom Kontinentalrand, den so genannten extensionalen Allochthonen.

Während die Sedimentation mancherorts relativ ungestört fortschreitet, kommt es im Malm mit der Ablagerung der Hippold-Fm. zu erneuter tektonischer Aktivität verbunden mit gravitativen Sedimenten und dem Eingleiten 10er Meter mächtiger Schollen, die unterschiedlichen Formationen zuzuordnen sind. Dies könnte schon die

beginnende Ozeanschließung verbunden mit Hebung und frontaler Erosion am nördlichen Kontinentalrand der Adriatischen Platte anzeigen (siehe Abb.22.d).

Auch die Eiskar- und Grauen Wand-Fm. lassen sich gut als Ablagerungen in einem Sedimentationsraum vor einem vorrückenden Kontinentalrand interpretieren. Beendet wurde die Sedimentation erst durch die Überschiebung der Adriatischen Platte und die damit verbundene Einbringung des Sedimentstapels in die Subduktionszone.

Die Entwicklung der klastischen Sedimente passt also folgendermaßen in dieses Schema:

Die Tarntal-Fm. ist dem extensionalen Stadium mit der Entstehung der Extensionalen Allochthone zuzuordnen. Hierbei handelt es sich ja auch um eine monomikte Brekzie mit geringen Tarnsportweiten.

Die Entstehung der Hippold- bis Eiskar-Fm. wäre dann schon im Vorfeld des fortschreitenden Kontinentalrandes, verbunden mit Scholleneingleitungen und der Ablagerung flyschoider Sedimente aus unterschiedlichen Liefergebieten und Gesteinen, abgelaufen.

Bis in den Oberjura setzt sich diese Situation mit einerseits ungestörter Sedimentation (Ruhpolding-Fm., Ammergau-Fm.), andererseits der Ablagerung mächtiger Brekzien (Tarntal-Fm., Hippold-Fm.) fort. In der Unterkreide kommt es dann zu einer Angleichung der Sedimentationsräume mit der Sedimentation der flyschoiden Eiskar-Fm. Das jüngste Schichtglied ist die Graue Wand-Fm. die einerseits die Quarzitschollenbrekzie umfasst andererseits Schwarzschiefer, die mit der ligurischen Lavagna-Fm. vergleichbar sind, d.h. dass die Sedimentation wahrscheinlich bis in die untere Oberkreide reicht.

3.22 Diskussion:

Die Gliederung in Reckner und Hippold Decke baut hauptsächlich auf den deutlich unterschiedlichen Brekzienmächtigkeiten auf. Die Ablagerungsräume der beiden Decken dürften aber nicht weit voneinander entfernt gewesen sein, bzw. sogar miteinander verzahnen. Es ist daher günstiger von der Hippold und Reckner Faziesausprägung zu sprechen, da zwischen diesen Bereichen keine Störung oder Scherzone vorhanden sind die einen Ferntransport anzeigen würde. Die Brekzienmächtigkeiten, die auch innerhalb der zwei Faziesausprägungen deutlichen Schwankungen unterworfen sind, zwingen auch nicht zu einer Deckengliederung, da erstens schon primär die Mächtigkeit der Brekzien lateral rapide ab- oder zunehmen kann, zweitens dieser Effekt durch die Deformation und damit verbunden Boudinierung der Brekzienkörper verstärkt wurde.

Im Kapitel Struktur Geologie wird nochmals im Detail auf diese Vorgänge eingegangen.

4 Strukturgeologie:

4.1 Duktile Strukturen

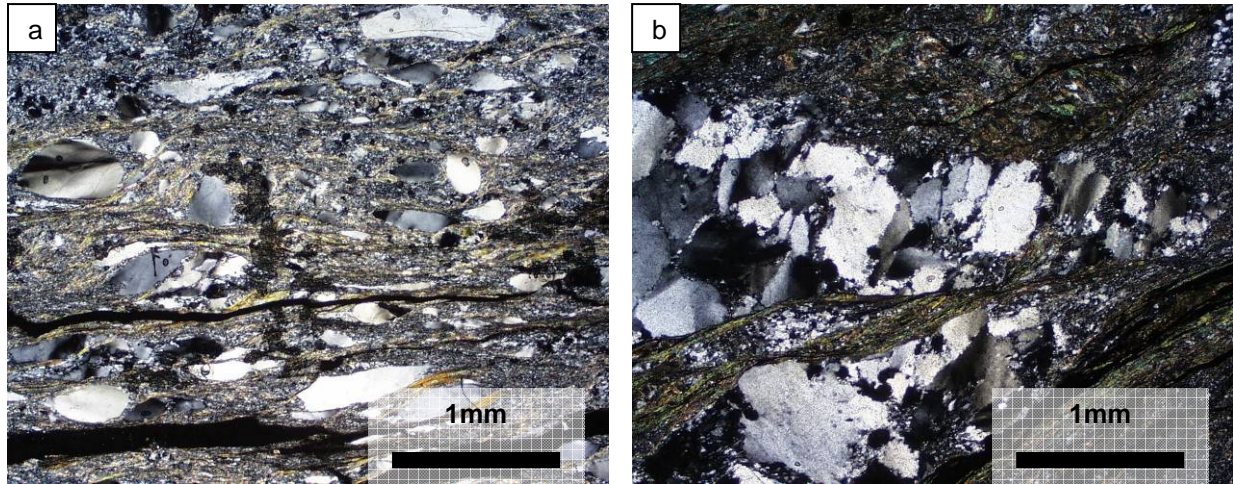


Abb.23.a,b: Polarisationsmikroskop, gekreuzte Nicols:

a: Glimmerfische und deformierte Platten zeigen dextrale Deformation in Metaquarzwacke.

b: Bulging Rekristallisation an Quarzen in Phyllit.

Dominant ist in der TD im Allgemeinen rotationale Deformation mit großen Scherbeträgen bei niedrigen Temperaturen (siehe Abb.23.a.). Bulging Rekristallisation an Quarzen im Dünnschliff weist auf eine Temperatur bei der Deformation im Bereich von 300-350° C hin (siehe Abb.23.b.). Bei der Betrachtung der einzelnen Deformationsereignisse drängt sich ein Vergleich mit den angrenzenden Decken auf. Hierzu ist zu sagen, dass sich die TD jedenfalls im Hangenden der Überschiebungsbahn der IQPD über die penninische GD befindet, also eine Korrelation der Deformationsereignisse in der TD mit den Deformationsereignissen in der IQPD möglich ist, nicht aber mit jenen in der GD. Nur die letzten spröden Stadien betreffen alle drei Decken.

4.2 D1 Ereignis:

Bei diesem Ereignis wurde der großmaßstäbige Isoklinalfaltenbau gebildet. Es sind zwar keine Scharniere der Isoklinalfalten aufgeschlossen, die Lagerungsverhältnisse und die Messung der Schieferungsflächen lassen aber ein Bild der Deformation

entstehen. Häufig ist $S1_{-TMU}$ parallel $S0_{-TMU}$, bzw. $S0_{-TMU}$ und $S1_{-TMU}$ durch dieselben Flächen repräsentiert. Die blauschieferfazielle Metamorphose (Riebeckitwachstum) fand während dieser Deformation statt. Geht man also von einem Metamorphosealter von 86 Ma (siehe auch Punkt 5.7) aus, handelt es sich hierbei um das eoalpine Ereignis also die W-gerichtete Stapelung der austroalpinen Decken. Die Streich- und Fallwerte von $S1_{-TMU}$ variieren stark, liegen aber gehäuft auf einem N-S Gürtel (siehe Abb.26.a,b.). Die Streckungslineare streichen monoton W-E.

Entscheidend für D1 ist, dass gerade bei diesen niedrigen Temperaturen (300-350° C), die einzelnen Lithologien sehr unterschiedlich auf die Deformation reagieren. Während jene Formationen mit deutlicher Schichtung und geringem Dolomitanteil eine deutliche Foliation ausbildeten, also stark deformiert und gestreckt wurden, wurden die kompetenteren Formationen (wie Hauptdolomit, Rät-Dolomit und Brekzien) viel weniger stark deformiert und als Folge zerrissen und boudiniert.

Bei der Deformation kam es zur Bildung stark asymmetrischer Isoklinalfalten ($IsoF1_{-TMU}$). Die großen kaum deformierbaren Brekzien- und Dolomitkörper wurden hierbei nicht übereinander gestapelt, sondern in Bezug auf die Haupteinengungsrichtung nebeneinander gequetscht.

Dies führt auch dazu, dass wenig deformierte „Inseln“ (low strain islands) mit fast undeformiert erhaltenen Fossilien neben stark deformierten und verschieferten Einheiten, in denen keinerlei sedimentäre Strukturen erhalten sind, vorliegen.

4.3 D2 Ereignis:

Dieses Ereignis führte je nach Lithologie zur Ausbildung einer penetrativen Drucklösungsschieferung in den kalkigen Lithologien bzw. zu einer Achsenebenenschieferung in den kieseligen Lithologien (siehe Abb.24.a-c.). Stellenweise findet sich Chlorit der in $S2_{-TMU}$ gewachsen ist.

Bei der Drucklösungsschieferung handelt es sich um eine stylolitische Bildung, bei der es nicht zu Mineralneubildung sondern lediglich zur Einregelung der weniger gut löslichen Minerale (Quarz und Glimmer) kommt. Die Schieferungsflächen bzw.

Achsenebenen fallen häufig flach Richtung NW (siehe Abb.26.c.). Dies deckt sich gut mit den gemessenen und konstruierten Faltenachsen $F2_{TMU}$, die WSW-ESE streichen und flach einfallen (siehe Abb.26.d,e.).

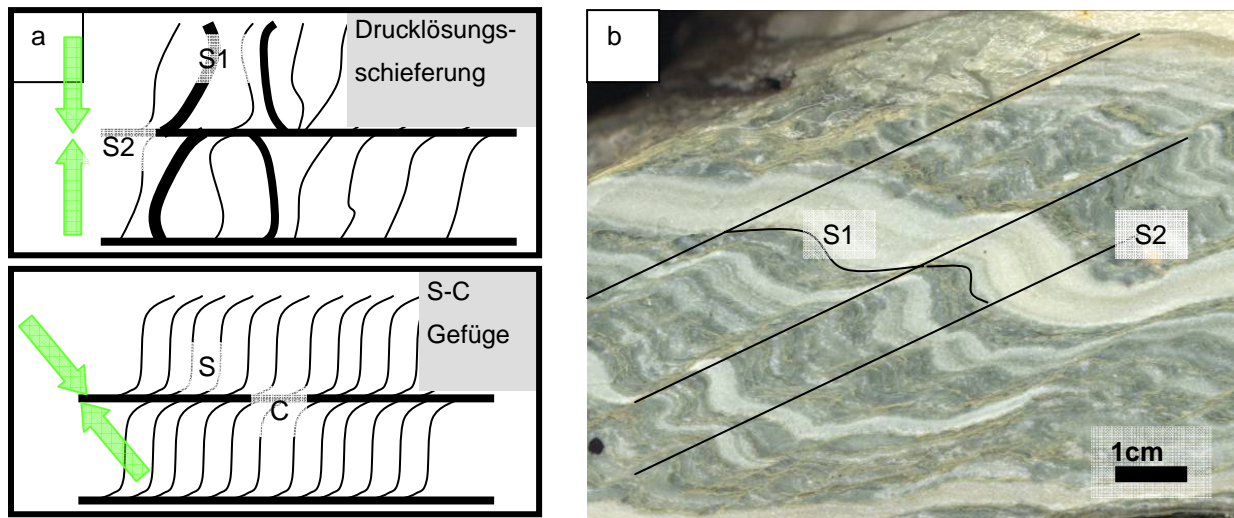


Abb.24.a-c:

- A: Schematische Darstellung zur Unterscheidung zwischen Drucklösungsschieferung und S-C Gefüge
- B: $S1_{TMU}$ und $S2_{TMU}$ (Drucklösungsschieferung) im Anschliff
- c: $S1_{TMU}$ und $S2_{TMU}$ (Drucklösungsschieferung) im Dünnschliff

4.4 Semiduktile Deformation:

Sehr verbreitet finden sich steile, N-S streichende Scheerbänder die teilweise von Störungen begrenzt sind. Diese liegen in regelmäßigem dm bis m Abstand und die östliche Scholle ist meist um geringe Beträge (cm) abgeschoben.

4.5 Spröde Strukturen



Abb.25.:
Spröd deformierter Kieselschiefer
(Kuchelböden), hierbei handelt es sich
um eine steil stehende sinistrale
Seitenverschiebung

Störungen mit Kakirit im dm Bereich treten vor allem im nördlichen Bereich, also in der Nähe des IQP auf und verlaufen meist WSW-ENE.

Besonders auf den Kuchelböden findet sich ein größerer Bereich spröd deformierten Gesteins. Hier verläuft ein steil stehendes WSW-ENE streichendes Störungsbündel mit sinistralen Versatz (siehe Abb.25.).

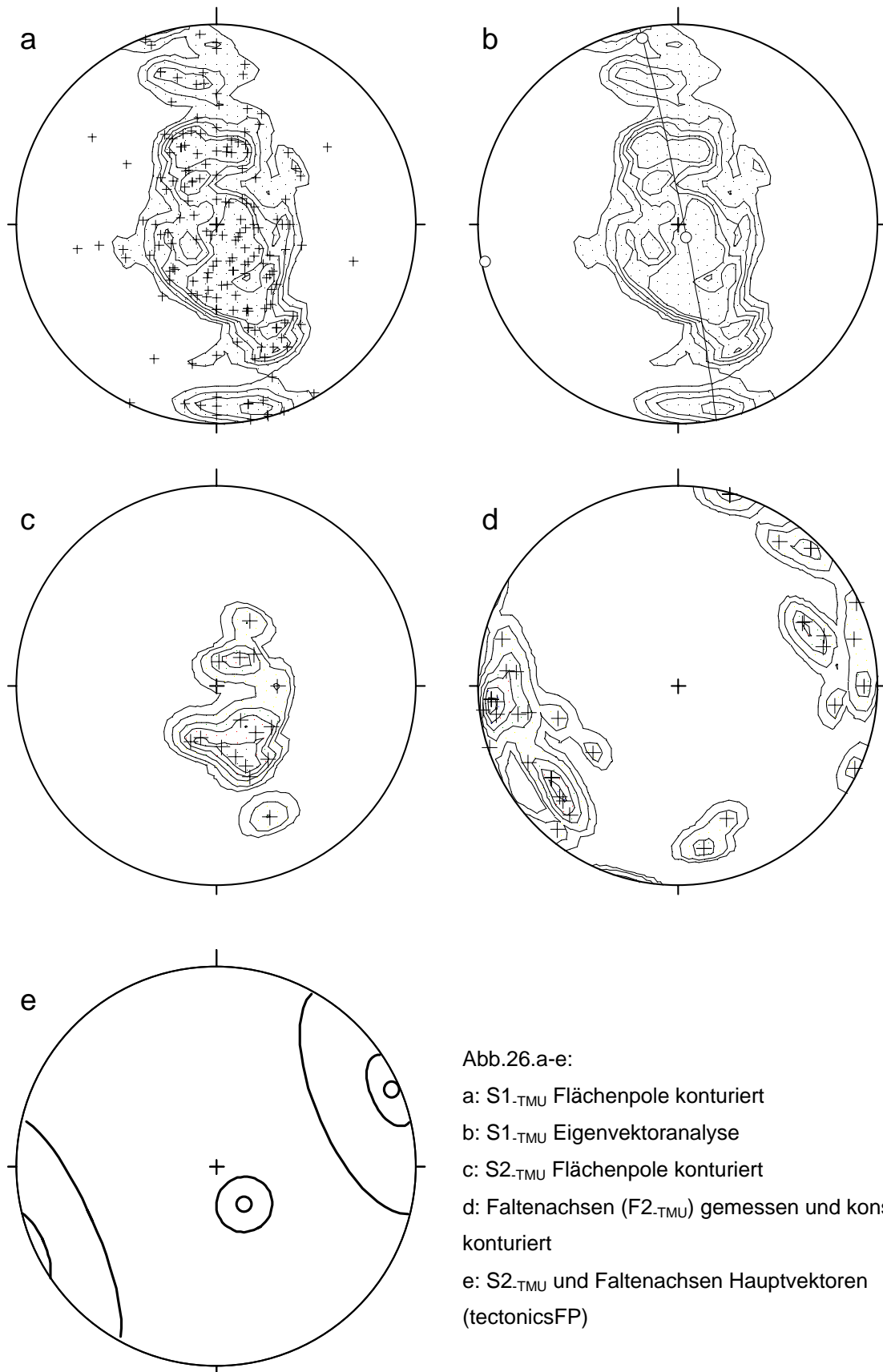


Abb.26.a-e:
 a: S1_{-TMU} Flächenpole konturiert
 b: S1_{-TMU} Eigenvektoranalyse
 c: S2_{-TMU} Flächenpole konturiert
 d: Faltenachsen (F2_{-TMU}) gemessen und konstruiert, konturiert
 e: S2_{-TMU} und Faltenachsen Hauptvektoren (tectonicsFP)

4.6 Deformationsschema

Wie schon erwähnt muss sich das Deformationsschema der TD am Deformationsschema der südlichen IQPD orientieren. Das hier vorgeschlagene Deformationsschema korreliert die Deformationsereignisse, die in der TD festgestellt wurden, mit jenen, die von Rockenschaub et al. (2003) in der IQPD beschrieben wurden.

In diesem Deformationsschema sind in Klammer für die Schieferungsflächen die Einfallrichtung, für die Faltung die Einfallrichtung der Faltenachse und für Lineare die Einfallrichtung angegeben. Weiters ist mit top die Richtung der Scherung (Hangendes in Richtung) angegeben.

Folgende Abkürzungen werden verwendet:

IsoF	Isoklinalfaltung
F	offene bis enge Faltung
S	Schieferungsfläche (Foliation)
SB	Scherband
StrLin	Streckungs Linear

Tiefgestellt wird mit –TMU oder –IQP gekennzeichnet in welcher Decke die jeweilige Struktur beobachtet wurde und die Nummerierung bezieht sich auf das Deformationsereignis dem die Struktur zugerechnet wird.

Deformationsschema für die südlichen IQPD und die TD

Alter	Einheit	präalpidisch			alpidisch	
		S1-IQP (überprägt)	S2-IQP (überprägt)	kretazisch	tertiär	
Foliation (Orientierung)	Innsbrucker Quarzphyllit		S2-IQP (überprägt)	S3-IQP (NW) SB ^{top} NW (NW)	S4-IQP (N)	SB ^{top} NW-IQP (NW) SB ^{sin} -IQP (steil N)
	Tarntal Mesozoikum			S1-TMU (NW)	S2-TMU (NNW)	SB ^{top} NW-TMU (NW) SB ^{top} E-TMU (steil E)
Faltenachse (Orientierung)	Innsbrucker Quarzphyllit		Iso F2-IQP (überprägt)	IsoF3-IQP (W-E)	F4a-IQP (NE-SW)	F4b-IQP (W-E)
	Tarntal Mesozoikum			IsoF1-TMU (W-E)		F2-TMU (WSW-ENE)
Lineation (Orientierung)	Innsbrucker Quarzphyllit			StrLin3IQP (top WSW) (WSW-ENE)	StrLin4IQP (W-E)	
	Tarntal Mesozoikum			StrLin1-TMU (top W) (W-E)	StrLin2TMU (W-E)	

4.7 Deckengliederung:

4.7.1 Deckenscheider:

An der Grenze der Hippold- zur Recknerfaziesausprägung konnte im Rahmen dieser Arbeit kein Deckenscheider gefunden werden und auch von früheren Bearbeitern wird kein solcher beschrieben. Im Anschluss werden alle Kontakte, die als Deckenscheider geeignet sind, diskutiert und es wird beschrieben, welche Charakteristika sie aufweisen (die Beschreibung erfolgt vom Liegenden ins Hangende):

1.) Der Kontakt der GD zur IQPD bzw. dort wo diese fehlt zur TD weist eine gewisse Heterogenität auf. Direkt aufgeschlossen ist dieser Kontakt südöstlich der Torspitze. Hier handelt es sich um eine diskrete Harnischfläche mit Harnischstriemung. Kataklasit oder Kakirit tritt hier nicht auf. Der IQP ist im Nahbereich dieser Scherzone stark duktil deformiert (siehe Abb.27.)

Auch auf der Westseite der Tarntaler Berge tritt dieser Kontakt ohne Anzeichen für eine größere spröde Beanspruchung auf. Auffällig ist auch das unregelmäßige Einfallen der Kontaktfläche und der Geländeverschnitt, der mit einer ebenen Fläche nicht erklärbar ist. Es muss dieser Kontakt also verfaltet worden sein.

Weiter im Westen also näher zu Brennerabschiebung weist dieser Kontakt einen spröden Charakter auf, mit 10er Meter mächtigem Kataklasit und metermächtigem Kakirit. Im Sinne einer einheitlichen Interpretation muss man davon ausgehen, dass hier eine jüngere Sprödstörung, die möglicherweise mit der Brennerabschiebung im Zusammenhang steht, den älteren duktilen Kontakt der GD zur IQPD überprägte.

Man muss also davon ausgehen, dass es sich bei diesem Kontakt um eine duktile, wenn auch relativ niedrig temperierte Scherzone handelt, die später verfaltet und teilweise von spröden Störungen überprägt wurde.



Abb.27.: Zinten, Quarzknauer als Schersinnindikator

2.) Der Kontakt der IQPD zur Lantschfeld-Fm. war in der Vergangenheit öfter Gegenstand von Diskussionen, da er die Antwort auf die Frage beinhalten könnte, ob das TM autochthon auf dem IQP auflagert oder nicht.

Es findet sich an diesem Kontakt kein Gestein, das eindeutig als Basiskonglomerat zu identifizieren wäre und eine autochthone Auflage beweisen würde. Häufig weist die Lantschfeld-Fm. am Kontakt ein mylonitisches Gefüge auf (siehe Abb.28.a,b.). Diese Beobachtungen würden eher für einen tektonischen Kontakt sprechen. Im Gegensatz dazu steht, dass die Lantschfeld-Fm. häufig isoliert von allen anderen Einheiten des TM eng mit dem IQP verfaltet vorkommt und sich im Hangenden der Lantschfeld-Fm. ein bedeutendes Detachment befindet und sich die Schichtfolge nicht fortsetzt. Dies wäre ein Argument dafür, dass zumindest die Lantschfeld-Fm. autochthon am IQP auflagert.

Bezieht man alle diese Beobachtungen in die Überlegungen mit ein, kommt man zu dem Schluss, dass es sich bei dem Kontakt des IQP zur Lantschfeld-Fm. um eine duktile Scheerzone mit eher geringem Versatzbetrag handelt und dass die Lantschfeld-Fm. möglicherweise doch als parautochthon, auf dem IQP aulagernd, gesehen werden muss.

Man muss die einzelnen Quarzitvorkommen allerdings vorsichtig beurteilen, da sowohl Metaporphyroide der IQPD als auch Quarzitschollen der Hippold-Fm. (TD) direkt an den Kontakt heran treten können.

Thiele (1976,1980) teilt im Gegensatz zu Enzenberg (1976) die südliche IQP-Zone in zwei Decken. Begründet ist diese Aussage durch Vorkommen von TM im tief eingeschnittenen Mölstal. Das TM liegt nach seinen Angaben dort invers und in transgressivem Verband mit dem hangenden Quarzphyllit (Mölser Decke nach Thiele, 1980). Auffallend ist, dass in der südlichen Quarzphyllitzone die strukturelle Überprägung intensiv und südvergent ist.

Entsprechend der Auffassung von Thiele sollte also eingeschupptes TM nach N abtauchend auch in größeren Tiefen vorkommen. Dieser Auffassung steht jene von Enzenberg (1976) entgegen, die mit ihrem Profilschnitt nur ein seichtes Eintauchen des Permomesozoikums in den Quarzphyllit darstellt.

Es erscheint wahrscheinlicher, dass das TM isoklinal in die IQPD eingefaltet ist und nicht allzu weit in diese eintaucht.

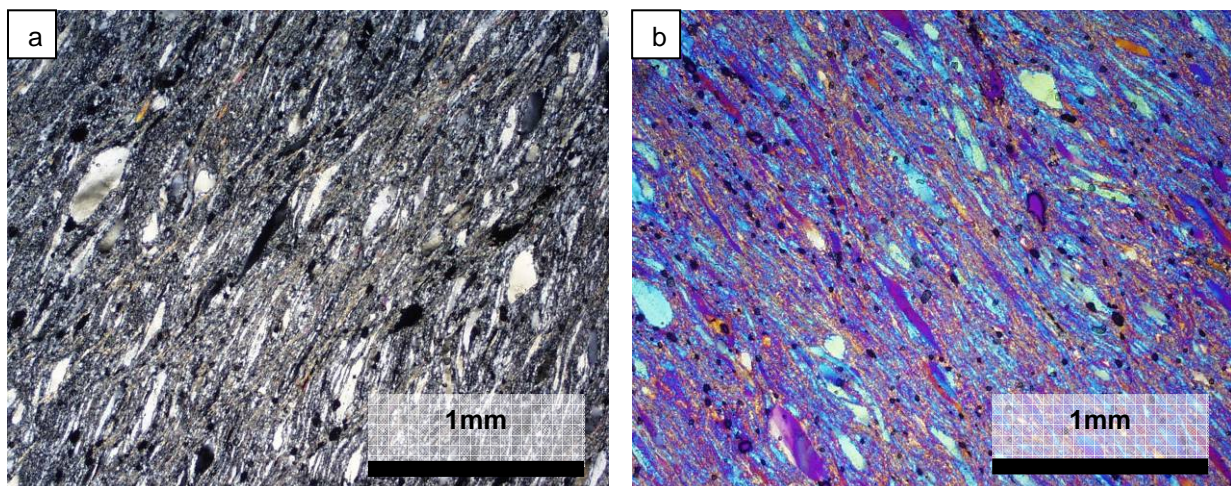


Abb.28.:a,b.: Polarisationsmikroskop: Quarzmylonite am Kontakt zum IQP. Links mit gekreuzten Nicols, rechts zusätzlich mit Gips

3.) Der hangende Kontakt der Lantschfeld-Fm., oder, wo diese fehlt, des IQP zur tektonisierten Rauhwacke stellt wahrscheinlich das Detachment dar, entlang dessen

die TD an ihre heutige Position transportiert wurde (siehe Abb.29.). Dafür sprechen mehrere Faktoren:

Erstens ist hier der zusammenhängende Sedimentstapel unterbrochen, bzw. setzt dieser erst über diesem Detachment ein. Zweitens tritt hier Störungsgestein in Form der tektonisierten Rauhwaacke teilweise in großen Mächtigkeiten, auf und arbeitet das jeweilige Nebengestein in Form von Komponenten auf. Drittens wird dieses Störungsgestein von ganz unterschiedlichen Formationen teilweise sogar inversen Abfolgen überlagert, die komplexe Deformationsvorgänge entlang dieser Lithologie notwendig machen.

Über den Charakter dieser Störung ist zu sagen, dass diese ursprünglich spröde gewesen sein muss um die tektonisierte Rauhwaacke zu produzieren. Später wurde aber auch dieser Kontakt verfaltet.



Abb.29.: Kuchlböden, Kontakt IQP zu tektonisierten Rauhwaacken

4.) Innerhalb des TMs liegen duktile Scheerzonen die potentiell größere Versätze beinhalten können am Top der Kössen-Fm. am Kontakt zu Ruhpolding- oder Ammergau-Fm. und am Liegenden Kontakt der Serpentinite des RK. Eine Störung oder Scheerzone, die als Trennfläche zwischen Reckner- und Hippold Decke interpretiert werden könnte wurde nicht gefunden.

Die Scheerzone am Top der Kössen-Fm. ist wahrscheinlich auf eine durchgescherte Falte zurückzuführen und für den Bau des Gebirgsstockes von untergeordneter Bedeutung.

Die Scheerzone am Kontakt der Einheiten des TMs zum RK stellt hingegen eine bedeutende Trennfläche dar, welche die Ruhpolding-, die Ammergau- oder die Eiskar-Fm. von den Serpentiniten trennt (siehe Abb.30.). Häufig tritt auch die stark ausgelinste Eiskar-Fm. und zuckerkörniges Karbonat an diesem Kontakt auf. Häufig ist auch ein Ost-West streichendes Kristallisationslinear zu sehen, das von Riebeckit gebildet wird. Hieraus lässt sich folgern, dass diese Scheerzone während der blauschieferfaziellen Metamorphose aktiv war, dass sich also diese Deformation oder Überschiebung des RK über die TD während der blauschieferfaziellen Metamorphose vollzog.

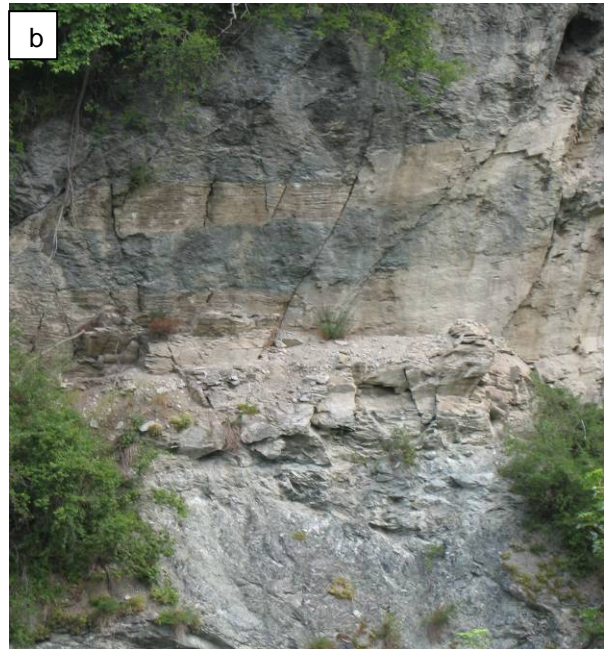


Abb.30.a,b: Links: Kuchlböden, Kontakt Ruhpolding-Fm zu Serpentinit spröd überprägt
Rechts: Schlossberg, im Liegenden Serpentinit darüber mit duktilem Kontakt Ammergau-Fm und Ruhpolding-Fm invers

4.7.2 Decken:

Es wird also folgende Deckengliederung für die zwischen GD und IQPD liegenden Einheiten vorgeschlagen:

Die Einheiten sollten zusammenfassend als TD bezeichnet werden. Diese gliedert sich intern in das Tarntal Mesozoikum (Tarntal Permo-Mesozoikum ist nicht zutreffend, da keine Permo-Skyth Einheiten im stratigraphischen Verband vorliegen) und den Reckner Komplex.

Das TM umfasst die bisherige Reckner und Hippold Decke.

Der RK umfasst die Serpentinite und Ophikarbonate und ihre sedimentäre Auflage.

Weitere Notwendigkeiten, die sich aus der strukturellen Kartierung ergeben sind:

Der Serpentinitt muss vor der Isoklinalfaltung an seine jetzige stratigraphisch gebundene Position überschoben worden sein, da er in die Isoklinalfaltung mit einbezogen wurde und er zweitens, überall von Blauschiefern begleitet wird, also während der Metamorphose schon für die Stoffzufuhr zu den Blauschiefern zur Verfügung stand.

Auffällig ist, dass das D2 Ereignis auch in dem, dem TM angrenzenden IQP eine ganz ähnliche Ausprägung aufweist wie im TM selbst. Also zumindest bei dieser späteren Deformation waren beide Einheiten in Kontakt. Natürlich weist der IQP auch eine ausgeprägte frühere Isoklinalfaltung auf, diese ist aber nicht zwingend mit der Isoklinalfaltung des TM zu korrelieren.

5 Petrologie:

Was war die petrologische Fragestellung dieser Arbeit:

- 1.) Welchen P - T Bedingungen waren die untersuchten Gesteine während der Metamorphose ausgesetzt?
- 2.) Waren die drei im Untersuchungsgebiet auftretenden Decken (GD, TD, IQPD) unterschiedlichen P - T Bedingungen ausgesetzt?
- 3.) Lassen sich anhand von Ungleichgewichtstexturen Aussagen über mehrere Metamorphoseereignisse bzw. –stadien treffen und daraus ein Metamorphosepfad ableiten?
- 4.) Lässt sich dieser Metamorphosepfad mit geochronologischen Ergebnissen korrelieren und damit zeitlich einordnen?

Im Folgenden wird die Petrographie und Mineralchemie der Gesteine beschrieben und im Anschluss die Ergebnisse der thermobarometrischen Bearbeitung und die Schlüsse, die sich daraus ergeben, angeführt.

Eine detaillierte Dokumentation der vorgefundenen Paragenesen mit BSE Aufnahmen, Röntgenverteilungsbildern und verrechneten EMS-Analysen findet sich im Anhang.

5.1 Einführung:

Wie aus den vorigen Kapiteln hervorgeht handelt es sich bei der TD um eine sehr heterogen zusammengesetzte Einheit, die metamorph überprägt wurde. In den Metasedimenten war die Mineralneubildung während der Metamorphose im Allgemeinen gering, aber am Kontakt der Metasedimente zu den Serpentiniten des RK bildeten sich Blauschiefer, die eine starke metamorphe Überprägung aufweisen. Dingeldey (1995, 97) bearbeitete das Gebiet der Tarntaler Berge petrologisch und geochronologisch und kam zu folgendem Ergebnis:

Die TD wurde bei ca. 350° C und Drucken zwischen 8 und 10.5 kbar metamorph. Die IQPD weist Metamorphosebedingungen von 4 kbar und 400° C und die GD 6-7 kbar auf. Der Metamorphosehöhepunkt der Reckner Decke wird mit 50 Ma und jener der Hippold Decke mit 44-37 Ma angegeben.

5.2 Petrographie:

5.2.1 Tarntal Decke:

Aus petrologischer Sicht müssen die Einheiten des TM zweigeteilt werden:

1.) Im Großteil des Sedimentstapels bildeten sich während der Metamorphose nur wenige neue Minerale (siehe Abb.31.a,b.). Muskovit bildet eine deutliche Zonierung mit detritischen Kernen und Anstieg der Celadonit-Komponente zum Rand hin aus. Kalzit ist meist vollständig und Quarz teilweise rekristallisiert. Häufig findet sich postdeformativ gewachsener Stilpnomelan.

Es handelt sich also um Marmore, karbonathältige und karbonatfreie Kieselschiefer und Meta-Brekzien und –Arkosen.

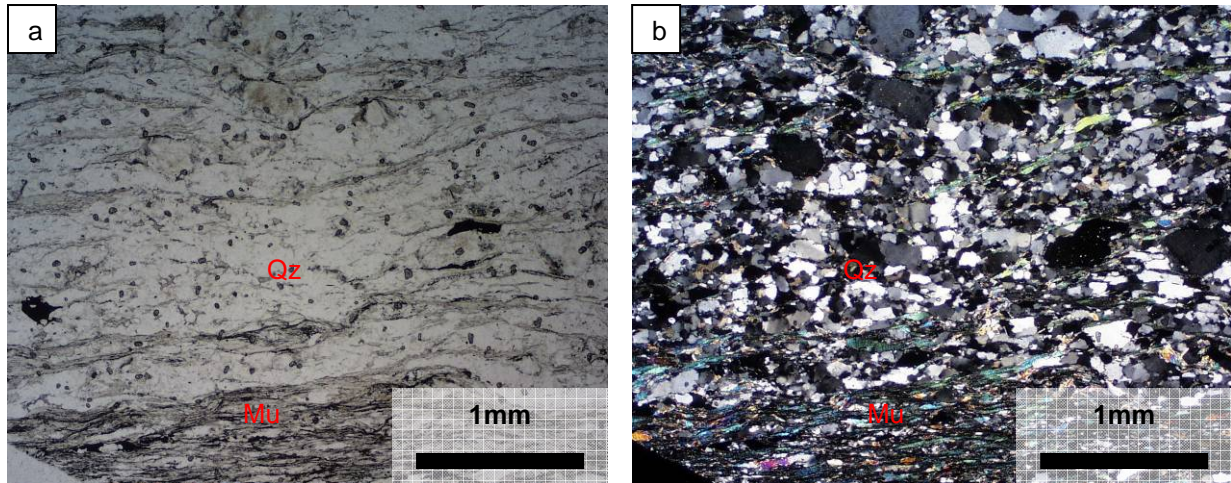


Abb.31.a,b.: Metaquarzwacke mit geringer metamorpher Überprägung.

a: im Hellfeld; b: bei gekreuzten Nicols

2.) Weitaus ergiebiger sind die in der Nachbarschaft des Serpentinits liegenden Blauschiefer. Diese sind durch folgende Mineralparagenese charakterisiert:

Albit + Mg-Riebeckit + Chlorit + Stilpnomelan + Hämatit + Quarz + Muskovit ± Kalzit
± Ägirin ± Biotit ± Talk ± Turmalin

Weitere Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Pyrit und Rutil.

Das Eduktgestein der Blauschiefer bilden die Sedimente der Ruhpolding-, Ammergau- oder Eiskar-Fm., je nachdem welche dieser Einheiten am Kontakt zum Serpentinitt liegt. Gerade die Kieselschiefer wären ohne die Zufuhr von Na, Ca, Mg und H₂O, chemisch nicht geeignet, während der Metamorphose Na-Amphibole zu bilden. Auch die Beobachtung, dass die Menge der entstandenen Amphibole mit zunehmender Entfernung vom Serpentinitt rapide abnimmt, legt nahe, dass die Blauschiefer aus Sedimenten durch Stoffzufuhr aus dem Serpentinitt entstanden sind und dass der Serpentinitt schon zum Zeitpunkt der HP/LT Metamorphose am Kontakt zu den Sedimenten gewesen ist.

Je nach dem Eduktgestein findet man also Marmore, karbonathältige und karbonatfreie Kieselschiefer und Meta-Arkosen in denen Na-Amphibole und Klinopyroxene in unterschiedlichen Mengen gewachsen sind (siehe Abb.32.a,b. und Abb.33.a,b.).

Betrachtet man die Beziehung zwischen Deformation und Metamorphose kommt man zu folgenden Ergebnissen:

Während die Klinopyroxene in Bezug zur Hauptschieferung (S1-TMU) ein prä- bis syndeformatives Wachstum anzeigen, zeigen die Amphibole ein syn- bis postdeformatives Wachstum an (siehe Abb.33.c,d., Anhang Tabelle 2). Es finden sich auch Amphibole, die in den Klinopyroxen hineinwachsen (siehe Ab.33.e.).

Die Amphibole weisen eine deutliche regelmäßige Wachstumszonierung auf. Die Klinopyroxene sind unregelmäßig zoniert. Im Hellfeld erscheinen sie fast schwarz, da sie massenhaft Hämatitnadeln als Einschlüsse aufweisen. Diese Einschlüsse nehmen zum Rand hin deutlich ab.

Häufig findet sich postdeformativ gewachsener Stilpnomelan (siehe Abb 33.f.).

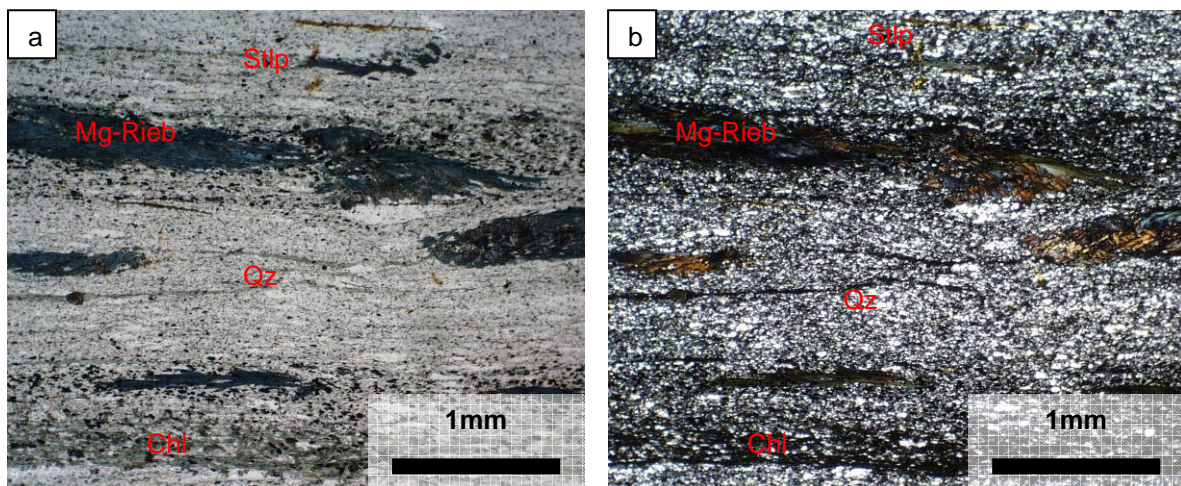


Abb.32.a,b.: Metaradiolarit (Blauschiefer), in einer Matrix aus rekristallisiertem Quarz sind Magnesioriebeckit, Stilpnomelan und Chlorit gewachsen.

a: im Hellfeld

b: bei gekreuzten Nicols

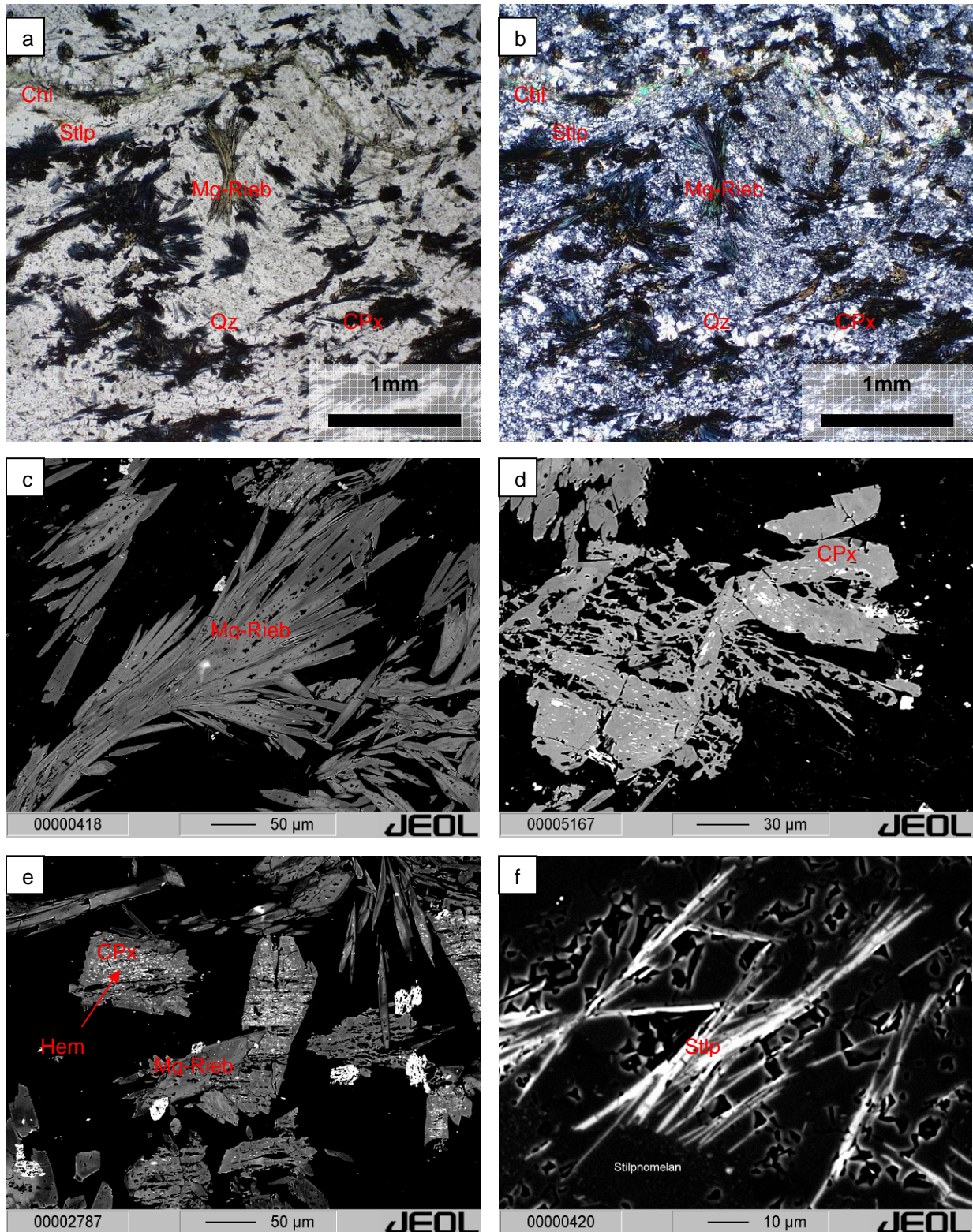


Abb.33a-f.: Blauschiefer:

a: Polarisationsmikroskop: Magnesioriebeckit gesprosst in Meta-Radiolarit im Hellfeld

b: und bei gekreuzten Nicols

c,d: BSE Aufnahmen: Postdeformativ gewachsener Magnesioriebeckit und deformierter Klinopyroxen

e,f: BSE Aufnahmen: Magnesioriebeckit wächst in Klinopyroxen, Stilpnomelan.

5.2.2 Innsbrucker Quarzphyllit Decke

Es wurden Proben aus der IQPD aus dem Hangenden und Liegenden der TD untersucht und dieselben Ergebnisse gewonnen.

Am meisten verbreitet ist die Lithologie der Chlorit-Serizit Phyllite die durch die Paragenese Muskovit + Quarz + Chlorit \pm Biotit \pm Kalzit \pm Rutil charakterisiert wird (siehe Abb.34.a,b.). Die Gesteine sind feinkörnig und weisen eine phyllitische Schieferung auf. Die Muskovite sind schwach zoniert (siehe Abb.34.c,d.). Quarz ist meist rekristallisiert.

Daneben treten graphitreiche Schwarzschiefer und Eisendolomitlinsen auf, die jedoch keiner genaueren petrologischen Bearbeitung unterzogen wurden.

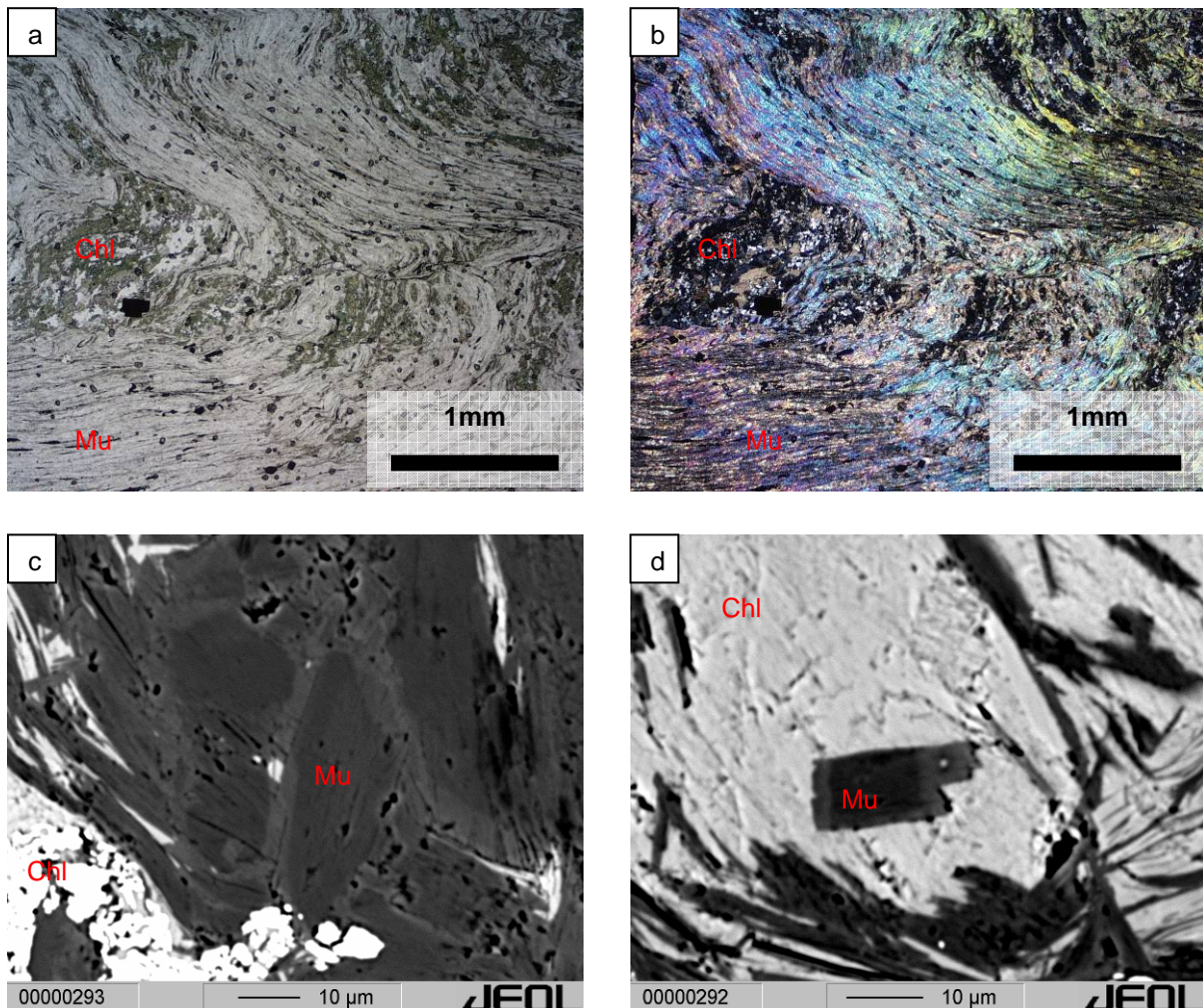


Abb.34.a-d.: IQP

a,b: Stark deformierter Chlorit-Serizit Phyllit im Hellfeld und bei gekreuzten Nicols.

c,d: BSE Aufnahmen von zoniertem Muskovit.

5.3 Mineralchemie:

5.3.1 Tarntal Decke:

Die petrologisch sehr interessanten Blauschiefer weisen mehrere Charakteristika auf:

- Die Hellglimmer haben einen sehr hohen Celadonitgehalt.
- Die Amphibole sind deutlich zoniert, mit Mg-Riebeckit bis Riebeckit im Kern und Winchit oder Aktinolith im Mantel bzw. am Rand.
- Die Klinopyroxene sind unregelmäßig zoniert mit hohem Ägirin und schwankendem Jadeit und Diopsid Gehalt.

Im Anschluss werden die wichtigsten auftretenden Minerale er Reihe nach besprochen:

- Hellglimmer:

Die Hellglimmer weisen sehr unterschiedliche Zusammensetzungen auf. Um detritische Kerne, die geringe Celadonit Gehalte und signifikante Paragonitgehalte aufweisen, bildeten sich während der Metamorphose phengitische Ränder mit hohem Celadonitgehalt (siehe Abb.35., Anhang Tabelle 5).

Die Zonierung der Hellglimmer kann am besten in einem Si a.p.f.u. gegen Al a.p.f.u. Diagramm veranschaulicht werden (siehe Abb.36.). Hier zeigen sich die deutliche Zonierung der Hellglimmer in den Einheiten der TD und die viel weniger deutlich ausgeprägte Zonierung in der IQPD.

Si a.p.f.u. von bis zu 3.7 in der TD bedeuten Celadonitgehalte von 65.4%. Dies kann zwar nicht direkt zur Ableitung der *P-T* Bedingungen während der Metamorphose herangezogen werden, ist aber, ähnliche Gesamtgesteinschemismen vorausgesetzt, doch ein Hinweis auf unterschiedliche Metamorphosebedingungen.

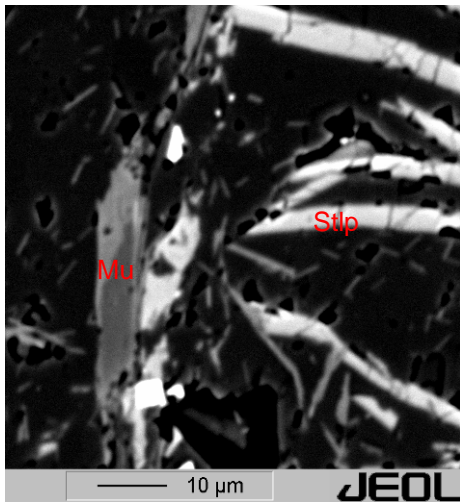
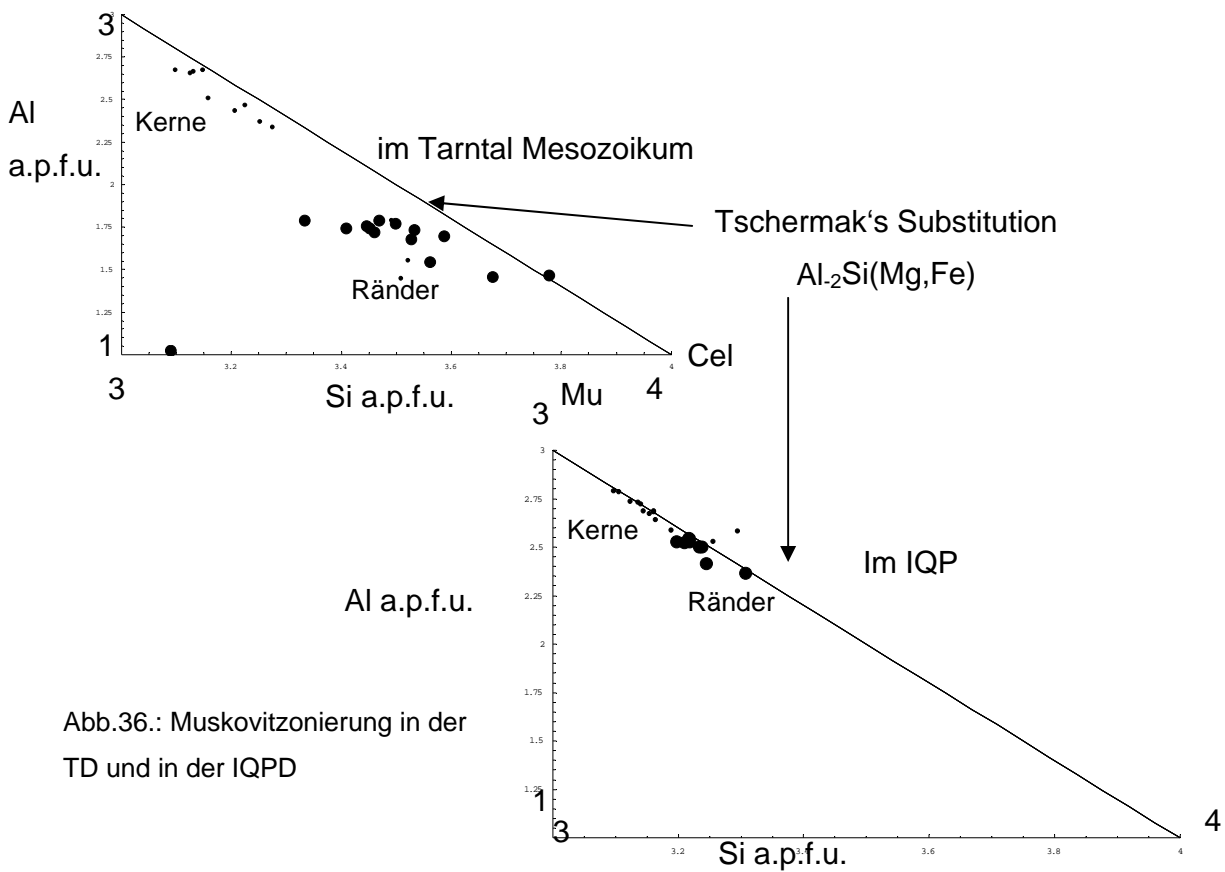


Abb.35.: BSE Aufnahme von zoniertem Phengit mit Anstieg der Celadonitkomponente zum Rand, daneben ist Stilpnomelan zu sehen.

Mu



- Amphibole:

Die Amphibole weisen vom Kern zum Rand Mg und Ca Zunahme und Fe und vor allem Na Abnahme auf (siehe Abb.38.a-f., Anhang Tabelle 2, 7). Um den Zonarbau der Amphibole für quantitative Abschätzungen des *P-T* Pfades zu verwenden, stellt sich die Frage mit welchen Endgliedern man die Amphibolzusammensetzung am besten beschreibt um die Zonierung mineralchemisch und graphisch zu veranschaulichen.

Folgende Mischreihen der Komponenten wurden in den Amphibolen berücksichtigt:

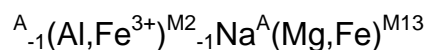
Glaukophan - Riebeckit

Eckermannit - Arfvedsonit

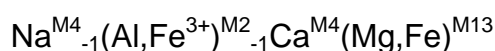
Tremolit - Aktinolith

Die chemische Zonierung in den Amphibolen kann daher durch folgende Vektoren beschrieben werden:

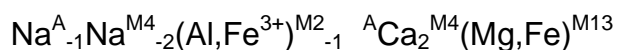
Riebeckit + Glaukophan => Arfvedsonit + Eckermannit



Riebeckit + Glaukophan => Winchit => Tremolit + Aktinolith



Arfvedsonit + Eckermannit => Tremolit + Aktinolith



Diesem Schema folgend wurden die Amphibole in einer ternären Chemographie dargestellt (siehe Abb.37.). Die Molenbrüche, um die Anteile der Phasen zu bestimmen, lauten wie folgt:

Riebeckit + Glaukophan: $X^A - XCa^{M4}$
 Arfvedsonit + Eckermannit: XNa^A
 Tremolit + Aktinolith: XCa^{M4}

In welchem Ausmaß die Reaktion von Riebeckit über Winchit zu Aktinolith abließ ist wahrscheinlich davon abhängig in welchem Ausmaß retrograde Reaktionen stattfanden.

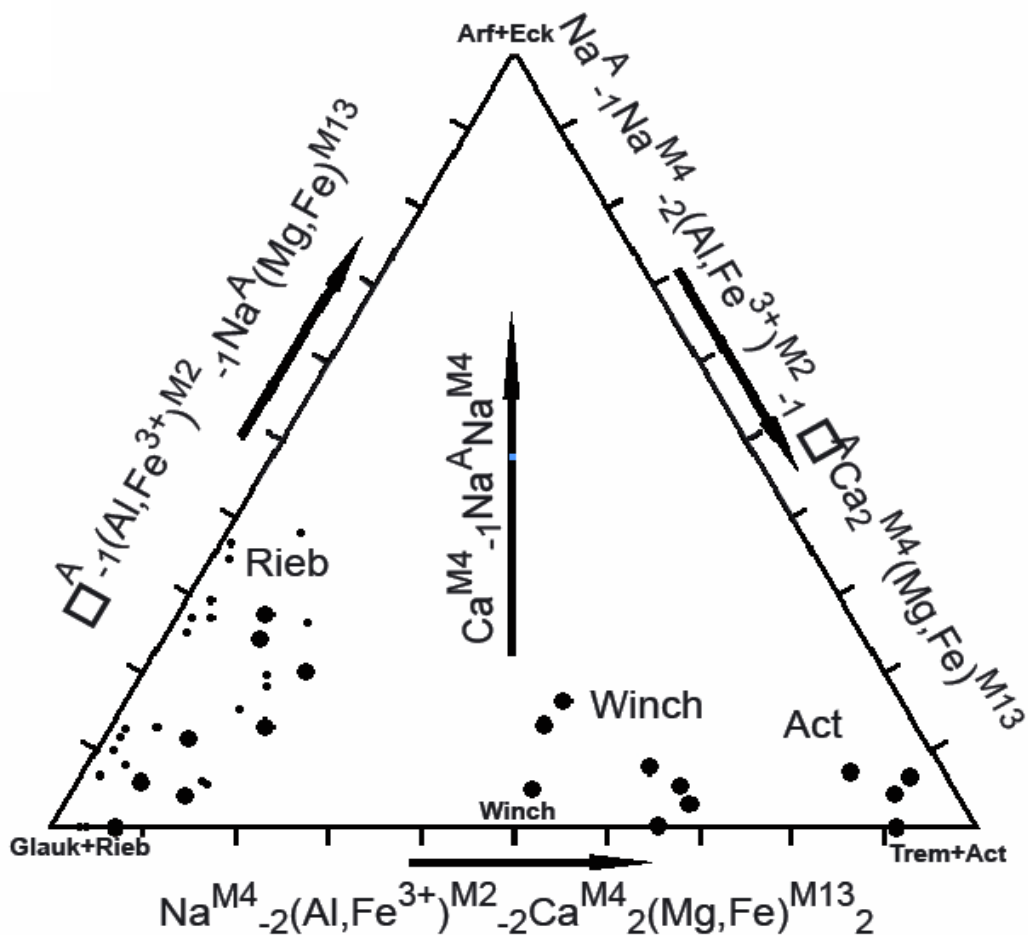


Abb.37.: Die Amphibolkörner sind in diesem ternären Diagramm als kleine Punkte, die Ränder als große Punkte dargestellt.

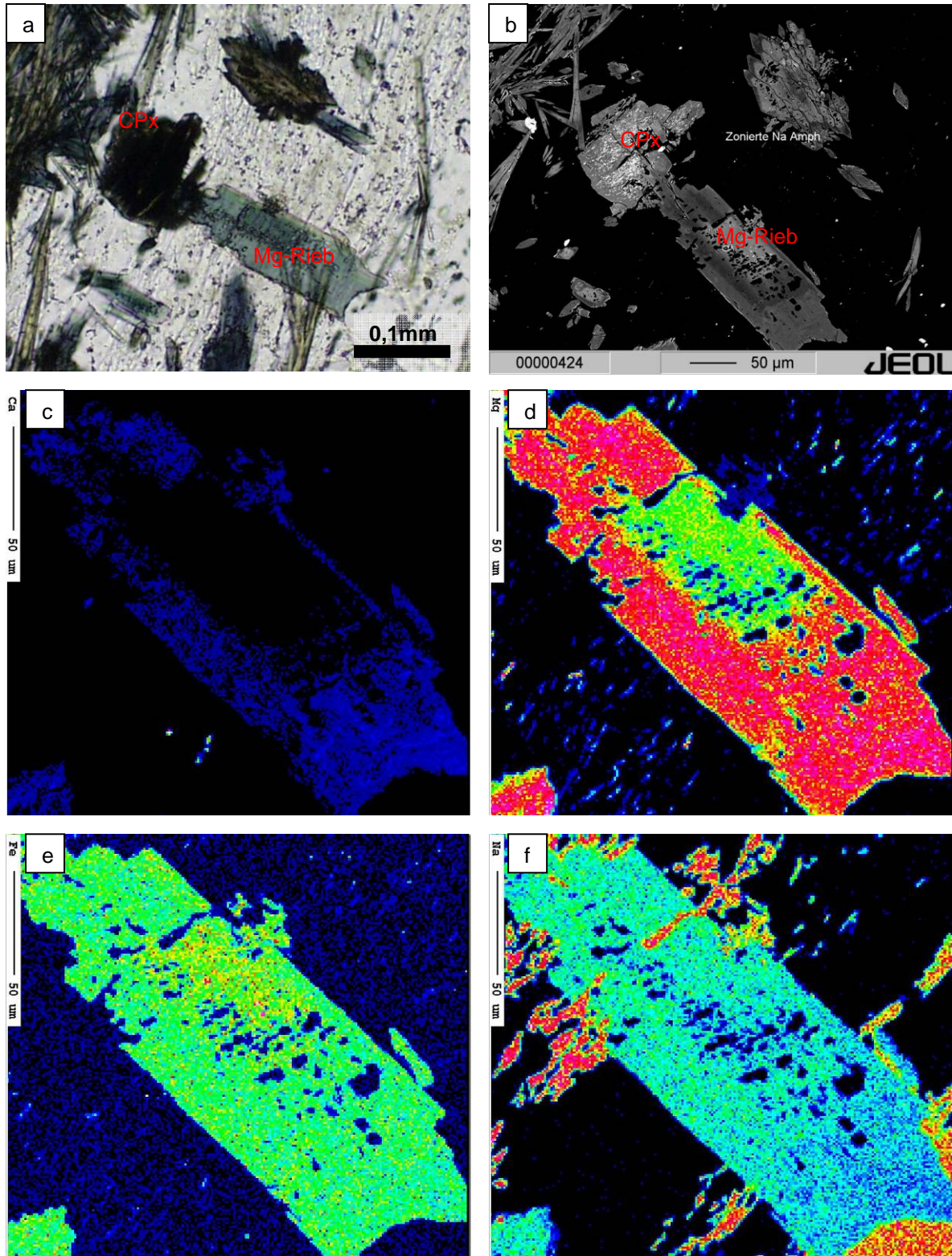


Abb.38.a-f:

a: Polarisationsmikroskop Zonierter Mg-Rieb im Hellfeld

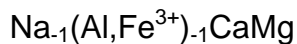
b: BSE Aufnahme Zonierter Mg-Rieb

c-f: Röntgenverteilungen: (c: Ca, d: Mg, e: Fe, f: Na)

- Pyroxene:

Die chemische Zonierung der Pyroxenen kann ähnlich wie bei den Amphibolen durch folgenden Vektor dargestellt werden:

Jadeit + Ägirin => Diopsid



Die Klinopyroxene weisen eine fleckige Zonierung auf. Es lässt sich daher keine Systematik wie bei den Amphibolen erkennen. Lediglich Hämatitnadeln, die in den Klinopyroxenen massenhaft als Einschlüsse auftreten werden zum Rand hin deutlich weniger (siehe Anhang Tabelle 2).

Bei der Mineralformelrechnung trat öfter das Problem auf, dass trotz der Annahme $\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$ ein kleines Ladungsdefizit übrig blieb. Jedenfalls ist von einem sehr hohen Oxidationsgrad des Eisens auszugehen.

Betrachtet man die Kerne der Amphibole und die Klinopyroxene, so stellt man fest, dass diese bis auf den Wassergehalt der Amphibole chemisch identisch sind. Lediglich die Zonierung zu Ca reicheren Chemismen vollzog sich nur in den Amphibolen. Diese Reaktionsbeziehungen und Mineralzonierungen zu verstehen war eine der Kernaufgaben dieser Arbeit.

Es muss zu einem frühen Zeitpunkt der Metamorphose das Klinopyroxenstabilitätsfeld verlassen worden sein und der restliche *P-T* Pfad blieb dann im Amphibolstabilitätsfeld. Hierfür war primär eine Änderung der Fluidzusammensetzung verantwortlich. Auf diesen Umstand wird später noch detaillierter eingegangen.

Mit der EMS konnte bestimmt werden, dass es sich bei den opaken Einschlüssen in den Klinopyroxenen um Eisenoxide handelt, doch waren die Einschlüsse zu klein um zu bestimmen ob es sich um Hämatit oder um Magnetit handelt. Mit Hilfe des Ramanmikrospektrometers wurden diese Einschlüsse als Hämatit bestimmt (siehe Abb.39.).

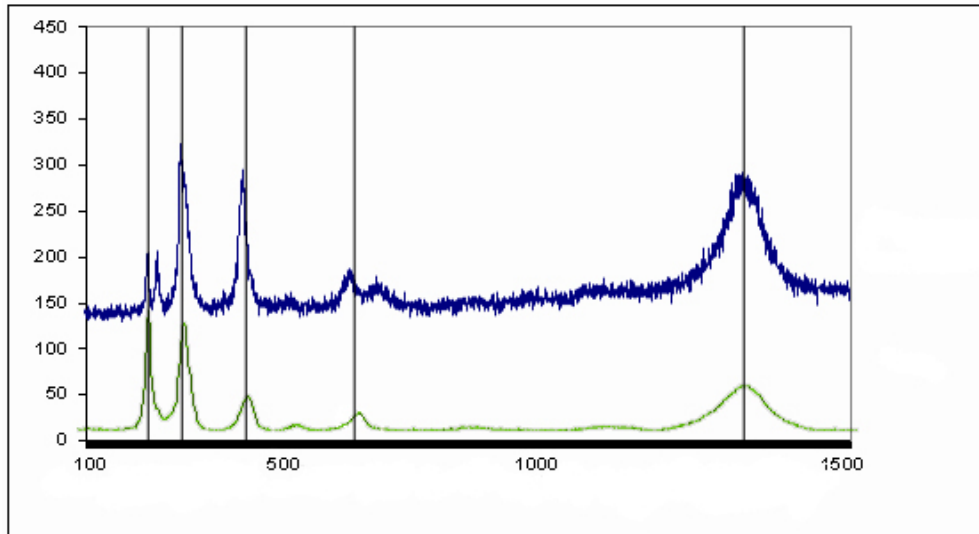


Abb.39.: Raman-Spektrum einer Hämatit Nadel im Klinopyroxen (blau) und ein Referenzspektrum (grün) (Raman Datenbank, Universität Siena);

- Plagioklas:

Die in den Proben gemessenen Feldspäte waren immer fast reine Albite mit einem Albitanteil von 99 bis 100 %. K und Ca ist nur in Spuren vorhanden (siehe Anhang Tabelle 1,2,6,7)

- Biotit:

Bei den Biotiten handelt es sich meist um reine Annit - Phlogopit Mischkristalle (siehe Anhang, Tabelle 2,4,5). Zur Berechnung der Endglieder wurde daher ein ladungsbalanziertes ionisches Mischungsmodell herangezogen (Essene 1989):

$$a_{\text{Ann}} = X_{\text{K}} X_{\text{Fe}}^3 X_{\text{OH}}^2$$

$$a_{\text{Phlog}} = X_{\text{K}} X_{\text{Mg}}^3 X_{\text{OH}}^2$$

Der Phlogopitanteil liegt häufig zwischen 60 und 70 %, es wurden aber auch Biotite mit 45 % Phlogopit gemessen.

- Chlorit:

Die Chloritchemismen schwanken stark (siehe Anhang Tabellen 1,4,5,6,7). Zur Berechnung der Molenbrüche und Aktivitäten wurde das Modell von Holland et al. (1998) herangezogen:

In diesem Modell werden die jeweiligen Molenbrüche der einzelnen Gitterpositionen folgendermaßen beschrieben:

$$\begin{array}{llll}
 X_{Al}^{T2} & = & y & X_{Si}^{T2} & = & 1 - y \\
 X_{Fe}^{M2,3} & = & x & X_{Mg}^{M2,3} & = & 1 - x \\
 X_{Al}^{M4} & = & y + N & X_{Fe}^{M4} & = & (1 - y - N)x & X_{Mg}^{M4} & = & (1 - y - N)(1 - x) \\
 X_{Al}^{M1} & = & y - N & X_{Fe}^{M1} & = & (1 - y + N)x & X_{Mg}^{M1} & = & (1 - y + N)(1 - x)
 \end{array}$$

Die idealen Aktivitäten der von mir berücksichtigten Endglieder lauten wie folgt:

$$\begin{array}{ll}
 a_{\text{clin}}^{\text{ideal}} & = & 4(1 - x)^5(1 - y + N)(y + N)(1 - y)y \\
 a_{\text{amez}}^{\text{ideal}} & = & (1 - x)^4(y - N)(y + N)y^2 \\
 a_{\text{daph}}^{\text{ideal}} & = & 4x^5(1 - y + N)(y + N)(1 - y)y
 \end{array}$$

Einerseits treten Chlorite mit Clinochlorgehalten deutlich über 90 % auf andererseits Chlorite mit hohen Daphnitgehalten. Hierbei handelt es sich vermutlich um unterschiedliche Chloritgenerationen, wobei die Chlorite mit den hohen Clinochlorgehalten Teil der HP Paragenese sein dürften.

- Stilpnomelan:

Stilpnomelan ist ein typisches Mineral für LT/HP Bedingungen. Er bildet sich meist am retrograden *P-T* Pfad.

Stilpnomelan ist ein chemisch komplexes Mineral und die Formel des Endgliedes Ferrostilpnomelan wird von Currie & Van Staal (1999) folgendermaßen angegeben:



Die Aktivität von Ferrostilpnomelan errechnet sich daher nach Miyano & Klein (1989) folgendermaßen:

$$a_{\text{FeStpl}} = 23.1(X_{\text{Fe}})^6(X_{\text{Al}})(X_{\text{Si}})^8$$

$$a_{\text{FeStpl}} = (X_{\text{Fe}})^6(X_{\text{Al}})(X_{\text{Si}})^8 \text{ (Currie \& Van Staal 1999)}$$

Die Aktivitäten der gemessenen Stilpnomelane bewegen sich in folgendem Bereich (siehe Anhang Tabellen 2,5).

	Miyano & Klein (1989)	Currie & Van Staal (1999)
a_{FeStpl}	0.053 - 0.062	0.002 - 0.003

- Talk:

Talk konnte nur in einer Probe festgestellt werden (siehe Anhang Tabelle 4). Er stellt einen fast idealen Mischkristall von Fe- und Mg-Talk dar. Daher wurde ein ideales Mischungsmodell zur Berechnung der Endglieder herangezogen.

Talk weist in der Probe keine große Variation im Chemismus auf und setzt sich meist aus 85 bis 90 % Mg-Talk und 10 bis 15 % Fe-Talk zusammen.

- Karbonat:

Es konnten in mehreren Proben (siehe Anhang Tabellen 4,5) fast reiner Kalzit gemessen werden. Zusätzlich tritt in einer Mn-Paragenese Rhodochrosit auf (siehe Anhang Tabelle 3).

5.3.2 Mn-Paragenese:

Eine weitere Besonderheit, die während der Bearbeitung entdeckt wurde ist eine Mineralparagenese die hauptsächlich aus Mn-Mineralen gebildet wird (siehe Anhang Tabelle 3). Diese befindet sich innerhalb des RK, am hangenden Kontakt des Serpentinits zu den Kiesel-schiefern der Ruhpolding-Fm. Das Gestein wird hauptsächlich aus folgenden Mn-Mineralen gebildet:

Rhodochrosit:	MnCO_3
Bementit:	$\text{Mn}_5\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_6$ Palache (1935) $\text{Mn}_7\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8$ Heinrich et al. (1994)
Friedelit:	$(\text{Mn}, \text{Fe})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$
Tephroit:	Mn_2SiO_4
Spessartin:	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Zusätzlich ist noch Kalzit, Apatit und Barit zu finden (siehe Abb.40a-d, 41).

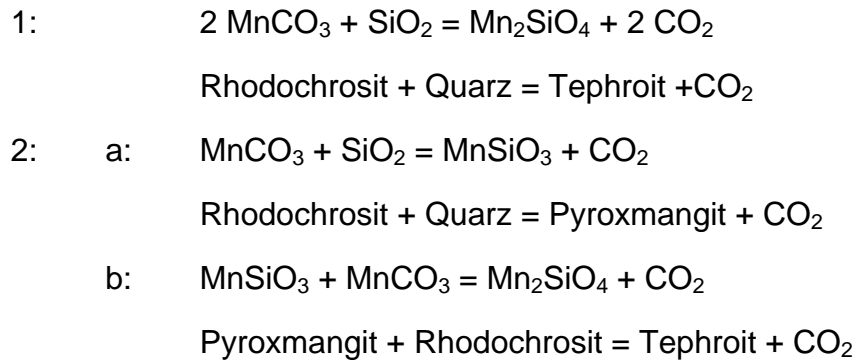
Rhodochrosit enthält bis zu 8 % Ca und geringere Mengen Mg und Fe.

Bementit weist, wie schon aus den unterschiedlichen Formeln hervorgeht, eine signifikante Variation im Chemismus, genauer gesagt im Verhältnis von Si zu Mn zu H auf.

Friedelit enthält in den untersuchten Proben kaum Cl.

Zur Entstehung dieser Paragenese ist zu sagen, dass die ursprüngliche Position am Kontakt des exhumierten Mantels zu den möglicherweise Mn-reichen Sedimenten des tiefmarinen Milieus liegt. Ob die Vererzung syn- oder postsedimentär erfolgte kann nicht beantwortet werden, es zeigt sich aber, dass es während der Metamorphose zu komplexen Mineralisationen kam.

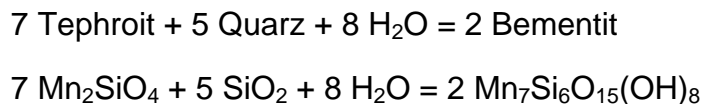
Tephroit bildet sich aus Rhodochrosit im Zuge einer prograden Metamorphose abhängig vom $X\text{CO}_2$ nach folgenden Reaktionen (Francis et al. 2004):



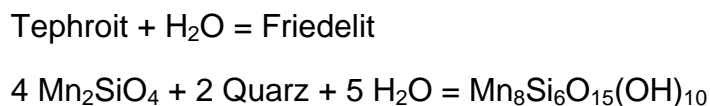
Das relativ seltene Mineral Bementit konnte anhand der EMS Analysen nicht eindeutig bestimmt werden. Der Nachweis erfolgte mit einem Pulverdiffraktogramm (siehe Abb.42.).

Bementit ist meist in Form von idiomorphen Kristallen in einer Matrix von Tephroit gesprosst. Diese Beobachtung zeigt, dass Bementit eines der letzten Minerale war, das sich bildete.

Folgende Reaktion könnte abgelaufen sein:



Wie von Abrecht (1989) beschrieben kann sich Friedelit als Zerfallsprodukt von wasserfreien Phasen bilden. Folgende Reaktion könnte abgelaufen sein:



Die Bildung der sekundären Phasen Friedelit und Bementit ist daher auf eine spätere Hydratisierung im Zuge der Metamorphose zurückzuführen.

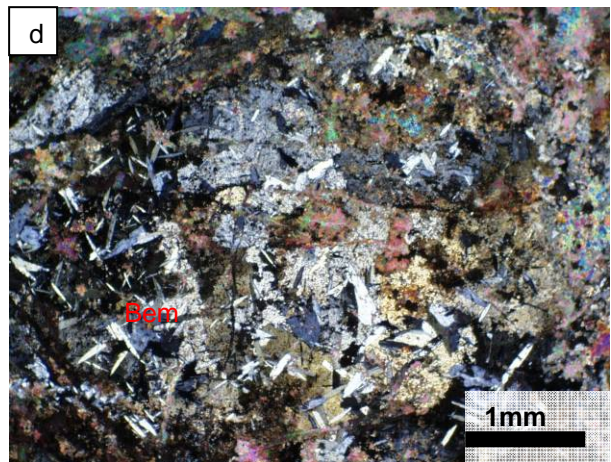
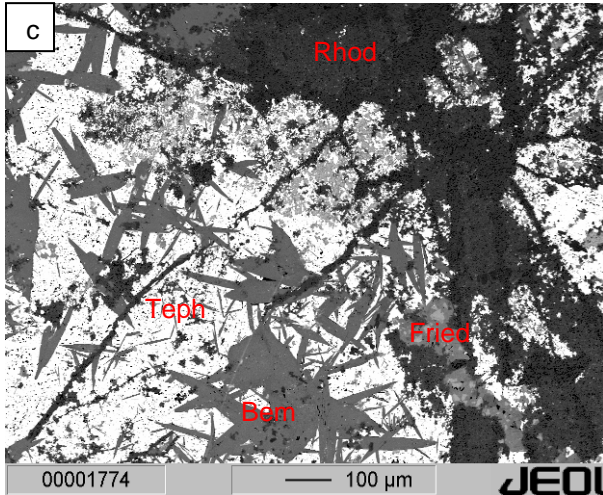
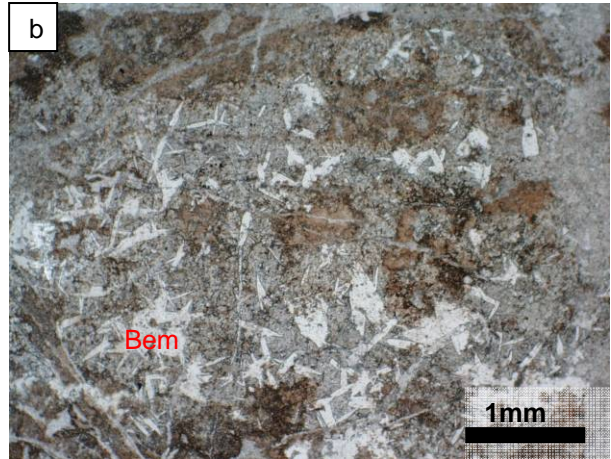


Abb.40.a-d:

- a: Staffelsee, Serpentin und Kieselschiefer
- b: Polarisationsmikroskop: Mn-Paragenese im Hellfeld
- c: BSE Aufnahme von Bementit
- d: bei gekreuzten Nicols

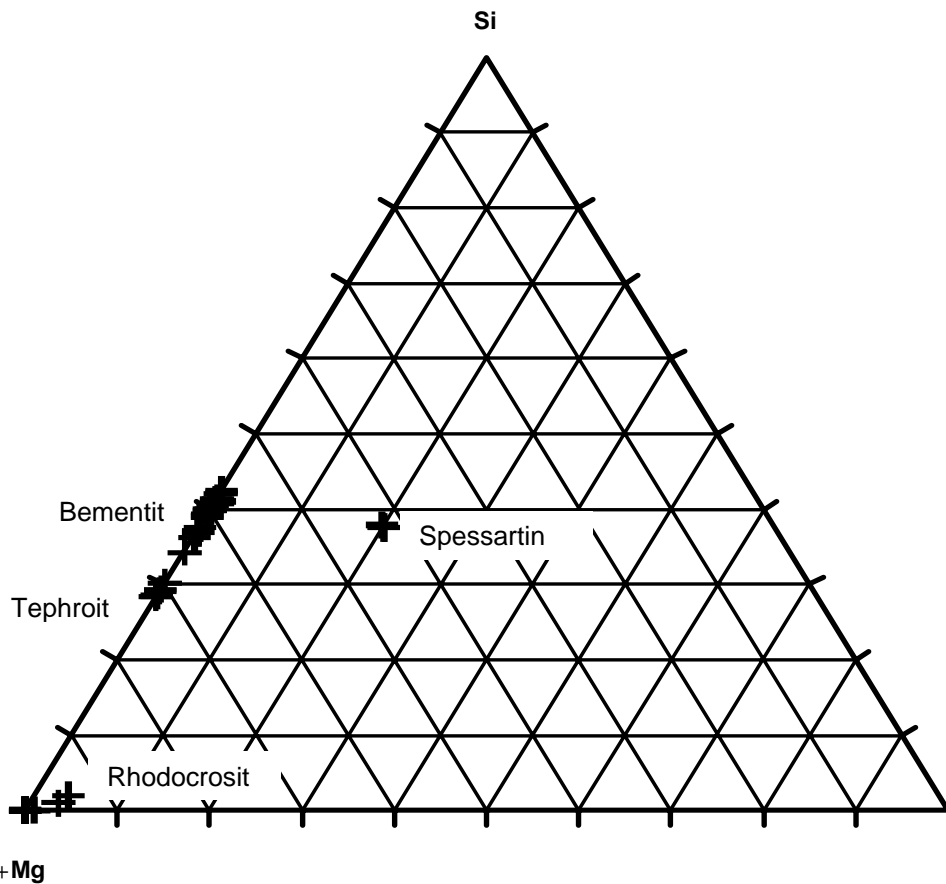


Abb.41.: Si – (Mn_{tot} + Mg) – Al Diagramm (nach Lucchetti 1991) mit den Chemismen der Mn-Mineralen

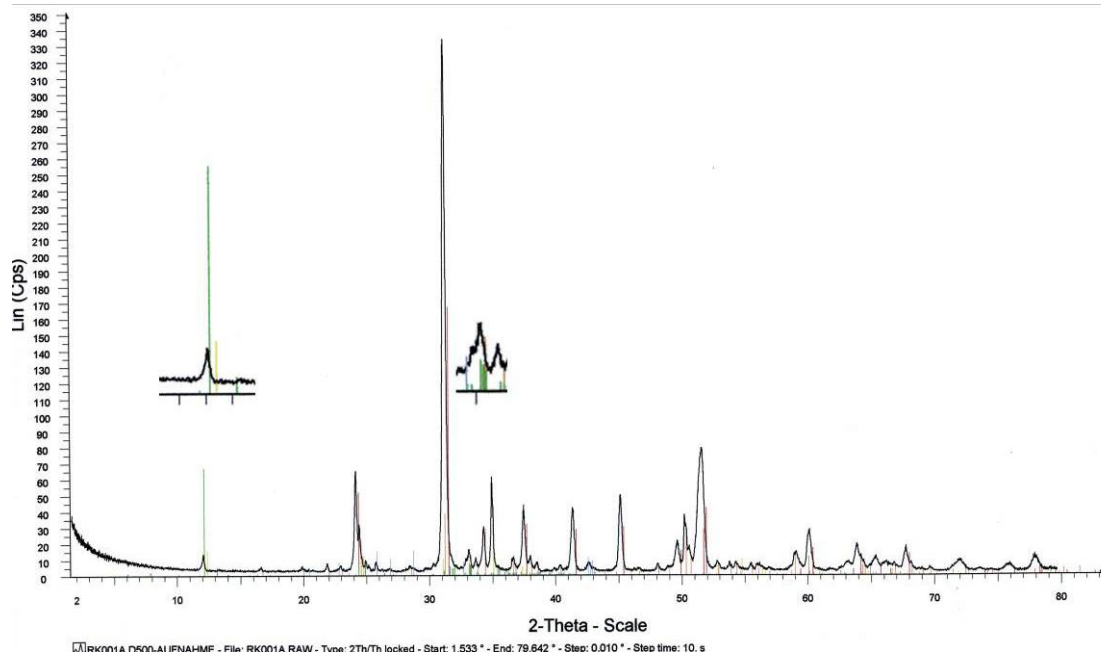


Abb.42.: Röntgenpulverdiffraktogramm der Probe R5 mit den vergrößerten Bementit Peaks (grüne Striche).

5.3.3 Innsbrucker Quarzphyllit Decke:

Im IQP treten Phengite mit einem leichten Anstieg der Celadonitkomponente zum Rand hin, auf. Dies ist sonst im IQP nicht feststellbar (Piber 2005). Es kommen aber auch Zonierungen mit erhöhter Paragonitkomponente zum Rand hin vor (die entsprechenden EMS-Analysen finden sich im Anhang Tabelle 6).

Der Celadonitanstieg ist viel weniger ausgeprägt als bei den Hellglimmern der TD (siehe Abb.36.).

Der Feldspat ist fast reiner Albit.

Chlorit setzt sich aus ca. 55 % Daphnit, 30 % Clinochlor und 15 % Amesit zusammen und weist damit deutlich weniger Clionochlor auf als in der TD.

5.4 Thermobarometrie:

5.4.1 Tarntal Decke:

Innerhalb der TD finden sich nur am Kontakt zum Serpentin Blauschiefer, die aus Metasedimenten durch Stoffzufuhr aus dem Serpentin entstanden sind. Entfernt man sich weiter von diesem Kontakt findet man keine Amphibole und Klinopyroxene mehr und die metamorphe Überprägung nimmt deutlich ab. Dies ist nicht durch einen Metamorphosegradienten zu erklären, da sich dieser Übergang im dm Bereich vollzieht, sondern durch einen chemischen Gradienten am Kontakt zu den ultramafischen Gesteinen. In den nicht durch Stoffzufuhr aus dem Serpentin geprägten Gesteinen kam es während der Metamorphose im wesentlichen zur Neubildung von celadonitreichem Phengit, Stilpnomelan, Biotit und Chlorit, während sich in den Blauschiefern zusätzlich noch zonierte Amphibole, zonierte Klinopyroxene und Talk bildeten. Daher enthalten die Blauschiefer umfassendere Informationen über den *P-T* Pfad der TD und der Schwerpunkt der petrologischen Untersuchungen liegt daher auf diesen Gesteinen.

Dingeldey (1997) versuchte zu beweisen, dass die gesamte TD in etwa dieselben P - T Bedingungen aufweist. Letztendlich lässt sich dies aber nur durch den konstant hohen Celadonitgehalt der Hellglimmer belegen. Dieser Schluss ist zwar etwas unsicher, da er aber mit den strukturellen Beobachtungen (Deformation, Deckengliederung) übereinstimmt, kann es als wahrscheinlich angenommen werden, dass die TD in ihrer heutigen Zusammensetzung den Metamorphosehöhepunkt erreichte.

Die niederen Temperaturen und der starke chemische Gradient zum Serpentin mit dem damit verbundenen Stofftransport führten dazu, dass sich im Gestein ausgeprägte Ungleichgewichtstexturen ausbildeten. Es bildeten sich deutliche Mineralzonierungen aus und auch zwischen den Proben variieren die Mineralchemismen.

Die Auswahl der tatsächlich während der einzelnen Metamorphosestadien im Gleichgewicht befindlichen Mineralphasen ist schwierig und aufgrund der chemischen Variationen der Minerale ist davon auszugehen, dass jeweils nur eine geringe Anzahl von Phasen im Gleichgewicht vorliegt. Diese Vermutung bestätigt sich wenn man versucht thermobarometrische Berechnungen durchzuführen und anfangs, ohne sorgfältige Auswahl der Mineralanalysen, zu keinem Ergebnis kommt. Letztendlich bleiben für die einzelnen Stadien der Metamorphose oft nicht genügend Mineralphasen übrig um präzise P - T Daten zu erhalten. Aber es können zumindest limitierende Reaktionen angegeben werden, die zum jeweiligen Zeitpunkt überschritten wurden. Der Vorteil dieser unequilibrierten Gesteine ist, dass von vielen Metamorphosestadien Relikte erhalten sind, die es ermöglichen ausgehend von einem Metamorphosehöhepunkt einen P - T Pfad zu rekonstruieren

Die Metamorphose der TD wurde von Dingeldey et al. (1997) mit 8 – 10.5 kbar und Temperaturen um die 350° C angegeben. Zunächst wurde versucht, diese Daten mit anderen Geothermobarometern zu rekonstruieren, da gerade in diesen stark unequilibrierten Gesteinen die Wahl der Geothermobarometerreaktionen und der Gleichgewichtsparagenesen stark differierende Ergebnisse liefern kann.

Um die HP Metamorphose zu quantifizieren muss man auf die jeweiligen HP-Komponenten der Minerale zurückgreifen. Zum Beispiel bei den Klinopyroxenen auf die Bereiche mit hohem Jadeitgehalt, beim Amphibol auf die glaukophanreicheren Kerne und beim Hellglimmer auf die celadonitreichen Ränder. Dass diese HP-Phasen zueinander im Gleichgewicht stehen kann schon aufgrund textueller Beobachtungen ausgeschlossen werden. Im Folgenden werden die Geothermobarometer beschrieben, die erfolgreich auf die Gesteine angewandt wurden.

Folgende Gleichgewichtsparagenesen wurden von mir zur Berechnung von P - T Bedingungen herangezogen:

Klinopyroxen, Albit, Quarz

Talk, Muskovit, Celadonit, Phlogopit, Chlorit, Quarz

Klinopyroxen, Na-Amphibol, Kalzit, Quarz, Fluid

Na-Amphibol, Ca-Amphibol, Kalzit, Quarz

Stilpnomelan, Muskovit, Chlorit, Quarz

Nach anfänglichen Versuchen mit den Klinopyroxenen oder den Na-Amphibolen die P - T Bedingungen des Metamorphosehöhepunktes zu berechnen zeigte letztendlich die talkführende Paragenese bei weitem die höchsten Drucke an. Durch die Bearbeitung der Amphibol- und Klinopyroxenzonierungen wurden wertvolle Informationen über die pro- und retrograde Metamorphoseentwicklung und über die enorme Auswirkung einer veränderten Fluidzusammensetzung auf Reaktionen zwischen diesen Mineralen gewonnen.

Die P - T Daten sind nach den Methoden bzw. Datensätzen, die zur Berechnung verwendet wurden, geordnet.

Weiters werden thermodynamische Berechnungen präsentiert, welche die deutlich ausgeprägte Amphibol- und die komplexe Klinopyroxenzonierung unter Einbeziehung der Fluidzusammensetzung erklären können.

a.) Massonne (1997):

Als erstes wurde versucht mit Hilfe von Reaktionen zwischen Amphibolen und Pyroxenen *P-T* Bedingungen zu berechnen. Da die thermodynamischen Daten zu diesen Mineralen aber lückenhaft sind und die Reaktionen stark von der Fluidzusammensetzung abhängen, ergaben sich keine eindeutigen Ergebnisse. Dingeldey (1997) berechnete den Höhepunkt der Metamorphose anhand der Paragenese Klinopyroxen, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz. Dingeldey (1997) beschrieb Jadeitgehalte von 40,5 mol% und Celadonitgehalte von 61 mol%. Obwohl bei der vorliegenden Bearbeitung ähnlich hohe Jadeit- und Celadonitanteile festgestellt wurden, konnte der Verschnitt nicht rekonstruiert werden. Grund dafür dürften wahrscheinlich geringfügige Abweichungen in den Mischungsmodellen sein.

Als nächstes wurde versucht mit Hilfe der celadonitreichen Phengitränder ohne Einbeziehung von Amphibolen oder Pyroxenen die Höhepunktbedingungen der Metamorphose zu berechnen. Auch dies verlief problematisch, da die Wahl einer Gleichgewichtsparagenese mit genügend Mineralen nicht möglich war.

Wie Dingeldey (1997) beschreibt, lassen sich, basierend auf der Arbeit von Massonne und Schreyer (1987) und den dazugehörigen thermodynamischen Daten, anhand der Celadonitkomponente Minimaldrucke angeben. Dingeldey stellt aber fest, dass bei Temperaturen unter 500° C eine Abweichung der Si-Isoplethen in Richtung niedrigerer Drucke zu erwarten ist und dass daher die, anhand der Phengitzusammensetzung ermittelten Drucke, im HP-LT Bereich zu hoch angesetzt sind. Daher führt diese Methode im bearbeiteten Gebiet zu keinen befriedigenden Ergebnissen.

Der Durchbruch erfolgte durch die Entdeckung von Talk in der Probe R8 (siehe Anhang Tabelle 4). Dieser befindet sich eindeutig im Gleichgewicht mit der Paragenese:

celadonitreicher Hellglimmer, Chlorit, Biotit und Quarz

Dies stellt erstens eine limitierende Paragenese dar, die Mindestdrucke von 11 kbar (Massonne1989, Abb.43.) erfordert, zweitens lassen sich mit dieser Paragenese im

KMASH System mit dem Programm TWQ und dem thermodynamischen Datensatz von Berman (1992) ergänzt durch die Daten von Massonne (1997) Verschnitte von einigen Reaktionen rechnen (Abb.44.a.). Da man sich bei 300-350° C und über 11 kbar ohnehin in einem recht eingeschränkten Bereich befindet, kann somit der Höhepunkt der Metamorphose relativ eng eingegrenzt werden.

Nimmt man Eisen in den Berechnungen hinzu erhöht sich die Unsicherheit, da Massonne (1989) seine Experimente im KMASH System durchführte.

Folgende Paragenesen wurden mit TWQ verrechnet (die entsprechenden EMS-Analysen finden sich im Anhang Tabellen 2,4,5):

Probe	Paragenese	System	Abb.
R4	Chlorit, Helglimmer, Biotit, Albit, Quarz, H ₂ O	NCKMASH	44.b
	Chlorit, Helglimmer, Biotit, Albit, Quarz, H ₂ O	NCKFASH	44.d
R8	Talk, Chlorit, Helglimmer, Biotit, Quarz, H ₂ O	NCKMASH	44.a
R10	Chlorit, Helglimmer, Stilpnomelan, Albit, Quarz, H ₂ O	NCKFMASH	44.f
	Chlorit, Helglimmer, Biotit, Albit, Quarz, H ₂ O	NCKMASH	44.c
	Chlorit, Helglimmer, Biotit, Albit, Quarz, H ₂ O	NCKFASH	44.e

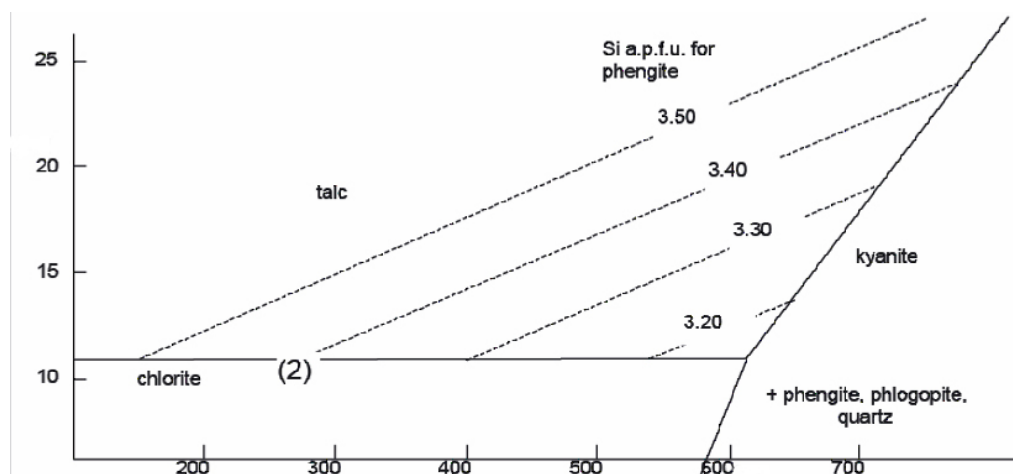


Abb.43.: Diagramm von Massonne (1989) erweitert zu niedrigeren Temperaturen. Die Si-Isoplethen sollten unter 500 °C aber nicht zur Abschätzung von P herangezogen werden.

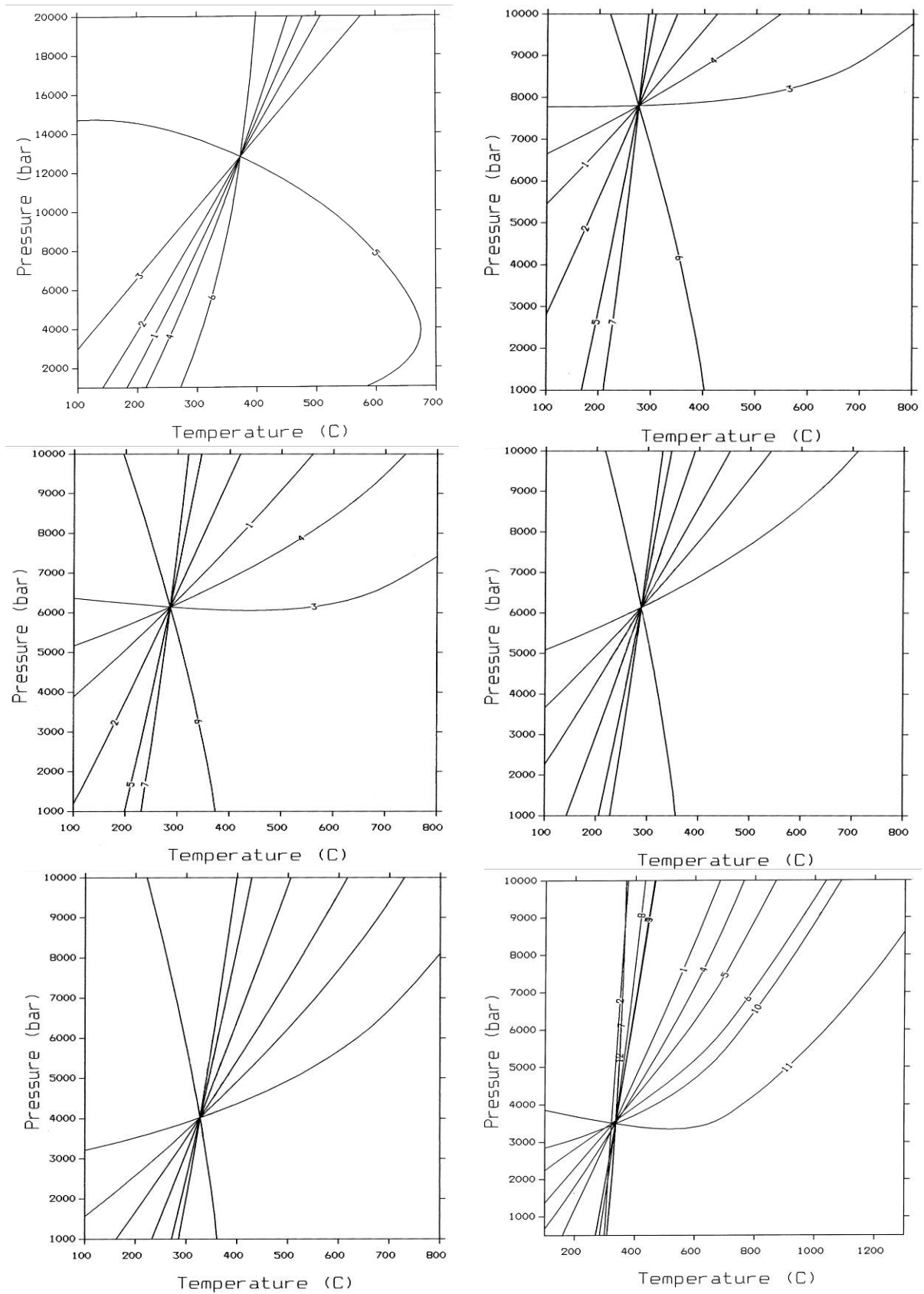


Abb.44.a-f.: P-T Diagramme von Proben aus der TD. Abnehmende Drucke von links oben (a) nach rechts unten (f) lassen sich durch die Verwendung von unterschiedlichen Phasen bzw. Systemen erklären.

b.) Holland und Powell (1998):

Folgende Paragenese wurden mit THERMOCALC v 3.21 verrechnet (siehe Anhang Tabelle 5):

Probe	Paragenese	P (kbar)	T (°C)
R10	Chlorit, Hellglimmer, Biotit, Albit, Quarz, H ₂ O	3.6 ± 1.1	265 ± 44

Die Berechnungen mit THERMOCALC v. 3.21 und dem thermodynamischen Datensatz von Holland und Powell (1998) erwiesen sich als weniger zielführend, da in diesem Datensatz viel weniger Hellglimmer Endglieder berücksichtigt werden und somit weniger Endgliederreaktionen zur Verfügung stehen.

Textuelle Beobachtungen zeigen, dass äginreicher Klinopyroxen eine der ersten Phasen war, die sich am prograden *P-T* Pfad bildeten.

Die barometrische Anwendung der Reaktion Albit = Jadeit-Ägin_{ss} + Quarz ist aufgrund der fast idealen Mischbarkeit zwischen beiden Pyroxenkomponenten (Liu und Bohlen, 1995) möglich und ergibt Minimaldrucke von 7.6 kbar bei Temperaturen von 300° C.

Weiters wurde mit der Mathematika Applikation PET 5.0.1 von Dachs (1998) und dem thermodynamischen Datensatz von Holland und Powell (1998) die HP Paragenese verrechnet und es ergaben sich ähnliche Ergebnisse wie bei der Verrechnung mit TWQ (siehe Abb.45.).

Probe	Paragenese	P (kbar)	T (°C)
R8	Talk, Chlorit, Hellglimmer, Biotit, Quarz, H ₂ O	12.0 ± 0.8	300 ± 30

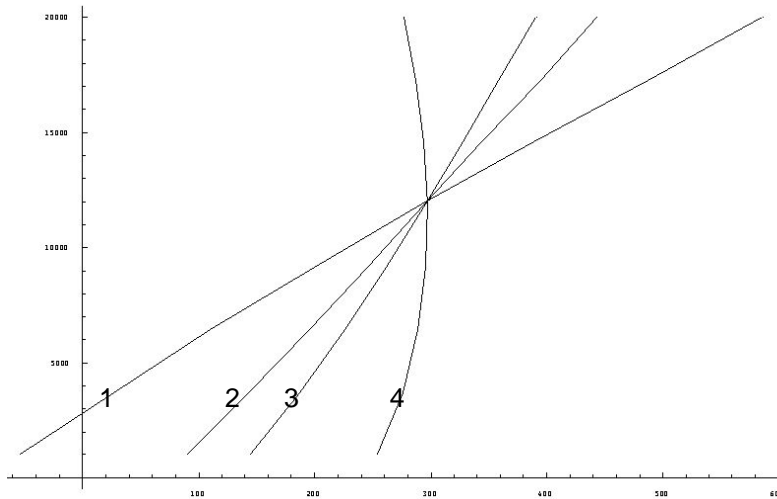


Abb.45.: Paragenese mit Talk mit PET verrechnet

- 1.) 1 Clinochlor + 3 Phlogopit + 15 Quarz = 2 Celadonit + 1 Muskovit + 4 Talk
- 2.) 2 H₂O + 3 Phlogopit + 11 Quarz = 3 Celadonit + 2 Talk
- 3.) 4 Celadonit + 1 Clinochlor = 4 H₂O + 1 Muskovit + 3 Phlogopit + 7 Quarz
- 4.) 1 Celadonit + 1 Clinochlor + 4 Quarz = 2 H₂O + 1 Muskovit + 2 Talk

c.) Currie und Van Staal (1999):

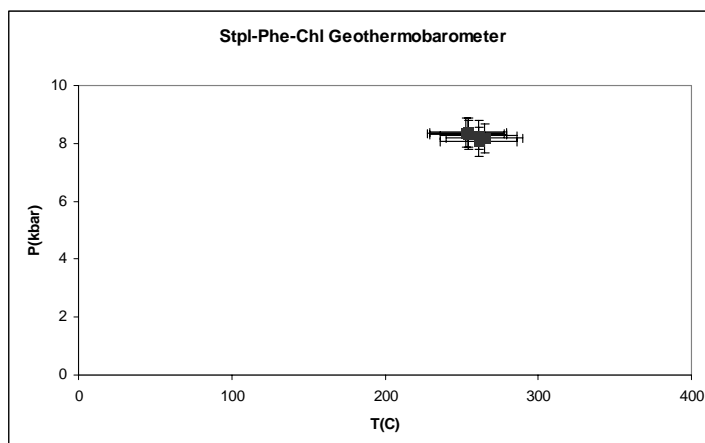


Abb.46.: Unterschiedliche Mineralchemismen mit dem Stlp-Phen-Chl-Qz-Geothermobarometer verrechnet

Stilpnomelan ist ein typisches *LT-HP* Mineral und ersetzt oft Biotit bei niedrigen Temperaturen am retrograden Pfad.

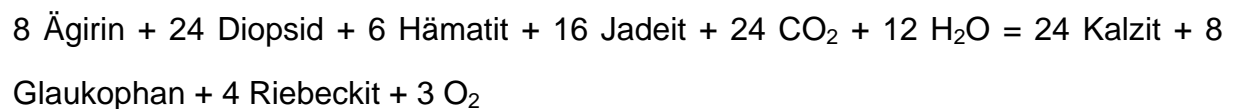
Die Paragenese Stilpnomelan + Hellglimmer + Chlorit + Quarz wurde als Thermobarometer von Currie und Van Staal (2001) kalibriert und ergibt in den

Proben dieser Arbeit P - T Bedingungen von $260 \pm 25^\circ \text{C}$ und $8.3 \pm 0.5 \text{ kbar}$ (siehe Abb.46.). Die verwendeten Aktivitätsmodelle sind für Stilpnomelan das Modell von Myano & Klein (1989), für Hellglimmer das Modell von Holland & Powell (1998) und für Chlorit das Modell von Holland et al. (1998) (die entsprechenden EMS-Analysen finden sich im Anhang Tabelle 5).

Currie und Van Staal (2001) geben als Grenzen des Thermobarometers 280 bis 450°C und 4,6 bis 7 kbar an. Die Ergebnisse dieser Arbeit liegen leicht außerhalb dieser Grenzen und sind daher mit Vorsicht zu behandeln.

d.) Die Amphibol- und Klinopyroxen-Zonierung:

Texturale Beobachtungen zeigen, dass Klinopyroxen durch Amphibol verdrängt wird. Dies erfolgt möglicherweise nach folgender Modellreaktion:



Im Bereich des Metamorphosehöhepunktes führte eine Veränderung der Fluidzusammensetzung wahrscheinlich zu einer Verschiebung dieser Reaktion zu höheren Temperaturen. Diese Verschiebung führte zur Reaktion von Klinopyroxen zu Amphibol und kann durch eine Erhöhung von P , $a_{\text{H}_2\text{O}}$ oder X_{CO_2} oder eine Erniedrigung von f_{O_2} erklärt werden (siehe Abb.47.a-c.).

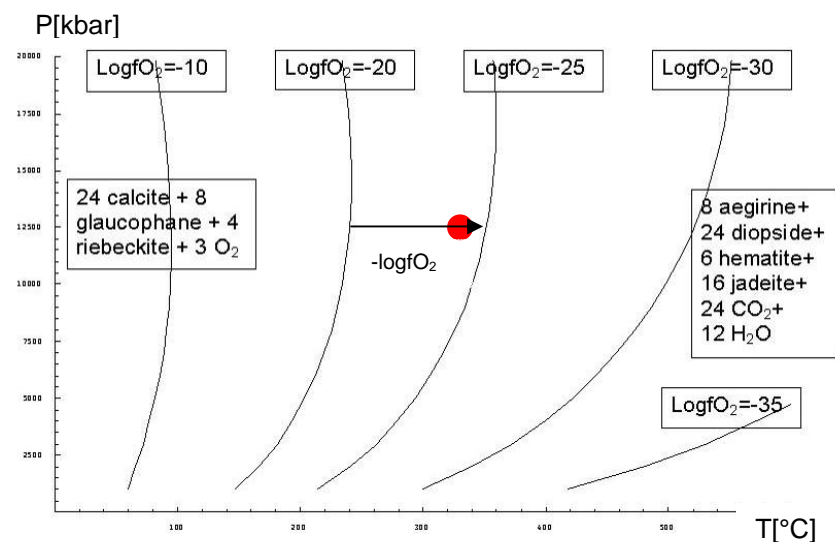
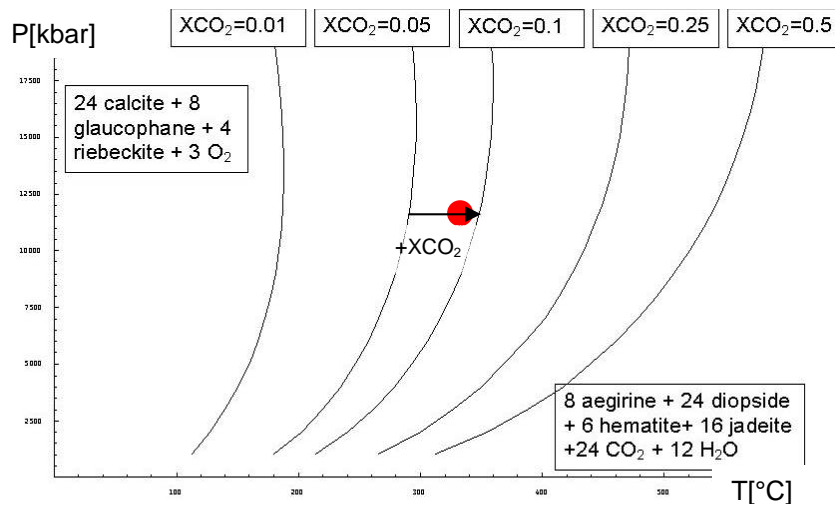
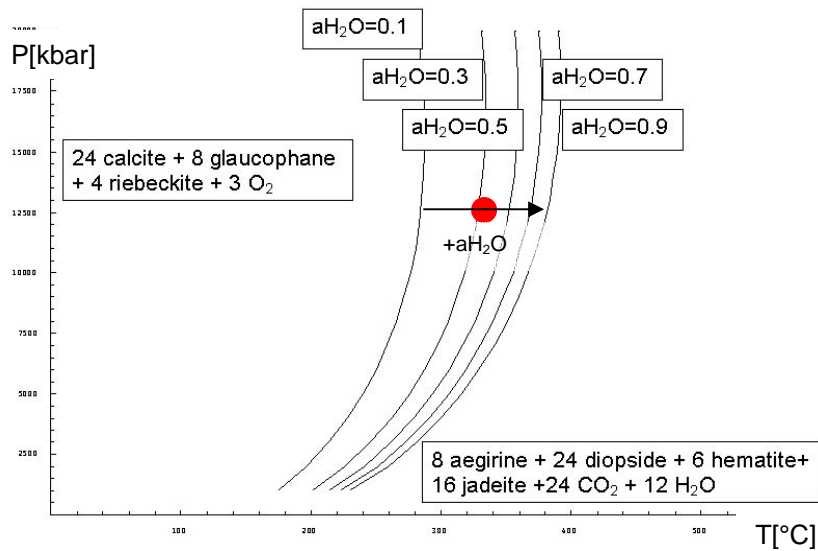


Abb.47.a-c.: Lage der Reaktion von Klinopyroxen zu Amphibol bei unterschiedlichen Fluidzusammensetzungen im P - T Diagramm. Die roten Punkte signalisieren den Metamorphosehöhepunkt, die Pfeile zeigen durch welche Veränderung der Fluidzusammensetzung die Paragenese im Stabilitätsfeld von Amphibol zu liegen kommt.

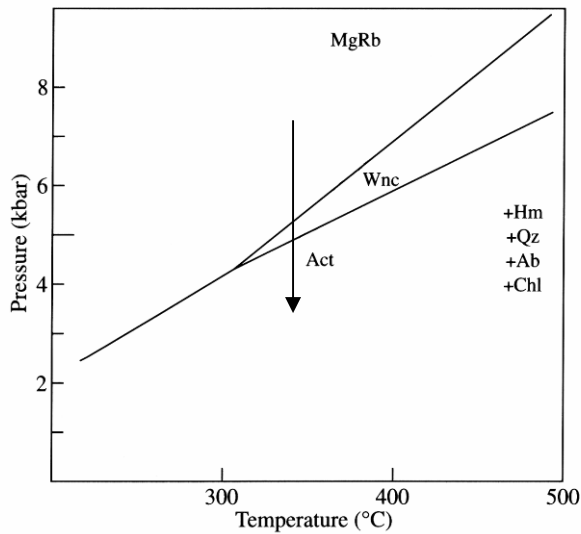
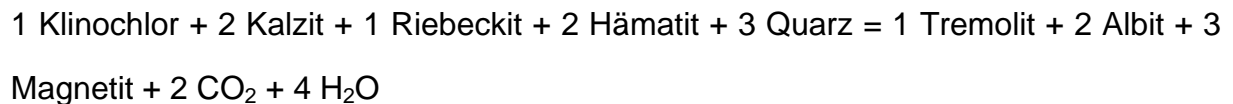


Abb.48.:Semiquantitatives *P-T* Diagramm (Otsuki und Banno (1990)) mit den Stabilitätsfeldern von Riebeckit, Winchit und Aktinolith. Der Pfeil symbolisiert die Abfolge in den untersuchten Proben.

Als nächstes wurde versucht die Amphibolzonierung zu erklären.

Die Zunahme der Tremolit- bzw. Aktinolithkomponente kann durch folgende Modellreaktion in einem Gestein mit der Paragenese Chlorit + Kalzit + Albit + Hämatit + Quarz erklärt werden:



Diese Reaktion läuft bei sinkenden *P* bzw. steigender *T* ab. Diese *P-T* Entwicklung kann mit dem semi-quantitativen *P-T* Diagramm (Stabilitätsfelder von Riebeckit, Winchit und Aktinolith, Abb.48.) von Otsuki und Banno (1990) verglichen werden. Die relative Abfolge von Riebeckit über Winchit nach Aktinolith weist demnach auf eine Dekompression von 6 – 8 kbar und auf <4 kbar bei Temperaturen von 300 – 400° C hin.

Im Folgenden wird mit zwei *P-T* Diagrammen, die mit dem Datensatz von Holland und Powell (1998) berechnete Reaktion veranschaulicht, die die Amphibolzonierung beschreibt:

30 Dolomit + 2 Chlorit + 70 Quarz + 2 Riebeckit = 4 Albit + 2 Aktinolith + 8 Tremolit +
10 Kalzit + 50 CO₂ + 1 O₂

Weiters wird die beträchtliche Auswirkung einer Änderung der Fluidzusammensetzung auf die Lage der Reaktionskurve veranschaulicht. Da es sich um eine H₂O-freie Reaktion handelt wurden erstens unterschiedliche XCO₂ Werte, zweitens unterschiedliche fO₂ berechnet. Zur Berechnung der Aktivitäten wurden die Mischungsmodelle von Holland und Powell (1998) bzw. ideale Mischungsmodelle herangezogen. Man kann mit diesen Berechnungen zwar keine absoluten P-T-X Werte angeben, aber es lassen sich doch wichtige Schlüsse ziehen:

Zur Zonierung der Amphibole können ein Rückgang von P, fO₂ oder XCO₂ geführt haben (siehe Abb.49.a,b.).

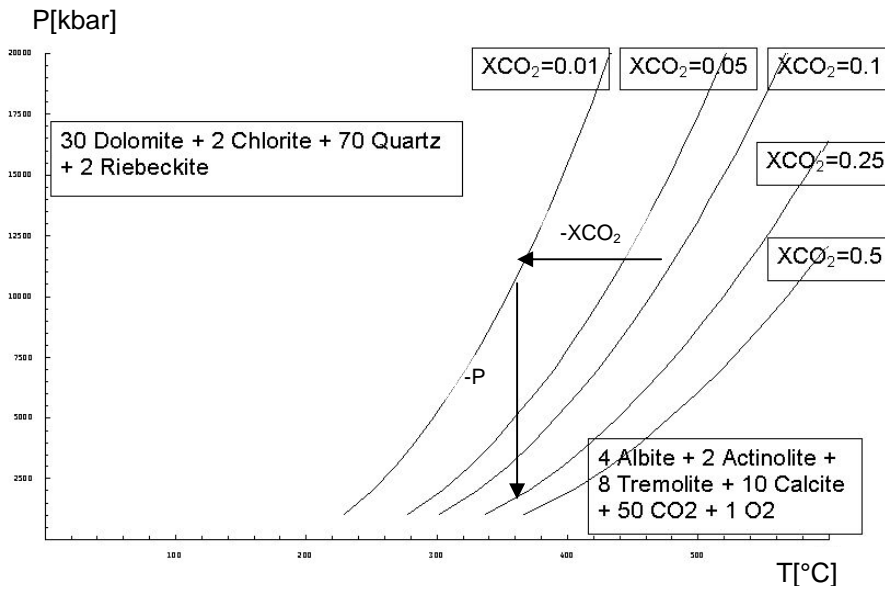
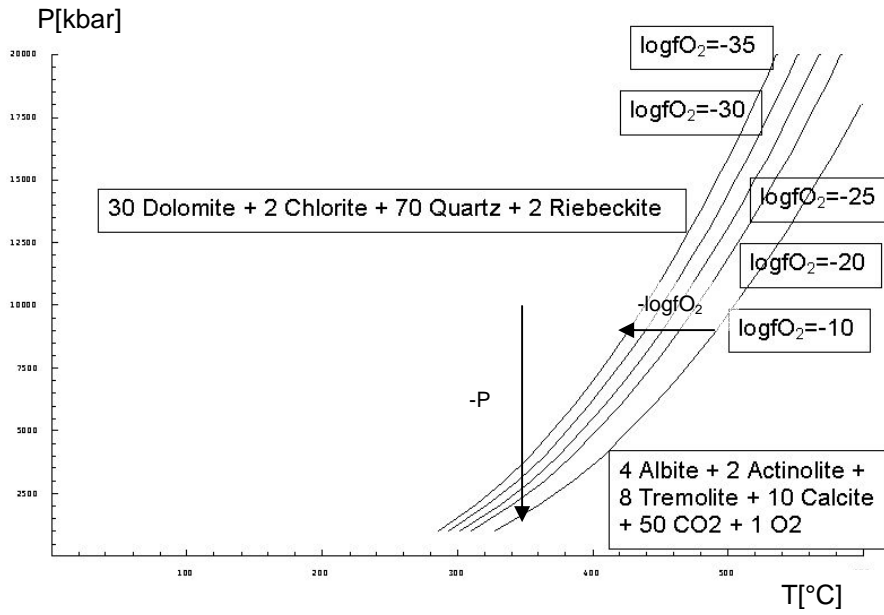


Abb.49.a,b.: Lage der Reaktion Na- zu Ca- Amphibol bei unterschiedlichen Fluidzusammensetzungen im *P-T* Diagramm. Die Pfeile veranschaulichen die Richtung, in der die Reaktion überschritten wurde.

5.4.2 Innsbrucker Quarzphyllit Decke:

Die Hellglimmer der IQPD sind zwar wie oben beschrieben auch leicht zoniert, aber der für die gesamte TD so charakteristische starke Anstieg der Celadonitkomponente zum Rand hin fehlt. Es liegen weder geochronologischen Daten aus diesem Gebiet für ein mögliches alpidisches Metamorphoseereignis vor, noch können *P-T* Daten berechnet werden, da es fraglich ist, welche Phasen mit dem etwas celadonitreicheren Rand im Gleichgewicht sind.

Es finden sich keine Beweise, dass die TD und die IQPD alpidisch unter denselben Bedingungen metamorph wurden. Es könnte höchstens postuliert werden, dass die IQPD wo sie heute im Nahbereich der TD liegt alpidisch leicht überprägt wurde, allerdings nicht unter denselben Bedingungen wie das TM.

Der petrologische Befund spricht also eher gegen einen direkten Kontakt des TM zum IQP, jedenfalls während der Metamorphose. Dingeldey et al. (1997) kommt zum selben Ergebnis.

5.4.3 Glockner Decke:

Am Kontakt zur TD treten in der GD in erster Linie Bündnerschiefer auf, die durch folgende Mineralparagenese charakterisiert werden: Muskovit + Chlorit + Quarz + Kalzit. Die GD wurde aufgrund der im Kapitel Strukturgeologie angesprochenen deutlichen Trennung von der TD nicht petrologisch bearbeitet.

Geht man bei der TD von einem Metamorphosealter von ca. 80 Ma aus, kann eine gemeinsame Metamorphose mit den Bündnerschiefern der GD ohnehin ausgeschlossen werden, da deren Sedimentation wesentlich länger andauerte.

5.5 Vergleich der drei Decken:

In allen drei Decken finden sich Mineralzonierungen und andere Hinweise auf mehrere Metamorphoseereignisse bzw. -stadien. Dingeldey et al. (1997) hat daraus drei unterschiedliche Metamorphosepfade für die GD, die IQPD und die TD abgeleitet.

Die vorliegende Arbeit kommt auch zu dem Ergebnis, dass die drei Decken unterschiedlichen Metamorphosebedingungen und Ereignissen unterzogen waren.

5.6 P-T Pfad der TD:

Führt man alle *P-T* Daten zusammen ergibt sich folgendes Bild des *P-T* Pfades (siehe Abb.50.a,b.):

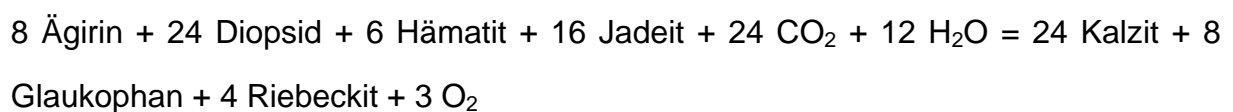
(1) Texturelle Beobachtungen zeigen, dass sich die aegirinreichen Klinopyroxene am prograden Metamorphosepfad beim Überschreiten der Reaktion Albit zu Jadeit-Ägirin_{ss} und Quarz gebildet haben.

(2) Weiterer Druckanstieg ohne deutliche Erwärmung führte bei 11 kbar zum Überschreiten folgender Reaktion:



Diese Reaktion wurde von Massonne und Schreyer (1989) untersucht und als unteres Drucklimit für die Paragenese Phengit und Talk in der Paragenese mit Chlorit Phlogopit und Quarz definiert.

(3) Beim Erreichen des Metamorphosehöhepunktes hatte sich die Fluidzusammensetzung so geändert, dass sich die folgende, fast senkrecht liegende Reaktion zu höheren Drucken verschiebt und die Paragenese nun im Stabilitätsfeld von Riebeckit und Glaukophan liegt:

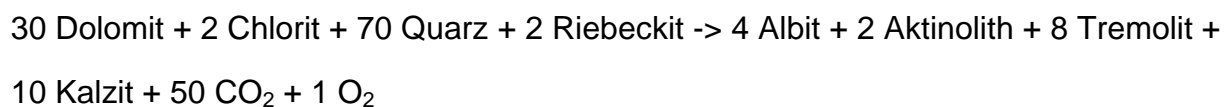


Dies kann entweder durch Erhöhung von $a_{\text{H}_2\text{O}}$ oder Erniedrigung der f_{O_2} erfolgen. Damit kann die textuelle Beziehung des praedeformativ gewachsenen Klinopyroxens und des syn- bis postdeformativ gewachsenen Amphibols erklärt werden, die nicht primär auf eine Änderung von P oder T zurückgeführt werden kann.

(4) Die Paragenese, die den höchsten Druck anzeigt umfasst: Talk, Phengit, Phlogopit und Quarz. Diese kann als limitierende Paragenese herangezogen werden und bedingt nach Massonne und Schreyer Mindestdrucke von 11 kbar.

Mit dem thermodynamischen Datensatz von Berman (1988, 92) ergänzt durch die Daten von Massonne (1997) konnten für die Paragenese Phengit + Muskovit + Biotit + Chlorit + Talk P - T Bedingungen von 13 kbar und 370°C errechnet werden, was den Druckhöhepunkt der Metamorphose repräsentiert. Die Berechnung mit dem Datensatz von Holland und Powell (1998) ergab für dieselbe Paragenese 12 kbar und 300°C .

(5) Die Amphibolzonierung mit Magnesioriebeckit im Kern und Winchit bis Aktinolith am Rand kann durch Druckerniedrigung am retrograden Teil des P - T Pfades, mit folgender Modellreaktion erklärt werden:



Nimmt man nun die limitierenden Reaktionen und die berechneten P - T Daten ergibt sich folgender Pfad, der alle beobachteten petrologischen Charakteristika des Gesteins erklärt:

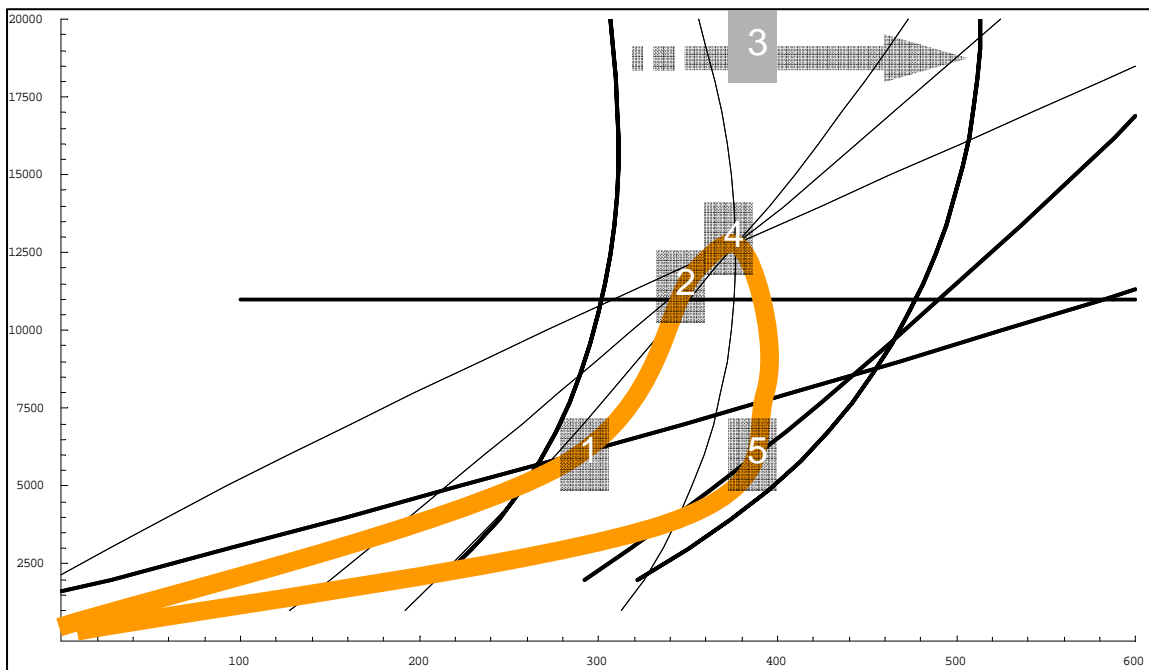
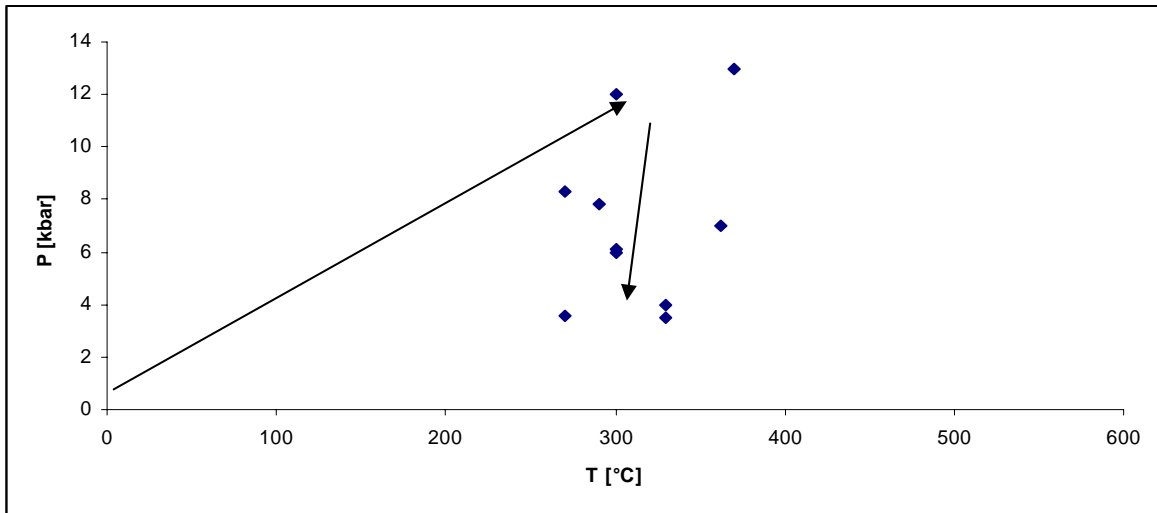


Abb.50.a,b: a: Alle Ergebnisse der thermodynamischen Berechnungen in ein P - T Diagramm geplottet, mit angedeutetem progradem und retrogradem Teil des P - T Pfades.

b: Die im Text besprochenen limitierenden Reaktionen grenzen den P - T Pfad weiter ein.

5.7 Geochronologie:

Betrachtet man die Geochronologischen Daten, die es von den Einheiten der TD gibt stößt man in erster Linie auf folgende Bearbeiter (siehe Tabelle).

Autor	Methode	RK (OBM)	RD (HP/LT)	HD (HP/LT)	IQP	GD
Dingeldey et al. (1995,97)	Ar-Ar	187 ± 1.4 Ma	50 – 65 Ma	37 - 44 Ma		39 - 40 Ma
Heidorn et al. (2002)	Ar-Ar		43.9 ± 0.4 Ma		270 - 300 (80) Ma	27 - 40 Ma
Ratschbacher et al. (2004)	Ar-Ar	186 ± 2 Ma				
Meisel et al. (1997)	Sm-Nd	186 ± 12 Ma				

Sowohl Dingeldey (1995, 1997) als auch Heidorn et al. (2002) kommen für die blauschieferfazielle Metamorphose auf Alter von 40-50 Ma. Diese Ergebnisse müssen allerdings vorsichtig behandelt werden, da es sich um Gesamtgesteinsalter handelt. Diese sind, da sich die Gesteine keineswegs im Gleichgewicht befinden und durch die Anwesenheit von Fluidphasen (Metasomatose) sehr unsicher. Heidorn et al. (2002) erklärt aber schon, dass sich im Gestein Hinweise auf ein älteres Alter von 80 Ma finden.

Da in dieser Arbeit davon ausgegangen wird, dass sich die Entwicklung der TD an den austroalpinen Decken und nicht an den penninischen Decken orientiert (ausgehend von stratigraphischen und strukturellen Befunden), würde ein Metamorphosealter von 40 Ma nicht in das Modell passen, da diese jungen Alter nur aus dem Penninikum bekannt sind. Es könnte aber durchaus an der Basis des austroalpinen Deckenstapels, also an der Überschiebungsbahn über das Penninikum, wo sich die TD befunden hat, zu einer Verjüngung der eoalpinen Metamorphosealter gekommen sein.

Als weitere Komplikation bei der Datierung der Blauschiefer ist zu nennen, dass es unter HP-Bedingungen häufig zum Auftreten von Überschuss Ar kommt, das Plateau Alter verursacht, die weit über den tatsächlichen Metamorphosealtern liegen (Arnaud 1995). Dies hängt erstens mit der unbekanntem Ar-Mobilität unter HP Bedingungen, zweitens mit intrakristalliner Deformation und Rekristallisation verbunden mit einer Änderung der ursprünglichen Isotopzusammensetzung und drittens mit unterschiedlichem Ar Rückhalt in den Phengiten zusammen (Scaillet 1992).

Im Zuge der Bearbeitung wurden von Dr. M. Rockenschaub neue Proben datiert und es ergaben sich Alter um die 80 Ma (siehe Abb.52.a-f.).

Die Alter der Ozeanbodenmetamorphose (Ratschbacher et al. 2004) passen sehr gut in das Modell und dürften sich in etwa mit der Öffnung des penninischen Ozeans decken.

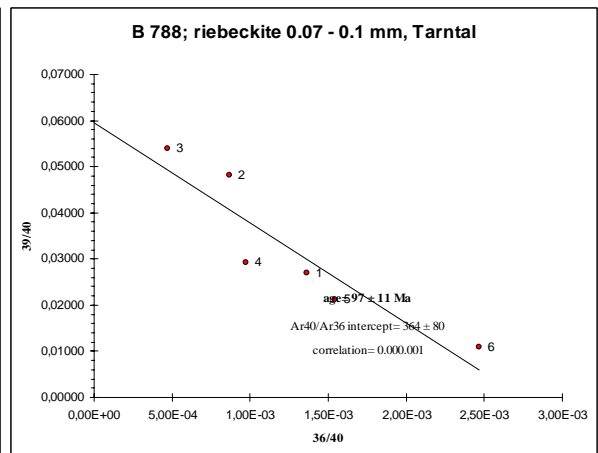
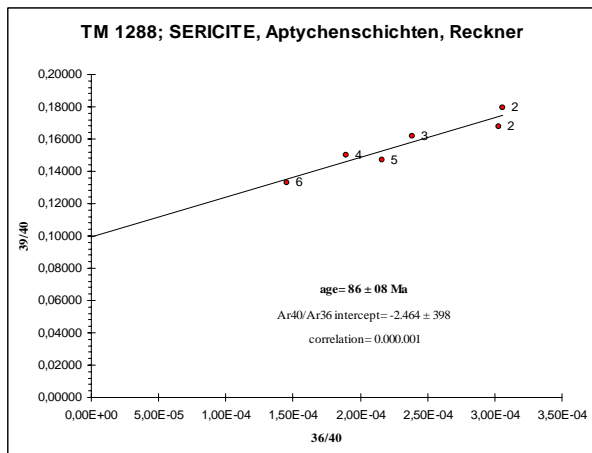
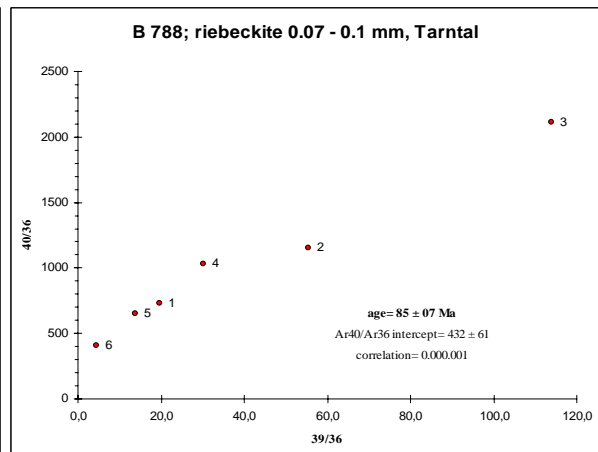
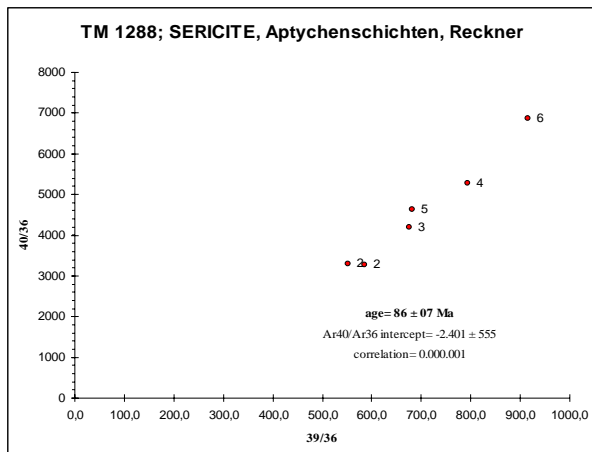
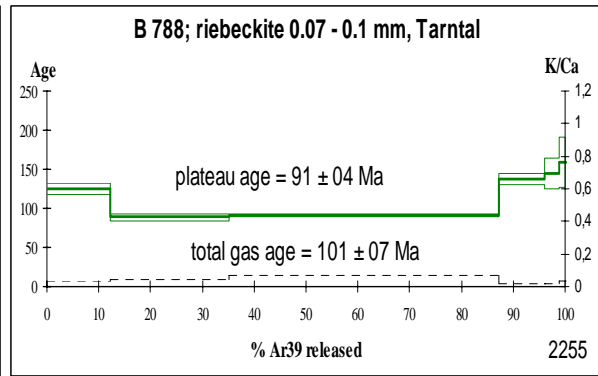
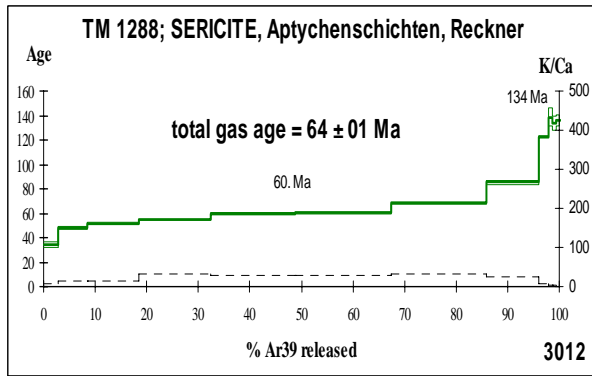
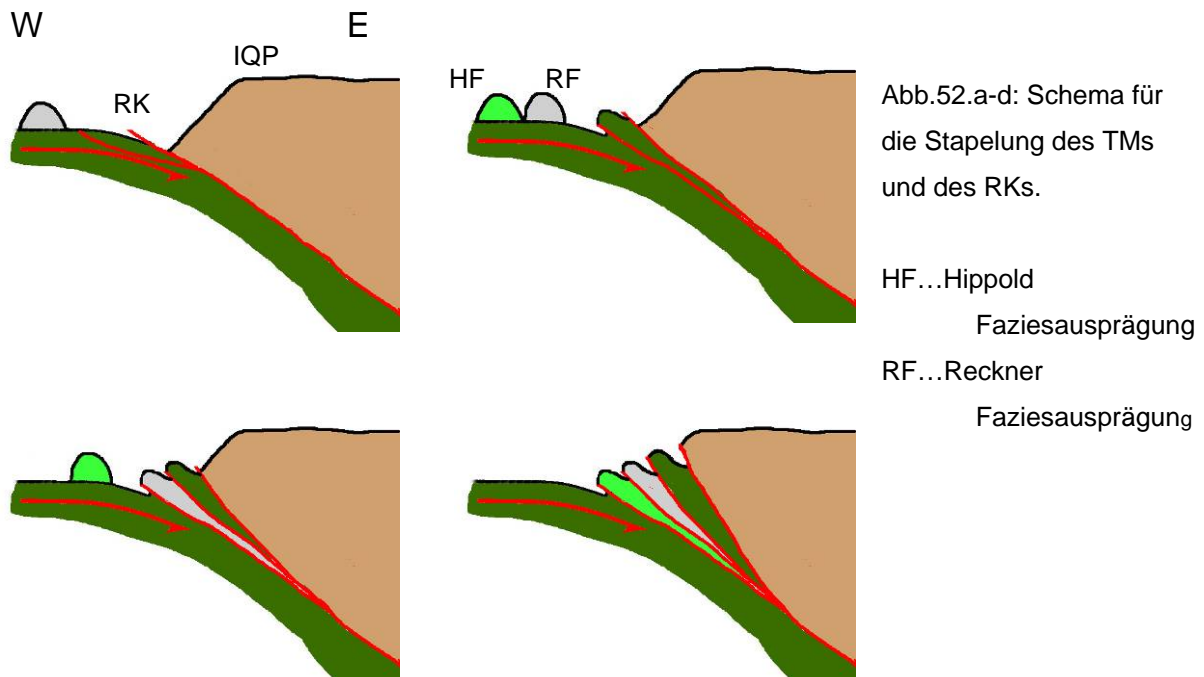


Abb.51.a-f: Zwei Altersdaten von Serizit und Riebeckit aus der TD die bisher unveröffentlicht blieben und uns von Dr. M. Rockenschaub von der GBA übermittelt wurden. Bei diesen Altern handelt es sich um Ar/Ar-Alter des jeweiligen Minerals die den Gesamtgesteinsaltern vorzuziehen sind und auch besser in das Modell passen.

5.8 Interpretation:



Die Sedimentation dürfte vor etwa 100 Ma am Ende der Unterkreide mit der Ablagerung der Grauen Wand-Fm. enden. Im folgenden Zeitfenster von ca. 15 Ma kam es dann, am Beginn der Oberkreide, zur Subduktion des TM und des RK. Beide Decken wurden vor oder während dieses Vorganges übereinander gestapelt (siehe Abb.52.a-d.). Im Zuge der Subduktion kam es zur HP/LT Metamorphose (85 ± 7 Ma nach M. Rockenschaub persönl. Mitt) und zur Isoklinalfaltung (syndeformatives Riebeckitwachstum).

Dingeldey (1997), der von Metamorphosealtern um die 40 Ma ausgeht, vermutet, dass die TD in einem finalen Stadium der Schließung des südpenninischen Ozeans subduziert wurde. Er sieht die TD als ozeanische „Sutur“ eines ozeanischen Beckens innerhalb des UOA, also zwischen der IQPD und den Phylliten der „Basis der Hippold Decke“, die er als eigene Decke abgrenzt (BHN).

Es ist davon auszugehen, dass sowohl Versenkung als auch Extrusion mit einer hohen Geschwindigkeit erfolgten, da eine thermische Equilibrierung ausblieb.

Aus der Arbeit von Hynes (2002) geht hervor, dass die Kollision einer Ozean-Kontinent-Übergangszone mit einer Subduktionszone und die damit verbundene Änderung der Subduktionszonengeometrie dazu führt, dass die Unterplatte nach oben gerichtete Kräfte auf die Subduktionszone ausübt, die ihr Maximum in 30 bis 70 km Tiefe haben. Diese Kräfte reichen nach Hynes (2002) aus die Gesteinsfestigkeit der unteren kontinentalen Kruste zu übersteigen. Dies führt zu einem Anstieg der Auftriebskräfte teilweise subduzierter kontinentaler Kruste.

Eine Änderung der Subduktionszonengeometrie verbunden mit den Auftriebskräften, der in die Subduktion involvierten kontinentalen Krustenanteile und der Schwächung dieser durch Erwärmung, führt zum Aufstieg zumindest Teile dieser Einheiten.

Im Anschluss kam es also zur Extrusion und Einschuppung der TD, entlang eines Abscherhorizontes aus triassischen Rauhwacken, in die überlagernde IQPD unter fortschreitender Faltung.

Im Alttertiär überschob der austroalpine Deckenstapel (IQPD mit eingeschuppter TD) die penninischen Einheiten (GD), begleitet vom Eingleiten von IQP- und TM-Schollen in die Bündnerschiefer.

Dies beendete die Sedimentation der Bündnerschiefer und führte durch die Überlagerung zur Metamorphose der Bündnerschiefer, die mit Altern von 27 bis 40 Ma (Dingeldey 1995, 97, Heidorn 2002) angegeben wird. Es ist leicht vorstellbar, dass die, direkt an der Überschiebungsbahn befindliche, TD im Zuge der Überschiebung eine gewisse metamorphe Überprägung, verbunden mit einer Verjüngung der Metamorphosealter, erfuhr. Nach dem Metamorphosehöhepunkt der Bündnerschiefer bekam der duktile Kontakt der IQPD zur GD, der bis dahin als Überschiebungsbahn aktiv war, abschiebenden Charakter. Die Bündner Schiefer wurden exhumiert und kühlten sich ab.

Im Jungtertiär kam es zu einer offenen Faltung des gesamten Deckenstapels unter Ausbildung von einer penetrativen Achsenebenen (S_{4-IQP}) oder Drucklösungsschieferung (S_{2-TMU}, S_{3-BS}). Die Faltung führte lokal zur synformalen Einsenkung der TD in die unterlagernde IQPD (z.B.: Mislkopf, Mölser Sonnenspitze,

Hippold-Eiskar-Kamm). Diese Faltung könnte mit der Einengung durch die Hebung des Tauernfensters im Zusammenhang stehen.

Durch die fortgesetzte Hebung und Abkühlung der Einheiten wurde der Charakter der Deformation zuletzt semiduktile und spröde. Die fortschreitende Hebung des Tauern Fensters führte zur Brennerabschiebung und zur Tauern-Nordrandstörung und den damit verbundenen spröden Überprägungen.

6 Zusammenfassung:

Die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Beobachtungen bzw. Ereignisse in chronologischer Reihenfolge gebracht ergeben folgendes Bild:

- 1.) Die im stratigraphischen Verband vorliegenden Metasedimente beginnen im Ladin. Früher sedimentierte Einheiten bzw. Basement liegen nicht mehr oder zumindest nicht mehr im stratigraphischen Verband vor.
- 2.) In der Trias und im Unteren Jura kam es zu relativ ungestörter Sedimentation.
- 3.) Im Oberen Jura kam es im Zuge von Riftingprozessen zur Eingleitung riesiger Schollen und zur Sedimentation von Brekzien.
- 4.) Am Beginn der Unterkreide stellte sich das System um und der Kontinentalrand begann Richtung Ozean vorzurücken. Dies führte zur Sedimentation weiterer Brekzien und flyschoider Sedimente. Die Sedimentation endete vor ca. 100 Ma mit der Sedimentation der Kreideschiefer und der Quarzitschollenbrekzie.
- 4.) In dem darauf folgenden Fenster von 15 Ma kam es zur westgerichteten, internen Stapelung und schnellen Versenkung der TD in eine Tiefe von ca. 30 km. Im Zuge dieses Vorganges vollzog sich auch die Isoklinalfaltung. Nach kurzem Verweilen in der Tiefe und schnellem Aufstieg – ohne thermische Equilibrierung – kam es dann zur Einschuppung der TD in die IQPD.
- 6.) Bei der nordgerichteten Überschiebung der austroalpinen Decken über das Penninikum kam es zu einer offenen bis fast geschlossenen Faltung mit WSW-ENE Faltenachsen und geringen Scherbeträgen.

7.) Die N-S streichenden semiduktilen Scheerbänder stehen mit der Brennerabschiebung bzw. der Tauernnordrahmenstörung im Zusammenhang.

7 **Conclusio:**

Die Gesteine der TD haben eine geologische Entwicklung aufgezeichnet, die in Teilen sowohl dem UOA der Radstädter Tauern (Tollmann 1977) entspricht als auch einer Entwicklung, die vom jurassisch/kretazischen passiven Kontinentalrand des Penninikums der obersten penninischen Decken der Ostschweiz erhalten geblieben ist.

Froitzheim & Manatschal (1996) und Manatschal (2004) präsentieren Modelle für die komplexe Situation an einer Ozean-Kontinent-Übergangszone. Nach dem krustalen „simple shear“ Modell von Wernicke (1985) kann im extensionalen Regime subkontinentaler Mantel an flach liegenden, krustalen Abscherungshorizonten (Detachment) freigelegt werden, wodurch kontinentale Krustenfragmente als extensionale Allochthone („extensional allochthon“) isoliert werden.

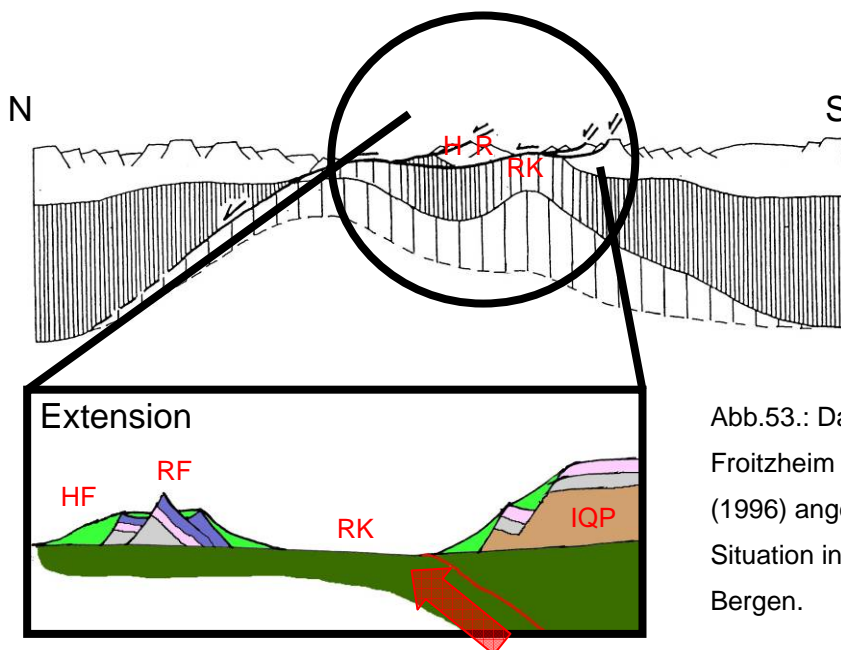


Abb.53.: Das Modell von Froitzheim & Manatschal (1996) angepasst für die Situation in den Tarntaler Bergen.

Heidorn (2002) schlägt dieses Modell für die TD vor. Die im TM vorliegenden zusammenhängenden Sedimentabfolgen die mit der Arlberg-Fm. beginnen, stellen

ein solches extensionales Allochthon dar, das an einem Detachment bereits im mittleren Jura von seinem Basement abgeschert wurde und weit vom UOA Kontinentalrand weggedriftet ist (siehe Abb.53.). Im entstandenen Zwischenraum entwickelte sich ein Ozeanboden vorwiegend bestehend aus denudierten Mantelgesteinen, die heute im RK vorliegen.

Es kam zur Differenzierung in Recknerfaziesausprägung und Hippoldfaziesausprägung, wobei der Reckenfaziesausprägung der UOA Sedimentstapel des extensionalen Allochthons, die Synriftsedimente der Tarntal-Fm. und die weiteren Sedimente bis zur Ammergau-Fm. angehören. Die Hippoldfaziesausprägung umfasst die klastischen Sedimente der Tarntal- bis Graue Wand-Fm. also Sedimente des Syn- bis Postriftstadiums.

Die Einheiten der TD wären also bis ins mittlere Jura dem UOA zuzuordnen. Ab dem Zeitpunkt ihrer Abscherung müssten sie als Penninikum, bzw. „Ultrapenninikum“ aus westalpiner Sicht bezeichnet werden.

Mit der beginnenden Subduktion am Südrand des penninischen Ozeans wurde die TD, schon lange bevor die Sedimentation im penninischen Ozean endete, subduziert und metamorphisiert und bei der Extrusion in die IQPD eingeschuppt.

In dieser Position überschoben sie vor etwa 40 Ma, als nördlicher Kontinentalrand der Apulischen Platte, die südpenninischen Bündnerschiefer und gelangten so an ihre heutige Position.

Zur Frage ob es sich bei der TD um UOA oder Penninikum handelt ist folgendes zu sagen:

Bis vor 186 Ma (Ratschbacher et al. 2004) war die Recknerfaziesausprägung Teil des austroalpinen Sedimentationsraumes. Dann kam es zur Abscherung von der Apulischen Platte und die Einheiten kamen im penninischen Ozean neben dem penninischen RK zu liegen. Vor ca. 85 Ma (M. Rockenschaub, persönl. Mitt.) kam es zur Metamorphose und anschließend zur Einschuppung der TD in die IQPD. Von nun an war die TD wieder Teil des austroalpinen Deckenstapels.

8 Literatur:

- Abrecht J. (1989), Manganiferous phyllosilicate assemblages: occurrences, compositions and phase relations in metamorphosed Mn deposits. *Contrib mineral Petrol* 103: 228-241
- Arnaud N.O., Kelley S.P. (1995), Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar technique. *Contrib Mineral Petrol.* 121:1-11
- Berman R.G. (1988), Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 . *J Petrol* 29: 445-522
- Berman R.G. (1992), Thermodynamischer Datensatz, schriftl. Kom.
- Currie K.L., van Staal C.R. (1999) The assemblage stilpnomelane-chlorite-phengitic mica: a geothermobarometer for blueschist and associated greenschist terranes. *J Metamorph Geol* vol. 17 iss. 6 p. 613
- Dingeldey C. (1995), Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. *Diss Univ. Wien*, 309pp + tables
- Dingeldey C., Koller F., Dallmeyer D., Meisel T. (1995); Implications of the ultramafic-mafic Reckner-Complex for the geotectonic evolution of the Lower Austroalpine in the eastern Alps (abstract). In: *IOS Int Ophiolite Symp Pavia (Italy) Abstr pp*
- Dingeldey C., Dallmeyer D., Koller F., Massonne H.-J. (1997); *P-T-t* history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. *Contrib Mineral Petrol* 129: 1-19
- Enzenberg M. (1967); Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. *Mitt Ges Geol Bergbaustud* 17:5-50
- Enzenberg-Prähauser M. (1976); Zur Geologie der Tarntaler Berge un ihre Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). *Mitt Ges Geol Bergbaustud* 23: 163-180
- Essene E.J. (1989); The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: *Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (eds) (1989) Evolution of Metamorphic Belts. Geol Soc Spec Pub No 43, pp 1-44*

- Francis C. A., Postl W., Tropper P., Bernhard F., Walter F., Ettinger K. (2004), Über Sonolith und Tephroit von den Veitscher Manganzvorkommen, Steiermark, Österreich. *Joannea Min.* 2: 87-102
- Froitzheim N., Manatschal G. (1996), Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *GSA Bulletin* v. 108 no. 9 p. 1120-1133
- Häusler H. (1987), The northern Austroalpine margin during the Jurassic: breccias from Radstaedter Tauern and Tarntaler Berge. In: Flügel H.W., Faupl P. (eds) *Geodynamic of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, Vienna, pp 103-111
- Heidorn R., Neubauer F., Genser J. (2002), Structural evolution along the NW margin of the Tauern Window and the relationship to the Geier-Reckner ophiolite-like complex (Eastern Alps, Austria). *Mem Sci Geol* v 54 pp 213-216
- Heidorn R., Neubauer F., Genser J., Handler R. (2002), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica age constraints for the tectonic evolution of the Lower Austroalpine to Penninic nappe boundary, Austria. *Mem Sci Geol* v 54 pp 217-220
- Heinrich A.R., Eggelton R.A., Guggenheim S. (1994), Structure and polytypism of bementite, a modulate layer silicate. *Am. Mineral.*, 79: 91-106
- Holland T.J.B. & Powell R. (1998), An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Petrology* 16, 309-343
- Holland T.J.B., Baker J.M., Powell R. (1998), Mixing properties and activity-composition relationship of chlorites in the system $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *European Journal of Mineralogy* 10 395
- Hynes A. (2002), Encouraging the extrusion of deep-crustal rocks in collisional zones. *Min Mag* 66(1) pp 5-24
- Koller, F. & Pestal, G. (2003), Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. In: M. Rockenschaub (Editor), *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt*. Geologische Bundesanstalt, Trins, 65-76.
- Liu J, Bohlen S R (1995), Mixing properties and stability of jadeit-acmite pyroxene in the presence of albite and quartz. *Contrib Mineral Petrol* 119: 433-440

- Lucchetti G. (1991), Tephroite from the Val Graveglia metacherts (Liguria, Italy): mineral data and reactions for Mn-silicates and Mn-Ca-carbonates. *Eur J Mineral* 3 63-68
- Meisel T., Melcher F., Tomascak P., Dingeldey Ch., Koller F. (1997), Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern Alps, Austria. *Chem. Geol.* 143 217-229
- Manatschal, G., (2004), New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 432-466.
- Marroni M., Pandolfi L. (2001), Debris flow and slide deposits at the top of the Internal Liguride ophiolitic sequence, Northern Apennines, Italy: A record of frontal tectonic erosion in a fossil accretionary wedge. *T. Isl. Arc* 10 9-21
- Massonne H.-J., Schreyer W. (1987), Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib Mineral Petrol* 96: 212-224
- Massonne H.-J., Schreyer W. (1989), Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur J Mineral* 1:391-410
- Massonne H.-J. (1997), *Thermodynamischer Datensatz*. Schriftl. Kom.
- Miyano T. & Klein C. (1989), Phase equilibria in the system K_2O -FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ and the stability limit of stilpnomelan in metamorphosed Precambrian iron formations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 478 491
- Mostler, H., Heissel, G. & Gasser, G. (1982), Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte.- *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.* Wien, 1, p. 77-83.
- Okamoto A, Toriumi M (2004), Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan. *Contrib Mineral Petrol* 146: 529-545
- Otsuki M, Banno S (1989), Prograde and retrograde metamorphism of hematitebearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku.
- Piber, A. (2005), The metamorphic evolution of the Austro-alpine nappes north of the Tauern window (Innsbruck quartzphyllite complex, Patscherkofel crystalline complex, Kellerjochgneiss and Wildschönau schist). P. 261, Innsbruck, Univ., Diss.

- Palache C. (1935), The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 180. 135 p. Reprinted by the Franklin-Ogdensburg Mineralogical Society in 1974
- Ratschbacher, L., Dingeldey, C., Miller, C., Hacker, B.R. & McWilliams, M.O., (2004), Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Tectonophysics*, 394, 155-170.
- Ratschbacher, L. & Frisch, W., (1993), Palinspastic reconstruction of the Pre-Triassic basement units in the Alps: The Eastern Alps. In: J.F. Von Raumer and F. Neubauer (Editors), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin, pp. 41-52.
- Rockenschaub, M., Kolenprat, B., Nowotny, A. (2003), Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntal Mesozoikum, Patscherkofelkristallin, In: M. Rockenschaub (Editor), *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt*. Geologische Bundesanstalt, Trins, 65-76.
- Scaillet S., Feraud G., Balleve M., Amouric M. (1992), Mg/Fe and [(Mg,Fe)Si-Al₂] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. *Geochim e Cosmochim Acta* 56 2851-2872
- Schmid S. M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R. (2004), Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97 pp 93-117
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Thiele, O., (1980), Das Tauernfenster. In: R. Oberhauser (Hrsg.), *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien, S. 300-314.
- Tollmann, A. (1977), *Geologie von Österreich*, Bd. 1, Die Zentralalpen.- p. 766, 200 Abb., 25. Tab., Wien, Deuticke.
- Wernicke, B., (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.

Programme:

- arcGIS v.9.1. (2005) Environmental Systems Research Institute, Inc.,
<http://www.esri.com/software/arcgis/>
- PET.5.0.1. Dachs, E. (1998): PET: Petrological elementary tools for Mathematica. Computers & Geosciences 24/3:219-235.
- tectonicsFP v. 1.6.2. (2002), Reiter F. & Acs P., <http://www.tectonicsfp.com>
- THERMOCALC v. 3.1 (2001), Powell R. & Holland T.,
<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>
- TWQ v.2.01. (1996), Berman R. <http://www.gis.nrcan.gc.ca/twq.html>

9 Anhang:

9.1 Mikrosondenanalysen, BSE Aufnahmen und Röntgenverteilungsbilder:

Zusätzlich zu der üblichen Auswahl repräsentativer Mikrosondenanalysen finden sich hier BSE Aufnahmen und Röntgenverteilungsbilder, da es mir besonders wichtig erscheint die von mir getroffene Auswahl der im Gleichgewicht befindlichen Paragenesen für den Leser nachvollziehbar zu machen. Zusätzlich zu den Gewichtsprozenten der Oxide finden sich die verrechneten Mineralformeln, bei Pyroxenen und Amphibolen mit dem berechneten dreiwertigen Eisen, und bei den meisten Mineralgruppen die Anteile der jeweiligen Endglieder.

R2 Eiskar-Fm.: Blauschiefer mit Cr-Spinell; TM

R4 Eiskar-Fm.: Blauschiefer mit Klinopyroxen; TM

R5 Mn Paragenese mit exotischen Mn-Mineralen; RK

R8 Ammergau-Fm.: Blauschiefer mit Talk; TM

R10 Eiskar-Fm.: Muskovit, Chlorit und Stilpnomelan; TM

R15 Innsbrucker Quarzphyllit; IQPD

R23 Eiskar-Fm.; Riebeckit und Aktinolith; TM

9.2 Geologische Karte

Für die geologische Kartierung im Maßstab 1:10.000 diente die Karte von Enzenberg (1967) als Vorlage. Bei dieser äußerst präzisen Karte handelt es sich um eine weitgehend rein lithologische Kartierung. Zum Rand des TMs und bei den Brekzien wich Enzenberg teilweise von der rein lithologischen Charakterisierung der Gesteine ab, um der damals aktuellen Modellvorstellung gerecht zu werden.

Aufgrund neuerer Erkenntnisse und der weiterentwickelten Modellvorstellung werden die Gesteine einem, für das ganze Gebiet konsistenten, stratigraphischen Modell zugeordnet.

9.3 Profilschnitt

Der Profilschnitt verläuft Nord-Süd mit einer Länge von 4,4 km. Dargestellt sind die interne Struktur des TM sowie die Deckengrenze zwischen UOA und Penninikum.

Der Profilschnitt wurde so gelegt, dass er einerseits orthogonal zum Streichen der Strukturen verläuft, andererseits aber auch die höchsten Berggipfel mit einbezieht. Dies konnte über die Gesamtdistanz nur durch eine Teilung des Profilschnittes in drei Abschnitte erreicht werden, die kulissenartig auf eine Ebene projiziert wurden.

Das Profil beginnt südlich des Geier und verläuft über die Lizumer Sonnenspitze, ist an der Tarntaler Scharte 740m Richtung Westen versetzt und verläuft dann weiter vom Unteren Tarntal über die Tarntaler Köpfe und die Klammspitzen und ist am Klammjoch wieder 830m Richtung Westen versetzt. Der nördlichste Abschnitt verläuft schließlich über die Mölser Sonnenspitze ins Mölstal hinab.

Die folgende Beschreibung geht vom Großen ins Kleine und vom tektonisch Liegenden ins Hangende:

Im Liegenden befinden sich die Bündnerschiefer der GD. Ins Hangende folgt ein Deckenkontakt der mit ca. 20° nach Norden einfällt und darüber im Norden die IQPD und im Süden direkt die Einheiten des TM. Die IQPD liegt außer ganz im Norden auch unter den Decken des TM und keilt nach Süden vollständig aus. Am Kontakt zum TM liegt meist das stratigraphisch höchste Stockwerk der IQPD also die Karbonat-Schwarzschiefer Serie. Im Norden kommt sich der im Bezug aufs TM hangende und liegende IQP immer näher, bis das TM gänzlich verschwindet. Häufig befinden sich im Kontakt zu Quarzphylliten Lantschfeld Quarzite, die nicht eindeutig der IQPD oder der Hippold Decke zugeordnet werden können. Darauf folgen rauhwackoide Störungsgesteine, die den Kontakt der IQPD zum TM markieren.

Innerhalb des TM befindet sich die Hippold Decke am Kontakt zur IQPD also meist im Liegenden. Die Hippold Decke ist hier ausgedünnt und wenig gegliedert. Daher lassen sich interne Strukturen nicht entschlüsseln. Darauf folgt meist im Hangenden

die Reckner Decke, die intern einen großmaßstäbigen Isoklinalfaltenbau mit aufrechten und inversen Abfolgen aufweist. Vereinfacht befindet sich ein aufrechter Liegendschenkel an den W- Abhängen der Tarntaler Berge mit einer zusammenhängenden Schichtfolge von Hauptdolomit- bis Ammergau-Fm., darüber ein inverser Schenkel mit einer zusammenhängenden Schichtfolge von der Ammergau- bis zur Hauptdolomit-Fm. Dieser Hangende Hauptdolomit ist boudiniert und bildet vermutlich den Kern der Isoklinalfalte. Darüber folgt wieder Kössen-Fm. die ins Hangende von einem duktilen Detachment begrenzt ist, das eine intern stark verfaltete Abfolge von Ruhpolding- und Ammergau-Fm. einleitet. Zum RK im Hangenden folgt ein weiteres duktiler Detachment. Weiter ins Hangende, allerdings auch am basalen Kontakt der Reckner Decke folgen die Einheiten des Reckner-Komplexes.

Durch die niedrig temperierte duktile Deformation wirkten sich die Kompetenzkontraste der Einheiten extrem aus und so liegen stark deformierte und verschieferte Lithologien neben kaum deformierten, nicht verschieferten und daher boudinierten Lithologien (Hauptdolomit-Fm., Brekzien). Dieser Umstand führte zusammen mit primär stark unterschiedlichen Brekzienmächtigkeiten und der polyphasen Deformation zu komplexen Faltengeometrien. So befindet sich an der Lizumer Seite (E) der Tarntaler Berge ein hunderte Meter mächtiger Brekzienkörper im selben Niveau auf der Naviser Seite (W) ein hunderte Meter mächtiger Hauptdolomit Körper. In einem höheren Stockwerk befinden sich nur noch kleinere Hauptdolomit Boudins im Faltenkern. 10er Meter große Brekzienkörper im selben stratigraphischen Niveau wie der mächtige Brekzienkörper aber in einem höheren tektonischen Niveau können dadurch erklärt werden, dass ursprünglich nebeneinander liegende Bereiche mit sedimentär deutlich unterschiedlichen Brekzienmächtigkeiten durch die Isoklinalfaltung jetzt übereinander liegen und zusätzlich boudiniert wurden.

9.4 Abkürzungen:

GD	Glockner Decke (Tauernfenster)
TD	Tarntal Decke
TM	Tarntal Mesozoikum
RF	Recknerfaziesausprägung
HF	Hippoldfaziesausprägung
RK	Reckner Komplex
IQPD	Innsbrucker Quarzphyllit Decke
IQP	Innsbrucker Quarzphyllit
UOA	Unterostalpin
OOA	Oberostalpin

Messpunkt		10	13	18c		19f	23	29	34
Mineral	Chl		Plag	Amph	Amph	Amph	Wm	Spin	Spin
Gewichtsprozent der Oxide									
SiO ₂	27.89	69.31		55.10	55.75		51.00	0.16	0.86
TiO ₂	<0.05	0.09		<0.05	<0.05		0.10	<0.05	0.41
Al ₂ O ₃	18.32	19.05		1.72	2.04		19.84	<0.05	6.29
Cr ₂ O ₃	0.41	<0.05		<0.05	<0.05		4.04	3.41	46.71
FeO	23.19	<0.05		23.49	19.24		5.73	88.96	35.91
MnO	0.35	<0.05		0.22	0.15		0.05	0.06	1.88
MgO	18.13	<0.05		8.39	10.78		4.85	<0.05	0.38
CaO	<0.05	<0.05		1.53	2.49		<0.05	<0.05	<0.05
Na ₂ O	0.12	11.55		6.47	5.99		<0.05	<0.05	<0.05
K ₂ O	0.06	0.06		0.05	<0.05		10.38	<0.05	<0.05
Σ	88.55	100.07		96.99	96.51		96.04	92.71	92.44
Mineralformel									
Si	2.879	3.019		7.986	7.991		3.490	0.006	0.033
Al	2.229	0.978		0.294	0.345		1.600	-	0.286
Cr	0.033	-		-	-		0.219	0.104	1.426
Fe ³⁺	-	-		1.487	1.292		0.219	1.887	0.198
Fe ²⁺	2.002	-		1.361	1.014		0.105	0.993	0.962
Mh	0.031	-		0.027	0.018		-	-	0.061
Mg	2.790	-		1.813	2.304		0.495	-	0.022
Ca	-	-		0.238	0.382		-	-	-
Na	0.024	0.975		1.818	1.665		-	-	-
K	0.008	0.003		0.009	-		0.906	-	-
ΣKat.	10.001	4.975		15.030	15.018		7.049	2.990	2.988
Endglieder									
XClin	0.775		XGl+Rieb	0.846	0.789	XMu	0.289	XHerc	0.149
XAmes	0.066	0.997	XArf+Eck	0.026	0.015	XMgCel	0.365	XChrom	0.733
XDaph	0.159	0.003	XTrem+Act	0.119	0.191	XFeCel	0.078	XMag	0.102
			Rest	0.009	0.005	XPa	0.000		
			Name	MgRieb	MgRieb	Fe ³⁺ Ms	0.217		

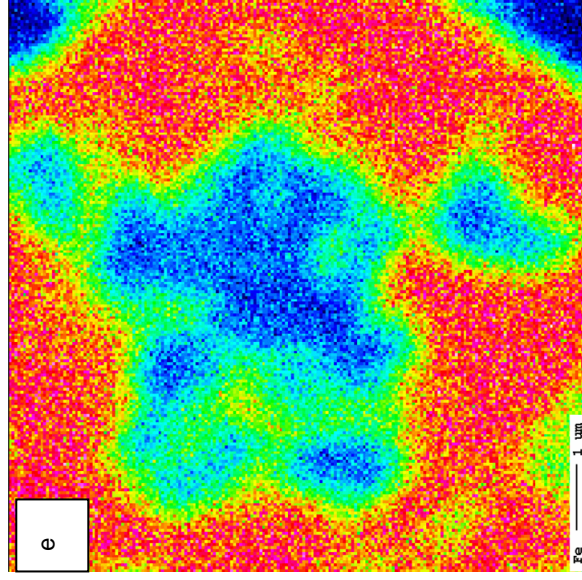
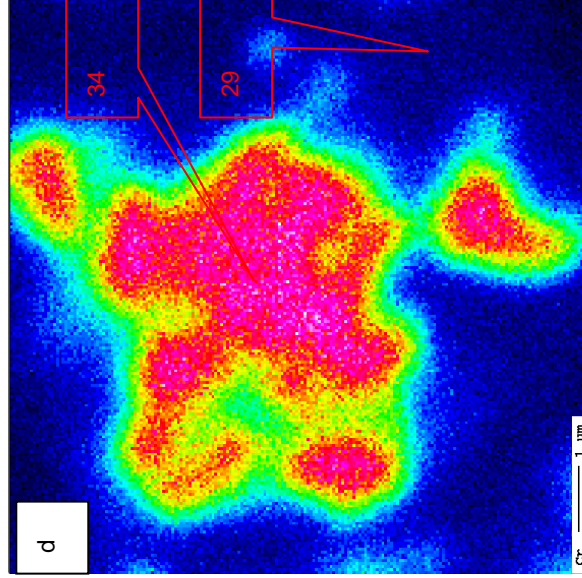
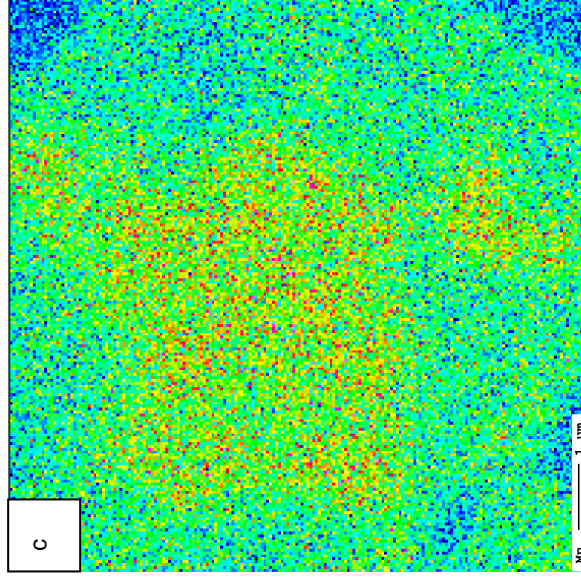
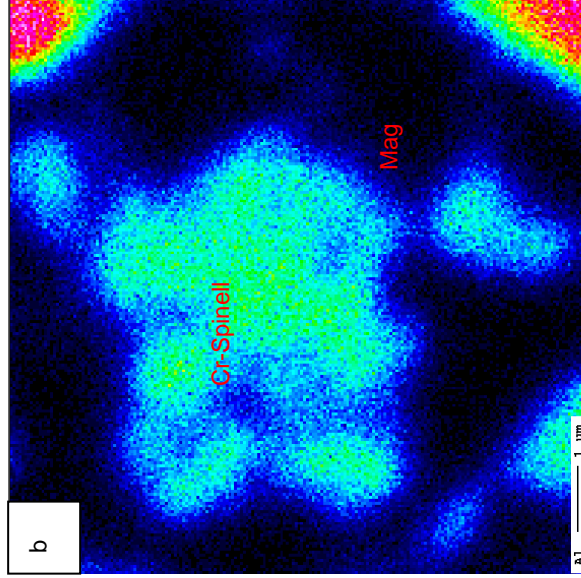
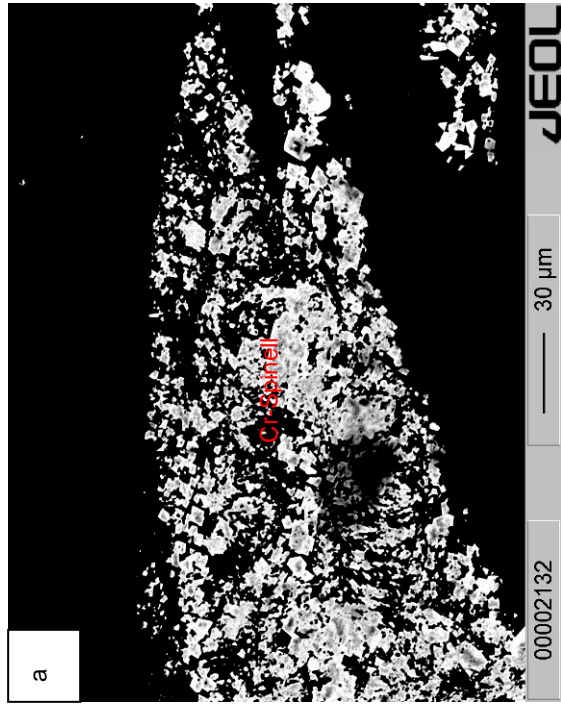


Abb. 1.a-e: Minerale und Messpunkte beschriftet

a: BSE Aufnahme von Cr-Spinell

b-e: Röntgenverteilungs Aufnahmen

b: Al

c: Mg

d: Cr

e: Fe

		Tabelle 2										Probe R4			
Messpunkt	75f	91c	104f	39	Wm	wm	104f	Bt	5	70	22	115r	114c		
Mineral	Cpx	Cpx								Plag	Stpl	Amph	Amph		
Gewichtsprozent der Oxide															
SiO2	53.68	52.71	53.91	49.92		53.91		40.04	69.11	51.28		51.73	52.14		
TiO2	0.13	0.15	0.30	0.12		0.30		1.22	<0.05	<0.05		<0.05	0.10		
Al2O3	7.72	1.85	18.17	25.04		18.17		11.57	19.35	5.30		2.17	1.62		
Cr2O3	0.06	<0.05	0.21	0.62		0.21		0.13	<0.05	<0.05		0.67	0.65		
FeO	20.82	24.06	7.12	4.14		7.12		16.04	<0.05	19.26		18.96	23.07		
MnO	0.21	1.13	0.15	0.05		0.15		0.89	<0.05	6.44		0.77	1.12		
MgO	0.60	1.93	5.20	5.49		5.20		16.38	<0.05	9.43		10.99	7.94		
CaO	2.34	4.05	<0.05	<0.05		<0.05		<0.05	<0.05	<0.05		2.93	0.43		
Na2O	12.39	11.37	0.05	0.24		0.05		<0.05	11.53	<0.05		5.71	7.47		
K2O	<0.05	<0.05	10.72	9.88		10.72		9.54	<0.05	0.275		0.44	0.07		
Σ	97.95	97.27	95.83	95.51		95.83		95.87	100.03	92.02		94.4	94.61		
Mineralformel															
Si	1.989	2.001	3.675	3.364		3.675		2.991	3.006	8.264		7.778	7.884		
Al	0.337	0.083	1.460	1.988		1.460		1.019	0.997	1.007		0.385	0.289		
Cr	0.002	-	0.011	0.033		0.011		0.008	-	-		0.080	0.078		
Fe ³⁺	0.565	0.743	0.135	0.233		0.135		-	-	-		0.898	1.277		
Fe ²⁺	0.080	0.021	0.268	-		0.268		1.002	-	2.596		1.486	1.640		
Mn	0.007	0.036	0.009	0.003		0.009		0.056	-	0.879		0.098	0.143		
Mg	0.033	0.109	0.528	0.551		0.528		1.824	-	2.266		2.463	1.790		
Ca	0.093	0.165	-	-		-		-	-	-		0.472	0.070		
Na	0.890	0.837	0.007	0.031		0.007		-	0.981	-		1.665	2.190		
K	-	-	0.932	0.849		0.932		0.909	-	0.057		0.084	0.014		
Σkat.	4.000	4.000	7.039	7.061		7.039		7.809	4.984	15.069		15.412	15.385		
Endglieder															
XJd	0.314	0.084	XMu	0.439		0.218	XPhl	0.645				XGl+Rieb	0.658		
XAag	0.566	0.743	XMGcel	0.361		0.431	XAnn	0.355	XAlb	1.000		XArf+Eck	0.294		
XDi	0.033	0.128	XFeCel	-		0.220						XTrem+Act	0.035		
XHed	0.047	0.021	XPa	0.035		0.007						Rest	0.013		
			XFe ³⁺ Ms	0.163		0.073						Name	MgRieb		

Abb.2.a-d: BSE Aufnahmen, Minerale und Messpunkte beschriftet

a: Reaktionsbeziehung CPX und Amphibol

b: deformierter CPX

c: detritischer Mu (dunkelgrau) in neu gewachsenem Mu (grau) und Bio (hellgrau)

d: postdeformativ gewachsener Stipnomelan

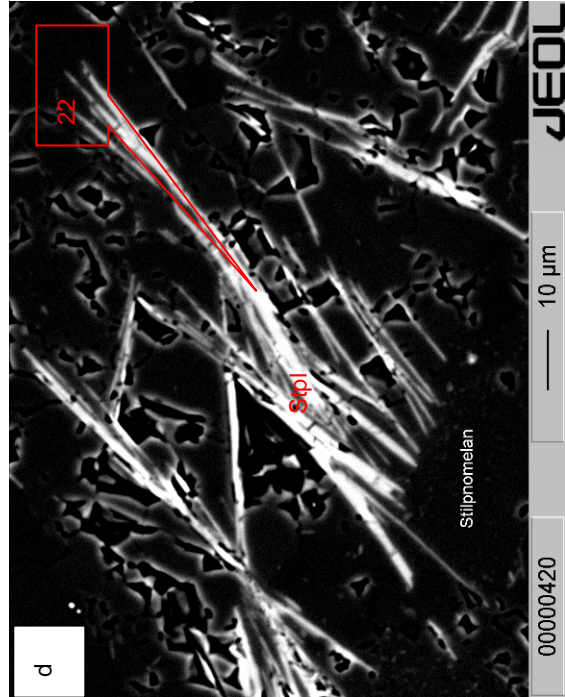
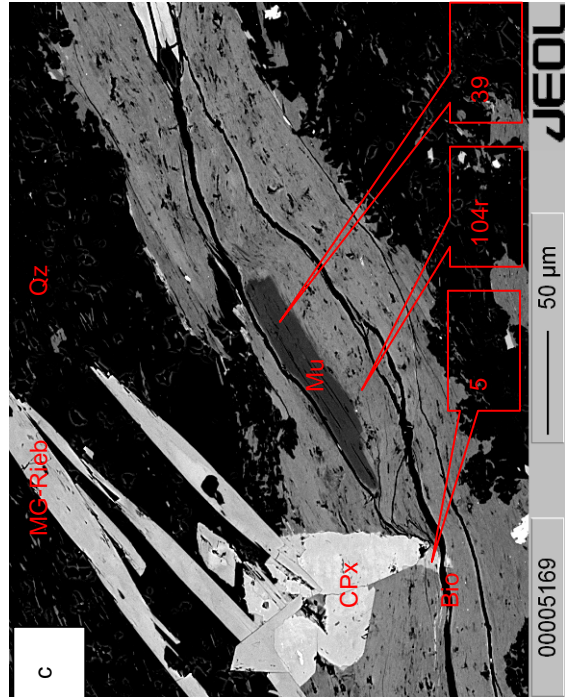
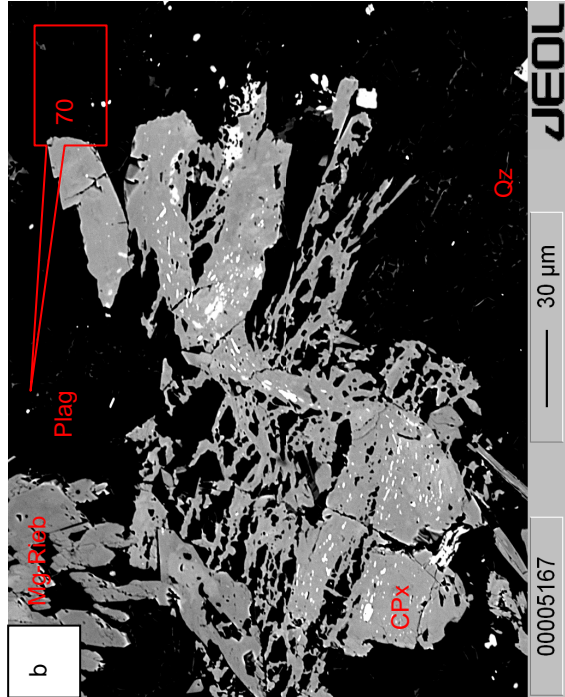
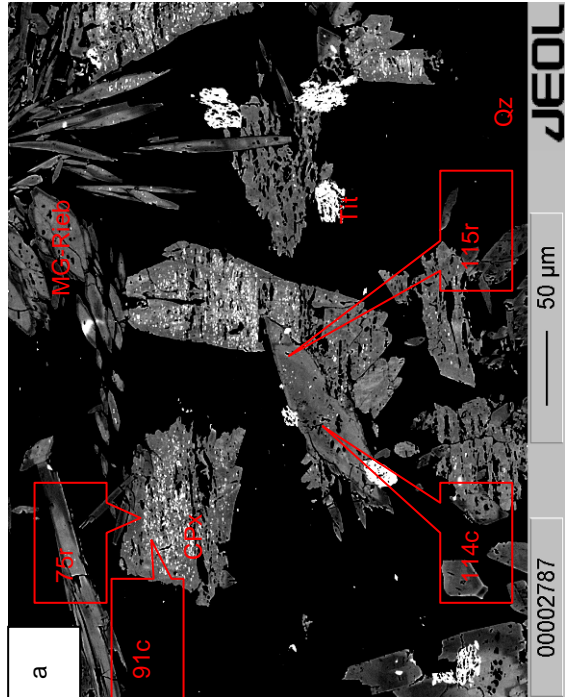


Tabelle 3 Probe R5

Messpunkt	21	13	43	33	3	39	19
Mineral	Spess	Teph	Fried	Bem	Bem	Rhod	Cal
Gewichtsprozent der Oxide							
SiO ₂	36.03	28.45	32.30	36.77	37.31	<0.05	<0.05
TiO ₂	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12
Al ₂ O ₃	18.74	0.07	0.15	0.06	0.22	<0.05	<0.05
Cr ₂ O ₃	2.21	2.53	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	1.24	1.54	0.36	0.36	0.09	0.17	<0.05
MnO	40.16	68.27	50.42	53.42	53.15	58.16	0.87
MgO	<0.05	0.41	<0.05	0.86	0.73	0.41	<0.05
CaO	2.52	0.08	0.10	0.11	0.05	3.67	58.34
Na ₂ O	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
K ₂ O	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Σ	100.98	101.37	83.66	91.65	91.62	62.42	59.37
Mineralformel							
Si	2.945	0.950	5.977	4.000	4.001	-	-
Al	1.809	0.003	0.032	0.008	0.027	-	-
Cr	0.142	0.066	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.042	0.055	0.029	0.008	0.003	-
Mn	2.792	1.928	7.903	4.859	4.828	0.913	0.012
Mg	-	0.020	-	0.079	0.117	0.011	-
Ca	0.219	0.003	0.020	0.018	0.006	0.073	0.985
Na	-	0.005	0.013	-	-	-	-
K	-	0.003	-	-	-	-	-
ΣKat.	7.907	3.020	14.000	8.993	8.987	1.000	0.997
Endglieder							
XSpess	0.927		8.10	8.27	8.39	XCal	0.988
XUva	0.073		91.47	99.92	100.01	XMag	-
						XSid	-
						XRhod	0.012

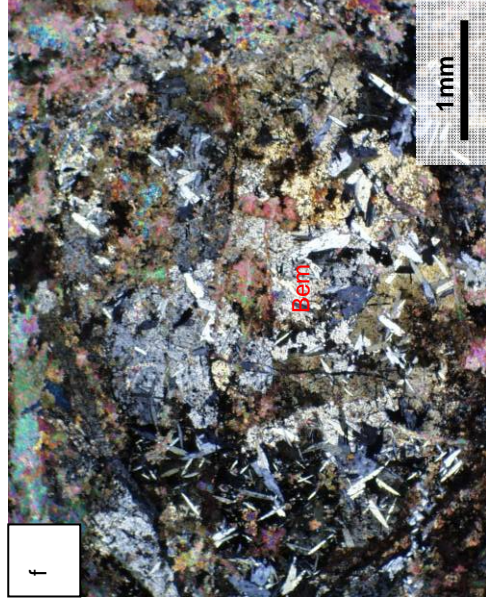
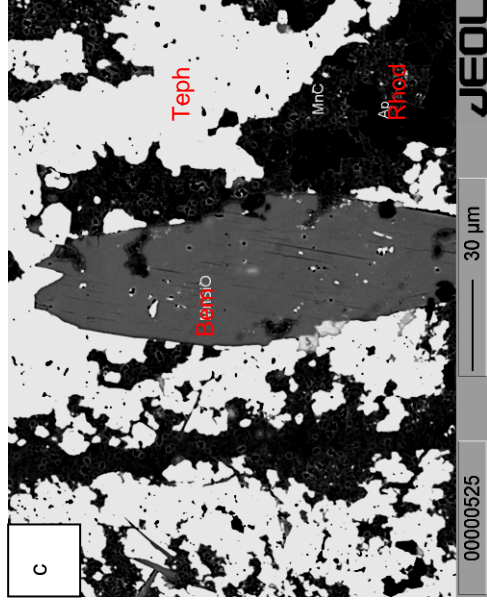
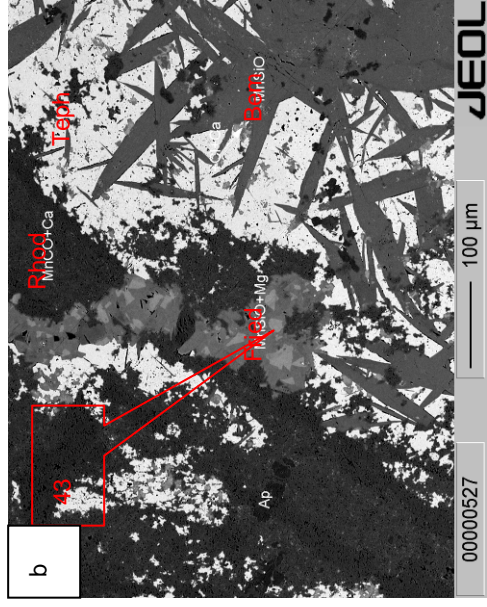
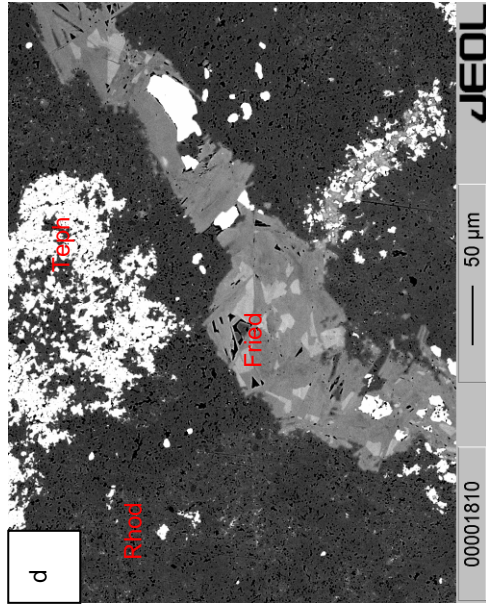
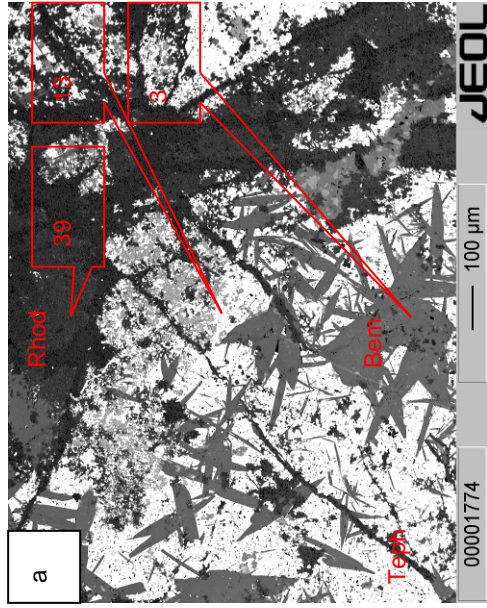


Abb.3.a-d: BSE Aufnahmen, Minerale und Messpunkte beschriftet, Mn-Minerale und Reaktionsbeziehungen; Bementit sprosst in Tephroit

e,f: Aufnahme mit Polarisationsmikroskop, Minerale beschriftet

e: Hellfeld

f: gekreuzte Nicols

Tabelle 4 Probe R8

Messpunkt	15	16	1	11	4	20
Mineral	Tc	Cal	Chl	Wm	Amph	Bt
Gewichtsprozent der Oxide						
SiO2	61.38	<0.05	29.23	51.69	55.13	40.19
TiO2	<0.05	<0.05	<0.05	0.21	0.42	1.49
Al2O3	0.17	<0.05	18.97	23.25	1.45	11.53
Cr2O3	<0.05	<0.05	0.08	0.37	<0.05	<0.05
FeO	6.35	0.38	18.72	4.20	21.67	17.41
MnO	<0.05	0.27	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
MgO	28.35	0.26	22.77	5.47	10.38	15.74
CaO	<0.05	62.71	0.08	0.08	1.43	0.08
Na2O	0.05	<0.05	<0.05	0.05	6.69	<0.05
K2O	<0.05	<0.05	<0.05	10.53	0.05	9.14
Σ	96.38	63.69	89.95	95.84	97.31	95.63
Mineralformel						
Si	3.945	-	2.884	3.472	7.926	3.008
Al	0.013	-	2.206	1.841	0.245	1.017
Cr	-	-	0.006	0.019	-	0.002
Fe ³⁺	-	-	-	0.185	1.379	-
Fe ²⁺	0.342	0.005	1.545	0.048	1.227	1.099
Mn	-	0.003	-	-	-	-
Mg	2.723	0.006	3.350	0.548	2.224	1.756
Ca	-	0.985	0.009	0.006	0.220	0.006
Na	0.006	-	-	0.007	1.864	-
K	-	-	-	0.902	0.010	0.873
ΣKat.	7.029	0.999	10.000	7.042	15.151	7.761
Endglieder						
XFeTc	0.112	XCal	0.929	XMu	0.393	XPhl
XMgTc	0.888	XMag	0.052	XMgCel	0.405	XAnn
		XSid	0.019	XFeCel	0.036	XTrem+Act
		XRhod		XPa	0.008	Rest
				XFe ³⁺ Ms	0.102	Name
					MgRieb	

Abb.4.a-d: BSE
 Aufnahmen, Minerale
 und Messpunkte
 und Messpunkte
 beschriftet;
 Talk, Phengit, Biotit,
 Chlorit und Quarz
 koexistieren

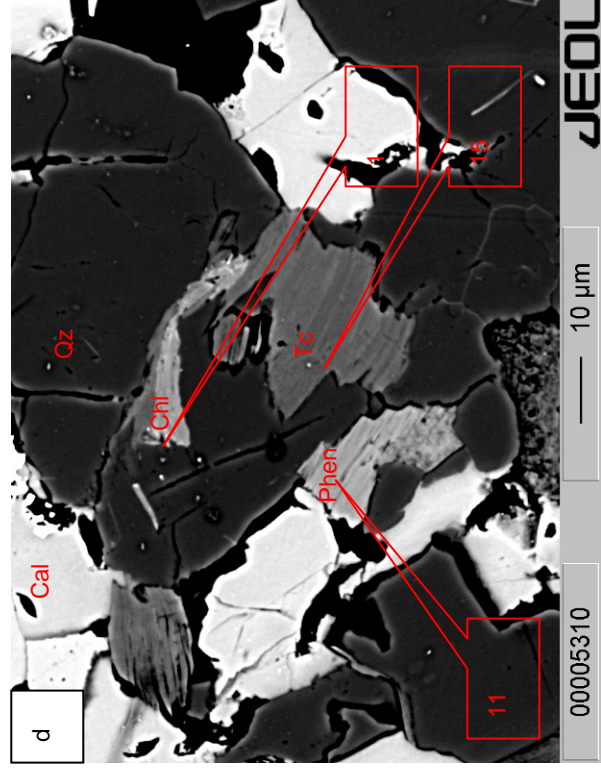
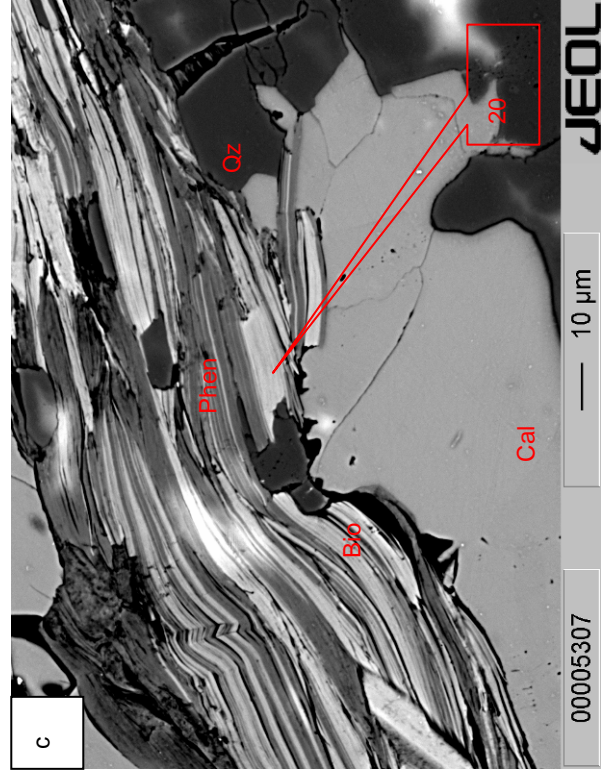
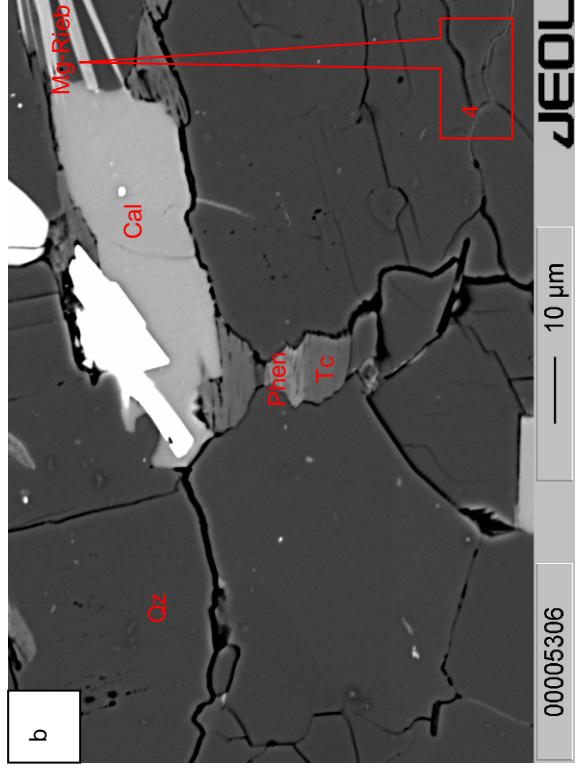
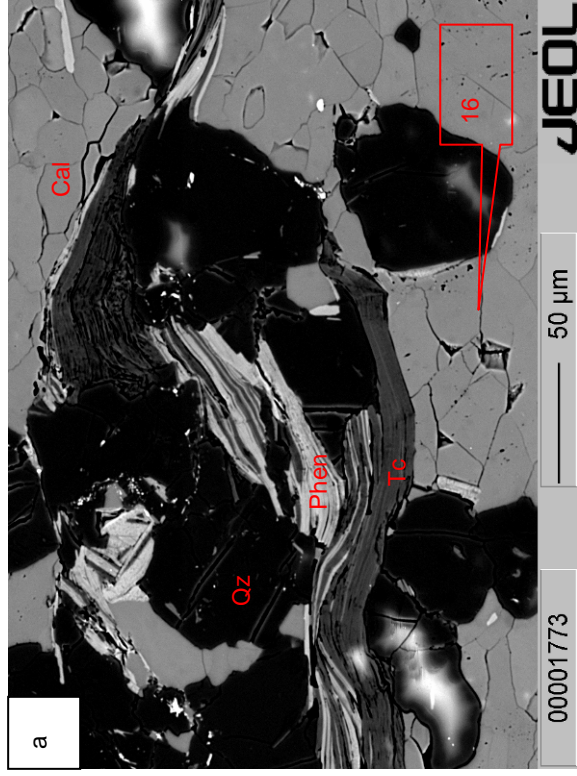


Tabelle 5 Probe R10

Messpunkt Mineral	Wm	14r	Wm	18	Bt	16c	Chl	34c	Stpl	10	Cal	43	210r Amph	211c Amph
Gewichtsprozent der Oxide														
SiO ₂	52.83	47.52		38.13		27.29		47.61		<0.05		<0.05	54.44	54.58
TiO ₂	0.39	0.35		1.70		<0.05		<0.05		<0.05		<0.05	<0.05	0.127
Al ₂ O ₃	21.23	34.36		13.92		17.97		6.20		6.20		<0.05	5.98	1.48
Cr ₂ O ₃	<0.05	<0.05		<0.05		0.05		<0.05		<0.05		<0.05	<0.05	<0.05
FeO	8.16	2.19		22.08		28.91		26.94		26.94		0.22	11.71	20.15
MnO	0.05	<0.05		0.20		0.59		1.22		1.22		0.36	0.12	0.15
MgO	3.47	1.15		10.18		13.15		7.14		7.14		0.17	11.07	10.43
CaO	<0.05	<0.05		0.06		<0.05		0.17		0.17		56.92	4.57	1.63
Na ₂ O	<0.05	1.41		<0.05		0.06		<0.05		<0.05		<0.05	5.83	6.35
K ₂ O	9.59	9.07		9.09		0.28		0.68		0.68		<0.05	0.09	0.08
Σ	95.80	96.07		95.39		88.35		90.02		90.02		57.70	93.82	94.98
Mineralformel														
Si	3.587	3.130		2.931		2.917		8.036		8.036		-	7.995	7.974
Al	1.699	2.667		1.261		2.263		1.234		1.234		-	1.035	0.255
Cr	-	-		-		0.004		-		-		-	-	-
Fe ³⁺	0.104	-		-		-		-		-		-	0.043	1.454
Fe ²⁺	0.355	0.121		1.419		2.584		3.803		3.803		0.003	1.396	1.008
Mn	0.003	-		0.013		0.053		0.174		0.174		0.005	0.015	0.019
Mg	0.351	0.113		1.166		2.095		1.796		1.796		0.004	2.424	2.272
Ca	-	-		0.005		-		0.030		0.030		0.988	0.719	0.255
Na	-	0.180		-		0.012		-		-		-	1.660	1.799
K	0.831	0.762		0.891		0.038		0.146		0.146		-	0.017	0.015
ΣKat.	6.961	6.991		7.786		9.972		15.219		15.219		1.000	15.304	15.064
Endglieder														
XMu	0.342	0.643	XPhl	0.451	XClin	0.236		XCal	0.988	XGl+Rieb	0.337		0.808	
XMgCel	0.275	0.064	XAnn	0.549	XAmes	0.016		XMag	0.004	XArf+Eck	0.286		0.049	
XFeCel	0.281	0.068			XDaph	0.748		XSid	0.003	XTrem+Act	0.360		0.128	
XPa	-	0.191						XRhod	0.005	Rest	0.017		0.015	
XFe ³⁺ Ms	0.052	-						Name		AIWinch	MgRieb			

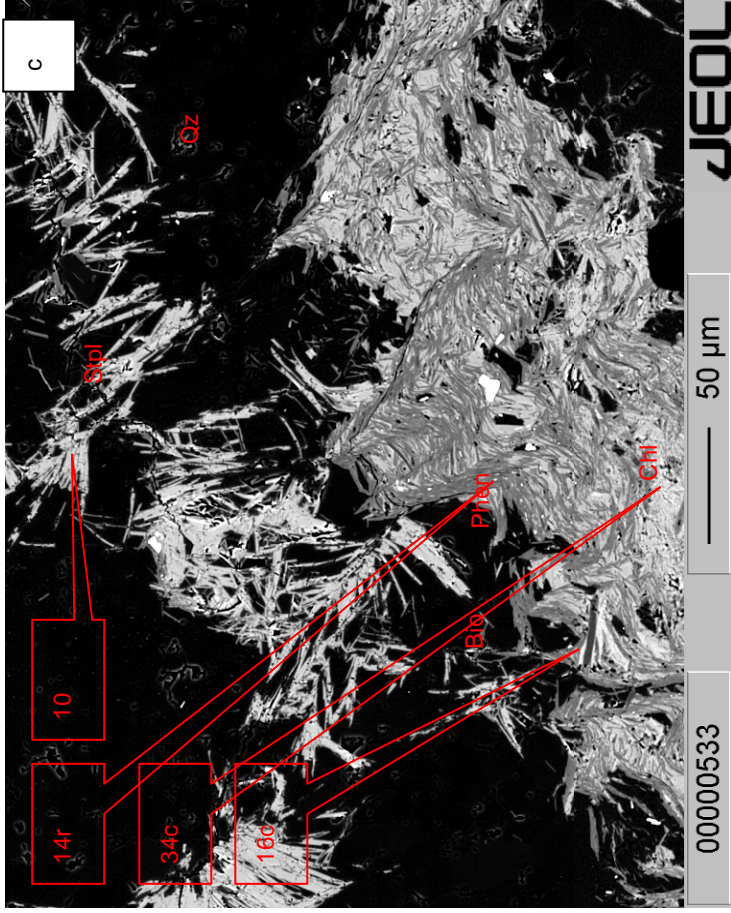
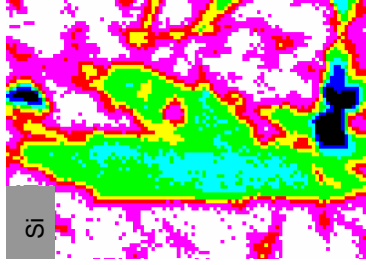
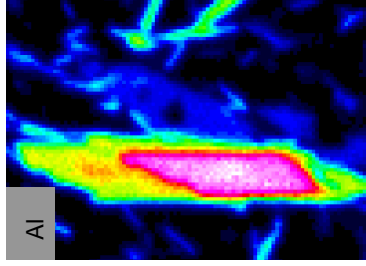
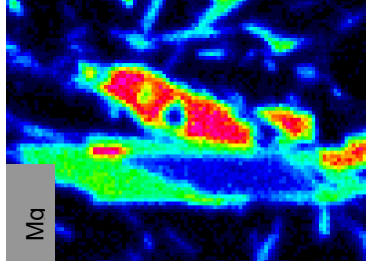
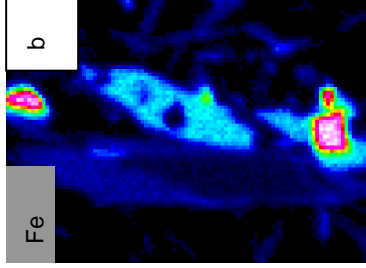
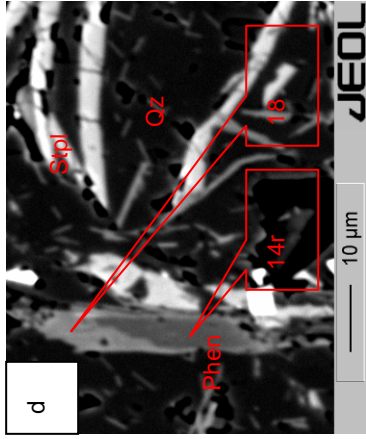


Abb.5.a.c: BSE Aufnahmen, Minerale und Messpunkte beschriftet; Chlorit, Phengit, Biotit und Stilpnomelan koexistieren
 b: Röntgenverteilung von Phengit:
 niedrige Celadonitkomponente im Kern
 hohe Celadonitkomponente im Rand

Tabelle 6 Probe R15					
Messpunkt	253c	256r	4	6	
Mineral	Wm	Wm	Chl	Plag	
Gewichtsprozent der Oxide					
SiO2	47.98	46.87	25.62	68.47	
TiO2	0.23	0.17	<0.05	0.06	
Al2O3	32.01	35.09	21.65	19.16	
Cr2O3	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	
FeO	2.57	1.49	26.81	0.11	
MnO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	
MgO	1.29	0.65	13.49	<0.05	
CaO	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	
Na2O	0.79	0.97	<0.05	11.57	
K2O	9.87	9.67	<0.05	<0.05	
Σ	94.76	94.96	87.72	99.49	
Mineralformel					
Si	3.217	3.117	2.714	3.004	
Al	2.529	2.751	2.703	0.991	
Cr	-	-	-	-	
Fe ³⁺	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0.144	0.083	2.375	-	
Mn	-	-	0.004	-	
Mg	0.129	0.065	2.130	-	
Ca	-	-	-	0.003	
Na	0.102	0.125	-	0.984	
K	0.844	0.821	-	-	
ΣKat.	6.979	6.971	9.940	4.982	
Endglieder					
XMu	0.657	0.742	XClin	0.318	XAlb
XMgCel	0.102	0.050	XAmes	0.135	XKFsp
XFeCel	0.114	0.064	XDaph	0.548	XAn
XPa	0.108	0.132			
XFe ³⁺ MS	-	-			

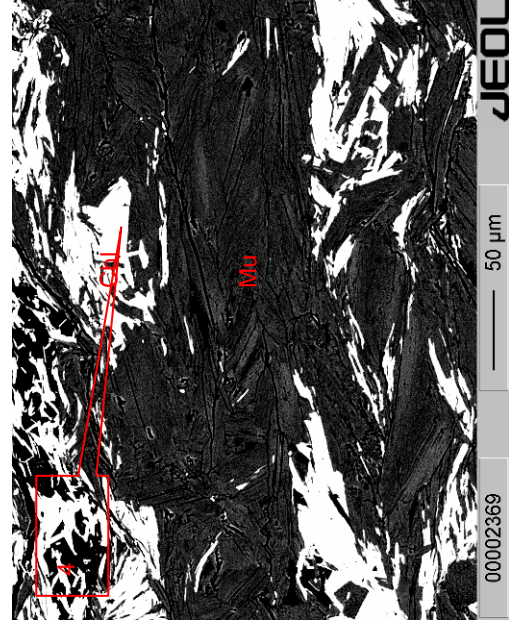
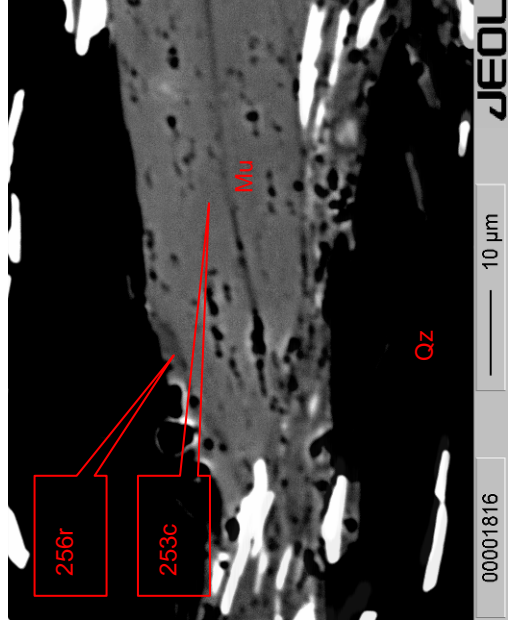
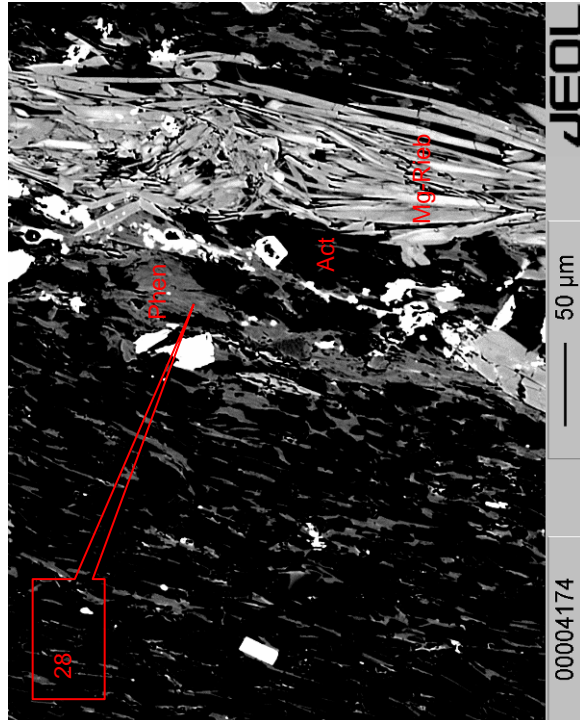
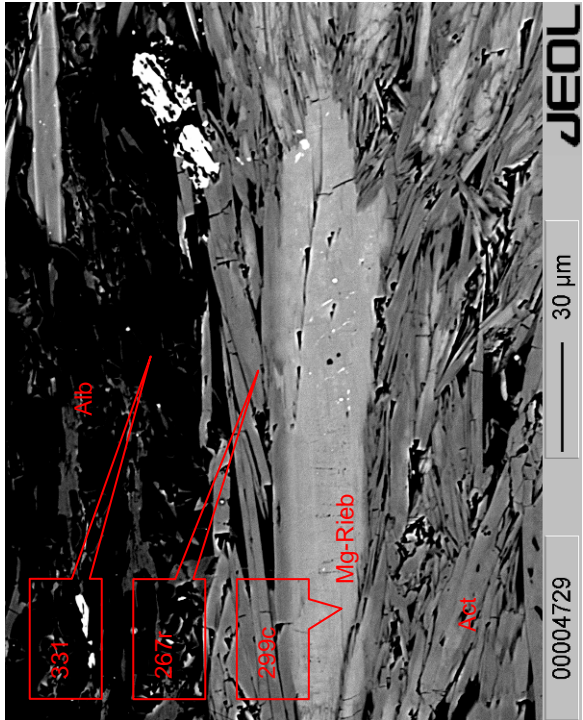
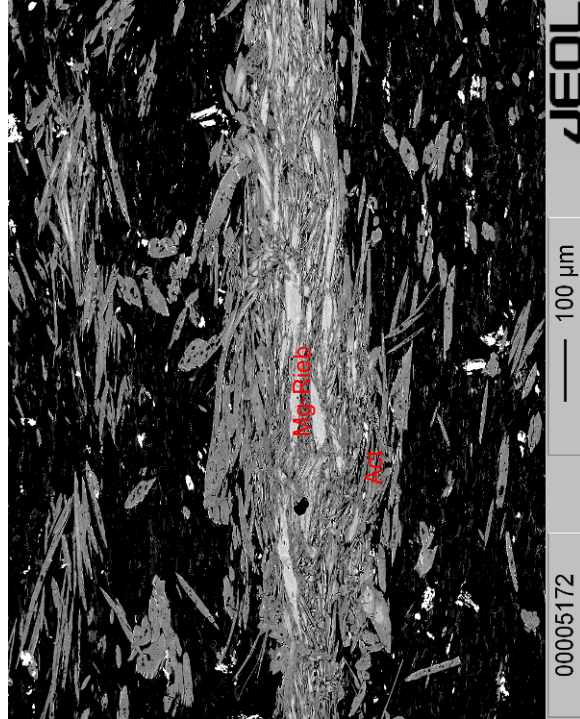
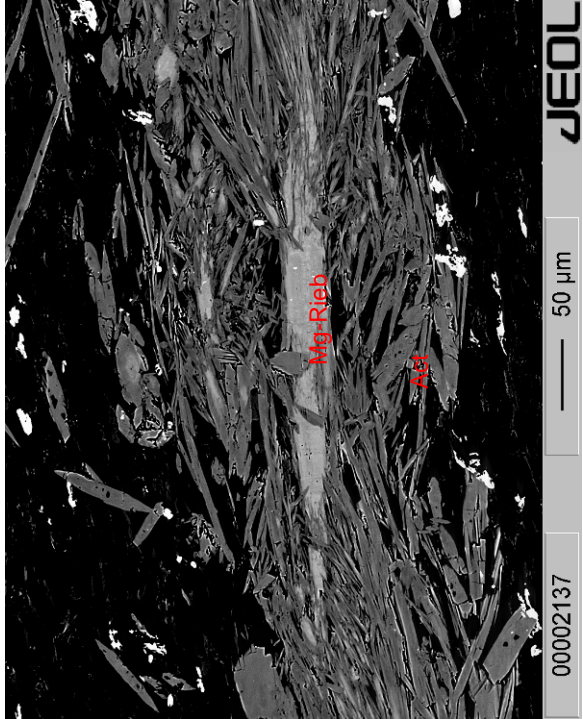


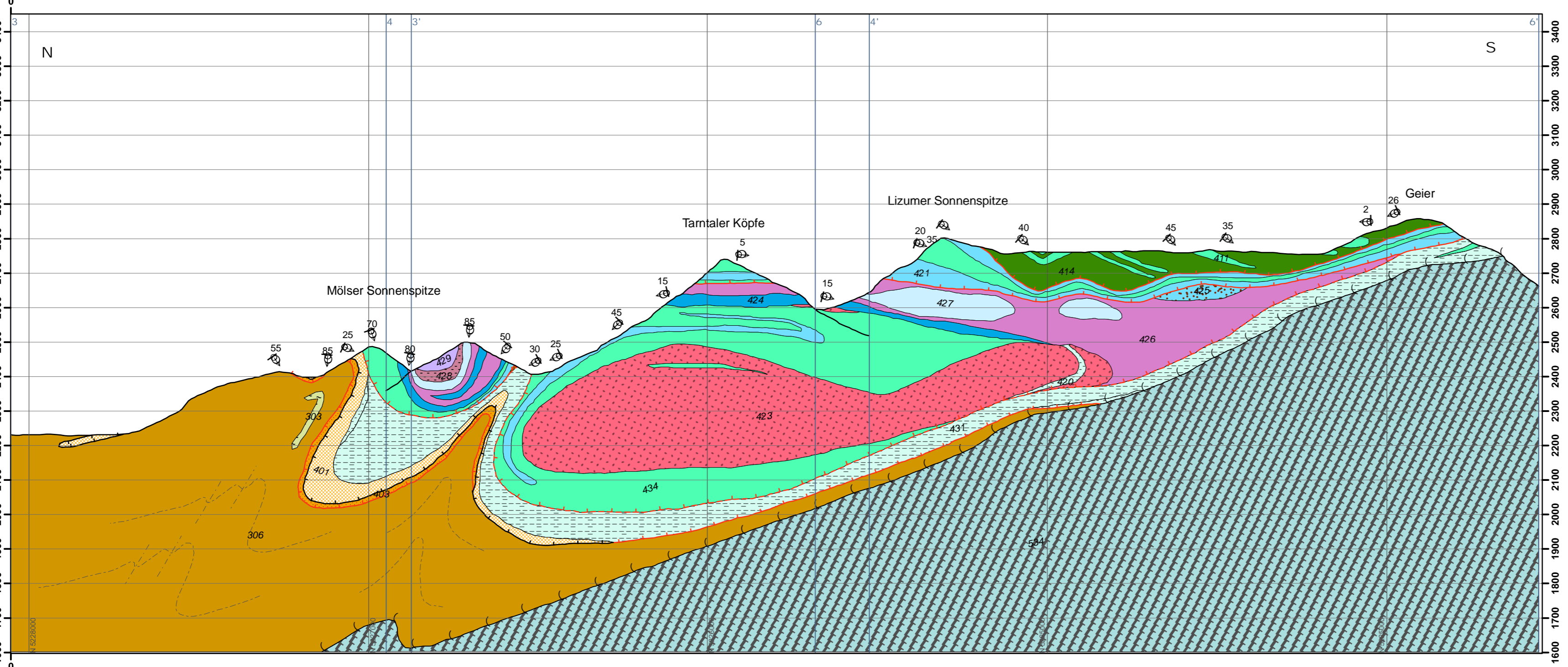
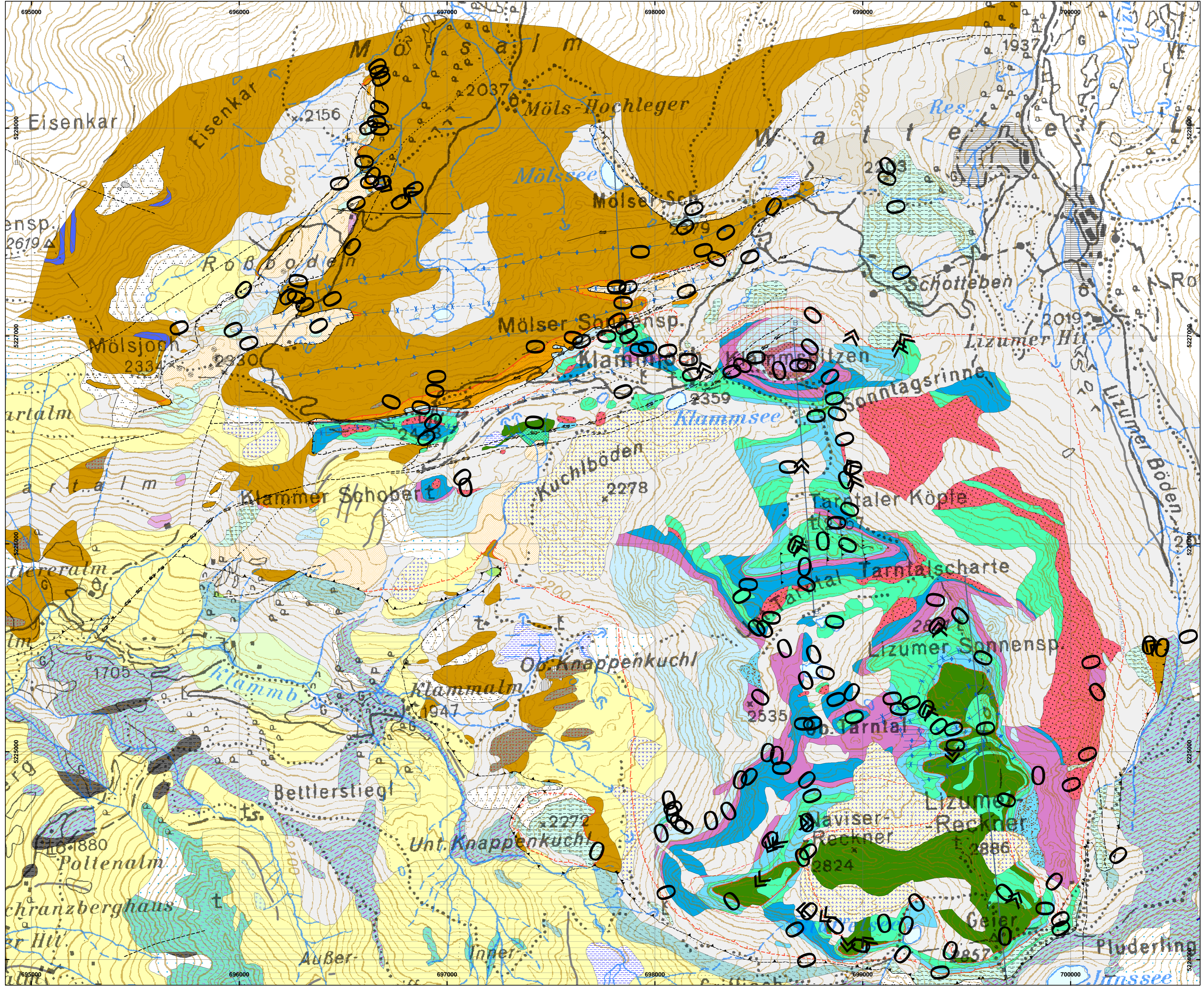
Abb.6.: a,b: BSE Aufnahmen, Minerale und Messpunkte beschriftet; schwach zonierter Muskovit im IQP.

Tabelle 7 Probe R23

Messpunkt	10	267r	299c	28	35	331
Mineral	Chl	Amph	Amph	Wm	Wm	Plag
Gewichtsprozent der Oxide						
SiO2	29.72	57.16	55.50	54.11	48.00	69.97
TiO2	<0.05	<0.05	0.08	0.27	0.33	<0.05
Al2O3	18.48	0.37	1.87	19.30	33.13	19.03
Cr2O3	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	16.76	9.45	20.08	5.25	1.93	0.25
MnO	0.16	0.14	0.11	<0.05	<0.05	<0.05
MgO	22.26	18.83	10.81	5.66	1.32	<0.05
CaO	<0.05	12.02	1.96	0.06	<0.05	<0.05
Na2O	0.08	0.84	6.56	0.10	1.41	11.40
K2O	0.06	<0.05	0.06	10.70	9.31	0.06
Σ	87.63	98.88	97.05	95.44	95.46	100.75
Mineralformel						
Si	2.978	7.960	7.943	3.661	3.181	3.026
Al	2.182	-	0.315	1.539	2.588	0.970
Cr	0.004	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	0.149	1.361	0.061	-	-
Fe ²⁺	1.404	1.000	1.043	0.235	0.107	-
Mn	0.014	0.021	0.013	-	-	-
Mg	3.325	3.910	2.306	0.571	0.130	-
Ca	-	1.792	0.301	0.004	-	-
Na	0.016	0.228	1.820	0.013	0.181	0.956
K	0.008	-	0.011	0.924	0.787	0.003
ΣKat.	9.937	15.071	15.120	7.024	6.993	4.955
Endglieder						
XClin	0.978	XGl+Rieb	0.728	XMu	0.609	XAlb
XAmes	0.008	XArf+Eck	0.111	XMgCel	0.102	XKFsp
XDaph	0.014	XTrem+Act	0.150	XFeCel	0.084	XAn
		Rest	0.011	XPa	0.187	
		Name	MgRieb	XFe ³⁺ Ms	-	
			Act	0.031	-	

Abb. 7.: BSE Aufnahmen, Minerale und Messpunkte beschriftet; Amphibole mit Mg-Riebeckit im Kern und Akinolith im Rand.





1

Geologische Karte und Profil der Tarntaler Berge im Maßstab 1:10.000

Reinhard Klier
2005

Beilage zur Diplomarbeit
Universität Innsbruck
Institut für Mineralogie und Petrographie

Legende	
<p>Profilanschnitte</p> <p>Geomorphologie</p> <p>Terrasse</p> <p>Moräne</p> <p>Sackungsmasse, tw. im Felsverband</p> <p>Spuren von Achsenebenen</p> <p>Störungen</p> <p>Antiklinale, horizontal, vermutet</p> <p>Antiklinale, horizontal, kartiert</p> <p>Antiklinale, vermutet</p> <p>Antiklinale, kartiert</p> <p>Synklinale, horizontal, vermutet</p> <p>Synklinale, horizontal, kartiert</p> <p>Synklinale, vermutet</p> <p>Synklinale, kartiert</p>	<p>Abschiebung, kartiert</p> <p>Seitenverschiebung, dextral, kartiert</p> <p>Seitenverschiebung, sinistral, vermutet</p> <p>Seitenverschiebung, sinistral, kartiert</p> <p>Störung, vermutet</p> <p>Störung, kartiert</p> <p>Auf-/Überschiebung, kartiert</p> <p>Haupt-Detachment, spröde, vermutet</p> <p>Haupt-Detachment, spröde, kartiert</p> <p>Haupt-Abschiebung, kartiert</p> <p>Haupt-Seitenverschiebung, sinistral, vermutet</p> <p>Haupt-Seitenverschiebung, sinistral, kartiert</p> <p>Störung, duktil, vermutet</p> <p>Störung, duktil, kartiert</p> <p>Kartierte Klüft</p> <p>Lineament aus Fernerkundung</p> <p>Deckengrenze vermutet</p> <p>Deckengrenze kartiert</p> <p>Abschiebung, vermutet</p>
<p>Flächen</p> <p>0</p> <p>10</p> <p>20</p> <p>30</p> <p>40</p> <p>50</p> <p>60</p> <p>70</p> <p>80</p> <p>90</p> <p>100</p> <p>110</p> <p>120</p> <p>130</p> <p>140</p> <p>150</p> <p>160</p> <p>170</p> <p>180</p> <p>190</p> <p>200</p> <p>210</p> <p>220</p> <p>230</p> <p>240</p> <p>250</p> <p>260</p> <p>270</p> <p>280</p> <p>290</p> <p>300</p> <p>310</p> <p>320</p> <p>330</p> <p>340</p>	<p>Lithostratigraphie</p> <p>Quartär</p> <p>Gewässer</p> <p>Anthropogen verändertes Gelände</p> <p>Bergbauhalde</p> <p>Rezente bis subrezente Alluvionen</p> <p>Kalksinter, Travertin</p> <p>Blockwerk, Felssturzmaterial</p> <p>Hangschutt mit umgelagertem Moränenmaterial</p> <p>Vernässung, Sumpf</p> <p>Hangschutt, Verwitterungsschutt</p> <p>Schuttkegel, Murenkegel</p> <p>Terrassensediment undifferenziert</p> <p>Eisrandsediment</p> <p>Blockgletschersediment</p> <p>Till (Moränenablagerung) undifferenziert</p>
<p>IQPD</p> <p>Kalkmarmor</p> <p>Eisendolomit (Ankerit)</p> <p>Graphitphyllit</p> <p>Quarzphyllit</p> <p>RK</p> <p>Graue-Wand-Fm.: Schwarzphyllit, dkl. Kalkphyllit, Breccie</p> <p>Eiskar-Fm.: Meta-Grauwacke und meta-Quarzwacke, grün</p> <p>Schrambach-Fm. metam.: Kalkphyllit, grau-dunkelgrau</p> <p>Ammergau-Fm. metam.: heller Kalkschiefer, Bänderkalkmarmor, Phylliteinsch.</p> <p>Ruhpolding-Fm. metam.: Radiolarit, Kieselschiefer</p> <p>Opticalcit</p> <p>Serpentin</p> <p>HFA</p> <p>Graue-Wand-Fm.: Schwarzphyllite, Quarzitschollenbreccie, dkl. Kalkphyllit</p> <p>Eiskar-Fm.: Meta-Grauwacken, -Arkosen, -Feinkonglomerate, grüne Phyllite</p> <p>Hippold-Fm.: Megabreccien, Schollen in Kalkschiefern und Bänderkalkmar.</p>	<p>Ruhpolding-Fm. metam.: Meta-Radiolarit, Kieselschiefer</p> <p>Hauptdolomit-Fm. metam.</p> <p>Rauhwacke und Gips (Rabli-Gr.)</p> <p>Arberg-Fm., metam.: dunkler laminiertes Dolomit</p> <p>Virglona-Fm., metam.: Zebradolomite</p> <p>Lantschfeld-Fm.: weißer bis blassgrüner Quarzit, Quarzitschiefer</p> <p>RFA</p> <p>Eiskar-Fm.: Meta-Grauwacke, Meta-Arkose, Meta-Feinkonglomerat, grüner Phyllit</p> <p>Hippold-Fm.: Dolomit-Breccie, verzahnt mit Radiolarit</p> <p>Ammergau-Fm. metam.: heller Kalkschiefer, Bänderkalkmarmor, Breccien, Phylliteinsch.</p> <p>Ruhpolding-Fm. metam.: Radiolarit, Kieselschiefer</p> <p>Tarntaler Breccie: Kalk- / Dolomitreccie</p> <p>Allgäu-Fm. metam.: dunkle Kalkschiefer (Beltenerrosten), glimmerreiche Kalksch.</p> <p>"Oberrhalk" metam., dolomitisiert</p> <p>Kössen-Fm. metam.: dunkler Kalkmarmor, Kalkschiefer, Lumachelle, Feinbreccie</p> <p>Hauptdolomit-Fm. metam.</p> <p>Rabli-Gr. metam.: Tonschiefer, Sandsteine, Dolomite</p>
	<p>Wetterstein- / Arberg-Fm. metam.: Dolomit mit Loferten, fossiler Dolomit</p> <p>TD</p> <p>Rauhwackoides Störungsgestein, umgelagert</p> <p>Rauhwackoides Störungsgestein</p> <p>Lantschfeld-Fm. unsicherer text. Stellung: weißer bis blassgrüner Quarzit, -schiefer</p> <p>GD</p> <p>Kalkarme Bündnerschiefer mit kleinen Dolomit- und Kalkmarmorshollen</p> <p>Kalkphyllit und Schwarzphyllit wechsellaugend (Turbidite)</p> <p>Quarzit/Quarzkonglomerat</p> <p>Chloritphyllit, Kalk-Chloritphyllit</p> <p>Grauer und weißer Dolomit, tw. gelblich anwitternd</p> <p>Kalkphyllit, untergeordnet kalkarmer Schwarzphyllit</p> <p>Grauer Kalkmarmor, Crinoidenspatkalk, Stinkmarmor</p> <p>"Kalkarme Bündnerschiefer" undifferenziert</p> <p>"Kalkreiche Bündnerschiefer" undifferenziert</p> <p>Schwarzphyllit, tw. mit Quarzitlagen</p>