## Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente

Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse unterkarbonischer Sedimente aus dem Frankenwald und den Westsudeten

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwisschenschaften (Dr. rer. nat.)

dem Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg

> vorgelegt von Dipl. Geol. Barbara Litjes aus Oelde

Marburg/Lahn, Dezember 2001

## Danke

An

Prof. Dr. Wolf Stefan Vogler danke ich für die Initiierung und Betreuung dieser Arbeit. Seine stete Bereitschaft zur Diskussion und vor allem die vielen "Lehrstunden" am Mikroskop mit "spannenden", "traumhaften", aber auch "abartigen" Dünnschliffen haben viel zum Fortgang dieser Arbeit beigetragen.

Und

Mein Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit im Rahmen des Schwerpunktprogrammes "Orogene Prozesse – ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden" im Projekt Vo 453/5-1 förderte.

und noch

Ich danke Herrn Werner Schmidtke für die exzellente Dünnschliffpräparation, Achim Weisbrod für die hervorragenden Photoarbeiten.

Sowie

Die Mikrosondenanalysen konnte ich am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn durchführen. Dort danke ich Frau Dr. Beate Spiering und Herrn Dr. Jürgen Ehl, die mir bei Fragen und Problemen am Gerät behilflich waren.

Sowieso

Herrn Dr. Friedrich Finger vom Mineralogischen Institut der Universität Salzburg danke ich für die Altersdatierungen der Monazite.

Freilich

Dipl. Geol. Dirk Hellwig hat sich nicht nur durch das Manuskript dieser Arbeit gekämpft. In vielen Diskussionen war er eine große Hilfe. Darüber hinaus hatten wir in unserer "Münsteraner Enklave" eine prima Atmosphäre. Es hat viel Spaß gemacht. Dafür mein herzlicher Dank.

Wichtig

Mein Dank geht auch an Dipl. Min. Daniela Mihm für die Durchsicht des Manuskriptes. Wie oft haben wir am Mikroskop gesessen, und "ein Auge geworfen"? Danke auch für die vielen klärenden Diskussionen und die unzähligen Tassen Tee, die wir zusammen getrunken haben.

Natürlich

Berti Litjes & Bine Bellmann sei herzlich gedankt für ihre Hilfe beim Erstellen und Layouten der Phototafeln.

Auch

Hauke Schütt hat mir beim "Krisen-Management" dieser Arbeit sehr geholfen. Danke dafür, auch für seine Hilfe - und vor allem seine Geduld - beim Layouten dieser Arbeit.

## Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis					
Abkü	rzung	en & Symbole	5		
1.	Zusa	ammenfassung	6		
1.1.		Frankenwald	6		
1.2.		Innersudetische Mulde	7		
2.	Einle	eitung	8		
3.	Meth	odik	.10		
3.1.		Korngefügekundliche Komponentenanalyse	.10		
3.2.		Elektronenstrahl-Mikrosonde	.12		
3.3.		Rasterelektronenmikroskopie	.13		
3.4.		Radiometrische Altersdatierungen von Monaziten	13		
4.	Frank	kenwald	.14		
4.1.		Geologischer Rahmen	.14		
4.2.		Varisziden-Modelle	.16		
4.3.		Petrographie der unterkarbonen Konglomerate des Frankenwaldes	.18		
4.	3.1.	Kalkkonglomerat	.19		
	4.3.1	.1. Stand der Forschung	19		
	4.3.1	.2. Komponentenanalyse	21		
4.	3.2.	Poppengrüner Konglomerat	26		
	4.3.2	2.1. Stand der Forschung	26		
	4.3.2	2.2. Komponentenanalyse	27		
4.	3.3.	Wurstkonglomerat	.33		
	4.3.3	3.1. Stand der Forschung	33		
	4.3.3	3.2. Komponentenanalyse	35		
4.	3.4.	Teuschnitzer Konglomerat	.43		
	4.3.4	1.1. Stand der Forschung	.43		
	4.3.4	k.2. Komponentenanalyse	.46		
4.4.		Mikrosondenanalyse.	.60		
4.	4.1.		.60		
4.	4.2.	leuschnitzer Kongiomerat	.62		
	4.4.2	2.1. Ausgewanite Heliglimmer verschiedener Litnoklasten	.62		
4	4.4.Z	Ausgewählte Hellglimmer verschiedener Litheklasten (Murstkonglemerst)	67		
4. 1	4.3. 11	Ausgewählte Heiginniner verschiedener Littlokiasten (Wurstkongionierat)	70		
4.	4.4.	Liefergebietsenalvse und Modell des Frankenwaldes	70		
- 4.J.			73 05		
5.	Inner	Occlesies of Petersen	.85		
5.1.		Geologischer Kanmen	.85		
5.2.			00		
5. -	2.1. 2.2	Lugikum-Sudetikum-Modell	.87		
5.	Z.Z.	I errane-wodell	δQ		

5.3.	Die Innersudetische Mulde im Überblick	91
5.3.1.	Umgebung von Salzbrunn	92
5.4.	Petrographie der unterkarbonen Konglomerate der Innersudetischen	Mulde 95
5.4.1.	Gneisformation	95
5.4.1	.1. Stand der Forschung	95
5.4.1	.2. Komponentenanalyse	96
5.4.2.	Gneiskonglomerat	102
5.4.2	2.1. Stand der Forschung	102
5.4.2	2.2. Komponentenanalyse	103
5.4.3.	Graues Konglomerat	114
5.4.3	B.1. Stand der Forschung	114
5.4.3	3.2. Komponentenanalyse	116
5.4.4.	Unteres Variolith-führendes Konglomerat	126
5.4.4	I.1. Stand der Forschung	126
5.4.4	I.2. Komponentenanalyse	128
5.4.5.	Einheit der Tonschiefer und Konglomerate	130
5.4.5	5.1. Stand der Forschung	130
5.4.5	5.2. Komponentenanalyse	131
5.5.	Mikrosondenanalysen	135
5.5.1.	Hellglimmer verschiedener Lithoklasten aus den Konglomeraten	136
5.5.2.	Granate verschiedener Lithoklasten	139
5.6.	Liefergebietsanalyse und Modell	146
5.6.1.	Interpretation der Korngefügekundlichen Lithoklastenanalyse	147
5.6.1	.1. Das Eulengebirge	148
5.6.1	.2. Das Iser- und Riesengebirge	154
5.6.2.	Entwicklung der Innersudetischen Mulde als pull-apart Becken	155
6. Liter	aturverzeichnis	158
7. Anha	ang	172
7.1.	Mikrosondenananlysen	172
7.2.	Probenverzeichnis	185
7.3.	Phototafeln	189

# Abkürzungen & Symbole

LT	Low Temperature
MT	Middle Temperature
НТ	High Temperature
LP	Low Pressure
MP	Middle Pressure
HP	High Pressure
μm	Mikrometer
/fu	pro Formel-Unit
Vol%	Volumenprozent
Gew%	Gewichtsprozent
Mol%	Molprozent
L 3/1	Probenbezeichnung
# 7	Messpunkt an der Mikrosonde

## 1. Zusammenfassung

Die Gefüge der Komponenten siliziklastischer Sedimente haben unzählige Informationen gespeichert, die mit Hilfe der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse sichtbar gemacht werden. Die unterschiedlichen charakteristischen Gefüge sowie die Variation der Komponenten der Sedimente reflektieren zum einen die Komposition ihres Liefergebietes. Zum anderen ist es möglich, die orogenen Prozesse sowie die unterschiedlichen Stadien der geologischen Entwicklung des Liefergebietes zu rekonstruieren.

## 1.1. Frankenwald

Im Frankenwald wurden vier unterkarbonische Konglomerate untersucht, die sich aufgrund ihrer Komponenten klar von einander unterscheiden. Die Art der Sedimente und die Variation ihres Lithoklastenspektrums erlauben die Unterscheidung von mehreren Stadien der geologischen Entwicklung für die unterkarbonischen Konglomerate des Frankenwaldes. Dabei sind es vor allem Plutonite, Vulkanite, Metamorphite, pyroklastische Komponenten, Sedimente sowie Resedimente, die in den Spektren vorherrschen. Daneben ist jedes einzelne Konglomerat durch charakteristische Lithoklasten gekennzeichnet. Das Kalkkonglomerat ist dominiert von Tuffen und Karbonaten. Im Poppengrüner Konglomerat sind es resedimentierte Sedimente und resedimentierte Resedimente. Im Wurstkonglomerat sind Radiolarite charakteristisch, im Teuschnitzer Konglomerat dominieren Granite. Entsprechend müssen vier verschiedene Gebiete existiert haben, die diese Komponenten geliefert haben. In allen untersuchten Konglomeraten treten synorogene Resedimente in Form von Grauwacken auf, die für ältere orogene Bewegungen in den Liefergebieten sprechen und mindestens ein weiteres Liefergebiet beweisen. Somit spiegelt sich in den unterkarbonischen Konglomerat-Resedimenten des Frankenwaldes zum einen die zyklische Entwicklung mehrerer Liefergebiete wider. Zum anderen wird deutlich, das mehrere geologische Entwicklungen miteinander verknüpft sind.

Die Entwicklung der Liefergebiete fand auf einem Schelf statt, der sich am Südrand eines postkaledonischen Molassebeckens durch die nach N progradierende variszische Überschiebungstektonik gebildet hatte. Von Süden her nähert sich das variszische Orogen, vor dessen Front sich ein Flyschtrog einsenkt, der mit dem Orogen nach N wandert und den Sedimentationsraum bildet.

In den einzelnen Liefergebieten hat sich zunächst die charakteristische Stratigraphie vollständig entwickelt. Aus ihr wird deutlich, dass die Entwicklung der Liefergebiete eine marine Geschichte durchlaufen hat, mit einer Regression von der Kieselschieferfazies (Wurstkonglomerat) bis hin zur Karbonatfazies (Kalkkonglomerat). Das Einsetzen der variszischen Tektonik mit progradierenden Überschiebungen führt zur episodischen Hebung und Denudation des Liefergebietes, so dass sukzessive die einzelnen Liefergebiete in das Erosionsniveau gelangen und auf den dem variszischen Orogen vorgelagerten Schelf geschüttet werden.

In vier abschliessenden Resedimentationszyklen wird die Stratigraphie, wie sie im heutigen Frankenwald anzutreffen ist, geschaffen.

## 1.2. Innersudetische Mulde

In der Innersudetischen Mulde in den Westsudeten wurden fünf unterkarbonische Konglomerate beprobt und mit der Methode der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse eingehend untersucht: Die Gneisformation, das Gneiskonglomerat, das Graue Konglomerat, das Untere Variolithführende Konglomerat sowie die Einheit der Tonschiefer und Konglomerate. Sie weisen, anders als die Konglomerate des Frankenwaldes, keine charakteristischen Komponenten auf, die sie eindeutig von einander trennen und kennzeichnen, es sind keine Komponenten vorhanden, die nur in einem der Konglomerate auftreten, wie es bei den Konglomeraten des Frankenwaldes der Fall ist. Vielmehr sind bei diesen Sedimenten Übergänge von einer zur nächsten Schüttung zu erkennen.

In allen analysierten Konglomeraten der Innersudetischen Mulde treten Sedimente und Resedimente auf, die auf ein älteres Ereignis im Liefergebiet hinweisen. Daneben sind es vor allem Orthogneise, die in Form von Biotit-Gneisen in allen Komponentenspektren auftreten. Ausserdem sind es vorwiegend grobkörnige saure Plutonite und basische sowie intermediäre Vulkanite, die ebenfalls zu den Komponentenspektren der Konglomerate gehören. Seltener sind Karbonat-Komponenten oder solche, die von Metamorphiten abstammen. Die Variation der Komponenten erfordert mindestens drei Liefergebiete.

Der Liefergebietsanalyse der Innersudetischen Mulde zu Grunde gelegt wird das Modell eines pull-apart Beckens. Die Struktur wird nach SE begrenzt durch das Elbe-Lineament, nach NW durch das Oder-Lineament. Zwischen diesen Störungszonen entwickelte sich ein Becken, über dessen Flanken und Schwellen das erodierte Sedimentmaterial von den umliegenden Gebirgsmassiven hinein sedimentiert wurde.

Dabei lassen sich die Komponenten vor allem aus dem Eulengebirge sowie dem Iser- und Riesengebirge ableiten. Beide Gebirgsmassive "flankieren" das Becken bzw. gelangen durch die strike-slip Bewegungen entlang der Störungen nach und nach in Positionen, in denen sie immer wieder ihr Erosionsmaterial in das Becken sedimentieren. Die vielen Komponenten der Sedimente und Resedimente werden von Baltica abgeleitet, von dessen Südrand das Terrane des Eulengebirges abstammen soll. In der Stratigraphie der Konglomerate sind es die älteren, groben Konglomerate, die in den randlichen Bereichen des Beckens zur Ablagerung kamen. Dazu gehören die Gneisformation, das Gneiskonglomerat sowie das Graue Konglomerat. In Richtung Beckenzentrum werden die Schüttungen feinkörniger, hier kommen die Sedimente aus der jüngeren Einheit der Tonschiefer und Konglomerate zur Ablagerung.

Die Innersudetische Mulde als pull-apart Becken erhält demnach ihr Sedimentmaterial aus ihrer unmittelbaren Umgebung. Die umliegenden Gebirgsmassive des Eulengebirges und des Iser- und Riesengebirges sedimentieren ihr Erosionsmaterial in das Becken. Dabei ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen den einzelnen Schüttungen zu erkennen. Damit zeichnet sich hier eine gänzlich andere Liefergebietsanalyse ab, als im Frankenwald zu beobachten ist. Dort lässt sich die heutige Stratigraphie durch progradierende Überschiebungstektonik erklären.

## 2. Einleitung

Sandkörner der syn- bis postorogenen unterkarbonischen Sedimente sind Datenspeicher der zahlreichen Gefüge. Diese können über die in ihnen gespeicherten Korngefüge detailliert Aufschluss geben über die Geschichte ihres Liefergebietes und die dort abgelaufenen Prozesse. Die Liefergebiete dieser Sedimente sind in der Regel heute nicht mehr zugänglich, sondern längst abgetragen, tektonisch begraben oder in jüngere Gebirge involviert. Für die konventionelle geowissenschaftliche Analyse stehen die Liefergebiete also nicht mehr oder nur noch eingeschränkt zu Verfügung. In ihrem Abtragungsschutt jedoch spiegeln sich alle plattentektonischen Räume und Ereignisse wider, welche auf dem Weg der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse an unterkarbonischen Grauwacken aus dem Frankenwald und den Westsudeten erforscht werden sollen.

Für die Entwicklung der Varisziden existieren zahlreiche plattentektonische Modelle, die durch die korngefügekundliche Analyse einem unabhängigen Test unterzogen werden sollen. Die Modelle sind vielfältig, sie reichen vom "Zwei Kontinente-Ein Ozean" (Neugebauer 1989) bis hin zur bunten Terrane-Collage (Matte 1991, Matte et al. 1990).

Allen Typen von plattentektonischen Modellen ist aber gemein, dass sie zwingende Konsequenzen für die paläogeographische Liefergebietsentwicklung und damit auch für die daraus resultierenden Detritus-Komponenten mit sich bringen. In diesem Zusammenhang nehmen die variszischen Sedimente eine Schlüsselstellung ein. In ihnen sind Informationen gespeichert, die die bestehenden Modelle ergänzen.

Dabei soll nicht nur die Stichhaltigkeit der bestehenden plattentektonischen Modelle "getestet" werden. Vielmehr werden die plattentektonischen Ereignisse rekonstruiert, anhand der Parameter, die in den Korngefügen der Lithoklasten gespeichert sind.

Bislang lag der Schwerpunkt der Lithoklasten-Untersuchungen meist bei der Komponentenanalyse der grobklastischen Einschaltungen in unterkarbonischen Grauwacken (Jochmus-Stöcke 1929, Eigenfeld 1933, 1938, Vogler 1956, Sannemann 1960, Greiling 1966, Gandl & Mansourian 1978, Sommermann 1990). Petrographische Untersuchungen dieser Sedimente erfolgten meist nur für lokale Vorkommen und dienten der Klärung der Herkunft ihrer Komponenten oder der Unterscheidung stratigraphisch unterschiedlicher Grauwacketypen (Dörr 1990). Mittels der Ergebnisse dieser regionalen Vorkommen sind Rückschlüsse auf überregionalen Zusammenhänge gezogen worden, die aber nie eingehender geprüft wurden.

Überregionale Analysen sind in umfassenden Masse bisher nur in der Dissertation von Wierich (1999) erschienen. Er hat eine Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse an siliziklastischen Sedimenten des Devons im Rheinischen Schiefergebirge durchgeführt und dabei den regionalen Rahmen weit über das Schiefergebirge hinaus gespannt. Damit wird ein überregionaler Vergleich der Liefergebietsentwicklung und der Siliziklastika geschaffen. Gegenübergestellt wurde die Liefergebietsentwicklung des postorogenen Schuttfächers des kaledonischen Orogens im Norden der synororgenen, variszischen Entwicklung im Süden, die von der Beckenbildung bis zur orogenen Einengung reicht. Dabei wurde das Vorland der Kaledoniden im Nordwesten Schottlands, Vorkommen in Südwestengland, im Harz, dem

Rheinischen Schiefergebirge, in Thüringen und Franken, in den Vogesen und dem Schwarzwald sowie der Prager Mulde beprobt.

Die vorliegende Arbeit bildet eine Fortsetzung, in ihr wird das letzte Stadium des variszischen Orogens behandelt, der Aufstieg, die Variszische Krustenstapelung sowie die Abtragung des variszischen Gebirges und die nachfolgenden Schüttungen in die Becken. Diese bisher vernachlässigten Informationen in den Korngefügen der Siliziklasten machen eine überregionale plattentektonische Rekonstruktion der Varisziden im Karbon möglich.

Basis dieser Spurensuche in den Gesteinen sollen dabei die Korngefüge der magmatischen, metamorphen und sedimentären Klasten sowie die Wachstumsgefüge der beteiligten Minerale in den unterkarbonischen Grauwacken sein. Untersucht wurden 4 Konglomerate aus dem Frankenwald sowie die unterkarbonische Füllung der Innersudetischen Senke in den Westsudeten, Polen, die an zahlreichen Lokalitäten beprobt wurde.

Zu den bereits vorhandenen Daten werden durch die Ergebnisse und Modelle der vorliegenden Arbeit neue Datensätze geliefert, die aus den Gefüge der Lithoklasten und den Mineralparagenesen gewonnen worden sind. Damit ist es möglich, plattentektonische Randbedingungen abzuleiten.

## 3. Methodik

## 3.1. Korngefügekundliche Komponentenanalyse

Diese optische Methode bildet das Grundgerüst dieser Arbeit, auf ihr basieren alle weiteren Untersuchungen und Analysen.

Die Gefüge, die in den siliziklastischen Sedimenten gespeichert sind, beinhalten zahlreiche Informationen über das Liefergebiet und seine petrogenetischen Prozesse, auch wenn dieses Liefergebiet heute für den Geologen nicht mehr zugänglich ist.

Mit der Methode der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse ist es möglich, die orogenen Prozesse in ihrer gesamten Bandbreite von den letzen orogenen Produkten, dem Erosionsschutt, bis hin zu ihrem Ursprung im Liefergebiet zu durchleuchten. Das bedeutet, dass mit Hilfe dieser Methode die Prozesse, die beobachtet werden, den kompletten Gesteinszyklus von der Entstehung der magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteine bis zu ihrer Exhumierung und Erosion umfasst werden.

Die untersuchten Komponenten der Konglomerate bestehen in der Regel hauptsächlich aus detritischen Einzelmineralen wie Quarz und Feldspat sowie aus magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinsbruchstücken und Schwermineralen. Der in ihnen gespeicherte Datensatz an Gefügen, kombiniert mit dem Mineralinhalt, definiert die Geschichte ihres Herkunftsgebietes. Dazu liefern tektonische Prozesse, prä- oder synsedimentär, anhand ihrer charakteristischen Gefüge Einblick in die Hebungsgeschichte unterschiedlicher Stockwerke im Liefergebiet.

Voraussetzung der Bereitstellung dieser Komponenten und ihrer charakteristischen Gefüge ist der Aufstieg des varziszischen Gebirges, die Exhumierung und die Hebung der einzelnen Schichten in das Erosionsniveau.

Das Spektrum der plattentektonischen Randbedingungen, die ihre Spuren in den Lithoklasten hinterlassen haben, umfasst:

- Krustendehnung mit einhergehender Bildung von Schwellen und Trögen
- Intrusion von I- und S-Typ Granitoiden
- Exhumierung von Einheiten bei Obduktion
- Beckenbildung nach spätorogener Krustendehnung

Charakteristische Korngefüge sind:

## Magmatische Korngefüge

- Kornform und Eigengestalt
- Glomerophyrische, ophitische und Kumulatgefüge
- Anlagerungs- und Einschlussgefüge, Clusterbildung
- Graphische Verwachsungen

- Entmischung von Rutilnadeln im Quarz
- Zonarbau
- Verzwillingung nach verschiedenen Zwillingsgesetzen
- Wachstums- und Korrosionsgefüge

Diese magmatischen Gefüge spiegeln die Kristallisationsgeschichte ihres Muttergesteins bis ins Detail wider.

#### Subsolidus-Gefüge

- Entmischungen, ihre Zusammensetzung, Orientierung und ihr Ausmass
- Subkornbau
- Inversionsgefüge und Paramorphosen
- Ordnungs- und Unordnungsbeziehungen im Kristallgitter

## Metamorphe Gefüge

- Korngrößen statischer und syndeformativer Rekristallisatkörner
- Orientierung und Häufigkeit von Subkorngrenzen, Breite der Subkörner
- Ausmass der straininduzierten Grenzflächenwanderung
- Auftreten und Orientierung von Deformations- und Böhm-Lamellen
- Entmischung und Ordnung der Alkalifeldspäte
- Umwandlungs-, Reaktionsgefüge

Synmetamorphe und syndeformative Gefüge sind während ihrer Entwicklung Temperaturoder Strainraten-kontrolliert und ermöglichen damit differenzierte Rückschlüsse auf die metamorphe Liefergebietsentwicklung. In Kombination mit der Analyse der Mineralchemie mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde liefern diese Korngefüge Aussagen über geothermische Gradienten und ihr plattentektonisches Umfeld.

## Tektonische Gefüge

- Schieferung
- Faltung und Krenulation
- Vorzugsregelungen
- Auswirkungen verschiedener Deformationsmechanismen, z.B. Scherbrüche
- Rotation der Minerale in den einzelnen Komponenten

Die tektonischen Gefüge geben Einblick in die Verformungsgeschichte unterschiedlicher Krustenstockwerke und lassen gleichzeitig Rückschlüsse auf die Exhumierungsgeschichte zu.

## Sedimentäre Gefüge

- Reife, texturell und kompositionell
- Sedimentärer Inhalt
- Korngestalt und Rundungsgrad
- Sedimentstrukturen wie Schichtung, Gradierung, Sortierung

Die Korngefüge von Sedimenten und besonders Resedimenten zeigen, welche Komponenten aus dem Herkunftsgebiet stammen und welche Komponenten nur recycled in die Grauwacken und Konglomerate gelangten.

## 3.2. Elektronenstrahl-Mikrosonde

Die Mineralanalysen mittels der Mikrosonde ermöglichen es, die chemische Zusammensetzung der einzelnen Minerale zu analysieren. Daraus lassen sich die Bildungsbedingungen und das Wachstum der Minerale magmatischen und metamorphen Ereignissen zuweisen. Damit werden die kleinsten Bestandteile, die am Aufbau der Gesteine beteiligt sind, die Einzelminerale, selbst zur Quantifizierung herangezogen.

In der vorliegenden Arbeit wurde der Schwerpunkt der Mikrosonden-Analysen auf die Hellglimmer der bearbeiteten Konglomerate gelegt.

Daneben wurden Granate analysiert, deren Mineralchemie wichtige Informationen über ihre Herkunft und ihre Kristallisationsgeschichte liefert.

Die Mikrosondenanalysen wurden am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität in Bonn durchgeführt.

Die Mikrosondenanalysen wurden mit der Camebax Mircobeam von Cameca am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelm Universität in Bonn durchgeführt. Folgende Analysatorkristalle werden verwendet: LiF (Fe, Mn, Cr), TAP (Na, AI), TAP(Si, Mg), PET (K, Ca,Ti). Zur Kalibrierung der Elemente wurden folgende Standards eingesetzt: Fe: Fe, Mn: Mn, Cr: Cr, Al: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Mg: MgO, Ti: TiO<sub>2</sub>, Na, Ca, Si: Jadeit-Diopsid, K: Sanidin.

Die Peak Messdauer beträgt für jedes Element 20sec, der Untergrund wird mit 2\*10sec gemessen, mit insgesamt 3 Messdurchgängen. Der Spannungsstrom beträgt 15KV, der Strahlstrom wird auf 15nA eingestellt.

Zur Aufarbeitung der Rohdaten wird das Korrekturprogramm nach PAP (Pouchoir & Pichoir 1984) benutzt.

## 3.3. Rasterelektronenmikroskopie

Diese Methode ermöglicht eine Vorabuntersuchung der Mineralchemie wichtiger Komponenten zur Auswahl geeigneter Mikrosonden- und Datierungsproben. Hier wurden geeignete Minerale gesucht und im mikroskopischen Zusammenhang mit dem Korngefüge analysiert. Das Rasterelektronenmikroskop zeigt neben der punktuellen Analyse die flächige Variationen in der Mineralzusammensetzung wie magmatische oder metamorphe Zonarbaue.

Eine große Hilfe ist diese Methode bei der Suche nach Monazitkristallen in detritischen Komponenten und stellt somit eine Grundlage der Monazitdatierung mit der Mikrosonde dar. Die Monazite charakteristischer magmatischer Komponenten sind in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Finger von der Universität in Salzburg mit der Mikrosonde datiert worden.

## 3.4. Radiometrische Altersdatierungen von Monaziten

Die korngefügekundliche Analyse der Komponenten der unterkarbonischen Grauwacken und Konglomerate des Frankenwaldes sowie die Lithoklastenanalyse devonischer Grauwacken (Wierich 1999) haben gezeigt, dass es eine Reihe charakteristischer Komponenten zu verschiedenen plattentektonischen Milieus gibt. Insbesondere die Komponenten typischer magmatischer Gesteine, wie die Monazite, liefern wichtige Argumente zu den plattentektonischen Randbedingungen.

Durch die Altersdatierung der Monazite ausgewählter Komponenten erhält man absolute Alterswerte. Damit wird es zum einen möglich, die plattentektonische Entwicklung zu rekonstruieren. Zum anderen wird der Zeitraum von der Bildung der Gesteine bis hin zur Sedimentation deutlich.

Die Radiometrischen Altersbestimmungen wurden von Herrn Dr. Friedrich Finger am Mineralogischen Institut der Universität Salzburg mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde durchgeführt.

Die untersuchten Konglomerate im Frankenwald sind:

- Kalkkonglomerat (unteres Tournai)
- Poppengrüner Konglomerat (oberes Tournai)
- Wurstkonglomerat (mittleres Visé)
- Teuschnitzer Konglomerat (oberes Visé)

Die untersuchten Konglomerate der Westsudeten, Innersudetische Mulde, Polen sind:

- Gneisformation
- Gneiskonglomerat
- Graues Konglomerat
- Unteres Variolithführendes Konglomerat
- Tonschiefer und Konglomerate

## 4. Frankenwald

## 4.1. Geologischer Rahmen

Der Frankenwald gehört nach der Einteilung von Kossmat (1927), der die Varisziden in faziell, magmatisch und tektonisch gleich entwickelte Zonen untergliederte, zur Saxothuringischen Zone. Eingerahmt wird diese Zone vom Rhenoherzynikum im Norden und dem Moldanubikum im Süden.

Das Saxothuringkum mit dem Frankenwald zählt zu den kompliziertesten Einheiten des Variszikums, es ist ein SW-NE streichender Gürtel im NW der Böhmischen Masse.



Abbildung 1: Geologische Übersichtskarte des Saxothuringikums. A: Antiform; Al: Altenberg Kaldera; EP: Erbendorf Paläozoikum; FTZ: Frankenwald Transverse Zone; N.-W.: Nossen-Wilsdruff Schiefergebirge; S: Synform; Th: Tharandt Kaldera; ZEV: Zone Erbendorf Vohenstrauss; ZTD: Zone Tepla Domazlice (nach Falk et al. 1995). Das Arbeitsgebiet ist schwarz eingerahmt.

Namensgebend ist das Sächsisch-Thüringische Grundgebirge, dessen geologischer Aufbau durch das Auftreten variszisch gefalteter paläozoischer Sedimentserien vom Kambrium an gekennzeichnet ist, während präkambrische Gesteinskomplexe flächenmässig zurücktreten und auf die Antiklinalen beschränkt sind (Franke 1984, Dallmeyer et al. 1995).

Die Orogenese im Saxothuringikum setzt während des frühen Unterkarbon ein.

Grundlage einer geologischen Gliederung des Saxothuringikums ist der Wechsel von großen SW-NE verlaufenden Antiklinal- und Synklinalzonen. Die Antiklinorien zeichnen sich durch verstärkte Metamorphose und Plutonismus sowie durch bevorzugte Hebungstendenz aus. Die Synklinorien dagegen durch verstärkte Senkung und Sedimentation bei geringer oder fehlender Metamorphose.

Zum Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge gehören die Grundgebirgseinheiten des Schwarzburger Antiklinoriums, des Ostthüringischen Synklinoriums und des Bergaer Antiklinoriums. Das Ostthüringische Synklinorium wird durch die NW-SE streichende Frankenwälder Querzone in ein südwestliches (Teuschnitzer) und ein nordöstliches (Ziegenrücker) Synklinorium geteilt. Aus dem Teuschnitzer Synklinorium stammen die in dieser Arbeit analysierten unterkarbonischen Konglomerate des Frankenwaldes.

Die Sedimentfüllung des Teuschnitzer Synklinoriums besteht aus über 1000m mächtigen Unterkarbon-Sedimenten in Flysch-Fazies. Über Russ- und Aschschiefern folgen sandgebänderte Bordenschiefer mit eingelagerten Keratophyrtuffen und eine Grauwacken-Tonschiefer-Wechsellagerung. Die Faltung des Ostthüringischen Synklinoriums erfolgte während der sudetischen Phase. Seine Tektonik wird durch südostvergente intensive und formenreiche Faltenbilder charakterisiert (Seidel 1995, Walter 1995).

Das Fränkisch-Thüringische Schiefergebirge lässt sich vom Ober-Ordovizium bis zum Unterkarbon in zwei Faziesräume gliedern. Gümbel (1879) nahm eine Gliederung in Fichtelgebirgsfazies und eine Thüringische Dachschieferfazies vor, die von Wurm (1925) aufgegriffen und in Thüringische und Bayrische Fazies erweitert wurde.

Die in Thüringen und im Vogtland nahezu lückenlos herrschende Thüringische Fazies ist durch hemipelagisch-neritische Beckensedimente charakterisiert. Sie ist nach Franke (1984) eindeutig autochthon. Nach Gandl & Mansourian (1978) ist diese Fazies als Entwicklung der tieferen Bereiche des Sedimentationsbeckens im SE des Schwarzburger Sattels bzw. der Mitteldeutschen Kristallinschwelle anzusehen.

Demgegenüber zeigt die Bayrische Fazies einen (hemi-) pelagischen Charakter mit kalkigen Sedimenten, die die Entwicklung in der Nähe eines flacheren Beckenrandes widerspiegeln. Sie ist auf die Umgebung der Münchberger Gneismasse beschränkt. Die Bayrische Fazies ist geringmächtiger als die Thüringische Fazies. Letztere ist übersichtlicher, die Tektonik weniger turbulent (Wurm 1961, Gandl 1964, Gandl & Mansourian 1978, Franke 1984).

Im Gegensatz zu dem weitgehend einheitlichen Ablagerungsraum der Thüringischen Fazies war der Raum der Bayrischen Fazies zusätzlich durch eine Vielzahl lokaler Teilbecken und Schwellen intensiv gegliedert, was rasche Fazieswechsel zur Folge hatte.

Die Grenze Oberdevon-Unterkarbon ist nach Gandl (1972) durchwegs transgressiv in beiden Faziesgruppen ausgeprägt, dabei schritt die Transgression langsam von NW nach SE vor.

Nach Behr et al. (1980) muss das Unterkarbon der Bayrischen Fazies als Wildflysch interpretiert werden. Demnach sind diese Klastika auf einem Schüttungsfächer im Tiefwasserbereich abgelagert, wobei die Bayrische Fazies gegenüber der Thüringischen Fazies einen betont proximalen Charakter besitzen soll. Die Thüringische Fazies stellt laut Behr et al. (1980) den Randbereich des Schüttungsfächers dar, woraus er auf ein südlich

gelegenes Liefergebiet schliesst. Die in den Tiefwasserlinsen der Bayrischen Fazies eingebetteten isolierten Linsen von karbonischen Flachwasserkarbonaten werden als sedimentäre Klippen gedeutet, die durch gravitative Rutschungen in das Wildflyschbecken transportiert wurden. Die chaotischen Lagerungsverhältnisse werden auf sedimentäre Massentransporte zurückgeführt, wobei teilweise auch eine späte tektonische Überprägung angenommen werden kann. Die Vorstellung von Behr et al. (1980) geht dahin, das alle Komponenten der Bayrischen Fazies, die auf Sedimentation im Flachwasser hindeuten, allochthon sind.

Weiter wird vermutet, das sich die weitgefächerte Stratigraphie und Fazies der sedimentären Klippen am besten durch ein Liefergebiet erklären lässt, welches aus gestapelten Sedimentdecken besteht, wie dies unter anderem für den Wildflysch in der Montagne Noire nachgewiesen wurde (Engel et al. 1978). Es wird angezweifelt, dass in den paläozoischen Konglomeraten des Frankenwaldes Kristallingerölle vorhanden sind, die sich eindeutig aus der Münchberger Gneismasse beziehen lassen. Diese lag deshalb vermutlich zu dieser Zeit noch nicht im Abtragungsbereich.

Mayer (1995) schlägt vor, die Unterscheidung einer bayrischen und einer thüringischen Fazies im Unterkarbon aufzugeben, er geht von einer Flyschfazies aus, deren Charakter sich allmählich vom Wildflysch im SE zu Turbiditflysch im NW verändert.

## 4.2. Varisziden-Modelle

Es existiert eine Anzahl von Modellen, die die Varisziden erklären, immer abhängig von Anzahl und Größe der postulierten Ozeane zwischen Baltika und Gondwana, ebenso wie Anzahl, Umfang und paläogeographische Position der von Gondwana abstammenden Mikrokontinente, die von Süden nach Norden driften.

Im Folgenden sollen die wichtigsten Modelle kurz vorgestellt werden.

Linnemann et al. (1999) untergliedern die Varisziden in einzelne Terranes nach der Definition von Howell (1995). Die Begrenzung des Saxothuringischen Terranes reicht von der Fränkischen Linie im SW bis zur Innersudetischen Hauptstörung, die das Terrane im NE abgrenzt. Zum NW hin schliesst mit tektonischem Kontakt das Terrane der Mitteldeutschen Kristallinzone an, nach SE begrenzt das Eger-Rift (Ohre Graben) das Saxothuringische Terrane.

McKerrow & Cocks (1995) beschreiben die Varisziden mittels eines "ocean closure-collisionstrike slip model". Darin bestehen die Varisziden aus einem Schwarm von Mikrokontinenten, die von Gondwana abstammen, aber schneller nach N drifteten als der Hauptkontinent. Die Mikrokontinente wurden über einen langen Zeitraum an Laurussia akkretioniert, bevor die Hauptkollision mit Gondwana stattfand.

Nach Martinez-Catalán (1990) entwickelten sich die Varisziden als ein Inselbogen vor Baltika, um dann schief auf den Kontinentrand von Gondwana obduziert zu werden.

Die populärste Vorstellung stammt von Bachtadse et al. (1995): das frühe Driften von Eastern Avalonia nach Norden, gefolgt von Amorica und schliesslich Gondwana über den Thornquist - und den Rheiischen Ozean, bevor die Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Baltika und Gondwana erfolgte.



Abbildung 2: A. Paläogeographische Rekonstruktion des frühen Ordoviziums. B. Paläogeograpische Rekonstruktion des späten Ordoviziums (nach Bachtadse et al. 1995).

Kroner & Voigt (1992) interpretieren die Varisziden am Nordrand der Böhmischen Masse als einen extensional zerglittenen Krustenstapel. Dabei gehen sie davon aus, dass durch variszische Kollisionsprozesse nachfolgende Einheiten vom Liegenden zum Hangenden übereinandergestapelt wurden: Granulitgebirgskruste, Erzgebirgskruste, Thüringische Faziesreihe, Bayrische Faziesreihe, kristalline Deckenkomplexe von Münchberg, Wildenfels und Frankenberg. Verursacht durch einen extensionalen Kollaps dieses variszischen Krustenstapels gelangten die einzelnen tektonischen Einheiten in ihre heutige Position. Die tiefsten Bestandteile dieses Krustenstapels sind das Granulitgebirge und die MP-MT- sowie die HP-HT-Einheiten des Erzgebirges. Darauf folgen die MP-LT- sowie die LP-LT- Einheiten des Erzgebirges. Eine Fortsetzung dieser Einheiten sehen die Autoren im Iser- und Riesengebirge (Izera-Karkonosze), wobei ein Versatz von 80km durch den dextralen strikeslip der Elbe Zone angenommen wird. Über den MP-LT und LP-LT-Einheiten des Erzgebirges folgt die schwach grünschieferfazielle Thüringische Faziesreihe, gefolgt von der Bayrischen Faziesreihe, die wiederum von komplex aufgebauten kristallinen Decken überfahren wird (Franke 1984). Reste dieser Decken sind in der Münchberger Gneismasse und den Sächsischen Zwischengebirgen von Wildenfels und Frankenberg erhalten. Mit dem Zergleiten des Krustenstapels geht das Eindringen des Granulitgebirges als ,metamorphic core complex' in eine extensional bedingte Schwächezone der saxothuringische Kruste einher.

Eine andere paläobiostratigraphische Vorstellung meint, das der Thornquist Ozean zur Zeit des Paläozoikums als einziger Ozean in Europa existierte (Erdtmann 1991).

Im Gegensatz dazu lehnen Paris & Robardet (1990) die Existenz des Thornquist Ozeans ab. Sie nehmen an, das der Mikrokontinent Avalonia ein Vorgebirge zu Baltika darstellt, welches durch den Rheiischen Ozean von Gondwana getrennt wird. Die Proto-Tethys, welche im Devon das südliche Europa vom nördlichen "gondwanischen" Afrika trennte, hat es nach ihrer biogeographischen Rekonstruktion nie gegeben. Nach dem Modell von Neugebauer (1989) war einzig der Japetus Ozean an der Zusammensetzung des Kaledonisch-Variszischen-Alleghenischen Mega-Orogens beteiligt. Seiner Meinung nach hat sich Avalonia niemals weiter östlich als Nord-Deutschland bewegt. Demgegenüber verblieben das zentrale und südöstliche Europa immer in einer Position proximal zu Baltika. Der Japetus Ozean wurde während des Paläozoikums schnell durch die Rotation von Gondwana gegenüber Laurussia geschlossen. Das kaledonische Orogen hat sich niemals weiter als das heutige zentrale Polen ausgebreitet.

Der Begriff Amorica wurde 1979 von van der Voo auf der Basis von paläomagnetischen Daten eingeführt. Ausgehend vom Amorikanischen Massiv wurde der Begriff später auf verschiedene Krustenbereiche mit cadomischem Basement (Iberia, Saxothuringische Zone, Moldanubische Zone, Teile des Alpenorogens) übernommen. Gemeinsame Merkmale dieser Krustenbereiche sind das Cadomische Basement, die gute Übereinstimmung der paläomagnetischen Daten, die Sedimentationslücke im Oberkambrium, die siliziklastische Ausbildung der ordovizischen Schelfsedimente, das Auftreten oolithischer Eisenerze sowie der glaziomariner Tillit der Sahara Vereisung im Ashgill (O-Ordoviz).

## 4.3. Petrographie der unterkarbonen Konglomerate des Frankenwaldes

Für die vorliegende Arbeit ist das Schwarzburger Antiklinorium als Teil der Südthüringischen Nordsächsichen Antiklinalzone sowie das Bergaer Antiklinorium bedeutsam.

Aus der zwischen dem Schwarzburger und Bergaer Antiklinorium liegenden Thüringischen Synkline entstammen die folgenden Konglomerate des Unterkarbons:

- Kalkkonglomerat
- Poppengrüner Konglomerat
- Wurstkonglomerat
- Teuschnitzer Konglomerat

Das SW-NE verlaufende Thüringer Synklinorium im nordwestlichen Frankenwald wird durch die Frankenwälder Querzone in die nordöstliche Ziegenrücker Mulde (Ostthüringische Hauptmulde bei Eigenfeld 1933) und die südwestliche Teuschnitzer Mulde (Westthüringische Hauptmulde bei Eigenfeld 1933) getrennt.

Durch das Bergaer Antiklinorium getrennt schliesst sich im Osten die Syklinale von Meltheuer an. Im Westen wird die Thüringer Synkline durch das Schwarzburger Antiklinorium begrenzt.

Die Mulde wird aufgebaut von einer mehrere hundert Meter mächtigen Kulmfolge (Lambelet et al. 1967, Gräbe & Wucher 1967).

Der Kulm in diesem Teil der Synkline wird untergliedert in den Unteren und den Oberen Kulm (Lambelet et al. 1967).

Der Untere Kulm setzt sich zusammen aus:

- dunklen Bordenschiefern
- dem Wetzsteinquarzit (Wurstkonglomerat) und
- dem Oberen Dachschiefer

Der Obere Kulm gliedert sich in:

- Tonschiefer des Oberen Kulms
- Grauwacken des Oberen Kulms
- Konglomerate des Oberen Kulms
  - Giftinger Konglomerat
  - Possecker Konglomerat
  - Teuschnitzer Konglomerat (OTS)
  - Marienrother Konglomerat

Im Folgenden werden die Konglomerate des Frankenwaldes mittels der Methode der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse beschrieben.

#### 4.3.1. Kalkkonglomerat

#### 4.3.1.1. Stand der Forschung

Das Kalkkonglomerat wird in die Wetzsteinquarzitserie der oberen Lehestener Schichten des Unteren Kulms gestellt (v. Gaertner 1950, Lambelet et al. 1967). Von Gaertner (1950) parallelisiert die Brekzie mit dem Poppengrüner Konglomerat, da sowohl das Kalkkonglomerat als auch das Poppengrüner Konglomerat Algenkalk, Dolomit, Lydit und Spilit führen.

Es gilt als fazielles Äquivalent zum Schmiedsgrund Konglomerat der Thüringischen Faziesreihe und wird als grobes Strandkonglomerat gedeutet (Suchan 1966, Gandl & Mansourian 1978). Wurm (1925) hielt das Kalkkonglomerat für das Aufarbeitungsprodukt einer Steilküste, Korn (1938) schloss sich dieser Meinung an. Vogler (1956) erwägt die Deutung einer submarinen Explosionsbrekzie.

Für die Konglomerate der Bayrischen Fazies wurden bisher Schüttungen aus SE angenommen (Eigenfeld 1933, 1938, Vogler 1956). Im Falle des Kalkkonglomerates vermutet Suchan (1966) eine Schüttung aus N, da das Konglomerat über eine N-S Zone erstreckt ist, innerhalb der die Geröllgröße von Norden nach Süden abnimmt.

Das Konglomerat liegt je nach Aufschluss auf verschiedenem Untergrund, welcher dann als Komponenten im Konglomerat auftritt. An der Überkehr westlich von Löhmar liegt das Kalkkonglomerat transgressiv auf Diabas, welcher hier die vorherrschende Komponente ist (Suchan 1966).

Im Liegenden des Kalkkonglomerates befindet sich die Polygene Kalkbrekzie, die von einigen Autoren mit dem Kalkkonglomerat zusammengefasst wird.

Das Kalkkonglomerat ist nach Eigenfeld (1938), Greiling (1966) und Gandl (1981) eines der ältesten Konglomerate der Bayrischen Fazies und wird in das untere Tournai, in die Gattendorfia Stufe a/ß (Tn1b) gestellt.

Suchan (1966) stellt es aufgrund von Conodonten an die Basis der Pericyclusstufe cu II a. Der Kulmkalk kann seiner Meinung nach nicht als Bezugshorizont für die Gliederung des Kalkkonglomerates herangezogen werden. Kalkbildung war im Unterkarbon der Bayrischen Fazies während der gesamten Pericyclusstufe möglich. Der Kulmkalk könnte das Kalkkonglomerat zeitlich und faziell vertreten und tritt auch im Hangenden des Konglomerates auf.

Die Polygene Kalkbrekzie an der Überkehr westlich von Löhmar reicht nach Conodonten-, Brachiopoden- und Foraminiferen-Untersuchungen vom oberen Tournai (Tn3c, mit Spathognathodus bultyncki) bis in das Unter-Visé (V1b oder V2a, mit Archaediscus krestovnikovi krestovnikovi) und vertritt damit den größten Teil des Hauptkohlenkalkes (Gandl & Mansourian 1978, Mansourian 1979). Für die im Hangenden der Polygenen Kalkbrekzie folgenden Kalkkonglomerate kann nach Brachiopoden-Resten aus der Gruppe des Echinochonchus punctatus auf ein Vb2 Höchstalter (Mittelvisé) geschlossen werden.

Die polygene Kalkbrekzie ist gegenüber dem Aufschluss des Kalkkonglomerates an der Überkehr von Löhmar aufgeschlossen und wird hier zusammen mit den Proben des Kalkkonglomerates behandelt.

Das Kalkkonglomerat steht an der Überkehr (Bl. Schwarzenbach am Wald, r 69140, h 69780) an und wurde dort beprobt.

Nach Vogler (1956) und Suchan (1966) sind folgende Gesteinstypen am Komponentenspektrum beteiligt:

- Dolomit
- Algenkalk
- Diabas
- Diabastuff
- Lydit
- Devonkalk
- Kalkgrauwacke
- Quarzkeratophyrbrekzie



Abbildung 3: Resedimentiertes Kalkkonglomerat, Schnitt senkrecht zur Schichtung. Die Komponenten, Karbonate (mittelgrau) und Tuffite (hell), liegen mässig sortiert in einer karbonatischen Matrix.

#### Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Das massige Gestein ist matrixgestützt und mässig sortiert. Frisch angeschlagen hat es eine hellgraue Farbe.

Das polymikte grobe Kalkkonglomerat ist charakterisiert durch Tuffe, untergeordnet sind intermediäre und saure Komponenten. Vereinzelt treten Komponenten bis zu 7cm auf. Im Durchschnitt haben die Komponenten eine Größe zwischen 2 und 4cm. Das Gestein ist zu großen Teilen diagenetisch von sparitischem Karbonatwachstumsgefüge überwachsen.

## 4.3.1.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## <u>Vulkanite</u>

## Tuffkomponenten

Diese Komponenten sind für das Kalkkonglomerat charakteristisch, sie erreichen eine Größe bis 4cm. Es sind polygene Tuffe, in denen sich unterschiedliche Auswurfprodukte am Aufbau beteiligen. Dazu gehören zum einen Kristallfragmente und Gesteinsbruchstücke des eruptierten Magmas, zum anderen sind Xenolithe enthalten, die bei der Eruption mitgerissen wurden. Dabei handelt es sich um saure, intermediäre und basische Vulkanite (L 3/1, L 3/3, L 3/4). Es kommen auch Grauwacken und Tonschiefer sowie Ooid-Karbonat Xenolithe einer küstennahen Kalkfazies vor (Tafel 3, Bild 5-8).

Bei den Kristallfragmenten sind die der Quarze dominierend. Es sind eckige bis gerundete, zum Teil Bruchstücke von strain-freien oder undulös auslöschenden Quarzen, die eine Größe von 60-400µm besitzen. Ganz vereinzelt sind Böhmlamellen zu erkennen, die mit Gas-Flüssigkeitseinschlüssen dekoriert sind. Die Böhmlamellen sind ein Hinweis für eine späte kalte Deformation, die das Gestein postsedimentär getroffen hat (L 3/1).

Weitere Kristallfragmente sind idiomorphe Plagioklase oder deren Bruchstücke (L 3/3). Die teilweise oder vollständig karbonatisierten Kristalle sind zwischen 0,1 und 2mm groß und nach dem Albitgesetz verzwillingt (L 3/2, L 3/3).

Neben diesen Kristall-Bruchstücken treten Gesteinsbruchstücke hinzu. Bei den magmatischen sind es saure Fragmente, die aus Quarz und Feldspat bestehen. Teilweise ist ihre Grundmasse entglast oder auskristallisiert. Magmatische Quarze sind korrodiert und Einschlussarm. Plagioklase sind häufig an ihren idiomorphen, tafeligen Umrissen zu erkennen. Sie sind beginnend karbonatisiert und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Biotit ist selten, seine braunrote Farbe charakterisiert ihn als Ti-reiches Mineral. Rutil ist als sekundäres Entmischungsprodukt gitterförmig parallel der 3 hexagonalen Achsen als Sagenitgitter ausgeschieden (L 3/7).

Feinkörnige intermediäre und basische Gesteinsfragmente sind eckig bis kantengerundet mit einer Größe zwischen 0,1 und 1,6mm (L 3/8, L 4/4). Sind sie porphyrisch, dann liegen Plagioklaseinsprenglinge in einer Matrix, in der sie durch die bevorzugte Einregelung die magmatische Fliessebene nachzeichnen. Klasten ohne Einsprenglinge zeigen Intersertalstruktur mit skelettförmig gewachsenen Plagioklasen. In anderen Tuffkomponenten zeichnet ein trachytisches Gefüge die magmatische Fliessrichtung nach. Glasanteile sind chloritisiert, Blasenräume sind mit grobem Karbonat ausgefüllt (L 3/8). Sie erinnern an Spilite. Apatite und Zirkone in diesen Gesteinsbruchstücken sind idiomorph und 24-72µm, selten bis 180µm groß (L 3/3).

Zu den Xenolithen zählen Tonschiefer, die unregelmässig begrenzt 0,2mm groß sind. Feinsandige Sandsteine sind als angerundete Fragmente in den Tuffen enthalten. Ihre Größe überschreitet nicht 1,2mm (L 3/1). Zu erkennen sind eckige, angerundete und selten auch gerundete Quarz-, Plagioklas- und Alkalifeldspatkristalle sowie klastischer Hellglimmer in einer tonigen Matrix, die in anderen Komponenten vollständig karbonatisiert ist (L 3/4). Zirkone (bis 30µm) sind idiomorph. Daneben treten in den Tuffen Ooid-Karbonat-Xenolithe auf.

Die Mineralfragmente, magmatische Komponenten und Xenolithe sind eingeschlossen in eine feinkörnige, zum Teil gebänderte kryptokristalline Aschematrix. Glasige Anteile sind chloritisiert. Sie fehlen in den kompakteren, feiner körnigen Tuffen.

Die Tuffe, in denen hauptsächlich Mineralbruchstücke von Quarz und Plagioklas vorkommen und die nur sehr wenige Gesteinsbruchstücke und Xenolithe enthalten, besitzen eine feinkörnige Grundmasse, in der chloritisierte Anteile fehlen. Diese Komponenten sind als Kristalltuffe anzusprechen. Bei höherem Gehalt an Gesteinsfragmenten und nur wenigen Kristallen sind die Tuffe gröber und werden als lithische Tuffe bezeichnet (Füchtbauer 1988).

Mehrere Autoren (Suchan 1966, Franke 1984) unterteilen die Tuffe in saure und basische Komponenten. Nach polarisationsoptischen Analysen lässt sich keine strenge Trennung in saure und basische Tuff vornehmen, da in den Tuffkomponenten des Kalkonglomerates immer saure und basische Anteile beteiligt sind.

Intermediäre und basische Vulkanite

Klein- bis mittelkörnige intermediäre und basische Vulkanite treten im Kalkkonglomerat in Form von gut gerundeten, bis 1,2 cm großen Komponenten auf. Allerdings wird die Komponentengröße häufig durch die starke Karbonatisierung verfälscht.

Dominierendes Mineral in den intermediären Klasten ist Plagioklas. Mit ihrem trachytischen Gefüge zeichnen die Kristalle durch mässige bis sehr gute Vorzugsregelung das magmatische Fluidalgefüge nach. Die Plagioklase sind beginnend serizitisiert, zum Teil skelettförmig und stark karbonatisiert. Die Kristalle besitzen eine maximale Größe von 1,2mm.

Des weiteren treten Klasten mit Plagioklaseinsprenglingen (max. 3mm, L 3/8) auf, die serialporphyrisch verteilt vorliegen. Die Kristalle sind nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt, selten sind auch Mehrfachzwillinge vorhanden (Tafel 1, Bild 7). Ein glomerophyrisches Gefüge tritt dort auf, wo die Einsprenglinge Cluster bilden. Auffällig ist die starke Karbonatisierung, die einige Individuen vollständig umgewandelt hat, sowie beginnende Serizitisierung. Darüber hinaus sind Plagioklase vom Kern her vergrünt: Instabilere An-reiche Zonen werden in Chlorit umgewandelt oder saussuritisiert (L 3/4, L 3/5, L 3/6, 3/9, L 4), so dass die Plagioklase teilweise oder vollständig umgewandelt vorliegen (Tafel 2, Bild 3).

Mafische, idiomorphe Minerale sind vollständig serpentinisiert. Diese Pseudomorphosen nach Pyroxen liegen als Einsprenglinge mit einer Korngröße von maximal 0,8mm vor, seltener als langgestreckte Säulen (3mm), einzeln oder als Cluster vor (L 3/8, L 3/9). Schmelzbuchten sind mit Matrixmaterial gefüllt. Die Serpentinisierung ging von Spalten und Rissen aus, um dann den gesamten Kristall zu erfassen, stellenweise in Form der charakteristischen Maschenstruktur des Antigorits (L 4/4). Blasige Hohlräume sind durch ein Gemenge aus Prehnit-Pumpellyit und Chlorit verfüllt. Die Matrix ist mikrokristallin, Erz-körnchen sind unregelmässig verteilt.

Basische Vulkanite sind seltener als die Intermediären. In ihnen liegen die tafelig-nadeligen Plagioklase divergent angeordnet vor. Zonarbau ist nur selten zu erkennen (L 3/2). Blasenreiche Partien fallen durch ihre kräftiggrüne Füllung von fächer- oder parkettartigen Prehnit-Pumpellyit (oder Chlorit) auf (L 3/1, L 3/2, L 3/4). Graphit und Titanit kommen in körnigen Aggregaten vor und sind unregelmässig verteilt. Titanit ist xenomorph mit einer Korngröße zwischen 30 und 58µm.

Daneben treten Klasten mit scherbigen Glaspartikeln in einer glasig erstarrten Grundmasse auf. In dieser "schwimmen" bis zu 450µm große (250µm breit), langestreckte hypidiomorphe Plagioklase (L 3/5). Durch Umwandlung der vulkanischen Gläser entstandene Zeolithe sind kryptokristallin.

Das Gefüge wird durch beginnende Karbonatisierung überwachsen.

#### Saure Vulkanite

Saure Vulkanite treten deutlich hinter den intermediären und basischen Komponenten zurück. Diese sauren Komponenten sind bis 0,7 cm groß und bestehen aus Quarz mit Alkalifeldspat und wenig Plagioklas (L 3/4, L 3/8, L 3/9). Die klaren Quarze sind korrodiert und haben eine Größe von 0,2 bis 0,3mm (L 3/4). Sie liegen porphyrisch in einer felsitischen Grundmasse ohne spezielle Verwachsungsgefüge vor. Einzelne Kristalle sind nicht oder nur

undeutlich zu erkennen, die Kornränder bilden ein irreguläres Mosaik aus Quarz und Feldspat. Nach Shelley (1993) sind derartige Gefüge auf starke Unterkühlung zurückzuführen, die die Ausbildung der Kristallform unterdrückt. Mit zunehmender Temperatur vergröbern sich felsitische Gefüge. Nur selten ist eine leichte Fliess-Struktur ausgeprägt.

Langestreckte Zirkone sind bis 0,17mm lang (L 3/7).

Im Kalkkonglomerat treten weder saure noch basische Plutonite auf.

Wirth (1984) untersuchte die Geochemie paläozoischer Magmatite (Diabase, Pikrite, Keratophyre und Quarzkeratophyre) aus dem Frankenwald. Seiner Meinung nach handelt es sich ausnahmslos um Gesteine mit kontinentalem Charakter, die Analysen sprechen für ein alkalibasaltisches und ein tholeiitbasaltisches Ausgangsmagma. Die Gesteine sind verschiedenen Förderphasen zuzuordnen, wobei die vulkanischen Aktivitäten vom Ordovizium bis in das Unterkarbon reichen. Ein Schwerpunkt lag im Oberdevon der Thüringischen Fazies.

Die intensive Karbonatisierung einiger Komponenten kann zum Teil mit der Reaktion des bei der Plagioklasumwandlung frei werdenden Ca<sup>2+</sup> mit CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O aus dem Restmagma erklärt werden.

#### Sedimente

#### Karbonate

Von der karbonatisierten Matrix deutlich abgegrenzte Karbonatkomponenten sind bis auf wenige Komponenten mikritsch bis sparitisch kristallisiert. Es kommen dichte ungleichkörnige und gleichkörnige Komponenten vor. Sie sind angerundet bis gerundet und haben eine Größe zwischen 0,3 und 2,5cm.

Toniges Material aus Aschelagen ist durch einzelne Komponenten verfolgbar. In ihnen haben magmatische Quarze idiomorphe Zirkone eingeschlossen (L 3/6).

Daneben sind abiogene Komponenten wie Ooide und Pisoide mit konzentrischem Aufbau um einen Kern zu beobachten. Ausserdem treten Algenkalke auf, die durch ihre röhrenförmigen Aufbau auffallen.

Zur Herkunft dieser Karbonate kann man vermuten, dass eine küstennahe Kalkfazies ungleichkörnige, geschichtete Kalksande mit klastischen Karbonatkörnern schüttet.

## Tonschiefer

Tonschiefer sind im Kalkkonglomerat selten, dann meist deutlich ausgeschwänzt (1,2cm) und stark druckgelöst. Vermutlich sind sie als Weichklasten sedimentiert worden. Die Phyllosilikate in den Komponenten sind zum Teil sehr gut eingeregelt.

#### Meta-Sedimente

#### Metasandsteine

Angerundete bis gerundete feinsandige Meta-Sandsteine liegen im Kalkkonglomerat mit einer Größe bis zu 0,8cm vor. An beteiligten Komponenten treten klastischer Quarz, Feldspat und Hellglimmer sowie kleine Bruchstücke von Tonschiefern und Quarziten auf.

Klastische Quarze sind eckig bis angerundet, strain-frei oder löschen undulös aus. Plagioklase haben Albitzwillinge und sind beginnend serizitisiert oder karbonatisiert. Hellglimmer sind 0,2mm lang und geknickt. Bruchstücke von sauren Vulkaniten in diesen Metasedimenten sind angerundet und 0,25mm groß (L 3/9). Die Matrix der Sandsteine ist tonig oder karbonatisch.

#### Kieselschiefer

Schwarze Kieselschiefer sind im Kalkkonglomerat in Form von unregelmässig begrenzten Komponenten vorhanden, die vermutlich bei Ablagerung noch nicht verfestigt waren und ausserdem stark druckgelöst sind (L 3/7).

#### <u>Matrix</u>

Zum Teil ist es schwer zu entscheiden, wo bei der starken Karbonatisierung die Grenze zwischen der Matrix und den Komponenten liegt. Die Matrix setzt sich aus den oben beschriebenen Komponenten zusammen, ist aber stark Karbonat-betont. Früh aus der Schmelze kristallisierte Quarze liegen als klare Körner mit fein suturierten Korngrenzen und wenigen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen in der Matrix vor.

Andere Quarze in der Matrix sind stark suturiert und mit vielen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen dekoriert, die die Körner trüben. Solche Quarze sind auf den 1. Blick nur schwer von Alkalifeldspäten zu unterscheiden, die durch Einschlüsse ähnlich stark getrübt wurden. Auffällig sind Quarzkörner, deren Einschlüsse primär entlang von Wachstumsflächen im rechten Winkel angeordnet sind (L 3/7). Darüber hinaus sind in einigen Quarzen zwei Scharen von Deformationslamellen erhalten (L 3/4), die während einer kalten Deformation bei Temperaturen von <275°C entstanden sind. Damit ist die frühest mögliche plastische Deformation in Quarz belegt. Eine höhere Aufheizung des Gesteines nach Ablagerung kann daher ausgeschlossen werden, da mit höheren Temperaturen die Deformationslamellen ausgelöscht werden (Voll 1962).

In der Matrix auftretende Plagioklase (bis 240µm groß) sind nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und nachträglich karbonatisiert.

#### Zusammenfassung

Im Kalkkonglomerat ist ein Vulkanismus dokumentiert, der die für das Kalkkonglomerat charakteristischen Tuffe mit ihren Vulkaniten, Xenolithen sowie Aschen förderte. Letztere sind als Aschenlagen selbst in den Kalkkomponenten zu verfolgen. Vom ältesten Kalkkonglomerat bis hin zum jüngsten Teuschnitzer Konglomerat ist eine kontinuierliche Abnahme der vulkanischen Tätigkeit zu verzeichnen, die im Kalkkonglomerat noch basische, intermediäre und saure Vulkanite liefert (effusiv-karbonatische Schichtfolge). Anteile des kontinentalen kristallinen Basements im Hinterland sind im Kalkkonglomerat nicht vorhanden.

Die Kalke eines küstennahen Saumriffes sind heute als reine Karbonatkomponenten im Kalkkonglomerat vertreten. Beckenwärts folgt eine küstennahe Karbonatsedimentation mit Ooiden und Pisoiden sowie Sanden und Tonen.

## 4.3.2. Poppengrüner Konglomerat

## 4.3.2.1. Stand der Forschung

Das Poppengrüner Konglomerat wird zur Bayrischen Faziesreihe des Frankenwälder Paläozoikums gezählt (Eigenfeld 1938, Vogler 1956).

Das Unterkarbon des Bayrischen Fazies wurde von Wurm (1925) aufgrund seines eintönigen petrographischen Charakters, seiner Fossilarmut und der starken tektonischen Beanspruchung als Grauwacken-Tonschieferserie zusammengefasst. Innerhalb dieser Serie wird das Poppengrüner Konglomerat in das mittlere Visé (Goniatites-Stufe) gestellt (Wurm 1925, Vogler 1956).

Eigenfeld (1938) beschreibt das Poppengrüner Konglomerat im Zuge der granitführenden Konglomerate in der der Münchberger Gneismasse vorgelagerten Schuppenzone.

Nach Greiling (1966) liegen die Grauwacken der Bayrischen Fazies nirgendwo auf devonischen Schichten. Zwischen den Oberdevonkalken und den Grauwacken stehen Kalkknollenschiefer, Kohlenkalk, Mergel und Unterkarbonschiefer an. Diese Schichtlücke zwischen dem Oberdevon und Unterkarbon entspricht nach Eigenfeld (1938) der Transgression der Glyphicocerasstufe (Visé). Die Abtragung des oberdevonischen Kalkes während der bretonischen Phase dauerte bis zur Geilocerasstufe des unteren Oberdevons.

Gandl (1968) und Gandl & Mansourian (1978) stufen das dolomitführende Poppengrüner Konglomerat nach Untersuchungen an einer Brachiopoden-Conodonten Fauna in das höchste Tournai, entsprechend der unteren Pericyclus Stufe cu II ß ein.

Nach Meinung von Franke (1984 und mündl. Mitt.) ist das Poppengrüner Konglomerat jünger als Tournai. Ein großer Kohlenkalkblock hat Foraminiferen des V2a-V3b geliefert. Ein Kohlenkalkgeröll aus dem Konglomerat am Bahneinschnitt Poppengrün enthielt Foraminiferen, die in das V3b-V3c datiert wurden. Demnach ist das Poppengrüner Konglomerat in das Mittlere bis Obere Visé zu stellen (Franke 1984).



Abbildung 4: Das Poppengrüner Konglomerat ist matrixgestützt und schlecht sortiert. Die Komponenten, dominierend sind resedimentierte Sedimente, liegen in einer mittel- bis grobsandigen Grauwacken-Matrix.

Die Typlokalität des Konglomerates liegt in dem Bahneinschnitt nahe dem Bundesbahn Haltepunkt Döbra bei Poppengrün, in dem das Konglomerat beprobt wurde. Ein weiterer Aufsschluss befindet sich an der Überkehr bei Löhmar.

Es handelt sich um ein grobes Konglomerat, welches eine Mächtigkeit von über 25m erreicht. Nach Vogler (1956) setzt es sich hauptsächlich aus gut ellipsoidisch abgerollten feinkörnigen quarzitischen Grauwacken zusammen, die eine Maximalgröße von 33cm erreichen. Er hat weitere Komponenten unterscheiden können:

- Quarzkeratophyre
- Dolomite
- Kohlenkalke
- Devonische Kalksteine
- Lydite
- Granite
- Diabastuffe

## Makroskopische Gesteinsbeschreibung:

Das massige Gestein ist matrixgestützt und schlecht sortiert. Frisch angeschlagen besitzt es eine hellgraue Matrix mit einem polymikten Komponentenspektrum. Dominierende Komponenten sind quarzitische Grauwacken. Daneben treten Karbonate, Meta-Sandsteine, intermediäre und saure Vulkanite auf. Das Poppengrüner Konglomerat ist stark flyschbetont. Die Grauwacken zeigen ein kontinentales Komponentenspektrum.

## 4.3.2.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## <u>Sedimente</u>

## Grauwacken

Dominierend im Komponentenspektrum des Poppengrüner Konglomerates sind resedimentierte, undeformierte oder schwach deformierte Sedimentgesteine. Dazu gehören quarzitische, mässig bis gut sortierte Meta-Grauwacken (L 1/1, L 1/3, L 1/7). Die gut gerundeten Komponenten sind bis zu 3cm groß.

Die grobsandigen Meta-Grauwacken (Tafel 3, Bild 2) zeichnen sich aufgrund ihrer eckigen, zum Teil splittrigen Gesteinsfragmente als texturell unreifes Sediment aus. Kompositionell handelt es sich um ein reifes Sediment, welches eine hohe Aufarbeitung im Liefergebiet dokumentiert, Hauptmineral ist Quarz.

Korrodierte Quarzeinkristalle mit einer maximalen Korngröße von 0,6mm sind strain- und einschlussfrei. Sie werden einer magmatischen Quelle zugeordnet. Diese monokristallinen Quarze liegen mit ihren Längsachsen parallel zur Schichtung, die aus dem Herkunftsgebiet überliefert ist. Andere Einkristalle aus Quarzgängen sind gespikt voll mit ein- und zweiphasigen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen. Diese sind sowohl primär als auch sekundär

entstanden und haben eine Größe zwischen 2 und 12µm (L 1/7). Die monokristallinen Quarze weisen schwachen Subkornbau auf. Anzeichen einer höher temperierten Metamorphose liefern undulös auslöschende Quarze mit Sillimanitnadeln (L 1/1, L 2/1). Beim Abbau der Paragenese Muskovit und Quarz bildet sich Sillimanit und Alkalifeldspat und H<sub>2</sub>O unter amphibolitfaziellen Bedingungen ~700°C, 2kbar, Tröger 1967). Ebenso selten wie die Sillimanitnadeln sind Rutilnadeln in Quarz zu beobachten (L 1/1, L 1/7). Der Einbau von Titan in Quarz erfolgt unter granulitfaziellen Bedingungen (Substitution von Ti<sup>4+</sup> für Si<sup>4+</sup>), die Entmischung der charakteristischen Rutilnadeln bei anschliessender Abkühlung (Voll 1969). Niedrigtemperierte Metamorphose und schwache Deformation führten zum undulösen Auslöschen der Quarze. Sie zeigen schwachen Subkornbau oder sind an stark deformierten Kornteilen syndeformativ fein rekristallisiert. Straininduzierte Grenzflächenwanderung verursachte eine Suturierung der Korngrenzen. Sehr grobe Quarzwachstumsgefüge mit suturierten und grob kristallisierten Quarzen, die zudem Helminth-Chlorite eingeschlossen haben, sind Bruchstücke aus Kluftfüllungen (Gangquarz), die hydrothermal im sedimentären Stockwerk angelegt wurden (Füchtbauer 1988).

Deformationslamellen, die bei kalter, schon plastischer Deformation parallel zur Druckspannung entstehen, sind während der variszischen Orogenese angelegt und stammen nicht aus dem Liefergebiet. Die Einlagerung von Rutil- und Sillimanitnadeln belegen amphibolit-granulitfazielle Bedingungen (L 1/3).

Xenomorphe-hypidiomorphe Plagioklase sind maximal 0,3mm groß. Sie zeigen polysynthetisch enge Verzwillingung nach dem Albitgesetz und sind vereinzelt verbogen oder geknickt. Beginnende und starke Serizitisierung, Saussuritisierung sowie Karbonatisierung der Plagioklase ist zu beobachten. Einige Individuen haben runde Quarzkristalle eingeschlossen, was durch Oberflächenminimierung im Kristall unter höher amphibolitfaziellen Bedingungen geschieht. Andere Plagioklase werden von Kern aus chloritisiert (L 1/1).

Xenomorpher Alkalifeldspat ist maximal 0,45mm groß. Häufig ist eine Chloritisierung entlang von Spaltflächen zu erkennen. Seltener sind granophyrische Verwachsungen mit Quarz. Dieses Gefüge spricht für gleichzeitige Kristallisation von Alkalifeldspat und Quarz im Eutektikum von Restschmelzen (Williams et al. 1982, Hyndman 1985).

Klastische Hellglimmer liegen mit ihrer Basis parallel zur Schichtung. Ihre Länge beträgt maximal 0,6mm, sie sind völlig strainfrei oder zeigen Knickbanddeformation.

Ähnlich deformiert werden die Biotite, deren Größe 0,3mm nicht überschreitet, mit einer Ausnahme eines Biotites, der eine Größe von 0,85mm besitzt.

Intermediäre Vulkanite liegen in Form von kleinen graugrünen Komponenten vor, die eine Größe von 0,6mm nicht überschreiten (L 1/1, L 1/2). Skelettförmiger Plagioklas tritt mit maximal 0,22mm langen Tafeln auf. Die Kristalle liegen fluidal eingeregelt oder ungeregelt vor. Die Matrix ist feinkristallin mit intersertalem Gefüge.

Tonschiefer und seltener auch Glimmerschiefer, die eine Größe von 0,4mm erreichen, treten in länglichen, abgeflachten Komponenten in den Grauwacken auf. Phyllosilikate zeichnen die Schieferungsflächen zweier Schieferungen S1 und S2 nach, die im Liefergebiet angelegt wurden.

Am Schwermineralspektrum sind akzessorisch Zirkone beteiligt, die mit meist idiomorphen bis angerundeten, selten auch gut gerundeten Körnern auftreten. Ihre Größe liegt zwischen 50 und 150µm. Daneben tritt hypidiomorpher Apatit (80µm) auf, Turmalin (< 160µm) ist grünbraun mit eckigen bis angerundeten Kristallen. Apatite und Zirkone sind als Einschlüsse in magmatischem Quarz zu beobachten (L 1/9).

Spuren prävariszischer Tektonik finden sich in Form von 1,6mm breiten Quarzgängen in den Grauwacken, die durch grobkristallinen Quarz verfüllt sind.

Mittelsandige Grauwacken sind ebenfalls matrixgestützt und quarzititsch geprägt. Die überwiegend eckigen bis angerundeten Bruchstücke liegen in einer serizitisch-kieseligen Matrix. Das Komponentenspektrum setzt sich aus wenigen Gesteins- und Mineralbruchstücken zusammen. Darunter fallen hauptsächlich Quarze sowie Feldspäte und Pelite. Die Klasten sind weitgehend Längsachsen-parallel eingeregelt. Quarze sind meist monokristallin und einheitlich bis schwach undulös auslöschend. Deformationslamellen wurden prävariszisch parallel zur Druckspannung angelegt. Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, einige Individuen sind zerbrochen und belegen Bruchtektonik im Kristall. Hellglimmer tritt in feinstschuppigen Aggregaten von nur wenigen µm auf. Einzelne Minerale zeichnen durch ihre bevorzugte Einregelung die Schieferungsflächen nach.

Mittelsandige Grauwacken mit überwiegend eckigen bis angerundeten Bruchstücken von monokristallinem Quarz und Feldspat liegen in einer bräunlich-serizitischen Matrix. Die Monoquarzkörner sind aufgrund der zahlreichen primären Gas-Flüssigkeitseinschlüsse von Quarzgängen abzuleiten. Saure Vulkanitklasten sind selten und weisen ein felsitisches Gefüge auf.

Feinsandige Grauwacken sind teils matrix-, teils korngestützt. In einer kieseligen Matrix liegen mässig sortiert eckige bis angerundete Quarze und Feldspäte. Als Weichklasten wurden siltig-feinsandige Tonsteine sedimentiert. Die Mineralbruchstücke sind Längsachsenparall eingeregelt. Auf den Schieferungsflächen ist zurückgebliebenes, druckunlösliches Material angesammelt, welches den Klasten eine schmutzig braune Farbe verleiht.

#### Sandsteine

Korngestütze, feinsandige Meta-Sandsteine liegen in gut gerundeten, maximal 2cm großen Komponenten vor. Gesteinsbildend sind Quarz, Feldspat und Hellglimmer. Nebengemengteil ist Chlorit sowie akzessorisch Turmalin und Titanit.

Quarzkörner (< 0,2mm) liegen eckig oder kantengerundet, nur selten angerundet vor. Es sind undulös auslöschende Kristalle, die durch Gas-Flüssigkeitseinschlüsse getrübt oder einschlussfrei sind. Durch kalte plastische Deformation entstandene, noch erhaltene Deformationslamellen ist belegt, das der Quarz postdeformativ nicht höher als 290°C temperiert worden ist. Plagioklase sind 110-150µm groß und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Sie sind klar oder durch beginnende Serizitisierung getrübt. Alkalifeldspat ist maximal 0,4mm groß und beginnend serizitisiert. Vereinzelt sind perthitische Entmischungen wie Ader- und Bandperthite zu erkennen. Diese Form der kontinuierlichen Entmischung findet bei Temperaturen < 650°C statt (Tuttle & Bowen 1958, Smith & Brown 1988).

Hellglimmerminerale sind zwischen 30 und 180µm lang und zeigen nur selten Anzeichen einer Knickbanddeformation. Fe-reiche Chlorite weisen olivgrünen bis blassgrünen

Pleochroismus und anomale entenblaue Interferenzfarben auf. Biotit hat eine orangebraunrote Farbe und ist stellenweise beginnend chloritisiert, häufig sind pleochroitische Höfe zu erkennen.

Akzessorisch vorhanden sind braune und blaue eisenhaltige Turmaline mit bis zu 32µm großen Körnern sowie angerundete Zirkone, die maximal 28µm groß sind.

Eine schwach grünschieferfazielle Metamorphose führte zu beginnender Serizitisierung der tonigen Matrix, die größtenteils erhalten geblieben ist. Eine erste Schieferung S1 (L 1/7) wird durch die parallel ihrer Längsachsen eingeregelten Minerale (Quarz, Feldspat, Phyllosilikate) nachgezeichnet (L 1/8).

Häufiger als die feinsandigen Sedimente treten mittelsandige, korngestützte Sandsteine auf. Diese gut bis mässig sortierten Sedimente bestehen überwiegend aus monokristallinem Quarz und wenigen nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklasen bei ähnlichen Korngefügen wie oben beschrieben.

## Karbonat

Die gut bis sehr gut gerundeten Karbonatkomponenten des Poppengrüner Konglomerates sind bis zu 7cm groß, in der Regel werden 2-3cm nicht überschritten. Ihre beige-gelbe Farbe hebt sich klar von der grauen Matrix ab.

Die ungleichkörnigen Komponenten bestehen fast vollständig aus Karbonat. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Kristalle besitzen Korngrößen zwischen 110 und 440µm. Sie sind demnach makrokristallin (> 100µm), das Gestein wird als Makrosparit charakterisiert. Die Korngrenzen der Kristalle sind gerade, gebogen und auch verzahnt.

Nur sehr wenige charakteristische Rhomboederformen mit polysynthetischen Zwillingslamellen sind vorhanden, anhand derer eine Unterscheidung von Kalzit und Dolomit möglich ist. Einzelne Quarzkristalle sind eckig begrenzt und liegen zwischen den Karbonatkristallen. Dabei sind sie von einer Phase rötlichen Limonits umgeben. Diese Karbonatkomponenten ähneln den Kalksanden des Kalkkonglomerates. Ihre zonare Ungleichkörnigkeit deutet auf eine Schichtung hin. Aschenlagen sind nicht zu verfolgen.

Prävariszisch angelegte Scherflächen sind mit Eisenoxiden belegt, Brüche sind mit karbonatischem Material gefüllt. Die Randbereiche der Komponenten und Korngrenzen sind druckgelöst und zum Teil korrodiert.

## <u>Vulkanite</u>

## Intermediäre Vulkanite

Intermediäre Vulkanite treten im Poppengrüner Konglomerat mit maximal 3,5cm großen, angerundeten, porphyrischen Komponenten auf (L 1/6).

Charakteristisch für diese Gesteine sind idiomorphe bis hyidiomorphe Plagioklaseinsprenglinge, die eine Größe von 0,7mm besitzen. Es handelt sich um Oligoklase. Sie sind nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und nicht zoniert. Selten Mehrfachzwillinge Plagioklase treten auf. Die weisen eine kontinuierliche Korngrößenabnahme von den Einsprenglingen bis zu den Kristallen in der Matrix auf.

Alkalifeldspäte treten in ihrer Häufigkeit hinter den Plagioklasen zurück. Ihre idiomorphenhypidiomorphen Kristalle sind nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und bis 0,21mm groß (L 1/6). Beginnende Serizitisierung ist zu beobachten. Mafische Minerale wie idiomorphe Pyroxene sind chloritisiert oder uralitisiert. Die Pseudomorphosen besitzen eine maximale Größe von 0,65mm (L 1/6, Tafel 2, Bild 2).

Die Matrix ist regellos und besteht aus skelettförmigem Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz (L 1/5, L 1/6). Zirkone sind idiomorphe, teilweise randlich korrodierte Kristalle mit einer Größe zwischen 24 und 66µm. Idiomorphe Monazite und Apatite sind bis 24 bzw. 30µm groß. Erzkörnchen verleihen der Matrix eine dunkle Farbe.

Prävariszisch angelegte, parallel verlaufende Brüche sind mit sparitischem Karbonat verfüllt, randlich hat sich Limonit entlang der Spaltflächen angelagert.

#### Saure Vulkanite

Saure Vulkanite und Subvulkanite werden durch verkieselte Rhyodacite und Alkalirhyolithe vertreten (L 1/1, L 1/3, L 1/4, L 1/9). Die gerundeteten Gerölle besitzen eine maximale Größe von 3,5cm.

Auffällig sind Bereiche aus Quarz mit kugeligen, zum Teil perlitischen Strukturen, bei denen es sich um eine spezielle Form des Zerfalls magmatischer Gläser handelt (Shelley 1993). Durch Schrumpfungsrisse entstehen Kugeln mit 90-160µm Durchmesser, die zum Teil einen konzentrischen Aufbau aufweisen. Diese "Quarzkugeln" sind getrübt und werden von größeren (bis 0,45mm) klaren Quarzeinkristallen verdrängt. In den Zwickeln treten sphärolitische Entglasungsstrukturen als Mikrolithe von Chlorit und Zeolith auf, die von gemeinsamen Keimzentren aus wachsen (Tafel 1, Bild 8). Sie verdrängen die kieselige Grundmasse der Vulkanite und treffen sich an Bewegungsgrenzen. Ähnliche sphärolitische, feinfaserige Strukturen treten auch in suturierten Quarzen auf. Diese Sphärolithe vergröbern sich nach aussen und gehen in mehrere benachbarte Quarzkörner über.

Idiomorphe bis subidiomorphe Plagioklase liegen als Einsprenglinge glomerophyrisch in Aggregaten von wenigen Individuen vor. Die maximal 0,63mm großen Kristalle sind serizitisiert sowie karbonatisiert und teils einfach verzwillingt.

Chloritaggregate stellen Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen dar. In diesen Pseudomorphosen clustern idiomorphe Zirkone, Titanite und Apatite, die ausserdem im gesamten Gestein verteilt sind. Es sind eckige und angerundete Körner mit einer Größe zwischen 8 und 40µm.

Andere saure Vulkanit-Komponenten sind durch eine kryptokristalline Grundmasse charakterisiert, in der nur wenige Einsprenglinge vorkommen. Dabei handelt es sich um leistenförmige Plagioklase, die Mehrfachzwillinge aufweisen und beginnend serizitisiert sind. Selten sind schwach serizitisierte Schachbrettalbite zu beobachten (L 1/3).

Weitere saure Klasten weisen ein postmagmatisch vergröbertes Quarzgefüge auf, welches das ursprünglich glasig erstarrte Material überwachsen hat (L 1/9).

Sehr selten treten saure Vulkanoklasten auf, deren vormals glasige Grundmasse durch Kornvergröberung und sphärolitisches Quarzwachstum überwachsen wurde und durch feine Erzkörnchen schmutzig-dunkel erscheint (L 1/9).

Alle beschriebenen Vulkanitklastika und deren charakteristische Gefüge dokumentieren unterschiedliche Genesestadien in unterschiedlichen Krustenstockwerken. Nachfolgende Reaktionen sowie die Abkühlraten der einzelnen Magmen steuern ebenfalls die Gefügeentwicklung.

## Pyroklastika

Andere intermediäre Vulkanite sind durch divergent bis schwach fluidal eingeregelte Plagioklasleisten sowie durch zahlreiche Erzkörnchen gekennzeichnet.

Derartige kalkalkalische Vulkanite treten im Poppengrüner Konglomerat als Klasten in massigen, mässig sortierten Ignimbriten (L 1/5) auf. Es sind eckige, angerundete oder unregelmässig begrenzte Vulkanoklastika, die mit ihren Plagioklaseinsprenglingen in einer feinsandigen Matrix aus Quarz, Feldspat und wenig Chlorit liegen. Vom Trägervulkanit, dem Ignimbrit, unterscheiden sie sich durch die leicht dunklere Färbung der Matrix. In dieser liegen idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklaseinsprenglinge, die eine maximale Größe von 2,0mm besitzen. Sie treten auch als Durchkreuzungs- und Mehrfachzwillinge auf (Banater Verwachsung). Viele der Plagioklasindividuen sind zerbrochen und zeigen beginnende Serizitisierung und Saussuritisierung. Pseudomorphosen nach Pyroxen sind chloritisiert, einzelne Glasfetzen sind chloritisch auskristallisiert.

Schwerminerale (Titanite, Zirkone, Monazite) clustern bevorzugt in den chloritisierten Bereichen. Titanite in der feinsandigen Matrix sind subidiomorph mit einer Größe zwischen 25 und 50  $\mu$ m, nur selten werden sie 450 $\mu$ m groß (L 1/5). Die Zirkone in der Matrix der Ignimbrite sind angerundet bis gerundet. Sie liegen mit einer Größe zwischen 16 und 32 $\mu$ m vor. Einzelne skelettförmige Plagioklase sind in der Matrix vorhanden.

In der Matrix sind keine Anzeichen einer Schichtung oder Sortierung zu erkennen. Allerdings wurden prävariszisch schmale Karbonatgängchen angelegt, die mit grobkristallinem Kalzit verfüllt sind und auch die Plagioklaseinsprenglinge durchschlagen. Die Gängchen sind mit Limonit pigmetiert.

## <u>Plutonite</u>

Auf saure Plutonite deuten viele Gangquarzkristalle, die vermutlich von Pegmatitgängen stammen. Die Quarze sind angerundet bis gerundet und maximal 1mm groß. Die Mono- und polykristallinen grobkörnigen Quarze sind mit Helminth-Chlorit dekoriert, der den Quarz verdrängt und häufig einen großen Teil des Minerales einnimmt. Zudem sind sie reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen.

## <u>Matrix</u>

Die Matrix des Poppengrüner Konglomerates ist eine mittel- grobsandige Grauwacke, die sich im wesentlichen aus dem Spektrum der oben beschriebenen Komponenten zusammensetzt. Von den quarzititschen resedimentierten Grauwackekomponenten ist sie häufig einzig durch Unterschiede in den Korngrößen oder Kornformen zu unterscheiden. Ausserdem sind die Komponentenränder bei linear polarisiertem Licht anhand von Drucklösungssuturen zu erkennen.

Tonschieferanteile, die als Weichklasten sedimentiert wurden, sind schlierig und gefältelt, sie treten häufig als unregelmässig begrenzten Körnern auf.

Quarzeinkristalle mit entmischten Rutilnadeln (lang und dünn, nicht eingeregelt) kommen ebenso vor wie Quarze mit Einschlüssen von idiomorphen Apatiten und Zirkonen (L 1/1, L 1/9). Erstere deuten auf hochtemperierte magmatische Bildungsbedinungen hin, die im T-Bereich der Granulitfazies gelegen haben müssen. Klastische, bis 120µm große Zirkone sind gut gerundet, hypidiomorph mit angerundeten Ecken oder konisch.

Klastische, bis 210µm große Hellglimmer und Biotite sind selten. Es sind meist strain-freie Kristalle, die nur selten Knickbanddeformation zeigen. Wenige Karbonateinkristalle liegen mit einer Größe von 240µm vor.

Magmatischer Plagioklas zeigt nicht die Wachstumszwillinge, die ihn in den Grauwackenkomponenten des Konglomerates charakterisieren. Die Plagioklase entstammen demnach aus zwei verschiedenen Quellen.

#### Zusammenfassung

Das Komponentenspektrum gegenüber dem Kalkkonglomerat hat sich in der Weise geändert, dass im Poppengrüner Konglomerat der Anteil an Karbonaten stark zurückgegangen ist. Die Karbonatkomponenten im Poppengrüner Konglomerat sind Reste des Saumriffes, welches die Karbonate des Kalkkonglomerates lieferte.

Saure und intermediäre Vulkanite sind weiterhin vertreten, zugenommen hat der Anteil an resedimentierten Sedimenten (quarzititsche Grauwacken und Sandsteine), die dieses Konglomerat charakterisieren sowie der Anteil an Metasedimenten (meist Pelite). Die kompositionell reifen Resedimente deuten auf eine starke Aufarbeitung im Liefergebiet hin, sie zeigen ein kontinentales Komponentenspektrum mit nur sehr wenigen Vulkaniten. Die massive Schüttung dieser synorogenen Sedimente im Poppengrüner Konglomerat deuten auf ältere variszische orogene Ereignisse im Liefergebiet.

### 4.3.3. Wurstkonglomerat

## 4.3.3.1. Stand der Forschung

Das Wurstkonglomerat, welches seinen Namen aufgrund der zahlreichen hellen und dunkeln Radiolaritkomponenten erhielt, die an eine grobe Wurstfüllung erinnert, wurde zuerst von Gümbel (1879) beschrieben.

Nach der Zwei-Gliederung des Unterkarbons der Thüringischen Faziesreihe durch von Gaertner (1950) wird das Wurstkonglomerat in den Unteren Kulm zu den Lehestener Schichten gestellt (Lambelet et al. 1967, Franke 1984, Schäfer 1996). Mit den Unteren und Oberen Lehestener Schichten wird das untere Drittel des Unterkarbons zusammengefasst. Die Schneidberggrauwacke und das Schmiedsgrundkonglomerat werden zu den Unteren Lehestener Schichten, die Wetzsteinquarzitserie mit dem Wurstkonglomerat zu den Oberen Lehestener Schichten gezählt.

An der Basis der Oberen Lehestener Schichten liegt der untere Dachschiefer, im mittleren Bereich der Wetzsteinquarzit sowie das Wurstkonglomerat und darüber der obere Bordenschiefer, an dessen Obergrenze auch die Hangendgrenze der Oberen Lehestener Schichten gesetzt wird (Pfeiffer 1968, Lambelet et al. 1967). Vogler (1956) stellt das Wurstkonglomerat an die Grenze Tournai/Visé in die Pericyclusstufe. Gandl & Mansourian

(1978) dagegen halten das Wurstkonglomerat für jünger. Nach ihrer Meinung zählt das Wurstkonglomerat zur Goniatites-Stufe a (Visé 3a-3b), Datierungen an Conodonten und Brachiopoden).

Eine faltungsbedingte Schrägstellung erzeugt im Kartenblatt schmale Züge, die in NE-SW Richtung streichen.

Das Wurstkonglomerat ist entlang der Straße Steinwiesen-Nordhalben nordöstlich von Mauthaus an der Abzweigung nach Rieblich aufgeschlossen und wurde dort beprobt.

Vogler (1956), Wurm (1961) und Lambelet et al. (1967) konnten folgende Komponenten unterscheiden:

- Quarzite
- Oberdevonische Kieselschiefer
- Silurische Kieselschiefer
- Alaunschiefer
- Orthogneise und Mylonitgranite
- Paragneise
- Gangquarze
- Kulm-Tonschiefer
- Grauwacken



Abbildung 5: Das Wurstkonglomerat ist matrixgestützt und mässig bis schlecht sortiert. Seinen Namen erhält es durch die vielen schwarzen und grauen Radiolarite, die seinen optischen Charakter prägen. Makroskopische Gesteinsbeschreibung:

Das Gestein ist komponentengestützt, mässig bis schlecht sortiert, sehr hart und zeigt im frischen Anschlag eine mittelgraue Matrix, in der die schwarzen Radiolarite sofort ins Auge fallen.

Das Komponentenspektrum umfasst helle (unterkarbonische) und schwarze (silurische) Radiolarite, Grauwacken, Sandsteine, Gangquarze, reine und unreine Karbonatgerölle, Tonschiefer, Glimmerschiefer sowie vulkanische Komponenten.

An den Kontaktstellen der Komponenten kommt es zur Ausbildung von konkav-konvexen bis suturierten Kornrändern, die durch Drucklösung entlang der Gerölle entstehen.

#### 4.3.3.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

#### Radiolarite

Sie sind im Wurstkonglomerat dominierend und verleihen ihm sein charakteristisches Aussehen.

Bei den untersuchten Komponenten handelt es sich zum einen um schwarze, stark kohlig pigmentierte. zum anderen um hellgraue, pigmentfreie Radiolarite. Bei den Pigmentmineralen handelt es sich vermutlich um Fe-Oxide. Die Radiolarien treten als Hauptkomponenten gesteinsbildend auf, es tritt kein weiterer abiotischer Detritus in den Radiolariten des Wurstkonglomerates auf. Bereits Correns (1924) bezeichnete stark kohlig pigmentierte paläozoische Kieselgesteine als Lydite, verwendete jedoch den übergeordneten Begriff Kieselschiefer. Haage (1966) verwendet die Bezeichnung Kieselschiefer für helle, nicht pigmentierte Gesteine und Lydit für schwarze, stark kohlig pigmentierte Gesteine. In der vorliegenden Arbeit werden die Komponenten einheitlich als Radiolarite bezeichnet.

Die schwarzen und hellgrauen Radiolaritkomponenten sind aufgrund ihrer Farbe am auffälligsten. Mit bis zu 2,0cm Korngröße sind diese Radiolarite die größten Komponenten im Wurstkonglomerat. Sie besitzen angerundete bis gerundete Kornformen.

Die Matrix der Radiolarite besteht aus einem Gemenge von submikroskopischem SiQ<sub>2</sub> (<10µm) und Tonmineralen. Der Radiolariengehalt liegt durchschnittlich zwischen 30 und 40%. Nur in vereinzelten Lagen nimmt der Gehalt mehr als 60% ein, der Rest wird von Matrix eingenommen, nichtkieselige, feinklastische Komponenten sowie weitere Mikrofossilien oder abiotitscher Detritus sind in den Radiolariten nicht vorhanden (Tafel 3, Bild 1).

Die Radiolarite des Wurstkonglomerates werden zum dritten Umkristallisationsstadium (Gursky & Gursky 1989, Gursky & Schmidt-Effing 1983) gerechnet. Das gilt für die hellen wie auch für die dunklen Varianten der Radiolarite. Die Radiolarien weisen keine Gehäuse- oder internen Skelettelemente mehr auf, diese sind durch sphärolitischen Chalcedon oder Quarzin ersetzt. Dabei sind drei verschiedene Stadien der Umkristallisation reliktisch erhalten geblieben. Während des ersten Stadiums wurden die Radiolarien mit Opal gefüllt. Anschliessend wurde dieser über metastabilen Tief-Cristobalit (Opal-CT, Rad 1979) in radialstrahligen Chalcedon umgewandelt. Aus dem Chalcedon bildete sich in einem dritten Stadium Quarzin, der in körnig-faserigen Aggregaten kranzartig um den radialstrahligen Chalcedon auftritt und diesen verdrängt. Der Chalcedon bildet meist ein oder zwei, selten

mehr Sphärolithe. Das Sphärolithwachstum geht zunächst von randlich gelegenen kryptokristallinen Keimen aus. Bei fortschreitendem Wachstum treffen sich diese sphärolithischen Aggregate. Dann entsprechen nach Voll (1962) die Wachstumsgrenzen den Mittelsenkrechten auf den Verbindungslinien zwischen den Keimzentren (Tafel 2, Bild 1).

In diesem dritten Stadium fand in der äusseren Umrandung (ehemalige Schale der Radiolarien?) eine Kornvergröberung statt. Vom ersten zum dritten Stadium hat also eine Transformation von Skelett-Opal nach Quarz stattgefunden (Rad 1979).

Selten sind die Skelette der Radiolarien vollständig pyritisiert (L 10/2, L 10/6; L 10/7). Die pyritisierten Radiolarien sind am besten erhalten und zeigen noch viele Details der organischen Kieselskelette wie interne Skelettelemente oder externe Stacheln (L 10/1, L10/7, 10/6). Die Pyritisierung der Radiolarien fand sowohl in den hellen als auch in den dunklen Radiolaritkomponenten statt. In einigen der hellen Varianten ist die Karbonatisierung der Radiolarien zu erkennen (L 10/7).

Drucklösung ist nur selten zu beobachten. Dann sind die Radiolarien abgeflacht und zu den Seiten hin leicht ausgeschwänzt (L 10/3). Darüber hinaus ist aber keine Einregelung parallel einer Schichtung zu erkennen. Einige der Radiolaritkomponenten zeigen Internbrekziierung, oft nur in Teilbereichen der Komponenten, welche eine tektonische Bewegung belegt. Die Komponenten weisen eckige bis kantengerundete Teilkörper auf, die durch schmale Gängchen oder Klüfte getrennt sind, die pigmentarm und mit feinkristallisiertem Quarz gefüllt sind. Die maximale Breite der Gängchen und Klüfte beträgt 160µm. Dieses "Puzzle" an Teilkörpern lässt sich wieder zusammensetzen, so dass die Deformation offenbar nicht besonders stark war. Auffällig ist, dass diese Brekziierung ausschliesslich bei den dunklen (silurischen) Radiolariten auftritt. Die Brekziierung stammt aus dem Liefergebiet, da in der umgebenden Matrix der Komponenten keinerlei Anzeichen einer Deformation zu erkennen ist.

Die durchschnittliche Größe der umkristallisierten Radiolarien liegt bei 150µm, einzelne Individuen erreichen eine maximale Größe von 300µm. Die pyritisierten Formen sind mit durchschnittlich 80µm die kleinsten Radiolarien. Der Großteil der Radiolarien besitzt eine kugelige Form, andere sind elliptisch. In einigen Komponenten ist der Versatz der Radiolarien oder kleine Risse durch eine zweite Generation von Rissen zu erkennen (L 10/3, L10/20), die durch eine bruchhafte Deformation entstanden. Die Risse zeigen keinerlei Fortsetzung in die Matrix des Konglomerates, sind demnach prävariszisch angelegt worden und aus dem Herkunftsgebiet überliefert.

In vielen der dunklen wie auch hellen Radiolariten ist eine Wechsellagerung von radiolarienreichen und -ärmeren Lagen zu erkennen (L 10/2, L 10/4, L 10/5, L 10/8). Diese Wechsellagerungen spiegeln Schwankungen in der Materialanlieferung wider.

Der Reichtum an präkarbonischen Radiolariten im Wurstkonglomerat des Frankenwaldes belegt die Abtragung von silurischen und devonischen marinen Sedimenten im Liefergebiet der unterkarbonischen Konglomerate.
### <u>Karbonate</u>

Neben reinen Karbonatkomponenten treten gut gerundete, geschichtete unreine Kalke auf (0,7cm), die neben klastischem Quarz auch schichtparallele Glimmer (30-150µm) und grünenTurmalin (120µm) enthalten (L 10/9).

Die reinen Karbonatkomponenten (L 10/1, L 10/7, L 10/9) sind im Wurstkonglomerat nur untergeordnet vorhanden. Ihre Kornformen sind gut gerundet, die Kornränder zeigen starke Drucklösungssuturen.

Die Komponente in Probe L 10/1 ist 0,5cm groß und besteht aus Karbonat, welches in Partien gröber oder feiner kristallisiert ist. Die gröber rekristallisierten Bereiche fallen bei linear polarisiertem Licht als durchscheinende, helle Kristalle auf. Das karbonatische Material ist hier sparititsch entwickelt, die Kristalle sind maximal 240µm groß. Das übrige, feiner kristallisierte Material ist mikro-sparititsch mit Kristallgrößen <10µm ausgebildet.

Die Karbonatkomponenten in Probe L 10/9 und L 10/7 sind 0,6cm bzw. 0,5 cm groß und sekundär karbonatisiert, biogene Strukturen sind noch zu erkennen, aufgrund der vollständigen Rekristallisation allerdings nicht mehr zu identifizieren. Eine Ausnahme bildet ein Echinodermen-Einkristall (0,88mm, L 10/9), der aufgrund seiner Größe und Stabilität resistent gegenüber Rekristallisation war (mündl. Mitt. M. Merz-Preis). Das übrige Material ist sparitisch bis mikro-sparitisch rekristallisiert.

Das Geröll wird von einem Scherbruch durchzogen, der mit sparitisch rekristallisiertem Karbonatmaterial verfüllt ist und belegt damit eine prävariszische Tektonik im Liefergebiet.

#### Sedimente

#### Grauwacken

Die maximale Größe der angerundeten Grauwackenkomponenten im Wurstkonglomerat ist 1,7 cm (L 10/7). Daneben treten viele kleinere gut gerundete mittel- bis grobsandige Grauwackenkomponenten auf (0,8 bzw. 0,4 cm in L 10/1). Bei diesen handelt es sich um unreife Sedimente mit eckigem, zum Teil splittrigem bis kantengerundetem Detritus. Die Sortierung ist mässig bis gut, sehr gut sortierte Grauwackenkomponenten sind im Wurstkonglomerat selten (L 10/8). In der Sandfraktion dominiert Quarz mit eckigen und angerundeten Körnern gegenüber Feldspat und anderen Gesteinsbruchstücken. Die Matrix ist kieselig-serizitisch, einige wenige Gerölle sind karbonatisch gebunden. In der Regel sind die Grauwacken komponentengestützt, bis auf wenige matrixgestützte Ausnahmen.

Quarzkörner sind an stark deformierten Korngrenzen statisch rekristallisiert mit Korngrößen von 3-8µm. Altkörner und Rekristallisate weisen nur wenige Gas-Flüssigkeitseinschlüsse auf. Die Kornränder sind gerade bis leicht gebogen. Relikte von Altkörnern löschen schwach undulös aus. Plastische Deformation verursachte das undulöse Auslöschen und die Anlage von Deformationslamellen in einzelnen Quarzkristallen. Andere sind beginnend bis stark grob rekristallisiert, straininduzierte Grenzflächenwanderung erzeugte feiner und gröber suturierte Korngrenzen.

Korrodierte Quarze sind strain- und einschlussfrei. Die Korngröße dieser Quarze liegt zwischen 0,08 und 1,2mm. Die größten Quarzkörner sind in der Regel Einkristalle oder grob rekristallisierte polykristalline Quarze, die von Pegmatiten abstammen (L 10/13).

0,4 bis 1,1mm große Alkalifeldspäte sind eckig bis kantengerundet und teilweise beginnend bis nahezu vollständig karbonatisiert (L 10/6). Nur selten sind Perthite zu erkennen, die bei Temperaturen < 650°C gebildet werden und kontinuierlich entmischten (Tuttle & Bowen 1958, Smith & Brown 1988). Karbonatisierter und serizitisierter Plagioklas ist nach dem Albitgesetz verzwillingt. Seine Bruchstücke kommen mit einer Korngröße von 0,3-0,6mm vor. Einige der Plagioklase zeigen Anzeichen von Bruchtektonik, die Kristalle sind dann gebrochen.

Basische Vulkanite kommen in den Grauwacken nur selten vor (L 10/1, L 10/5). Dann sind sie angerundet und zeichnen sich durch Plagioklastafeln aus, die geregelt bis ungeregelt in einer kryptokristallinen, zum Teil vergrünten Matrix mit intersertalem Gefüge liegen. Nur wenige Vulkanit-Komponenten führen serial porphyrisch verteilte Plagioklase, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind.

Karbonatkomponenten treten selten in angerundeten Körnern auf. Sie sind mikrosparitisch bis sparitisch rekristallisiert. Biogene Strukturen sind nicht vorhanden.

Tonschieferbruchstücke sind ausgelängt und unregelmässig begrenzt. Klastische Hellglimmer und Fe<sup>2+</sup>-Mg-Chlorite sind strainfrei oder zeigen Anzeichen einer Knickbanddeformation. Ihre Größe schwankt zwischen 80 und 210µm (L 10/1).

Runde und angerundete Zirkone sind 60µm groß. Monazite sind selten und nur 24-32µm groß (L 10/4, L 10/6). Darüber hinaus ist grünblauer, gerundeter Turmalin vorhanden, der eine Größe von maximal 120µm besitzt.

In einigen Komponenten ist die Matrix teilweise karbonatisiert (L 10/13). Idiomorpher Pyrit (30-90µm), wird von anomal entenblauem Chlorit umsäumt (L 10/23).

In der Regel weisen die Grauwackenkomponenten keine Anzeichen einer variszischen Deformation auf. Dagegen ist eine prävariszische Schieferung in den Komponenten zu erkennen, deren Gesteinsbruchstücke mit den Längsachsen parallel eingeregelt sind und eine Schieferungsebene nachzeichnen (L 10/1).

### Sandsteine

Gerundete korngestützte Meta-Sandstein Komponenten kommen in allen Korngrößen von fein bis grobsandig vor. Sie sind mässig bis gut sortiert und kompositionell sowie texturell reif. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Quarz, den Rest nehmen Feldspäte, Hellglimmer, Chlorit, Erze und Schwerminerale ein. Auffällig sind die meist splittrigen Kristalle von klastischen Quarzen und Feldspäten, die einen kurzen Transportweg belegen, bevor sie resedimentiert wurden. Nur wenige Meta-Sandsteine zeigen angerundete Bruchstücke.

Quarz löscht undulös aus, sekundäre Gas-Flüssigkeitseinschlüsse fallen auf, die als "inclusion trails" (Mullis 1987) auf Rissen angelegt sind (L 10/26). Die Einschlüsse gehen über Korngrenzen hinaus und wurden während einer bruchhaften Deformation angelegt, die prävariszisch im Liefergebiet stattgefunden hat. Einige Körner zeigen beginnende Rekristallisation und Deformationslamellen (L 10/26), was einen Temperaturbereich von <275-290°C belegt, die Temperatur hat 300°C nicht überschritten. An Kornrändern ist ein Rest ursprünglich toniger Matrix erhalten geblieben.

Bei den Feldspäten handelt es sich überwiegend um Plagioklase, die aufgrund ihrer polysynthetischen Zwillinge nach dem Albit-Gesetz einer magmatischen Quelle zuzuordnen sind. Die Plagioklase unterlagen einer schwachen Serizitisierung sowie einer Karbonatisierung. Darüber hinaus weisen viele der Plagioklase Deformationszwillinge auf. Alkalifeldspäte sind getrübt und perthitisch entmischt (L 10/1, L 10/6).

Daneben tritt klastischer Hellglimmer, Biotit und Chlorit auf. Zirkon, Apatit und Turmalin sind akzessorisch beteiligt. Hellglimmer, Biotit und Chlorit zeigen selten Anzeichen von Deformation und sind maximal 0,16mm lang. Sie zeichnen in einigen Komponenten die Schieferungsflächen einer ersten Schieferung S1 nach (L 10/9). Biotit besitzt gelb-braunen Pleochroismus, Chlorit ist anomal entenblau. 12-20µm große Apatite sind kantengerundet. Braune und blaue sowie seltener grüne Turmaline sind angerundet und haben eine Größe zwischen 0,12 und 0,15mm. In den Meta-Sandsteinen sind kaum Zirkone vorhanden. Einzelne sind bis zu 90µm groß und angerundet (L 10/7).

Nur wenige Meta-Sandsteinkomponenten besitzen karbonatisches Matrixmaterial (L 10/6). Stellenweise scheinen auch einzelne Minerale vollständig karbonatisiert worden zu sein (L 10/6).

Die Erhaltung der ursprünglichen Matrix, die beginnende Quarzrekristallisation (ab 275°C, Voll 1962) sowie die Schieferung einiger Sandsteinkomponenten (L 10/11) sprechen für eine schwache grünschieferfazielle Überprägung der Sandsteine.

Neben den Meta-Sandsteinen kommen im Wurstkonglomerat fein- bis mittelkörnige Sandsteine vor, die keine metamorphe Überprägung erfahren haben (L 10/7). Eine Einregelung ist nicht zu erkennen, mit Ausnahme von langen Hellglimmern, die Längsachsen-parallel diagenetisch wuchsen. Andere Minerale wie Quarz oder Feldspat zeigen weder eine Einregelung noch zeugen sie von einer beginnenden Rekristallisation. Die Minerale sind eckig-scherbig oder kantengerundet. Die monokristallinen Quarzbruchstücke sind bis zu 270µm, die Feldspäte bis 300µm groß. Plagioklase zeigen Albitzwillinge, die Alkalifeldspäte sind meist getrübt.

Detritische Hellglimmer sind farblos, parallel der (001) Flächen sind sie maximal 600µm lang und 120µm breit. Einige dieser großen Minerale zeigen Knickbanddeformation und unter gekreuzten Polarisatoren häufig eine farbige Zonierung. Eine Erklärung dafür kann diagenetisches Umwachsen eines ehemals klastischen Kernes sein.

Chlorit ist nur wenig vorhanden, brauner Biotit ist maximal 100µm lang und selten geknickt. Wie die Hellglimmer sind auch die Biotite entlang ihrer Längsachsen eingeregelt.

Idiomorphe oder kantengerundete Zirkone sind maximal 120µm groß. Daneben treten grüne Turmaline mit einer Größe von 90µm auf.

Die Komponenten sind von einer tonigen Matrix umgeben.

### Chert-Komponenten

Diese Komponenten enthalten im Wurstkonglomerat häufig runde Pseudomorphosen nach Radiolarien. Zahlreiche Mikrobrüche wurden als Spuren einer bruchhaften Deformation prävariszisch angelegt. Die Radiolarien sind auch in den Cherts vollständig verkieselt, es sind keine Skelett- oder Gehäusereste überliefert. Die Pseudomorphosen sind zum Teil

geplättet, zum Teil rund. Die Mikrobrüche sind mit feinkristallinem Quarz verfüllt. Die Anwesenheit der Pseudomorphosen nach Radiolarien belegen die biogene Entstehung der Chert-Gerölle.

Andere Chert-Gerölle sind durch sphäroidales Wachstum von Chalcedon vergröbert. Das Wachstum der Späroide geht von Keimen aus, die an geraden Grenzen aufeinandertreffen. Nur an wenigen Stellen ist das primäre mikrokristalline Gefüge noch zu erkennen (L 10/1). Diese Cherts sind frei von Radiolarien.

## <u>Vulkanite</u>

## Schweisstuffe

Diese Tuffe des Wurstkonglomerates unterscheiden sich von den Pyroklastika (Ignimbriten) des Teuschnitzer Konglomerates durch ihren geringen Gehalt an Hellglimmern, hohen Anteil an Xenolithen und der Feinkörnigkeit. Die Komponenten besitzen eine Größe zwischen 0,4 und 0,9cm (L 10/9). Sie stammen aus Rhyolithen.

Plagioklase (Oligoklase) mit einer maximalen Korngröße von 0,2mm treten als idiomorphe, leicht korrodierte, frische oder karbonatisierte Kristallen auf, die Albitzwillinge aufweisen. Bis zu 0,3mm große getrübte Alkalifeldspäte sind nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. An stärkst deformierten Teilen beginnt der Plagioklas zu rekristallisieren. Nach Voll (1969) setzt die Rekristallisation von Plagioklas bei 500-550°C ein.

Quarzkristalle (= 0,3mm) sind eckig bis angerundet, schwach undulös oder einheitlich auslöschend. Gas-Flüssigkeitseinschlüsse sind primär entstanden, sie sind ein- und zweiphasig vorhanden und erreichen eine Größe von 4µm. Die Quarzkörner zeigen keine Anzeichen von höhergradiger Metamorphose oder stärkerer Deformation.

In der extrem feinkörnigen Grundmasse fallen Bereiche mit Maschenstrukturen auf, die von Zeolithen und Chloriten gebildet werden. Diese Bereiche stellen vermutlich eine ehemalige Restschmelze dar, die entglast vorliegt. Quarz ist hier in feinen Rissen kristallisiert. Schwerminerale wie Zirkon, Monazit oder Apatit sind nicht vorhanden.

## Intermediäre und basische Vulkanite

Diese Vulkanite treten in Form von dunklen, maximal 5mm großen, gerundeten Komponenten auf. Diese sind porphyrisch mit Einsprenglingskristallen von Plagioklas (Oligoklas), der keine bevorzugte Einregelung aufweist. Es sind Kristalle zwischen 0,12 und 0,66mm Größe, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. In der Grundmasse entwickelte sich ein intersertales Gefüge mit teilweise auskristallisiertem Glas und kryptokristallinem Material zwischen den Plagioklaseinsprenglingen (L 10/2, L 10/6). In einigen Varianten kommen in der Grundmasse neben Plagioklas auch andere Einsprenglingskristalle vor, bei denen es sich um Pseudomorphosen von Chlorit nach Klinopyroxenen handelt (L10/9, L 10/8, L 10/7, L10/6). Körniges Erz tritt in allen Vulkanitkomponenten akzessorisch auf. Die Komponenten sind teilweise karbonatisiert.

### Metamorphite

### Tonschiefer

Hell- bis dunkelbraune Tonschieferkomponenten sind länglich und gut gerundet oder die Ränder besitzen deutliche Drucklösungssuturen (L 10/2). Ihre maximale Größe beträgt 1,1cm. Sie bestehen primär aus Phyllosilikaten und Quarz. Ein deutliches Gefügemerkmal sind die parallel zur Schichtung eingeregelten Tonminerale und Phyllosilikate (die Ausrichtung der Tonminerale infolgt diagenetisch durch Kompaktion unter Wasserabgabe). Akzessorisch ist Erz vertreten. Selten sind flache Wurmbauten zu erkennen, die mit kryptokristallinem Material gefüllt sind. Im Dünnschliff (L 10/9) heben sie sich durch eine dunklere Farbe und einen geringeren Anteil an Schichtsilikaten von dem umgebenden Material ab. Andere Fossilreste weisen verkieselte Hohlraumfüllungen in Form von feinkristallinem Quarz auf. In diesem Fall sind die ursprünglichen Hohlräume rundlich erhalten (L 10/7, L 10/1). Seltener treten karbonatische Hohlraumfüllungen auf (L 10/1).

### Glimmerschiefer

Glimmerschiefer sind im Wurstkonglomerat angerundet bis gut gerundet und engständig geschiefert. Basisparallel eingeregelte Hellglimmer erzeugen das Bild einer metamorphen Bänderung in einem Abstand von 60-90µm. Zwischen diesen Hellglimmer-betonten Bahnen liegende Quarzkörner sind parallel der Schieferungsflächen ausgelängt, sie besitzen eine maximale Größe von 144µm. Undulöse Auslöschung sowie beginnende Subkornbildung zeugen von niedrigen Metamorphosebedingungen, die die Schwellentemperatur von 275°C gerade überschritten haben.

Alkalifeldspat ist selten nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und leicht getrübt. Plagioklas zeigt Albit-Verzwillingung.

Neben den Karlsbader Zwillingen deuten magmatische Einschlüsse von Apatit in den Plagioklasen auf einen magmatischen Ursprung des Gesteines.

### Gneise

Gesteinsbildende Minerale der eckig bis angerundeten Gneiskomponenten des Wurstkonglomerates sind Quarz (0,42mm), Plagioklas (0,48mm), Biotit (0,54mm), Muskovit (1mm), karbonatisierter Plagioklas (0,85mm), Alkalifeldspat sowie Chlorit. Die Gneise sind Orthogneise mit plutonischem Ursprung. Viele der ursprünglichen magmatischen Texturen und Gefüge sind noch erhalten, so dass bei gegebener Zusammensetzung von granitischen Gneisen gesprochen werden kann.

Große Plagioklas-Altkörner sind magmatischen Ursprungs und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Sie besitzen runde Quarzeeinschlüsse, was auf Oberflächenminimierung während höher amphibolitfaziellen Bedingungen hinweist (L 10/9). Wenige Plagioklase zeigen Karbonatisierung, beginnende Serizitisierung sowie Anzeichen von Bruchtektonik (L 10/8). Letzteres gilt auch für die Alkalifeldspäte, die stellenweise bandperthitisch entmischten sowie nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sind.

Große Quarzkörner sind magmatische Relikte, die eine plastische Deformation überlebt haben. Diese Quarzkörner löschen schwach undulös aus, sie zeigen eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Suturierung ihrer Korngrenzen. Die Rekristallisatkörner sind im Durchschnitt 0,2mm groß, einfach begrenzt und strainfrei (L 10/10, L 10/13). Die Größe der

Rekristallisatkörner spricht dafür, dass eine Temperatur von 350°C nicht überschritten wurde (Voll 1960).

Es sind mehrere Generationen von Gas-Flüssigkeitseinschlüssen zu unterscheiden. Die Ältesten, primär gebildeten Einschlüsse (4-8µm), liegen regellos verteilt, ein- und zweiphasig vor und gehen nicht in benachbarte Quarzkörner über. Sie wurden während der Kristallisation der Magmatite gebildet und sind aus dem Herkunftsgebiet überliefert. Eine zweite primäre Generation liegt auf den Quarzkorngrenzen und entstand im Zuge der Metamorphose. Die dritte und jüngste Generation ist sekundär gebildet. Ihre Einschlüsse ziehen als "inclusion trails" (Mullis 1987) entlang von ehemaligen Rissen durch die Quarze. Dabei gehen sie auch in benachbarte Körner über. Dies spricht für eine späte bruchhafte Deformation des Gesteins, eine Temperatur von 200°C wurde dabei nicht überschritten.

Die Größe der Hellglimmer in den Gneisen variiert zwischen 120 und 960µm.

Biotit ist chloritisiert, titanhaltig und hat Rutil als sekundäres Entmischungsprodukt parallel der drei hexagonalen a-Achsen des Biotits in Form von feinen Nadeln gitterförmig eingeschlossen (L 10/9).

Akzessorisch sind idiomorphe bis angerundete Zirkone (56µm) beteiligt.

In einigen Komponenten wird das Gefüge durch Karbonat überwachsen.

## <u>Matrix</u>

Das Spektrum der Matrix spiegelt die verschiedenen Lithoklasten des Wurstkonglomerates wider. Dominierend sind hierbei detritische Einzelminerale von Quarz und Feldspat, die feinbis mittelsandig vorliegen. Die Mineralbruchstücke in der Matrix sind eckig bis kantengerundet, selten gut gerundet.

Quarze liegen im Wurstkonglomerat in aufgearbeiteter Form vor allem als polykristalline Quarzkomponenten vor, die angerundet bis gut gerundet sind und eine Größe von 0,5cm haben. Altkornreste sowie Rekristallisate zeigen stark undulöse Auslöschung. Auffallend sind die zahlreichen primären und sekundären Gas-Flüssigkeitseinschlüsse, die über Rekristallisatkorngrenzen, die grob suturiert sind, hinweggehen.

Deformationslamellen und in einigen Proben auch Böhmlamellen, die von einer späten kalten, aber schon plastischen Deformation herrühren (L 10/1, 10/2, 10/5, 10/8), sind in den Quarzkomponenten erhalten. Da diese Lamellen nur bis zu einer Temperatur von ca. 290°C erhalten bleiben, müssen sie auf dem retrograden Ast der Metamorphose entstanden sein.

Gangquarze, die polykristallin rekristallisiert sind, werden hydrothermal von Helminth-Chlorit verdrängt (Füchtbauer 1988; L 10/1, 10/2, 10/3).

Es sind nur wenige Einschlüsse von Hellglimmer oder Karbonatmineralen vorhanden.

Monokristalline Quarze sind schwach bis stark undulös auslöschend und maximal 0,8mm groß. Diese Quarze sind entweder gespikt voll mit Gas-Flüssigkeitseinschlüssen oder sie enthalten nur wenige Einschlüsse. Erstere sind hydrothermal, während die einschlussarmen Quarzkörner magmatisch entstanden sind. Dieser magmatischen Quelle sind ebenfalls korrodierte Quarze zuzuordnen, die strain- und einschlussfrei sind. Undulation und Deformationslamellen in einigen Quarzen belegen eine kalte Deformation bei einer

Temperatur < 275°C. Ferner treten syndeformativ rekristallisierte Quarze mit ausgelängten Körnern sowie grob rekristallisierte und grob suturierte Quarz-Quarz-Korngrenzen auf.

Klastische Plagioklaseinkristalle in der Matrix sind nach dem Albitgesetz verzwillingt.

Daneben treten einzelne Hellglimmer, Biotite, Chlorite und Turmalin auf. Hellglimmer-Einkristalle haben eine maximale Länge von 360µm. Viele von ihnen zeigen eine farbige Zonierung, die auf diagenetische Anwachsung um einen ehemals klastischen Kern gedeutet werden können. Einzelne Individuen von Hellglimmern, Chloriten und Biotiten zeigen Knickband-Deformation. Braune und blaue Turmaline sind angerundet. Monazit wurde nur in einer Probe in der Matrix gefunden. Hier ist er 150µm groß, angerundet und schliesst zwei idiomorphe, 30µm große Zirkone ein.

### Zusammenfassung

Radiolarite, hellgraue und schwarze, sind dominierend in diesem Konglomerat. Sie belegen, dass Schichten, die sich im tieferen Wasser bildeten, im Liefergebiet ins Abtragungsniveau gelangten. Daneben sind es weiterhin spärlich Karbonate und Vulkanite, die das Spektrum des Wurstkonglomerates bereichern. Zum ersten Male treten Glimmerschiefer auf, die auf die Erosion von Basementeinehiten hindeuten. Anzeichen einer oberen ozeanischen Kruste, gibt es keine, es tritt kein Detritus aus Gesteinen der ozeanischen Kruste auf. Thermobarometrische Untersuchungen an Hellglimmern liefern nicht die entsprechenden PT-Bedingungen für eine Subduktionszone (s. Kapitel 4.4. Mikrosondenanalysen). Auffallend ist auch, dass Radiolarite im Wurstkonglomerat dominierend sind, in den über- und unterlagernden Konglomeraten nicht bzw. in verschwindend geringer Anzahl auftauchen.

#### 4.3.4. Teuschnitzer Konglomerat

### 4.3.4.1. Stand der Forschung

Der Untere Kulm von Lambelet (1967) entspricht den Lehestener Schichten von von Gaertner (1950), der Obere Kulm entspricht den Teuschnitzer Schichten (Untere und Obere Teuschnitzer Schichten, UTS bzw. OTS). Nach Schäfer & Dörr (1997) stammt das Teuschnitzer Konglomerat aus dem Autochthon der Thüringischen Fazies.

Eine Bearbeitung dieses Konglomerates erfolgte bisher durch mehrere Autoren, wobei hauptsächlich eine makroskopische Ansprache des Gesteines erfolgte.

Kalkowski (1893) untersuchte das Teuschnitzer Konglomerat und vermutete, dass die Gerölle eingefroren in Grundeis in das Kulmmeer transportiert wurden. Seiner Meinung nach lassen die Form der Gerölle und ihre isolierte Lage zwischen Tonschiefern und feinsandigen Grauwacken diesen Schluss zu.

Zimmermann (1910) verglich einige Quarzitgerölle mit anstehenden Gesteinen aus dem Schwarzburger Sattel, führt allerdings keine genaue petrographische Beschreibung an.

Nicolai (1912) kartierte die Verbreitung des Teuschnitzer Konglomerates unvollständig und nahm drei übereinanderliegende Konglomerathorizonte an.

Nach Wurm (1925) stammen die Gerölle des Konglomerates eher aus dem Westen, jenseits der Fränkischen Linie, aus einem abgesunkenen, altpaläozoischen Gebiet, das jetzt von Mesozoikum überdeckt ist.

Eigenfeld (1933) vermutet das Herkunftsgebiet der Gerölle im Norden, da die Größe der Gerölle von Norden nach Süden abnimmt. Der Transport und die Sedimentation erfolgten fluviatil, die große Ausdehnung des Konglomerates führt er auf eine langsam zurückweichende Küstenlinie zurück. Seiner Meinung nach besitzen die Dolomitgerölle ein unterkambrisches, die Quarzitgerölle ein mittelkambrisches Alter. Daraus leitet er ein großes kambrisches Abtragungsgebiet ab, das im Unterkarbon der Münchberger Gneismasse vorgelagert gewesen sein soll. Er schreibt dem Teuschnitzer Konglomerat einen nagelfluhähnlichen Charakter zu. Nach Eigenfeld ist das Teuschnitzer Konglomerat das jüngste Konglomerat in der Westthüringischen Hauptmulde.

Vogler (1956) übernimmt größtenteils die Ansichten Eigenfelds.

Lambelet et al. (1967) postulieren ebenfalls einen fluviatilen Transport. Sie zweifeln allerdings ein nördliches Liefergebiet der Gerölle an. Vielmehr vermuten die Autoren einen Materialtransport aus südwestlicher bis westlicher Richtung. Nördlich der Frankenwälder Querzone tritt das Teuschnitzer Konglomerat nicht mehr auf, was eine Herkunft aus dieser Richtung unwahrscheinlich macht.

Franke (1984) schliesst sich der Meinung von Gräbe & Wucher (1967) an, die ein Liefergebiet im SE vermuten. Darauf deuten nach Franke (1984) auch die richtungsanzeigenden Sedimentstrukturen. Die Schüttungen aus dem Liefergebiet gelangten hangabwärts in das Becken, um dann in die Beckenachse einzubiegen (Lambelet et al. 1967).

Schäfer (1996) analysierte Gerölle und detritische Minerale aus Grauwacken, Konglomeraten und Siltsteinen des Frankenwaldes, des Erbendorfer Paläozoikums und des Barrandiums mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde und leitete daraus ein Liefergebiet ab, welches er im Bereich der Münchberger Gneismasse sowie der Zone von Erbendorf-Vohenstrauss und der Zone von Tepla-Taus vermutet.

Das Teuschnitzer Konglomerat nimmt aufgrund seiner weiten Verbreitung eine Schlüsselstellung in den Grauwackenserien des Oberen Kulms ein (Gräbe & Wucher 1967, Franke 1984), die Flyschsedimente setzen sich in der gesamten Teuschnitzer Mulde als Leitschicht fort. Das Konglomerat setzt sich aus mehreren Grauwacken- und Konglomeratbänken zusammen, die jedoch nirgendwo im Verband aufgeschlossen sind (Lambelet et al. 1967).

Trotz seiner relativ weiten Verbreitung gibt es nur wenige Aufschlüsse des Teuschnitzer Konglomerates. Als Typlokalität gilt der Aufschluss im Bürgersbach, nordöstlich von Wickendorf, 1km oberhalb der Finkenmühle. Die Konglomerate ragen hier aus der Umgebung hervor und haben eine Mächtigkeit zwischen 14 und 20m.

Eigenfeld (1933) hat die Petrographie des Teuschnitzer Konglomerates eingehend untersucht.

### Er bestimmte:

- Quarzite (darunter faßt er helle und dunkle Quarzite, Arkosen und Grauwacken sowie Phycodenschiefer zusammen)
- Granite
- Porphyre
- Dunkle Kieselschiefer
- Tonschiefer



Abbildung 6: Das polymikte Teuschnitzer Konglomerat ist schlecht sortiert, die gerundeten Komponenten liegen in einer feinsandigen Grauwacke-Matrix.

### Makroskopische Gesteinsbeschreibung:

Das Gestein ist massig anstehend. Eine Schichtung oder deutliche Gradierung ist nicht zu erkennen, doch nimmt der Komponentendurchmesser zum Hangenden hin ab. In einer feinsandigen Matrix sind die Komponenten mit einer maximalen Größe von 15 cm regellos verteilt. Unmittelbar im Liegenden sind grün-graue Tonschiefer aufgeschlossen.

Der Geröllinhalt ist polymikt mit angerundeten bis gut gerundeten Geröllen. Die gute Rundung der Gerölle spricht für einen hohen Aufarbeitungsgrad durch langen Flusstransport oder mehrmalige Umlagerung im Strandbereich. Die Farbe der Matrix ist im verwitterten Zustand hell- dunkelbraun, frisch angeschlagen hat sie eine dunkelgraue bis dunkelolivgrüne Farbe. Ein Kalkgehalt konnte mit HCI in keinem Fall nachgewiesen werden.

Das Konglomerat ist teils matrixgestützt, teils dicht gepackt.

## 4.3.4.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## <u>Granite</u>

Granite dominieren im Teuschnitzer Konglomerat. Die Granite des Liefergebietes sind S-Typ Zwei-Glimmer Granite (L 11, L 13/7, L 17, L 19) und Rapakivi- (L 25) oder Antirapakivi Granite (L 21, L 23). Charakteristische granitische Gefüge sind Phänokristalle, die graphische Verwachsung von Quarz und Alkalifeldspat sowie die gegenseitige Ummantelung von Plagioklas und Alkalifeldspat im Falle der Rapakivi- und Antirapakivi-Granite. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig und gleichkörnig, z.T. porphyrisch mit Einsprenglingen von Alkalifeldspat, Plagioklas oder Quarz.

Gesteinsbildende Minerale der Zwei-Glimmer Granite sind Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz sowie Hellglimmer und Biotit.

Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich um hypidiomorphe Kristalle mit einer maximalen Korngröße von 4mm, im Durchschnitt sind die Körner nicht größer als 2mm. Die Alkalifeldspäte sind nach dem Karlsbader Gesetz, selten nach dem Bavenoer Gesetz (L 17, L 19) verzwillingt und häufig sind die Alkalifeldspäte perthitisch entmischt. Film- und Aderpertite sind unterschiedlich stark ausgebildet. Die kontinuierliche perthitische Entmischung von Alkalifeldspäten verlangt Bildungs-Temperaturen < 650°C (Tuttle & Bowen 1958). Eine diskontinuierliche Form der Entmischung stellt sich in Form von Wechselsäumen dar (L 11, L 17/2; Tafel 2, Bild 7). Nach Voll (1969) entstehen sie bevorzugt an energetisch günstigen Karlsbader Zwillingsgrenzen oder an zwei benachbarten Alkalifeldspäten unterschiedlicher Orientierung, die jeweils den Nachbarn "impfen". Diese Fortwachsungen hinterwachsen sich, so dass sich durch Grenzflächendiffusion Wechselsäume im Nebenkristall ausbilden, die im Dünnschliff symmetrisch auslöschen (Voll 1969). Diskontinuierliche Entmischungen sind auch Myrmekite, in denen Alkalifeldspat von Quarz und Plagioklas, die wurmförmig miteinander verwachsen sind, verdrängt wird (Shelley 1993).

Die Alkalifeldspäte besitzen Anzeichen von Bruchtektonik. Brüche und Scherzonen sind mit feinkörnigem Quarz und Hellglimmer ausgeheilt. Dabei ist keine dominierende Richtung der Brüche festzustellen. Die Korngrenzen benachbarter Alkalifeldspäte sind schwach suturiert. Der Plagioklasgehalt tritt hinter dem des Alkalifeldspates zurück. Die Plagioklase sind xenomorph bis hypidiomorph, vereinzelt gedrungen prismatisch ausgebildet. Die Kristalle sind 1,5-3mm groß und schwach bis stark serizitisiert. Teilweise sind zahlreiche idiomorphe Einschlüsse erkennbar. Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Eine Zonierung der Plagioklase wird durch eine unterschiedlich starke Serizitisierung nachgezeichnet. Wie die Alkalifeldspäte sind auch die Plagioklase deformiert, die Kristalle sind verbogen, zerbrochen oder geknickt. Brüche sind mit Quarzrekristallisaten gefüllt.

Plagioklase und Alkalifeldspäte sind beginnend rekristallisiert (L 11, L 17). Die 4 bis 8µm großen Rekristallisatkörner treten an stärkst deformierten Kornteilen auf. Sie sind gegenüber den oft stark getrübten Altkörnern klar oder nur leicht getrübt. Andere Altkörner weisen schwach suturierte Korngrenzen mit Subkornbau auf.

Neben den Feldspäten fallen große Quarze auf, die aufgrund ihrer eckig-rautenförmigen Umrisse als ehemalige Hochquarze identifiziert werden. Prismenflächen sind stark verkürzt. Ihre Größe beträgt maximal 4mm (Tafel 1, Bild 3). Die Quarze zeigen einen ausgeprägten Subkornbau und sind beginnend graphisch mit den Alkalifeldspäten verwachsen. Die

Hochquarze sind ehemals früh aus einer heißen ∳ 573°C, Deer et al. 1992), trockenen Schmelze und unter hohen Drucken kristallisiert. Bei Abkühlung vollzieht sich der Übergang in die Tiefquarzstruktur bei Erhaltung der äusseren Kristallform. Auffallend sind die zahlreichen meist 1-phasigen, zum Teil Gas-Flüssigkeitseinschlüsse, die überwiegend sekundären Ursprungs sind und perlschnurartig durch das Korn ziehen.

Untergeordnet ist ein zweites System von sekundären Einschlüssen zu erkennen, welches das erste System kreuzt. Dabei sind diese sekundären Einschlüsse über die Altkörner hinweg bis in die Rekristallisatkörner zu verfolgen (L 17). Das bedeutet, der Einschluss der Fluids erfolgte nach dem Rekristallisationsereignis. Im Falle von sekundären Einschlüssen wurde eine fluide Phase beim Verheilen eingeschlossen, die sich bildenden Einschlüsse werden isoliert und eingeschnürt. Im Zusammenhang mit den Brüchen im Feldspat kann keine übereinstimmende Richtung festgestellt werden. Die Größe der Einschlüsse in den Quarzen beträgt zwischen 3 und  $14\mu m$  (L 17/1). Seltener sind primäre idiomorphe und unregelmässige Einschlüsse, die regellos im Korn verteilt sind (L 11/1, L 19/1) oder auf Wachstumsflächen angeordnet sind (L 17/1). In einigen Kristallen sind deutliche Deformationslamellen entwickelt (L 19/1), die ein kaltes, schon plastisches Deformationsereignis bei < 275°C belegen.

Eine zweite Quarzgeneration besteht aus xenomorphen, maximal 0,3mm großen Rekristallisatkörnern. Die Korngrenzen sind einfach oder durch straininduzierte Grenzflächenwanderung im Bereich von kleinen Scherzonen schwach suturiert. Dann löschen die Quarzkörner schwach undulös aus. Abseits der Scherzonen sind die Quarze einheitlich auslöschend mit geraden Korngrenzen. Sie streben Korngrenzwinkel von 120° an. Diese Quarzgeneration bildet eine Matrix, in der die Alkalifeldspäte, Plagioklase und die Hochquarze porphyrisch vorkommen. Die Rekristallisate sind einschlussfrei.

Die Muskovite der S-Typ-Granite sind in Scherzonen syndeformativ feinkörnig rekrisallisiert (Tafel 2, Bild 6).

Olivgrün-brauner Biotit ist ebenfalls an Scherzonen gebunden oder tritt in Form von Biotit-Clustern im Gestein auf. Häufig sind die Biotite mit Erz dekoriert und schliessen Schwerminerale ein. Vereinzelt wurde Biotit retrograd in Hellglimmer umgewandelt (L19/1).

In der Schwermineralfraktion treten in den Graniten akzessorisch Zirkon und Monazit auf. Nach Untersuchungen am REM lassen sich beide Minerale klar voneinander unterscheiden. Die Zirkone sind idiomorph und z.T. kantengerundet mit einer Korngröße von 8-40µm.

Die Monazite sind kleiner und haben unregelmässige, z.T. ausgefranste Kornränder. Sie treten in zwei Gruppen auf: entweder bauen sie bevorzugt leichte seltene Erden oder schwere Seltene Erden ein.

Die Anwesenheit der Monazite ist neben den großen Muskoviten ein Indiz zur Klassifizierung der Granite als S-Typ Granite (Chapell & White 1974).

Die hier beschriebenen Granite sind typische Hypersolvus-Granite.

Aus den Informationen der Komponenten-Korngefügeanalyse lässt sich die Deformationsgeschichte der Granite im Liefergebiet rekonstruieren. Eine bruchhafte Deformation führt zur Entstehung der Zerrklüfte in den Feldspäten. Gleichzeitig erfolgt Drucklösung an den Quarzen, das gelöste Material wandert in die Zerrklüfte ein. Eine

nachfolgende plastische, hochtemperierte Deformation bedingt die Rekristallisation beider Feldspäte sowie die grobe Rekristallisation von Quarz. Den Beweis einer retrograden Überprägung liefern die bevorzugt orientierten sekundären Einschlüsse. Diese folgen Rissen, die während einer späten bruchhaften Deformation parallel der Druckspannung angelegt wurden und das Rekristallisationsgefüge überlagern. Dieses späte Ereignis bewirkt ebenfalls die Anlegung der Deformationslamellen in einigen Quarzkristallen.

Neben den beschriebenen Graniten treten im Teuschnitzer Konglomerat Alkali-Granite mit Rapakivi- und Antirapakivistrukturen auf (Rapakivi, finnisch = zerbröckeltes Gestein, Tafel 1, Bild 1+2). Es sind grobkörnige, ungleichkörnige Zwei-Glimmer-Granite. Gesteinsbildende Minerale dieser Granite sind Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz sowie Biotit, Chlorit und Hellglimmer. Die Gesteine sind peraluminös mit Biotit als einzigem mafischem Mineral.

Die Feldspäte weisen durch ihre gegenseitige Ummantelung die charakteristischen Gefüge der Rapakivi- oder Antirapakivi-Granite auf (Vorma 1976, Rämö & Haapala 1995).

Im Falle der Rapakivi-Granite wird der Alkalifeldspat von Plagioklas umsäumt. Die Alkalifeldspäte sind bis zu 4mm groß, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und ader-, flecken- sowie bandperthitisch entmischt.



Abbildung 7: Granitkomponente des Teuschnitzer Konglomerates mit bis zu 4mm großen Alkalifeldspäten, hier als weiße Minerale gut zu erkennen.

Wechselsaum-Entmischungen treten ebenfalls auf. Die Kristalle sind innerhalb der bis 1,5mm breiten Plagioklassäume xenomorph mit ovoidalen bis angerundeten Kristallen. Diese Form der ummantelten Alkalifeldspäte entsteht aufgrund kontinuierlicher Kristallisation aus einer heissen hochviskosen Schmelze oder durch Resorption (Sederholm 1928, Hibbard 1981, Stimac & Wark 1992, Rämö & Haapala 1995).

In den vorliegenden Proben der Rapakivi-Granite überwiegen die nicht-ummantelten Alkalifeldspäte gegenüber den umsäumten. Ein derartiges Rapakivi-Gefüge, in dem nicht alle, sondern nur einzelne Alkalifeldspäte vollständig oder nur unregelmässig von Plagioklas

umsäumt werden, nennt Wahl (1925) wiborgitisch bzw. pyterlitisch, nach den finnischen Regionen Wiborg und Pyterlathi (Vorma 1976). Nach Ansicht von Popoff (1928) ist aber das Fehlen der Plagioklashüllen kein besonderes Charakteristikum der Pyterlite. In der Umgebung von Pyterlathi enthält der typische Pyterlith immer Ovoide mit Oligoklashülle. Er führt auch an, dass es Wiborgitvarietäten gibt, deren Feldspateinsprenglinge überhaupt keine Plagioklashüllen besitzen.

Die Übergänge zwischen Alkalifeldspat und Plagioklas sind zum Teil schwach dendritisch ausgebildet (Hibbard 1981).

Die Feldspäte zeigen Anzeichen einer Bruchtektonik in Form von Brüchen, verbogenen Kristallen oder Knickbändern. An stärker deformierten Kornteilen beginnen Plagioklase und Alkalifeldspäte zu rekristallisieren, was eine Temperatur von mindestens 450°C anzeigt (Voll 1969).

Relikte von Quarz-Altkörnern besitzen eine Größe zwischen 1,8 und 2,4mm. Sie zeigen Subkörner nach dem Basis-a-Gleitsystem. Undulöse Auslöschung und schwach ausgebildete Deformationslamellen in den Altkörnern sind Zeugen einer kalten Deformation. Undulös auslöschende Rekristallisatkörner bilden eine zweite Quarzgeneration, die nach der Rekristallisation noch einmal deformiert wurde. Sie sind =0,3mm groß mit einfachen bis schwach suturierten Korngrenzen und streben mit Korngrenzwinkeln von 120° ein Zellengefüge an. Die Deformationslamellen gehen polygonales nicht in die Rekristallisatkörner über, vielmehr zehren diese die lamellenführenden Altkörner auf. Die jungen Keime sind arm an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, die Altkornrelikte haben primäre und sekundäre Einschlüsse, die ein- und zweiphasig vorliegen. Die primären Einschlüsse sind regellos im Korn verteilt und auf Wachstumsflächen angeordnet, die sekundären befinden sich auf verheilten Rissen.

Hypidiomorpher Biotit kommt in den Rapakivi-Graniten als Cluster oder chlorititsiert in Bereichen von Scherzonen vor, die das Gestein unregelmässig durchziehen. In Quarz und Alkalifeldspat kommt Biotit als magmatischer Einschluss vor. Feinkörniger Hellglimmer tritt in geringen Mengen in Bereichen schmaler Scherzonen auf sowie selten als Einschluss in Quarz und in den Alkalifeldspäten und Plagioklasen, bei letzteren durch Serizitisierung.

Zirkone treten nur im Zusammenhang mit Biotit auf, in dem sie pleochroitische Höfe erzeugen.

Die Gefüge der Rapakivi-Granite geben Hinweise auf die Kristallisationsgeschichte der Gesteine. Biotit ist früh ausgeschieden, er kommt als Einschlussphase in anderen Hauptmineralen vor. Alkalifeldspat ist bis zum Schluss auskristallisiert, denn er hat alle anderen Minerale eingeschlossen.

Die Deformationsgeschichte der Rapakivi-Granite im Liefergebiet lässt sich wie folgt ableiten:

Eine erste bruchhafte Deformation verknickt und zerbricht die Feldspäte. Die dabei entstandenen Zerrklüfte in den Kristallen wurden nachfolgend von druckgelöstem Quarz gefüllt, der in die Klüfte einwandert. Eine anschliessende höher temperierte plastische Deformation führte zur groben Rekristallisation der Quarze, die Plagioklase und Alkalifeldspäte rekristallisieren dabei kleinkörnig. Das undulöse Auslöschen der Quarzrekristallisate weist auf eine spätere Deformation bei niedriger Temperatur hin. Eine

abschliessende kalte Deformation, die bei Temperaturen von < 275°C abläuft, verursacht die Bildung von Deformationslamellen in den Quarz-Altkörnern. Die Lamellen sind schwach ausgeprägt und gehen über die Subkorngrenzen in den Relikten hinweg. Eine Fortsetzung in die Rekristallisatkörner ist nicht zu beobachten.

In den Antirapakivi-Graniten (L 21, L 23) des Teuschnitzer Konglomerates wird Plagioklas von Alkalifeldspat umsäumt. Alkalifeldspat wird bis 6mm groß, die Säume um Plagioklas sind maximal 1mm breit. Die ummantelten Plagioklase sind angerundet und polysynthetisch nach dem Albit- und seltener nach dem Periklin-Gesetz verzwillingt. Die sie umgebenden Alkalifeldspäte sind flecken-, ader- und bandperthitisch entmischt. Auch hier sind Wechselsäume zwischen zwei benachbarten Alkalifeldspäten zu erkennen, die symmetrisch auslöschen. An stärkst deformierten Kornteilen entstehen Rekristallisatkörner, die eine Größe zwischen 12 und 28µm einnehmen.

Ehemalige Hochquarze sind 4mm groß. Sie löschen teilweise parkettartig aus, hervorgerufen durch die simultan aktivierten Gleistsysteme Basis-a- und Prismen-c- am Übergang der Amphibolit-Granulitfazies (Masberg et al. 1992) oder durch Abkühlspannung im Gestein eines ehemals hochtemperierten Magmas. Nach Kruhl (1996) findet diese Aktivierung im höher metamorphen Teil der unteren Kruste statt (6kbar, 730°C). Lister & Dornsiepen (1982) beschreiben ähnliche Gefüge in Quarzen des Sächsischen Granuitgebirges und postulieren 600-700°C und 6kbar. Plastische Deformation führt zu Versetzungsgleiten im Kristall nach dem Basis-a-Gleitsystem. Anschliessende Temperung verursacht Polygonisation, die Versetzungen wandern parallel zu den Prismenflächen aus. Bei diesen erhöhten Temperaturen tritt Prismen-c-Gleitung gleichzeitg neben Basis-a-Gleitung auf und die Subkörner löschen parkettartig aus. An Kornrändern sind sie beginnend statisch rekristallisiert. Die Quarze sind reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, die primär und sekundär vorliegen. Die Größe der Einschlüsse beträgt bis zu 16µm. Simultanes Wachstum von Quarz und Feldspat führt zur Ausbildung des granophyrischen Gefüges, typisch für Restschmelzen nahe am Eutektikum (Williams et al. 1982, Hyndman 1985). Ein derartiges Gefüge tritt weder in den Zweiglimmer-Graniten noch in den Rapakivi-Graniten auf (Tafel 1, Bild 4).

Der bis zu 1,2mm große Biotit ist oliv- bis kräftig grün, vereinzelt ist Rutil sekundär in Form von Sagenitgitter entmischt.

Auffällig ist die große Zahl von idiomorphen Zirkonen (max. 56µm), die in den Biotiten, aber auch in Quarz eingschlossen sind (L 23/1). Teilweise sind sie zoniert.

Rapakivi- und Anitrapakivi-Granite sind A-Typ Granite, die schnell in oberflächennahe Krustenbereiche von 2-10km Tiefe intrudieren, in denen sich die P-T-Konditionen der Schmelze in der Weise verschieben, dass eine frühe Ausscheidung eines Feldspats bei niedrigem PH2O (~ 3kbar) möglich ist. Es folgt die spätere Kristallisation eines zweiten Feldspates, der in Form von Säumen den früher ausgeschiedenen Feldspat ummantelt (Cherry & Trembath 1978, Hibbard 1981, Haapala & Rämö 1990).

Gestützt wird diese Theorie noch durch das magmatische Gefüge der Alkalifeldspäte und Quarze, die graphisch miteinander verwachsen sind, das Resultat einer Kristallisation aus einer Restschmelze nahe am Eutektikum. (Hyndmann 1985, Shelly 1993).

Die Frage nach der Entstehung der Ummantelungsstrukturen der Feldspäte führte in der Vergangenheit zu zahlreichen Spekulationen. Generell bestehen drei Haupt-Modelle, die sich zur Entstehung der Rapakivi Granite durchgesetzt haben. Dazu gehört die Magmenmischung, das partielle Aufschmelzen der Unterkruste (Anatexis) sowie die Restit-Modelle (Sederholm 1928, Tuttle & Bowen 1958, Philpotts 1966, Barker et al. 1975, Cherry & Trembath 1978, Hubbard & Whitley 1978, Emslie 1980, Wones 1980, Hibbard 1981, Collins et al. 1982, Morse 1982, Anderson 1983, Whalen & Currie 1984, Sandifort & Powell 1986, Haapala & Rämö 1990, Rämö & Haapala 1995, Creaser 1991, Nekvasil 1991, Wark & Stimac 1992, Ashwal 1993, Eklund et al. 1994, 1999, Finger et al. 1997, King et al. 1997, Duchenes 1999, Puura & Flodén 1999).

Demnach erscheinen Rapakivis weltweit in unterschiedlichsten Gesteinsassoziationen, wie Anorthositen (Skandinavien; Kranck 1969), Dioriten (New Hampshire; Greenwood 1951), und Rhyodaziten (Nord-Arizona; Bladh, 1980).

### <u>Gneise</u>

Bei den grobkörnigen Gneiskomponenten (L 13/1, L 13/2, L 18/1) im Teuschnitzer Konglomerat handelt es sich überwiegend um Orthogneise, Paragneise sind seltener. Sie führen Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Hellglimmer, Biotit sowie akzessorisch Epidot, Apatit und Rutil.

Das magmatische Gefüge ist meist noch deutlich zu erkennen, die Plagioklase und Alkalifeldspäte nehmen eine maximale Größe von 5mm ein, der magmatische Quarz ist bis zu 4mm groß. Die Größe des Biotites liegt bei maximal 3mm (L 18/1).

Plagioklas ist xenomorph bis hypidiomorph und besitzt Zwillinge nach dem Albit- und dem Periklingesetz. Teilweise weisen die Kristalle zahlreiche idiomorphe Einschlüsse von Serizit auf. Alkalifeldspat ist perthitisch entmischt und ummantelt einige Plagioklase gleich der oben beschriebenen Antirapakivistruktur.

Auffällig ist die Vergrünung einiger Plagioklase, die beginnend oder nahezu vollständig vergrünt vorliegen. In den vollständig vergrünten Minealen wächst Chlorit radialstrahlig vom Rand aus, Zoisit liegt in Form von hexagonalen Körnern vor. Dabei handelt es sich bei der Umwandlung um Propylitisierung der Plagioklase.

Die Feldspäte zeigen Anzeichen einer bruchhaften Deformation, die Körner sind zerbrochen, doch noch nicht rekristallisiert, die Temperatur liegt bei 500-550°C (Voll 1969). Quarz löscht undulös aus und ist an stärkst deformierten Kornteilen rekristallisiert. Bereiche mit eingeregelten, syndeformativ rekristallisierten Quarzen sind auf kleine Scherzonen geschränkt. Hier sind sie deutlich ausgelängt und zeigen suturierte Korngrenzen. Ihre Größe in diesen Bereichen beträgt 80-120µm. Die Rekristallisatkorngröße abseits der Scherzonen liegt bei 60-90µm, die Temperatur hat demnach 350°C nicht überschritten (Voll 1969).

Magmatischer Biotit wurde als Edukt auf dem retrograden Ast von Hellglimmern verdrängt und ist auf die Scherzonen beschränkt. Orange-braunroter Pleochroismus charakterisiert den Biotit als Ti-reiches Mineral. Rutil ist als sekundäres Entmischungsprodukt der Ti-haltigen Biotite in Form von Sagenitgittern ausgeschieden.

Die einschlussreichen Apatite sind idiomorph bis subidiomorph. Ihre Körner sind mit bis zu 4mm sehr groß (L 18/1).

Daneben treten Zirkone auf, die kantengerundet bis angerundet sind (L 13/1).

In den Gneisen sind zwei Schersysteme zu unterscheiden. Das zweite, jüngere System ist weniger ausgeprägt und durchschlägt das durch Hellglimmer und Biotit betonte ältere System. Die jüngeren Scherzonen sind durch rötliche, Fe- haltige Mineralen hervorgehoben.

Die Ergebnisse der Komponentenanalyse der Gneise im Teuschnitzer Konglomerat sprechen für die Deformation eines mittel-grobkörnigen Granites.

### Pyroklastika

Vulkanische Komponenten treten im Teuschnitzer Konglomerat in Form von Meta-Ignimbriten auf (L 13/1, L 13/4, L 13/6, L 14/1). Die Komponenten sind bis zu 3,6 cm groß und gut gerundet. Dominant sind Bruchstücke von basischen und sauren Vulkaniten, von Sedimenten und Metamorphiten sowie Einsprenglingen von Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und selten Muskovit. Die fragmentarischen Bruchstücke nehmen maximal 20% des Gesteinvolumens ein und zeigen einen geringen Sortierungsgrad.

Die serial porphyrischen Plagioklase sind idiomorph bis hypidiomorph und nach dem Albitund dem Periklingesetz verzwillingt. Ihre Korngröße beträgt zwischen 0,1 und 1,4mm. Die Plagioklase sind als Oligoklase anzusprechen, was für SiO<sub>2</sub>-reiche Ignimbrite spricht (Williams et al. 1982). Serizitisierung erfasste alle Plagioklasen.

Die Alkalifeldspäte sind xenomorph bis hypidiomorph, z.T. korrodiert und perthitisch entmischt (Ader-, Flecken und Bandperthite). Die Körner sind bis zu 0,8mm groß und nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Im letzten Stadium der Kristallisation setzte bei eutektischer Zusammensetzung beginnende graphische Verwachung mit Quarz ein (Hyndman 1985, Shelley 1993). Die bis zu 1,5mm großen Quarze zeigen tiefe Korrosionsbuchten (L 13/4), welche die P-Entlastung der Schmelze bei Aufstieg aus einer tiefer gelegenen Magmenkammer dokumentieren.

Das Schwermineralspektrum der Ignimbrite besteht aus Zirkonen und Apatiten. Auffällig ist das extreme Längen- und Breitenverhältnis einiger Kristalle (L 13/4, Mange & Maurer 1991). Die Zirkone sind konisch gewachsen, maximal 200µm lang und 24-30µm breit. Das Längenverhältnis liegt zwischen 3:1 und 6:1. Die Apatite zeigen Skelettwachstum mit ausgeschwänzten Enden. Die Länge der Minerale beträgt maximal 0,4mm. Es handelt sich um Hohlformen der Minerale, die aufgrund extremer Unterkühlung nur noch die Kristallwände aufbauen; in die Hohlräume gelangt Schmelze (Tafel 1, Bild 5). Diese Zirkone und Apatite sind Erstausscheidungen bei hohen Temperaturen. Sie durchlaufen schnell das Kristallisationsintervall, bevor die Schmelze in einen Bereich drastischer Unterkühlung gelangt. Hier sind die Minerale nur noch in der Lage, Hohlformen auszubilden (Shelley 1993). Andere Minerale wie Feldspäte und Quarz wachsen weiter. Sie haben dabei teilweise Apatit sowie Zirkon eingeschlossen und sind selbst korrodiert worden.

Wenige intermediäre Vulkanite kommen als kleine (0,18cm), angerundete bis gut gerundete Komponenten in den Ignimbriten vor (L 13/4). Die Vulkanite sind vergrünt, die ungeregelten Plagioklastafeln stark serizitisiert. Magnetit ist in feinen Körnchen über die gesamten Komponenten verteilt.

Nur selten zeichnen die Mineralbruchstücke die magmatische Fliessebene nach (L 14/1), die durch Korngrößenwechsel und eingeregelte Hellglimmer sowie chloritisierte Biotite

nachgezeichnet wird. In allem Ignimbriten ist die Grundmasse feinkristallin bis kryptokristallin.

Die Ignimbrite sind prävariszisch entlang von Scherzonen deformiert worden. Sie haben dabei auf Kosten ihrer Grundmasse feinkörnige Hellglimmer entwickelt. Ihre Quarze sind dabei nicht oder nur beginnend rekristallisiert. Eine Temperatur von 300°C (Voll 1969) wurde also während der Metamorphose und Deformation nicht überschritten (Tafel 2, Bild 5).

### Metasedimente

Diese Komponenten sind stark im Teuschnitzer Konglomerat vertreten.

Zu ihnen gehören

- Meta-Sandsteine
- Meta-Grauwacken
- Phyllite
- Glimmerschiefer
- Tonschiefer

### Meta-Sandsteine

Die Meta-Sandsteine des Teuschnitzer Konglomerates sind korngestütze, feinsandige Sandsteine (L 12/1, L 13/1, L 13/2, L 13/4, L 14/1, L 15/1). Die Komponenten weisen stabile Gesteinsfragmente auf: der Quarzgehalt beträgt nahezu 90%, der Feldspatgehalt ist sehr gering. Demnach zeichnen sich die Meta-Sandsteine durch ihre kompositionelle Reife aus. Auch texturell sind sie als reif zu bezeichnen: der Matrixanteil ist gering, die Sortierung mässig bis gut und die Körner sind angerundet. Diese Beobachtungen deuten auf eine hohe Aufarbeitung im Liefergebiet.

Die detritischen Quarze löschen schwach undulös aus und zeigen teilweise beginnende Rekristallisation.

Die wenigen Feldspäte sind Plagioklase, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Quarze und Plagioklase liegen mit ihren Längsachsen parallel zu den Schieferungsflächen.

Feinkristallisierte Hellglimmer zeichnen neben rotbraunem Biotit und Chlorit die schwache Schieferung nach, die prävariszisch im Liefergebiet angelegt wurde. Zum Teil wird die Schieferung noch unterstrichen durch lagenweise angereicherte Erze und Schwerminerale, die die ehemalige Schichtung nachzeichnen (L 13/4, L 15/1).

Akzessorisch kommen Schwerminerale und Erze vor. Zirkone sind idiomorph oder kantengerundet, teilweise zonargebaut und bis zu 90µm groß. Selten sind grün-blaue Turmaline sowie getrübte Apatite. Feinste Serizitschuppen kennzeichnen die beginnende Serizitisierung des tonigen Matrixmaterials.

Alle Beobachtungen weisen auf schwach grünschieferfaziell überprägte Sandsteine hin. Die tonige Matrix ist beginnend serizitisiert, ebenso wie die beginnende Rekristallisation der Quarzkörner Temperaturen anzeigen, die 275°C nicht überschritten haben (Voll 1969).

### Meta-Grauwacken

Mittel- bis feinsandige Meta-Grauwacken (L 13/4, 15/1) sind im Teuschnitzer Konglomerat seltener als die beschriebenen Sandsteine. Die Komponenten sind eckig bis angerundet und liegen mit einer Größe von maximal 2cm vor.

In der matrixgestützten Metagrauwacke (L 15/1) liegen überwiegend monokristalline, schlecht sortierte Quarzkristalle in einer feinsandigen kieselig-serizitischen Matrix. Korrosionsbuchten belegen ihre magmatische Herkunft. Wenige polykristalline, grobkörnige Quarze sind Gangquarze, die S1-parallelen Quarzgängen oder aber niedriggradigen Metamorphiten zugeordnet werden können. Sie enthalten wenige nur Gas-Flüssigkeitseinschlüsse. Untergeordnet treten Plagioklase auf. Die Korngefüge der Grauwacken deuten auf eine schwach metamorphe Überprägung.

Hauptkomponenten der komponentengestützen Grauwacken (L 13/4) sind Quarz und Plagioklas sowie Alkalifeldspat. Ausserdem treten Biotit und Chlorit auf. Akzessorisch sind Zirkone beteiligt.

Monokristalline Quarze zeigen Subkornbau oder beginnende Rekristallisation. Ausserdem treten Quarze mit grob suturierten Korngrenzen auf, die vermutlich aus hydrothermal angelegten Quarzgängen stammen.

Diese Quarze beinhalten eine großen Anzahl an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen. Der Quarzanteil in den Meta-Grauwacken liegt bei ca. 70%. Daneben dominiert Feldspat mit frischen Plagioklasen und Alkalifeldspäten. Letztere sind häufig perthitisch entmischt, nur selten sind sie nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, einige wenige sind beginnend serizitisiert.

Daneben fallen große klastische Hellglimmer und braun-rote Biotite auf, die parallel (001) eine Länge von 0,8mm erreichen und starke Knickbanddeformation zeigen. Die Glimmer und Biotite in der Matrix des Teuschnitzer Konglomerates zeigen keine oder nur schwache Deformation, so dass die klastischen Hellglimmer und Biotite der Grauwackenkomponenten ihre Deformation prävariszisch erfahren haben müssen.

Chlorit zeigt den charakteristischen blaugrünen-gelbgrünen Pleochroismus der Mg-Fe-Chlorite, die in den Grauwacken xenomorph begrenzt sind oder rosettenartig wachsen. Chlorit liegt ausserdem als sekundäres Umwandlungsprodukt von Biotit vor.

Untergeordnet sind Bruchstücke von Glimmerschiefern und Tonschieferfragmenten.

Diese angerundeten Komponenten sind nicht größer als 0,6mm. Vulkanoklastische Komponenten kommen in den Grauwacken des Teuschnitzer Konglomerats nicht vor.

Das Schwermineralspektrum beschränkt sich auf einige wenige angerundet bis gerundete Zirkone.

Phyllite

Phyllite treten im Teuschnitzer Konglomerat als prograd rotational deformierte Pelite auf (L 13/1, L 14/1). Sie weisen eine engständige erste Schieferung S1 sowie eine weitständige zweite Krenulationsschieferung S2 auf. 30-150µm lange Hellglimmer "tapezieren" die entsprechenden Schieferungsflächen von S1 und S2 im Korngefüge.

Quarz ist statisch rekristallisiert mit Korngrößen zwischen 60 und 280µm. In glimmerreichen Partien der Phyllite sind die Quarzrekristallisate aufgrund von Drucklösung kleiner als in glimmerarmen Bereichen. In letzteren werden Korngrenzen mit 120° Winkeln ausgebildet. Die Hellglimmer in den glimmerreichen Lagen blockieren die wanderenden Quarz-Quarz-Korngrenzen und verhindern ein Kornwachstum.

Chlorit ist parallel den Schieferungsflächen eingeregelt.

Biotite treten vereinzelt auf, sie werden bis zu 0,4mm groß und sind z.T. beginnend chloritisiert. Selten ist eine Entmischung von Titan in Form von Rutilnadeln in einem Sagenitgitter zu erkennen.

Während D1 haben sich S1-parallele Quarzgänge gebildet, die während der 2. Schieferung (mit-) verfaltet wurden. Diese Gänge bilden sich in Ruhepausen, in denen keinerlei Bewegung an den S1-Flächen stattfindet. Dann reißen die S1-Flächen auf, die Zirkulation von fluiden Phasen führt zur Ausfällung von Quarz, die Gänge werden dann bei weiterer Deformation passiv übernommen (Voll 1969). Dies wird durch die Korngröße der Gangquarzkörner demonstriert, die zwischen 0,1 und 0, 3mm groß sind.

Allgemein lassen die Korngefüge der Phyllite auf eine niedrige Metamorphose-Temperatur schliessen, die 300°C nicht überschritten hat (Voll 1969).

### Glimmerschiefer

Die als Glimmerschiefer ausgebildeten Metasedimente treten als Granat-Plagioklas-Glimmerschiefer auf (L 13/2, L 13/5). Aufgrund des hohen Anteiles an Hellglimmern ist anzunehmen, dass das Ausgangsgestein ein Sediment war.

Die Komponenten sind bis zu 2,5 cm groß. Gesteinbildend sind Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas, Granat sowie Akzessorien.

Die farblosen Hellglimmer sind weitgehend mit ihren Basisflächen parallel in S2 eingeregelt. Es entsteht eine metamorphe Bänderung im Abstand von 0,1-0,4mm. Die Länge der einzelnen Hellglimmer beträgt maximal 1,2mm. Die zwischen diesen Hellglimmerbahnen liegenden Quarzkörner werden bis 0,3mm groß und entwickeln entlang von Quarz-Quarz-Korngrenzen beginnend das Gefüge einer Sammelkristallisation als Hinweis darauf, das eine statische Temperung die Deformation überdauert hat: große konkave Quarze wachsen auf Kosten von kleinen konvexen Körnern. Die Quarzkörner zeigen neben klaren auch getrübte Korngrenzen. An letzteren ist noch ein Rest Matrix zu erkennen, in der Alkalifeldspat, Serizit und Zoisit auf eine ursprünglich tonige Matrix hinweisen. Diese ist durch alle Komponenten zu verfolgen.

Innerhalb der Quarze lassen sich drei Generationen von Gas-Flüssigkeitseinschlüssen unterscheiden (L 13/2): die älteste Generation liegt in den Quarzkörnern und geht nicht über ihre Grenzen hinaus. Die Einschlüsse sind mit 6-10µm die größten der drei Generationen. Sie liegen ein- und zweiphasig vor und stammen aus dem Liefergebiet. Die zweite Generation liegt auf den Korngrenzen und wurde im Zuge der Metamorphose gebildet. Die jüngsten Einschlüsse der dritten Generation bilden "inclusion trails" (Mullis 1987) entlang von Dehnungsbrüchen. Dabei sind sie über mehrere Quarzkörner zu verfolgen. Dies lässt auf eine retrograde Überprägung der Sedimentgesteine durch bruchhafte Deformation schliessen, die bei einer Temperatur von ca. 300°C stattgefunden hat (Voll 1969).

Neben Quarz tritt Alkalifeldspat auf, dessen Kristalle auffallend groß, gerundet und geplättet sind. Die Längsachsen sind zwischen 0,3 und 0,6mm lang. Plagioklase sind zwischen 0,2 und 0,3mm groß und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Vereinzelt treten Schachbrettalbite auf, die einen Hinweis auf saure Plutonite im Liefergebiet geben.

Die Größe der hypidiomorphen bis xenomorphen Granate variiert zwischen 0,3 und 0,6mm. Dort, wo sie erhalten sind, besitzen sie eine blassrosa Farbe oder sind farblos. Dass sie präbis syntektonisch sind, lässt sich anhand der Schieferung beweisen: nach ihrem porphyrischen Wachstum werden die Granate von der Schieferung umflasert. In ihren Druckschatten sind die Quarzkörner größer, die hier stressfrei wachsen können. Einige der Granatindividuen sind von einem unregelmässigem Riss-System durchzogen, welches auf Stressbeanspruchung zurückgeführt wird. In fast allen Granaten ist eine poikiloblastische Struktur durch eingeschlossene Quarze entwickelt. Die Quarze werden während des Wachstums der Granate eingeschlossen, es ist aber keine bevorzugte Einregelung festzustellen. Randlich sind die Granate unvollständig chloritisiert oder in Biotit umgewandelt.

Akzessorisch treten Zirkon, Turmalin (L 13/2) und Titanit (L 13/5) auf. Die idiomorphen bis kantengerundeten Zirkone sind zwischen 60 und 90µm groß. Angerundete Apatite erreichen eine Größe von 50-90µm, einige Individuen haben idiomorphe Kristalle eingeschlossen. Turmalin ist selten. Seine oliv-grüne Farbe ist durch Einbau von Eisen bedingt, seine Körner sind idiomorph, zum Teil mit randlichem Skelettbau. Die braunen Titanite liegen in unregelmässigen Körner vor, die angerundet bis gerundet sind. Ihre Größe variiert zwischen 40 und 120µm. Meist finden sie sich auf den Hellglimmer-betonten Bahnen der Glimmerschiefer.

## Tonschiefer

Tonschiefer treten in ihrer Häufigkeit hinter den oben beschriebenen Metasedimenten zurück. Im Dünnschliff fallen sie meist durch ihre dunkelgrün-braune Farbe auf. Ihre Gerölle sind meist gut gerundet, z.T. unregelmässig begrenzt, ein Hinweis darauf, dass sie als Weichklasten sedimentiert wurden. Im Teuschnitzer Konglomerat sind die pelitischen Gerölle undeformiert. Sie enthalten viele feinkörnige Hellglimmer.

## <u>Matrix</u>

In der Matrix des Teuschnitzer Konglomerates liegt das gesamte beschriebene Komponentenspektrum des Konglomerates aufgearbeitet in Form von detritischen Einzelmineralkörnern vor. Isolierte Mineralbruchstücke nehmen dabei einen Großteil der Matrix ein. Sie sind selten gerundet, meist eckig-scherbig. Quarz liefert mit vielfältigen Korngefügen wichtige Hinweise über die Deformations- und Metamorphosegeschichte im Liefergebiet des Teuschnitzer Konglomerates.

Quarzeinkristalle liegen eckig, angerundet oder stark korrodiert vor und besitzen eine Größe von 0,2 bis 4mm. Dabei unterscheiden sich die undeformierten, einheitlich auslöschenden Kristalle von deformierten Mineralen, die undulös auslöschen, verursacht durch die Verbiegung des Kristallgitters durch Deformation. Darüber hinaus unterscheiden sie sich durch den Gehalt an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen. Dabei werden die Monokristalle mit nur wenigen Einschlüssen den grobkörnigen sauren Plutoniten zugeordnet. Die Monokristalle mit ihren zahlreichen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen entstammen hydrothermalen Gangquarzen.

Die Einschlüsse sind primärer und sekundärer Natur. Erstere sind regellos als einzelne Einschlüsse, meist jedoch als größere Einschlussgruppen im Quarzkorn verteilt. Die sekundären Einschlüsse heilen dünne Risse aus, die sich bei Druckentlastung gebildet haben. Dabei wurde eine fluide Phase beim Verheilen eingeschlossen, die sich bildenden Einschlüsse werden isoliert und eingeschnürt. Nur selten treten zeigen die Quarzeinkristalle Subkornbildung.

Helminth-Chlorite, die häufig in größeren Mengen wurmförmig den Quarz verdrängen, deuten auf Gangquarze hin (Füchtbauer 1988). Allerdings hat Wierich (1999) nachgewiesen, dass derartige Helminthstrukturen nicht auf hydrothermal gebildete Quarzgänge beschränkt sind. Er fand detritische Quarze, die aus der Matrix heraus wurmartig von Helminth-Chloriten verdrängt werden.

Idiomorphe Apatiteinschlüsse in Quarz sprechen für die Anwesenheit von sauren Plutoniten im Herkunftsgebiet, wie zum Beispiel den beschriebenen Granitkomponenten.

Die monokristallinen einschlussfreien Quarzkörner, gerade und undulös auslöschend sowie teilweise korrodiert, entstammen einer magmatischen Quelle, vermutlich den grobkörnigen Granitoiden.

Polykristalline Quarze sind vollständig oder beginnend rekristallisiert, die Rekristallisatkörner sind einheitlich oder schwach undulös auslöschend bei geraden oder leicht suturierten Korngrenzen. Die Altkörner werden von den jungen Rekristallisatkeimen aufgezehrt, in denen im Zuge statischer Temperung Gleichgewichtswinkel angestrebt und polygonale Zellengefüge gebildet werden. Die isometrischen Körner erreichen eine Größe von 60-85µm. Sind die Altkörner reliktisch erhalten, beträgt ihre Größe zwischen 0,4 und 1,2mm, die auf mittel- bis grobkörnige Ausgangsgesteine schliessen lässt. Kornvergröberung ist exakt dort nachzuvollziehen, wo kleine eingeregelte Hellglimmer die ursprüngliche Quarzkorngröße anzeigen: die Quarzkörner waren ehemals nicht größer als der Raum zwischen den einzelnen Hellglimmern. Jetzt erreichen die Rekristallisatkörner eine Größe von 90-150µm.

Die statisch rekristallisierten Quarzkörner sind einschlussarm oder -reich. Es treten primäre ein- und zweiphasige Einschlüsse auf, die regellos im Korn verteilt auf den Wachstumsflächen an Korngrenzen angeordnet sind.

Im Falle syndeformativer Rekristallisation unterlagen die Quarze wieder der Deformation, die die Körner parallel ihrer c-Achse streckte und so ausgelängte Quarzkristalle erzeugte. War die Deformation nur schwach, so bildeten sich keine Neukeime, sondern die Korngrenzen wurden durch straininduzierte Grenzflächenwanderung suturiert, indem weniger deformierte Kornteile stärker deformierte Kornteile aufzehren. Bei stärkerer Deformation kommt es zur Neukeimbildung. Die Rekristallisatkörner löschen undulös aus und weisen suturierte Korngrenzen auf.

Auch bei syndeformativ rekristallisierten Quarzen sind Altkornrelikte vorhanden, die ebenfalls undulös auslöschen. Eine kalte Deformation führte durch mehr oder weniger starke Verbiegung zu kontinuierlicher Verkippung des Kristallgitters, was undulöse Auslöschung erzeugte. Diese syndeformativ rekristallisierten Quarze sind aus den Orthogneisen des Teuschnitzer Konglomerates abzuleiten. Eine später überlagerte stärkere Deformation löscht die Rekristallisation der Quarze aus. Zeugen einer kalten Deformation sind neben der Undulation auch Deformationslamellen, die sich in den Quarzkörnern entwickelten. Sie sind überall dort zu finden, wo Quarz kalt, aber schon plastisch deformiert wurde und anschliessend nicht höher aufgeheizt wurde. Diese feinen Linien sind zwischen 12 und 35µm breit und folgen oft den Rhomboederflächen der Quarzkörner. Sie entstehen bei einer Temperatur < 275°C und dokumentieren die frühest mögliche plastische Deformation in Quarz. Oberhalb dieser Temperatur bilden sich Fluideinschlüsse, die die Deformationslamellen dekorieren und als Böhmlamellen, stellenweise auch in zwei Scharen, die Quarzkörner durchziehen. Ihre Erhaltung beweist, dass das Gestein anschliessend nicht höher als 290°C aufgeheizt wurde, da oberhalb dieser Temperatur die Böhmlamellen verschwinden (Voll 1969).

Im Teuschnitzer Konglomerat sind die Quarze, in denen die Deformationslamellen auftreten, syndeformativ rekristallisiert, was durch suturierte Korngrenzen verdeutlicht wird. Rekristallisation zehrt die Deformationslamellen auf, nur die Fluideinschlüsse bleiben in den Quarzen zurück, die eigentlichen Lamellen werden aufgezehrt. Das bedeutet, das die kalte Deformation, die zur Entstehung der Lamellen im Teuschnitzer Konglomerat führte, auf dem retrograden Ast der Metamorphose stattgefunden haben muss.

Stellenweise treten kleine Bruchstücke auf, die nur teilweise syndeformative Rekristallisatkörner aufweisen, der restliche Quarz ist statisch rekristallisiert. Die Deformation beschränkte sich demzufolge auf kleine Scherzonen, die prävariszisch im Liefergebiet angelegt wurden.

Andere Bruchstücke weisen Quarze auf, die wie in den oben beschriebenen Graniten parkettartig auslöschen, hervorgerufen durch simultan aktivierte Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme (Kruhl 1996). Die simultane Aktivierung beider Gleitsysteme geschieht ab der Grenze Amphibolit-/Granultifazies (Masberg et al. 1992) oder durch Abkühlspannung in einem ehemals hochtemperierten Magma.

Entsprechend stammen die klastischen Quarze aus verschiedenen Herkuntsgebieten: Korrodierte Quarz-Einkristalle sind sicher magmatisch. Grob rekristallisierte und suturierte Gangquarze mit zahlreichen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen deuten auf hydrothermale Reaktionen in einem sedimentären Stockwerk (Tucker 1985). Die frischen undeformierten Einkristalle stammen aus einem nicht bis schwach metamorphen Liefergebiet. Auf hochmetamorphe Bedingungen deuten die gleichzeitge Aktivierung der beiden Gleitsysteme im Quarz einiger Granite.

Die klastischen Hellglimmer in der Matrix sind bis 1mm große, völlig strainfreie Bruchstücke von Hellglimmer-Einkristallen. Damit unterscheiden sie sich von den polykristallinen Aggregaten der Metamorphite. Dieses Korngefüge spricht für einen plutonischen Ursprung. Nur selten zeigen die Hellglimmer Anzeichen einer Knickband-Deformation, die sich stets auf das variszische Stressfeld beziehen lässt, welches das Teuschnitzer Konglomerat insgesamt deformierte. Aus der Fraktion der Schwerminerale sind Apatite, Zirkone und Turmaline vorhanden.

## Zusammenfassung

Im Teuschnitzer Konglomerat überwiegen die sauren Plutonite eines kristallinen Basements (Alkali-Granite, Rapakivi-, Antirapakivi-Granite) mit ihren zahlreichen Wachstumgsgefügen. Auch hier treten noch die synorogenen Sedimente auf, die auch im Poppengrüner

Konglomerat und im Wurstkonglomerat auftreten und ein weitgehend einheitliches terrestrisches Lithoklastenspektrum präsentieren. Magmatische Lithoklasten fehlen in den Resedimenten vollkommen. Diese Beobachtungen sprechen für ein Liefergebiet, welches durch saure Plutonite und niedriggradig metamorphe Psammopelite als Hüllgesteine charakterisiert ist.

In diesem Konglomerat treten die intermediären und basischen Komponenten zurück, ebenso wie Karbonatklasten und Radiolarite, die im Wurstkonglomerat noch dominierend sind. Intermediäre und saure Gesteinsbruchstücke kommen in den Ignimbriten des Teuschniter Konglomerates vor und belegen eine anhaltende vulkanische Aktivität im Liefergebiet.

Die häufig auftretenden Gangquarze entstammen Pegmatiten oder Quarzgängen, die im Liefergebiet parallel S1 angelegt wurden.

Auffällig ist die überwiegend gute Rundung der Komponenten im Teuschnitzer Konglomerat, die auf eine hohe Aufarbeitung in einem höherenergetischen Milieu, möglicherweise im Strandbereich hinweist. Demgegenüber zeigen die Lithoklasten der Matrix meist eine eckige bis angerundete Form. Diese Komponenten haben ihre Rundung in einem weniger energetischen Milieu erhalten oder ihr Transportweg war nicht sehr weit.

## 4.4. Mikrosondenanalyse

Für die Mikrosondenanalytik wurden geeignete Proben ausgewählt und entsprechend polierte Dünnschliffe mit einer Dicke von 30µm angefertigt. Um eine optimale Leitfähigkeit der Oberfläche zu erreichen, wurden die Präparate unter Vakuum mit Kohlenstoff bedampft.

Die Analysenauswertung der Mikrosonden-Daten erfolgte auf Grundlage der Normierung auf 24 Sauerstoffatome. Es wurden Hellglimmer aus verschiedenen Komponenten des Teuschnitzer Konglomerates und des Wurstkonglomerates analysiert, ebenso klastische Hellglimmer in der Matrix dieser Konglomerate. Zusätzlich sind Granate aus Glimmerschiefergeröllen des Teuschnitzer Konglomerates analysiert worden.

Der Schwerpunkt der Mikrosonden-Messungen lag auf der Hellglimmer-Analytik. Durch ihre chemische Zusammensetzung ist es möglich, die plattentektonischen Prozesse der variszischen Orogenese zu entschlüsseln. Magmatische und metamorphe Hellglimmer können unterschieden werden, die Seladonit-Substitution fungiert dabei als Barometer. Die Silizium- und Aluminiumgehalte der Hellglimmer spiegeln ihre Entwicklung im Liefergebiet wider, verschiedene Populationen sind von ihrer magmatischen Quelle bis zu höchstsubstituierten Phengiten zu differenzieren.

## 4.4.1. Phengitsubstitution

Die Ergebnisse der Analysen sind in Diagrammen dargestellt, in denen Silizium pro Formeleinheit (Si/fu) gegen Aluminium pro Formeleinheit (Al/fu) abgetragen wird. Die eingetragene Gerade stellt jeweils die ideale Austauschgerade der Seladonit-Substitution (Al<sup>IV</sup> + Al<sup>VI</sup> = Si + (Mg, Fe<sup>2+</sup>)) zwischen den Endgliedern Muskovit und Seladonit dar.

Die analysierten Hellglimmer stellen Glieder der Mischungsreihe Muskovit (Si= 3,0/fu) - Phengit (Si= 3,5/fu) - Seladonit (Si=4,0/fu) dar, mit Muskovit:  $KAl_2$  [AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>](OH<sub>2</sub>) und Seladonit: K(Mg, Fe<sup>2+</sup>) (Fe<sup>3+</sup>, Al) [Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> (Deer et al. 1992).

Bezug genommen wurde auf das Phengit-Barometer von Massonne & Schreyer (1987).

Phengit wird vom Muskovit abgeleitet durch die gekoppelte Substitution S<sup>4+</sup> und Fe<sup>2+</sup> (oder  $Mg^{2+}$ ) für 2 Al<sup>3+</sup>. Im Muskovit tritt Al sowohl in oktaedrischer Koordination (Al<sup>VI</sup>) als auch in tetraedrischer Koordination (Al<sup>IV</sup>) auf, während Si Tetraederplätze, Fe und Mg Oktaederplätze einnehmen.

Die Phengitsubstitution lautet: I. Si<sup>IV</sup> + (Mg, Fe)<sup>VI</sup>  $\leftrightarrow$  Al<sup>IV</sup> + Al<sup>VI</sup> (Velde 1965, 1967, 1973, 1978, Massonne und Schreyer 1987, Guidotti & Sassi 1998). Phengite beschreiben Hellglimmer, die ein Si/Al Verhältnis von 3:1 und größer haben. Kalibetonte Hellglimmer mit einem Si-Gehalt von 6,6-7,2/fu sind als phengitische Muskovite zu bezeichnen (Bailey et al. 1979). Die Zunahme von Si bewirkt die Substitution von (Mg, Fe) für Al auf den Oktaederplätzen (Deer et al. 1992).

Liegen die Messpunkte unterhalb der idealen Austauschgeraden, ist dieses auf eine weitere Substitution zurückzuführen. Die Al-Gehalte auf der Tetraederposition (Al<sup>V</sup>) sind unterpositioniert, es findet keine reine Seladonit-Substitution statt. Grund dafür ist eine weitere Substitution von Al<sup>VI</sup> und Fe<sup>3+</sup> auf der Okaederposition: II. Al<sup>VI</sup>  $\leftrightarrow$  Fe<sup>3+</sup>. Daduch wird die Anwendbarkeit des Phengit-Barometers eingschränkt (Massonne & Schreyer 1987).



Abbildung 8: Phengit Barometer nach Massonne & Schreyer (1987) mit den Si-Isoplethen für Si/fu. Eingetragen ist der kontinentale geothermische Gradient für 10°C/km, 20°C/km,

30°C/km (gleichmässig gestrichelte Linie) sowie der ozeanische geothermische Gradient für 10°/km (gepunktet-gestrichelte Linie).

Lange bekannt ist der Zusammenhang zwischen Si-Gehalt und Metamorphosegrad. Schon Velde (1965, 1967) erläutert die veränderte Stabilität der Phengite mit steigendem Si-Gehalt im Zusammenhang mit niedriger Temperatur und zunehmendem Druck. Der Si-Gehalt der Hellglimmer nimmt bei konstanter Temperatur mit Erhöhung des Druckes deutlich zu. Bei zunehmendem Druck erfolgt eine lineare Zunahme an Si, bei zunehmender Temperatur dagegen eine Abnahme des Si-Gehaltes pro Formeleinheit (Ernst 1963). Phengite bzw. die Kationenverhältnisse können zur Korrelation von Metamorphosegraden herangezogen werden. Die Minerale mit einer Celadonitkomponente von > 70% stammen aus Hochdruckmetamorphiten, diejenigen mit einem hohen Al-Gehalt (> 5,4) sind magmatische Muskovite. Bei steigender T nimmt der Si-Gehalt ab, ein hoher Gehalt an Al spricht für Plutonite (Monier & Roberts 1986, Lee et al. 1981, Deer et al, 1992).

Neben der Muskovit-Seladonit Substitution sind weitere Substitutionen zu berücksichtigen. Zum einen ist die des Titans zu berücksichtigen (Evans & Guidotti, 1966; Guidotti, 1973,1978): III. 2AI<sup>VI</sup>  $\leftrightarrow$  (Mg, Fe<sup>2+</sup>) + Ti<sup>4+</sup>. Guidotti (1978) sowie Evans & Patrick (1987) weisen in mittel- bis hochgradig metamorphen Peliten eine ständige Ti-Zunahme in den Hellglimmern von der oberen Grünschieferfazies bis zur höheren Amphibolitfazies nach, bei gleichzeitiger Abnahme des Seladonit-Gehaltes der Phengite.

Zum anderen ist die Substitution von Natrium zu nennen. Allerdings konnte ein Einfluss von Natriumeinbau laut Massonne (1981) nicht befriedigend bestätigt werden. In seinen

Experimenten hatten die Hellglimmer aus Gesteinen ähnlicher Mineralparagenese (mit Si-Gehalten (6,4/fu), die oberhalb von 450°C kristallisierten, Na-Gehalte von < 0,1/fu. Demgegenüber sind Hellglimmer mit einem Na-Gehalt von < 0,05 Na/fu seiner Meinung nach unterhalb von 450°C kristallisiert. Das der Na-Gehalt der Hellglimmer mit zunehmendem Si-Gehalt abnimmt, bestätigen auch Guidotti (1978) und Evans & Patrick (1987). Dies ist zurückzuführen auf die Sättigung der Hellglimmer an Natrium, die in Abhängigkeit von der Temperatur nur beschränkt Natrium aufnehmen können. Die Sättigungsmengen sinken anscheinend mit zunehmendem Si-Gehalt (Massonne 1981). Allerdings ist der Natriumgehalt der Hellglimmer auch abhängig von Natriumgehalt der beteiligten Plagioklase in den Paragenesen. Je höher die Albit-Komponente in den Plagioklasen, desto höher war der Natriumgehalt der koexistierenden Hellglimmer (Labotka 1980, Massonne 1981).

Der Na-Einbau wird von einer Reihe verschiedener Faktoren beeinflußt, so dass diese Substitution zur P-Abschätzung im vorliegenden Fall nicht geeignet ist.

Bei den vorliegenden Analysen der klastischen Hellglimmer fehlt die limitierende Mineralparagenese, die bei dieser Hellglimmerpopulation in der Matrix nicht mehr vorhanden sind. Der Druck für diese Hellglimmer kann nur geschätzt werden. Für das Teuschnitzer Konglomerat und das Wurstkonglomerat werden Bedingungen der maximal oberen Grünschieferfazies angenommen. Für einen höheren Metamorphosegrad liegen weder Mineralparagenesen noch entsprechende Gefüge vor. Weiterhin sei darauf hingewiesen, dass die Metamorphite Hellglimmer mehrerer Generationen aufweisen können. Nach Massonne und Schreyer (1987) wird eine Homogenisierung und Equilibrierung der Muskovite nur langsam erreicht, so dass nach einer retrograden Überprägung der Gesteine Relikte einer prograden Entwicklung vorhanden sein können.

# 4.4.2. Teuschnitzer Konglomerat

# 4.4.2.1. Ausgewählte Hellglimmer verschiedener Lithoklasten

Insgesamt wurden 62 Hellglimmerminerale aus dem Teuschnitzer Konglomerat gemessen. Es handelt sich dabei um Minerale aus Gneisen, niedrig-gradig metamorphenSedimenten, Phylliten und Glimmerschiefern, darüber hinaus auch solche, die in Scherzonen kristallisieren oder als Einschluss in anderen Mineralen vorkommen.

Dabei wurden mindestens zwei Messungen pro Korn durchgeführt, abhängig von der Größe und Beschaffenheit des Minerales.

Grundsätzlich kann eine metamorphe von einer plutonischen Quelle unterschieden werden. Für die magmatische Quelle wird eine empirische Grenze im Diagramm bei 5,4 Al/fu gezogen (nach Monier & Robert 1986; Deer et al.1992).

Anhand des Diagrammes (Abbildung 9) lassen sich die Möglichkeiten der geochemischen Differenzierung unterschiedlicher Hellglimmerpopulationen und ihre Genese kritisch beleuchten.

#### Hellglimmer-gesamt



Abbildung 9: Auswertung der Mikrosondenanalysen. Aufgetragen ist Si/fu gegen Al/fu. Hellglimmer in Scherzonen und in Pseudomorphosen bilden die Population der höchst substituierten Minerale.

Eine Quelle der Hellglimmer war plutonisch, wie die Gruppe der Muskovite mit Al > 5,4 beweisen (Monier & Robert 1986; Deer et al. 1992). Sie stammen aus Granitbruchstücken. Die rein magmatischen Hellglimmer sind unterrepräsentiert. Neben den sicher magmatischen Hellglimmern sind auch Hellglimmer Quarz die in aus einem Zweiglimmergranit plutonisch. Bei diesem magmatischen Hellglimmer handelt um einen 60µm großen Einschluss (6,2 Si/fu; 5,6 Al/fu) im Quarz (1mm) eines Zwei-Glimmergranites (L 11/1, # 7).

Bei anderen plutonischen Hellglimmern (6,1 Si/fu; 5,5 Al/fu) handelt es sich um feinkörnige Kristallisationen in einem Pegmatit, der metamorph schwach überprägt wurde (L 14/1, # 49). Große Quarzaltkörner sind randlich kleinkörnig rekristallisiert und zeigen Subkornbildung. Die geringe Korngröße der Rekristallisate und die Erhaltung von Böhmlamellen bezeugen, dass die Temperatur 300°C nicht überschritten hat (Voll 1969). Metamorphose und Deformation reichten aus, um die Hellglimmer zu krenulieren (S1+S2).

Die Hellglimmer an einem Albitkristall in der Matrix (L 14/1, # 39, 40) sind zwischen 120 und 200µm groß. Der gesamte Albitkristall besitzt eine Größe von 510µm. Hier verdrängt der Hellglimmer den Albit.

Die Mehrzahl der grobklastischen Hellglimmer in der Matrix des Konglomerates sind ihrem Korngefüge nach ebenfalls magmatisch. Ihre deutlich niedrigeren Al-Gehalte decken das Spektrum der Pegmatitglimmer ab. Sie weisen eine höhere Substitution im Bereich von 6,13-6,68 Si/fu auf und repräsentieren Hellglimmer im metastabilen Zustand. Sie sind zwischen 90 und 1000µm groß. Die Größe der Kristalle schliesst aus, dass die Hellglimmer aus Phylliten stammen, deren Hellglimmer eine viel geringere Größe besitzen.

Der Ti-Gehalt der klastischen Hellglimmer schwankt wenig zwischen 0,046 und 0,101 Ti/fu, im Mittel bedeutet dies einen Wert von 0,064 Ti/fu. Den höchsten Ti-Gehalt besitzt dabei erwartungsgemäss der niedrigst-subsitutierte Hellglimmer in der Matrix. Der TiO<sub>2</sub>-Gehalt liegt bei 0,587Gew.-%. Obschon die klastischen Hellglimmer nicht hoch substituiert sind, zeigen sie höhere Ti-Gehalte als die höher substituierten Hellglimmer, die in Scherzonen kristallisieren.

Der Natriumgehalt nimmt mit steigendem Si-Gehalt ab, er liegt in den klastischen Hellglimmern bei 0,183 Na/fu (0,030-0,249), der Na<sub>2</sub>O-Gehalt liegt im Mittel bei 0,752 Gew.-%.

Werden in das Diagramm von Massonne & Schreyer die geothermischen Gradienten geplottet, so können durch die P/T-Abschätzung folgende Wertepaare ermittelt werden:

Die klastischen Hellglimmer mit dem maximalen Si-Gehalt von 6,7 repräsentieren einen relativ niedrigen kontinentalen geothermischen Gradienten von 16-17°C/km (600°C/10,5kbar; 700°C/12kbar)

Zieht man den ozeanischen Gradienten heran, liegt er bei 18-19°C/km (600°C/10,5kbar), für eine Subduktionzone sehr hoch.

Plutonische Hellglimmer, die in Scherzonen rekristallisieren (24-72µm), haben dabei die doppelte Seladonit-Muskovit Substitution durchgeführt, sie repräsentieren die höchst substitutierten Phengite mit bis zu 6,8 Si/fu. Ein breit gestreutes Feld der Zusammensetzungen verbindet die Si-reichsten Phengite mit den Muskoviten ihrer Quelle. Innerhalb eines Rekristallisationsaggregates kann der Al-Gehalt um 0,6 Al/fu variieren, was Kristallisation im Ungleichgewicht anzeigt. Diese Population der Hellglimmer plottet im Diagramm im Bereich 6,4 bis 6,7 Si/fu. Nur die drei höchstsubstituierten Phengite (6,77-6,79 Si/fu) könnten eine niedriggradige Hochdruckmetamorphose (450°C/8kbar) dokumentieren.

Der Ti-Gehalt der Scherzonen-Hellglimmer ist der niedrigste der gemessenen Proben, analog der höchsten Substitution. Der durchschnittliche Titangehalt der in Scherzonen kristallisierten Hellglimmer liegt bei 0,016 Ti/fu (0,002-0,030), der TiO<sub>2</sub>-Gehalt im Mittel bei 0,168 Gew.-% (0,02-0,30).

Der Natriumgehalt dieser Hellglimmer variiert nur gering und liegt bei 0,030 Na/fu (0,012-0,038), der Na<sub>2</sub>O-Gehalt liegt zwischen 0,07-0,15Gew.-% (im Mittel 0,115Gew.-%), auch hier entspricht der niedrigste Gehalt dem höchsten Si-Gehalt/fu der Minerale.

Die Hellglimmer der Scherzonen zeigen einen klaren Trend hin zu den höchst substituierten Phengiten. Bei einem maximalen Si-Gehalt von 6,8 /fu entspricht das einer T von 550°C und 11kbar bzw. 700°C und 13kbar. Die geothermischen Gradienten liegen bei 15-17°/km (ozeanisch) bzw. bei 13-14°C/km (kontinental). Dies ist zu hoch für eine Subduktionzone, aber zu niedrig, um kontinentale Bedingungen zugrunde zu legen.

Hellgimmer, die sich während niedriggradiger Metamorphose aus Tonmineralen bildeten, z.B. in Sedimenten, Phylliten und Glimmerschiefern, unterscheiden sich durch ihre Heterogenität deutlich von den magmatischen Hellglimmern. Diese Heterogenität wird hervorgerufen durch die Vielfalt der Tonminerale, ihre imperfekte und unvollständige Kristallisation und Wechsellagerungsstrukturen. Hellglimmer in Phylliten bilden eine weitstreuende Population (6,24-6,6 Si/fu; 4,9-5,3 Al/fu), welche sich durch höhere Al-Gehalte

klar von den Scherzonen-Hellglimmern abgrenzt. Bei fortlaufender Metamorphose werden die metastabilen Zusammensetzungen der Minerale umgebaut zu stabilen Zusammensetzungen, wobei ältere Relikte metastabil überbleiben können. Werden die Hellglimmer aus den Phylliten, Glimmerschiefern und den Paragneisen in eine Liefergebietseinheit gerechnet, so wird deutlich, dass sich diese prograd metamorphe Reihe im Bereich der Regionalmetamorphose befindet. Die Größe der Hellglimmer in diesen Metasedimenten beträgt zwischen 56 und 350µm. Die Scherzonen sind also nicht im Phyllitstockwerk angelegt worden, ihre Minerale sind kleiner.

Der Titangehalt der Metasedimente liegt bei 0,034 Ti/fu, (0,004-0,051), das entspricht 0,354 (0,04-0,51) Gew.-% TiO<sub>2</sub>.

Der Natriumgehalt der Metasedimente variiert zwischen 0,067 und 0,203 Na/fu. Der Durchschnittswert liegt bei 0,134 Na/fu.

Die Hellglimmer aus den Gneisen fallen in den Bereich um 6,4 Si/fu. Die Korngröße der Hellglimmer im Gneis beträgt 56-150µm, die die der Hellglimmer aus den Phylliten übertrifft, so dass diese Quelle ausgeschlossen werden kann. Die Rekristallisatkorngröße der Quarze in den Gneisen spricht dafür, dass die Temperatur 350°C nicht überschritten hat (Voll 1976). Die Korngrenzen sind nur schwach suturiert, die Quarze löschen leicht undulös aus. Vermutlich stammen die klastischen Hellglimmer der Matrix von solchen (Ortho-) Gneisen ab. Aufgrund der nur wenigen Messungen in Gneis-Komponenten kann über die Streubreite keine allgemein gültige Aussage gemacht werden.

Bei einem durchschnittlichen Si-Gehalt von 6,4/fu liegt der zugehörige kontinentale geothermische Gradient bei 23-25°C/km (700°C/8kbar; 500°C/5,5kbar). Der ozeanische Gradient liegt bei 26-27°C/km, von den Temperaturen einer Subduktionszone weit entfernt.

Viele Daten liegen unterhalb der idealen Seladonit-Muskovit Mischreihe, hervorgerufen durch eine weitere Substitution von Al durch F<sup>3+</sup> (Velde 1965). Dadurch wird die Anwendbarkeit des Phengit Barometers (Massonne & Schreyer 1987) eingeschränkt.

Anhand der Si-Gehalte und der geothermischen Gradienten ist keine Subduktionszone nachzuweisen, die vielfach im Bereich des Frankenwaldes postuliert werden (z.B. Schäfer 1996, Franke 1984). Die Gradienten sind in der Regel viel zu hoch, um für eine Subduktonszonen-Metamorphose zu sprechen. Auch werden die erforderlichen Drucke nicht erreicht. Allerdings sind die verwandten kontinentalen Gradienten sehr niedrig. Dies kann mit Krustenverdickung durch Kollision und Deckenstapelung der Varisziden einhergehen, die einen unmittelbaren Einfluss auf die P-T-Bedingungen hat.

Bei der Annahme eines Deckenstapels müssen für diese Auflast neue Gradienten berechnet werden. Bei Annahme einer Auflast von maximal 20km ergibt sich daraus ein Gradient, der zu hoch ist, als dass er die ermittelten Si-Gehalte der Hellglimmer im Wurstkonglomerat erklären kann.

Bei einer Auflast von 10km Mächtigkeit ergeben sich folgende Gradienten, bzw. ermittelte Mächtigkeiten für die angegebenen Si-Gehalte der einzelnen Populationen.

Für das Teuschnitzer Konglomerat erhält man für die einzelnen Hellglimmer Populationen in folgenden Komponenten:

- Gneise: 6,8 Si/fu  $\cong$  14,5km Auflast, 20°C/km: 450°C-10kbar; 600°C-12kbar
- Glimmerschiefer: 6,7 Si/fu ≅ 10km Auflast, 20°C/km: 450°C-8,8kbar
- Klastische Hellglimmer: 6,6 Si/fu ≅ 6,1km Auflast, 20°C/km: 450°C-7,5kbar

Für die Hellglimmer in Grauwacken (6,6 Si/fu), in Scherzonen (6,6 Si/fu), und in Metasandsteinen (6,6 Si/fu), ergeben sich ähnliche Wertepaare wie bei den klastischen Hellglimmern in der Matrix ermittelt.

Nach Annahme von Massonne (1981) sind die Hellglimmer mit einem Na-Gehalt von < 0,05 Na/fu in einem Temperaturbereich unterhalb von 450°C gebildet worden. Die Hellglimmer, die in Scherzonen kristallieren, zeigen sehr hohe Si-Gehalte, dabei einen erwartet niedrigen Na-Gehalt von 0,030 Na/fu. Diese sind demnach bei einer Temperatur < 450°C gebildet worden. Das bedeutet bei einer maximalen Temperatur von 450°C einen maximalen Druck von 10kbar.

Die Hellglimmer der Metasedimente sind nach den Experimenten von Massonne oberhalb von 450°C gebildet worden, ihr Na-Gehalt liegt bei 0,134 Na/fu, dieser sehr hohe Gehalt bestätigt den sehr niedrigen Si-Gehalt, der zwischen 6,25 und 6,6 Si/fu liegt.

### 4.4.2.2. Granat aus einem Granat-Glimmerschiefer

Granat tritt im Teuschnitzer Konglomerat sehr selten auf und wurde nur in einer Probe analysiert. Es handelt sich um einen Granat-Glimmerschiefer (L 13/2), in dem die Granatgröße zwischen 0,3 und 0,6mm variiert. Die Granate sind hypidiomorph bis xenomorph und werden entlang von dünnen Rissen retrograd chloritisiert. Aufgrund der die Minerale durchziehenden Risse konnten keine kontinuierlichen Messungen zur Zonierung, sondern lediglich Einzelmessungen vorgenommen werden.

Detritische Granate sind in keiner Probe vorhanden.

Die Mineralchemie der Granate in Glimmerschiefern zeigt, dass die Minerale durch hohe Almandin- und Grossulargehalte gekennzeichnet sind. Die Almandin-Komponente variiert zwischen 68 und 57Mol%, die Gehalte der Grossular-Komponente zwischen 21 und 16 Mol%. Der Pyrop-, Spessartin und Andradit-Gehalt ist vergleichsweise gering und ist < 11 Mol%. Es handelt sich bei diesen Granaten demnach um Ca-reiche Granate, die aus Metabasiten unterschiedlicher Metamorphosegrade beschrieben werden (Ganssloser 2000).

Das Verhältnis von (FeO+MgO)/(CaO+MnO) gilt als Indikator für den Metamorphosegrad (Nandi 1967, Deer et al. 1992). Mit steigendem Metamorphosegrad und zunehmendem Druck wird das Verhältnis kleiner, der Gehalt an (FeO+MgO) nimmt bei abnehmendem Gehalt an (CaO+MnO) zu. Grund dafür ist der bevorzugte Einbau der größeren Fe- und Mg-Ionen, die kleineren Ca- und Mn-Ionen werden aus dem Kristallgitter verdrängt (Nandi 1967).

Die Granate weisen im Mittel einen (FeO+MgO)-Gehalt von 28,83 Gew.-% sowie einen Gehalt an (CaO+MnO) von 10,50 Gew.-% auf.

Vergleicht man die Verhältnisse von (FeO+MgO)/(CaO+MnO) der Granate des Teuschnitzer Konglomerates mit dem Diagramm von Nandi (1967), plotten die Granate des Gneises in das Feld der Disthen-Zone, welche der unteren Amphibolitfazies entspricht.

Die Ergebnisse der Dünnschliffmikroskopie liefern anhand der bruchhaften Deformation in den Feldspäten Hinweise auf von 500-550°C, die Rekristallisatkorngröße der Quarze deutet auf Temperaturen < 350°C. Die Gneise wurden retrograd überprägt.

### 4.4.3. Ausgewählte Hellglimmer verschiedener Lithoklasten (Wurstkonglomerat)

Aus dem Wurstkonglomerat wurden 65 Hellglimmer mit der Mikrosonde analysiert. Dabei handelt es sich um klastische Hellglimmer in der Matrix oder in verschiedenen ausgewählten Komponenten des Konglomerates wie Gneisen und (Meta-) Sedimenten (Grauwacken, Glimmerschiefer). Dabei wurden mindestens zwei Messungen, maximal 8 Messungen pro Korn durchgeführt.



Abbildung 10: Auswertung der Mikrosondenanalysen. Aufgetragen ist Si/fu gegen Al/fu. Hellglimmer in Gneisen bilden die Population der höchst substituierten Minerale.

Klastische Hellglimmer in der Matrix der Konglomerate sind zwischen 240 und 880µm groß. Die Minerale zeigen entweder Knickbanddeformation oder sie sind deformationsfrei. Sie entstammen einer plutonischen und einer metamorphen Quelle. Die plutonischen Hellglimmer zeigen einen Al-Gehalt von > 5,4. Hellglimmer (Monier & Roberts 1986; Deer et al. 1992). Diejenigen Hellglimmer in der Matrix der Konglomerate, die amphibolitfaziell überprägt wurden (Barrowfazies) und folglich einer metamorphen Quelle entstammen, weisen dagegen einen Al-Gehalt um 5,0/fu auf. Die höchstsubstituierten Hellglimmer mit 4,5 Al/fu und 6,6 Si/fu sind Hellglimmer im Ungleichgewicht mit Richtung auf die HP-Metamorphose. Dabei zeichnet sich eine Häufung der Hellglimmer bei 5,5 Al/fu ab.

Die TiO<sub>2</sub> -Gehalte variieren zwischen 0,27-1,37 Gew.-% (0,028-0,138 Ti/fu), das Mittel liegt bei 0,71 Gew.-% TiO<sub>2</sub> (0,081 Ti/fu). Diese Ti-Gehalte sind die höchst substituierten des Wurstkonglomerates und kennzeichnen mittel- bis höhergradige Metamorphosebedingungen (Evans & Guidotti, 1976). Der Hauptteil der klastischen Hellglimmerpopulation plottet im

Bereich der magmatischen Hellglimmer, sie weisen einen Al-Gehalt > 5,4 und einen dementsprechend geringen Si-Gehalt auf. Daraus resultiert der hohe Ti-Gehalt. Aber bei dieser Hellglimmerpopulation fehlt die umgebende Mineralparagenese, die eine Erklärung für den hohen Ti-Gehalt liefern könnte.

Anders verhält es sich mit dem Na-Gehalt dieser Gruppe. Er schwankt zwischen 0,036-0,257 Na/fu, liegt im Mittel bei 0,144 Na/fu. Der Wert ist von allen gemessenen Hellglimmerpopulationen des Wurstkonglomerates der höchste. Die klastischen Hellglimmer zeigen im Vergleich mit den anderen analysierten Populationen den geringsten Si-Gehalt. Der durchschnittliche Na<sub>2</sub>O-Gehalt liegt bei 0,54 Gew.-% (0,15-0,99).

Die gemessenen Hellglimmer der Orthogneise sind zwischen 300 und 700µm groß, d.h. ähnlich groß wie die klastischen Hellglimmer der Matrix. Auch die Analysen der klastischen Hellglimmer in der Matrix und die der Gneise zeigen ähnlichen Daten, so dass die klastischen Hellglimmer der Matrix von den Gneisen abzuleiten sind.

Bei einem Si-Gehalt von > 6,4/fu gelangen die Hellglimmer in den metastabilen Bereich, dem Übergangsbereich zur HP-Metamorphose, die ab einem Si-Gehalt von 6,7 Si/fu angenommen wird.

Große Schwankungen weisen die Ti-Gehalte der Orthogneise auf. Sie liegen zwischen 0,10-1,18 Gew.-% TiO<sub>2</sub> (0,010-0,12 Ti/fu). Gemittelt ergibt sich ein Wert von 0,43 Gew.-% TiO<sub>2</sub> , das bedeutet 0,046 Ti/fu.

Der Natriumgehalt der Gneise pro Formeleinheit ist vergleichsweise gering, er liegt bei 0,05 Na/fu (0,012-0,126), der Na<sub>2</sub>O-Gehalt bei 0,2 Gew.-% (0,05-0,56).

Im Diagramm (Abbildung 10) sind alle Analysen zusammengefasst. Die ungegliederten (Meta-) Sedimente lassen sich aufgrund der geringen Größe der Komponenten nicht näher bestimmen.

Sandsteine: Die Gruppe der Sandsteine bildet das Al-reichste Ende des Diagrammes. Die Hellglimmer weisen Al-Gehalte von 5,2-5,7 Al/fu auf. Es handelt sich um mittelkörnige, korngestützte Sandsteine mit kantengerundeten Komponenten, in der Hauptsache Quarz und Feldspat. Die Quelle, aus der die Hellglimmer entstammen, war magmatisch.

<u>Metasandsteine</u>: Die Hellglimmer der Metasandsteine mit einem Si-Gehalt bis zu 6,4/fu sind amphibolitfaziell überprägt und heben sich dadurch im Si/Al-Diagramm deutlich von den Sandsteinen ab. Ein höherer Si-Gehalt weisst auf metastabile Bedingungen in Richtung auf HP-Metamorphose hin.

Die Ti $O_2$ -Gehalte der Metasandsteine liegen in einem engen Bereich zwischen 0,21-0,5 Gew.-% (0,021-0,052 Ti/fu). Das Mittel liegt bei 0,35 Gew.-% Ti $O_2$ , was einem Gehalt von 0,033 Ti/fu entspricht.

Der Natriumgehalt der Metasandsteine liegt im Durschnitt bei 0,090 Na/fu (0,027-0,165), der Mittelwert von Na<sub>2</sub>O bei 0,36 Gew.-% (0,11-0,64).

<u>Grauwacken</u>: Hier sind zwei Teilpopulationen zu unterscheiden. Die eine Population enthält Minerale mit einem Al-Gehalt von 4,4-5,0 Al/fu. Die andere umfasst Hellglimmer mit 5,4-5,6 Al/fu. Dennoch stammen beide von einer magmatischen Quelle, in beiden Teilpopulationen sind keine Anzeichen für eine metamorphe Überprägung zu erkennen.

Die Ti-Gehalte der Grauwacken variieren stark zwischen 0,28-1,31 Gew.-% TiO<sub>2</sub> (0,029-0,131 Ti/fu). Das entspricht einem Mittelwert von 0,49 Gew.-% TiO<sub>2</sub> (0,047 Ti/fu). Der Durchschnitt des Na-Gehaltes liegt bei 0,091 Na/fu (0,019-0,169), was 0,35 Gew.-% (0,07-0,66) Na<sub>2</sub>O entspricht.

<u>Glimmerschiefer</u>. Die Gruppe der gemessenen Hellglimmer aus Glimmerschiefern streuen breit und weisen einen Si-Gehalt im Bereich von 6,0-6,7 Al/fu auf. Sie stammen aus einer metamorphen Quelle (Amphibolitfazies). Die Al-reicheren (Si-ärmeren) Anteile sind frühmetamorphe Kristallisate, die im Diagramm sehr weit streuen. Mit steigendem Metamorphosegrad steigt der Anteil an Si/fu.

Die TiO<sub>2</sub>-Gehalte der Glimmerschiefer sind mit 0,31-0,78 Gew.-% (0,031-0,102 Ti/fu) neben denen der klastischen Hellglimmer des Wurstkonglomerates am höchsten. Im Mittel liegen sie bei 0,52 Gew.-% TiO<sub>2</sub>, was einem Titangehalt von 0,054 /fu entspricht.

Der Natriumgehalt liegt bei 0,05 Na/fu (0,018-0,142), der Na<sub>2</sub>O-Gehalt bei 0,2 Gew.-% (0,11-0,56).

<u>Ungegliederte Metasedimente</u>: Von allen analysierten Metasedimenten streuen die Zusammensetzungen der Hellglimmer dieser Komponenten am wenigsten. Ihr Al-Gehalt reicht von 4,4-5,0 Al/fu.

Scherzonen und in ihnen kristallisierte Hellglimmer sind im Wurstkonglomerat selten. Ihr Si-Gehalt reicht von 6,25 bis 6,6 Si/fu. Sie plotten damit in den Bereich der Barrowfazies (=6,4) Si/fu), bzw. den Bereich der metastabilen Hellglimmer (6,4-6,7 Si/fu). Der Titangehalt der Scherzonen-Hellglimmer schwankt gering zwischen 0,043 und 0,059 Ti/fu, im Mittel ergibt sich ein Wert von 0,052 Ti/fu, der Anteil an TiQ liegt im Durchschnitt bei 0,503Gew.-%.

Der Natriumgehalt variiert ebenfalls in einem nur geringen Bereich, der Mittelwert liegt bei 0,05 Na/fu, der mittlere Na<sub>2</sub>O-Gehalt ergibt einen Wert von 0,18 Gew.-%.

Anhand der Diagramme lässt sich folgendes ableiten:

Die Muskovite mit einem Al-Gehalt > 5,4 stammen aus einer magmatischen Quelle. Die Hellglimmer mit einem Si-Gehalt bis 6,4/fu liegen im Bereich der Barrowfazies mit einem geothermischen Gradienten von 20-30°/km, was der Amphibolitfazies entspricht.

Hellglimmer im Bereich 6,4-6,7 Si/fu sind metastabile Hellglimmer im Ungleichgewicht, die Hellglimmer oberhalb von 6,4 Si/fu fallen in den Bereich der Hochdruckmetamorphose (> 8kbar).

Die Annahme, das der Ti-Gehalt mit steigendem Si-Gehalt abnimmt, entsprechend bei abnehmendem Si-Gehalt zunimmt, wie Guidotti (1973, 1978, 1984) sowie Evans & Guidotti (1966) postulieren, kann mittels der Mikrosondenanalysen an den Hellglimmern des Teuschnitzer Konglomerates und des Wurstkonglomerates bestätigt werden. Nach Evans & Guidotti (1966) zeigt eine Besetzung von > 0,05 Ti/fu mittel- bis höhergradige Metamorphosebedingungen an.

Die klastischen Hellglimmer sind im Mittel mit 0,081 Ti/fu belegt und besitzen damit den höchsten ermittelten Ti-Gehalt der analysierten Hellglimmer im Wurstkonglomerat. Wie oben beschrieben, entstammen die klastischen Hellglimmer einer magmatischen und einer metamorphen Quelle. Für die Glimmer der magmatischen Quelle sind keine höheren

Metamorphosebedingungen anzunehmen, sondern eher für die Hellglimmer aus der metamorphen Quelle, die im Diagramm höher substituiert sind. Beide Teilpopulationen weisen hohe Ti-Gehalte auf.

Ebenso kann ein abnehmender Na-Gehalt mit steigendem Si-Gehalt anhand der Ergebnisse der Mikrosonden-Analysen an den Hellglimmern des Wurstkonglomerates nachgewiesen werden. Wird die Annahme Massonnes (1981) berücksichtigt, dass die Hellglimmer, die einen Na-Gehalt von < 0,1Na/fu besitzen oberhalb von 450°C gebildet wurden, so bedeutet dies für das Wurstkonglomerat, dass die Hellglimmer der Grauwacken und der Metasandsteine oberhalb dieser Temperatur kristallisierten, da ihre Na-Gehalte im Mittel bei 0,091 bzw. 0,090 Na/fu liegen. Die Werte für die klastischen Hellglimmer in der Matrix des Konglomerates liegen im Durchschnitt sogar bei 0,144 Na/fu, aber wie oben erwähnt, fehlt bei dieser Population die koexistierende Mineralparagenese. Bei den Grauwacken und Metasedimenten des Wurstkonglomerates handelt es sich um resedimentierte Sedimente. Somit kann über ihren ursprünglichen Mineralverband und ihre Kristallisationsgeschichte keine Aussage mehr getroffen werden.

Die Mittelwerte der Gneise, Glimmerschiefer sowie den in Scherzonen kristallisierten Hellglimmern sind am niedrigsten (dabei am Si-reichsten) und liegen bei 0,05 Na/fu Sie sind demnach bei einer Temperatur unterhalb von 450°C gebildet worden.

Das Korngefüge der Glimmerschieferkomponenten des Wurstkonglomerates deutet auf Metamorphosebedingungen der Grünschieferfazies bei T < 450°C.

Das Korngefüge der Gneiskomponenten im Wurstkonglomerat liefert Hinweise auf Metamorphosebedinungen der Amphibolitfazies, die sicher im Bereich > 450°C liegen.

## 4.4.4. Radiometrische Altersbestimmung an ausgewählten Monaziten

Monazit (CePO<sub>4</sub>) kommt akzessorisch besonders häufig in Graniten krustaler Prominenz vor. Aufgrund seiner spezifischen mineralogischen Eigenschaften bietet der Monazit die Möglichkeit einer einfachen radiometrischen Altersbestimmung durch Messung der U-, Thund Pb-Gehalte mit der Elektronenmikrosonde (EMS).

Das Mineral baut viel Th und U ein und produziert somit in relativ kurzen geologischen Zeiträumen größere Mengen an radiogenem Pb. Diese liegen im Messbereich der heute gebräuchlichen Mikrosonden. Darüber hinaus nimmt der Monazit in der Regel nur geringe Mengen an nichtradiogenem Blei auf, so dass das mit der EMS gemessene Blei radiogener Natur ist. Es liegt demnach eine Mischung aus <sup>208</sup>Pb (aus <sup>232</sup>Th), <sup>206</sup>Pb (aus <sup>238</sup>U) und <sup>207</sup>Pb (aus <sup>235</sup>U) vor. Nach den Zerfallsgesetzen dieser Isotope kann für jeden Messpunkt der EMS in einem Monazit ein Th-U-Modellalter berechnet werden (Finger et al. 1996).

Aufgrund der Schliessungstemperaturen von ca. 725°C (Parrish 1990) und der geringen Anfälligkeit des Monazitkristallgitters gegenüber postkristallinem Bleiverlust entspricht dieses Modellalter ziemlich genau den Bildungsaltern der Monazite und damit dem magmatischen Kristallisationsalter der Monazite (Finger et al. 1996).

Aus diesem errechneten Modellalter kann ein 2-Sigma Fehler angegeben werden, der sich aus den analytischen Messfehlern für Pb, Th und U und somit aus der Zählstatistik der EMS ableitet.

Durch Mittelwertberechnung mit Fehlergewichtung kann das Alter eines Kornes statistisch bis auf 10Ma eingegrenzt werden.

Kontrollmessungen an zuvor massenspektrometrisch analysierten Monaziten ergaben eine ausgezeichnete Übereinstimmung.

Die Messbedingungen sind:

- 15KV, 250nA
- U,Th, Ph mit PET Kristall
- ZAF-Programm zur Korrektur
- 3-fache Punktmessung

Die negativen Aspekte dieser Methode sind:

- bei Altern unter 300 Ma sowie bei Th- und U-armen Monaziten wird die Auflösung der Methode um vieles schlechter
- in metamorphen Gesteinen stellt sich ein Bleiverlust ein, der deutlich jüngere Modellalter liefert
- relativ ungenau mit Fehlern zwischen 10-40 Ma
- keine Kontrolle über nichtradiogenes Blei

Vorteile dieser Methode sind:

- rasche Ergebnisse
- kaum Vorbereitungszeit, da polierte Dünnschliffe verwendet werden
- Punktanalysen mit Auflösungvon 1-3µm

Die Monazite, die zur radiomatrischen Altersdatierung herangezogen wurden, stammen aus ausgewählten Granitkomponenten des Teuschnitzer Konglomerates. Dabei handelt es sich um Zwei-Glimmer Granite (L 17, L 21) sowie um Granite mit Rapakivi- und Antirapakivistrukturen (L 23, L 25).

Als Grundlage für die Monazitdatierung mit der Mikrosonde diente eine Vorabuntersuchung der Proben mit dem Rasterelektronenmikroskop. Im Gegensatz zu den vielen idiomorphen Zirkonen in den Proben zeigen die Monazite kleinere Körner, die kaum klare gerade Korngrenzen, sondern eher zerfranste, unregelmässige Kornränder aufweisen. Auffällig sind Schwermineralcluster, in denen mehrere Zirkone und Monazite zusammen auftreten.

Die Datierungen der Monazite mit der Elektronenmikrosonde ergaben folgende Alter:

- L 17: 449 ± 21 (27) Ma (Mittel aus 6 Monaziten)
- L 21: 446 ± 47 (55) Ma (Mittel aus 3 Monaziten)
- L 23: 498 ± 19 (38) Ma (Mittel aus 5 Monaziten)

• L 25: 498 ± 26 (36) Ma (Mittel aus 6 Monziten)

Aus diesen erzielten Monazitaltern ergeben sich zwei Granit-Generationen, die als Komponenten im Teuschnitzer Konglomerat vorhanden sind:

Für die jüngere Generation (L 17, L 21) ergibt sich ein Alter im Bereich des unteren Oberordoviziums, für die ältere Generation (L 23, L 25) ergibt sich ein Alter im Bereich des unteren Unterordoviziums.

Damit bestätigt sich die Vermutung, das es sich bei dem Basement, welches sich im Spektrum des Teuschnitzer Konglomerates wiederfindet, um ein kambro-ordovizisches Basement handelt (siehe Abbildung 11-15).
# 4.5. Liefergebietsanalyse und Modell des Frankenwaldes

Die korngefügekundliche Lithoklastenanalyse spiegelt die Denudationsdynamik des synorogenen Flysches der mitteleuropäischen Varisziden im Unterkarbon wider. Die Analyse der Korngefüge in den Lithoklasten der unterkarbonischen Konglomerate des Frankenwaldes liefert Ergebnisse, welche es zulassen, die Chronologie der Denudationsdynamik zu rekonstruieren.

Die Daten der Korngefügeanalyse, besonders die der Sedimentklasten, deuten auf eine Liefergebietsentwicklung, bei der mehrere zeitlich und räumlich aufeinanderfolgende orogene Prozesse zur Hebung und Erosion führten, während sich synchron im Vorland des Orogens eine Reihe wandernder mariner Becken herausbildete. Diese Becken haben in ihren proximalen Bereichen den orogenen Schutt als litorale Sedimente aufgenommen, während in ihren distalen Teilen eine eigene Sedimentationsgeschichte wirksam wurde. Anschliessend wurden die Beckensedimente in die vorrückende Orogenese einbezogen und zusammen mit ihrem Unterlager als synorogener Flysch zum Teil mehrmals umgelagert, bevor sie als Sediment, als Resediment oder sogar als resedimentiertes Resediment zuletzt in das Thüringische Becken geschüttet wurden.

In den unterkarbonischen Konglomerat-Resedimenten des Frankenwaldes spiegeln sich mehrere Zyklen folgender Ereignisse wider:

- Die Entwicklung einer charakteristischen Stratigraphie im Liefergebiet
- Das Einsetzen variszischer Tektonik im Liefergebiet
- Die episodische Hebung und Denudation des Liefergebietes
- Die Erosion und der fluviatile Transport des Erosionsschutts bis zu seiner Sedimentation auf dem ruhigen Schelf eines Vorlandbeckens mit proximalen und distalen Anteilen
- Die tektonisch induzierte gravitative Instabilität des Schelfes
- Die Resedimentation der Schelfsedimente als Turbidite oder Schlamm- und Schuttströme in das zum Flyschbecken modifizierte Vorlandbecken
- Die Verzahnung der kontiunierlichen Beckensedimentation mit der diskontinuierlichen Flysch-Sedimentation

Aus der Art der Sedimente und aus der Variation ihres Lithoklastenspektrums lassen sich mehrere Stadien der geologischen Entwicklung für die synorogenen Sedimente im Frankenwald unterscheiden. Zunächst wird dabei der Weg der Grauwacken-Serien des Frankenwaldes in ihre Liefergebiete zurück verfolgt. Darauf aufbauend lässt sich die zyklische Liefergebietsentwicklung, gekoppelt mit synorogener Sedimentation in das postkaledonische Molassebecken, besser verstehen.

Im Frankenwald finden sich heute vier unterschiedlich alte Stadien der Turbidit-Sedimentation in Gestalt von Grauwacken, in die vier wichtige Konglomerate als Resedimente eingeschaltet sind. Es sind dies vom Liegenden zum Hangenden das Kalkkonglomerat, das Poppengrüner Konglomerat, das Wurstkonglomerat und das

Teuschnitzer Konglomerat. Jedes dieser Konglomerate repräsentiert die Küstensedimente sich überlagernder, verschieden alter Schelfe (Liefergebiet IV A-D, Abbildung 13), die später als synorogene Schuttstrom-Sedimente in das Thüringische Flyschbecken abgeglitten sind. Dabei wurden sie auf Grauwacken resedimentiert, welche vorher von tieferen Teilen derselben Schelfe als Schlammstromsedimente und Turbidite resedimentiert wurden. Schon vor dem Einsetzen dieser vier letzten Resedimentationszyklen waren die sedimentären Liefergebiete der einzelnen Konglomerate und Grauwacken (Liefergebiet IV A-D, Abbildung 13) bereits vollständig und im Zusammenhang entwickelt. Dies folgt aus der kompositionellen Reife der Sedimente und aus ihrer sehr unterschiedlichen Zusammensetzung. Das letzte Liefergebiet (V, Abbildung 14) vor der Schüttung ins Thüringische Becken enthielt also bereits die Komponenten als marine Sedimente, aber in umgekehrter lithostratigraphischer Reihenfolge.

Am Ende der Sedimentationsgeschichte stand also ein Zyklus der Resedimentation. Daraus folgt, dass die ursprünglichen vier Festgesteins-Liefergebiete der Konglomerat-Komponenten in den Liefergebieten der vier Schelfsequenzen zu suchen sind (Liefergebiet IV A, B, C, D, Abbildung 13). Art und Aufbau dieser Liefergebiete sowie ihre geologische Entwicklung lassen sich aus dem Spektrum der Lithoklasten in den Konglomeraten rekonstruieren.

Komponentenspektrum der untersuchten Konglomerate						
Teuschnitzer Konglomerat	Granite	Glimmer- schiefer		Grau- wacken	Vulkanite (Ignimbrite)	
Wurst- Konglomerat		Glimmer- schiefer	Kiesel- schiefer	Grau- wacken	Intermediäre + basische Vulkanite	Karbonate
Poppengrüner Konglomerat				Grau- wacken	intermediäre Vulkanite	Karbonate
Kalk- Konglomerat					intermediäre + basische Vulkanite	Karbonate

 

 Tabelle 1: Das Komponentenspektrum der analysierten unterkarbonischen Konglomerate aus dem Frankenwald.

Grundsätzlich finden sich sehr unterschiedliche Komponenten, die Vulkanite, Plutonite, Metamorphite, Pyroklastika und Sedimente sowie Resedimente umfassen. Kennzeichnend für den Frankenwald ist jedoch, dass jedes einzelne Konglomerat durch ganz bestimmte Lithoklasten charakterisiert ist. Das Kalkkonglomerat zeichnet sich durch die Dominanz von Tuffiten und Karbonaten aus. Das Poppengrüner Konglomerat ist gekennzeichnet durch massive Schüttungen von resedimentierten Sedimenten und Resedimenten. Im Wurstkonglomerat dominieren Radiolarite, im Teuschnitzer Konglomerat sind es Granite.

Diese charakteristischen Lithoklasten beschreiben die Entwicklung des Liefergebietes IV von einem Konglomerat zum nächsten. Dementsprechend müssen nacheinander vier Liefergebiete existiert haben (Liefergebiet IV A, B, C und D, Abbildung 13). Das älteste muss

die Granite, das nächste die Radiolarite, das weitere die Sedimente und das letzte die Kalke und Vulkanite bereit gestellt haben.

Aus allen vier Liefergebieten wurden zusammen mit den charakteristischen Komponenten auch Komponenten von Grauwacken resedimentiert. Das bedeutet, dass zusammen mit den charakteristischen Liefergebietseinheiten bereits Grauwacken, also synorogene Resedimente in den Liefergebieten IV aufgetreten sind. Dies wiederum erfordert ein sedimentäres Liefergebiet aus dem die Turbidite stammen sowie ein auslösendes orogenes Ereignis. Dieses Liefergebiet wäre demnach die Nummer II. Das Liefergebiet I schliesslich ist jenes der ältesten Schelfsedimente, die später die Quelle der Turbidite und ihrer Grauwacken wurden.

Die Entwicklung der verschiedenen Liefergebiete sowie der Sedimente daraus erfordert zwangsläufig ein komplexes Modell, welches die oben aufgezählten zyklischen Ereignisse schlüssig miteinander verbindet. Dabei ist besonders zu bedenken, dass es um die Verknüpfung mehrerer geologischer Entwicklungen geht.

Zum einen schliesst der hier betrachtete Raum im Norden direkt an das postkaledonische Molassebecken mit seinen distalen marinen Schelfsedimenten an. Am Südrand des hier betrachteten Raumes nähert sich das Variszische Orogen, welches entlang seiner Randüberschiebungen nach und nach immer tiefere Teile seines Basements entblößt. Vor dem herannahenden Orogen senkt sich ein Flyschtrog ein. Dieser Flyschtrog wandert mit der Orogenfront nach NW und modifiziert die Fazies der distalen Teile des Kaledonischen Schelfs diametral von distaler Schelffazies zu synorogener Flyschfazies. Währenddessen bleibt vor dem Flyschtrog das Molassebecken mit seiner eigenen Geschichte erhalten.

Durch die synorogene Dynamik der Denudation und der gleichzeitigen Trogbildung laufen die Ereignisse der Tektonik und der Sedimentation sowohl nacheinander als auch nebeneinander ab.

Zusammenfassend ergeben die Korngefüge der Lithoklasten folgende plattentektonische Interpretation – jetzt in der erdgeschichtlichen Reihenfolge:

Die Entwicklung dieser Liefergebiete (IV) fand auf einem Schelf statt, der sich am Südrand des postkaledonischen Molassebeckens durch die nach NW progradierende variszische Überschiebungstektonik gebildet hatte. Spuren einer sehr frühen Überschiebungstektonik finden sich als Komponenten resedimentierter Grauwacken, die ursprünglich von Süden nach Norden an Mächtigkeit abnehmend als Sedimentschicht auf dem kristallinen Basement aus Metamorphiten und Graniten lagen. Weder das sedimentäre Liefergebiet II dieser Grauwacken, noch das ältere Liefergebiet I der Sedimente, von denen sie abstammen, sind Thema dieser Studie. Erst der vor dem nahenden Gebirge sedimentierte Abtragungsschutt des Basements und seiner Grauwackebedeckung werden Teil der Frankenwaldgeschichte.

Das Teuschnitzer Konglomerat enthält typische Klasten von Graniten mit Rapakivi- und Antirapakivi-Gefügen, von Metamorphiten, wie Glimmerschiefern und Phylliten, sowie von synorogenen Sedimenten, die für eine ältere Orogenese im Liefergebiet II sprechen.

Das Liefergebiet III bestand demnach aus einem kristallinen, kontinentalen, kambroordovizischen Basement (Abbildung 11, s.a. Monazitdatierungen Kapitel 4.4.4). Dieses Basement war aus Zwei-Glimmer Graniten sowie Rapakivi- und Anti-Rapakivi Graniten

aufgebaut. Die metamorphen Hüllgesteine der Granite tauchen als Glimmerschiefer- und Phyllit-Komponenten im Teuschnitzer Konglomerat auf. Auf diesem Basement lagern synorogene Sedimente in Form von Grauwacken, die ein kontinentales Lithoklastenspektrum aufweisen und eine ältere Orogenese im Liefergebiet belegen. Saurer und intermediärer Vulkanismus begleitete die Sedimentation, meist als Ignimbrite.

Dieses Liefergebiet III wurde im Zuge einsetzender variszischer Überschiebungstektonik gehoben und erodiert. Krustenstapelung an den Überschiebungen bewirkte Extension im Untergrund der Vorlandes und führt zur Bildung eines Sedimentbeckens vor der Überschiebungsfront.

Dieses wurde über die Trogschultern aufgefüllt zuerst mit den erodierten, nun resedimentierten Grauwacken aus dem Liefergebiet II in Form von proximal grobklastischen und distal feinklastischen Resedimenten. Aus diesen distalen Sedimenten geht später das Poppengrüner Konglomerat hervor (s.u.). Über den Grauwacke-Resedimenten werden die Komponenten metamorpher Hüllgesteine abgelagert, nachdem sie im Liefergebiet III in das Erosionsniveau gehoben worden sind. Es folgen die Granite des kristallinen Basements, die als letztes denudiert und in den Trog geschüttet werden.

Das Liefergebiet für das Teuschnitzer Konglomerat ist vollständig entwickelt (Liefergebiet IV A, Abbildung 11).

Während die Überschiebungsfront voranschritt, hob sie bereits Teile des eben gebildeten Sedimentationsraumes wieder heraus. Vor der Orogenfront kam es zu einer Vertiefung des Rheinisch-Thüringischen Beckens entlang von Abschiebungen, die sich bis zur Bildung eines Randbeckens weiterentwickelte. Im tieferen Meerwasser kam es zur Ablagerung von Radiolariten, die später als charakteristische Radiolarit-Lithoklasten das Wurstkonglomerat aufbauen werden. Am Rand dieses Meeresbeckens bildeten sich partiell küstennahe Karbonatbänke. Unterlagert wurde das Becken von den resedimentierten Grauwacken des Liefergebietes II.

Das Liefergebiet für das Wurstkonglomerat ist vollständig entwickelt (Liefergebiet IV B, Abbildung 12).

Die weiter progradierende Überschiebungsfront griff im Folgenden über den Nordrand des Radiolaritbeckens hinaus und hob dabei dieses Becken mit seinen unterlagernden Sedimenten gering an. Das Becken mit den Radiolariten und den Karbonaten fiel der tektonisch induzierten Regression zum Opfer. Im Zuge dieser regressiven Phase wurden weiträumig die unterlagernden Grauwacken denudiert. Insbesondere die distal geschütteten, feinklastischen Sedimente aus resedimentierten Grauwacken des Liefergebietes II stellen im Zuge dieser Hebung das Liefergebiet für das spätere Poppengrüner Konglomerat bereit, die zusammen mit Resten des Radiolaritbeckens im Zuge weiterer Hebungstektonik abgetragen werden. Ein bimodaler Vulkanismus zeugt von anhaltender vulkanischer Aktivität im Rahmen der Beckenbildung.

Das Liefergebiet für das Poppengrüner Konglomerat ist vollständig entwickelt (Liefergebiet IV C, Abbildung 13).

Im Vorland der Orogenfront bildete sich durch Extension der Kruste ein Rift heraus. Die begleitende Transgression ermöglichte die Ablagerung von dünnen marinen Sedimenten aus

Sanden und Tonen. Ausserdem kam es zur Bildung von Saumriffen um vulkanische Inseln und zur Karbonatsedimentation am Beckenrand mit Ooiden, Pisoiden und Kalksanden. Anhaltender Vulkanismus ist durch zahlreiche Tuffe und Tuffite dokumentiert.

Das Liefergebiet für das Kalkkonglomerat ist vollständig entwickelt (Liefergebiet IV D, Abbildung 13).

Mit den Liefergebieten IV A, B, C und D hat sich die charakteristische Stratigraphie der Konglomerate vollständig entwickelt.

Mit dem Herannahen der variszischen Orogenfront von S setzte sich die Hebungstektonik in den Liefergebieten IV A, B, C, und D nach N weiter fort. Den Sedimentationsraum bildete ein dem Orogen vorgelagerter Schelf, der mehrfach gravitativ instabil wurde, wodurch er seine Sedimente als Turbidite und Schlammstromsedimente in das thüringische Becken abgleiten lies. Verantwortlich dafür war die fortgesetzte variszische Tektonik.

Ganz im S war das Liefergebiet II abgetragen, die ihm vorlagerte Überschiebung reaktiviert. Der Erosionsschutt des Liefergebietes II ist als Liefergebiet IV A für das Teuschnitzer Konglomerat vorhanden. Durch das Vorrücken der variszischen Orogenfront greift nun die Überschiebungsfront in die südlichen Teile und hebt das Liefergebiet IV A. Die Komponenten dieses Liefergebietes, die metamorphen Hüllgesteine, das kristalline Basement sowie die resedimentierten Grauwacken werden erneut geschüttet und als Resedimente auf einem der Orogenfront vorgelagerten Schelf abgelagert. Aus ihnen entwickelt sich in einem letzten Zyklus das Teuschnitzer Konglomerat.

Die nachfolgend weiter vorgreifende Überschiebungsfront gelangte in die Bereiche des Liefergebietes IV B, dessen Randbecken mit den Radiolariten und den Saumriffen durch die Heraushebung trockenfiel. Die Radiolarite werden in diesem Zyklus zum ersten Mal als Komponenten auf den Schelf geschüttet, die unterlagernden Grauwacke-Resedimente wurden resedimentiert. Aus ihnen entwickelt sich zusammen mit einigen restlichen Metamorphit-Komponenten im letzten Zyklus der Sedimentation das Wurstkonglomerat.

Die fortschreitende Überschiebung drang nach N in die Bereiche des Liefergebietes IV C ein, in dem nun die resedimentierten Grauwacken mit restlichen Teilen des trockengefallenen Randbeckens im S sowie Teilen des nördlich anschliessenden Rifts in das Erosionsniveau gehoben und nach N auf den Schelf geschüttet werden. Aus diesen Sedimenten und resedimentieren Resedimenten entwickelt sich im letzten Schritt das Poppengrüner Konglomerat.

Die Überschiebungsfront setzte sich weiter nach N fort und greift nun in den Bereich des Liefergebietes IV D ein, welches durch die Hebung über den Meeresspiegel hinausgehoben wird. Die Karbonatplattform, die Saumriffe sowie die marinen Sedimente im Riftzentrum werden mit den dort abgelagerten Tuffiten gehoben und nach N auf den Schelf transportiert. Aus diesen Sedimenten entwickelt sich im weiteren Verlauf das Kalkkonglomerat.

Aus dieser stratigraphischen Abtragungsgeschichte wird deutlich, dass die Liefergebiete der Frankenwald Konglomerate eine marine Geschichte durchlaufen haben, mit einer Regression von der Kieselschieferfazies, die sich heute in den Radiolaritkomponenten im Wurstkonglomerat wiederfindet, bis zur Karbonatfazies im heutigen Kalkkonglomerat. Die Grauwacke-Resedimente, die kontinuierlich die Liefergebiete IV A-D unterlagern,

dokumentieren frühvariszische Bewegungen und liefern den Beweis für eine ältere Orogenese im Liefergebiet I und II. Diese Resedimente sind heute resedimentierte Resedimente im Frankenwald präsent.

Die progradierende Überschiebungstektonik hat mit der vorrückenden Orogenese nach und nach von S nach N die gesamte Stratigraphie im Liefergebiet entwickelt (V, Abbildung 14). Allerdings liegt die Stratigraphie im heutigen Frankenwald in invertierter Reihenfolge vor, so dass die Stratigraphie des Liefergebietes V in vier abschliessenden Resedimentationszyklen umgelagert werden muss (Abbildung 14).

Erst nachdem die regressive Sequenz im Liefergebiet komplett abgelagert war (Liefergebiet V, Abbildung 14), griff die variszische Tektonik erneut in das Liefergebiet der Schelfsedimente ein, die letzten vier Resedimentationszyklen werden durch die tektonisch induzierte Instabilität des Schelfes ausgelöst. Diese verursacht nach und nach eine zunehmende Versteilung des Schelfes, die die Schelfsedimente als Turbidite oder Schlammstrom Sedimente in das Thüringische Becken abgleiten liess (Abbildung 14,15).

Dabei gelangte als erstes der Detritus des Kalkkonglomerates mit seinen Karbonaten und marinen Sedimenten auf den stabilen Schelf, der sich versteilte und seine Sedimente in das Thüringische Becken schüttete. Gleichzeitig mit dieser Tektonik wurde auch das Liefergebiet V ein Stück weiter herausgehoben.

Diese Heraushebung leitete den zweiten Zyklus der Schelfsedimentation ein. Jetzt wurden Karbonate, in verminderter Form, ebenso wie intermediäre und saure Vulkanite erodiert. Zusammen mit ihnen werden die synorogenen Grauwacken massiv als Detritus auf dem stabilen Schelf abgelagert. Dieser versteilt sich im Zuge der variszischen Tektonik weiter, so dass der abgelagerte Detritus fluviatil abgleitet und als Poppengrüner Konglomerat im Thüringischen Becken resedimentiert wird. Die episodische Hebung des Liefergebietes bringt nachfolgende Liefergebiete ins Eosionsniveau, der dritte Zyklus wird eingeleitet.

Mit ihm werden nur noch untergeordnet Karbonate erodiert, die Vulkanite sind neben den synorogenen Sedimenten weiter im Liefergebiet vorhanden. Sie werden abgetragen und auf den nun wieder stabilen Schelf geschüttet. In diesem Zyklus gelangen nun die Radiolarit-Komponenten und wenige Metamorphit-Komponenten des Wurstkonglomerates auf den tektonisch ruhigen Schelf. Nach seiner erneuten Versteilung gleiten diese Sedimente in das Thüringische Becken ab. Gleichzeitig wird erneut das Liefergebiet gehoben, so dass der vierte Zyklus eingeleitet wird.

In diesem gelangen nun die Teile des Teuschnitzer Konglomerates mit kambroordovizischen Graniten zusammen mit den Komponenten ihrer metamorphen Hüllgesteine und den unterlagernden synorogenen Sedimenten auf den stabilen Schelf. Die erneut einsetzende Versteilung des Schelfes lässt das Teuschnitzer Konglomerat in das Thüringische Becken abgleiten.

Nach Abschluss des vierten Zyklus ist die vollständige Stratigraphie der Konglomerate abgelagert, wie sie heute im Frankenwald aufgeschlossen ist (Abbildung 15).

Durch die Analyse der einzelnen Konglomerate wird deutlich, dass eine kontinuierliche Sedimentation von Vulkaniten vorliegt, die vom ältesten Kalkkonglomerat bis in das jüngste Teuschnitzer Konglomerat vorkommen. Daneben sind es die Grauwacke-Resedimente, die

als Zeugen der frühvariszischen Orogenese des Liefergebietes I und II nahezu durchgehend geschüttet werden: Zunächst nur sehr spärlich im Kalkkonglomerat, dann massiv im Poppengrüner Konglomerat, um dann in den jüngeren Konglomeraten, wenn auch in geringerem Masse als im Poppengrüner, kontinuierlich aufzutreten.

Bei den ebenfalls kontinuierlich geschütteten Karbonaten ist eine deutliche Abnahme zu den jüngeren Konglomeraten hin zu verzeichnen. Im Kalkkonglomerat stellen sie die Hauptkomponenten, während im Teuschnitzer Konglomerat kaum Karbonatkomponenten vorhanden sind.

Eine diskontinuierliche Sedimentation veranschaulichen dagegen die Granite und die Radiolarite, die auf das Teuschnitzer- bzw. das Wurstkonglomerat beschränkt bleiben.







Abbildung 12: Vollständige Entwicklung des Liefergebietes für das Wurstkonglomerat



Abbildung 13: Vollständige Entwicklung des Liefergebietes für das Poppengrüner- und das Kalkkonglomerat



Abbildung 14: Umlagerung der stratigraphischen Einheiten in 4 Resedimentationszyklen





# 5. Innersudetische Mulde

# 5.1. Geologischer Rahmen

Stille (1951) bezeichnete die weiten Ebenen östlich der Elbe, beiderseits der Oder (Odra) bis nach Oberschlesien als "Terra Incognita" der mitteleuropäischen Varisziden. Lange Zeit wurde angenommen, dass das Elbe-Lineament zwei variszische Teile voneinander trennt.

Das Gebiet der Sudeten wird von zwei Störungszonen eingeschlossen, dem Elbe-Lineament im SW und dem Oder-Lineament im NE – beide parallel zum Rand der Osteuropäischen Tafel.

Charakteristisch ist die Gliederung der Sudeten in einzelne Schollen, die sich im Paläozoikum zum Teil als stabile Hochgebiete verhielten, so zum Beispiel das Lausitzer Massiv. In den Nahtbereichen zwischen den Schollen bildeten sich seit dem jüngsten Paläozoikum Sedimenttröge aus. Dieses Schollenmosaik bestimmte weitgehend auch Magmatismus, Metamorphose und Faltung des Paläozoikums.



Abbildung 16: Geologische Übersichtskarte der Westsudeten und der Lausitz (nach Walter 1995). Das Arbeitsgebiet ist schwarz eingerahmt.

Das zwischen der Elbezone im Westen und der Schlesischen Nord-Süd Zone mit der Ramsau-Überschiebung im SE gelegene Mittelgebirge der Lausitz und der Westsudeten bildet den NE Teil der Böhmischen Masse. In einer nahezu 300km langen und 60km breiten NW-SE streichenden Grundgebirgsscholle sind jungpräkambrische und altpaläozoische Metamorphite, variszische und ältere Granitoide sowie nichtmetamorphe fossilführende

paläozoische Sedimentserien dicht nebeneinander aufgeschlossen. Einzelne jüngere Sedimentbecken besitzen eine karbonische und permische Molassefüllung und werden ihrerseits zum Teil von Trias- und Oberkreide-Deckgebirge überlagert (Dallmeyer et al. 1995, Don 1984, Grocholski 1986, Teisseyre 1968, Walter 1995).

Die West-Sudeten bilden kein einheitliches Orogen und werden auf Grund ihrer Mosaik-Struktur sogar als "gigantische Brekzie" bezeichnet. Die West-Sudeten sind in eine Vielzahl von tektonischen Einheiten untergliedert, die jeweils eine unterschiedliche Fazies und eine getrennte strukturelle Entwicklung zeigen. Wie schon von Cloos (1922) angemerkt wurde, zeigen die West-Sudeten deutliche Unterschiede zu den Varisziden, zu denen sie als Fortsetzung des Saxothuringikums gezählt werden (Suess 1912, Kossmat 1927, Franke et al. 1993).

Aber ohne Zweifel haben schon frühere Orogenesen die Entwicklung der Westsudeten beeinflusst. Im Gebiet der Lausitz haben S-Typ Granite wendisches bzw. kambrisches Alter. Bederke betont schon 1924, dass die kaledonische Orogenese eine grosse Rolle in der Entwicklung der West-Sudeten einnimmt. Viele der einzelnen tektono-stratigraphischen Einheiten wurden schon vor Ablagerung der oberdevonischen Klastika und pelagischen Sedimenten sowie den klastischen Sedimenten des Visé metamorphosiert und gefaltet (Bederke 1929).

Im Bereich des Glatzer-Gebirges, ebenso wie in der Freiburger Senke überlagert nichtmetamorphes, sedimentäres Oberdevon transgressiv gefaltete und tief erodierte metamorphe Gesteine des Kambro-Silur. Das kaledonische Orogen beinhaltet (im Sinn von Bederke) ein älteres Krustenfragment, welches die migmatisierten Gneise des Eulengebirges (Góry Sowie) umfasst. In seiner Nachbarschaft entdeckten Cloos (1922) und Bederke (1924) schwächer metamorphe kambro-silurische Serien. Nahe des NW-Randes des Eulengebirges entstand im späten Devon die Freiburger Senke, deren Füllung aus mächtigen Abfolgen von Turbiditen und Konglomeraten besteht. Diese Schwemm-Delta Ablagerungen stammen hauptsächlich aus dem Eulengebirge, neben metamorphen Serien aus dem Katzbacher-Gebirge (Kaczawa) im NW der Senke (Bederke 1924). Seit dem frühen Unterkarbon wird die benachbarte Innersudetische Mulde mit sedimentären Brekzien und Fanglomeraten gefüllt, die hauptsächlich aus dem Katzbacher Gebirge stammen sollen. Der Inhalt der Innersudetischen Mulde umfasst zahlreiche Fragmente von Phylliten, Lyditen und im oberen Teil der Abfolge auch Grünsteine.

# 5.2. Westsudeten Modelle

Nach seinen Beobachtungen kam Bederke (1929) zu dem Schluss, dass die West-Sudeten auf Grund von fazies-strukturellen Analysen in das kaledonische Lugikum und das variszische Sudetikum zu unterteilen sind. Diese Einteilung wird von vielen Autoren akzeptiert (Porebski 1990, Don 1990, Don et al. 1990, Dallmeyer et al. 1995). Teisseyre (1964, 1968) nahm demgegenüber an, dass es sich nur um eine Orogenese, eine durchgehende kaledonisch-variszische Orogenese handelt. Eine weniger wichtige Rolle wird der kaledonischen Orogenese auch von Oberc (1966, 1983, 1987) zugesprochen, ebenso wie von Suk et al. (1984). Oberc vermutet, dass die mesozonal metamorphen Serien in der Umgebung des Eulengebirges der assyntischen Orogenese im Jungpräkambrium zuzuschreiben sind. Die epizonal metamorphen Serien sowie die nichtmetamorphen prä- bis

ober-karbonischen Serien deutet er als variszisch. Einzig der epizonal metamorphe Komplex des südlichen Katzbacher-Gebirges gehört nach Meinung von Oberc der spät-kaledonischen Orogenese an.

Nach der variszischen Orogenese im Devon und Unterkarbon erfolgte die Platznahme granitoider Intrusivkörper, die die meisten der Störungszonen überdecken (Dallmayer et al. 1995).

#### 5.2.1. Lugikum-Sudetikum-Modell

Das Lugikum umfasst ein kaledonisches Segment im Süden, zu dem das Glatzergebirge (Klotzko), das Iser- und Riesengebirge (Izera-Karkonosze) sowie das Lausitzer Bergland (Lusatia) gehören. Im Norden schliesst das variszische Sudetikum an, zu dem das Warthaer-Gebirge (Bardo), das Katzbacher-Gebirge (Kaczawa), das Eulen-Gebirge (Góry Sowie) sowie das Görlitzer Schiefergebirge gehören (Don 1990).

Im südlichen Segment, dem Lugikum, kam es bereits während der sardischen Phase im Zuge der spät-kaledonischen Orogenese zu einer ersten Faltung, lokaler Epimetamorphose und zu sauren Intrusionen. Diese Ereignisse hatten keinen Einfluss auf das nördliche Segment des Sudetikums, wo zur gleichen Zeit pelagische Sedimentation bis in das Unter-Karbon hinein herrschte. Hier wurden die Serien erstmals während der sudetischen Phase im oberen Visé stark gefaltet und teilweise epizonal metamorphosiert. Diese Phase wiederum hatte keinen Einfluss auf das Lugikum, in dem die Molassesedimentation schon im späten Devon startete. So hat zum Beispiel die Hauptfaltung während der sudetischen Phase im Katzbacher-Gebirge keine signifikanten Auswirkungen auf das südlich anschliessende Iser-und Riesengebirge, sie unterbricht auch nicht die karbonische Sedimentation in der südwestlich gelegenen Innersudetischen Senke (Teisseyre 1959). Die sudetische Phase, die die Gesteine im südöstlichen Warthaer Gebirge und im Eulengebirge faltete und metamorphosierte, zeigt keine zeitgleichen Effekte im angrenzenden Glatzer-Gebirge oder in der Innersudetischen Senke.

Im kaledonischen Lugikum sind die regionalen Strukturen ENE-WSW bis NE-SW orientiert, während im variszischen Sudetikum eine NW-SE Richtung vorherrscht. Südvergente Falten sind um W-E Achsen gefaltet. Dieser S-vergente Transport steht im Gegensatz zu dem generell N-gerichteten variszischen orogenen Fronten weiter westlich im Rhenoherzynikum und Saxothuringikum (Dallmeyer et al. 1995)

Die faziellen und die strukturellen Unterschiede der beiden Einheiten der West-Sudeten führten Bederke (1924) zu der Annahme, dass die Einheiten durch Unstetigkeitsflächen getrennt werden. Diese Unstetigkeitsflächen beziehen sich auf die steile, NW-SE verlaufende Innersudetische Hauptverwerfung (Teil der Tornquist-Teisseyre Sutur), die die gesamten West-Sudeten durchzieht und geologische Einheiten unterschiedlicher fazieller und strukturellen Entwicklung trennt. Sie trennt das Görlitzer Schiefergebirge vom Lausitzer Bergland, verläuft zwischen dem Katzbacher-Gebirge und dem südlich gelegenen Iser- und Riesengebirge. Weiter nach SE trennt sie die Innersudetische Mulde von dem Katzbacher-Gebirge im N, von der Freiburger Senke im E und dem Eulengebirge im SE sowie das Glatzer-Gebirge vom Warthaer Gebirge. Im SE des Glatzer-Gebirges verschwindet die Störung. D.h. in ihrem Verlauft trennt sie das (?cadomische) kaledonische Lugikum vom

variszischen Sudetikum. Die metasomatischen Prozesse entlang dieser Störung reflektieren die frühe, tiefe Entwicklung. Die jungen, unzementierten Brekzien zeugen von später, flacher Aktivität (Don 1990).

Bei der Annahme, dass die sudetische Phase die Hauptfaltungsphase des NE-Teiles der Sudeten (variszisches Sudetikum) ist, stellt sich die Frage nach dem Herkunftsgebiet des metamorphen Detrius in den oberdevonischen und unterkarbonischen Molasse-Abfolgen in der Freiburger Senke und der benachbarten Innersudetischen Senke. Oberc (1987) nimmt an, dass dieses Material aus dem proterozoischen Basement des Katzbacher-Gebirges stammt.

Zieht man dieses Modell heran, so liegt die Innersudetische Mulde im Bereich des südlichen kaledonischen Segmentes des Lugikums.

# 5.2.2. Terrane-Modell

Ein ganz anderes Modell für die Sudeten vertreten Cymerman & Piasecki (1994) sowie Moczydlowska (1997), in dem sie von 5 einzelnen Terranes ausgehen. Später dehnen sie dieses Modell auf 7 Terranes aus (Cymerman et al. 1997). Sie postulieren eine komplexe Kollage von einzelnen, kaledonischen und variszischen Terranes als Produkt von mehr als nur einer paläozoischen Orogenese: Zentral-Sudetisches Terrane, das Saxothuringische, Moldanubische, Moravische, Barrandische, Lusazische sowie das Terrane des Sowie Góry (Eulengebirge). Dabei sollen das Moravische und Lusazische Terrane direkt von Gondwana abstammen. Die Terrane-Grenzen werden von grossen duktilen Scherzonen gebildet. Die heutige Konstellation der Terranes basiert nach Meinung von Cymerman & Piasecki (1994) vorwiegend auf der südwärts gerichteten Subduktion zweier Paläozoischer Ozeane.

Die Autoren gehen davon aus, dass es sich bei den akkretionierten Terranes um Modifikationen früher entstandener Terranes handelt. Der Motor dieses Terrane-Modells sei tektono-thermale Aktivität im Hangenden einer nach S abtauchenden Subduktion des Rheiischen Ozeans, welche durch starke magnetische Anomalien belegt ist.

Dabei wird dem Terrane des Eulengebirges eine besondere Rolle zugesprochen. Im Gegensatz zu anderen Autoren leitet Cymerman (1998, 2000) das Terrane des Eulengebirges nicht von Gondwana, sondern von Baltica ab. Zum einen sei bisher nur diesem Terrane eine kaledonische Deformation radiometrisch nachgewiesen worden. Zum anderen ergaben radiometrische Altersdatierungen an detritischen Zirkonen (Kröner & Hegener 1998) aus dem Terrane des Eulengebirges ein spät-archaisches bis frühproterozoisches Alter. Daraus erwägt Cymerman (1998, 2000) einen Zusammenhang mit Baltica.

Ein Terrane-Modell vertreten auch Oliver & Kelley (1993) sowie Oliver et al. (1993). Sie sehen in der Region der Sudeten die mögliche paläozoische Sutur der Kambro-Ordovizischen Tornquist See. Eine Reihe von einzelnen kaledonischen Terranes konnte unter stratigraphischen, strukturellen, geochemischen und geochronologischen Kriterien unterschieden werden. Oliver & Kelley (1993) nehmen dabei eine andere Einteilung in Terranes als Cymerman & Piasecki (1994) vor: Katzbacher (Kaczawa), Landeshuterkamm (Rudawy Janowickie), Sudeten Batholit, Eulengebirge (Sowie Góry), Glatzer (Klodzko), Sleza Ophiolit. Die Terranes besitzen ein jung-proterozoisches bis altpaläozoisches Alter

sowie unterschiedliche ordovizische bis prä-ober-devonische tektonothermale Entwicklungsgeschichten. Ihre Geochemie weist auf unterschiedliche Petrogenesen im Zusammenhang mit Ozean-Boden, Inselbogen, Randbecken und vulkanischem Bogen. Paläomagnetische und faunistische Analysen ergaben, dass diese Terranes einst im Tornquist-Ozean lagen, einem Ozean, der mit einer Breite von mehr als 3000km Baltica von Gondwana trennte (Oliver et al. 1993). Die Terranes wurden während der Kollision von Gondwana und Baltica im Oberen Ordovizium entlang der Tornquist Sutur akkretioniert. Dabei wurde der Ozean teilweise, erst im Unter-Devon komplett geschlossen. Reste ozeanischer Kruste des Tornquist Ozeans sind in einigen Terranes (Klodzko, Rudawy Janowickie) erhalten.

Dabei stellt die Innersudetische Hauptverwerfung eine fundamentale kaledonische Störungszone dar, die als Randstörung der Innersudetischen Mulde reaktiviert wurde. Diese Störung ist die größte aufgeschlossene Struktur, die zwischen der Gondwana-Fauna der Tschecheslowakei und der Baltica-Fauna in Polen existiert (Oliver et al. 1993). Diese Autoren gehen davon aus, das die Innersudetische Hauptverwerfung als kaledonische Hauptstörung durch die gesamte Terrane-Kollage der Sudeten die Suturzone des Tornquist-Ozeans darstellt, die nach Meinung von Oliver et al. (1993) zwischen Prag und Warschau liegen muss.

Aleksandrowski (1994) kritisiert diese Sichtweise von Oliver et al. (1993) mit der Begründung, dass die wichtigen strukturellen und faziellen Beziehungen übersehen werden und eine Fortsetzung der Varisziden in den West-Sudeten nicht in Erwägung gezogen wird. Seiner Meinung nach geben Oliver et al. ein falsches Bild der Sudeten wider, in dem sie die West-Sudeten als unbekannten Teil der Kaledoniden darstellen ("Metamorphic Polish Caledonides").

Zelazniewicz (1997) stellt zu diesem Modell der Terrane-Kollage die Fragen, wo und an welche kontinentalen Platten die einzelnen Terranes akkretioniert wurden. Welche der Terranes kaledonisch und welche variszisch akkretioniert wurden? Wo ihre zugehörigen Grenzen liegen? Und warum es trotz Kollage eine durchgehende paläogeographische Zonierung von den Sudeten bis zur Iberischen Halbinsel möglich sei?

Seiner Meinung nach sind die Sudeten am besten im Sinne von Franke et al. (1993) als östliche Fortsetzung der Saxothuringischen Zone zu erklären, die dann, vom späten Devon an, in ein Strike-Slip System involviert wird, welches parallel zum Rand der Osteuropäischen Plattform verläuft.

Die gut dokumentierten Verbindungen der Varisziden mit dem West-Sudeten sind

- Bimodaler Vulkanismus im Kambro-Ordovizium
- Tektono-thermale Aktivität im Devon
- Auffällige Elemente der Sedimentation (z.B. silurisch-devonische Cherts)
- Ein äusseres, bis zu 200km breites Flysch-Becken (Oberdevon-Unterkarbon, Zelazniewicz & Franke 1994)

Diese Verbindungen sprechen dafür, dass die Sudeten, die sich auf cadomischer Kruste bildeten, Teil des Variszischen Orogens sind und die östliche Verbindung des Saxothuringikums und Moldanubikums bilden (Franke et al. 1993, Zelazniewicz & Franke 1994).

Nach Zelazniewicz (1997) schliessen Sedimente terrigenen Ursprungs, bimodaler Vulkanismus kontinentaler Riftsysteme, die unbestimmten Postitionen der sudetischen Ophiolite und das Fehlen von Arc-bezogenen vulkanogenen Gesteinen ein Arc-setting für jedes der paläozoischen Gesteine in den Sudeten aus. Extensive Subduktion, assoziiert mit dem Verschwinden eines mehrere tausend Kilometer breiten Ozeans (Thornquist-Ozean) ist nirgends dokumentiert.

Die Sudeten entwickelten sich innerhalb 3 tektonothermaler Events (Zelazniewicz 1997):

- Spätkambrische-früh-ordovizische Extension
- Spätdevonisch-frühkarbonische Konvergenz
- Früh-spät karbonische Granit-Intrusionen im Zusammenhang mit LP/HT Metamorphose

Geht man vom Terrane-Konzept aus, so ist die Innersudetische Mulde der West-Sudeten im Bereich des Zentral Sudetischen Terranes lokalisiert. Die südliche Begrenzung dieses Terranes ist die Zentral Sudetische Störung, nachgewiesen durch eine Anomalie unterhalb der Innersudetischen Senke. Die Niemcza (Nimptsch) Scherzone begrenzt das Terrane im Osten.

Im Norden verschwindet das Terrane unter mächtigen karbonischen bis kretazischen Sedimenten des Vorsudetischen Blockes.

Urbanek et al. (1995) fassen die magmatischen Entwicklung der West-Sudeten wie folgt zusammen:

- Proterozoische Grauwacken-Sedimentation, die über granitoiden Gesteinen (900-800 Ma) abgelagert wird, gefolgt von Granitoid Plutonismus (600-550 Ma)
- 2. Riphäische-frühkambrische Grauwacken- und Pelit-Sedimentation auf unbekanntem Basement
- 3. Kambro-Ordovizische thermale Events, manifestiert an
  - bimodalem Vulkanismus
  - Granitoid Plutonismus (500-450 Ma)
  - schwach- bis mittelgradiger Metamorphose mit HP-Elementen
- 4. Kambro-Ordovizische bis früh-devonische pelitisch-vulkanoklastische Sedimentation, gefolgt von basischem und/oder bimodalem Vulkanismus im späten Silur bis frühen Devon, der möglicherweise bis in das Mittel-Devon anhält
- 5. Extensive früh- bis mittel-devonische MP/HT-Metamorphose mit geringer vulkanische Aktivität

- 6. In den Regionen, in denen die Ereignisse von 4 (Vulkanismus) und 5 nicht stattfanden, hielt die kambro-ordovizische Sedimentation bis in das späte Visé an, zusammen mit früh-karbonischem Flysch und Melangen, überprägt durch eine HP-Metamorphose, später von einer schwach bis sehr schwachgradigen Metamorphose. In den Gebieten, in denen die früh- bis mittel-devonische Metamorphose einsetzte (5), folgte
- 7. Ein rascher orogener Aufstieg, im Zusammenhang mit spät devonischer bis spät unterkarbonischer grobklastischer Sedimentation, deren Material von den aufsteigenden mittel- bis hochgradig metamorphen Komplexen stammt
- 8. Ein spät- bis post-orogener Teil der geologischen Entwicklung der West-Sudeten beinhaltet den intensiven Granitoid-Plutonismus (330-280Ma)

Es bleibt schwierig, für das komplexe Mosaik der Sudeten ein Gesamtbild der magmatischen Aktivität zu liefern. Der groß angelegte laterale Versatz verursacht eine uneinheitliche Geschichte der einzelnen tektonischen Domänen. Variszischer Magmatismus wird durch weiträumigen granitischen Plutonismus verdeutlicht, zeitgleich mit bimodalem Vulkanismus im Karbon und Perm.

# 5.3. Die Innersudetische Mulde im Überblick

Hans Cloos (1922) beschreibt die Innersudetische Mulde als Füllung der weiten Hohlräume zwischen Riesen-, Eulen und Adler-Habelschwerdter Gebirge. Die Mulde vereinigt seiner Meinung nach in sich die Züge eines Steinkohle- und eines Rotliegendbeckens, ähnlich wie im Saar-Nahe-Gebiet, mit den Eigenschaften der saxonischen Mulden. Während geologisch langer Zeiten legen sich Geröll-, Sand- und Schlamm-Massen übereinander, die sich nur bei gleichzeitiger, beckenförmiger Senkung der Unterlage begreifen lässt. Gleichzeitig nimmt die Wasserbedeckung fortdauernd ab, die Mitwirkung vulkanischer Kräfte nimmt zu, so dass im Kulm marine Sedimente und im Rotliegenden riesige Schutthügel und –flächen eines trockenen, mit zahlreichen Vulkanen besetzen Gebirgslandes vorhanden ist. Cloos betont die Asymmetrie der Mulde: ihr NE-Rand ist steil aufgebogen, während der SW-Flügel sanft nach aussen ansteigt und seinerseits den überkippten Rand der Nachbarscholle überschiebt.

Die Senkungen in der Mulde entsprechen nach Cloos (1922) den Hebungen im Riesengebirge.

Höchster Punkt der Innersudetischen Mulde ist der Heuscheuer mit 919m üNN.

Die Innersudetische Mulde ist 65km lang und 25km breit. Sie wird auch als Innersudetische Senke, Becken, Depression oder Niederschlesisches Steinkohlenbecken bezeichnet. (Walter 1995). Die Mulde wird eingerahmt von teils kristallinen, teils niedrigmetamorphen Einheiten des Riesengebirges und des Boberkatzbachgebirges im NW, dem Eulengebirge und dem Glatzer Bergland im NE und dem Adler- und dem Habenschwerter Gebirge im S. Die erste Anlage der Mulde begann im Kulm und steht im Zusammenhang mit der raschen Heraushebung der umliegenden Grundgebirgsmassive.

Die Mulde erinnert Teisseyre (1975) in vielen Zügen an die typischen Becken der Basin and Range Provinz im Westen der USA. Die Füllung der Mulde ist eine teils terrestrische, teils marine frühvariszische Molasse-Folge des Unterkarbons, überlagert von zum Teil kohleführenden limnisch-fluviatilen Molasse-Sedimenten und Vulkaniten des Oberkarbons

und Unterrotliegenden. Lithologisch bestehen die einzelnen Einheiten im wesentlichen aus unreifen polymikten Konglomeraten und Brekzien sowie allen Übergängen von Subgrauwacken und Arkosen (Teisseyre 1975). Die in der Mulde akkumulierten Sedimente sind jünger als die metamorphen und tektonischen Ereignisse, welche die die Mulde umgebenden Gesteine prägten. Die jungpaläozoischen vulkanischen Gesteine sind hier in großen Mengen vertreten, die tektonische Beanspruchung gering oder mässig infolge einiger Phasen der variszischen Orogenese sowie von Bewegungen beeinflusst, die in der Oberkreide und im Tertiär stattfanden (Teisseyre 1959, 1968).

Die Achse der Senke verläuft NW-SE, im SE bildet der in der Oberkreide eingesunkene Neisse Graben ihre Fortsetzung. Die erste Anlage der Senke im frühen Karbon hängt mit der frühvariszischen Heraushebung der umliegenden Gebirgsmassive zusammen. Die sehr unterschiedliche Mächtigkeit ihrer Füllung geht zurück auf störungskontrollierte, synsedimentäre Blockbewegungen ihres überwiegend kristallinen Rahmens.

Unterkarbonische Gesteine sind vor allem im Norden und Westen verbreitet, die Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten zwischen 4500-6500m. Es sind rein klastische Ablagerungen, hauptsächlich Konglomerate und sedimentäre Brekzien und nur untergeordnet sind Sandsteine und Tonschiefer vorhanden, Sedimente, die vorwiegend im Deltabereich gebildet wurden oder kontinentalen Charakter haben (Teisseyre 1975). Das Obervisé ist bei Waldenburg als marine turbiditische Konglomerat-Tonschiefer-Wechselfolge (Salzbrunn Formation) entwickelt, zum Hangenden gehen diese Sedimente eines tieferen Beckens in konglomeratische Sandsteine und Tonschiefer über, die ohne Unterbrechung in die ebenfalls festländische, bereits oberkarbonische Waldenburg Formation (Namur A und B) überleiten. Die letzt genannte Formation ist am Ostrand der Senke in zwei getrennten Vorkommen aufgeschlossen: bei Waldenburg besitzt sie eine Mächtigkeit von 250-330m, bestehend aus Sandsteinen, Tonsteinen, an der Basis untergeordnet auch aus Konglomeraten. Bei Neurode besteht das Stefan aus polymikten Konglomeraten, Arkosesandsteinen und untergeordnet dunklen Tonsteinen (Walter 1995).

Fossilien sind nur wenige vorhanden. Die ältesten datierten Fossilien im Unterkarbon werden dem Oberen Visé zugesprochen, bzw. einer Ingression im Oberen Visé, welche von E in die das Intrasudetische Becken eindrang. Die Fauna umfasst Brachiopoden, Goniatiden, Mollusken.

# 5.3.1. Umgebung von Salzbrunn

Dathe (1892) führte seine geolgischen Untersuchungen im ausklingenden 19. Jahrhundert und beginnenden 20. Jahrhundert im Auftrag der Königlich Preussischen Landesanstalt in Berlin durch, welches die Publikation einer Spezialkarte des Raumes Waldenburg und Freiburg plante.

Im südlichen Teil des Gebietes bildet die oberkarbonische wirtschaftliche Steinkohlenformation die Grundlage, während in dem nördlichen Gebiet die ältere unproduktive Abteilung der Steinkohlenformation, der Kulm, fast ausschliesslich zur Ausbildung gelangt. Am Ostrand des Gebietes tritt als breiter Keil die Gneisformation des Eulengebirges bei Seitendorf auf, setzt sich bis Salzbrunn fort, wo die Formation endet und von zwei Seiten durch Kulm begrenzt wird. In der Fortsetzung des Gneiskeiles kartierte Dathe nach NW

devonische Schiefer zwischen Adelsbach und Alt-Reichenau aus. Dazu treten etliche Vorkommen von Gesteinen der Familien der Melaphyre und Porphyrite.

Dathe trennt den Kulm im Gebiet um Salzbrunn in drei Bezirke, die er durch die Ausbildung ihrer Gesteine unterscheidet:

- Der Kulm von Fürstenstein (im NE)
- Der Kulm von Alt-Reichenau-Liebersdorf (im NW)
- Der Kulm von Altwasser-Gaablau (im S)

Der Kulm in den einzelnen Bezirken setzt sich zusammen aus:

- Stufe der unteren Tonschiefer und Grauwackensandsteine (cs1)
- Stufe der Gneiskonglomerate (cgg)
- Stufe der Grauen Konglomerate (cg)
- Stufe der oberen Tonschiefer und der variolithführenden Konglomerate (cs2 und cgv).

Beprobt wurden im Fürstensteiner Kulm

- Die Gneiskonglomerate
- Die Grauen Konglomerate

sowie im Kulm von Altwasser-Gaablau

- Das Untere Variolith-führenden Konglomerate
- Die Einheit der Tonschiefer und Konglomerate

Zusätzlich analysiert wurde die Gneisformation bei Salzbrunn-Seitendorf. Nach Dathe (1892) zählt "...die Gneisformation zu den ältesten bekannten Erdschichten, ihre wertvolle Zusammensetzung und die Führung sonst so seltener Gesteine und manche andere Gründe lassen die Annahme als möglich erscheinen, dass sie einen Theil der ersten Erstarrungskruste der Erde überhaupt bilde...".

Seiner Meinung nach ist diese Gneisformation des Eulengebirges der Träger für alle in der Gegend entwickelten jüngeren Formationen.

Die Bearbeitung der Innersudetischen Mulde ist nicht sehr fortgeschritten. In vielen Artikeln (z.B. Bederke 1924, Cloos 1922, Theisseyre 1959, 1968, Oberc 1966, Don 1984, 1990) wird die Mulde meist nur kurz im Zusammenhang mit der geologischen Betrachtung der (West-) Sudeten behandelt. Über die Sedimente, ihre Zusammensetzung und Herkunft existieren kaum Arbeiten, petrologische Untersuchungen sind nur wenige vorhanden (Nemec et al. 1982, Teisseyre 1975). Einzig bei Dathe (1892) sowie Dathe & Zimmermann (1912) sind derartige Untersuchungen beschrieben. Auch Theisseyre hat sich in seiner Arbeit von 1975 näher mit den Fazies der westlichen Innersudetischen Mulde beschäftigt.

Geologische Karten der Innersudetischen Senke waren auch nach intensiven Bemühungen selbst vor Ort nicht zu bekommen. Der Bearbeitung der Proben aus den Westsudeten und

deren Gliederung in einzelne Einheiten liegt die Einteilung von Dathe (1892) zugrunde, der den Kulm im Gebiet von Salzbrunn und Waldenburg in der Innersudetischen Mulde in einzelne Kulmbezirke gliederte und eine genaue Kartierung der einzelnen Bezirke durchführte. Natürlich sind mehr als 100 Jahre später nicht mehr alle Aufschlüsse vorhanden, so dass es teilweise recht mühsam ist, geeignete Probenfundpunkte zu finden.

Dementsprechend erwies es sich als schwierig, einer Stratigraphie zu folgen. Dathe hat zwar das Unterkarbon und die zugehörigen Konglomerate unterschieden, doch fehlt eine genaue Datierung der Gneisformation, die er als "Kristalline Schiefer" zusammenfasst, und sie "älter als das Devon" einstuft.

# 5.4. Petrographie der unterkarbonen Konglomerate der Innersudetischen Mulde

# 5.4.1. Gneisformation

# 5.4.1.1. Stand der Forschung

Die Gneisformation in der Umgebung von Salzbrunn (Blatt Freiburg) sowie auf Blatt Charlottenburg bildet nach Dathe (1892) sowie Dathe & Finck (1923) den nordwestlichsten Teil des Eulengebirges und ist das älteste aufgeschlossene Gestein in dem Gebiet. Nach Dathe (1892) ist die Gneisformation jünger als Devon, allerdings macht er keine genaueren Angaben.

Nach Art des Glimmers werden drei Gneisarten unterschieden:

- Biotit-Gneis
- Muskovitgneis (roter Gneis)
- Zweiglimmergneis

Der Biotit- und der Zweiglimmergneis haben im Eulengebirge eine weite Verbreitung, während der Muskovitgneis seltener ist. Dathe unterscheidet bei den Biotit- und Zweiglimmergneisen schiefrige, flaserige, breit- oder grobflaserige und körnigschuppige Gefüge. Bezeichnend für die Gneisformation des Eulengebirges sind die Einlagerungen verschiedener anderer Gesteine wie z.B. Serpentinite und Amphibolite.

Auffällig sind die vielen Pegmatit- und Quarzgänge, die laut Dathe während der ersten Faltung der Gneise entstanden sind. Die dabei entstandenen Klüfte wurden mit auskristallisierendem Quarz verfüllt.

Die Schichten der Gneisformation sind durchweg steil gestellt, bis hin zur Saigerstellung.

Die Gneise wurden an der Straße nach Mühlbach, 400m östlich von Toschendorf beprobt (L 89). Die Proben L 90-111 wurden an der Weistritz Talsperre, entlang des Fussweges Richtung Schloßberg entnommen sowie in einem kleinen Bachbett wenige Meter östlich vom Weg entfernt.

Anstehend wurde die Gneisformation an keiner Stelle angetroffen. Die alten Steinbrüche, die auf den Karten zur Gneisformation gezählt wurden, sind teilweise nicht mehr vorhanden. Wie zum Beispiel der Granulitsteinbruch in den Biotit-Gneisen nördlich von Seitendorf (Blatt Freiburg), oder die von Dathe und Finck (1923) auskartierten Kersantite am Schloßberg (Blatt Charlottenbrunn).

Makroskopische Gesteinsbeschreibung:

Die Gneis-Komponenten sind eckig bis angerundet und bis zu 15cm groß, dabei fein-, mitteloder grobkörnig.

# 5.4.1.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## **Biotit-Gneise**

In Probe L 89/1-5 handelt es sich um einen grobkörnigen, ungleichkörnigen Biotit-Gneis, hauptsächlich bestehend aus Plagioklas, Quarz, Alkalifeldspat, Biotit und Fibrolith. Xenomorpher Plagioklas ist bis 5mm groß und polysynthetisch nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Er ist schwach serizitisiert, dabei reich an Einschlüssen von Biotit, Hellglimmern und nahezu rundem Quarz. Dieses Gefüge deutet auf Oberflächenminimierung im Kristall unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Diskontinuierliche Entmischungsgefüge treten in Form von Myrmekiten auf: Plagioklas ist wurmförmig mit Quarz verwachsen.

Alkalifeldspat kommt weniger häufig vor als Plagioklas, bei gleicher Korngröße ist auch er schwach serizitisiert.

Quarz erscheint zwickelfüllend, immer zeigt er die beiden senkrecht aufeinander stehenden Basis-a- und Prismen-c- Gleitsysteme, so dass die Minerale parkettartig auslöschen, ein Hinweis auf granulitfazielle Bedingungen (Masberg et al. 1992). Lister & Dornsiepen (1992) sowie (Kruhl 1996) nehmen für derartige Gefüge im höheren Teil der unteren Kruste Bedingungen von 600-700°C bei 6kbar an. Die Korngrenzen der bis zu 3mm großen Quarzkörner zu den Feldspäten sind rundlich, fast als buchtig zu beschreiben.

Dort, wo Biotit in Lagen vorhanden ist, sind die Feldspäte und Quarze generell klein-körnig und erreichen eine maximale Korngröße von 2mm.

Der breittafelige Biotit ist charakterisiert durch seine kräftig orange-rote Farbe, die ihn als sehr Titan-reich ausweist. Er ist in max. 5mm breiten Lagen angereichert, das übrige Gestein ist frei von Biotit. Viele pleochroitische Höfe um Zirkone sind ebenso zu erkennen wie Sagenitgitter. Letztere bleiben auch dort erhalten, wo der Biotit chloritisiert wurde. Oft sind die Kornränder der Biotite mit Titanitkörnern dekoriert.

Hellglimmer ist selten, er tritt im Bereich der Biotitlagen mit langen, schmalen Leisten von maximal 0,4mm auf. In den biotitarmen Lagen ist er nur in geringen Mengen vorhanden.

Stets im Bereich der Biotit-Lagen tritt nadeliger bis büscheliger Sillimanit auf, dessen Anwesenheit auf amphibolitfazielle Bedinungen schliessen lässt. In feinfaserigen Aggregaten besitzt der Sillimanit gelbbraune Interferenzfarben, es treten ebenfalls prismatische Minerale auf, die auf eine länger andauernde Temperung hinweisen. Der Sillimanit ist in einzelnen Schwärmen nach der Reaktion Muskovit + Quarz => Sillimanit + Kalifeldspat+ H<sub>2</sub>0 in Quarz eingewachsen (Tröger 1967; Tafel 7, Bild 4).

Zum Schwermineralspektrum dieser Probe gehören eckige bis angerundete Zirkone (16-40µm, in den Biotit-Lagen nur wenige µm groß) sowie angerundete Apatite (70-160µm).

In L 89/5 tritt ein maximal 1,8mm großer idiomorph-hypidiomorher Granat auf, der entlang von Rissen chloritisiert wurde.

Die Proben L 101/1+L 103/1 repräsentieren einen gleichkörnigen, mittelkörnigen Biotit-Gneis mit Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz. Daneben ist viel Biotit und Hellglimmer vorhanden, wobei der Hellglimmer zu Sillimanit abgebaut wurde. Die Feldspäte sind durch Serizitisierung stark getrübt, zum Teil erscheinen sie fleckig. Diese Flecken werden von kleinen

rosettenförmigen, farblosen Chloriten gebildet. Selten haben die Feldspäte idiomorphe Granate eingeschlossen.

Quarz löscht undulös aus, stellenweise verursachen die beiden unter granulitfaziellen Bedingungen gleichzeitig aktivierten Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme das parkettartige Auslöschen der Quarze (Tafel 5, Bild 7). Alle Quarze haben dünne Rutilnadeln entmischt.

Braunroter Biotit ist in die Schieferungsebene eingeregelt. Hellglimmer ist seltener vorhanden, immer in der Nähe von Biotit.

In feinkörnigem, ungleichkörnigem Biotit-Gneis (L 102/1) haben die magmatischen Relikte von hypidiomorphen bis xenomorphen Plagioklasen eine Korngröße bis zu 0,8mm. Sie sind stark serizitisiert und polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt. Wo Plagioklas in Buchten oder Warzen in einen benachbarten Alkalifeldspat eindringt, haben sich Myrmekite von Plagioklas und Quarz entwickelt.

Alkalifeldspäte sind bis zu 2,4mm groß und weisen unterschiedliche Entmischungssysteme auf. Eines hat die Minerale grob perthitisch entmischt und ist vermutlich magmatisch. Eine zweite metamorphe Entmischung ist feiner, fast spindelperthitisch. Vom Rand her wird das Mineral myrmekitisch entmischt. Quarz ist xenomorph und undulös auslöschend. Entlang von suturierten Korngrenzen setzt kleinkörnige Rekristallisation ein. Bereiche mit eingeregelten syndeformativ rekristallisierten Quarzkörnern sind auf die Bereiche von Scherzonen beschränkt. Hier sind die Quarz-Altkörner undulös auslöschend und werden von jungen Rekristallisatkeimen aufgezehrt. Idiomorphe Einschlüsse von Zirkonen in Quarz sprechen für ehemals saure Plutonite. Gas-Flüssigkeitseinschlüsse sind meist sekundärer Natur und nicht sehr häufig.

Orange-roter bis braun-roter Biotit ist parallel der Schieferungsflächen streng eingeregelt. In diesen Bereichen der Schieferung sind Feldspäte und Quarze ausgelängt. Auffällig ist in dieser Probe der Reichtum an Schwermineralen, die im Bereich des Biotites Mafitcluster ehemaliger Magmatite bilden. Mittelprismatische bis angerundete Zirkone sind bis zu 0,5mm groß. Daneben kommen teilidiomorphe und angerundete Apatite mit einer Korngröße bis zu 0,4mm vor.

Die bis hierher beschriebenen Komponenten sind aufgrund der magmatischen Gefüge als Orthogneise anzusprechen.

#### Zwei-Glimmer-Gneise

Daneben kommen weitere Orthogneise vor, wie der mittelkörnige, gleichkörnige Zweiglimmer-Gneis der Probe L 95/1. Plagioklas mit maximaler Korngröße von 0,6mm ist nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und serizitisiert. Der Anteil an Alkalifeldspat ist geringer als der des Plagioklases, seine Minerale sind ebenfalls schwach serizitisiert, vereinzelt sind Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz angelegt. Die Größe seiner Körner liegt zwischen 0,4 und 0,6mm.

Quarz besitzt klare Minerale mit einer Größe von 0,3-0,6mm. Aufgrund der beiden simultan aktivierten Gleitsysteme, die senkrecht aufeinander stehen, löschen die Minerale parkettartig aus (Masberg et al. 1992). Gelegentlich kommt er in Form von kleinen runden Einschlüssen in den Feldspäten vor. Der Quarz selbst hat kleine idiomorphe Leisten von Biotit eingeschlossen.

Orange-roter bis braun-roter Biotit zeichnet die Schieferungsflächen nach, viele eingeschlossene idiomorphe Schwerminerale erzeugen pleochroitische Höfe.

Hellglimmer ist nur in geringen Mengen vorhanden, er ist als kleine schmale Leisten ausgebildet. Vermutlich ist er sekundär gebildet, da er immer den Biotit überwächst. Auch hier wird, wie in den oben beschriebenen Biotit-Gneisen, der Hellglimmer zu Sillimanit abgebaut.

Das Schwermineralspektrum wird durch lang- bis mittelprismatische idiomorphe Zirkone vertreten. Daneben treten kleine xenomorphe Körner von Granat (80-230µm) auf, der entlang von Rissen chloritisiert wird. Apatit ist angerundet und erreicht eine Größe bis zu 80µm.

Die Probe L 106/1-3 (Abbildung 17) ist gekennzeichnet durch einen feiner-körnigen Bereich (b), der sich durch Anreicherung von idiomorphen 80-240µm großen Granaten von der grobkörnigen Umgebung (a) unterscheidet. Im Handstück erscheint der feiner-körnige Bereich als 4cm mächtige Partie.

Die grobkörnigen Lagen (a) entsprechen einem Plagioklas-Hellglimmer Gneis. Relikte der Plagioklase sind xenomorph mit einer Korngröße bis zu 3,5mm. Sie sind randlich leicht serizitisiert und besitzen Zwillinge nach dem Albitgesetz. Die Minerale sind bruchhaft deformiert, sie weisen Scher- und Dehnungsbrüche auf, in die Quarz eingewandert und auskristallisiert ist. Daneben sind auskeilende Deformationslamellen Anzeichen einer plastischen Deformation.

Teilweise albitisierte Alkalifeldspäte haben einen geringeren Volumenanteil. Sie sind, wie die Plagioklase, beginnend graphisch mit Quarz verwachsen. Xenomorphe Quarzaltkörner zeigen starken Subkornbau und sind an Korngrenzen beginnend statisch rekristallisiert mit Rekristallisatkorngrößen von bis zu 25µm. Partienweise ist die Auslöschung parkettartig, verursacht durch die beiden gleichzeitig aktivierten Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme (Masberg et al. 1992). Hypidiomorphe bis xenomorphe Hellglimmer zeigen zum Teil Anzeichen einer heftigen Knickbanddeformation und beginnende randliche Rekristallisation. Diese Minerale sind bis zu 1,7mm lang und 1mm breit.

Die Bereiche (b) entsprechen einem mittelkörnigen Plagioklas-Gneis, der retrograd aus der grobkörnigen Partie (a) hervorgegangen ist. Zu dieser kennzeichnet ein Granatsaum die Grenze. Quarz zeigt undulöses Auslöschen und Subkornbau. Von suturierten Korngrenzen ausgehend beginnt eine feinkkörnig Rekristallisation.

Plagioklase sind 0,4 bis 1,2mm groß und gebogen oder gebrochen, sie weisen Albitzwillinge sowie auskeilende Deformationslamellen auf. Die Minerale werden zu Hellglimmern abgebaut, der dabei frei werdende Anteil von Ca wird vermutlich in die Granate eingebaut. Alkalifeldspat ist seltener, seine Minerale sind leicht getrübt und schwach serizitisiert.

Feine Hellglimmer werden aufgezerrt und in scherenden Bewegungen rekristallisiert.



Abbildung 17: Probe 106/1 mit den grobkörnigen äusseren Bereichen a) und den feinkörnigen Bereichen b) und c) im zentralen Bereich der Probe.

In den Scherzonen dieses Bereiches werden also die Glimmer abgebaut, die Plagioklase im Gegensatz zum Quarz nicht rekristallisiert, so dass die Temperatur auf 300-450°C festgelegt werden kann (Voll 1969, Tafel 5, Bild 2).

In diesen Bereich ist nochmals eine feinerkörnige Partie (c) zu unterscheiden, in der eine weitere Deformation stattgefunden hat. Die Plagioklase sind hier zwischen 0,3 und 0,5mm groß, Quarz wird rekristallisiert, die Hellglimmer werden eingeregelt mit Ausnahme einiger Querglimmer, die nun wie in a) Knickbanddeformation auf weisen.

Aus diesen Beobachtungen lässt sich eine dreistufige Deformationsgeschichte ableiten: Die Bedingungen in der grobkörnigen Partie a) waren kalt, es erfolgte die erste plastische Deformation von Quarz und Hellglimmern, die Feldspäte sind bruchhaft deformiert. In diesem Bereich treten nur wenige Granate auf.

In b) werden die Quarze während einer zweiten Deformation rekristallisiert und es erfolgt die Bildung von Granaten unter retrograden amphibolitfaziellen Bedinungen. In c) spiegeln sich kühlere Metamorphosebedingungen wider, die Hellglimmer werden eingeregelt, die Quarze rekristallisiert. Vermutlich liegt hier das Stadium der Exhumierung des Basements an die Erdoberfläche vor, ein Stadium der variszischen Orogenese.

Neben den oben beschriebenen Biotit-Gneisen handelt es sich auch bei den Zweiglimmer-Gneisen um Orthogesteine. Daneben sind Zweiglimmer-Plutonite in der Gneisformation vorhanden.

Bei Probe L 96/1 handelt es sich um einen mittelkörnigen, gleichkörnigen Biotit-Plutonit. Die Korngröße der Plagioklase, Feldspäte und Quarze variiert zwischen 0,1 und 0,6mm, die Korngrenzen sind gerade bis gebogen. Quarz löscht undulös aus und ist reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen. Die Feldspäte sind leicht serizitisiert, gelegentlich sind Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz vorhanden.

Biotit ist in kleinen Schuppen gleichmässig über das Gestein verteilt, mit kräftig orange-roter Farbe und vielen entmischten Sagenitgittern. Fibrolith ist reichlich vorhanden, in büscheligen bis rosettenartigen Aggregaten gehen seine Nadeln über mehrere Körner hinweg. Diese Beobachtungen sprechen dafür, dass das Gestein amphibolitfaziell überprägt worden ist.

Schwerminerale sind durch Apatit und Magnetit vertreten.

Neben den mittelkörnigen Zweiglimmer-Plutoniten kommen auch grobkörnige Varianten (L 100/1, L 105/1) in der Gneisformation vor.

Wieder überwiegt der Anteil an Plagioklasen gegenüber dem der Alkalifeldspäte. Die Plagioklase sind hypidiomporph, polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt sowie leicht verbogen. Serizitisierung zeichnet einen Zonarbau nach. Die Alkalifeldspäte sind häufig stark serizitisiert und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie zeigen aderperthitische Entmischung. Im Grenzbereich von Alkalifeldspat und Plagioklas treten Myrmekite auf, Albit und wurmförmiger Quarz verdrängen hier Alkalifeldspat. Die Plagioklase zeigen ein magmatisches Einschlussgefüge in Form von eingeschlossenen runden Quarzkörnern, die ihrerseits reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen sind.

Quarz tritt zwickelfüllend zwischen den Feldspäten auf. Er zeigt undulöses Auslöschen bis hin zu Subkornbau; parkettartiges Auslöschen wird durch die beiden senkrecht aufeinander stehenden Basis-a- und Prismen-c-Gleitsysteme verursacht (Masberg et al. 1992). Wachstumskorngrenzen sind durch straininduzierte Grenzflächenwanderung schwach suturiert. Die Minerale sind reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, bei denen es sich vor allem um sekundäre Einschlüsse handelt, die perlenschnurartig als "inclusion trails" (Mullis 1987) durch die Quarzkörner ziehen. Sie folgen kleinen Rissen, die während einer späten Deformation angelegt wurden.

Xenomorpher Biotit ist Ti-reich, was den braun-roten bis orange-roten Pleochroismus verursacht, seine maximal 1,2mm langen Minerale zeigen eine beträchtliche Breite von maximal 1mm. Stellenweise ist Rutil in Form von Sagenitgittern entmischt.

Hellglimmer ist nur spärlich in kleinen Leisten oder "zerfressenen" Mineralaggregaten zu erkennen. Akzessorisch vertreten sind mittelprismatische Zirkone, die zum Teil eine Anwachspyramide erkennen lassen.

Ein anderer grobkörniger Plutonit (L 99/1) besteht überwiegend aus Quarz (quarzreicher Granitoid), der undulös auslöscht. Rekristallisierte Kornteile haben suturierte Korngrenzen. Daneben kommen hypidiomorphe Plagioklase und Alkalifeldspäte vor. Erstere besitzen serizitisierte Körner und Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Magmatischer Biotit wird retrograd durch Hellglimmer verdrängt, ein Anzeichen dafür, dass die sauren Plutonite der Gneisformation metamorph überprägt wurden.

## Sedimente

# Sandsteine

Mittel- bis grobkörnige, korngestützte, gut sortierte Sandsteine sind selten in der Gneisformation (L 90/1-3, L 94/1). Der Inhalt dieser Sedimente lässt sich aus den bisher beschriebenen Komponenten ableiten. Auffällig ist der sehr geringe Anteil an Matrix, die siltig bis feinsandig ist. Darin liegen gleichmässig verteilt eckige bis splittrige Minerale und Gesteinsbruchstücke.

Das Spektrum der detritischen Einzelminerale wird von Quarzen dominiert. Es treten strainfreie Monokristalle auf, die einheitlich auslöschen und nur wenige Gas-Flüssigkeitseinschlüsse aufweisen. Daneben liegen kalt deformierte, schwach undulös

auslöschende Kristalle vor. Beide Varianten enstammen grobkörnigen sauren Plutoniten oder Gangquarzen. Ebenfalls aus sauren Plutoniten stammen Monoquarze, die idiomorphe Zirkone und Apatite eingeschlossen haben. Polykristalline Quarze sind partiell statisch rekristallisiert, teilweise sind Altkornrelikte vorhanden. Syndeformativ rekristallisierter Quarz zeigt ausgelängte Rekristallisatkörner und suturierte Korngrenzen. Weitere Zeugen einer kalten Deformation sind Deformationslamellen, die parallel der Zugspannung und senkrecht zur Druckspannung angelegt wurden. Quarze mit langen, nicht orientiert gewachsenen Rutilnadeln bezeugen granulitfazielle Bedingungen im Liefergebiet. Auf ähnliche Bedingungen deuten Quarze, die parkettartig auslöschen, da beide Gleitsysteme unter granulitfaziellen Bedingungen gleichzeitig aktiviert wurden (Masberg et al. 1992).

Plagioklase sind schwach bis stark serizitisiert und nach dem Albit- und seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Einige Minerale tragen Anzeichen einer Bruchtektonik in Form von Brüchen. Für eine Deformation sprechen auch auskeilende Deformationslamellen in den Mineralen.

Alkalifeldspäte fallen zum einen durch Karlsbader Zwillinge auf, zum anderen sind sie ader-, flecken-, und bandperthitisch entmischt. Sie stammen aus Orthogneisen.

Klastische Hellglimmer sind strainfrei und liegen mit bis zu 0,8mm langen Kristallen vor. Selten kommen sie als Verwachsungen mit Quarz oder als deren idiomorphe Einschlüsse vor. Biotit kommt in einzelnen Mineralen vor, ist zum Teil chloritisiert oder zeigt Entmischungen von Titan in Form von Sagenitgittern. Meist jedoch ist der Biotit orangerot, strainfrei oder durch Deformation geknickt (Tafel 6, Bild 5).

Es kommen nur wenige Gesteinsbruchstücke von Pegmatiten und Graniten vor, die dann mit einer Größe von bis zu 1,6mm vorliegen. Charakteristisch sind grobkörnige Verwachsungsgefüge zwischen Quarz und Feldspäten sowie Hellglimmer, der in Sillimanit umgewandelt wurde.

Stabile Schwerminerale wie Zirkone sind idiomorph bis gut gerundet und zwischen 40-80µm groß. Gelbgrüne Turmaline sind xenomorph und bis zu 150µm groß.

Es sind keine Komponenten von Sedimenten oder Vulkaniten enthalten.

Die Sandsteine der Probe L 90 sind dicht gepackt, in Probe L 94 ist zwischen den Lithoklasten serizitsche Matrix vorhanden.

Ein ebenfalls mittelkörniger, korngestützer Sandstein (L 93/1) entspricht weitgehend dem beschriebenen Komponentenspektrum, jedoch ist hier der Anteil an serizitisch-kieseliger Matrix höher. Ausserdem ist hier monokristalliner Quarz stärker vertreten.

Die detritischen Einzelkörner lassen sich aus den aufgearbeiteten Komponenten ableiten, die oben beschrieben wurden.

#### Zusammenfassung

Die Gneisformation beinhaltet die ältesten Gesteine, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden. Charakteristisch sind Biotit-Gneise und Zwei-Glimmer-Gneise.

Es sind grobkörnige Gesteine, bei denen der Anteil an Plagioklasen immer größer ist als der des Alkalifeldspates. Die runden Einschlüsse in Plagioklas sprechen für

Oberflächenminimierung unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Quarz ist zwickelfüllend vorhanden, meist sind beide Gleitsysteme entwickelt, was für granulitfazielle Bedingungen spricht (Masberg et al. 1992). Biotit ist häufig vorhanden, charakteristisch ist seine orangerote bis braun-rote Farbe, die den Ti-Gehalt belegt. Titan ist stellenweise als Rutil in Form von Sagenitgittern entmischt. Sehr häufig sind es breite Minerale, in denen Schwerminerale clustern. Hellglimmer ist selten, er tritt meist in den Biotit-reichen Partien auf. Selten ist Sillimanit vorhanden, der büschelig und immer in Biotit-reichen Partien auftritt. Seine Anwesenheit deutet auf amphibolitfazielle Bedingungen.

Sedimente kommen in der Gneisformation nur untergeordnet vor. Es sind mittel- grobkörnige gut sortierte, dicht gepackte Sandsteine, deren Zusammensetzung sich aus den übrigen Komponenten der Gneisformation ableiten lässt. Dies sind vor allem Quarze, die aus Gangquarzen oder sauren Plutoniten stammen und band-perthitisch entmischte Feldspäte, die aus den Orthogneisen stammen. Auch in diesen Sedimenten treten Bruchstücke von Biotit-Gneisen mit Sillimanit auf. Das lässt darauf schliessen, dass die Sedimente ein den Biotit-Gneisen ähnliches Liefergebiet besitzen.

Diese Sedimentkomponenten in der Gneisformation zeigen ein kontinentales Lithoklastenspektrum in einer kieselig-serizitischen Matrix.

# 5.4.2. Gneiskonglomerat

# 5.4.2.1. Stand der Forschung

Als älteste Formation des Kulms in der Innersudetischen Senke nennt Dathe (1892) das Gneiskonglomerat.

Nach Dathe & Zimmermann (1912) schliesst das Gneiskonglomerat bei Liebichau, Fürstenstein, Polsnitz, Zeisberg und Fröhlichsdorf überall an die erste Stufe des Kulms an. Es "besitzt eine große Mächtigkeit und erlangt bis 2km Breite" (Dathe & Zimmermann 1912). Seine Hangendgrenze ist nirgendwo deutlich aufgeschlossen, im Liegenden geht das Gneiskonglomerate allmählich in das Graue Konglomerat über.

Unter dem Namen Gneiskonglomerat haben Dathe & Zimmermann (1912) Gneisbrekzien, Gneissandsteine und Gneiskonglomerate zusammengefasst. Die Gesteine bestehen gewöhnlich vorwiegend aus Bruchstücken von Gneis.

Das Gneiskonglomerat wurde im Polnitztal am Fuss des Schloßes Fürstenstein (Felswand unterhalb des Schloßes bis zur Alten Burg im Fürstensteiner Grund) entlang der Polsnitz beprobt.

Dathe (1892) zählt dieses Gebiet zum Kulm von Fürstenstein.

Das Gneiskonglomerat wurde ausserdem im Steinbruch am Schulzenberg bei Alt-Liebichau beprobt.

Die Zugehörigkeit des Gneiskonglomerates zum Kulm wurde durch Göppert (Dathe & Zimmermann 1912) bestätigt, der in der Matrix des Konglomerates im Fürstensteiner Grund *Calamites transitionis=Archaeocalamites radiatus* Brong. gefunden hatte. Daneben kommen oberdevonische fossilführende Kalksteine vor.

#### Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Das schlecht sortierte, matrixgestützte Gneiskonglomerat besteht hier aus bis zu 12cm großen Komponenten, darunter viele Biotit-Gneise, die eckig bis gut gerundet sind. In den Aufschlüssen unterhalb des Schloßes Fürstenstein ist eine gradierte Schichtung mit gröberen Lagen an der Basis (Mittelkiesfraktion) und feinere Lagen (Sandfraktion) zum Hangenden zu erkennen. Das Gestein an der Felswand unterhalb des Schloßes ist stark verwittert. Es handelt sich hier um resedimentierte Sedimente, die in Form einer turbiditischen Abfolge (grain-flow/debris-flow) zur Ablagerung kamen, die einzelnen Fraktionen besitzen dabei eine Mächtigkeit von 80-150cm.



Abbildung 18: Das polymikte Gneiskonglomerat ist schlecht sortiert und matrixgestützt. Charakteristisch sind vor allem Biotit-Gneise und grob-kristalline saure Plutonite.

Gesteine des Gneiskonglomerates sind auch im Steinbruch E des Schulzenberges aufgeschlossen, hier herrschen ebenfalls die Biotit-Gneise vor, dem Komponentenspektrum treten Kalkgerölle hinzu. Auch hier ist eine Gradierung zu erkennen, die Mächtigkeiten der einzelnen Fraktionen sind größer, allein die Sandsteinfraktion erreicht eine Mächtigkeit von 2m, so dass die gesamte Sequenz eine Mächtigkeit von 4m umfasst.

## 5.4.2.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## <u>Gneise</u>

## Biotitgneise

Hauptmineral der mittelkörnigen, ungleichkörnigen Biotit-Gneise (L 40/5, L 41/7) sind xenomorphe Plagioklase, die maximal 0,6mm groß, stark serizitisiert und polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Einige Minerale zeigen anhand von kleinen Brüchen Anzeichen einer Deformation. Auffallend sind viele idiomorphe Einschlüsse von Apatit in den Plagioklasen, die den magmatischen Ursprung der Minerale belegen.

Alkalifeldspäte sind seltener als Plagioklase. Sie sind stark getrübt, im Zentrum meist serizitisiert. Zum Teil weisen sie Karlsbader Zwillinge auf. Ihr Korngröße variiert zwischen 0,1 und 0,5mm.

Quarz ist schwach undulös auslöschend oder zeigt beginnende Subkornbildung. Die Quarzkorngrenzen sind durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung schwach suturiert.

Die Minerale sind gespikt voll mit Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen. Es liegen ein- und zweiphasige primäre Einschlüsse vor, die eine Größe von 6µm nicht überschreiten.

Die Plagioklase, Alkalifeldspäte und Quarze sind nur leicht parallel der Schieferungsebene eingeregelt.

Biotit ist kräftig orange-rot bis rot-braun mit zahlreichen pleochroitischen Höfen. Einige Minerale sind ausgebleicht oder wurden in Chlorit umgewandelt. Immer sind sie schieferungsparallel angeordnet. Kornränder und Spaltflächen sind stark mit Erzkörnchen belegt.

Schmale, langsäulige Apatite mit blaugrauen anomalen Interferenzfarben sind sehr häufig.

Die Biotit-Gneise der Komponenten L 42/3 sind mittelkörnige Gneise, die im wesentlichen den oben beschriebenen Biotit-Gneise (L 40/5, L 41/7) entsprechen. Der Unterschied liegt in der Kornform der beteiligten Minerale, die hier (L 42/3) stark abgeflacht sind. Sie sind parallel der Schieferungsebenen eingeregelt, streng eingeregelte Biotite bilden die Schieferungflächen. Die Plagioklase sind durch Serizitisierung stark getrübt, die Quarzkörner zeigen Subkornbildung oder beginnende Rekristallisation (Korngrößen der Rekristallisate <8µm).

Daneben treten mittelkörnige, gleichkörnige Biotit-Gneise (L 40/6, L 40/17) auf. Klare Plagioklase haben Zwillinge nach dem Albitgesetz und kommen neben Alkalifeldspat und Quarz vor. Biotit ist schieferungsparallel eingeregelt und zeichnet sich durch seine kräftig rotbraune Farbe aus, die ihn als Ti-reichen Biotit kennzeichnet. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Dann deuten charakteristische entenblaue Interferenzfarben auf Fe-Mg-Chlorit. Quarz löscht leicht undulös aus und hat schwach suturierte Wachstumskorngrenzen. Sie weisen zahlreiche Gas-Flüssigkeitseinschlüsse auf.

Schwerminerale sind selten, es treten nur wenige idiomorphe langprismatische Zirkone und Apatite auf, die eine Größe von 60µm nicht überschreiten.

Mittelkörnige Varianten von Biotit-Gneisen (L 41/3+4) unterscheiden sich von den zuvor beschriebenen durch die komplette Serizitisierung der Feldspäte, die nicht mehr in Plagioklase und Alkalifeldspäte zu unterscheiden sind. Quarz ist schwach undulös auslöschend, einige Minerale weisen Deformationslamellen auf, die auf eine späte kalte Deformation zurückzuführen sind. Die Erhaltung dieser Lamellen bezeugt, dass das Gestein nach Anlage der Lamellen nicht mehr höher aufgeheizt wurde (Voll 1969). In diesen Biotit-Gneisen treten farblose bis blass-rosa gefärbte Granate auf, die teilidiomorph oder als Bruchstücke vorliegen. Ihre Größe beträgt maximal 0,75mm, in der Regel sind sie nicht größer als 0,4mm. Sind sind reich an idiomorphen Einschlüssen, die bis 60µm groß sind. Mikrosondeanalysen an diesen Einschlüssen ergaben, dass es sich um Quarze handelt. Diese Quarze sind ebenfalls einschlüssreich, stellenweise sind 2-phasige Flüssigkeits-Einschlüsse (2µm) zu erkennen. Die Quarzeinschlüsse in Granat deuten auf granulitfazielle Bedingungen. Risse in den Granaten sind mit Chlorit-Material gefüllt.

Biotite liegen als breite Leisten vor und weisen Knickbankdeformation auf.

Idiomorphe Zirkone sind zoniert, zum Teil auch korrodiert.

Grobkörnige Biotit-Gneise (L 40/9, L 40/10c) sind gleichkörnig mit Plagioklas als Hauptmineral. Seine Korngröße variiert zwischen 1,2 und 2mm. Die Minerale sind stark serizitisiert und nach dem Albitgesetz verzwillingt.

Ebenfalls stark serizitisierter Alkalifeldspat ist 1-1,8mm groß. Maximal 1,2mm groß sind die Quarzkörner, die undulös auslöschen. Quarz-Quarz-Korngrenzen sind schwach suturiert. In einigen Mineralen sind beide Gleitsysteme zu erkennen, die unter granulitfaziellen Bedingungen simultan aktiviert wurden (Masberg et al. 1992).

Auffällig sind Helminth-Chlorite, die sich über die gesamte Komponente verteilen und dabei den Quarz verdrängen (Füchtbauer 1988).

Idiomorphe Zirkone sind maximal 50µm groß, selten tritt Titanit auf.

Der Biotitgehalt ist geringer als in den kleinkörnigen Biotit-Gneisen zurückgegangen, die Minerale sind kräftig rot-braun bis orange-rot mit vielen pleochroitischen Höfen. Sie sind sehr grobkörnig mit Kornlängen 1,5mm und einer Breite bis zu 0,7mm. Kornränder und Spaltflächen sind mit Erzkörnern dekoriert. Auch hier ist die Ausbleichung und die beginnende Chloritisierung des Biotits zu erkennen.

Selten sind bei diesen grobkörnigen Varianten breite Hellglimmertafeln beteiligt, die schieferungsparallel eingeregelt sind. Hinweise auf amphibolitfazielle Bedinungen liefern auch hier feine Sillimanitnadeln, die aus den Hellglimmern hervorgehen, die in vielen der kleinern Bruchstücke von Biotit-Gneisen vorkommen und an die Orthogneise in der schon beschriebenen Gneisformation erinnern.

In grobkörnigen, ungleichkörnigen Biotit-Gneisen (L 41/9, L 41/11) besitzen die beteiligten Minerale eine Größe bis 2mm. Die großen Plagioklase schliessen zahlreiche kleine Kristalle ein, die gleichmässig über den Kristall verteilt sind. Bei diesem magmatischen Gefüge fallen besonders die runden Quarze auf, die ihrerseits Gas-Flüssigkeiteinschlüsse aufweisen. Zum Teil scheinen sie mit ihren Längsachsen parallel der Spaltflächen des Plagioklases zu liegen (Tafel 5, Bild 8).

Biotit ist auch hier kräftig rot-braun bis orange-rot, sekundär ist Rutil entmischt und bildet mit feinen Nädelchen die typischen Sagenitgitter.

Akzessorisch sind lang- bis mittelprismatische Zirkone vorhanden, die eine Korngröße von 210µm erreichen. Einige Individuen besitzen spitzwinklige Anwachspyramiden, die in der Regel "ererbte" alte Kerne enthalten. Bei diesen Varianten der Biotit-Gneise ist Magnetit in Form von fein verteilten Körnern beteiligt, die besonders in Bereichen des Biotits auftreten.

Bei den beschriebenen Biotit-Gneisen handelt es sich um Orthogneise. Dafür sprechen die langprismatischen Zirkone, die Karlsbader Zwillinge in den Alkalifeldspäten sowie die Apatiteinschlüsse in Plagioklasen.

Neben den Biotit-Gneisen sind auch Chlorit-Gneise im Gneiskonglomerat vorhanden.

#### Chlorit-Gneise

Der grobkörnige Chlorit-Gneis (L 41/1, L 41/2, L 41/5) ist ungleichkörnig und besteht hauptsächlich aus maximal 3mm großen, zum Teil stark serizitisierten Plagioklasen. Daneben sind es bis zu 2,1mm große Alkalifeldspäte, die im Dünnschliff durch die starke Trübung und Karlsbader Zwillinge auffallen. Quarz liegt als xenomorphe Zwickelfüllung

zwischen den Feldspäten, er zeigt starken Subkornbau und suturierte Korngrenzen. Bemerkenswert sind die vielen, vor allem primären 1- und 2-phasigen Gas-Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzkörnern, deren Größe zwischen 5 und 12µm schwankt. Quarz tritt darüber hinaus als kleine runde Einschlüsse in Plagioklas auf, was für Oberflächenminimierung unter amphibolitfaziellen Bedingungen spricht.

Chlorit besitzt entenblaue Interenzfarben, durch die er als Fe-Mg-Chlorit identifiziert werden kann (Pichler & Schmitt-Riegraf 1987). Er liegt parallel der Schieferung, in die die Plagioklase, Alkalifeldspäte und Quarze eingeregelt sind. Die chlorit-reichen Partien dieser Gneise sind dekoriert mit zahlreichen Erzkörnchen und pleochroitischen Höfen um Zirkone.

Das Schwermineralspektrum wird durch angerundete Apatite sowie teilidiomorphe Zirkone gebildet.

In Lithoklasten grobkörniger Chlorit-Gneise (L 40/16, L 41/10, L 41/13) sind die Minerale nicht in dem Masse geplättet, wie im Beispiel der Probe L 41/1 beschrieben. Plagioklase und Alkalifeldspäte sind idiomorph-xenomorph, dazu stark serizitisiert. Quarzkörner sind beginnend rekristallisiert.

Chlorit-reiche Partien sind von chloritärmeren Bereichen durch die stärkere Auslängung der Plagioklase, Alkalifeldspäte und Quarze in den chlorit-reichen Partien klar zu unterscheiden. In diesen Partien sind Biotit und selten Hellglimmer reliktisch erhalten, die nicht vollständig der retrograden Umwandung in Chlorit unterlagen. Rutilnadeln in Quarz deuten auf ehemals hochtemperierte Bildungsbedinungen hin, Titan wird unter granulitfaziellen Bedinungen in Quarz eingelagert, bei späterer Abkühlung erfolgt die Entmischung der Rutilnadeln im Quarz (Voll 1969).

Andere Varianten dieser grobkörnigen Chlorit-Gneise weisen einen geringeren Gehalt an Chlorit auf, in ihnen zeichnen nur wenige Chlorite die Schieferungsebenen nach. Benachbarte Quarzkörner zeigen hier stärker undulöse Auslöschung, Feldspäte weisen leicht angerundete Kornformen auf.

Idiomorphe bis teilidiomorphe Zirkone sind akzessorisch vorhanden.

Anhand dieser mikroskopischen Komponenten-Korngefügeanalyse sind auch die Chlorit-Gneise als Orthogneise anzusprechen.

## <u>Plutonite</u>

Neben den Orthogneisen treten sehr viele Plutonite (Granite, Granitoide) im Spektrum des Gneiskonglomerates auf. Die meist grobkörnigen Komponenten sind angerundet bis gerundet mit einer maximalen Korngröße von 7cm.

In den grobkörnigen, gleichkörnigen Plutoniten (L 40/2, L 40/14) sind die gesteinsbildenden Minerale Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz und Hellglimmer. Vorherrschendes Mineral ist Plagioklas, der hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet ist, mit Korngrößen zwischen 1,4 und 2mm. Die Minerale sind stark serizitisiert, jedoch ist eine polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit- und seltener nach dem Periklingesetz gut zu erkennen. Einen geringeren Anteil nehmen die Alkalifeldspäte ein, die ebenfalls stark serizitisiert sind. Ihre Korngröße schwankt zwischen 1,2 und 1,8mm.

Quarz besitzt Korngrößen bis zu 1,8mm und ist an stärkst deformierten Kornteilen rekristallisiert. Die Rekristallisatkorngröße liegt bei maximal 30µm, Quarz-Quarz-Korngrenzen sind durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung schwach suturiert. Quarz-Altkörner zeigen einen deutlichen Subkornbau, stellenweise löschen sie parkettartig aus, was für granulitfazielle Bedingungen spricht (Masberg et al. 1992). Daneben sind viele Gas-Flüssigkeitseinschlüsse zu erkennen, die als primäre und sekundäre, 1- und 2-phasige Einschlüsse vorliegen.

Es sind auffallend viele Hellglimmer beteiligt, die mit einer Länge zwischen 0,3 und 0,9mm regellos im Gestein verteilt sind, sehr häufig zeigen sie Knickbanddeformation.

Vereinzelt wird beginnende granophyrische Verwachsung sichtbar. Derartige Gefüge entstehen aus Restschmelzen nahe am Eutektikum (Hyndman 1985), in dem sich in letzten Schmelztropfen die Fluide sammeln.

Die Lithoklasten in den Proben L 40/6, L 40/17, L 41/5, L 50/2 ähneln im Prinzip dem beschriebenen Plutonit der Probe L 40/2. Allerdings ist nun zusätzlich Ti-reicher Biotit vorhanden, der durch seine orange-rote bis braun-rote Farbe auffällt und stellenweise cloritisiert wird. Die Minerale sind nicht selten geknickt und maximal 1,5mm lang bei einer maximalen Breite 0,6mm. Um zahlreich eingeschlossene Schwerminerale bilden sich pleochroitische Höfe. Gelegentlich ist beginnende granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat zu entdecken, die in Probe 41/8 deutlich ausgeprägt ist (Tafel 5, Bild 3).

In weiteren Plutoniten (L 40/8) tritt bei sonst ähnlichem Dünnschliffbild Helminthchlorit hinzu, der in seiner charakteristischen Geldrollenform besonders in quarzreichen Partien auftritt. Nach Füchtbauer (1988) sind diese Strukturen auf hydrothermalen Gänge zurückzuführen. Quarz zeigt stark suturierte Korngrenzen mit deutlich einspringenden Kornwinkeln.

Bis zu 4,5mm große xenomorphe bis hypidiomorphe Alkalifeldspäte treten in grobkörnigen, ungleichkörnigen Plutoniten (L 40/9, L 40/10) auf. Sie sind ader- bis spindelperthitsch entmischt und zum Teil stark serizitisiert. Selten sind Karlsbader Zwillinge zu erkennen. An stärkst deformierten Kornrändern ist beginnende Rekristallisation zu erkennen, die für Deformations-Temperaturen zwischen 450-500°C spricht (Voll 1980), die Rekristallisat-korngrößen überschreiten nicht 8µm. Die Alkalifeldspäte haben oft Quarz, Hellglimmer oder Biotit eingeschlossen.

Reliktische Quarz-Altkörner zeigen starken Subkornbau. Dort, wo kleine Scherbahnen das Gesteine durchziehen, sind die Quarze vollständig kleinstkörnig rekristallisiert. Diese Scherbahnen sind aus dem Herkunftsgebiet überliefert, sie zeigen keine Fortsetzung in die Matrix. In den großen Mineralen ist ein geringfügiger Versatz zu erkennen.

Die Größe der hypdiomorphen Hellglimmer schwankt zwischen 0,3 und 1,3mm, sie sind ebenso wie dünne Chloritspäne regellos im Gestein verteilt.

In weiteren grobkörnigen Plutoniten (L 40/6, L 40/11, L 42/2) kommen extrem große Hellglimmer von bis zu 3,2mm vor, die entweder strainfrei sind oder durch schwache Knickung Anzeichen einer Deformation erkennen lassen. Ihre Breite reicht von 0,1-2mm (Tafel 5, Bild 1). Biotit hat kleinere Minerale entwickelt, Rutil ist als sekundäres Entmischungsprodukt der Ti-haltigen Biotite in Form von Sagenitgittern ausgeschieden.

Darüber hinaus zeichnen sich diese Proben durch idiomorphe bis xenomorphe, einschlussreiche Apatitkristalle aus, deren Größe zwischen 60 und 450µm variiert. Daneben treten angerundete Zirkone auf, die eine Größe von 90µm nicht überschreiten.

Die Probe L 40/16 zeigt ein ähnliches Gefügebild, allerdings liegt hier ein mittelkörniger Plutonit vor, in dem statt Hellglimmer ausschliesslich orange-roter Biotit anwesend ist. Vereinzelt sind Sagenitgitter entmischt, Chloritisierung ist stellenweise zu erkennen.

Die Proben L 41/11, L 41/12 und L 42/3 beinhalten Plutonit-Lithoklasten mit grobkörnigem Gefüge. Plagioklase sind bis zu 1,5cm groß, Alkalifeldspäte sind maximal 7mm groß. Quarz tritt zwickelfüllend zwischen den Feldspäten auf. Er löscht undulös aus und besitzt Subkornbau. Rekristallisation hat nur untergeordnet stattgefunden, Korngrenzen sind suturiert, zum Teil haben sich idiomorphe Rhomboederflächen ausgebildet, die das Ergebnis einer lang andauernden hohen Temperung sind. Die Quarze enthalten viele 1- und 2-phasige, primäre und sekundäre Gas-Flüssigkeitseinschlüsse. Biotit ist mit 0,4-1,6mm kleinerkörnig und zum Teil chloritisiert. Hellglimmer ist selten, er besitzt Korngrößen zwischen 0,4-0,6mm.

Auch bei Probe L 51/1 handelt es sich um einen grobkörnigen Plutonit. Die beteiligten Plagioklase und Alkalifeldspäte, sind bis zu 5mm groß. Saussuritisierung liess ein feinkörniges Gemenge von idiomorphen Hellglimmern und Zoisit entstehen, welches die Plagioklase durchsetzt. Ein besonderes Gefüge zeigen hier die Alkalifeldspäte, die andere Alkalifeldspäte eingeschlossen haben. Die eingeschlossenen idiomorphen Feldspäte clustern und sind bis zu 0,8mm groß. Bei diesem magmatischen Wachstumsgefüge schliessen Alkalifeldspäte mit einer niedrigen Keimbildungsrate, aber hohen Wachstumsrate, gleichartige Minerale mit einer hohen Keimbildungsrate, aber niedrigen Wachstumsrate ein.

Quarz ist zwickelfüllend und beginnend rekristallisiert, die Körner zeigen grob suturierte Korngrenzen und löschen undulös aus.

Biotit ist ausgebleicht und hat vereinzelt Sagenitgitter entmischt.

Die hier beschriebenen Plutonite sind grobkörnige S-Typ-Granite. Der Mineralbestand und die analysierten Gefüge ähneln weitestgehend denen der beschriebenen Gneise. Der Unterschied liegt in der Deformationsgeschichte. Während die Gneise schwach deformiert worden sind, zeigen die Plutonite keine Anzeichen einer Deformation. In beiden Gruppen finden sich Anzeichen, die auf eine höhere Metamorphose als Grünschiefer- bis Amphibolitfazies deuten. Gefüge wie entmischte Rutilnadeln in Quarz oder simultan aktivierte Gleitsysteme (Basis-a- und Prismen-c-) im Quarz sowie entmischte und mikrographische Verwachsungen zwischen den Feldspäten und Quarz beweisen Metamorphose unter granulitfaziellen Bedingungen (Tafel 5, Bild 3+4+6). Die Anwesenheit von Sillimanit beweist ebenfalls Metamorphosebedinungen der Amphibolitfazies. Die Chlorit-Gneise und die chloritisierten Biotite enstanden auf dem retrograden Ast der Metamorphose. Granat-Analysen aus dem Biotit-Gneis L 41/4 belegen eine hohe Grossular-Komponente, die für hohe Drucke während einer Metamorphose spricht (s. Mikrosonden-Analysen in Kapitel 5.5).
### <u>Sedimente</u>

#### Sandsteine

Sedimente treten im Gneiskonglomerat in ihrer Häufigkeit weit hinter den magmatischen Komponenten zurück. In nur zwei Proben wurden Sediment-Komponenten gefunden, die hier aufgrund ihres ähnlichen Mineralbestandes und der Gefüge gemeinsam beschrieben werden können. Sandsteine sind wie die der Gneisformation von Quarz dominiert.

Die groben Sandsteine (L 42/1, L 50/1) sind mässig sortiert und korngestützt, die Komponenten sind splittrig-eckig bis angerundet und liegen in einer siltigen Matrix. Magmatische monokristalline Quarze löschen schwach undulös aus und haben nur wenige Gas-Flüssigkeitseinschlüsse eingeschlossen. Hydrothermale Gangquarze sind monokristallin oder grobkörnig polykristallin und weisen viele Gas-Flüssigkeitseinschlüsse auf, die 1- und 2-phasig, primär und sekundär vorliegen. Andere polykristalline Quarze sind metamorpher Herkunft, ihre Körner zeigen bevorzugte Einregelung und sind durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung suturiert. Daneben treten statisch rekristallisierte Quarze auf.

Detritische xenomorphe Alkalifeldspäte sind zum Teil aderperthitisch entmischt und liegen als klare oder serizitisierte Minerale vor. Plagioklase sind ebenfalls serizitisiert und nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt.

Nicht selten sind Myrmekite zu erkennen.

Biotit kommt in kräftig orange-roten Schuppen vor, ist stellenweise ausgebleicht, chloritisiert oder hat Rutil als Sagenitgitter entmischt. Hellglimmer sind selten, ebenso Fe-Mg Chlorite, die duch ihre entenblauen Interenzfarben auffallen. In Quarzen tritt er gelegentlich als Helminthchlorit auf.

Akzessorische Schwerminerale (Zirkon, Apatit, grün-blauer Turmalin mit blauem Kern, Granate) sind idiomorph, angerundet oder gerundet. Die Granate sind nicht selten zerbrochen, die Risse sind dann mit chloritischem Material verfüllt.

Neben den detritischen Einzelmineralen kommen auch angerundete Gesteinsbruchstücke vor, bei denen es sich um saure Plutonite handelt. Diese Bruchstücke sind < 2mm groß, sie bestehen meist aus Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Hellglimmern, nur selten enthalten sie kleine (60-240µm), idiomorphe Granate (L 42/1).

Damit sind alle Minerale beschrieben, die auch in den Spektren der beschriebenen Komponenten vorkommen. Einzig die Turmaline kommen im Gneiskonglomerat nur im Schwermineralspektrum dieser Sedimente vor (Tafel 6, Bild 4).

### <u>Karbonate</u>

Karbonat-Komponenten (L 43/1-3, L 49/1, Tafel 7, Bild 2) sind im Gneiskonglomerat sehr selten. Im Steinbruch am Schulzenberg haben sie Tuff-ähnlichen Charakter. In einer karbonatischen Grundmasse liegen wenige Gneis- und Granitkomponenten sowie Einzelminerale, die aus den bisher beschriebenen Spektren bekannt sind. Zu den Einzelmineralen zählen bis 0,4mm große serizitisierte und gut erhaltene Feldspäte. Daneben tritt Quarz auf: zum einen sind es magmatische, korrodierte Körner, zum anderen gibt es zerbrochene eckige bis gut gerundete Quarze, in den Zwischenräumen ist karbonatische Matrix eingeschlossen. Streckungshöfe um einige Gesteinsbruchstücke und Minerale sind

Anzeiger für Deformation. Große Biotite sind orange-rot bis braun-rot und können den Biotit-Gneisen als Liefergebiet zugeordnet werden, Hellglimmer sind strainfrei oder in seltenen Fällen geknickt. Gröberkristalline Karbonatkomponenten fallen in der feinerkörnigen Grundmasse auf, in der einschlussreicher Granat und angerundete Zirkone liegen.

Neu hinzu treten hier ehemals mafische Minerale, bei denen es sich vermutlich um Olivine handelte, die nun chloritisiert vorliegen. Hinzu treten ebenfalls Serpentinitbruchstücke und Granulite, in denen Olivine und Pyroxene ein Kumulatgefüge bilden.

Es handelt sich bei den vorliegenden Geröllen nicht um fossile, sondern um klastische Kalke. Die Kalke, die ein marines Milieu belegen, dokumentieren einen drastischen Wechsel in der Sedimentation, auch wenn in ihnen bekannte Komponenten vorkommen.

### Basische bis intermediäre Vulkanite

Dabei handelt es sich um eckige bis angerundete, grobkörnige Komponenten (L 40/3, L 40/4). Im Dünnschliff fallen die max. 1,4mm langen skelettförmigen Plagioklasleisten auf, die ungeregelt vorliegen. Stellenweise sind sie stark vergrünt sowie serizitisiert und nur noch reliktisch an ihren idiomorphen Umrissen zu erkennen. In der Matrix liegen grünlich-gelbe Mg-Chlorite vor, die den Komponenten die grüne Farbe verleihen. In den Pseudomorphosen nach Pyroxen tritt anomal entenblauer Fe-Mg Chlorit mit charakteristschem schuppig bis faserigem Gefüge auf. Ehemals mafische Minerale, vermutlich Pyroxen, die vollständig in Chlorit umgewandelt wurden, sind an ihren idiomorphen Korngrenzen zu erkennen. Neben den Plagioklasen treten nur wenige Alkalifeldspäte auf, die Karlsbader Zwillinge aufweisen.

Ilmenit tritt mit skelettförmigen, bräunlich durchscheinenden Mineralen auf.

Feinerkörnige (L 40/1, L 40/3, L 42/4) Varianten dieser basischen Komponenten weisen max. 300µm lange, skelettförmige Plagioklasleisten auf, die zum Teil als Plagioklas-Sphärolithe erscheinen. Die Zwischenräume dieser Sphärolithleisten werden von feiner kristallinen stengeligen Plagioklasen sowie von Chlorit und feinkörnigem Titanit ausgefüllt. Der Chlorit verleiht diesen basischen Lithoklasten die grüne Farbe.

Weitere Varianten dieser basischen feinkörnigen Komponenten zeigen ein ähnliches Bild, in denen regellos angeordnete Plagioklase zu erkennen sind.

# Basische Komponenten mit Symplektiten

Symplektit bezeichnet die Produkte gekoppelten Wachstums sekundärer Reaktionen und Umwandlungen, bei denen eutektische Rekristallisation vorausgesetzt wird. Sie sind zurückzuführen auf schnell ablaufende Reaktionen oder auf das Fehlen einer fluiden Phase, die das Material in Richtung oder vom Reaktionsort fort transportiert (Passchier & Trouw 1996, Shelley 1993).

### Retrogradierte Granulite (Tafel 7, Bild 5-8)

Diese Proben setzten sich zusammen aus Granaten, Plagioklasen, Hellglimmern und Chlorit sowie in geringen Mengen Quarz. Akzessorisch ist Rutil vorhanden.

In den vorliegenden Proben (L 45/1-3) ist der xenomorphe Granat je nach Grad der Umwandlung maximal 1,5mm groß. Klare Granate sind nicht zu beobachten, sie sind durch eine Vielzahl an idiomorphen Einschlüssen getrübt. Dazu gehören Quarze und Rutile.

Letztere kommen auch als dünne Nädelchen in diesen Quarzeinschlüssen vor. Die Einschlüsse in den Granaten nehmen zum Zentrum hin zu, während die Randbereiche der Granate nahezu einschlussfrei sind. Dieses lässt auf Wachstum unter verschiedenen Bedingungen schliessen, die allerdings anhand eines gemessenen Profiles mit der Mikrosonde nicht nachgewiesen werden konnte. Stellenweise ist der Granat vollständig umgewandelt, so dass keine Relikte mehr vorhanden sind. Dies spricht für eine starke retrograde Überprägung der Gesteine.

Charakteristisch für diese Gesteine sind die symplektitischen Gefüge: Um die Granate bilden sich Säume (Koronen), die von Chlorit und Hellglimmer gebildet werden. Das Gefüge ist charakterisiert durch wurmartige (lamellenartige) Mineralformen im direkten Kontakt zum Granat. Die Mineralachsen stehen senkrecht auf dem Granat und bilden so Kelyphite um Granat. Diese Kelyphite sind feinkörnige Verwachsungen meist zweier Mineralarten in etwa gleichbleibenden Mengenverhältnissen. Sie entstehen durch metamorphe Reaktionen einer Phase, von der noch Relikte vorhanden sein können (in diesem Falle Granat), um die sich Korona-Strukturen gebildet haben oder durch Reaktionen zwischen benachbarten Phasen (Shelley 1993). Die Produkte dieser Umwandlung sind feinkörnig und, wie im vorliegenden Fall, charakteristischer Weise immer entlang von Korngrenzen primärer Minerale zu finden (Shelley 1993). Nach Bucher & Frey (1984) zeigen derartige Mikrostrukturen ein Ungleichgewicht und trockene Bedingungen an. Nach Passchier & Trouw (1996) entstehen derartige Korona-Gefüge bevorzugt im Bereich der Ultramafite, in den sich das umgewandelte Mineral nicht mehr in seinem Stabilitätsfeld befindet. Retrograd entstehen lamellare Reaktionssymplektite mit parallelen Korngrenzen bevorzugt bei Eklogiten, aus denen sich durch Kornvergröberung globulare Symplektite bilden (Passchier & Trouw 1996).

Die Umwandlung erfolgt von aussen nach innen. Dabei werden die kelyphitischen Gefüge von Chlorit und Hellglimmer mit zunehmendem Abstand zum Granat gröber. Die Symplektite gehen aufgrund von Korngrenzflächen-Reduzierung unter statischen Bedingungen und der längeren Diffusionswege von lamellaren zu globularen Gefügen über (Shelley 1993).

Plagioklas bildet einen Saum um die chloritischen Bereiche und trennt diese von den Hellglimmer-Domänen. Mit einem Achsenwinkel von  $2V_z \approx 85^{\circ}$  und einem An-Gehalt von 46Mol% handelt es sich um Andesin. Sein polygonales Zellgefüge ist das Ergebnis eines statischen Ereignisses. Die Korngröße des Plagioklases überschreitet dabei nicht 300µm, stellenweise ist Verzwillingung nach dem Albitgesetz zu erkennen. Vermutlich handelt es sich bei diesen Plagioklasen um Pseudomorphosen nach Omphazit.

In direkter Nachbarschaft zum Granat liegt Plagioklas rekristallisiert und hydratisiert vor: Hier wird er vom Hellglimmer verdrängt, der sein polygonales Zellengefüge übernimmt. Das bedeutet, dass es sich bei allen größeren Bereichen mit zellulärem Hellglimmer um ehemalige Plagioklase handelt.

Quarz ist an diesem Zellgefüge nur sehr selten beteiligt, er tritt in Form von ausgelängten klaren monokristallinen Körnern auf, in dem die wenigen, dafür großen 1- und 2-phasigen Gas-Flüssigkeitseinschlüsse (8µm) sofort auffallen. Die Quarzkorngröße beträgt max. 750µm. Im Granat ist Quarz in maximal 40µm großen Einschlüssen vorhanden. In den Reaktionssäumen wird Quarz teilweise von Karbonat, der nach Mikrosondenanalysen klar als Kalzit identifziert werden kann, imprägniert und verdrängt. Darüber hinaus wird Quarz

von Chlorit verdrängt, der dann als Helminthchlorit oder rosettenförmig auftritt. Kalzit tritt, abgesehen von der Verdrängung im Quarz, ausschliesslich in den chloritischen Domänen als unregelmässig begrenzte Körner auf.

Auffallend ist die große Anzahl an idiomorphen und teilidiomorphen rotbraunen Rutilen, die bevorzugt im Bereich des Hellglimmers in Clustern oder als Einzelminerale auftreten. Daneben treten sie als 8-32µm große idiomorphe Einschlüsse im Granat auf. Sie sind neben den Granaten die einzigen Relikte des ursprünglichen HP-Gesteines, maximal 160µm groß und zeigen gelegentlich Kniezwillinge.

Daneben kommen nur wenige angerundete Zirkone und Monazite vor.

### Regionale Studien an Symplektiten

Will & Schmädicke (2000) untersuchten retrogradierte Eklogite aus dem Odenwald, die Symplektite entwickelt haben und belegten damit ein HP-Event für die Mitteldeutsche Kristallinschwelle. Die Gesteine liegen nun als Granat-Amphibolite vor, die sich durch symplektitische Verwachsungen zwischen Klinopyroxenen und Plagioklasen, Amphibol-Plagioklas Koronen um Granat sowie Domänen mit rekristallisierten Plagioklasen und Amphibolen auszeichnen.

Sie gehen von mehreren Umwandlungsstadien aus:

- Eklogit-Stadium: 16-17kbar, 700-750°C.
- Symplektitischer Abbau der KPx: 13 ±1kbar, 700-750°C
- Amphibolitstadium: 10kbar, 700°C
- Prä-Amphibolitstadium-Stadium: 8kbar, 550-600°C

Sie weisen eine Retrogradierung bis in das Epidot-Amphibolitstadium nach. Die Eklogite stammen von einem Gabbro-Protolith ab, der im Zusammenhang steht mit einer kontinentalen Extension oder einem jungen Ozeanrücken oder back-arc environment.

Die hier in der Arbeit analysierten Komponenten weisen keine Relikte von Pyroxenen oder Hornblenden auf. Vermutlich liegt noch ein weiteres Stadium der Retrogradierung vor, in dem das amphibolitfazielle Stadium nochmals grünschieferfaziell überprägt wurde.

O'Brien (1995) beschreibt in Quarz-führenden Eklogiten Granate mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz und Rutil in ihren Kernen. Kelyphite um Granate sind grob, radial nach Amphibol und Plagioklas gewachsen; Omphazit wurde durch Klinopyroxen und Plagioklas ersetzt. Die analysierten Granate sind Almandin-Pyrop-Grossular Minerale mit geringer Spessartin- und Andradit-Komponente. O'Briens Granatanalysen sind demnach ganz ähnlich den vorliegenden Symplektit-Granaten aus der Innersudetischen Senke (s. Mikrosondenananlysen der Granate in Kapitel 5.5.2.). In O' Briens Analysen sind die Granate aus Granat-Hornblende-Pyroxeniten am Mg-reichsten, sie stellen HP-Relikte einer retrograden Entwicklung von niedrigen Drücken dar, der Überprägung einer Granulit- bis Postgranulit Fazies, ähnlich der Eklogite aus der Gföhl-Einheit. Kurzzeitige thermische Pulse als Auslöser der Überprägung sind nicht das Ergebnis von Regionalmetamorphose, sondern eher charakteristisch für Kontaktmetamorphose oder eines dynamisch-tektonischen

Regimes, das Gesteinseinheiten unterschiedlicher Umgebung schnell versetzt hat. Hohe Temperaturen blieben bei der Exhumierung erhalten.

Nach O'Brien (1993) zeigen Eklogite der Münchberger Gneismasse Beweise für eine Metamorphosegeschichte mit zahlreichen Phasen. Reliktische magmatische Gefüge und wahrscheinlich amphibolitfazielle Granatkerne weisen auf eine frühe MP-Metamorphose von LP-Ausgangsgesteinen hin, bevor die HP-Bedingungen mit mehr als 20kbar das Gestein erfassten. Beispiele eines frühen Abbaus primärer, Jadeit-reicher Omphazite zu einem Symplektit, bestehend aus sekundärem Omphazit koexistierend mit Albit und Quarz, deuten auf einen Druck von ca. 14kbar hin. Die mehrfachen, partiellen Umkristallisationen sind auf thermische Störungen und/oder Eindringen von Fluiden auf Überschiebungen in einem wandernden Deckenstapel zurückzuführen.

O'Brien (1993) geht von mehreren Überschiebungs-Episoden aus, in denen Fluids, entstanden durch prograde Dehydratations-Reaktionen in den neu subduzierten Einheiten, in die überlagernden Einheiten einwandern und damit die retrograden breakdown-Reaktionen in den überlagernden Einheiten erhöhen.

Die Korngefügekundliche Analyse dieser auffallenden Lithoklasten im Gneiskonglomerat sowie der Vergleich mit Analysen verschiedener Autoren führen zu dem Schluss, dass es sich bei den Symplektiten im Gneiskonglomerat um retrogradierte Granulite handelt.

Derartige Hochdruck-Gesteine mit ähnlichen Gefügen wie oben beschrieben werden von Cymerman et al. (1997) sowie Dziedzic (1995) im Bereich des Eulengebirges beschrieben.

#### <u>Matrix</u>

Die detritischen Minerale der aufgearbeiteten Komponenten des Gneiskonglomerates bilden eine grob- bis mittelsandige Matrix. Sie umfassen das gesamte Spektrum der oben beschriebenen Klasten. Ihre Kornform ist eckig bis angerundet, das Spektrum wird von detritischen Quarzkörnern dominiert, die sich aufgrund ihres Gefüges von sauren Plutoniten oder den grobkörnigen Biotit-Gneisen ableiten lassen. Monokristalle mit Zirkoneinschlüssen deuten ebenfalls auf eine magmatische Herkunft, ebenso die schwach bis stark serizitisierten Plagioklase, die oft Apatit eingeschlossen haben. Detritische Hellglimmer sind nur sehr selten in der Matrix vertreten, ebenso kommen nur wenige braun-rote Biotite vor, die meist Spuren einer Deformation in Form von Knickbändern aufweisen.

Das Spektrum der Schwerminerale beinhaltet gerundete Zirkone, Apatite sowie olivgrünen Turmalin.

#### Zusammenfassung

Das polymikte Gneis-Konglomerat ist matrixgestützt mit eckigen bis gerundeten Lithoklasten. Vorrangig treten grob- bis mittelkörnige Biotit-Gneise auf, die denen der Gneisformation ähneln. Dabei sind sie aufgrund ihrer Gefüge ebenfalls als Orthogneise zu identifizieren.

Das Gneiskonglomerat erhielt seinen Namen aufgrund der Fülle an Gneiskomponenten. Die angerundeten bis gut gerundeten Komponenten sind grob- bis mittelkörnig und besitzen eine Größe von 2-7cm. Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz sind die Hauptminerale. Plagioklase sind meist stark serizitisiert und parallel der Schieferungsebenen geplättet, ebenso Quarz, der in Nachbarschaft der Schieferungsbahnen feinkörnig rekristallisiert ist. Die beteiligten

Schichtsilikate sind Biotit und Hellglimmer, die mit ihren leistenartigen Mineralen die Schieferungsbahnen nachzeichnen.

Zirkone und Apatite, daneben vereinzelte Titanite, stellen die Schwerminerale im Mineralspektrum der Gneise.

Daneben treten Plutonite (Granite und Granodiorite) auf, deren Mineralbestand ähnlich dem der Biotit-Gneise ist. Allerdings tritt jetzt Hellglimmer vermehrt und mit größeren Kristallen auf.

Anzeichen für hohe Temperaturen liefert das parkettartige Auslöschen der Quarze, das Auftreten von Rutilnadeln in Quarz sowie Sillimanitbildung (Voll 1962, Masberg et al. 1992).

Retrogradierte Granulite mit charakteristischen symplektitischen Gefügen dokumentieren ebenfalls hochtemperierte Metamorphosebedinungen im Liefergebiet.

Sedimente kommen auch hier untergeordnet mit groben, mässig sortierten Sandsteinen vor, deren Mineralspektrum aus oben beschriebenen Gneisen und Plutoniten abzuleiten sind. Das kontinentale Spektrum ist Quarz-dominiert, es fehlen Komponenten von Sedimenten, Vulkaniten und Kalken. Basische und intermediäre Komponenten treten in geringerer Anzahl auf. Sie sind grob-feinkörnig mit skelettförmigen Plagioklasen (z.T. Sphärolithe), die stark vergrünt und regellos verteilt sind. Dazu gehören auch die Symplektite, die aus ehemals mafischen Gesteinen hervorgegangen sind. Sie enthalten Granate, die durch ihren hohen Pyropanteil auf hohe Drucke hinweisen.

Karbonatkomponenten treten hier, wenn auch nur sehr selten, dem Spektrum hinzu, sie belegen einen Wechsel hin zum marinen Milieu.

## 5.4.3. Graues Konglomerat

### 5.4.3.1. Stand der Forschung

Die Stufe der Grauen Konglomerate ist nach Dathe & Zimmermann (1912) mindestens 1500m mächtig. Sie fassen die Konglomerate aus dem Fürstensteiner und aus dem Kulmbezirk von Reichenau zusammen, da beide keine wesentlichen Gesteinsunterschiede aufweisen. Allerdings führen die Autoren an, dass beide Kulmbezirke vermutlich ein unterschiedliches Alter haben. Die Grauen Konglomerate südlich von Reichenau besitzen eine typische gut erhaltene Kulmflora, die Grauen Konglomerate aus dem Fürstensteiner Kulmbezirk beinhalten eine marine Devonfauna. Die Frage nach der Devon-Kulm-Grenze scheint nur schwer zu beantorten zu sein, da sich die Schichten auch entlang von Verwerfungen wiederholen.

Der Fürstensteiner Kulm ist stärker der Faltung unterworfen als der Kulmbezirk von Reichenau. Das Liegende des Grauen Konglomerates ist nicht sicher bekannt, Dathe & Zimmermann (1912) vermuten, dass das Graue Konglomerat aus dem Gneiskonglomerat hervorgegangen ist.

Die einzelnen Konglomeratbänke besitzen Mächtigkeiten von 0,1-10m.

Im Komponenten-Spektrum des Grauen Konglomerates fanden Dathe (1892) und Dathe & Zimmermann (1912):

- Ton- und Kieselschiefer
- Glimmerreiche Grauwacken
- Grauwacke-Sandstein
- Milchquarze
- Phyllite
- Glimmer-, Quarzitschiefer
- Porphyre
- Grünschiefer
- Diabase

Als wesentliches Kennzeichen dieses Konglomerates nennen Dathe & Zimmermann (1912) kleinerkörnige Gesteine, die zwischen groben kiesigen bis konglomeratischen Gesteinen vorkommen, aber nie bedeutende Schichtfolgen ausbilden. Tonschiefergerölle treten nur spärlich auf. Die Rundungsgrad der Gerölle ist durchweg besser als im Gneiskonglomerat, die Schichtung ist deutlicher ausgeprägt, wenn auch im Steinbruch bei Niederadelsbach keine Bankung zu erkennen ist. Metamorphe Einflüsse sind nirgends sichtbar.

An Versteinerungen sind in der Stufe der Grauen Konglomerate nur Pflanzenreste im Bezirk von Reichenau gefunden worden. Hier führen einige Grauwackensandsteine *Archaeocalamites scrobiculatus* Schloth. sp. und *Lepidodendron* sp.. Im Schieferton vom Harteberg fanden sich große Stücke von *Stigmaria ficoides* Brongn., *Megaphyton Kuhianum* Göpp., *Lepidodendron culmianum* Fischer, *Sphenopteridium rigidum* Ludw. sp. und *Cardiopteris polymorpha* Göpp. sp. (Dathe & Zimmermann 1912).



Abbildung 19: Das Graue Konglomerat ist teils matrix-, teils komponentengestützt mit Komponentengrößen bis zu 25cm. Die Probe L 61 (links) wurde unterhalb der Zeis-Ruine entnommen, die Probe L 84 stammt aus dem Gemeindesteinbruch bei Niederaldesbach.

Die Proben des Grauen Konglomerates, L 52–61, wurden an der Ruine der Zeis-Burg (Blatt Freiburg) entlang eines Bacheinschnittes genommen. Die Proben L 69-85 des Grauen Konglomerates stammen aus dem Gemeindesteinbruch bei Nieder-Adelsbach (Blatt Freiburg). Dieser Steinbruch diente einst der Gewinnung von Strassenschotter.

# Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Bei dem mässig sortierten Grauen Konglomerat handelt es sich um ein grau-braun verwitterndes polymiktes Konglomerat, in dem Gerölle bis zu 25cm Größe auftreten. Diese sind gut gerundet, geplättet oder eckig. Die Grundmasse ist mittel-bis grobkörnig.

Im ca. 20m hohen Steinbruch bei Niederadelsbach ist eine weitständige, aber unregelmässige Klüftung ausgeprägt. In beiden Aufschlüssen ist weder eine Gradierung, noch eine Korngrößensortierung innerhalb des Konglomerates zu entdecken. Dominierende Komponenten sind in dieser Stufe die siliziklastischen Resedimente: Grauwacken, Sandsteine sowie Silt- und Tonsteine. Demgegenüber zeigt sich eine deutliche Abnahme des Gehaltes an Gneisen.

# 5.4.3.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

# Sedimente

# Grauwacken

Mittelkörnige, korngestützte, gut sortierte Grauwacken (L 55/1, L 55/2, L 55/3, L 55/4) besitzen eckige bis gerundete Lithoklasten in einer serizitisch-quarzitischen Grundmasse (Tafel 6, Bild 1+2). Auffallend sind hier viele diagenetisch druckgelöste, feinkörnige Sedimente wie Silt- und Tonsteine, aber auch feinkörnige Sandsteine.

Detritische monokristalline Quarze sind magmatischer Herkunft: sie zeigen undulöses Auslöschen oder sind in Subkörner zerlegt, an deren Korngrenzen erste Rekristallisatkörner Polvkristalline sind entstehen. Quarze meist statisch rekristallisiert mit Rekristallisatkorngrößen zwischen 30 und 90µm. Deformationslamellen sind immer dort zu finden, wo Quarz kalt deformiert wurde und anschliessend nicht wieder höher temperiert wurde. Diese Quarzkörner stammen aus den grobkörnigen Plutoniten, die wie in der Gneisformation und dem Gneiskonglomerat auch im Grauen Konglomerat auftreten, wenn auch nur untergeordnet. Polyquarze metamorpher Herkunft sind syndeformativ mit Korngrößen von 25-80µm rekristallisiert. Die viele Quarzgänge im Liefergebiet, die nun mit ca. 50Vol.% am Komponentenspektrum beteiligt sind, werden durch grobkörnige, polykristalline Quarze repräsentiert. Dabei tritt Helminthchlorit auf, der den Quarz stellenweise verdrängt.

Detritische Feldspäte sind nicht zu beobachten.

Es sind nur wenige Bruckstücke von basischen Gesteinen im Spektrum dieser Grauwacken überliefert. In diesen nur ca. 1mm großen Stücken sind Plagioklasleisten nicht eingeregelt. Teilweise sind die Plagioklase vergrünt. Diese Bruchstücke ähneln stark den basischen Komponenten, wie sie für das Gneiskonglomerat beschrieben wurden.

Verschiedene Klasten sind beginnend karbonatisiert.

Ehemalige Tonsteine liegen nun schwach metamorph als Serizitschiefer vor, viele dieser Serizit-reichen Klasten überliefern eine prävariszische Deformation im Liefergebiet: in ihnen wird S1 leicht durch S2 krenuliert. Parallel zu beiden Schieferungen existieren kleine, mit quarzitischem Material gefüllte Brüche. Vorstellbar ist ein Metapsammopelit-Areal, in dem sich parallel S1 Quarzgänge bildeten, die selbst wieder feinkörnig rekristallisiert wurden. Dieses Stockwerk gelangte ins Erosionsniveau und liegt nun in den Komponenten der Grauwacken des Grauen Konglomerates vor.

Detritischer Feldspat ist nur mit wenigen Mineralen vorhanden, dann handelt es sich um Plagioklas, der nach dem Albit-Gesetz verzwillingt ist.

Eckige bis angerundete Lithoklasten liegen auch in mittelsandigen, mässig sortierten Grauwacken vor, in denen neben höhergradigen Metasedimenten detritische Feldspäte aus Plutoniten sowie große Hellglimmer aus S-Typ Graniten vorkommen. Hier treten jetzt Quarzbruchstücke mit Sillimanitnadeln auf, die für amphibolitfazielle Metamorphite im Liefergebiet sprechen.

In feinkörnigen, mässig gut sortierten Grauwacken (L 55/4, L 61/6) ist der Anteil der monokristallinen Quarzkörner zugunsten der polykristallinen zurückgegangen. Cherts und Pelite haben mengenmässig zugenommen, darüber hinaus sind in der serizitischen Matrix einige wenige Plagioklase vorhanden, die nach dem Albit-Gesetz verzwillingt sind. Serizitschiefer haben im Liefergebiet eine erste Schieferung erfahren.

In fein- bis mittelsandigen Grauwacken (L 61/1, L 61/3) mit serizitisch-chlorititscher Matrix überwiegen monokristalline, einschlussreiche Quarzkörner der Fein- bis Mittelsandfraktion. Polykristalline Quarze sind kleinkörnig statisch rekristallisiert. Daneben treten viele Chertklasten und Serizitschiefer auf. Bei letzteren erweist es sich als schwierig, sie von der Matrix zu unterscheiden. Die wenigen Plagioklase und Alkalifeldspäte besitzen Zwillinge nach dem Albit- oder Karlsbader Gesetz. Aus dem Schwermineralspektrum sind lediglich hypidiomorphe Zirkone mit einer maximalen Korngröße von 120µm vertreten.

### Sandsteine

In feinsandigem Sandstein (L 55/3, L 61/1, L 61/4) dominiert monokristalliner Quarz in Korn-Korn-Kontakt. Die Schichtung wird durch Hellglimmer nachgezeichnet. Aus dem Schwermineralspektrum sind subidiomorphe bis angerundete Zirkone vertreten. Randlich sind in Bereichen von Druckbeanspruchung Anzeichen von Lösung zu erkennen.

Sandsteine zeigen gradierte Feinschichtung (L 61/2, L 61/3, L 71/5, L 71/6, L 71/7, L 71/8, L 71/10, L 71/12), die auf einer Änderung der Korngröße und Mineralbestand beruht, eine Wechsellagerung von eher sandigen und tonig-siltigen Lagen. Die Feinsandlagen sind im Gestein heller, bedingt durch einen geringeren Anteil an Phyllosilikaten. Gesteinsbildend ist monokristalliner, kantengerundeter Quarz, der undulös auslöscht sowie Muskovitblättchen, die parallel der Schichtung eingeregelt sind. In den bräunlichen Ton-Silt-Lagen ist der Anteil an Phyllosilikaten sehr hoch.

In den Randbereichen der Lithoklasten sind starke Drucklösungserscheinungen zu erkennen.

Feinsandige Sandsteine (L 61/1, L 61/4, L 61/6, L 61/7, L 71/4, L 71/9, L 71/11, L 71/12, L 71/13) bestehen überwiegend aus monokristallinen, einschlussreichen, undulös

auslöschenden Quarzkörnern. Die Minerale sind schichtparallel eingeregelt und werden von einem Gemenge an Serizit und Chlorit umgeben. Diese Klasten ähneln den Feinsandlagen aus den wechselgelagerten feinsandigen Sandsteinen.

Andere Sandstein-Komponenten in L 61/6 sowie L 61/1 ähneln den oben beschriebenen Ton-Silt-Lagen mit überwiegend schichtparallelen Phyllosilikaten.

In fein- bis mittelsandigen Sandsteinen (L 61/6, L 61/7, L 70/1, L 71/1, L 71/4, L 71/9, L 80/1) dominieren gut sortierte, eckige bis angerundete monokristalline Quarzkörner. Deformationslamellen sind selten zu erkennen, aber immer sind die Minerale einschlussreich. Daneben treten Plagioklase auf, die nach dem Albit-Gesetz verzwillingt sind. Hellglimmer sind zwickelfüllend, Cherts sind nur untergeordnet beteiligt.

Neben den Sedimenten treten im Grauen Konglomerat saure Plutonite (Zwei-Glimmergranite) auf.

### Saure Plutonite

Mittelkörnige, gleichkörnige Zweiglimmer-Granite (L 54/1, L 60/1) bestehen aus den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit sowie Hellglimmer.

Xenomorphe Quarzkörner (0,4-1,2mm) fallen durch ihr parkettartiges Auslöschen auf, welches auf granulitfazielle Bedinungen zurückzuführen ist, beide Gleitsysteme wurden simultan aktiviert (Masberg et al. 1992). Für diese Metamorphose-Bedingungen sprechen auch lange, dünne Rutinadeln im Quarz (Voll 1962). Quarz-Quarz Korngrenzen sind durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung suturiert. Die Minerale zeigen Einschlüsse von idiomorphem Zirkon und Biotit. Die hypidiomorphen Plagioklase (0,4-0,9mm) sind im Kern stark serizitisiert. Alkalifeldspäte (0,5-1,5mm) sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und wie die Plagioklase stark serizitisiert.

Die Plagioklase zeigen stellenweise magmatische Einschlussgefüge in Form von runden Quarzen und idiomorphen Apatiten.

Verwachsungsgefüge wie beginnende granophyrische Verwachsung und Myrmekite entstehen zwischen Alkalifeldspat bzw. Plagioklas und Quarz deuten auf Restschmelzen im Eutektikum (Hyndman 1985, Shelley 1993). Myrmekite sind Produkte einer diskontinuierlichen Entmischung.

Ti-reicher Biotit ist orange-rot bis braun-rot oder durch Chloritisierung olivgrün mit Entmischung in Form von Rutilnadeln in Sagenitgittern. Die Minerale sind stark mit Erzkörnern dekoriert.

Hellglimmer treten als hypidiomorphe bis xenomorphe Kristalle auf, deren Größe zwischen 0,5-1,6mm schwankt.

Die Probe 61/6f zeigt ein ähnliches Spektrum, nur handelt es sich hier eher um einen Gneis, da die Biotite bevorzugt orientiert sind.

In sauren Plutoniten der Proben L 61/1 und L 61/2 sind keine Glimmer vorhanden. In den Plagioklasen sind trotz starker Serizitisierung noch Zwillinge nach dem Albit- und dem Periklingesetz zu erkennen. Alkalifeldspat ist selten. Er zeigt ader-perthitische Entmischung und kleine rundliche Einschlüsse von Quarz. Xenomorpher Quarz löscht undulös aus bzw.

zeigt schwachen Subkornbau. Zu erkennen ist beginnende granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Alkalifeldspat.

Hypidiomorphe bis xenomorphe Plagioklase in einem grobkörnigen, gleichkörnigen (3mm Korngröße) Biotit-führenden Granit (L 71/1) sind stark serizitisiert, dennoch sind Zwillinge nach dem Albitgesetz zu erkennen. Alkalifeldspat ist ebenfalls stark serizitisiert. Darüber hinaus zeigt der Alkalifeldspat Einschlüsse von angerundeten bis gut gerundeten Granaten, die bis 0,3mm groß sind und ihrerseits reich an Einschlüssen sind. Quarz ist zwickelfüllend mit undulöser Auslöschung und Subkornbau sowie zahlreichen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen. Retrogradierter Biotit ist hellgrün bis olivgrün, sonst braun-rot bis orange-rot. Im Biotit clustern idiomorphe Schwerminerale, daneben sind Sagenitgitter zu erkennen.

Hellglimmer tritt in Zwickeln mit maximal 0,4mm großen Mineralen auf.

Grobkörnige, ungleichkörnige Plutonite (L 71/6, L 71/8, L 71/9) bestehen aus hypidiomorphen-xenomorphen Plagioklasen (max. 5mm) und Alkalifeldspäten (2,6mm), die stark serizitisiert sind. Plagioklase überwiegen gegenüber den Alkalifeldspäten und haben runde Quarze eingeschlossen. Zwickelfüllender Quarz (2,8mm) ist undulös auslöschend oder zeigt groben Subkornbau, Quarz-Quarzkorngrenzen sind suturiert. Lange, dünne Rutilnadeln, die in einigen Quarzkörnern entmischt sind, deuten auf granulitfazielle Bedingungen. In direkter Nachbarschaft zu Feldspat sind die Quarzkorngrenzen buchtigrund. In den Quarzen sind sehr viele Gas-Flüssigkeitseinschlüsse vorhanden.

Chlorit fällt durch seine anomalen blauen Interferenzfarben auf. Er ist retrograd aus Biotit entstanden, stellenweise sind noch Sagenitgitter erhalten. Chlorit hat zum Teil idiomorphe Kornformen und scheint auf Bewegungsbahnen beschränkt zu sein. Hellglimmer tritt nur untergeordnet auf.

Aus dem Schwermineralspektrum sind einschlussreiche Granate und Zirkone vertreten, Granate sind subidiomorph, Zirkone kurzprismatisch mit einer Größe bis zu 90µm.

Ein Plutonit aus der Probe L 71/10 bietet ein ähnliches Bild mit deutlichen Helminthchloriten, die den Quarz verdrängen. Hier kommt büscheliger Fibrolith hinzu, der ebenfalls auf Bereiche mit Quarz beschränkt ist.

Lithoklasten der Probe L 71/9 zeigen eine mittelkörnige Variante mit ansonsten ähnlich ausgebildetem Mineralspektrum.

In einem fein- bis mittelkörnigen Granit (L 75/1+2) existieren feinkörnige Partien, die im Handstück grünlich sind. Dabei handelt es sich vermutlich um einen zweiten, feinkörnigen Magmenschub, der sich im Granit der ersten groben Generation verzweigt.

Im Granit der ersten Generation sind die Plagioklase serizitisiert und zum Teil gebogen oder zerbrochen. Für ein Deformationsereignis sprechen auch auskeilende Deformationslamellen. Sie besitzen Zwillinge nach dem Albit- und dem Periklingesetz. Alkalifeldspäte sind durch Serizitisierung stark getrübt und perthitisch entmischt.

Quarz ist sehr reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, zeigt Subkornbau und an Korngrenzen partiell beginnende Rekristallisation. Deformationlamellen sind Zeugen einer späten, kalten Deformation. Häufig zu erkennen sind myrmekitische Verwachsungen.

Es sind nur wenige Hellglimmer mit einer Größe von 0,2-0,4mm große Hellglimmer vorhanden.

Der zweite Magmenschub ist feinkörniger. Plagioklase (80-120µm) besitzen Albitzwillinge, die Minerale zeigen Anzeichen einer Bruchtektonik. Quarz (120-160µm) ist reich an primären Flüssigkeitseinschlüssen, die regellos im Korn verteilt vorliegen. Wie eingestreut wirken kleine, 40-90µm schmale Hellglimmertäfelchen. Die grüne Färbung dieser Partien wird durch Chlorit hervorgerufen.

In grobkörnigen, ungleichkörnigen Plutoniten (L 76/1+2) sind die Plagioklase bis 4mm groß und randlich bis vollständig serizitisiert. Albitzwillinge sind dennoch gut zu erkennen. Anzeichen einer Deformation sind selten, die Minerale sind dann gebogen oder geknickt.

Bis 2,4mm großer Alkalifeldspat ist nur schwach serizitisiert und perthitisch entmischt. Beide Feldspäte besitzen Einschlüsse von runden Quarzen, die auf Oberflächenminimierung während höherer amphibolitfazieller Bedingungen hinweisen.

Quarz ist maximal 2,6mm groß, undulös auslöschend oder er weist Subkornbau auf. Immer ist er reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen.

Myrmekite sind nur selten zu beobachten.

Ti-reicher Biotit ist dort, wo er nicht chloritisiert wurde, braun-rot bis orange-rot mit vielen pleochroitischen Höfen. Zum Teil ist er randlich oder vollständig chloritisiert. Rutil ist in Form von Sagenitgittern entmischt.

Das Gestein ist arm an Hellglimmern, dieser besitzt 0,3mm lange strainfreie Minerale.

In den Biotiten clustern Schwerminerale wie idiomorphe Zirkone, die zwischen 40 und 120µm groß sind. Daneben treten eckige bis angerundete Apatite mit einer Größe von 0,3-0,5mm auf. Metamorph gesprosster Granat ist selten. Er ist zwischen 0,2 und 2mm groß, sehr einschlussreich und entlang von Rissen chloritisiert.

Im Gegensatz zu allen anderen Plutoniten ist Quarz in einem ungleichkörnigen Meta-Granit (L 77/1) bis auf wenige Altkornrelikte rekristallisiert. Sowohl in Alt- als auch den Rekristallisatkörnern (80-160µm) ist ein schwacher Subkornbau entwickelt. Die Korngrenzen sind gebogen bis leicht suturiert.

Hypidiomorphe Plagioklase sind bis zu 4mm groß. Sie sind nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt. Einige Minerale weisen Verbiegungen auf, ausserdem zeichnet Seritzitisierung einen Zonarbau nach. Xenomorpher Alkalifeldspat ist zwischen 0,4 und 2,6mm groß, die Körner sind wie die Plagioklase stark serizitisiert.

Chlorit, Hellglimmer und Biotit sind sehr wenig vorhanden. Zirkone sind angerundet bis gerundet und besitzen eine Korngröße bis zu 90µm.

### Metamorphe Komponenten

Biotit-Gneise

Mittelkörniger Biotit-Gneis (L 55/1) ist charakterisiert durch streng eingeregelten Biotit mit orange-roter bis braun-roter Farbe, der sehr Ti-reich ist und Sagenitgitter entmischt hat. Der Biotit ist stellenweise stark chloritisiert oder durch ein Gemenge von Chlorit und Serizit ersetzt.

Ein metamorpher Lagenbau verdeutlicht die Segregation in Biotit- und Quarz-reiche Partien. Die Korngröße in den quarzreichen Partien ist größer als in den Biotit-reichen Partien. Immer sind die Quarzkörner in Schieferungsrichtung ausgelängt.

In den biotitfreien Partien ist der Quarz parallel seiner c-Achsen bis 1,6mm groß und aufgrund von granulitfaziellen Bedinungen parkettartig auslöschend. Für diese Bedingungen sprechen auch entmischte Rutilnadeln im Quarz.

Plagioklase sind mit maximal 0,5mm kleinerkörnig und durch Serizitisierung stark getrübt, Alkalifeldspäte überwiegen in dieser Probe. Diese Minerale sind nicht ausgelängt wie Quarz, sondern isometrisch mit gerade Korngrenzen. Auffällig sind viele Einschlüsse von idiomorphen Apatiten und wenigen Quarzen und Biotiten im Alkalifeldspat.

Die Proben L 59/1 und L 70/2 zeigen ebenfalls einen Biotit-Gneis, bei ähnlichem Mineralspektrum wie in der zuvor beschriebenen Probe. Hier ist das Gestein feinkörnig, der Anteil an Biotit ist im Vergleich zu den vorangegangenen Proben geringer, seine Minerale sind nicht streng in die Schieferungsebenen eingeregelt. Es handelt sich eher um einen Granit-Gneis, in dem Lagen existieren, doch liegt hier keine ausgesprochene Segregation in biotit- und quarzreiche Partien vor, wie in Probe L 55/1 beschrieben. Es ist viel Alkalifeldspat vorhanden, der perthitisch entmischt. Die Minerale bis 2mm groß und weisen Karlsbader Zwillinge sowie beginnende Rekristallisierung an Kornrändern auf.

Darüber hinaus sind Myrmekite sowie granophyrische Verwachsungen zu erkennen.

Schwerminerale sind selten, es sind eckige bis angerundete Zirkone, die bis zu 120µm groß sind.

Feinkörniger Biotit-Gneis (L 61/1, L 61/2) weist eine deutliche Foliation auf, die Scherbahnen sind mit olivgrünem Biotit, der teilweise chloritisiert ist, sowie mit Hellglimmern belegt. Alle Minerale sind parallel ihrer Längsachsen in Schieferungsrichtung ausgelängt.

Quarz ist entweder komplett rekristallisiert oder er zeigt Altkornrelikte. Die Rekristallisatkörner besitzen keine einheitliche Orientierung, sie übernehmen die Regelung der Altkornrelikte. In direkter Nachbarschaft zu den Scherzonen sind die Rekristallisate ausgelängt und besitzen schwach suturierte Korngrenzen.

Bis zu 0,8mm große Alkalifeldspäte beginnen an Kornrändern mit stärkster Deformation zu rekristallisieren. Zwischen benachbarten Alkalifeldspäten entwickeln sich Wechselsäume. Plagioklase (0,6mm) zeigen Wachstumszwillinge nach dem Albitgesetz sowie auskeilende Deformationszwillinge.

Auf den Schieferungsbahnen haben sich idiomorphe Schwerminerale wie Epidot, Zirkon und Apatit angesammelt. Letztere sind bis zu 0,3mm groß und zum Teil zerbrochen.

In den Biotit-Gneisen der Proben L 61/2, L 61/3, L 61/7, L 61/4 und L 69/1 ist Quarz ist bis auf wenige Relikte vollständig syndeformativ rekristallisiert, die Rekristallisatkörner sind Schieferungs-parallel eingeregelt und besitzen eine Größe von maximal 25µm. Quarze sind als runde Einschlüsse in großen Plagioklasen, die die Deformation überlebt haben, als Altkörner erhalten geblieben. Alkalifeldspäte (3mm) liegen porphyrisch in der quarzreichen Grundmasse und sind in Streckungsrichtung eingeregelt. Senkrecht zur Streckungsrichtung bildeten sich im Zuge kataklastischer Deformation Dehnungsrisse, die mit rekristallisiertem

Quarz verfüllt sind. In gleicher Weise sind auch 1mm große Granate, deren Risse mit einem Gemenge aus Chlorit und Biotit verfüllt sind oder die komplett umgewandelt wurden (61/4). Durch Zugspannung werden im Druckschatten der Granate Streckungshöfe geöffnet, in denen parallel zur Streckungsrichtung Quarz rekristallisiert.

Die Schieferungsebenen, die die Alkalifeldspäte und die Granate umflasern, sind mit großen Hellglimmern, chloritisiertem Biotit sowie druckunlöslichem Material belegt.

In einer fein- bis mittelkörnigen Variante von Chloritgneis (L 71/7) bildet xenomorpher Quarz (0,9mm) den Hauptbestandteil. Er zeigt Subkornbau, viele Gas-Flüssigkeitseinschlüsse von bis zu 8µm Größe und partiell beginnende Rekristallisation an stärkst deformierten Kornteilen. Nur wenige Körner weisen durch parkettartige Auslöschung auf granulitfazielle Bedingungen, bei denen die beiden senkrecht aufeinander stehenden Gleitsysteme Basis-aund Prismen-c- simultan aktiviert wurden (Masberg et al. 1992).

Xenomorphe Plagioklase sind bis zu 0,8mm groß und serizitisiert. Der Anteil an Alkalifeldspäten ist gering, die Minerale sind durch Serizitisierung getrübt und bis zu 0,8mm groß.

Biotit wurde in anomal blauen Chlorit umgewandelt, der in die Schieferungsebenen eingeregelt ist. Eine nur untergeordnete Rolle nehmen die wenigen Hellglimmer ein.

Zirkone sind angerundet bis gerundet.

In Probe L 71/11 ist Quarz feinkörnig syndeformativ rekristallisiert, die Korngrenzen der Altkörner sowie die der Rekristallisatkörner sind suturiert und die Minerale in Richtung der Längsachse eingeregelt.

## Ganquarz

Abgesehen vom Spektrum der Resedimente treten Gangquarze (L 61/6, L 71/9) mit gut gerundeten und bis zu 2cm großen Komponenten im Grauen Konglomerat auf. Die sehr einschlussreichen Ganzgquarze zeigen die typischen Gefüge einer kalten Deformation, sie sind undulös auslöschend und weisen starken Subkornbau auf. Einige Lithoklasten wurden bereits vor der Sedimentation grob rekristallisiert. Während der variszischen Deformation wird den grob suturierten Korngrenzen der mitgebrachten Rekristallisatkörner eine feine Suturierung überlagert, in geringem Masse entstehen feinkörnige, neue Rekristallisatkörner. Durch syndeformative Rekristallisation sind die Rekristallisatkörner ausgelängt. Anhaltende Deformation führt zum undulösen Auslöschen der Rekristallisatkörner.

In einigen Körnern sind relativ scharf begrenzte, suturierte Bänder voneinander zu unterscheiden, die unterschiedlich auslöschen und zwischen 0,4 und 1mm breit sind. Auch innerhalb dieser "Streifen" ist undulöses Auslöschen und Subkornbau zu erkennen. Dabei handelt es sich vermutlich um Knickbänder, hervorgegangen durch eine schwache kalte Deformation, die zu geringer Verbiegung und Verknickung der Kristallgitter führte. Sekundäre Gas-Flüssigkeitseinschlüsse gehen über mehrere dieser "Streifen" hinweg, sie sind demnach nach der kalten Deformation enstanden und heilen winzige Risse aus (Tafel 7, Bild 1).

Oft wird in diesen Komponenten Quarz von Helminthchlorit mit der typischen "Geldrollenstruktur" und anomal blauen Interferenzfarben verdrängt.

Phyllite und Glimmerschiefer

Metamorphe Lithoklasten wie Glimmerschiefer oder Phyllite (L 55/4, L 61/3, L 61/5, L 61/7, L 69/1, L 71/8) sind im Grauen Konglomerat selten. In Probe L 69 aus dem Steinbruch bei Niederadelsbach treten sie gehäuft auf. Dabei ist es gerade in dieser Probe schwierig, die einzelnen Komponenten von der ähnlich gestalteten Matrix zu unterscheiden.

Feinkörnige Phyllite (L 69/2) zeigen zum Teil deutliche Krenulation, die auf mindestens zwei Deformationsereignisse im Liefergebiet hindeutet. Hellglimmer tapezieren die entsprechenden Schieferungsflächen von S1 und S2. Während einer ersten Deformation werden die Glimmerblättchen entlang der Schieferungsebene parallel angeordnet. Die zweite Deformation entwickelte eine Kleinfältelung von S1 durch B2 und führte zur Bildung von S2.

Schieferungsbahnen sind teilweise mit druckunlöslichem Material belegt.

Angerundete, farblose bis blass-rosa Granate sind bis zu 0,7mm groß, sie weisen viele Einschlüsse auf.

In fein- bis mittelkörnigen Glimmerschiefern (L 69/1-3) ist Quarz das häufigste Mineral. Er ist kleinkörnig rekristallisiert (statisch und dynamisch) oder liegt grobkörnig als Altkorn vor. Quarzkorngrenzen sind durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung leicht suturiert. Eingeschlossene idiomorphe Zirkone deuten auf die Beteilung von sauren Plutoniten. Vereinzelt sind Deformationslamellen zu erkennen, die ein kaltes Deformationsereignis belegen.

Das Gefüge dieser Glimmerschiefer ist eine ausgeprägte Foliation. Quarz bildet langgestreckte, linsenförmige Aggregate, zwischen denen sich die Phyllosilikate hindurchziehen. Die langgestreckten Hellglimmer sind zwischen 0,3 und 0,7mm lang. Nur selten zeigen sie Anzeichen einer Deformation in Form von Knickbändern. Daneben kommen Fe-Chlorite mit charakteristischen dunkelolivgrünen Interferenzfarben vor. Feldspäte sind kaum vorhanden.

Daneben treten fein- bis mittelkörnige Granat-Glimmerschiefer (L 69/1+3, L 70/1) auf. Die farblosen bis blass-rosa farbenen Granat-Porphyroblasten sind hier xenomorph sowie mit vielen Rissen durchsetzt, die mit Chlorit verfüllt sind. Die Größe der Granate reicht in diesen metamorphen Lithoklasten von 0,25-1,2mm. Sie werden von der Schieferung umflasert. Der Feldspat-Anteil tritt weit hinter dem des Quarzes zurück. Auftretende Plagioklase besitzen Albitzwillinge, auch diese Minerale sind schieferungsparallel eingeregelt. Epidot hat xenomorph-isometrische Minerale ausgebildet, die lagenweise in den Glimmerschiefern angereichert sind (L 69/3).

Synorogene Brüche sind mit karbonatischem Material verfüllt.

Feinkörniger Glimmerschiefer (L 71/6) weist neben Hellglimmer überwiegend rekristallisierten (12-30µm) Quarz auf. Der Lithoklast wird von dünnen Scherbahnen durchzogen, die mit fein rekristallisiertem Serizit oder Chlorit belegt sind.

Eine zerbrochene, brekziierte Glimmerschieferkomponente zeigen Proben L 71/2 und L 71/13. Eine kataklastische Deformation hat das Gestein zerbrochen, die Bruchstücke sind zum Teil eckig. Hellglimmer ist in den Bruchstücken mit seinen Basisflächen straff parallel S1 eingeregelt. Quarz, der zwischen den Hellglimmerbahnen liegt, ist undulös auslöschend mit Subkornbau und beginnender Rekristallisation. Es entsteht eine metamorphe Bänderung im

Abstand von 0,2-0,7mm. Wandernde Quarz-Quarz-Korngrenzen werden von den Hellglimmern blockiert, so dass das Kornwachstum verhindert wird (Shelley 1993). Plagioklas ist nur wenig vorhanden, er ist nach dem Albitgesetz verzwillingt. Diese Minerale werden von der Schieferung umflasert (L 71/11).

Auffällig sind viele Schwerminerale, wie Zirkon und Epidot, die mit ihren langen Achsen in die Schieferungsebene eingeregelt sind.

Die Bruchstücke sind von einer Grundmasse aus kleinkörnigem Quarz, Serizit, Chlorit und Epidot umgeben.

## **Vulkanite**

## Basische Vulkanite

Basische Vulkanite (L 55/3, L 61/2+4+6, L 71/11) ähneln denen der Gneisformation. Sie sind im Spektrum des Grauen Konglomerates nur untergeordnet vorhanden. Die Lithoklasten sind 1,5cm groß mit eckig bis angerundeter Form.

Bis zu 3mm große Plagioklase fallen auf, die als magmatisch gebildete Cluster vorliegen. Diese großen Minerale sind zerbrochen oder geknickt. Sie sind beginnend oder vollständig karbonatisiert (L 55/4). Daneben liegen Plagioklas-Leisten mit intersertalem Gefüge vor, die Zwischenräume werden von Chlorit und wenigen Erzkörnchen ausgefüllt. Alkalifeldspäte weisen Karlsbader Zwillinge auf. Mafische Minerale sind vollständig in Chlorit umgewandelt, der anomal blaue Interferenzfarben besitzt (L 71/8).

Die ebenfalls basischen Variolithe sind im Grauen Konglomerat nur selten, sie sind für das Untere Variolith-führende Konglomerat charakteristsich und dort beschrieben sind (Kapitel 5.4.4). Dabei handelt es sich um Diabas-ähnliche, dunkelgrün-graue angerundete Komponenten, die ein schaliges bis sphärolitisches Gefüge besitzen.

### Intermediäre Vulkanite

Im Falle von intermediären Vulkaniten (L 58/1+2, L 71/8, L 71/11, L 71/13) sind idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklas-Einsprenglinge bis zu 3mm groß und nach dem Albit-und Periklingesetz verzwillingt. Sie treten als Einzelminerale oder als Cluster auf. Beginnende Karbonatisierung zeichnet eine Zonierung nach.

Die Matrix ist feinkristallin und besteht aus ungeregelten, skelettförmigen Plagioklasleisten.

Ehemalige Olivine und Pyroxene sind vereinzelt zerbrochen oder angeschmolzen und vollständig in Chlorit oder Ti-reichen Biotit umgewandelt.

Zirkone sind idiomorph oder angerundet und bis zu 160µm groß.

### Saure Vulkanite

In sauren Vulkaniten (L 57/1) ist die quarzreiche, mikrokristalline Matrix in Partien gröber rekristallisiert. In ihr liegen bis zu 3mm große angerundete Plagioklaseinsprenglinge. Ihre Kerne sind zum Teil karbonatisiert, die Ränder sind klar. Sie besitzen Zwillinge nach dem Albit-Gesetz. Einsprenglinge von Alkalifeldspat zeigen Einschlüsse von Plagioklasen. Einige Individuen weisen beginnende granophyrische Verwachsungen auf oder haben selten angerundete oder idiomorphe Zirkone eingeschlossen.

Langprismatische idiomorphe Zirkone in der Grundmasse zeigen Zonarbau und sind bis zu 0,1mm groß.

### <u>Karbonate</u>

Vollkarbonatische Lithoklasten treten im Grauen Konglomerat nicht sehr häufig auf (L 56/1, Tafel 6, Bild 6). Es sind mikritische oder mikrosparitische Komponenten, die Bioklasten wie gut erhaltene solitäre Korallen, Echinodermen, inkrustierende Foraminiferen, Kalkschwämme sowie Crinoiden-Stielglieder enthalten (mündl. Mitt. Merz-Preiss).

## Radiolarite

Diese seltenen Lithoklasten (L 64/3, L 68/2+3) sind angerundet und maximal 1,4mm groß. Die Matrix dieser Radiolarite besteht aus dunkel pigmentiertem, tonigem Material sowie submikroskopischem SiO<sub>2</sub>. Die Radiolarite bestehen aus kryptokristallinem Quarz, stellenweise ist eine Pyritisierung der Skelette zu erkennen.

### <u>Matrix</u>

Die Zusammensetzung der Matrix des Grauen Konglomerates ergibt sich durch Aufbereitung der oben beschriebenen beteiligten Lithoklasten. Es sind sehr wenig klastische Hellglimmer in der Matrix vorhanden, es überwiegt das kieselige, zum Teil auch tonige Material. Letzteres gilt besonders bei vermehrtem Auftreten von tonig-siltigen Lithoklasten. Vielfältiger als in den Resedimenten ist das Spektrum der Schwerminerale in der Matrix. Treten in den Lithoklasten in ersten Linie Zirkone, Apatite und Granate auf, so kommen in der Matrix des Grauen Konglomerates grüne Turmaline, Titanite sowie Rutile vor. Detritische Granate in der Matrix dieser Proben sind teilidiomorph oder besitzen angerundete Ecken. Sie sind blassrosa, zwischen 0,2 und 0,7mm groß und weisen viele idiomorphe Einschlüsse auf.

### <u>Mikrotektonik</u>

Prävariszische Tektonik zeigt sich im Dünnschliffbereich besonders durch Gängchen, die zwischen 0,4 und 2,4mm breit sind und meist durch grobes Karbonat oder feinkristallinen Quarz ausgefüllt sind. Diese Gänge sind auf die Komponenten beschränkt, sie besitzen keine Fortsetzung in die Matrix und sind deshalb aus dem Herkunftsgebiet überliefert (z.B. L 71/3, L 71/5, L 61/5).

Gradierte Sandsteine zeigen kleine Mikrobrüche, an denen das Gestein versetzt wurde (L 71/5). Die Krenulation und Fältelung der Phyllite und einiger anderen Lithoklasten sind ebenfalls prävariszisch angelegt worden. Sie belegen zwei Deformationsereignisse im Liefergebiet (L 65/1, L 75/1).

Variszische Tektonik ist durch schmale Gänge dokumentiert, die durch sparitisches Karbonat verfüllt sind. Diese Gängchen durchschlagen die Komponenten, um sich dann in der Matrix fortzusetzen (L 71/1, L 71/8). In Probe 71/6 ist ein Adular-Gängchen erkennbar, welches prävariszisch angelegt wurde. In Probe L 61/5 ist ein variszischer Bruch mit sparitischem Karbonat gefüllt. Dieser Bruch hat den gesamten Lithoklasten zerschert und dabei prävariszisch angelegte kleine Brüche versetzt, die mit einem Gemenge aus Chlorit und Quarz verfüllt sind.

## Zusammenfassung

Das Liefergebiet dieses Konglomerates ist charakterisiert durch nicht-metamorphe oder nur schwach metamorphe Psephite und Psammopelite mit einem hohen Quarzanteil. Das Komponentenspektrum dieser resedimentierten Lithoklasten zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung. Quarz tritt in den pelitischen Gesteinen in Siltkorngröße auf, die Minerale sind ausnahmslos eckig. Gröbere, angerundete Körner von Sandkorngröße treten ebenfalls auf.

Plagioklase und Alkalifeldspäte sind aufgrund ihrer im Vergleich zu Quarz geringeren mechanischen und chemischen Stabilität generell nur in geringen Mengen vorhanden.

Aus diesen Beobachtungen heraus können die Sedimente des Grauen Konglomerates als reife Sedimente bezeichnet werden, sie weisen geringe Feldspatanteile, aber größere Mengen an Quarz auf. Das Spektrum der behandelten Resedimente spricht entweder für eine intensive Aufarbeitung und wiederholte Sedimentumlagerung oder für ein Liefergebiet, welches selbst überwiegend aus reifen Gesteinen besteht.

Plutonite werden von Zwei-Glimmer-Graniten vertreten, die hier feiner körnig vorliegen als im Gneiskonglomerat. Sie sind grob- bis mittelkörnig, dabei gleich- oder ungleichkörnig. Der Anteil an Plagioklas ist in diesen Proben höher als der der Alkalifeldspäte. Parkettartig auslöschender Quarz deutet ebenso wie fibrolithischer Silllimanit auf granulitfazielle Bedingungen. Die Quarzkörner weisen straininduzierte Grenzflächenwanderung sowie undulöses Auslöschen und Subkornbau auf. Ti-reicher Biotit ist kräftig orange-rot bis braunrot.

Biotit-Gneise zeigen eine deutliche Einregelung der beteiligten Minerale in helle und dunkle Partien. Biotit ist zum Teil chloritisiert oder stark ausgebleicht.

Vulkanite treten nur untergeordnet auf. Basische Komponenten sind denen der Gneisformation ähnlich, hierunter fallen auch die von Dathe benannten Variolithe mit skelettförmigen Plagioklasen, die in Sphärolithen oder mit intersertalem Gefüge auftreten.

Intermediäre Vulkanite zeigen große Plagioklaseinsprenglinge, die zum Teil karbonatisiert sind. Ein saurer Vulkanit tritt nur in einer Probe auf.

Karbonate sind nur sehr selten, ebenso die Radiolarite.

# 5.4.4. Unteres Variolith-führendes Konglomerat

# 5.4.4.1. Stand der Forschung

Nach Dathes Einteilung der Innersudetischen Senke in einzelne Kulmbezirke gehört das Untere Variolith-führende Konglomerat in den südlichen Kulmbezirk von Altwasser-Gaablau (Blatt Waldenburg). Es besteht im wesentlichen aus Konglomeraten und wenigen Grauwackesandsteinen, Tonschiefer fehlen hier völlig (Dathe & Bergh 1910).

Benannt ist dieses Konglomerat nach den Diabas-ähnlichen Variolith-Komponenten, die zwar nicht die häufigsten Komponenten darstellen, doch aufgrund ihres Äusseren leicht zu erkennen (Dathe & Bergh 1910) und in fast allen Aufschlüssen zu finden sind. Dathe (1892) benannte diese Gesteinsart, deren Herkunft er allerdings nicht klären konnte. Er beschreibt sie als grüne Komponenten mit kugeligen Konkretionen, den Variolen, in einer

mikrokristallinen Grundmasse. Die Variolen bestehen nach Meinung Dathes größtenteils aus Feldspäten, hauptsächlich aus Plagioklasen. Bergh (1938) nennt sie auch Spilosite.

Das Untere Variolith-führende Konglomerat wird von einer sehr mächtigen Folge von Tonschiefern abgelöst.

Diese lieferten viele Versteinerungen: Farnkrautspindelwedel, dünne, plattgedrückte Stämmchen von *Archaeocalamites radiatus=scrobiculatus (=Calamites transitionis*), isolierte große Fiederblättchen von *Cardiopteris frondosa* Göpp. sowie eine Reihe unvollständig erhaltener Trilobiten (Dathe & Zimmermann 1912).

Laut Dathe (1892) besitzt das Konglomerat folgendes Komponentenspektrum:

- Variolithe
- Milchquarz
- Kieselschiefer
- Gneise
- Phyllite
- Quarzitschiefer
- Grünschiefer
- Tonschiefer
- Diabas



Abbildung 20: Das polymikte Untere Variolith-führende Konglomerat ist matrixgestützt. Namengebend sind zahlreiche grüne, basische Komponenten, die an Diabase erinnern.

### Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Das Untere Variolith-führende Konglomerat des höheren Unterkarbons wurde an der Kastanienallee auf dem Weg zum Idahof bei Salzbrunn beprobt (Probe L 62). Der Aufschluss ist ca. 12m lang und 2m hoch, das dunkelbraune Material ist stark verwittert. Das schlecht sortierte, polymikte Konglomerat ist komponentengestützt, die Komponenten sind gut eingeregelt, sie liegen mit ihren flachen Seiten parallel der Schichtung. Die größten Komponenten (7cm) sind die mit der besten Abrollung, kleinere Komponenten sind eckig bis angerundet. Einzelne Sequenzen oder eine Gradierung sind nicht zu erkennen.

# 5.4.4.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

# <u>Vulkanite</u>

## Variolithe

Diese dichten basischen Komponenten (L 62 I/2e) sind dunkelgrün bis grünlichgrau, in ihrer mikrokristallinen, felsitischen Grundmasse sind die Variolen zu erkennen (Tafel 5, Bild 5). Diese setzen sich aus grünen bis violetten, meist sphärolitischen oder divergierenden Gefügen zusammen. Das variolithische Gefüge entsteht durch fächerförmig angeordnete Plagioklasnadeln, wobei sich die Fächer in Richtung fortschreitender Kristallisation öffnen. Dieses Gefüge spricht für eine rasche Abkühlung der Schmelze. Plagioklase liegen skelettförmig mit einer Länge von 0,15mm vor, nur selten sind Zwillingslamellen ausgebildet. Zwischenräume, vermutlich ehemaliges Glas, werden von einer dunklen, kryptokristallinen Grundmasse eingenommen.

Einige linsenförmige ehemaligen Hohlräume sind nun gefüllt mit feinkristallinem Quarz.

Die Variolithe sind den Diabasen sehr ähnlich und werden dementsprechend zu den feinkörnigen basischen Vulkaniten gerechnet.

Andere basische Vulkanitkomponenten (L 62 I/1, L 62 I/2, L 62 II/1) sind kleine, gerundete Komponenten mit skelettförmigem Plagioklas, die teils mit ihrer Vorzugsregelung die magmatische Fliessrichtung nachzeichnen (Shelley 1993). In anderen Komponenten liegen die Plagioklase ungeregelt vor. Sie sind meist feinkörnig und den Variolithen sehr ähnlich.

### Ignimbrite

Diese sauren Vulkanoklastika (L 62 I/2) weisen eine hiatale Verteilung von Quarzkorngrößen auf. Dieser ist zum einen in der Grundmasse feinkörnig mit einer Korngröße bis zu 60µm rekristallisiert. Straff eingeregelte, feinkristalline Hellglimmer unterstreichen hier eine feinlagige Bänderung in quarz- und phyllosilikatreiche Lagen. Zum anderen fallen in dieser Grundmasse große magmatische Quarzeinkristalle mit Hochquarzmorphologie auf, die 0,8mm groß sind und Schmelztaschen aufweisen. In ihren Druckschatten rekristallisiert der Quarz der Grundmasse gröber mit Rekristallisatkorngrößen bis zu 80µm.

Vulkanische Alkalifeldspateinkristalle sind eckig mit einer Korngröße von 0,4mm. Die perthitische Entmischung ist schwach zu erkennen.

In diesen Ignimbriten sind keine Gesteinsbruchstücke oder Xenolithe zu beobachten.

### <u>Sedimente</u>

### Sandsteine

Feinsandiger Sandstein (L 62 I/2) besteht aus einschlussreichen, monokristallinen Quarzen. Die Kornränder sind klar oder getrübt, letzteres ist der Fall, wenn ein geringer Anteil an serizitischer Matrix zwischen den Quarzkörnern vorhanden ist. Plagioklase treten nur untergeordnet auf, sie sind nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Feinkörniger detritischer Hellglimmer sowie wenige angerundete Schwerminerale (vor allem Zirkone) sind in feinen Lagen vorhanden.

### Arkosen

In diesen metamorphen Sedimenten zeichnen Hellglimmer die Schichtung nach. Der Feldspatanteil in diesen Komponenten ist größer als 25% und wird meist durch serizitisierte Plagioklase vertreten. Die auskeilenden Deformationslamellen der Plagioklase sowie beginnend kleinkörnig rekristallisierter Quarz sprechen für ein Deformationsereignis im Liefergebiet.

### Metamorphe Lithoklasten

### Gangquarze

Einschlussreiche Gangquarze aus sauren, grobkörnigen Plutoniten (L 62 I/1, L 62 I/2, L62 II/1, L 62 II/2) sind grobkörnig rekristallisiert. Für eine kalte Deformation, die der grobkörnigen Rekristallisation überlagert ist, sprechen zum einen suturierte Quarz-Quarz-Korngrenzen sowie die beginnende feine Rekristallisation. Monokristalline Quarze sind undulös auslöschend und weisen zum Teil eine starke Knitterung auf, die durch eine engständige Verbiegung des Kristallgitters verursacht wurde. Deformationslamellen sprechen auch in diesen Körnern für eine kalte, späte Deformation, deren Temperatur 300°C nicht überschritten hat. Nicht selten sind es Helminth-Chlorite, die den Quarz mit ihrer typischen "Geldrollenform" verdrängen.

Bei nahezu vollständig rekristallisierten Quarzklasten weisen erhaltene Altkornrelikte auf die ursprüngliche Grobkörnigkeit des Gesteines hin.

### Quarzitschiefer

Quarzitschiefer (L 62 I/1, L 62 II/1, L 62 II/2) bestehen aus rekristallisiertem Quarz, der eine Korngröße von 25-40µm erreicht. Partienweise ist er gröber rekristallisiert mit Korngrößen bis zu 80µm, aber immer ist er parallel der c-Achse in Richtung der Schieferungsebene ausgelängt. In diesen gröberen Bereichen ist kaum Chlorit vorhanden. In den feinkörnigen Lagen ist Chlorit (10-12µm) mit den Basisflächen straff in die Schieferungsebene eingeregelt, hier hemmt er das Quarzkornwachstum (Shelley 1993). Andere Quarzite sind chlorit-frei und statisch rekristallisiert.

Weitere Klasten bestehen aus großen statisch rekristallisierten Quarzkörnern mit einer Rekristallisatkorngröße von 30µm. Altkornrelikte zeigen starken Subkornbau und weisen auf ein ehemals grobkörniges, plutonisches Quarzkorngefüge hin. Partienweise ist das Material zweifach geschiefert, die zweite Schieferung ist als Krenulation ausgebildet, die durch feinkristalline Hellglimmer nachgezeichnet wird.

## Plutonite

Diese Komponenten (L 62 I/1+2, L 62 II/1+2) sind nur sehr selten im Unteren Variolithführenden Konglomerat. Die grobkörnigen sauren Plutonite besitzen angerundete bis gut gerundete Formen und bestehen aus serizitisierten magmatischen Plagioklasen, selten mit eingeschlossenen idiomorphen Plagioklasen, sowie Quarz, der Subkornbau und an Korngrenzen straininduzierte Grenzflächenwanderung aufweist.

## Radiolarit

Es handelt sich um schwarze Radiolarite, die im Variolith-führenden Konglomerat mit einer Größe von bis zu 0,8 cm vorliegen. Die Radiolarien sind durch sphärolitischen Chalcedon ersetzt (L 62 I /2). Internskelette sind in diesem Stadium der Umwandlung keine mehr zu erkennen, nur selten liegt eine Pyritisierung vor (z.B. in L 64/3).

## <u>Mikrotektonik</u>

Anzeichen einer prävariszischen Deformation sind Quarzgänge, die in den Komponenten vorhanden sind und klar aus dem Liefergebiet überliefert sind. Ein Tonstein zeigt einen Quarzgang und Wachstum von Palisadenquarzen (L 62 II/1). Eine erste und zweite Schieferung wird in Form von krenulierten Komponenten überliefert. Darüber hinaus hat eine kalte Deformation zur starken Knitterung in monokristallinen Quarzen geführt.

## Zusammenfassung

Basische Vulkanite mit Plagioklasfächern (Variolithe) sind ähnlich denen im Grauen Konglomerat. Daneben sind es basische Komponenten, in denen die Plagiokalse duch ihre nahezu parallele Orientierung die magmatische Fliessrichtung nachzeichnen.

An Sedimenten kommen neben Arkosen feinsandige Sandsteine vor, in denen monokristalliner Quarz in einer serizitischen Matrix dominiert.

Metamorphe Lithoklasten sind in diesem Konglomerat stärker als in den zuvor beschriebenen Konglomeraten vertreten. Dazu gehören Glimmerschiefer, Gangquarze und Quarze saurer Plutonite sowie Quarzite und Quarzitschiefer (Tafel 6, Bild 3).

# 5.4.5. Einheit der Tonschiefer und Konglomerate

# 5.4.5.1. Stand der Forschung

Diese oberste Stufe des Kulms scheidet sich scharf von den tieferen Stufen ab und kann diesen als Oberer Kulm entgegengestellt werden (Dathe & Zimmermann 1912). Sie bildet trotz ihrer Mächtigkeit von 500-600m nur einen schmalen Streifen in der Innersudetischen Senke. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von Tonschiefern und kleinstückigen, sehr festen Konglomeraten (Dathe & Zimmermann 1912). Im Gelände treten diese Konglomeratzüge als steil einfallende Schichten auf. Untergeordnet treten nach Dathe & Zimmermann (1912) tonige Grauwackensandsteine und Kalksteine auf.

Diese Stufe hat ausserdem noch eine besondere paläontologische Bedeutung, da sie ausser Resten von Landpflanzen auch die von Meerestieren führt. Wurmförmige Versteinerungen ähneln *Bilobites*. Kalksteinknollen im Tonschiefer liefern *Dictyodora* wie auch ihre

fadenwurmähnlichen Querschnitte (*Palaeochorda*), dazu *Crossopodia*-ähnliche Körper (Dathe & Zimmermann 1912).

Der Obere Kulm bildet das Hangende der Grauen Konglomerate (Dathe 1892).

Die Proben wurden in einem stillgelegten Bahneinschnitt bei Konradstal zwischen Weissenstein und Salzbrunn entnommen. Hier sind Gesteine aufgeschlossen, die eine Entwicklung von Tonen, Mergeln, Sandsteinen bis hin zu Grauwacken zeigen. Von ihnen wurden die Grauwacken beprobt.





#### Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Der gesamte Aufschluss in dem Bahneinschnitt ist ca. 5m hoch, das dort anstehende Gestein ist hellgrau-grünlich und komponentengestützt. Die Komponenten haben eine maximale Größe von 1,5cm bei einer angerundeten bis gerundeten Form und liegen in einer karbonatischen Matrix. Dabei zeigen die Tonschieferkomponenten eine abgeflachte, längliche Form. Im Aufschluss wechseln sich Grauwacken-Lagen mit tonigen Lagen ab. Die einzelnen Sequenzen zeigen dabei eine stark wechselnde Mächtigkeiten von 1-20cm. In den grobklastischen Schichten ist eine Gradierung zu erkennen.

# 5.4.5.2. Komponentenanalyse der eigenen Proben

## <u>Metasedimente</u>

#### Grauwacken

Gradierte Grauwacken der Mittelsand- bis Feinkiesfraktion (L 64/1-5) sind komponentengestützt mit einer karbonatischen Matrix. Die gröberen Lagen an der Basis beginnen mit Komponenten, die eine Größe von bis zu 8mm erreichen. Sie sind stark geplättet, eckig bis

angerundet und kennzeichnen durch Dachziegellagerung die Strömungsrichtung ihres Transportmediums: Sie sind der Strömung entgegen geneigt. Dominierend ist Quarz, der vollständig kleinkörnig (bis 30µm) rekristallisiert ist. Syndeformativ rekristallisierte Quarzkörner sind parallel ihrer c-Achsen eingeregelt. Monokristalliner Quarz ist undulös auslöschend und reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, einheitlich auslöschende magmatische Monokristalle weisen Korrosionbuchten auf, Deformationslamellen sind noch erhalten. Grobkörniger, polykristalliner Gangquarz wird durch Helminthchlorite verdrängt.

Quarzitschiefer sind feinkörnig und bestehen neben syndeformativ rekristallisiertem Quarz aus Chloriten und/oder Seriziten, die mit ihren Basisflächen in die Schieferungsebene eingeregelt sind. Feinkörnige Serizitschiefer sind leicht gebogen. Daneben treten die von Dathe benannten, Diabas-ähnlichen grünlichen Variolithe auf. Andere basische bis intermediäre Vulkanite fallen durch skelettförmige Plagioklase auf.

Feinkörnige Phyllite sind selten, in ihnen ist eine zweite Schieferung als Krenulation ausgebildet, die belegt, dass im zwei Deformationsereignisse stattgefunden haben müssen. Detritische Feldspäte sind kaum am Komponentenspektrum beteiligt.

Dachziegellagerung ist nur in den gröbsten Partien zu erkennen, zum Hangenden nimmt die Komponentengröße bis auf 0,4mm ab, dann ist keine Vorzugsregelung der Komponenten zu erkennen, wobei das Spektrum der Komponenten gleich bleibt. Der Beginn einer neuen Sequenz ist durch eine Anreicherung von Tonschiefer-Komponenten gekennzeichnet. Quarz tritt in diesen Peliten in Siltkorngröße auf, die Phyllosilikate sind eingeregelt und zeichnen die Schichtung nach. Radiolarite sind selten (L 64/3, L 64/4, L 64/5).

Stellenweise werden die Komponenten durch sparitisches Karbonat verdrängt.

## Sandsteine

Die komponentengestützen Sandsteine (L 68/1-9) der Fein- und Mittelkiesfraktion weisen nur sehr geringe Mengen an karbonatischer Matrix auf. Sie sind von Quarzkomponenten dominiert, die vollständig rekristallisiert, sowohl statisch als auch syndeformativ, vorliegen. Quarz tritt darüber hinaus als Gangquarz mit Helminthchloriten sowie als einheitlich oder undulös auslöschender Monokristall auf. Dickprismatische oder gar pinselartige Rutilbüschel deuten auf niedriggradige Gangquarze hin (L 68/7). Deformationslamellen sind Zeugen einer späten, kalten Deformation im Herkunftsgebiet. Daneben sind es viele geplättete grünliche Komponenten, die dem Gestein die charakteristische Färbung verleihen. Dazu gehören die schon beschriebenen Variolithe, deren 60-150µm lange skelettförmige Plagioklasleisten subparallel eingeregelt sind, Zwickelräume werden mit einer kryptokristallinen feinkörnigen Gemenge gefüllt.

Diese Komponenten weisen viel Pumpellyit auf, der blasige Hohlräume dieser basische Laven füllt, sein T-Bereich ist begrenzt auf die obere Zeolithfazies bis untere Grünschieferfazies (Hyndman 1985). In anderen basischen bis intermediären Vulkaniten zeichnen die subparallel angeordneten skelettförmigen Plagioklase die magmatische Fliessrichtung nach.

Andere resedimentierte Sandsteine sind fein- bis mittelsandig und durch viele Quarzkörner geprägt. Die meist monokristallinen Quarze sind eckig mit vielen Gas-Flüssigkeitseinschlüssen, einige Körner weisen Deformationslamellen auf. In der

Hauptsache sind es sekundäre Einschlüsse, die Risse ausheilen. Die Matrix um diese Klasten ist serizitisch.

Metasandsteine sind selten in diesen Konglomeraten. Die siltige Matrix dieser Quarzarenite (L 68/5) ist feinkörnig rekristallisiert, die Kornränder sind leicht suturiert. Entlang der Kornränder der klastischen Quarze setzt schwache Rekristallisation ein, die Körner zeigen eine schwache Plättung sowie Deformation in Form von Subkornbildung. Neben Quarz sind nur sehr wenige Plagioklase zu erkennen, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Seltene Zirkone sind bis zu 50µm groß.

### Pelite

Diese Komponenten sind selten in dieser Einheit. Es handelt sich um Tonschiefer mit straffer Regelung von Phylosilikaten in einer ausgeprägten Paralleltextur sowie Phyllite, die mindestens eine Schieferung in ihrem Liefergebiet erfahren haben. Ebenso selten sind feinsandige Grauwacken mit überwiegend monokristallinen Quarzkörnern in einer serizitischen Matrix (68/9) und detritische Plagioklase und Alkalifeldspäte, die Albit- bzw. Karlsbader-Zwillingen aufweisen.

### Radiolarite

Schwarze Radiolarite treten häufiger auf als ihre hellen Varianten (68/1). Die Radiolarien (80-160µm) sind entweder vollständig verkieselt oder teilweise pyritisiert, es sind keine Skelettelelmente mehr vorhanden (L 68/3, L 68/4, L 68/9). Gelegentlich kommen karbonatische Komponenten vor, kleine Komponenten (L 68/4) mit Ooiden in einer kryptokristallinen Matrix.

Alle Komponenten der Probe L 68 sind parallel ihrer flachen Seiten eingeregelt.

### Karbonate

Reine Kalkstein-Komponenten (L 65/1) sind dichte, schwarz-graue, fossilfreie Gesteine. Sie treten in wenigen Linsen oder in dünnen, 20-30 cm-mächtigen Bänkchen auf. Im Dünnschliff ist ein zyklisches Kristallwachstum mit Kornvergröberung von 32µm bis hin zu 1mm großen Kristallen zu erkennen.

Der Übergang von den feinkörnigen zu den grobkörnigen Kristallen, die eine zahnartige Form annehmen, ist kontinuierlich. In der Spitze dieser Kristalle befinden sich Schmutzpartikel, die als Keim dienten. Die zunehmende Korngröße deutet auf sich sukzessive verbessernde Wachstumsbedingungen hin. Das abrupte Aussetzen der großen Kristalle beweist eine schlagartige Änderung dieser Bedinungen, entlang einer markanten Grenze folgen nun wieder die kleinstkörnigen Minerale.

## <u>Matrix</u>

Die graubraune Matrix ist mittel- bis grobsandig und besteht aus fein zerriebenen Fragmenten der oben beschriebenen Komponenten, meist handelt es sich dabei um Quarzeinzelkristalle mit ihren vielfältigen Korngefügen.

### Zusammenfassung

Charakteristische Komponenten sind Grauwacken und Konglomerate. Die Grauwacken sind mittelsandig und komponentengestützt. Eckig bis angerundete Komponenten liegen in einer

karbonatischen Matrix. Selten ist Dachziegellagerung zu beobachten. Auch hier ist Quarz das dominierende Mineral: er ist kleinkörnig rekristallisiert, entweder statisch oder syndeformativ. Magmatische Monokristalle stammen vermutlich aus Gangquarzen. Daneben treten Quarzitschiefer und feinkörnige Phyllite auf. Detritische Feldspäte sind selten.

Die Konglomerate sind komponentengestützt mit eingeregelten Komponenten der Fein- bis Mittelkiesfraktion. Quarz dominiert mit rekristallisierten Mineralen oder mit Monokristallen. Variolithe sind am Spektrum beteiligt ebenso wie Pelite in Form von Phylliten und Tonschiefern. Radiolarite und Karbonate treten nur sehr selten auf.

### 5.5. Mikrosondenanalysen

Wie bei der Auswertung der Daten der Mikrosondenanalysen aus dem Frankenwald handelt es sich bei den untersuchten Mineralen um Hellglimmer aus Konglomeraten der Innersudetischen Mulde der Westsudeten. Die Hellglimmerminerale stammen aus einzelnen Komponenten (Zwei-Glimmer Graniten, Pegmatiten, Granophyren, Glimmerschiefern, Phylliten, Metasandsteinen), oder sind klastische Minerale in der Matrix der entsprechenden Konglomerate.

Daneben wurden ebenfalls Granate aus verschiedenen Lithoklasten der Konglomerate analysiert (siehe Kapitel 5.5.2.).

Das Prinzip der Mikrosondenanalytik sowie die einzelnen Substitutionen der Hellglimmer wurden bereits im Kapitel der Mikrosondenanalyse der Hellglimmer des Teuschnitzer Konglomerates und des Wurstkonglomerates aus dem Frankenwald beschrieben (Kapitel 4.4). Bezug genommen wurde auf das Phengit Barometer von Massonne & Schreyer (1987).



 Abbildung 22: Phenit Barometer nach Massonne & Schreyer (1987) mit den Si-Isoplethen für Si/fu. Eingetragen ist der kontinentale geothermische Gradient für 10°C/km, 20°C/km, 30°C/km (gleichmässig gestrichelte Linie) sowie der ozeanische Gradient für 10°C/km (gepunktet-gestrichelte Linie).

#### 5.5.1. Hellglimmer verschiedener Lithoklasten aus den Konglomeraten

Der maximal gemessenen Si-Gehalt in Hellglimmern aus der Innersudetischen Mulde stammt aus einem Hellglimmer eines Glimmerschiefers und liegt 6,7 Si/fu.

Ein deutliches Cluster zeichnet sich bei einem Al-Gehalt zwischen 5,5 und 6 Al/fu bzw. Si zwischen 5,8 und 6,2 Si/fu ab. Wird bei 5,4 Al/fu eine gedachte Grenze der magmatischen Quelle (Monier & Roberts 1986; Deer et al. 1992) gezogen, so wird deutlich, dass die Mehrzahl der analysierten Minerale jenseits dieser Grenze plotten. Sie weisen einen Al-Gehalt > 5,4/fu auf und werden einer plutonischen Quelle zugeordnet. In diesem Cluster liegen Hellglimmer aus den Zwei-Glimmer-Graniten, dem Granophyr, den Pegmatiten, der Matrix sowie den Hellglimmermineralen aus einem Metasandstein. Jede einzelne dieser Hellglimmer-Populationen bildet eine homogene Gruppe.

Die Populationen von Zwei-Glimmer-Graniten, Pegmatiten und Granitoiden plotten eng zusammen. Neben den vergleichbaren Si-/Al-Gehalten von maximal 6,15 Si/fu bzw 5,8 Al/fu liegen auch die Werte des Ti- und Na-Gehaltes der genannten Populationen in einem vergleichbaren Spektrum. Der Ti-Gehalt variiert in seinem Mittel in den Populationen zwischen 0,075-0,110 Ti/fu, der TiO<sub>2</sub>-Gehalt schwankt zwischen 0,772-1,112 Gew.%.



Abbildung 23: Auswertung der Mikrosondenanalysen. Aufgetragen ist Si/fu gegen Al/fu Deutlich wird das Cluster bei Al > 5,5. Hellglimmer aus Granat-Glimmerschiefern weisen den max. Si-Gehalt von 6,7/fu auf.

Demgegenüber weisen die Analysen der Hellglimmer aus den Glimmerschiefern und den Phylliten eine große Variationsbreite auf, ihr Si-Gehalt variiert zwischen 6,0-6,7Si/fu.

Die höchstsubsituierten Hellglimmer in den Proben der Westsudeten sind die der Granat-Glimmerschiefer mit max 6,7 Si/fu. Sie streuen breit zwischen 6,0 – 6,7 Si/fu. Ihr Si-Gehalt ist ähnlich dem der Glimmerschiefer aus dem Wurstkonglomerat, die bei vergleichbarem Si-Gehalt ähnlich breit streuen.

Die Population der Hellglimmer aus Glimmerschiefer-Komponenten plotten in drei Bereiche:

- 6,0 6,2 Si/fu (Al/fu: 4,5 4,8)
- 6,3 6,4 Si/fu (Al/fu: 5,2 5,25)
- 6,5 6,7 Si/fu (Al/fu: 5,65 6,0)

Vermutlich werden diese variierenden Si-Gehalte durch retrograde Überprägung der Glimmerschiefer erzeugt.

Der Ti-Gehalt liegt im Mittel bei 0,037 Ti/fu, der TiO<sub>2</sub> Gehalt liegt im Mittel bei 0,381 Gew.%. Der Na-Gehalt der Hellglimmer aus den Glimmerschiefern liegt bei 0,186 Na/fu, der Na<sub>2</sub>0-Gehalt beträgt 0,74 Gew.%.

Die Annahme, dass der Na- und der Ti-Gehalt bei steigendem Si-Gehalt abnimmt (Guidotti 1978, Massonne 1981, Evans & Patrick 1987), lässt sich auf die Analysen der Granat-Glimmerschiefer aus den Westsudeten anwenden. Ihre Gehalte an Titan und Natrium fallen bei diesen höchstsubsituierten Mineralen am niedrigsten aus.

Die Population der Hellglimmer aus Phylliten streut ebenfalls in einem breiten Feld, dabei sehr lückenhaft zwischen 6,0-6,4 Si/fu. Auffallend ist bei den Analysen der Phyllite der Innersudetischen Mulde, das sie trotz ihrer relativ hohen Si-Gehalte (max. 6,4/fu) den höchsten Na-Gehalt der gemessenen Proben aufweisen. Der mittlere Ti-Gehalt liegt bei 0,036 Ti/fu, der mittlere Ti0<sub>2</sub>-Gehalt bei 0,360Gew.%. die Na-Gehalte liegen unerwartet hoch bei 0,204 Na/fu, bzw. 0,801 Gew.% Na<sub>2</sub>0.

Die klastischen Hellglimmer in der Matrix plotten in den Bereich der zuvor genannten Granite und Pegmatite. Der Si-Gehalt dieser klastischen Hellglimmer beträgt maixmal 6,16 Si/fu Auffallend sind die Ti-Gehalte dieser klastischen Hellglimmer, die zu den höchsten Gehalten in den gemessenen Proben zählen, nur der Ti-Gehalt der Hellglimmer aus den Pegmatiten liegt noch darüber. Dieser Sachverhalt deckt sich mit der Annahme, dass der Ti-Gehalt mit abnehmendem Si-Gehalt zunimmt. Der Ti-Gehalt beträgt 0,09 Ti/fu, der TiO<sub>2</sub> Gehalt bei 0,95 Gew.%. Der Na-Gehalt beträgt 0,163 Na/fu, der Na<sub>2</sub>0 Gehalt liegt im Mittel bei 0,602 Gew.%.

Der Siliziumgehalt der Hellglimmer aus einem Metasandstein schwankt zwischen 5,87 und 6,03 Si/fu und stellt den geringsten Silizium-Gehalt der untersuchten Proben dar. Der gemessene Ti-Gehalt liegt im Mittel bei 0,063 Ti/fu, der TiO<sub>2</sub> Gehalt bei 0,64 Gew.%. Der Na-Gehalt liegt im Mittel bei 0,165 Na/fu, der Na<sub>2</sub>0 Gehalt bei 0,647Gew.%.

Bei der Annahme, das alle Hellglimmer mit einem Al-Gehalt > 5,4 Al/fu aus einer plutonischen Quelle entstammen, fallen alle Populationen mit Ausnahme der Glimmerschiefer und Phyllite in diesen Bereich > 5,4 Al/fu. Diese beiden Populationen streuen über einen weiten Bereich, was durch den Einfluss von Metamorphose erklärbar ist. Diese baut die instabilen Minerale in einem zweiten Schritt in stabilere Zusammensetzungen

um. Die älteren Relikte bleiben als metastabile Minerale, als metamorphe Frühkristallisate mit hohen Al-Gehalten und niedrigen Si-Gehalten erhalten.

Wybrecht et al. (1985) gehen davon aus, dass die Korngröße die metamorphe Kationen-Austauschreaktion entscheidend beeinflusst. Seine Analysen ergaben, dass die Minerale mit den größten Korndurchmessen weitestgehend ihre primäre Zusammensetzung (Chemismus bei Auskristallisation) erhalten haben.

Bei den Hellglimmeranalysen der Innersudetischen Mulde ergibt sich ein ähnliches Bild. Die größten Hellglimmer sind die am niedrigsten substituierten Minerale. Sie zeigen den geringsten Si-Gehalt (max. 6,2 Si/fu) bei höchstem Al-Gehalt (max. 6,1Al/fu). Dazu gehören die Minerale aus Pegmatiten, die bis zu 2,2mm groß sind, Hellglimmer aus einem Biotitgneis sind maximal 2mm groß, die der Granitoide 1,2mm.

Die Hellglimmer der Granat-Glimmerschiefer sind mit 0,06-0,7mm die kleinsten Minerale, dabei am höchsten substituiert, gefolgt von den Hellglimmern der Phyllite mit 20-150µm.

Massonne (1981) postuliert in seiner Arbeit, das Hellglimmer (mit einem Si-Gehalt <3,2/fu), die oberhalb von 450°C kristallisieren, einen Na-Gehalt von < 0,1/fu aufweisen. Die Minerale, die unterhalb von 450°C kristallisieren, sind durch Na-Gehalte von < 0,05/fu gekennzeichnet. Die Natriumgehalte der analysierten Proben aus den Westsudeten liegen alle oberhalb von 0,1 Na/fu (s. Tabelle S.166 Massonne 1981: Probenbeispiel: 3,18 Si/fu – geschätze Bildungs-T.: 600°C – 0,147 Na/fu; entsprechen den vorliegenden Werten am besten).

Nach Monier & Roberts (1986) ist der Ti-Gehalt natürlicher Muskovite in Graniten auf den Bereich 0-0,15 Ti/fu beschränkt, das Limit sei 0,15-0,16 Ti/fu. Nach Guidotti (1984) liegt die obere Grenze des Ti-Gehaltes metamorpher Hellglimmer bei 0,16 Ti/fu. Die Ti-Gehalte der Proben aus den Westsudeten liegen allesamt unterhalb 0,15 Ti/fu. Sie fallen damit in den von Monier & Roberts beschriebenen Bereich natürlicher Muskovite.

Deer et al. (1992) geben Analysen von 5,7 Si/fu eines Muskovits an, der aus einem Pegmatit stammt.

Nach Ganssloser (2000) stammen Hellglimmer mit einem Si-Gehalt von < 6,6 Si/fu aus niedriggradigen Metamorphosen und/oder Magmatiten. Dementsprechend würden alle gemessenen Hellglimmer aus niedriggradigen oder niedriggradig überprägten Metamorphiten stammen.

Zieht man das Phengit Barometer von Massonne & Schreyer (1987) heran und plottet die Si-Gehalte der gemessenen Hellglimmer in das Diagramm, so ergeben sich bei der Anwendung der geothermischen Gradienten unrealistische Daten. Im Falle der Populationen der Zwei-Glimmer-Granite, Pegmatite und Granitoide sind die Si-Gehalte so gering (6,0-6,4 Si/fu), dass sie einen kontinentalen Gradienten von > 50°C/km signalisieren. Ähnlich ist es mit den Si-Gehalten der klastischen Hellglimmer in der Matrix.

Im Falle der Hellglimmer aus Glimmerschiefer Komponenten liegt der ozeanische Gradient bei einem Si-Gehalt von 6,7 Si/fu bei 15-17°C/km sehr hoch. Legt man den kontinentalen Gradienten zugrunde, so liegt dieser beim angegebenen Si-Gehalt von 6,7/fu bei 12-15°C/km in einem zuniedrigen Bereich.

Am Beispiel der Populationen der Phylliten kann bei einem Si-Gehalt von 6,4 Si/fu ein unrealistischer ozeanischer Gradient von 25-27°C/km ermittelt werden. Demgegenüber ist der hier ermittelbare kontinentale Gradient mit 23-25°C/km im realistischen Bereich.

## 5.5.2. Granate verschiedener Lithoklasten

Die Kompositionen der Granate aus verschiedenen Komponenten der Konglomerate aus der Innersudetischen Mulde sind zum Teil überlappend und können alleine nur Anhaltspunkte über die Zusammensetzung des Liefergebietes bieten. Im Zusammenhang mit der Dünnschliffmikroskopie unter Korngefügekundlichen Aspekten ist die Analyse der Granate jedoch ein wichtiges Glied bei der Untersuchung siliziklastischer Sedimente. Ihre Zusammensetzung trägt bei zur Klärung der Frage nach dem Liefergebiet der klastischen Sedimente und gibt Hinweise auf die tektonometamorphe Entwicklung des Liefergebietes.

Die allgemeine Granatformel lautet: X<sub>3</sub><sup>2+</sup>Y<sub>3</sub><sup>2+</sup>Z<sub>3</sub>O<sub>12</sub>

Die Tetraederposition (Z-Position) wird zunächst mit Si<sup>4+</sup> besetzt, offen bleibende Stellen danach mit Al<sup>3+</sup> aufgefüllt.

Die X-Position kann mit Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup> Ca besetzt sein, die Y-Postion mit Al, Fe<sup>3+</sup> Cr<sup>3+</sup>.

Es wurden mindestens 2 Einzelmessungen pro Mineral vorgenommen, in der Regel fanden 8-10 Messungen pro Korn statt. Zur Ermittlung einer Zonierung wurden Profile gemessen. Die Analysen der Granate mittels der Mikrosonde wurden dadurch erschwert, dass die Minerale zum Teil stark zersetzt oder zerbrochen sind. Die Kalibrierung erfolgte auf 8 Kationen.

Verschiedene Prozesse können Einfluss auf die Komposition von Schwermineralen haben (Morton 1985):

- Mineralogie des Liefergebietes
- Verwitterung im Liefergebiet
- Mechanische Prozesse während des Transportes und der Abrasion
- Hydraulische Bedingungen während der Sedimentation
- Diagenese

Die analysierten Granate aus den Proben der Innersudetischen Mulde sind ganz allgemein Almandin-reich (51-81Mol-%). Die Grossular-Komponente variiert zwischen 8 und 34Mol-%, der Pyrop-Gehalt zwischen 6 und 24Mol-%. Die Spessartin-Komponente ist in der Regel <10 Mol-%. Ausnahmen zeigen die Daten der Biotit-Gneise sowie die Analysen der Granate in den Phylliten. Hier liegen die Spessartin-Gehalte zwischen 12-18Mol-%.

Ein anderes Bild zeigen die Granate der Symplektite, die einen erhöhten Pyrop-Gehalt aufweisen, der zwischen 30 und 37Mol-% schwankt. Der Almandin-Gehalt dieser Granate liegt zwischen 35 und 42Mol-%.

Generell sind Fe-reiche Granate (Almandin-reich) häufig in Metasedimenten vom Barrow-Typ (von Eynatten & Gaupp 1999).

Anhand der Mikrosonden Analysen lassen sich die Granate in Anlehnung an die Klassifikation von Morton (1992) in drei Typen unterscheiden:

- Typ 1: Almandin betonte Granate (bis 81 Mol-% Alm), Pyropkomponente zwischen 10 und 24Mol-%, der Spessartin-Gehalt schwankt zwischen 1-17Mol-%, der Anteil an Grossular ist < 10Mol-%</li>
  - ⇒ Granate der Biotit-Gneise und wenige des Glimmerschiefers 69/1 → Mn- und Caarm
- Typ 2: Almandin-reiche Granate (54-72Mol-% Alm) mit mittel-hohen Grossulargehalten (18-34Mol-%) sowie einer geringen Pyrop- und Spessartinkomponente < 10Mol-%</li>
  - $\Rightarrow$  Granate der Matrix, der Phyllite, Glimmerschiefer 69/1, 70/1  $\rightarrow$  Ca-reich
- Typ 3: Pyrop-reich (34-37Mol-%), die Almandinkomponente schwankt zwischen 35 und 42Mol-%, der Grossularanteil variiert zwischen 15-21Mol-%, Spessartin bleibt < 2Mol-%.
  - $\Rightarrow$  Granate der Symplektite  $\rightarrow$  Mg-reich

# <u>Typ 1</u>

Zu diesem Typ zählen die Granate der Biotit-Gneise sowie einige Granate aus einem Glimmerschiefer (L 69).

### Granate in einem Biotit-Gneis L 41

Die Granate der Biotit-Gneise repräsentieren den Typ 1. Die farblosen bis blassrosa Minerale sind maximal 750µm groß, in der Regel liegt die Größe bei 400µm. Die Minerale sind teilidiomorph oder sie liegen als Bruchstücke vor. Andere sind angerundet mit zum Teil zahlreichen idiomorphen Einschlüssen. Rissbildungen und Umwandlungen nach Chlorit sind selten. Die Granate dieser Probe sind Almandin-betont (51-63Mol-%). Die Pyrop-Komponente schwankt zwischen 13 und 24Mol-%, die Komponente des Grossulars liegt zwischen 8 und 20Mol-%. Der Spessartin-Gehalt variiert zwischen 2 und 17Mol-%, Andradit liegt zwischen 0 und 14 Mol-%.

Zum Typ 1 gehören auch einige Granate aus dem Glimmerschiefer der Probe 69/1. Es sind Mischkristalle zwischen den Komponenten Almandin (79-81Mol-%) und Pyrop (10-11Mol-%), die Komponenten Grossular und Spessartin sind geringer vorhanden, sie liegen bei < 6Mol-%. Weitere Granatmessungen sind als Typ 2 zu charakterisieren.

Charakterisierung: die Granate dieses Types sind Ca-arm; generell lassen Almandin-Pyrop betonte Granate aufgrund des geringen Ca-Gehaltes auf ein saures Edukt schliessen (v. Eynatten & Gaupp 1999). Die Zusammensetzung der Granate von Typ 1 sind nach Meinung von Morton (1985) Hinweise auf mittel-hochgradige, Ca-freie Metamorphite sowie regionalmetamorphe saure magmatische Plutonite.

Granate mit hohen Mn-Gehalten (Spessartin > 10Mol-%) werden aus differenzierten Graniten hergeleitet, die Mehrzahl der Granate aus Plutoniten sind reich an Mn, jedoch sind auch Niedrigdruck-Metamorphite mögliche Liefergesteine (Schäfer et al. 1994). Die Mn-reichen Granate sind sowohl aus Graniten, Pegmatiten und Rhyolithen abzuleiten, wobei der MnO-Gehalt mit dem Differentiationsgrad zunimmt (Deer et al. 1992). Nach Green (1977) sind Mn-reiche Granate unter geringeren Drucken stabiler als Mn-arme Granate. Mn-reiche Granate treten aber auch in niedrig-gradigen Metamorphiten sowie in Skarnen und Pegmatiten auf (Morton 1985).

### <u>Typ 2</u>

Detritische Granate in Matrix L 69

Die blassrosa Granate in der Matrix sind teilidiomorph oder besitzen angerundete Ecken. Sie sind maximal 960µm groß, die Mehrzahl der Minerale ist zwischen 240 und 720µm groß. Viele Risse, die mit Chlorit verfüllt sind, durchziehen die Granate, die reich an idiomorphen Einschlüssen sind.

Der Gehalt an Almandin schwankt zwischen 67-69Mol-%, neben einer Grossular-Komponente von 19-22Mol-%. Die Pyrop-Komponente liegt bei 6Mol-%, Spessartin bei 2-3Mol-%.

### Granat aus Granat-Glimmerschiefern L 69, L 70

Die 0,24-1,2mm großen Granate sind xenomorph und farblos bis blassrosa. Sie weisen viele Risse, aber nur wenige Einschlüsse auf.

Zu diesem Typ gehören auch Granate des Glimmerschiefers der Probe 69/1. Neben Granaten des Types 1 besitzt er auch Granate des Types 2. Es sind Mischkristalle zwischen Almandin (65-72Mol-%) und Grossular, letzterer liegt bei maximal 24Mol-%. Die Komponenten Pyrop und Spessartin sind mit < 6 Mol-% vertreten.

Die Granate des Glimmerschiefers der Probe 70/1 zählen zum Typ 2, sie sind Almandinreich (59-63Mol-%) mit einer Grossular-Komponente von 19-29Mol-%. Der Spessartingehalt liegt bei 5Mol-%, die Pyrop-Komponente bei 4Mol-%. Diese Minerale sind Ca-reich und Mnarm.

#### Granat aus einem Phyllit

In den Phylliten sind die angerundeten, farblos bis blassrosa Granate maximal 720µm groß. Sie weisen viele Einschlüsse auf, die zum Teil in S2 eingedreht sind.

Die Almandin-Komponente liegt zwischen 54 und 60Mol-%, die Komponente des Grossulars variiert zwischen 19 und 34Mol-%, die des Spessartins liegt bei 13-18Mol-%. Der Anteil an Pyrop schwankt zwischen 4 und 9Mol-%.

Charakterisierung: die Granate dieses Types sind Ca-reich und Mn-arm; Ganssloser (2000) analysierte in Grauwackeneinheiten aus der Dillmulde, der Südharz-Selke, und der Gießener Decke Granate mit der Zusammensetzung: Almandin (52-65)-, Grossular (18-30)-, Pyrop (1-10)-, Spessartin (2-11)- Anteil. Die ermittelten Daten aus den Granaten der Matrix der Innersudetischen Mulde ergeben ganz ähnliche Werte. Diese Daten entsprechen den Analysen von Granaten aus basischen Hochdruck-Metamorphiten (Schliestedt 1980).

Almandin- und Grossular-reiche Granate werden generell aus Metabasiten unterschiedlicher Metamorphosedrucke beschrieben.

## <u>Тур 3</u>

Granate in retrogradierten Granuliten L 45

Zum Teil sind noch teilidiomorphe Kornformen erkennbar, die Minerale sind maximal 2,4 mm groß, ein Hinweis auf ehemals große Granatindividuen, die schon als helle Flecken makroskopisch im Dünnschliff zu erkennen sind. Im Durchschnitt sind die Minerale kleiner, da nur Relikte vorhanden sind, halbmondförmige farblose bis blassrosa Granate oder kleinere Reste von 180µm. Vorhandene Risse sind mit umgebenden Material verfüllt.

Der Almandin-Gehalt liegt zwischen 35-42Mol-%, die Pyrop-Komponente zeigt ähnliche Werte zwischen 34-37Mol-%. Grossular liegt bei 15-21Mol-%, Spessartin < 2Mol-%.

Charakterisierung: Mg-reiche Granate bestimmen diesen Typ. Nach Deer et al. (1992) und Schäfer et al. (1994) nimmt der Pyrop-Gehalt mit steigendem Metamorphosegrad und Bildungsdruck zu. Granate mit Mg- und Ca- Gehalten zwischen 20-30Mol-% können von Amphiboliten, Blauschiefer-assoziierten Eklogiten oder Granuliten bezogen werden. Bei einer Pyrop-Komponente von < 50Mol-% können Granat-Peridotite und Eklogite als Liefergesteine ausgeschlossen werden (v. Eynatten & Gaupp 1999).

Coleman et al. (1965) charakterisieren Eklogite anhand von drei Gruppen.

- Einschlüsse in Kimberliten, Basalten, oder Lagen in ultramafischen Gesteinen
- Bänder oder Linsen innerhalb von migmatisierten Gneisen
- Bänder oder Linsen innerhalb von alpinotypen Metamorphiten

Dabei nehmen sie vor allem eine Einteilung anhand des Pyrop-Gehaltes der Granate

(Py (Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>0<sub>13</sub>)) vor:

- Gruppe A: > 55Mol-%
- Gruppe B: 30-55Mol-%
- Gruppe C: < 30Mol-%

Die analysierten Granate aus den Symplektiten der Innersudetischen Mulde zeigen ausnahmslos einen Pyropgehalt von > 30Mol-%, dabei < als 40Mol-%. Die Mineralchemie dieser Granate entspricht nach Coleman et al. der Gruppe B.

Zelazniewicz et al. (1998) beschreibt aus Gneisen des Iser- und Riesengebirges Mineralassozisation mit Phengit (Si=3,55-3,6/fu) -Granat (Gros=52-54Mol-%) -Biotit-Kalifeldspat-Albit-Zoisit-Quarz mit Granat-Quarz Symplektiten, die für Drucke im Bereich von 17kbar und Temperaturen bis zu 680°C sprechen.

Zum Vergleich: O'Brien analysierte Eklogite aus der Münchberger Gneismasse, die folgendermassen zusammengesetzt sind: Almandin: 25-56Mol-%, Pyrop: 9-59Mol-%, Grossular: 7-32, Andradit: 0-8, Spessartin 0,5-5Mol-% (O'Brien 1993).

Retrogradierte Eklogite aus der Oberpfalz: Almandin 38-56 - Pyrop 12-37 – Grossular 14-29 – Spessartin < 7,5 – Andradit < 10Mol-% (O'Brien 1989).

Diese Granate aus Eklogiten aus dem Moldanubikum (Tschechische Republik) weisen Symplektite und Kelyphite auf. Es sind Al-Py-Gr-Granate mit einer untergeordneten Spessartin- und Andradit-Komponente.

Ganz allgemein ist festzuhalten, dass die gemessenen Granate sehr hohe Grossulargehalte von maximal 34Mol-% auweisen.

Die Granate der einzelnen Populationen der analysierten Proben unterscheiden durch ihr (FeO+MgO)/(CaO+MnO) Verhältnis (Abbildung 24, Tabelle 2), welches sich bei zunehmendem Metamorphosegrad vergrößert (Sturt 1962, Nandi 1967, Deer et al. 1992): (FeO+MgO) nimmt zu bei abnehmendem (CaO+MnO) Gehalt, die Granate der Biotit-Zone (Grünschiefer-Fazies) besitzen die höchsten CaO+MnO-Gehalte und die geringsten Gehalte an FeO+MgO. Das bedeutet, dass die Granate mit dem höchsten Gehalt an (FeO+MgO) den höchsten Metamorphosegrad repräsentieren.

Ursächlich dafür ist nach Nandi (1967) der Einbau von größeren Ionen (Fe- und Mg-Ionen) bei ansteigender Metamorphose mit einhergehendem steigenden Druck. Dabei werden die kleineren Ca- und Mn-Ionen den größeren Fe- und Mg-Ionen aus dem Kristallgitter verdrängt, die Granate sind arm an Ca und Mn.

Nach der Einteilung von Sturt (1962) und Nandi (1967) ergibt sich, dass die Granate aus den analysierten Proben hauptsächlich aus erodierten Metamorphite der Granat- und Disthen-Zone stammen (Abbildung 24). In den Bereich der hochgradigen Metamorphose (Sillimanitzone) fallen nur sehr wenige Analysen von Glimmerschiefern und Einzelmineralen in der Matrix.



Abbildung 24: Variation von CaO+MnO mit FeO+MgO in den gemessenen Granaten.

Die Granate der Granulite (grüne Dreiecke, Typ 3) plotten in den Bereich der Granat-Zone. Hier hinein plotten ebenfalls die Granate aus dem Glimmerschiefer (gelbes Quadrat, Typ 2) der Probe 70/1 sowie die Granate der Phyllite (blaue Punkte, Typ 2).

In die Disthenzone von Nandi (1967) plotten die Granate des Biotit-Gneises (blaue Rauten, Typ 1 und 3) sowie die Granate aus der Matrix (rote Quadrate). Die Granate des Glimmerschiefers der Probe 69/1 (Typ 1) plotten in den Bereich der Sillimanit-Zone.

Nach Ganssloser (2000) plotten Almandin-Grossular-Granate (Typ 2) aufgrund ihres hohen CaO-Gehaltes bevorzugt in das Feld der Granat- bis Disthen Zone. Alle analysierten Granate mit Ausnahme der Granate aus dem Glimmerschiefer der Probe 69/1 plotten in diese Bereiche.

Granate in	FeO+MgO	CaO+MnO
Granulite	26,97	10,12
Phyllit	27,61	13,23
Biotit-Gneis	29,76	10,43
Glimmer-Schiefer	31,06	9,23
Matrix	33,42	7,85
Glimmer-Schiefer 69/1	35,56	5,95

Tabelle 2: Mittelwerte der (FeO+MgO)- sowie (CaO+MnO) Gehalte der gemessenen Granate.

Die Granate aus dem Granat-Glimmerschiefer der Probe L 69 weisen das größte Verhältnis von (CaO+MnO)/(FeO+MgO) auf, bzw. den höchsten Gehalt an FeO+MgO, sie plotten in das Feld der Sillimanitzone. Nach Nandi (1967) spricht ein hohes Verhältnis für einen zunehmenden Metamorphosegrad und zunehmenden Druck. D.h. die Granate dieses Glimmerschiefers deuten auf die maximale Metamorphose in den untersuchten Proben hin.

Schaut man sich zum Vergleich das Diagramm der Si/Al Substitutionen an (Abbildung 23), deuten die Glimmerschiefer ebenfalls auf erhöhte Metamorphosebedingungen hin. Hier sind die Hellglimmer des Glimmerschiefers mit dem maximalen Si-Gehalt (Si 6,5-6,7/fu) aller analysierten Hellglimmer am höchsten substituiert. Die Granate der Probe 70/1, gleichfalls ein Glimmerschiefer, weisen ein kleineres Verhältnis zwischen (CaO+MnO)/(FeO+MgO) auf. Auch Diagramm der Si/Al Substitution plotten die Hellglimmer dieses Gesteins in den mittleren Bereich (Si 6,2-6,45/fu).

Die Granate der Biotit-Gneise in der Disthen-Zone deuten auf Bedingungen der unteren Amphibolitfazies hin. Die Hellglimmer dieser Gneise weisen demgegenüber die niedrigsten Si-Gehalte auf (5,9-6,0/fu), die auf eine plutonische Quelle deuten.

Die Phyllite liegen im Diagramm der Si/Al Daten im mittleren Bereich mit einem maximalen Si-Gehalt von 6,4/fu. Die Granate dieser Phyllite zeigen den höchsten Gehalt an CaO und damit Metamorphose-Bedingungen der Grünschieferfazies.
Ähnlich verhält es sich mit dem Glimmer-Schiefer 70/1, dessen Granate in den Bereich der Grünschieferfazies plotten, dessen Hellglimmer mit einem Si-Gehalt von 6,2-6,4/fu in den mittleren Bereich der Substitution plotten.

Die deutliche Streuung der Granate in den Proben ist mit der gleichzeitigen Erosion von Metamorphiten unterschiedlicher P/T-Bedingungen und oder variierenden Lithologien zu erklären.

Als Liefergesteine sind Metasedimente, Orthogneise und saure Magmatite bzw. LT-Metamorphite anzunehmen, wie sie im Lithoklastenspektrum der bearbeiteten Konglomerate vorkommen und in den entsprechendenden Kapiteln eingehend beschrieben wurden.

Komponen	tenspektrum	n der unters	uchten Ko Mulde	onglomerat	e der Inne	rsudetischen
Gneis-	Biotit-	Sandsteine	Granite +			
formation	Gneise		Granitoide			
Gneis- Konglomerat	Biotit-Gneise (+Chloritgneise)	Sandsteine	Granite + Granitoide	Basische + Intermediäre Vulkanite	Karbonate	
Graues Konglomerat	Biotit-Gneise (+Chloritgneise)	Sandsteine + Grauwacken	Granite + Granitoide	Basische Vulkanite	Karbonate	Granat-Glimmer- Schiefer
Variolith- führendes Konglomerat		Sandsteine		Basische Variolithe		Metamorphite: Glimmer-Schiefer Gangquarze Quarzitschiefer
Tonschiefer und Konglomerate		Sandsteine + Grauwacken			Karbonate	

# 5.6. Liefergebietsanalyse und Modell

Tabelle 3: Das Komponentenspektrum der analysierten unterkarbonischen Konglomerate aus der Innersudetischen Mulde.

Die Variation der Komponenten in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde (Tabelle 3) zeigt, dass die siliziklastischen Sedimente der Mulde kontinuierlich von der ältesten Gneisformation bis hin zur jüngsten Formation der Tonschiefer und Konglomerate geschüttet wurden. In der Gneisformation sind es nur wenige Sandsteine, die im Spektrum auftreten, um dann im Grauen Konglomerat massiver mit Sandsteinen und Grauwacken aufzutreten. Diese Schüttungen repräsentieren eine ältere Orogenese, deren klastische Sedimente nun als Komponenten in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde vorliegen. Das bedeutet, dass ein sedimentäres Liefergebiet vorhanden gewesen sein muss, in dem orogene Bewegungen die Schüttung der Sedimente auslösten.

Die Schüttung von Biotit-Gneisen, sauren Plutoniten und Vulkaniten ist diskontinuierlich, ebenso wie das Auftreten von Metamorphiten wie Glimmerschiefer, Phyllite und Quarzitschiefer. Die Biotit-Gneise sind dominierend in der Gneisformation und im Gneis-Konglomerat, in den jüngeren Konglomeraten nehmen sie in ihrer Häufigkeit ab. Die Schüttung der sauren Plutonite nimmt mit abnehmendem Alter ab, ebenso die Schüttung der basischen bis intermediären Vulkanite, die im Gneis-Konglomerat auftreten, im Variolith-Variolithe führenden Konglomerat durch vertreten sind, danach aus dem Komponentenspektrum der Einheit der Tonschiefer und Konglomerate verschwinden.

Die Karbonate treten nur ganz sporadisch in der Gneisformation und dem Gneis-Konglomerat auf. Äusserst selten sind karbonatische Komponenten in der Einheit der Tonschiefer und der Konglomerate.

Die analysierten Konglomerate sind alle schlecht bis mässig sortiert, dabei matrixgestützt. Die Komponentenspektren der Konglomerate variieren nicht sehr stark.

Der Rundungsgrad der Komponenten geht nicht über eine eckige bis angerundete Kornform hinaus, nur in der Einheit der Tonschiefer und Konglomerate kommen auch gut gerundete Komponenten vor. Diese Beobachtung schliesst einen Ferntransport der Sedimente aus und führt zu dem Schluss, dass das Sedimentmaterial aus den umliegenden Arealen der Innersudetischen Mulde stammt.

Im Gegensatz zu den in dieser Arbeit untersuchten Konglomeraten des Frankenwaldes sind die Konglomerate der Innersudetischen Mulde nicht streng voneinander zu trennen. Zwar gibt es auch in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde kontinuierliche und diskontinuierliche Schüttungen, es sind aber eher Übergänge der einzelnen Konglomerate zu erkennen, als das die Konglomerate jeweils eigene Einheiten wie die Frankenwaldrepräsentieren. Letztere weisen Konglomerate eine größere Variation im Komponentenspektrum auf, hier sind es charakterisitische Komponenten, die jeweils in einem der Konglomerate dominieren: die Granite mit charakteristischen Gefügen von Rapakivi-Graniten treten ausschliesslich im Teuschnitzer Konglomerat auf, die Radiolarite nur im Wurstkonglomerat, während die Tuff-Komponenten auf das Kalkkonglomerat beschränkt bleiben.

Ein ganz anderes Bild ergibt sich nach der Analyse der Konglomerate aus der Innersudetischen Mulde, hier fehlen Komponenten, die nur auf eines der Konglomerate beschränkt bleiben. Die Biotit-Gneise sind in den Konglomeraten stark vertreten, sie kommen in der Gneisformation, dem Gneiskonglomerat und im Grauen Konglomerat vor. In ihren Gefügen finden sich dabei keine markanten Unterschiede, so dass sie aus einer Quelle abgeleitet werden können. Ähnlich verhält es sich bei den Sedimenten, die kontinuierlich geschüttet werden und dabei kaum Unterschiede in ihrem kontinentalen Komponentenspektrum aufweisen.

Bei der Deutung und der Liefergebietsanalyse der Konglomerate der Innersudetischen Mulde werden nicht die einzelnen Konglomerate interpretiert und einem Liefergebiet zugeordnet, sondern die Komponenten (z.B. Biotit-Gneise, saure Plutonite etc.), die in den Konglomeraten gleichermassen auftreten.

#### 5.6.1. Interpretation der Korngefügekundlichen Lithoklastenanalyse

Die vorvariszische Entwicklung in den Westsudeten verlief, soweit heute rekonstruiert werden kann, nicht einheitlich. Wie in den einleitend aufgezeigten Modellen der Westsudeten deutlich wird, handelt es sich um ein metamorph wie auch tektonisch komplex zusammengesetztes Gebiet: Variszisch deformierte Massive liegen neben cadomisch-kaledonisch deformierten, metamorph geprägte Komplexe liegen neben nichtmetamorphen Gebirgszügen (s. Kapitel 5.2. Modelle der Westsudeten).

Mit Hilfe der Korngefügekundliche Komponentenanalyse lassen sich die charakteristischen Gefüge, die in den Komponenten der Konglomerate der Innersudetischen Mulde gespeichert

sind, abrufen und charakteristischen Bildungsbedingungen zuordnen. Die Informationen der Gefüge und der Mineralassozisationen lassen detaillierte Rückschlüsse auf Sedimentationsprozesse, metamorphe Bedinungen und tektonische Szenarien im Liefergebiet zu. Die Analyse dieser zahlreichen Informationen der Korngefügeanalyse sowie eine intensive Literaturrecherche führen zu dem Ergebnis, das mindestens drei Liefergebiete am Spektrum der Konglomerate beteiligt sind, gemessen an den drei "Hauptkomponenten", den Biotitgneisen, den Graniten und Granitoiden sowie den Sedimenten und Resedimenten:

- Ein Liefergebiet stellt die Gneis-Komponenten, die Biotit-Gneise, bereit, die in den ältesten der Konglomerate überwiegen
- Ein weiteres Liefergebiet hat die Sedimente und Resedimente geliefert, die im Grauen Konglomerat dominieren, in den restlichen analysierten Konglomeraten weniger häufig vorkommen, dennoch kontinuierlich auftauchen
- Aus einem dritten Liefergebiet stammen die sauren Plutonite, die besonders in der Gneisformation, im Gneis-Konglomerat und im Grauen Konglomerat auftreten

Den Sedimentationsraum bildet das einsinkende Becken der Innersudetischen Mulde als pull-apart Struktur. Hier liefen die Ereignisse der Beckenbildung und der Sedimentation sowohl neben- als auch nacheinander ab.

Die Ergebnisse der Korngefügekundlichen Komponentenanalyse führen zu dem Ergebnis, dass das Eulengebirge zum einen als Liefergebiet für die Orthogneise (Biotitgneise) fungiert, zum anderen auch einen Teil der resedimentierten Sedimentkomponenten sowie basische und intermediäre Vulkanite geliefert haben muss.

# 5.6.1.1. Das Eulengebirge

Das Eulengebirge liegt im NE der Innersudetischen Mulde und wird von dieser und dem Warthaer Gebirge durch die Innersudetische Hauptstörung und deren südöstliche Fortsetzung getrennt. Auch sonst wird das Massiv des Eulengebirges von Störungen begrenzt und durch die junge Verwerfung des Sudetenrandbruchs in zwei Teile getrennt. Zu den Sudeten gehört der südwestiche Teil, der das schmale, bis auf 1000m ansteigende Eulengebirge bildet. Der abgesunkene größere Teil im NW gehört bereits zum Sudetenvorland und ist zumeist von Quartär, lokal auch von Tertiär bedeckt (Walter 1995).

Nach Porebski (1990) wird das Eulengebirge als das älteste Präkambrische Element in den Sudeten angesehen. Der Eulengebirgsblock besteht aus hochgradigen metamorphen Gesteinen, hauptsächlich Gneisen und Migmatiten, in denen 5 Deformationsphasen nachgewiesen werden können (Cymerman 1989, Zelazniewicz 1987) sowie untergeordnet aus mafischen und ultramafischen Gesteinen, einigen kleinen Vorkommen von Granulit, Marmor und Kalksilikatgesteinen. Das gesamte Massiv wird im Oberdevon von pegmatitischen Gängen durchschlagen. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar-Fusionsalter zeigen, dass das Eulengebirge zuerst eine ordovizische und mitteldevonische Regionalmetamorphose erfuhr, bevor es anschliessend im Oberdevon-Unterkarbon gehoben, abgekühlt und erodiert wurde (van Breemen et al. 1988, Oliver & Kelley 1993). Die Metamorphose im Eulengebirge liegt im

Bereich der Sillimanitzone, der Amphibolit- und der Granulitfazies (Oliver & Kelley 1993). Diese Metamorphose produziert Gneise, die hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Biotit bestehen. Sillimanit und Granat sind reichlich vorhanden, während Alkalifeldspat und Muskovit weniger häufig in Gneisen an der SW Flanke des Eulengebirges auftauchen (Kryza 1995, Urbanek et al. 1995).

Bederke (1927) führte den Nachweis an, dass das Eulengebirge schon zur Zeit des Oberdevons ein Liefergebiet darstellte und Unterkarbon schon über das Eulengebirge transgredierte. Durch den frühen Aufstieg der Gneiskörper bildeten sich in der variszischen Geosynkline Schwellengebiete, auf denen es zu faziellen Sonderentwicklungen wie der Bayrischen Fazies kam.

Seit Jahrzehnten wird die Stellung des Eulengebirges in den Westsudeten kontrovers diskutiert. Neuere radiometrische Datierungen veranlassten Cymerman (1998, 2000), der das Terrane-Modell für die Westsudeten favorisiert (siehe Kapitel 5.2.) folgendes Modell zu entwickeln:

Er leitet das Terrane des Eulengebirges nicht von Gondwana, sondern von Baltica ab, als Reste eines kaledonischen magmatischen Bogens am Südrand von Baltica. Als Belege führt er an, das in den Westsudeten einzig im Terrane des Eulengebirge die kaledonische Orogenese radiometrisch nachgewiesen werden konnte. Allerdings finden sich keine Alter, mit denen eine cadomische Orogenese im Eulengebirge bewiesen werden kann. Dagegen liefern detritische Zirkone archaische bis früh-proterozoische Alter (Kröner & Hegener 1998), die ebenfalls von Baltica bekannt sind. Lange bekannt sei ausserdem, dass das Terrane des Eulengebirges von ozeanischer Kruste unterlagert sei (Znosko 1981).

Paläomagnetische Daten belegen eine Rotation Balticas im Ordovizium um 90°, die am Südrand von Baltica zu strike-slip oder transpressiven Bewegungen führte.



Abbildung 25: A. Paläogeographische Rekonstruktion des späten Ordoviziums; B. Paläogeographische Rekonstruktion des Silurs ; AR: Armorica; F: Florida; IB: Iberien; MO: Moldanubium; GST: Góry Sowie (Eulengebirge) Terrane (nach Cymerman 1998).

Die takonische Phase (an der Grenze vom Ordovizium zum Silur) der kaledonischen Orogenese führte zum Wechsel von einer Tiefwasser-Fazies zu einer flachmarinen Fazies im back-arc Bereich des Terranes des Eulengebirges. In diesem back-arc Becken (bis 200km breit) zwischen dem Eulengebirgs-Terrane und Baltica kam es im späten Silur im Zuge der Schliessung des Tornquist Ozeans zwischen Baltica und Gondwana zur Akkumulation mächtiger Flyschserien, Ost-Avalonia wurde an den Südrand Balticas akkretioniert (Cymerman 1998, Moczydowska 1997).

Das Alter der magmatischen Protolithen der Eulengebirgs-Gneise liegt nach Kröner & Hegener (1998) bei 483-488Ma. Sie sind demnach 10-20Ma jünger als die Granitintrusionen im Iser- und Riesengebirge sowie im Adler- und Schneegebirge (Oliver et al. 1993). Die Granitoide intrudierten im Unter-Ordovizium in spätproterozoische, kambrische und möglicherweise schon ordovizische Sedimentserien. Eine HP/HT Metamorphose wird von Kröner & Hegener (1998) auf 440Ma datiert und ist damit im Eulengebirge ca. 50Ma jünger als in anderen Teilen des Böhmischen Massivs. Spätdevonische Alter werden als Einschlussalter stabiler Isotope in die Kristallgitter der Minerale während Abkühlung und Exhumierung gedeutet. Die strukturelle Entwicklung des Terranes des Eulengebirges war somit an der Grenze Ordovizium-Silur beendet (Kröner & Hegener 1998). Nach Cymerman (1998) sind die Mechnismen der Akkretionierung des Eulengebirgs-Terranes noch unklar.

(Meta-) Sedimente aus den Westsudeten werden von Zelazniewicz (1997) beschrieben. Sie sind verbreitet im Vorsudetischen Block, im Eulengebirge, in Teilen des Iser- und Riesengebirges sowie im Adler- und Schneegebirge. Die Sedimente setzen sich aus Peliten und Grauwacken terrigenen Ursprungs zusammen, die unter anderem im Eulengebirge in mehreren Becken abgelagert sind. In diese Sedimentablagerungen intrudierten S-Typ Granite und Granitoide (518-480 Ma).

Die Sedimente besitzen laut Zelazniewicz (1997) ein neoproterozoisches-kambrisches Alter.

Dieses Alter postuliert er, nachdem Gunia (1985, 1990) im Vorsudetischen Block Reste einer riphäisch-wendischen Fauna sowie in Karbonaten des Schneegebirges eine unterkambrische Fauna fand. Zelazniewicz (1997) bezieht hier auch die Sedimente des Eulengebirges ein, in denen nach Cymermann (1998, 2000) radiomatrisch kein cadomisches Alter nachgewiesen werden konnte. Demnach muss es sich bei den (Meta-)-Sedimenten in den Westsudeten um Sedimentmaterial aus mindestens zwei verschiedenen Liefergebieten handeln.

Legt man das Modell von Cymermann (1998, 2000) zugrunde, ist davon auszugehen, dass ein Grossteil der Sedimente und Resedimente aus den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde aus dem back-arc Bereich eines magmatischen Bogens am Südrand von Baltica stammen, bzw. aus den mächtigen Flyschserien, die dort im Zusammenhang mit der Schliessung des Tornquist Ozeans entstanden sind.

Im oberen Devon bis in das untere Karbon setzte in den Sudeten eine massive Flyschsedimentation mit großen Olistolithen und Turbiditen ein, die von den Flanken der sich hebenden umliegenden Gebirgsmassive in die sich absenkenden Becken geschüttet wurden (Zelazniewicz 1997). Bedeutende Flyschbecken waren hier während des Unterkarbons die Innersudetische Mulde, die Nordsudetische Mulde (Boleslawiec-Mulde) sowie das südliche Riesengebirgs Vorland (Trautenauer Rotliegend-Tafel). Die (Meta-) Sedimente werden als

resedimentierte Sedimente geschüttet und finden sich nun im Komponentenspektrum der Konglomerate in der Innersudetischen Mulde wieder.

#### Resedimente und Sedimente der Konglomerate der Innersudetischen Mulde

Resedimente und Sedimente sind neben den Biotit-Gneisen und den sauren Plutoniten dominierende Komponenten der Konglomerate in der Innersudetischen Mulde.

Die Grauwacken-Komponenten, die im Grauen Konglomerat charakteristisch sind, sind feinbis mittelsandig und mässig bis gut sortiert. Sie sind als kompositionell reif zu bezeichnen, ihre texturelle Reife ist mässig bis gut. Diese resedimentierten Sedimente weisen neben vielen monokristallinen Quarzkörnern auch viele polykristalline Quarzkörner auf. Einige Quarzkörner haben Sillimanitnadeln eingeschlossen, die auf amphibolitfazielle Bedingungen hinweisen. Grobkörnige Quarzkörner, die zudem noch von Helminthchlorit verdrängt werden, deuten auf Quarzgänge hin.

Neben detritischen Feldspäten, überwiegend Plagioklase, die in der Regel einen frischen Eindruck machen, treten jetzt vermehrt Gesteinsbruchstücke von Vulkaniten, Cherts und Peliten hinzu. Bei den Vulkaniten handelt es sich um intermediäre bis basische Komponenten mit skelettförmigen Plagioklasen, die zum Teil eine trachytische Fluidalstruktur erkennen lassen. Saure Vulkanite sind in den Spektren der verschiedenen Konglomerate nicht vorhanden.

Die Sandstein-Komponenten in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde sind als texturell reife Sedimente zu bezeichnen, die eine mässig bis gute Sortierung und nur einen geringen Anteil an Matrix besitzen.

Die Komponenten dieser Sandsteine sind splittrig bis eckig, nur selten weisen sie eine Kornrundung auf. Sie sind aus den übrigen Komponenten der Konglomerate abzuleiten. Damit deutet sich an, dass das Liefergebiet der resedimentierten Sandsteinkomponenten ein ähnliches ist, wie das der übrigen Komponenten in den Konglomeraten. Monokristalline Quarze stammen aus den grobkörnigen sauren Plutoniten und Gangquarzen. Polykristalline Quarze weisen Deformationslamellen auf, die für eine späte, aber schon plastische Deformation sprechen. Andere haben Rutilnadeln eingeschlossen, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen entmischt wurden.

Alkalifeldspäte mit Karlsbader Zwillingen sind aus den Orthogneisen abzuleiten. In den Sandsteinen kommt darüber hinaus auch der für die Biotit-Gneise typische braun-rote bis orange-rote Biotit vor.

In den Sandsteinen der Gneisformation tritt Sillimanit auf, die aus dem Liefergebiet der Biotit-Gneise und der metamorph überprägten sauren Plutonite stammen.

Die Komponenten der resedimentierten Sedimente in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde weisen ein kontinentales Spektrum auf, welches hauptsächlich aus Quarz und Feldspat besteht. Die Gefüge der Sediment-Komponenten belegen amphibolitfazielle Bedingungen. Damit entsprechen sie den Metagrauwacken terrigenen Ursprungs, die Zelazniewicz (1997) in seiner Beschreibung der (Meta-) Sedimente nennt und die Cymerman (1998, 2000) in seinem Modell des Terranes des Eulengebirges vorstellt.

### Biotit-Gneise (Orthogneise) der Konglomerate der Innersudetischen Mulde

Durch die Hebung der Gebirgsmassive in den Westsudeten und die nachfolgende Flyschsedimentation ab dem Oberdevon wurden die Sedimente des Eulengebirges erneut als Resedimente in die sich bildenden Becken geschüttet. Dadurch gelangten auch die alten Kristallinsockel sukzessive in das Erosionsniveau.

In der Umgebung der Innersudetischen Mulde wurde das Eulengebirge (Sowie Góry) ab dem Oberdevon gehoben und erodiert (Dallmeyer et al. 1995, Walter 1995).

Das Eulengebirge wird dominiert von Biotit-Gneisen und wird als Liefergebiet für die charakteristischen Biotit-Gneis-Komponenten in der Gneisformation, im Gneis-Konglomerat sowie im Grauen Konglomert herangezogen.

Im Grauen Konglomerat nimmt ihr Anteil zugunsten von Sedimenten und Resedimenten ab, sie bleiben aber weiterhin im Komponetenspektrum vertreten.

Die Orthogneise aus den Komponentenspektren der analysierten Konglomerate sind aufgrund ihrer Korngefüge mit den beschriebenen höher amphibolitfaziellen Gneisen (Oliver Oliver & Kelley 1993, Oliver et al. 1993, Kröner & Hegener 1998, Cymerman 1989) des Eulengebirges zu vergleichen.

Quarzkörner, in denen das Basis-a- und Prismen-c-Gleitsystem simultan aktiviert ist und die parkettartige Auslöschung aufweisen, deuten auf granulitfazielle Bedingungen (Masberg et al. 1992). Derartige Quarzkörner kommen in Biotit-Gneisen der Gneisformation vor, darüber hinaus finden sie sich in den Sandsteinen dieser Formation. In Biotit-Gneisen des Gneis-Konglomerates und des Grauen Konglomerates finden sich ebenfalls Quarze mit der charakteristischen parkett-artigen Auslöschung.

Runde Quarzeinschlüsse in Plagioklasen sind auf Oberflächenminimierung unter höheren amphibolitfaziellen Bedingungen zurückzuführen. Plagioklase mit diesem Einschlussgefüge finden sich in den Biotit-Gneisen der Gneisformation und des Gneis-Konglomerates, darüber hinaus in sauren Plutoniten des Grauen Konglomerates.

In den Biotit-Gneisen der Gneisformation und des Gneis-Konglomerates ist Sillimanit unter amphibolitfaziellen Bedingungen in Quarz eingewachsen. Sandsteine der Gneisformation sowie resedimentierte Grauwacken des Grauen Konglomerates weisen ebenfalls Quarzbruchstücke mit Sillimanitnadeln auf, die nahelegen, das Eulengebirge als Liefergebiet dieser Sedimente und Resedimente heran zuziehen.

In den Komponenten der analysierten Konglomerate der Innersudetischen Mulde ist der Anteil der Plagioklase immer höher als der des Alkalifeldspates.

#### Basische und intermediäre Vulkanite der Konglomerate der Innersudetischen Mulde

Zum Eulengebirge gehören neben den charakteristischen Gneismassiven auch einige Komplexe mit basischen bis ultra-basischen Gesteinen (Zelazniewicz 1995, Cymerman et al. 1997). Viele dieser Metabasite beinhalten laut Cymerman et al. (1997) Mineralrelikte und Gefüge hochgradiger Metamorphose, die für Bedingungen im Bereich der Granulit-Fazies, lokal auch für Eklogit-Fazies sprechen. Darüber hinaus treten Mineralzusammensetzungen und Gefüge auf, die auf Retrogradierung der HP-Gesteine bis in die Amphibolitfazies deuten.

Diese Metabasite werden von Dziedzic (1995) als Intrusionen interpretiert, die eine Metamorphose am Übergang von der Granulit-Fazies zur Amphibolitfazies erfahren haben, während oder kurz nachdem benachbarte Gneise unter Sillimanit-Bedingungen vor ca. 380 Ma (Variscan syn-D3-event) ihren Metamorphose-Peak erreichten (3-5kbar, 650-730°C). Quarz-Einschlüsse in Granat sind seiner Meinung nach prograde Relikte (Cymerman et al. 1997).

Charakteristische Gefüge dieser retrograden Metabasite sind Gefüge mit Symplektiten und Kelyphiten (aus der Gegend von Bielawa im Eulengebirge, Cymerman et al. 1997). In einem ersten Stadium der Retrogradierung wird Granat vollständig oder teilweise durch Kelyphite ersetzt, die sich aus symplektitisch verwachsenen Orthopyroxenen und Plagioklasen zusammensetzen. Ehemalige HP-Klinopyroxene liegen nun feinkörnig rekristallisiert neben Plagioklas vor, der ein polygonales Zellengefüge aufweist. Dieses charakteristische Gefüge sei in allen retrogradierten Gesteinen des Eulengebirges auffällig, Cymerman et al. (1997) deuten dieses erste Stadium der Retrogradierung als MP-LP-Metamorphose, die die HP-Granulitfazies retrograd überprägt. Eine zweite Phase der Retrogradierung ist gekennzeichnet durch eine amphibolitfazielle Überprägung der MP-LP-Metamorphose. Grüne Hornblende ersetzt nun die Pyroxene.

Diese Vorkommen an (ultra-) basischen Hochdruckgesteinen im Eulengebirge werden als Liefergebiet für die retrogradierten Granulite im Gneis-Konglomerat herangezogen.

Basische und Intermediäre Vulkanitkomponenten treten in den untersuchten Konglomeraten erstmals im Gneis-Konglomerat auf, die Komponenten zeigen ähnliche Gefüge, wie Dziedic (1995) sie beschrieben hat.

Granate sind von Koronen aus symplektitsch verwachsenen Hellglimmern und Chloriten umgeben. Dieses Gefüge wird mit zunehmendem Abstand vom Granat gröber, hier treten Säume mit Plagioklasen hinzu, die ein polygonales Zellengefüge aufweisen.

In diesen retrogradierten Gesteinen des Gneis-Konglomerates ist vermutlich ein weiteres Stadium der Retrogradierung unter grünschieferfaziellen Bedingungen überliefert. Daneben liefern die Daten der Mikrosondenanalysen an den Granaten aus diesen Metabasiten Hinweise auf Hochdruckbedingungen (siehe Kapitel 5.5.2.).

Aus der gleichen Quelle stammen die basischen Vulkanite der Konglomerate. Die angerundeten Komponenten sind fein- bis grobkörnig. Charakteristisch sind skelettförmige Plagioklase, die ungeregelt als Sphärolithe oder Mineralcluster vorliegen. Andere Komponenten weisen Plagioklase auf, die mit ihrer Vorzugsregelung die magmatische Fliessrichtung nachzeichnen. Meist sind die Plagioklase stark serizitisiert oder vergrünt. Ehemals mafische Minerale, Pyroxene und Olivine, sind ebenfalls stark vergrünt.

Diabas-ähnliche basische Vulkanite wurden von Dathe (1892) als Variolithe bezeichnet, die ein schaliges bis sphärolithisches Gefüge besitzen.

Das Eulengebirge wurde im Oberdevon von pegmatitischen Gängen intrudiert (Zelazniewicz 1997), die das Liefergebiet für die vielen Gangquarze in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde bereitstellen.

Zahlreiche Gangquarze finden sich in allen untersuchten Konglomeraten der Innersudetischen Mulde. Meist sind es grobkörnige polykristalline Quarzkörner oder große

Monokristalle, die reich an Gas-Flüssigkeitseinschlüssen sind. Häufig werden diese Quarze von Helminth-Chloriten verdrängt.

Als Liefergebiet für die sauren Plutoniten (Granite, Granitoide) in der Gneisformation, dem Gneis-Konglomerat sowie dem Grauen Konglomerat wird das Iser- und Riesengebirge herangezogen.

## 5.6.1.2. Das Iser- und Riesengebirge

Das Iser- und Riesengebirge liegt NE<sup>6</sup> der Innersudetischen Mulde und besteht aus einem Komplex an epi-bis mesozonal metamorphen Kristallingesteinen des Präkambriums und frühen Paläozoikums. Sein Zentrum nimmt ein oberkarbonischer Granitpluton ein, die Granitintrusion erfolgte nach der Faltung des Oberdevons und Unterkarbons des Jeschken Gebirges im Süden des Iser- und Riesengebirges gleichzeitig mit der Bildung der Innersudetischen Senke.

Das Gebiet nördlich des oberkarbonischen Granitplutons wird eingenommen von Gneisen mit Übergängen zu Graniten und Granodioriten. Helle feinkörnige Granite sowie grobkörnige Granitgneise sind weit verbreitet.

Die sauren Plutonite, die in die (Meta-) Sedimente der Westsudeten intrudierten, dort besonders im Bereich des Iser- und Riesengebirges, sind fein- bis grobkörnige Granite und Granitoide, die Übergänge zu porphyrischen Graniten zeigen (Walter 1995, Zelazniewicz 1997). Die Plutonite intrudieren (515-480Ma) in pelitische und siliziklastische Metasedimente, untergeordnet auch Amphibolite und Karbonate, die vor der Granit-Intrusion unter grünschiefer-amphibolitfaziellen Bedingungen metamorphosiert wurden (Oliver & Kelley 1993, Zelazniewicz 1997).

Die Intrusion erfolgt zum einen oberflächennah in hohen Krustenstockwerken (wie z.B. der Hirschberg-Granit im Frankenwald), zum anderen verbleiben sie, zusammen mit ihren Äquivalenten des Dachbereiches der Magmenkammer und migmatisierten Xenolithen in tieferen Krusten-Stockwerken (z.B. die Iser- und Riesengebirgs- und Schneegebirgs-Granite). Zelazniewicz (1997) sieht darin einen hohen Thermogradienten sowie höhere amphibolitfazielle bis granulitfazielle Bedingungen während der Intrusion belegt. Für Cymerman et al. (1997) stellen die kambro-ordovizischen plutonischen Gesteine des Iserund Riesengebirges frühpaläozoisches Basement innerhalb der zentral-europäischen Kaledoniden dar.

Im Zusammenhang mit frühvariszischen ororgenen Prozessen werden Teile des Iser- und Riesengebirges gehoben, ähnlich wie das Eulengebirge im NE der Innersudetischen Mulde. Nach und nach gelangen auch die kristallinen Sockel des Iser- und Riesengebirges in das Erosionsniveau. Das erodierte Material wird dabei sukzessive in die sich absenkende Innersudetische Mulde sedimentiert. Heute finden sich die Granite- und Granitoide als Komponenten in den Konglomeraten der Innersudetischen Mulde wieder, sie sind im Komponentenspektrum der Gneisformation, des Gneis-Konglomerates sowie im Grauen Konglomerat vertreten.

Es treten ausschliesslich saure Plutonite (Granite und Granitoide) auf, die grob- bis feinkörnig sind. Hauptminerale sind Plagioklas, Quarz, Alkalifeldspat sowie Hellglimmer und Biotit. Die Plutonite sind metamorph überprägt: Das parkettartige Auslöschen von Quarz ist

bedingt durch gleichzeitige Aktivierung beider Gleitsysteme unter granulitfaziellen Bedingungen (Masberg et al. 1992, Kruhl 1996). Unter gleichen Bedingungen wurden Rutilnadeln in Quarzkörnern entmischt. Der Einbau von Titan in Quarz erfolgt unter granulitfaziellen Bedingungen, die Entmischung der charakteristischen Rutilnadeln bei anschliessender Abkühlung (Voll 1969). Das Wachstum von Sillimanit in diesen Plutoniten deutet ebenfalls auf höhere amphibolitfazielle Bedingungen hin.

Der Anteil an Plagioklas ist in den Plutoniten wie bei den oben beschriebenen Biotit-Gneisen immer höher als der des Alkalifeldspates.

Auffällig ist in einigen Plutonitkomponenten die Korngröße und der hohe Anteil der am Mineralbestand beteiligten Hellglimmer. Beide Beobachtungen sprechen für S-Typ Granite.

#### 5.6.2. Entwicklung der Innersudetischen Mulde als pull-apart Becken

Dem Modell der Liefergebietsanalyse der Konglomerate der Innersudetischen Mulde liegt die Struktur eines pull-apart Beckens im Bereich der Innersudetischen Mulde zu Grunde. In Abbildung 26 ist das pull-apart Becken (als Modell für die Innersudetische Mulde) entlang der Blattverschiebungen vollständig entwickelt. Das Muster der Störungen im Bereich der Westsudeten sowie die damit zusammenhängenden Bewegungen unterstützen die Vermutung einer solchen räumlich begrenzten Struktur, die sich entlang von Blattverschiebungen entwickelt. Die Innersudetische Mulde wird nach SE begrenzt durch das Elbe-Lineament, nach NW durch das Oder-Lineament. Charakteristisch sind kurze, aber breite Abschiebungszonen.

Im Zusammenhang mit transtensiver Tektonik bilden sich steile Abschiebungen, Grabenund Horststrukturen senkrecht zur Zugspannung. Sie stehen damit in einem Winkel zur Transformstörung, die zusammen mit den Abschiebungsstrukturen das pull-apart Becken begrenzen.

Dieses Becken wird von seinen steilen Flanken her mit dem Sedimentmaterial der umliegenden, sich hebenden und der Erosion unterliegenden Gebirgsmassive beliefert. Das erodierte Material gelangt über mehrere Schwellen und Absenkungszonen hinweg in das Becken. Dabei wird das grobklastische Sedimentmaterial in den randlichen Bereichen des Beckens abgelagert (Gneisformation, Graues Konglomerat; Aufschlüsse unterhalb des Schloßes Fürstenstein, Aufschlüsse unterhalb der Ruine der Zeisburg), während das feinklastische Material in die zentraleren Teile des Beckens gelangt (Tonschiefer und Konglomerate; Aufschlüsse im Bahneinschnitt bei Konradstal zwischen Weissenburg und Salzbrunn).

Die Liefergebiete der Konglomerate der Innersudetischen Mulde, das Iser- und Riesengebirge sowie das Massiv des Eulengebirges, flankieren die Ränder dieser Struktur und gelangen durch die dextralen strike-slip Bewegungen der das Becken begrenzenden Störungen sukzessive in Positionen, in der sie ihr erodiertes Sedimentmaterial in das Becken sedimentieren können. Das Iserund Riesengebirge gelangt durch die Seitenverschiebungen allmählich aus seiner südöstlichen Position nach Nordwesten. Auf diesem Wege wird das Material in das Becken der Innersudetischen Mulde sedimentiert (saure Plutonite). Auf der gegenüberliegenden Beckenflanke gelangt das Eulengebirge von seiner Position im Nordwesten weiter nach Südosten. Auf diesem Wege gibt dieses

Liefergebiet sein Sedimentmaterial (Orthogneise, Sedimente und resedimentierte Sedimente, basische und intermediäre Vulkanite) sukzessive an das Becken ab.

Im Modell (Abbildung 26) ist das pull-apart Becken der Innersudetische Mulde entlang der Blattverschiebungen vollständig entwickelt dargestellt. Um die strike-slip Bewegungen entlang der Störungen und die damit verbundene Änderung der Positionen der flankierenden Liefergebiete, dem Eulengebirge sowie dem Iser- und Riesengebirge, besser darstellen zu können, sind die Massive des Eulengebirges sowie des Iser- und Riesengebirges durch LKW symbolisiert. Diese LKW (entsprechend das Eulengebirge sowie das Iser- und Riesengebirge) bewegen sich mit der strike-slip Bewegung an den das Becken aufspannenden Störungen nach SW bzw. nach NE und laden dabei nach und nach ihre Sediment-"Fracht" in das Becken ab. Das Eulengebirge ist dargestellt durch einen grünen LKW. Dieses Liefergebiet gelangt auf seiner "Fahrt" durch die Bewegung an den Störungen aus seiner Position im NW ständig weiter nach SE und sedimentiert dabei sukzessive sein Erosionsmaterial in das Becken.

In gleicher Weise bewegt sich das Iser- und Riesengebirge, dargestellt durch den blauen LKW auf der gegenüberliegenden Beckenseite durch die strike-slip Bewegungen an den Störungen nach und nach von seiner Position im SE nach NW. Dieses Liefergebiet gibt dabei ebenfalls seine "Fracht" an das pull-apart Becken der Innersudetischen Mulde ab.

Diese vom Eulengebirge und dem Iser- und Riesengebirge gelieferte Sedimentfracht liegt heute in der Innersudetischen Mulde als Gneisformation, Gneiskonglomerat, Graues Konglomerate, Variolith-führendes Konglomerat sowie als Einheit der Tonschiefer und Konglomerate vor.



Abbildung 26: Modell der Innersudetischen Mulde, basierend auf der Struktur eines pull-apart Beckens. In dieses Becken sedimentieren die umliegenden Gebirgsmassive ihr Erosionsmaterial, in dem sie entlang der Störungen sukzessive ihre Positionen ändern.

Seite157

# 6. Literaturverzeichnis

- ALEKSANDROWSKI, P. (1994): Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. - J. Geol. Soc. London, 151, 1049-1055.
- ANDERSON, J.L. (1983): Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Medaris, L.G. Jr., Byers, C.W., Mickelson, D.M., Shanks, W.C. [Eds.]: Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. - Geol. Soc. Am. Mem., 161, 133-154.
- ASHWAL, L.D. (1993): Anorthosite, minerals and rocks. 422 S. (Springer Verlag).
- BACHTADSE, V., TORSVIK, T. H., TAIT, J. A. & SOFFEL, H. C. (1995): Palaeomagnetic Constraints on the Palaeogeographic Evolution of Europe During the Palaeozoic. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. [Eds.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 567-578, Berlin (Springer Verlag).
- BAILEY, S.W., BRINDLEY, G.W., KODAMA, H. & MARTIN, R.T. (1979): comment report of the Clay Minerals Society Nomenclature Commitee for 1977 and 1978. – Clays & Clay Minerals, 27, 238-239.
- BARKER, F., WONES, D.R., SHARP, W.N. & DESBOROUGH, G.A. (1975): The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthositesyenite-potassic granite suite. - Precambrian research, 2, 97-160.
- BEDERKE, E. (1924): Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung.- Fortsch. Geol. Paläont., 7, 1-50.
- BEDERKE, E. (1929): Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas.- Geol. Rdsch., 20, 186-205.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to excursions: Münchberger Gneismasse and Bayrischer Wald.- 100 S., Göttingen.
- BENDER, P., VOGLER, W. S. & WIERICH, F. (1995): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente des Devons - Korngefügekundliche Leichtmineral-Liefergebietsanalyse mit biostratigraphischer Korrelation.- Terra Nostra, 95/8, 83, Bonn.
- BERGH, G. (1938): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Landeshut, 5262, Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- BLADH, K.L. (1980): Rapakivi texture from the O`Leary Porphyry, Arizona.- Bull. Volcanologique, 43, 155-171.
- BLÜMEL, P. (1995): Saxothuringian Basin: authochthon and nonmetamorphic nappe units Metamorphic Evolution. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. [Eds.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, S. 260-265, 295-308, Berlin (Springer Verlag).

- BREEMEN, VAN, O., BOWES, D.R., AFTALON, M. & ZELAZNIEWICZ, A. (1988): Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry Gneissic block, Sudetes, SW Poland; evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies.- Ann. Soc. Geol. Pol., 58, 3-19, Warschau.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamophic rocks.- 318 S. (Springer Verlag).
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting Granite Types.- Pacific Geology 8, 173-174, Tokyo.
- CHERRY M.E. & TREMBATH, L.T. (1978): The Pressure Quench of Rapakivi Textures.- Con. Min. Petrol, 68, 1-6.
- CLOOS, H. (1922): Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze.- 104 S., 24 Abb., 2 Karten, 1 Tafel; Berlin (Bornträger Verlag).
- COLEMAN, R.E., LEE, D.E., BEATTY, L.B. & BRANNOCK, W.W.: (1976): Eclogites and Eclogites: their differences and similarities.- Geol. Soc. Am. Bull., 76, 483-508.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., CHAPPEL, B.W. (1982): Nature and Origin of A-Typ Granites with Particular Reference to Southeastern Australia.- Con. Min. Petrol., 80, 189-200.
- CORRENS, C.W. (1924): Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer).-Mitt. Abt. Erz-, Salz- u. Gesteinsmikroskopie. - Preuss. Geol. Landesanstalt, 18-38, Berlin.
- CREASER, R.A., PRICE, R.C., WORMALD, R.J. (1991): A-Type granites revisited: Assessment of a residua-source model.- Geology, 19, 163-166.
- CYMERMAN, R. (1989): Structural evolution on the Sowie Góry uni in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts.- Geol. Sudetica, 24, 191-284.
- CYMERMAN, R. (1998): The Góry Sowie Terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond.- Geol. Quart., 42, 379-400.
- CYMERMAN, R. (2000): Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model.- Geol. Quart., 44, 59-80.
- CYMERMAN, Z. & PIASECKI, M.A.J. (1994): The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif.- Geol. Quart., 38,2, 191-210.
- CYMERMAN, Z., PIASECKI, M.A.J. & SESTON, R. (1997): Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif.- Geol. Mag., 134, 5, 717-725.
- DAHLGRÜN, F,. & SCHRÖDER, H. (1927): Geologische Karte von Preussen (1:25000) mit Erläuterungen, Lfg. 240, Bl. Derenburg., Berlin.
- DALLMEYER R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, F., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIS, M. (1995): Tectonothermal evolution of internal Alps and Carpathians: Evidence from 40 Ar/39 Ar mineral and whole rock data. - Ecl. Helv., 89,1, 203-228.
- DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- 604 S., Springer Verlag.

- DATHE, E. (1892): Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn.- Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 13, Berlin.
- DATHE, E. & BERG, G. (1910): Erläuterungen zu Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Waldenburg, 5263.- Kgl. Preuss. Landesanst., Berlin.
- DATHE, E. & FINCK, L (1923): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Charlottenbrunn, 5264.- Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- DATHE, E. & ZIMMERMANN, E. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Freiburg, 5163.- Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- DAWES, P.R. (1966): Genesis of Rapakiwi.- Nature, 209, 569-571.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals.- 696 S. (Longman Scientific & Technical).
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 63, 2164-2182.
- DÖRR, W. (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinische Schiefergebirge).- Geol. Abh. Hessen, 91, 94 S., Wiesbaden.
- DON, J. (1984): The Caledonides and Variscides in the Western Sudetes.- Prz. Geol., 8-9, 459-468, Warschau.
- DON, J. (1990): The differences in Paleozoic facies-structural evolution of the West Sudetes.-N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179, 2/3, 307-328.
- DON, J., LORENC, S. & ZELAZNIEWICZ, A. [Eds.] (1990): Studies in geology of the Sudetes.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179, 117-348.
- DUCHESNE, J.P. (1999): AMCG complexes: Tracers of Active or Reactivated Deep-Crustal Structures.- Journal of Conference, Abstracts, EUG 10, Strasbourg, Vol. 4,1, S. 687.
- DZIEDZIC, H. (1995): N-MORB and E-MORB scource of the Bielawa tholeiitic metabasalts in the Góry Sowie gneisses in the Fore-Sudetic Block.- Pol. Acad. Scien, Earth Scien., Bull., 43, 153-164.
- EIGENFELD, R. (1933): Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. 2. Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwald.- Abh. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. 42, 1, 1-64, 30 Abb., Leipzig.
- EIGENFELD, R. (1938): Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. 4. Die Granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland.- Abh. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. 42, 7, 1-150, 39 Abb., 1 Karte, Leipzig.
- EIGENFELD, R. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands.- Z.dt. geol. Ges., 129, 319-357, Hannover.

- EKLUND, O., FRÖJDÖ, S. & LINDBERG, B. (1994): Magma mixing, the petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Aland, SW Finland. Mineral.& Petrol., 50, 3-19.
- EKLUND, O., FRÖJDÖ, S. & SHEBANOV, A. (1999): Petrology and Thermobarometry Of A Rapakivi-Anorthosite Association In SW Finland.- Journal of Conference, Abstracts, EUG 10, Strasbourg, Vol. 4, 1, S. 688.
- EMSLIE, R.F. (1980): Geology and petrology of the Harp Lake complex, central Labrador: an example of Elsonian magmatism.- Geol. Survey Canada Bull., 293, 136 S..
- ENGEL, W., FEIST, R. & FRANKE, W. (1978): Synorogenic Gravitational Transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S-France).- Z. dt. geol. Ges. ,129, 561-472, Hannover.
- ERDTMANN, B.-D. (1991): The post-Cadomian Early Palaeozoic tectonostratigraphy of Germany (Attempt at an analytical review). Annales Société Géologique Belgique, 114, 19-43.
- ERNST, W.G. (1963): significance of phengitic micas from low-grade schists. Am. Mineral., 48, 1357-1373.
- EVANS, B. W. & QJIDOTTI C.V. (1966): The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, U.S.A. – Cont. Min. Pet., 12, 25-62
- EVANS, B. W. & PATRICK, B. (1987): Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska.- Can. Min., 25,141-158.
- EYNATTEN, H., VON & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones on the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry.- Sedimentary Geology, 124, 81-111, Amsterdam.
- FALK, F., FRANKE, W. & KURZE, M. (1995): Saxothuringian Basin, Authochthon and Nonmetamorphic Nappe Units, Stratigraphy.- In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. [Eds.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, S. 221-235, Springer Verlag.
- FINGER, F., BENISEK, A., BROSKA, I., FRIEDL, G., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A., SCHITTER, F. & STEYER, H. P. (1996): Altersdaten von Monaziten mit der Elekronenmikrosonde - eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften. In: Ammann, G., Handler, R., Kurz, W. 6 Streyer, H. P. [Eds.]: Erweiterte Kurzfassungen des 6. Symposiums für Tektonik - Strukturgeologie - Kristallingeologie, Salzburg, 10.-15. April 1996, Facultas-Universitätsverlag Salzburg.
- FINGER, F., ROBERTS, M.P., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & STEYRER, H.P. (1997): Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations.- Min. Petrol., 61, 67-96.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasseabgleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum.- Geotek. Forsch., 68, I-II, 1-253. Stuttgart.

- FRANKE, W. (1992): Phanerozoic structures and events in central Europe. In: Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, St. [Eds.]: A continent revealed in the European geotraverse.-Cambridge Univ. Press, 164-179, Cambridge.
- FRANKE, W., ZELAZNIEWICZ, A., POREBSKI, S.J. & WAJSPYRCH, B. (1993): Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features.- Geol. Rdsch., 82, 583-599.
- FRANKE, W. & ONCKEN, O. (1995): Zur Prädevonischen Geschichte des Rhenoherzynischen Beckens.- Nova Acta Leopoldina NF 71, 291, S. 53-72.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sediment-Petrologie Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine.-1141 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- GAERTNER, H.-R., von (1950): Probleme des Saxothuringikums.- Geol. Jb., 65, S. 409-450, 7 Abb., 1 Tab., Hannover.
- GANDL, J. (1964): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Bl. Nr. 5638, Bobenneukirchen, 1-60, 13 Abb., München.
- GANDL, J. (1968): Die Schichtenfolge im Unterkarbon des Frankenwaldes; Fundorte und Fundschichten der Trilobiten.- Senckenberg. lethaea, 49, 5/6, 498-546, Frankfurt.
- GANDL, J. (1972): Zur gegenwärtigen Kenntnis der Unterkarbon-Stratigraphie im Frankenwald (NE-Bayern).- Z. dt. geol. Ges., 123, 259-271.
- GANDL, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse) (Exkursion F am 25. April 1981).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 63, 91-101, Stuttgart.
- GANDL, J. & MANSOURIAN, E. (1978): Neue Daten zur Entwicklung des Unter-Karbons im Frankenwald (NE Bayern).- Zt. dt. geol. Ges., 129, 99-108, Hannover.
- GANSSLOSER, M. (2000): Schwermineralanalytische Dokumentation rhenoherzynischer Grauwacken – ein Beitrag zur Liefergerbiets-Interpretation.- Z. dt. geol.Ges. 151, 1-2, 127-170, Stuttgart.
- GRÄBE, R. & WUCHER, K. (1967): Schüttungs- und Strömungsrichtung im Kulm des SE-Teils der Ziegenrücker Mulde (Ostthüringisches Schiefergebirge).- Geologie, Jhg. 16, 9, 991-1007.
- GREENWOOD, R. (1951): Younger intrusive rocks of Plateau Province, Nigeria, compared with the alkaline rocks of New England.- Geol. Soc. Am. Bull., 62, 1151-1178.
- GREILING, L. (1966): Die Unterkarbon-Konglomerate der "thüringischen" Fazies der Frankenwaldes.- Geologie, Jhg. 15, 6, 681-702.
- GROCHOLSKI, A. (1986): Proterozoic and Palaeozoic of southwestern Poland in a light of new data.- Biul. Inst. Geol., 355, 7-29.
- GÜMBEL, C. W., von (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande, 1-698, 90 Abb., 14 Taf., 3 Karten, Gohta (Perthes).

- GUIDOTTI, C.V (1973): Compositional variation of msucovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine.- CMP, 42, 33-42.
- GUIDOTTI, C.V (1978): Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine.- Am. Min., 63, 878-884.
- GUIDOTTI, C.V (1984): Micas in metamorphic rocks. Min. Soc. Am., Reviews, 13, 357-456.
- GUIDOTTI, C.V. & Sassi, F. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: Recent advances for metamorphic rocks.- Eur. J. Mineral., 1998, 10, 815-854.
- GUNIA, T. (1985): Geological position of the Sowie Góry block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes.- Geol. Sudetica, 20, 83-119.
- GUNIA, T. (1990): Acritarchs and microproblematics of the crystalline limestone from the vicinity of Romanowo Górne (central Sudetes Mts, Krowiarki).- Geol. Sudetica, 24, 101-135.
- GUNIA, T. (1995): Microfossils from marbles in the vicinity of Kletno.- Acta Uni. Wratislav., No. 1779, Prace geol.-mineral., 49, 7-53.
- GURSKY, H.J. & GURSKY, M. (1989): Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of Southern Central America.- In: Hein, J.R. & Obradovic [Eds.]: Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions.-244 S., 131 Abb., Springer Verlag.
- GURSKY, H.-J. & SCHMIDT-E FFING, R. (1983): Sedimentology of radiolarites within the Nicoya Complex, Costa Rica, Central America.- Dev. Sedimentol., 36, 127-142, Amsterdam.
- HAAGE, R. (1966): Zur Unterscheidung der petrographischen Begriffe "Kieselschiefer" und "Lydit".- Geologie, 15, 7, 876-878, Berlin.
- HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. (1990): Petrogenesis of the Proterozoic Rapakivi granites of Finland.- In: Stein, H.J., Hannah, J.L. [Eds.]: Ore-bearing granite systems: petrogenesis and mineralizing processes.- Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 246, 275-286.
- HIBBARD, M.J. (1981): The Magma Mixing Origin of Mantled Feldspars.- Con. Min. Petrol., 76, 158-170.
- HOWELL, D.G. (1995): Principles of Terrane Analysis.- 245 S., London (Chapman & Hall).
- HUBBARD, F. H. & WHITLEY, J. E. (1978): Rapakivi granite, anorthosite and charnockite plutonism.- Nature, 271, 5644, 439-440.
- HYNDMAN, D. (1985): Petrology of Igneous and Metamorphic rocks.- 786 S. (McGraw-Hill).
- JOCHMUS-STÖCKE, K. (1929): Die Culmkonglomerate am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.- Jb. preuss. geol. L.- Anstalt, 49, 2, 1003-1036.
- KALKOWSKY, E. (1893): Über Geröll-Thonschiefer glacialen Ursprungs im Kulm des Frankenwaldes.- Z. dt. geol. Ges., 45, 69-86.
- KING, P.L., WHITE, A.J.R., CHAPPEL, B.W. & ALLEN, C.M (1997). Characterisation and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia.- J. of Petrology, 38, 3, 371-391.

- KORN, H. (1938): Schichtung und absolute Zeit. Bewegungen, Schichten, Aufbau und Sedimentationsgeschwindigkeiten in einer varistischen Mulde nach Studien im thüringisch-fränkischen Unterkarbon und Oberdevon.- N.Jb. Min, Bh, 75A, 50-188, Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgbaues.- Abh. Sächs. Geol. Landesamt, 1, 1-39.
- KRANCK, E.H. (1969): Anorthosites and rapakivi magmas from the lower crust.- New York State Museum and Science Service Memoir, 18, 93-97.
- KRÖNER, A. & HEGENER E. (1998): Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Sowie Góry (Owl) Mts., Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism.- J. Geol.Soc. London, 155, 711-724.
- KRONER, U. & VOIGT, T. (1992): Postkollisionale Extension Ein Modell für die Entwicklung am Nordrand der Böhmischen Masse.- Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, 11, Reihe A, 104-107, Frankfurt.
- KRUHL, J.H. (1996): Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer.- J. meta. Geol., 14, 581-589.
- LAMBELET, L., MROZEK, H. & SAMTLEBEN, C. (1967): Petrostratigraphie, Fazies und Sedimentationsverhältnisse des Kulms an der Südostflanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 36, 131-168, Hamburg.
- LABOT, W. (1986): Petography of Carboniferous Rocks from the Sowie Góry Mts (Sudetes).-Geologica Sudetica, XXI, 1, 134-144.
- LABOTKA, T.C. (1980): Petrology of a medium-pressure regional metamorphic terrane, Funeral Mountains, California. – Am.Min., 65, 670-689.
- LEE. D.E., KISTLER, R.W., FRIEDMAN, I. & VAN LOENEN R.E. (1981): Two-Mica Granites of Northeastern Nevada. – J. Geophys. Research, 86, B11, 10607-10616.
- LINNEMANN, U., ŒHMLICH, M., TICHOMIROWA, M. & BUSCHMANN, B. (1998): Introduction to the Pre-Symposium Exkursion (part I): The Peri-Gondwana Basement of the Saxothuringian Composite Terrane.- In: Linnemann, U., Heuse, T., Fatka, O., Brocke, R. & Erdtmann, B.-D. [Hsg.]: "Pre-Variscan Terrane Analysis of Gondwanan Europe – Excursion Guides and Abstracts".– Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 9, 7-13, Dresden.
- LINNEMANN, U., GEHMLICH, M., HEUSE, T. & SCHAUER, M. (1999): Die Cadomiden und Varisziden im Thüringischen-Vogtländischen Schiefergebirge (Saxothuringischen Terrane).- Beitr. Geol. Thüringen, 6, 7-39.
- LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony terrain.- J. Struc. Geol.- 4,1, 81-92.
- MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. (1991): Schwerminerale in Farbe.- 148 S., 178 Abb., Stuttgart (Enke).

- MANSOURIAN, E. (1979): Biostratigraphie und mikrofazielle Untersuchungen der Fränkischen Kohlenkalke unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen.- Geol. Bavarica, 79, 176 S., München.
- MARTINEZ-CATALÁN, J.R. (1990): A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochtonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of the Western Europe.- Tectonophysics, 177, 253-272 (Amsterdam).
- MASBERG, P., HDFFER, E. & HDERNES, S. (1992): Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen.- Precam. Res., 55, 243-257 (Amsterdam).
- MASSONNE, H.J. (1981): Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.- Unpubl. Diss., Ruhr Uni., Bochum.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Cont. Min. Pet., 96, 212-224.
- MATTE, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. -Tectonophysics, 196, 309-337, Amsterdam.
- MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. In: Matte, P. [Ed.]: Terranes in the Variscan Belt of Central Europe and Circum-Atlantic Palaeozoic Orogens.-Tectonophysics, 177, 151-170.
- MAYER, H. (1995): Die Fazies des Unterkarbons im Frankenwald (Bayern) und der tektonische Stil im Saxothuringikum.- Z. dt. Geol. Ges., 146, 466-478, Hannover.
- MCKERROW, W.S. & COCKS, L.R.M. (1995): The use of biogeography in the terrane assembly of the Variscan belt of Europe. Studia geophysica at geodetica, 39, 269-275.
- MCKERROW, W. S. & ZIEGLER, A. M. (1972): Paleozoic Oceans.- Nature, P. S., 240, 92-94.
- Moczydłowska, M (1997): Proterozoic and Cambrian successions in Upper Silesia: an Avalonian Terrane in southern Poland.- Geol. Mag., 134, 5, 679-689.
- MONIER, G. & ROBERTS, J.-L. (1986): Titanium in muscovites from two mica granites: substitutional mechanism and partitioning with coexisting biotites.- N. Jb. Min. Abh., 153, 2, 147-161, Stuttgart.
- MORTON, A. C. (1984). A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnetes from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea.-Sedimentology, 32, 553-566.
- MORTON, A.C. (1992): Provenance of Brent Group sandstones: heavy minerals constraints. In: Morton A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. [Eds.]: Geology of the Brent Group. Geol. Soc. London, spec. Publ., 61, 227-244
- MORSE, S.A. (1982): A partisan review of Proterozoic anorthosites.- Am. Mineral., 67, 1087-1100.

- MULLIS, J. (1987): Fluid inclusions studies during very low-grade metamorphism. In: Frey.M. [Ed]: Low temperature metamorphism., 162-199, Glasgow.
- NANDI, K. (1967): Garnets as indices of progressive regional metamorphism.- Min. Mag, 36, 89-93.
- NEKVASIL, H. (1991). Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi.- Am. Min., 76, 1279-1290.
- NEMEC, W., POREBKSI, S. J. & TEISSEYRE, A. K. (1982): Explanatory Notes to the Lithotectonic Molasse Profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish Part (Sudety Mt, Carboniferous–Perm).- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam, 66, 267-277.
- NEMEC, W., POREBKSI, S. J. & STEEL, R.J. (1980): Texture and structure of resedimented conglomerates: example from Ksiaz Formation (Famennian-Tournaisian), southwestern Poland.- Sedimentology, 27, 519-538.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Japetus Model". - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 313-333.
- NEUGEBAUEr, J. (1989): The Japetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe.- Tectonophysics, 169, 229-256.
- NICOLAI, G. (1912): Konglomeratvorkommen im oberen Culm des Frankenwaldes zwischen Sonneberg und Teuschnitz.- unpubl. Meldearbeit an der damaligen Bergakademie Berlin, im Archiv d. Preuss. Geol. Landesamtes, Nr. 2382.
- OBERC, J. (1966): Main Sudetic Diagonal dislocation and its Significance for the Position of the Variscan Laramide Synclinoriums.- Kwart. Geol., 8, 3, 378-490.
- OBERC, J. (1983): On the relation of the Variscides to the Cadomian basement in SW Poland.- Prz. Geol., 10, 517-526, Warschau.
- OBERC, J. (1987): A role of lithosphere and shifting movements in the premolasse development of the Variscides on the Bohemian Massif margins. Prz. Geol., 6, 290-299, Warschau.
- O'BRIEN, P. J. (1989): The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, northeastern Bavaria, West Germany. - Tectonophysics, 157, 195-212.
- O'BRIEN, P. J. (1993): Münchberg Mass eclogites: multiple metamorphic overprints and implications for P-T-d paths. - Z. Geol. Wiss., 21 (1/2), 217-224.
- O'BRIEN, P. J. & VRÁNA, S. (1995): Eclogites with a short lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republik: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning.- Geol. Rdsch., 84, 473-488.
- OLIVER, G.J.H. & KELLEY, S. (1993): <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar fusion ages from the Polish Sudetes: Variscan tectonothermal reworking of Caledonian protoliths. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6, 321-334, Stuttgart.
- OLIVER, G.J.H., CORFU, F. & KROGH, T.E. (1993): U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. J. Geol. Soc., 150, 355-369.

PARIS, F. & ROBARDET, M. (1990): Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. – Tectonophysics, 177, 193-213 (Amsterdam).

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996): Microtectonics.- 289 S. Springer Verlag.

PFEIFFER, H. (1959): Über Dictyodora liebeana (Weiss).- Geol., 8, Berlin.

- PFEIFFER, H. (1968): Vorschlag zur Neugliederung des thüringischen Kulms auf der Grundlage von Großrhythmen.- Jb. f. Geologie, 2, 719-769, Berlin.
- PFEIFFER, H: (1969): Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung.- Geologie, 17, 17-51.
- PFEIFFER, H. (1987): Entwicklungsskizze des thüringischen Kulms (Flysch-Fazies).- Hercynia N. F. 24, 225-248, Leipzig.
- PFEIFFER, H. (1990): Silur/Devon Grenze bei Oberloquitz, Kulm der Ziegenrücker Mulde.-Exkurs.- Führer Thüringen Exkursion, Unterkarbon, und Oberdevon im Raum Saalfeld-Schleiz, 6-15, Subkommission für Karbonstratigraphie in der D. U. G. W. Kaulsdorf.
- PHILPOTTS, A.R. (1966): Origin of anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec.- J. of Petrology, 7, 1-64.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff.- 230 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- POPOFF, B. (1928): Mikroskopische Untersuchungen am Rapakiwi des Wiborger Verbreitungsebietes.- Fennia, 50, 34, Helsinki.
- POREBSKI (1990): Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudet, S.J. es (SW Poland): an example from the upper Devonian-Lower Carboniferous Swiebodzice succession. - N. Jb Geol. Paläont. Abh., 179: 259-274, Stuttgart.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology.- Con. Min. Petrol., 73, 207-220, (Springer Verlag).
- PUURA, V. & FLODÉN, T. (1999): Rapakivi-granite-anorthosite magmatism a way of thinning and stabilisation of the Svekofennian crust, Baltic Sea Basin.- Tectonophysics, 305, 75-92.
- RAD, U., von (1979): SiO<sub>2</sub> Diagenese in Tiefseesedimenten.- Geol. Rdsch., 68, 3, 1025-1036.
- RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. (1995): One hundred years of Rapakivi Granite.- Min. Pet., 52, 129-185.
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithtisches – Schweiz- mineral. Petrogr. Mitt., 9, 1-46, Zürich.
- SANDIFORT, M. & POWELL, R. (1986): Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. Earth Plant. Sci. Lett., 79, 151-158.
- SANNEMANN, W. (1960): Granitführende konglomeratische Grauwacken im Unterkarbon bei Bad Berneck (Fichtelgebirge). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1960, 398-403, Stuttgart.

- SCHÄFER, J. (1995): Detrische Zirkone im Flysch des Saxothuringikums.- Z. Geol. Paläont., 1/9-10, 1570-1571, Stuttgart.
- SCHÄFER, J. (1996): Mikrosondenuntersuchungen an Geröllen und detritischen Mineralen im Flysch des Saxothuringikums: Ein Beitrag zur Exhumierungsgeschichte des Liefergebietes.- Dissertationsschrift, Justus-Liebig Universität., 221 S., Gießen.
- SCHÄFER, J. (1997): Rapid exhumation of medium to high-pressure metamorphic rocks at the Saxothuringian-Moldanubian boundary: Evidence from detrital white micas in Saxothuringian synorogenic sediments (E-Variscides, Germany).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 206, 3, 343-364, Stuttgart.
- SCHÄFER, J., DÖRR, W. & PHILIPPE, S. (1994): Erste Ergebnisse zur Rekonstruktion des Liefergebietes der kambrischen Grauwacken der Tiefenbach-Gruppe (Frankenwald) mit Hilfe der Geochemie und Geochronologie.- Gieß. Geol. Schriften, 51, Festschrift Blind, 215-229.
- SCHÄFER, J. & DÖRR, W. (1997): Heavy-Mineral Analysis and Typology of Detrital Zircons: A New Approach To Provenance Study (Saxothuringian Flysch, Germany).- J. Sed. Res. 67,3, 451-461.
- SCHÄFER, J., NEUROTH, H, AHRENDT, H. & FRANKE, W. (1997): Accretion and Exhumation at a Variscan active margin, recorded in the Saxothuringian flysch.- Geol. Rdsch., 86, 599-611.
- SCHÖNENBERG, R & NEUGEBAUER, J. (1994): Einführung in die Geologie Europas.- 294 S., Rombach Wissenschaft, Freiburg.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach.- Verh. Geol. B. A., 1973, 359-365, Wien.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1960): Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz auf Grund von Conodonten.- Zt. dt. geol. Ges., 111, 662-683, Hannover.
- SEDERHOLM, J.J. (1928): On orbicular granites, spotted and nodular granites etc. and on the rapakivi texture.- Bull. Comm. Géol. Finlande, 83, 105 S..
- SEIDEL, G. (1995): Die Geologie von Thüringen.- 556 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SHELLEY, D. (1993): Igneous and Metamorphic Rocks Under The Microscope. Classification, Textures, Micro structures and Mineral preferred Orientations.- 445 S., Chapman & Hall.
- SMITH, J.V. (1974): Feldspar Minerals, Vol. 2, Chemical and Textural Properties, 690 S., 211 Abb. (Springer Verlag).
- SMITH, J.V. & BROWN, W. (1988): Feldspar Minerals.- 2nd- Ed., Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties, 828 S., 352 Abb. (Springer Verlag).
- SOMMERMANN, A.E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. – Geol. Jb. Hessen, 118, 167-197, Wiesbaden.

- STIMAC, J.A. & WARK, D.A. (1992): Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California. Implications for the origin of the rapakivi texture. - Geol. Bull., 104, 728-744.
- STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.- Geol. Jhrb. Beih., 2, 1-138, Hannover.
- STULL, R. (1979): Manteld feldspars and synneusis.- Am. Mineral., 64, 514-518.
- STURT, B. (1962): The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.- J. Petr., 3, 2, 181-191.
- SUCHAN, K.-H. (1966): Das Kalkkonglomerat ("polygene Kalkbrekzie") der "bayrischen" Fazies des Frankenwaldes (Unterkarbon).- Geol. Bl. NE-Bayern, 16, 200-212, 1 Abb; Erlangen.
- SUESS, F. E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes.- Denkschr. Akad. Wiss., Wien, 88, 541-631.
- SUK, M. (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. Geol. Survey, 396 S., Prag.
- TEISSEYRE, A.K. (1968): The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: A study in sedimentary petrology and basin analysis.- Geol. Sudet., 4,
- TEISSEYRE, A.K. (1975): Sedimentology and palaeogeography of the kulm alluvial fans in the western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland).- Geol Sudet., 9, 5-125.
- TEISSEYRE, H. (1959): Zu dem Problem der Diskordanz zwischen den Waldenburger Schichten und dem Kulm in der Innersudetischen Mulde.- Geologie, 8, 1, 3-12.
- TEISSEYRE, H. (1964): Some remarks on the structural evolution of the Sudetes.- Acta Geol. Pol., 14, 4, 451-499.
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil II Textband, 822 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- TUCKER, M. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. 265 S., Enke Verlag.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granites in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> SiO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>O.- Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153 S..
- URBANEK, Z., ZELAZNIEWICZ, A., KEMNITZ, H., HERMSDORF, N. & LINNEMANN, U. (1995): Western Sudetes, Stratigraphy.- In: Dallmeyer, R.D., Franke, W. & Weber, K. [Eds.]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 315-327, Springer Verlag.
- VAN DER VOO, R. (1979): Palaeozoic assembly of a new plate tectonic model for the Taconi, Caledonian and hercynian orogenies.- EOS Trans. Am. Geophys. Unian, 60, 241.
- VELDE, B. (1965): Phengite Micas: Synthesis, Stability, and natural occurence.- Am. J. Scien., 263, 886-913.
- VELDE, B. (1967): Si<sup>+4</sup> Content of Natural Phengites.- CMP, 14, 250-258.
- VOGLER, H. (1956): Die Unterkarbonkonglomerate des Frankenwaldes und ihre paläogeographische Deutung.- Geologica Bavaria, 27, 232-268, München.

- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine.- Geol. Jb., Beih., 42, 383 S.
- VOLL, G. (1962): Zur Frage des Stofftransportes auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine.- Geol. Rdsch., 51, 395-405.
- VOLL, G. (1969): Klastische Minerale aus den Sedimentgesteinen der Schottischen Highlands bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Habil.-Schrift, TU Berlin, 240 S., 143 Abb., Berlin.
- VOLL, G. (1976): Recristallisation of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and ist Geological Significance.- Schweiz. mineral. Mitt., 56, 641-647.
- VOLL, G. (1980a): Deformation, Crystallisation and Recristallisation.- Int. Conference on the Effekt of Deformation on Rockes, Abstracts, 1-10, Geol. Paläont. Univ. Göttingen.
- VOLL, G. (1980b): Quantification of solution processes during rock cleavage.- Int. Conference on the Effekt of Deformation on Rockes, Abstracts, 1-10, Geol. Paläont. Univ. Göttingen.
- VORMA, A. (1976): On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland.- Geol. Surv. Finland, Bull 285, 98 S..
- WAHL, W. (1925): Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes.- Fennia, 45, 105-126.
- WALTER, R. M. BEITR. VON GIESE, P., WALTHER, H. W., DILL, H. (1995): Geologie von Mitteleuropa.- Stuttgart (Schweizerbart).
- WARK, D.A. & STIMAC, J.A. (1992): Origin of mantled (rapakivi) feldspars: experimental evidence of a dissolution- and diffusion-controlled mechanism. Con. Min. Pet., 11, 345-361.
- WHALEN J.B. & CURRIE, K.L. (1984): The Topsails igneous terrane, Western Neufoundland: evidence for magma mixing.- Con. Min. Pet., 87, 319-327.
- WIERICH, F. (1999): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente -Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente des Devon des Rheinischen Schiefergebirges.- Marburger Geowissenschaften, 1, 1-244, 37 Abb., 20 Taf., Marburg, 1999.
- WIERICH, F. & VOGLER, W. S. (1997): Ein Lithoklastenwanderpfad Spätarchaische Korngefüge 2,9 Ga im Wechselbad von Metamorphose, Erosion und Sedimentation.-Zbl. f. Geol. und Paläont., Teil 1, Stuttgart.
- WIERICH, F. & VOGT, A. (1997): Zur Verbreitung, Biostratigraphie und Petrographie unterkarbonischer Sandsteine des Hörre-Gommern-Zuges im östlichen Rhenoherzynikum.- Geologica et Palaeontologica, 31, S. 97-142; 10 Abb., 5 Tab., 8 Taf., Marburg.
- WILL, T. & SCHMÄDICKE, E. (2000): Retrogressed Eclogites in the Odenwald Crystalline Complex: First Evidence for High-Pressure Metamorphism in the Mid German Crystalline Rise, Germany.- Deutsche Min. Gesell., Beiheft 12, 2000, Stuttgart.

- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GLBERT, C. M. (1982): Petrography, an Introduction to the Study of rocks in Thin Sections.- 626 S., San Francisco (Freeman and Company).
- WIRTH, R. (1984): Geochemie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes: Pikrite Diabase Keratophyre.- Geol. Jhrb., Reihe D, 63, 23-57, Hannover.
- WONES, D. R. (1980): Contributions of crystallography, mineralogy and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine.- Am. Min., 65, 411-437.
- WURM, A. (1925): Geologie von Bayern; 1. Nordbayern, Fichtelgebirge, Frankenwald.-Handb. Bodenschätze Deutschl., 374 S., 109 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger).
- WURM, A. (1931): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 51, Wallenfels.- 54 S., 1 Abb., 2 Taf., München.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern I, Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald.- 555 S., 157 Abb., 19 Taf., Berlin (Borntraeger).
- ZIMMERMANN, E. (1910): Erläuterungen zu Blatt Lehesten, Lieferung 114, Gradabt. 71, Nr. 31, Berlin.
- ZELANZNIEWICZ, A. (1987): Tectonic and metamorphic evolution of the Sowie Góry, Sudetes Mts, SW Poland.- Ann. Soc. Geol. Polon., 57, (3-4): 203-348, Warschau.
- ZELANZNIEWICZ, A. (1997): The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe.- Geol. Mag., 134, 5, 691-702.
- ZELANZNIEWICZ, A. & FRANKE, W. (1994): Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a caledonian suture between Baltica and Gondwana.- J. Geol. Soc. London, 151, 1049-1055.
- ZNOSKO, J. (1981): The problem of the oceanic crust and of ophiolithes in the Sudetes.- Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 29, 185-197.

# 7. Anhang

# 7.1. Mikrosondenananlysen

# Hellglimmer-Analysen aus Komponenten des Teuschnitzer Konglomerates

Scherzonen																				
Probe			L 11/1								L17/1							L18/1		
Point	1	2	3	4	5	61	64	65	66	67	69	70	71	72	73	90	91	92	93	94
SiO <sub>2</sub>	49,99	49,53	49,42	49,64	50,35	49,55	49,05	48,72	49,03	49,18	48,23	48,03	49,37	49,76	49,18	51,49	49,28	50,34	50,17	49,36
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,14	0,18	0,28	0,27	0,02	0,07	0,09	0,08	0,11	0,11	0,14	0,09	0,07	0,13	0,3	0,28	0,29	0,26	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,62	31,48	30,96	32,04	30,28	28,97	30,16	30,18	29,88	29,03	30,01	30,42	29,5	29,43	30,02	27,49	29	27,66	27,84	31,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,01	0,04	0,08	0,03	0	0,03	0,05	0,05	0	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,02	0	0	0
FeO	5,79	4,67	4,46	3,37	3,92	6,18	7,51	6,39	6,61	7,06	7,24	7,11	7,28	6,89	6,97	4,88	4,53	6,01	5,57	4,56
MnO	0,06	0,11	0,09	0,09	0	0,08	0,06	0,09	0,08	0,09	0,08	0,03	0	0,06	0,02	0,02	0,01	0	0,05	0,03
MgO	1,28	1,14	1,19	1,29	1,94	1,14	1,02	0,92	0,92	1,12	0,95	0,97	1,07	1,17	1,03	2,28	1,85	2,22	2,15	1,82
CaO	0,04	0	0,01	0	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,11	0,08	0,07	0,1	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,11	0,12	0,15	0,13	0,15	0,1	0,1	0,15
K <sub>2</sub> O	4,54	8,47	9,12	9,44	8,94	10,02	8,28	9,92	8,98	9,15	9,2	9,34	8,15	8,07	9	9,81	11,4	9,6	9,34	9,36
H <sub>2</sub> O	4,73	4,73	4,65	4,62	4,71	4,53	4,6	4,62	4,66	4,65	4,54	4,6	4,58	4,59	4,58	4,56	4,48	4,63	4,61	4,65
Sum Ox%	100,3	100,4	100,2	100,9	100,6	100,6	101,9	100,1	100,5	100,5	100,5	100,8	100,2	100,2	101,1	101	101	100,9	100,1	101,7
Si	6,591	6,528	6,501	6,436	6,798	6,562	6,525	6,454	6,565	6,604	6,505	6,518	6,598	6,632	6,564	6,774	6,601	6,779	6,783	6,488
Ti	0,02	0,013	0,017	0,027	0,026	0,002	0,006	0,009	0,008	0,01	0,011	0,014	0,009	0,007	0,013	0,03	0,028	0,028	0,025	0,025
AI IV	1,409	1,472	1,499	1,564	1,202	1,438	1,475	1,546	1,435	1,396	1,495	1,482	1,402	1,368	1,436	1,226	1,399	1,221	1,217	1,512
AI VI	3,615	3,527	3,357	3,333	3,345	3,085	3,16	3,224	3,248	3,17	3,179	3,19	3,152	3,163	3,193	3,038	3,18	3,001	3,05	3,271
Cr	0	0,001	0,004	0,008	0,003	0	0,003	0,005	0,005	0	0	0,001	0,001	0	0	0,002	0,002	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0,614	0,495	0,589	0,582	0,418	0,906	0,819	0,802	0,711	0,762	0,801	0,775	0,798	0,753	0,762	0,537	0,507	0,651	0,606	0,491
Mn <sup>2+</sup>	0,007	0,012	0,01	0,01	0	0,009	0,007	0,01	0,009	0,009	0,009	0,003	0	0,006	0,003	0,002	0,001	0	0,006	0,003
Mg	0,243	0,215	0,23	0,249	0,369	0,225	0,199	0,178	0,176	0,216	0,186	0,189	0,209	0,227	0,2	0,447	0,369	0,429	0,416	0,349
Ca	0,005	0	0,001	0	0,004	0,002	0,002	0,001	0,006	0,002	0	0,001	0,002	0,001	0,002	0	0	0,002	0	0,004
Na	0,012	0,02	0,027	0,021	0,018	0,026	0,032	0,033	0,035	0,032	0,034	0,034	0,027	0,031	0,037	0,033	0,038	0,025	0,026	0,038
к	0,735	1,368	1,664	1,728	1,453	1,862	1,877	1,808	1,802	1,836	1,887	1,886	1,863	1,844	1,835	1,982	1,949	1,917	1,881	1,867
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,25	17,65	17,9	17,96	17,64	18,12	18,1	18,07	18	18,04	18,11	18,09	18,06	18,03	18,04	18,07	18,07	18,05	18,01	18,05
XMg	0,283	0,303	0,28	0,3	0,469	0,199	0,195	0,181	0,198	0,221	0,189	0,196	0,207	0,232	0,208	0,454	0,421	0,397	0,407	0,415
	-					-										-				

Phyllite										Klastisch in	Matrix						
Probe		L 13/1		L13/2			L14/1			Probe		L 13/1		L13/2		L 14/1	
Point	19	20	34	35	48	50	51	58	59	Point	15	16	17	36	38	41	60
SiO <sub>2</sub>	50,54	48,07	49,73	49,75	46,15	50,33	48,91	49,88	49,79	SiO <sub>2</sub>	49,58	49,65	49,87	49,48	47,42	48,49	49,86
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,51	0,48	0,48	0,16	0,28	0,48	0,38	0,38	TiO <sub>2</sub>	0,62	0,68	0,46	0,67	1,04	0,61	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,13	32,07	31,7	31,32	33,15	32,22	32,08	31,75	31,77	$Al_2O_3$	32,08	31,02	29,45	30,55	35,82	32,86	30,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,1	0	0,03	0,01	0,06	0	0,05	0,01	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,04	0	0,04	0,08	0	0,04
FeO	2,72	3,79	3,8	3,81	3,42	1,57	2,01	2,31	2,27	FeO	2,2	2,27	3,82	2,66	2,29	2,73	2,94
MnO	0,03	0,05	0,03	0,01	0,03	0,01	0	0,01	0	MnO	0	0	0,01	0,04	0	0,05	0
MgO	1,92	1,89	1,74	1,51	1,48	1,48	1,54	1,74	1,6	MgO	2,06	1,98	2,37	2,91	0,67	1,67	2,81
CaO	0	0	0,02	0,01	0,05	0	0,03	0	0,03	CaO	0,01	0,03	0,02	0,01	0	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,39	0,16	0,16	0,5	0,27	0,55	0,81	1,09	Na <sub>2</sub> O	1,01	1,03	0,12	0,73	0,71	0,93	0,74
K <sub>2</sub> O	8,88	9,02	8,12	8,87	9,17	9,45	10,31	9,87	9,52	K <sub>2</sub> O	8,77	8,73	9,69	8,42	8,32	8,99	9,46
H <sub>2</sub> O	4,78	4,52	4,68	4,65	4,43	4,7	4,63	4,63	4,72	H <sub>2</sub> O	4,79	4,8	4,57	4,71	4,63	4,58	4,66
Sum Ox%	100,7	100,4	100,5	100,6	98,56	100,4	100,5	101,4	101,2	Sum Ox%	101,1	100,2	100,4	100,2	101	100,9	101,1
Si	6,593	6,375	6,497	6,542	6,243	6,553	6,333	6,459	6,328	Si	6,453	6,458	6,679	6,685	6,137	6,346	6,668
Ti	0,032	0,051	0,046	0,046	0,016	0,027	0,046	0,037	0,036	Ti	0,058	0,064	0,046	0,064	0,101	0,06	0,056
AI IV	1,407	1,625	1,503	1,458	1,757	1,447	1,667	1,541	1,672	AI IV	1,547	1,542	1,321	1,315	1,863	1,654	1,332
AI VI	3,494	3,387	3,433	3,453	3,527	3,551	3,534	3,456	3,537	AI VI	3,479	3,471	3,237	3,272	3,6	3,415	3,215
Cr	0	0,011	0	0,003	0,001	0,006	0	0,005	0,001	Cr	0	0,004	0	0,004	0,008	0	0,004
Fe <sup>2+</sup>	0,285	0,421	0,408	0,41	0,387	0,167	0,217	0,25	0,241	Fe <sup>2+</sup>	0,231	0,237	0,419	0,283	0,248	0,299	0,316
Mn <sup>2+</sup>	0,003	0,006	0,004	0,001	0,003	0,001	0	0,001	0	Mn <sup>2+</sup>	0	0	0,001	0,004	0	0,006	0
Mg	0,36	0,373	0,332	0,29	0,299	0,281	0,298	0,336	0,304	Mg	0,384	0,369	0,464	0,552	0,129	0,325	0,538
Ca	0	0	0,002	0,002	0,008	0	0,004	0	0,004	Ca	0,001	0,004	0,003	0,002	0	0,002	0,002
Na	0,078	0,101	0,039	0,041	0,132	0,067	0,138	0,203	0,269	Na	0,245	0,249	0,03	0,18	0,178	0,236	0,185
к	1,422	1,526	1,49	1,458	1,582	1,702	1,704	1,63	1,544	к	1,4	1,392	1,623	1,368	1,704	1,668	1,551
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	он	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,67	17,88	17,75	17,7	17,96	17,8	17,94	17,92	17,94	Sum Cat#	17,8	17,79	17,82	17,73	17,97	18,01	17,87
XMg	0,558	0,47	0,449	0,414	0,435	0,627	0,578	0,573	0,557	XMg	0,625	0,609	0,526	0,661	0,342	0,521	0,63

Gneise			Pseudomorp	hosen			Glimmersc	hiefer	Verdrängur Feldspat	ng in
Probe		L 13/1	Probe		L 18/1		Probe	L 13/2	Probe	L13/1
Point	13	14	Point	97	98	99	Point	22	Point	12
SiO <sub>2</sub>	49,86	49,98	SiO <sub>2</sub>	50,6	50,44	50,82	SiO <sub>2</sub>	50,62	SiO2	49,97
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,41	TiO <sub>2</sub>	0,31	0,23	0,42	TiO <sub>2</sub>	0,53	TiO2	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,93	31,14	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,61	30,72	26,89	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,06	AI2O3	29,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,01	0,05	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	Cr2O3	0
FeO	3,72	3,65	FeO	3,05	3,14	6,63	FeO	2,57	FeO	4,9
MnO	0,02	0	MnO	0,03	0	0,04	MnO	0	MnO	0,05
MgO	1,24	1,12	MgO	2,13	1,96	1,98	MgO	1,96	MgO	2,13
CaO	0,03	0,07	CaO	0,02	0,02	0,01	CaO	0,02	CaO	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,85	1,62	Na <sub>2</sub> O	0,02	0,07	0,09	Na <sub>2</sub> O	0,65	Na2O	0,14
K <sub>2</sub> O	8,24	8,04	K <sub>2</sub> O	9,71	9,22	9,4	K <sub>2</sub> O	8,62	K2O	9,04
H <sub>2</sub> O	4,69	4,77	H <sub>2</sub> O	4,76	4,68	4,63	H <sub>2</sub> O	4,79	H2O	4,6
Sum Ox%	101	100,8	Sum Ox%	100,3	100,5	101	Sum Ox%	100,9	Sum Ox%	100,7
Si	6,375	6,406	Si	6,876	6,719	6,845	Si	6,587	Si	6,65
Ti	0,042	0,039	Ti	0,029	0,022	0,04	Ti	0,05	Ti	0,006
AI IV	1,625	1,594	AI IV	1,124	1,281	1,155	AI IV	1,413	AI IV	1,35
AI VI	3,487	3,463	AI VI	3,27	3,357	2,952	AI VI	3,465	AI VI	3,235
Cr	0	0	Cr	0,006	0,001	0,005	Cr	0,001	Cr	0
Fe <sup>2+</sup>	0,398	0,384	Fe <sup>2+</sup>	0,321	0,337	0,719	Fe <sup>2+</sup>	0,27	Fe2+	0,534
Mn <sup>2+</sup>	0,002	0	Mn <sup>2+</sup>	0,003	0	0,004	Mn <sup>2+</sup>	0	Mn2+	0,005
Mg	0,237	0,21	Mg	0,399	0,375	0,383	Mg	0,367	Mg	0,414
Ca	0,004	0,009	Ca	0,002	0,003	0,001	Ca	0,003	Ca	0,003
Na	0,211	0,394	Na	0,005	0,017	0,024	Na	0,158	Na	0,036
к	1,507	1,449	К	1,721	1,671	1,884	к	1,376	к	1,671
ОН	4	4	ОН	4	4	4	ОН	4	ОН	4
Sum Cat#	17,89	17,95	Sum Cat#	17,76	17,78	18,01	Sum Cat#	17,69	Sum Cat#	17,91
XMg	0,373	0,354	XMg	0,555	0,527	0,348	XMg	0,576	XMg	0,437

Metasedime	nte	Ignimbrit		Plutonisch				
Probe	L 13/1	Probe	L 14/1	Probe	L 11/1		L 14/1	
Point	21	Point	37	Point	7	39	40	49
SiO <sub>2</sub>	48,52	SiO <sub>2</sub>	48,14	SiO <sub>2</sub>	48,56	47,13	48,57	48,2
TiO 2	0,04	TiO <sub>2</sub>	0,19	TiO <sub>2</sub>	0,02	0	0	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,51	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,96	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33	37,34	36,62	36,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,02	0,05
FeO	2,46	FeO	5,97	FeO	3,76	0,76	0,71	0,48
MnO	0,04	MnO	0,11	MnO	0,05	0,02	0,03	0
MgO	0,85	MgO	1,5	MgO	0,06	0,39	0,56	0,33
CaO	0,02	CaO	0,08	CaO	0	0	0,06	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,3	Na <sub>2</sub> O	0,06	Na <sub>2</sub> O	0,62	0,59	0,42	1,01
K <sub>2</sub> O	9,11	K <sub>2</sub> O	8,84	K <sub>2</sub> O	9,54	9,33	9,1	9,4
H <sub>2</sub> O	4,52	H <sub>2</sub> O	4,52	H <sub>2</sub> O	4,7	4,6	4,64	4,66
Sum Ox%	99,38	Sum Ox%	100,4	Sum Ox%	100,4	100,2	100,7	100,8
Si	6,437	Si	6,39	Si	6,191	6,146	6,275	6,206
Ti	0,004	Ti	0,019	Ti	0,002	0	0	0,017
AI IV	1,563	AI IV	1,61	ALIV	1,809	1,854	1,725	1,794
AI VI	3,677	AI VI	3,234	AI VI	3,75	3,884	3,851	3,894
Cr	0	Cr	0,004	Cr	0,003	0,004	0,002	0,005
Fe <sup>2+</sup>	0,273	Fe <sup>2+</sup>	0,663	Fe <sup>2+</sup>	0,401	0,082	0,076	0,051
Mn <sup>2+</sup>	0,005	Mn <sup>2+</sup>	0,013	Mn <sup>2+</sup>	0,006	0,002	0,003	0
Mg	0,167	Mg	0,297	Mg	0,011	0,077	0,109	0,063
Ca	0,003	Ca	0,011	Ca	0	0	0,009	0,002
Na	0,077	Na	0,016	Na	0,154	0,148	0,106	0,251
К	1,542	к	1,836	К	1,552	1,719	1,664	1,543
ОН	4	ОН	4	ОН	4	4	4	4
Sum Cat#	17,75	Sum Cat#	18,09	Sum Cat#	17,88	17,92	17,82	17,83
XMg	0,38	XMg	0,31	XMg	0,028	0,482	0,587	0,551

Hellglimmer-Analysen aus Komponenten des Wurstkonglomerates

Gneise																							
Probe	1			L10/10					1		L10/13			I	L10/18		I			L10/22			
Point	54	55	56	57	58	59	60	61	91	92	93	94	95	110	111	112	124	125	126	128	129	130	132
SiO <sub>2</sub>	49,44	49,30	48,78	48,41	49,64	48,74	48,46	47,36	46,17	46,07	47,73	45,07	49,02	47,94	47,50	47,35	49,41	48,94	49,76	48,63	47,05	46,76	47,20
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,26	0,33	0,17	0,27	1,18	1,10	1,01	0,12	0,13	0,89	0,25	0,61	0,12	0,10	0,15	0,32	0,34	0,32	0,40	0,33	0,30	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,31	26,35	26,35	26,05	25,89	27,51	27,58	30,67	35,45	34,96	31,44	36,76	30,64	30,62	28,97	28,29	27,02	27,46	26,99	27,85	33,15	32,52	29,95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,05	0,01	0,04	0,01	0,07	0,04	0,00	0,06	0,04	0,05	0,01	0,18	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	6,13	5,54	5,84	7,07	5,75	3,48	3,33	2,94	2,09	2,14	2,16	1,25	2,68	4,00	5,37	6,49	6,65	5,84	6,15	5,85	3,68	3,89	5,43
MnO	0,03	0,06	0,00	0,08	0,09	0,02	0,07	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04	0,05	0,00	0,10	0,05	0,03	0,07	0,06	0,05	0,06
MgO	2,00	2,10	1,99	1,83	1,99	3,17	3,21	2,44	1,55	1,73	2,06	0,80	2,63	2,24	2,21	2,18	1,03	1,13	1,12	1,07	1,06	0,68	0,90
CaO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,10	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,12	0,09	0,06	0,11	0,36	0,34	0,56	0,17	0,26	0,12	0,49	0,12	0,11	0,13	0,05	0,08	0,14	0,12	0,11	0,26	0,20	0,22
K <sub>2</sub> O	10,75	11,01	10,91	11,08	10,85	10,37	10,69	10,55	9,81	10,07	10,09	10,12	10,46	9,82	10,74	10,44	10,97	11,03	10,77	11,20	10,82	11,05	11,29
H <sub>2</sub> O	4,39	4,38	4,35	4,33	4,37	4,43	4,42	4,47	4,52	4,50	4,47	4,49	4,53	4,34	4,39	4,26	4,40	4,38	4,40	4,39	4,50	4,44	4,39
Sum Ox%	99,62	99,16	98,64	99,14	99,08	99,34	99,22	100,05	100,00	99,94	99,08	99,29	100,90	99,30	99,47	97,27	100,00	99,33	99,67	99,55	100,92	99,92	99,78
Si	6,75	6,75	6,73	6,70	6,81	6,60	6,58	6,36	6,13	6,13	6,41	6,02	6,49	6,34	6,48	6,38	6,74	6,70	6,78	6,65	6,27	6,31	6,44
Ti	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,12	0,11	0,10	0,01	0,01	0,09	0,03	0,06	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
AI IV	1,25	1,25	1,27	1,30	1,19	1,41	1,43	1,64	1,87	1,87	1,59	1,98	1,52	1,66	1,52	1,62	1,26	1,30	1,22	1,35	1,73	1,69	1,56
AI VI	2,98	3,01	3,01	2,94	2,99	2,98	2,99	3,21	3,67	3,62	3,38	3,80	3,26	3,33	3,14	3,07	3,08	3,13	3,11	3,14	3,48	3,48	3,26
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,70	0,64	0,67	0,82	0,66	0,39	0,38	0,33	0,23	0,24	0,24	0,14	0,30	0,46	0,61	0,76	0,76	0,67	0,70	0,67	0,41	0,44	0,62
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,41	0,43	0,41	0,38	0,41	0,64	0,65	0,49	0,31	0,34	0,41	0,16	0,52	0,46	0,45	0,46	0,21	0,23	0,23	0,22	0,21	0,14	0,18
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,09	0,09	0,15	0,05	0,07	0,03	0,13	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,07	0,05	0,06
К	1,87	1,92	1,92	1,96	1,90	1,79	1,85	1,81	1,66	1,71	1,73	1,73	1,77	1,73	1,87	1,87	1,91	1,93	1,87	1,95	1,84	1,90	1,97
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,05	18,07	18,07	18,15	18,04	18,03	18,08	18,09	17,94	18,00	17,90	17,99	17,96	18,03	18,13	18,20	18,02	18,03	17,98	18,06	18,05	18,05	18,13
XMg	0,37	0,40	0,38	0,32	0,38	0,62	0,63	0,60	0,57	0,59	0,63	0,53	0,64	0,50	0,42	0,37	0,22	0,26	0,25	0,25	0,34	0,24	0,23
С	6,75	6,75	6,73	6,70	6,81	6,60	6,58	6,36	6,13	6,13	6,41	6,02	6,49	6,34	6,48	6,38	6,74	6,70	6,78	6,65	6,27	6,31	6,44
Al-gesamt	4,23	4,26	4,28	4,25	4,18	4,39	4,41	4,85	5,54	5,49	4,97	5,79	4,78	4,98	4,66	4,69	4,34	4,43	4,33	4,49	5,21	5,17	4,82

Gneise													
Probe					L10/24						L10/25		
Point	137	138	139	140	141	142	143	144	156	157	158	159	160
SiO <sub>2</sub>	47,19	47,52	46,68	48,71	49,11	49,28	49,82	50,76	47,86	47,90	48,03	44,75	45,77
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,60	0,45	0,60	0,70	0,62	0,18	0,22	0,37	0,38	0,35	0,73	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,30	32,78	30,59	30,59	28,45	28,09	25,63	25,12	28,65	28,39	29,94	34,38	31,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	1,77	2,40	4,87	2,90	3,28	3,00	6,33	6,59	4,52	4,48	3,95	2,86	3,64
MnO	0,00	0,03	0,12	0,07	0,00	0,06	0,03	0,03	0,09	0,04	0,00	0,00	0,07
MgO	1,58	1,63	2,50	2,22	3,14	3,30	1,78	1,87	2,07	2,01	1,84	0,94	1,54
CaO	0,01	0,00	0,07	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,23	0,32	0,23	0,35	0,22	0,05	0,06	0,15	0,12	0,18	0,26	0,23
K <sub>2</sub> O	10,39	10,80	9,40	10,93	10,38	10,66	11,21	11,19	11,08	11,06	11,14	11,11	11,24
H <sub>2</sub> O	4,48	4,51	4,32	4,51	4,47	4,46	4,37	4,41	4,39	4,38	4,44	4,43	4,39
Sum Ox%	99,32	100,50	97,34	100,78	99,90	99,70	99,46	100,27	99,22	98,78	99,87	99,46	99,14
Si	6,31	6,32	6,21	6,48	6,59	6,63	6,83	6,90	6,54	6,57	6,49	6,06	6,25
Ti	0,03	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05
ALIV.	1,69	1,68	1,80	1,52	1,41	1,38	1,17	1,10	1,47	1,44	1,51	1,94	1,76
AI VI	3,56	3,46	3,21	3,27	3,09	3,08	2,97	2,93	3,15	3,15	3,26	3,54	3,35
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,27	0,57	0,32	0,37	0,34	0,73	0,75	0,52	0,51	0,45	0,32	0,42
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,32	0,32	0,52	0,44	0,63	0,66	0,36	0,38	0,42	0,41	0,37	0,19	0,31
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,06	0,09	0,06	0,09	0,06	0,01	0,02	0,04	0,03	0,05	0,07	0,06
к	1,77	1,83	1,67	1,85	1,78	1,83	1,96	1,94	1,93	1,93	1,92	1,92	1,96
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	17,95	18,00	18,12	18,02	18,03	18,03	18,07	18,04	18,11	18,09	18,08	18,12	18,16
XMg	0,61	0,55	0,48	0,58	0,63	0,66	0,33	0,34	0,45	0,44	0,45	0,37	0,43
С	6,31	6,32	6,21	6,48	6,59	6,63	6,83	6,90	6,54	6,57	6,49	6,06	6,25
Al-gesamt	5,25	5,14	5,01	4,80	4,50	4,45	4,14	4,03	4,61	4,59	4,77	5,49	5,11

Climmon	and the second se																									
Prohe	schielei	1 10/8		ı I										1 10/11												
Point	47	48	49	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
SiO <sub>2</sub>	47,02	45,57	47,71	48,48	48,26	47,01	46,36	45,22	47,14	46,97	46,00	44,08	46,90	46,44	45,93	45,59	44,47	45,45	43,66	45,44	44,69	47,65	47,66	46,82	47,29	46,47
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.39	0.51	0.64	0.59	0.62	0.45	0.42	0.59	0.50	0.39	0.49	0.65	0.75	0.63	0.80	0.78	0.46	0.41	0.58	0.47	0.63	0.53	0.42	0.44	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,14	33,56	26,75	27,45	28,39	28,09	32,71	31,03	30,87	31,28	31,17	30,41	28,21	28,12	31,46	29,74	30,15	31,69	33,30	30,24	31,54	28,93	30,18	32,62	31,83	31,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,05	0,01	0,03	0,00	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
FeO	6,56	3,79	5,92	5,36	5,51	5,86	3,82	7,05	4,86	4,39	5,22	4,80	5,28	5,61	4,23	6,56	5,75	4,37	3,75	6,58	4,62	6,31	5,66	3,99	4,57	4,97
MnO	0,09	0,01	0,09	0,13	0,12	0,10	0,11	0,12	0,06	0,08	0,08	0,00	0,17	0,16	0,07	0,08	0,10	0,06	0,12	0,15	0,07	0,07	0,04	0,12	0,11	0,16
MgO	1,54	0,83	1,69	1,54	1,51	1,33	0,99	2,24	1,17	1,11	1,03	1,00	1,50	1,48	0,98	1,29	1,13	1,15	1,06	1,46	1,06	1,37	1,30	1,03	1,15	1,21
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,28	0,12	0,14	0,15	0,12	0,29	0,24	0,21	0,23	0,22	0,23	0,18	0,17	0,26	0,11	0,18	0,27	0,32	0,12	0,21	0,12	0,19	0,21	0,17	0,19
K <sub>2</sub> O	11,32	11,27	11,21	11,27	11,34	11,25	11,40	10,12	11,23	11,11	11,27	11,29	11,22	11,04	11,47	11,21	11,20	11,39	11,23	10,94	11,19	10,53	10,56	10,56	10,52	10,54
H <sub>2</sub> O	4,31	4,44	4,31	4,38	4,41	4,33	4,46	4,42	4,44	4,43	4,39	4,24	4,33	4,31	4,39	4,26	4,29	4,38	4,34	4,27	4,33	4,40	4,45	4,47	4,47	4,49
Sum	98,58	100,15	98,32	99,41	100,29	98,71	100,66	100,88	100,63	100,11	99,79	96,55	98,55	98,11	99,47	99,66	98,05	99,22	98,19	99,79	98,17	100,02	100,62	100,25	100,58	100,25
Ox‰ Si	6.55	6.15	6.63	6.64	6.56	6.51	6.23	6.14	6.36	6.35	6.28	6.23	6.49	6.47	6.27	6.42	6.22	6.23	6.04	6.39	6.20	6.49	6.43	6.29	6.34	6.34
Ti	0,05	0,04	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,07	0,08	0,07	0,09	0,08	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0.04	0,04	0,05
ALIV	1,45	1,85	1,37	1,36	1,44	1,49	1,77	1,86	1,64	1,65	1,72	1,77	1,51	1,53	1,73	1,58	1,78	1,77	1,96	1,62	1,81	1,51	1,57	1,71	1,66	1,66
AI VI	3,00	3,49	3,01	3,07	3,10	3,09	3,42	3,11	3,27	3,34	3,30	3,30	3,10	3,08	3,34	3,03	3,19	3,34	3,46	3,06	3,35	3,13	3,22	3,45	3,37	3,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,76	0,43	0,69	0,61	0,63	0,68	0,43	0,80	0,55	0,50	0,60	0,57	0,61	0,65	0,48	0,77	0,67	0,50	0,43	0,77	0,54	0,72	0,64	0,45	0,51	0,56
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,32	0,17	0,35	0,31	0,31	0,27	0,20	0,45	0,24	0,22	0,21	0,21	0,31	0,31	0,20	0,27	0,24	0,23	0,22	0,31	0,22	0,28	0,26	0,21	0,23	0,24
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,07	0,03	0,04	0,04	0,03	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,03	0,05	0,07	0,09	0,03	0,06	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05
к	2,01	1,94	1,99	1,97	1,97	1,99	1,95	1,75	1,93	1,92	1,96	2,04	1,98	1,96	2,00	2,02	2,00	1,99	1,98	1,96	1,98	1,83	1,82	1,81	1,80	1,80
он	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,18	18,14	18,13	18,08	18,11	18,14	18,14	18,24	18,12	18,10	18,18	18,23	18,15	18,15	18,16	18,21	18,24	18,20	18,24	18,21	18,20	18,06	18,05	18,02	18,02	18,04
XMg	0,30	0,28	0,34	0,34	0,33	0,29	0,32	0,36	0,30	0,31	0,26	0,27	0,34	0,32	0,29	0,26	0,26	0,32	0,33	0,28	0,29	0,28	0,29	0,32	0,31	0,30
С	6,55	6,15	6,63	6,64	6,56	6,51	6,23	6,14	6,36	6,35	6,28	6,23	6,49	6,47	6,27	6,42	6,22	6,23	6,04	6,39	6,20	6,49	6,43	6,29	6,34	6,34
Al-ges	4,46	5,34	4,38	4,43	4,55	4,58	5,18	4,97	4,91	4,99	5,02	5,07	4,60	4,62	5,06	4,61	4,97	5,12	5,43	4,68	5,16	4,64	4,80	5,16	5,03	4,99

Glimmerschi	efer								
Probe					L10/20				
Point	115	116	117	118	119	120	121	122	123
SiO <sub>2</sub>	46,60	48,41	49,74	49,41	47,52	43,10	49,48	46,81	45,42
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,48	0,31	0,47	0,43	0,52	0,41	0,34	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,90	28,49	28,88	28,04	32,33	28,86	27,61	31,21	29,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01
FeO	6,87	4,20	3,66	4,92	2,93	8,91	4,11	4,11	5,42
MnO	0,19	0,03	0,03	0,05	0,07	0,16	0,00	0,07	0,05
MgO	3,61	2,87	2,61	2,52	1,78	3,99	2,49	2,24	2,86
CaO	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,04	0,00	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,12	0,18	0,11	0,23	0,16	0,16	0,19	0,16
K <sub>2</sub> O	8,89	10,19	11,06	9,04	10,54	9,95	10,78	10,21	10,60
H <sub>2</sub> O	4,25	4,43	4,50	4,47	4,50	4,27	4,43	4,29	4,33
Sum Ox%	99,54	99,25	100,97	99,03	100,43	99,94	99,51	99,51	99,18
Si	6,39	6,56	6,62	6,62	6,33	6,05	6,69	6,41	6,29
Ti	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
AI IV	1,61	1,44	1,38	1,38	1,67	1,95	1,31	1,60	1,71
AI VI	2,87	3,11	3,16	3,05	3,41	2,82	3,10	3,22	3,18
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,81	0,48	0,41	0,55	0,33	1,05	0,47	0,48	0,63
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Mg	0,76	0,58	0,52	0,50	0,36	0,83	0,50	0,47	0,59
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,04	0,03	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04
К	1,60	1,76	1,88	1,89	1,79	1,42	1,86	1,82	1,52
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,15	18,01	18,04	18,07	18,01	18,24	18,01	18,09	18,01
XMg	0,48	0,55	0,56	0,48	0,52	0,44	0,52	0,49	0,49
С	6,39	6,56	6,62	6,62	6,33	6,05	6,69	6,41	6,29
Al-gesamt	4,48	4,55	4,53	4,43	5,08	4,77	4,40	4,81	4,89

Scherzonen			
Probe		L10/23	
Point	133	134	135
SiO <sub>2</sub>	48,18	48,02	46,63
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,52	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,90	29,44	33,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00
FeO	6,04	6,03	3,91
MnO	0,17	0,11	0,04
MgO	1,16	1,14	0,85
CaO	0,00	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,13	0,31
K <sub>2</sub> O	10,66	10,72	10,52
H <sub>2</sub> O	4,37	4,44	4,47
Sum Ox%	99,18	100,59	100,16
Si	6,61	6,49	6,26
Ti	0,06	0,05	0,04
ALIV	1,39	1,51	1,74
AI VI	3,12	3,18	3,49
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,69	0,68	0,44
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01
Mg	0,24	0,23	0,17
Ca	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,08
к	1,87	1,85	1,80
ОН	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,03	18,05	18,03
XMg	0,25	0,25	0,28
С	6,61	6,49	6,26
Al-gesamt	4,51	4,69	5,22

Metasandste	ein													An Quarz		
Probe	I.			L10/1				L10/6	1		L10/26			Probe	L10/3	
Point	1	2	3	4	5	7	8	25	161	162	163	164	165	Point	21	22
SiO <sub>2</sub>	49,13	47,66	49,76	46,80	46,30	46,19	46,86	49,19	47,89	47,60	47,29	48,70	46,53	SiO <sub>2</sub>	44,91	45,27
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,35	0,21	0,50	0,47	0,31	0,27	0,32	0,45	0,33	0,41	0,36	0,35	TiO <sub>2</sub>	0,21	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,05	29,89	31,30	30,56	32,42	33,60	31,73	32,85	28,30	28,42	31,61	29,40	32,04	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,40	38,66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00
FeO	2,48	2,55	1,72	2,71	2,36	2,56	2,43	1,56	5,32	5,69	4,11	3,91	3,61	FeO	1,03	1,07
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,01	0,03	0,03	0,11	0,11	0,04	0,10	0,06	MnO	0,01	0,00
MgO	2,98	2,94	2,16	2,67	1,98	1,75	1,86	2,00	1,68	1,88	1,52	1,86	1,48	MgO	0,60	0,60
CaO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	CaO	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,64	0,31	0,63	0,37	0,44	0,47	0,30	0,14	0,11	0,18	0,17	0,19	Na <sub>2</sub> O	0,55	0,69
K <sub>2</sub> O	10,36	10,26	10,20	10,11	10,66	10,56	10,48	9,80	11,23	11,23	11,23	10,88	10,95	K <sub>2</sub> O	10,17	10,22
H <sub>2</sub> O	4,46	4,43	4,54	4,41	4,44	4,38	4,42	4,57	4,38	4,49	4,47	4,45	4,43	H <sub>2</sub> O	4,55	4,58
Sum Ox%	99,36	98,74	100,22	98,40	99,08	99,81	98,55	100,63	99,51	99,89	100,87	99,83	99,67	Sum Ox%	100,44	101,32
Si	6,60	6,46	6,57	6,37	6,26	6,33	6,36	6,45	6,55	6,62	6,34	6,57	6,29	Si	5,92	5,92
Ti	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	Ti	0,02	0,02
AI IV	1,40	1,54	1,43	1,63	1,74	1,67	1,64	1,55	1,45	1,38	1,66	1,43	1,71	AI IV	2,08	2,08
AI VI	3,20	3,23	3,44	3,27	3,42	3,43	3,43	3,53	3,11	3,09	3,33	3,24	3,40	AI VI	3,89	3,88
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,29	0,19	0,31	0,27	0,29	0,28	0,17	0,61	0,64	0,46	0,44	0,41	Fe <sup>2+</sup>	0,11	0,12
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00
Mg	0,60	0,59	0,42	0,54	0,40	0,36	0,38	0,39	0,34	0,37	0,30	0,37	0,30	Mg	0,12	0,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	0,00	0,00
Na	0,15	0,17	0,08	0,17	0,10	0,12	0,12	0,08	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	Na	0,14	0,17
К	1,78	1,77	1,72	1,75	1,84	1,85	1,81	1,64	1,96	1,91	1,92	1,87	1,89	к	1,71	1,71
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	ОН	4,00	4,00
Sum Cat#	18,03	18,09	17,87	18,09	18,08	18,07	18,05	17,84	18,12	18,08	18,11	18,02	18,09	Sum Cat#	18,00	18,02
XMg	0,68	0,67	0,69	0,64	0,60	0,55	0,58	0,70	0,36	0,37	0,40	0,46	0,42	XMg	0,51	0,50
С	6,60	6,46	6,57	6,37	6,26	6,33	6,36	6,45	6,55	6,62	6,34	6,57	6,29	С	5,92	5,92
Al-gesamt	4,60	4,77	4,87	4,90	5,16	5,10	5,07	5,08	4,56	4,47	4,99	4,67	5,11	Al-gesamt	5,97	5,96

Klastisch in M	<b>Aatrix</b>																								
Probe	1					L10/3							I.		L10/8			I.	L10/10			1	L10/11		
Point	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	42	43	44	45	46	50	51	52	53	62	63	87	88
SiO <sub>2</sub>	46,16	46,19	48,54	45,17	44,91	46,23	46,40	44,80	45,22	51,10	49,71	48,19	44,65	43,71	52,89	45,42	45,20	45,72	45,01	45,64	40,14	45,47	45,33	46,24	45,30
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,51	0,54	1,02	1,03	0,96	0,91	1,37	1,17	0,38	0,35	0,41	1,02	1,08	0,29	0,47	0,27	0,79	0,83	1,03	0,65	1,12	0,92	0,96	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,30	31,68	30,40	35,84	35,05	34,50	34,53	36,36	35,86	29,07	28,18	30,10	35,39	35,01	26,82	31,27	30,61	35,41	35,44	34,88	32,01	35,20	34,78	35,81	35,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,09	0,05	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00	0,04
FeO	2,11	2,25	2,48	1,19	1,42	1,19	1,96	1,39	1,35	3,86	3,63	3,86	1,85	1,88	3,99	4,47	5,53	1,59	1,49	1,77	10,39	1,96	2,17	1,58	1,79
MnO	0,02	0,01	0,00	0,06	0,00	0,09	0,06	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,04	0,05	0,00	0,00	0,16	0,00	0,02	0,04	0,02
MgO	2,52	2,73	2,95	0,74	1,03	1,02	1,22	0,69	0,73	3,16	3,05	2,92	0,90	0,91	1,72	1,64	3,24	0,79	0,81	0,83	2,96	0,66	0,76	0,84	0,85
CaO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,71	0,58	0,69	0,55	0,49	0,45	0,34	0,45	0,49	0,15	0,20	0,14	0,52	0,43	0,55	0,56	0,59	0,54	0,54	0,56	0,45	0,97	0,99	0,55	0,58
K <sub>2</sub> O	10,91	10,92	9,96	10,82	10,70	10,73	9,78	9,67	10,20	10,78	10,01	10,52	10,67	10,81	8,93	10,49	9,31	10,75	10,98	10,86	7,76	10,11	10,08	10,05	9,73
H <sub>2</sub> O	4,39	4,37	4,50	4,49	4,45	4,49	4,40	4,49	4,49	4,61	4,47	4,54	4,46	4,39	4,68	4,37	4,28	4,50	4,47	4,49	4,27	4,50	4,47	4,55	4,48
Sum Ox%	99,72	99,27	100,10	99,92	99,10	99,65	99,64	99,29	99,60	100,17	99,68	100,73	99,51	98,27	99,93	98,84	99,11	100,15	99,59	100,07	98,83	100,05	99,58	100,62	99,22
Si	6,30	6,34	6,47	6,03	6,05	6,17	6,05	5,98	6,03	6,65	6,67	6,49	6,00	5,96	7,16	6,23	6,05	6,09	6,04	6,10	5,64	6,07	6,08	6,10	6,07
Ti	0,06	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,09	0,14	0,12	0,04	0,04	0,04	0,10	0,11	0,03	0,05	0,03	0,08	0,08	0,10	0,07	0,11	0,09	0,10	0,10
AI IV	1,70	1,66	1,53	1,97	1,95	1,83	1,95	2,02	1,97	1,36	1,33	1,51	2,00	2,04	0,84	1,77	1,95	1,91	1,96	1,90	2,36	1,93	1,92	1,90	1,94
AI VI	3,34	3,30	3,24	3,66	3,61	3,60	3,60	3,70	3,67	3,10	3,12	3,17	3,61	3,59	3,20	3,29	3,11	3,65	3,65	3,59	2,95	3,60	3,58	3,67	3,65
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,24	0,26	0,28	0,13	0,16	0,13	0,22	0,16	0,15	0,42	0,41	0,43	0,21	0,21	0,43	0,51	0,65	0,18	0,17	0,20	1,22	0,22	0,24	0,17	0,20
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,51	0,56	0,59	0,15	0,21	0,20	0,25	0,14	0,15	0,61	0,61	0,57	0,18	0,19	0,33	0,34	0,68	0,16	0,16	0,17	0,62	0,13	0,15	0,17	0,17
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,19	0,16	0,18	0,14	0,13	0,12	0,09	0,12	0,13	0,04	0,05	0,04	0,14	0,11	0,14	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,12	0,25	0,26	0,14	0,15
к	1,73	1,74	1,69	1,84	1,84	1,83	1,70	1,65	1,74	1,79	1,71	1,77	1,83	1,88	1,46	1,84	1,66	1,83	1,88	1,85	1,39	1,72	1,73	1,69	1,66
он	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,08	18,07	18,03	18,04	18,05	17,99	17,97	17,90	17,96	18,00	17,95	18,03	18,07	18,11	17,59	18,18	18,30	18,04	18,08	18,05	18,39	18,04	18,06	17,94	17,95
XMg	0,68	0,68	0,68	0,53	0,56	0,61	0,53	0,47	0,49	0,59	0,60	0,57	0,46	0,46	0,44	0,40	0,51	0,47	0,49	0,46	0,34	0,37	0,38	0,49	0,46
С	6,30	6,34	6,47	6,03	6,05	6,17	6,05	5,98	6,03	6,65	6,67	6,49	6,00	5,96	7,16	6,23	6,05	6,09	6,04	6,10	5,64	6,07	6,08	6,10	6,07
Al-gesamt	5,04	4,96	4,77	5,64	5,56	5,43	5,55	5,72	5,64	4,46	4,46	4,68	5,61	5,63	4,05	5,06	5,06	5,56	5,61	5,49	5,30	5,53	5,50	5,57	5,59

Grauwacke	_			_											
Probe		L10/6								L10/13					
Point	27	28	30	96	97	99	100	102	103	104	105	106	107	108	109
SiO <sub>2</sub>	46,42	46,74	46,25	46,53	46,70	42,77	49,56	48,92	49,57	46,92	45,96	48,71	47,78	48,63	48,27
TiO 2	0,32	0,29	0,32	1,11	1,31	1,17	0,30	0,88	0,34	0,41	0,50	0,33	0,28	0,33	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,12	32,96	34,07	35,46	34,35	25,07	25,97	31,36	28,32	28,97	31,06	30,45	29,99	30,05	32,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,03	0,06	0,03	0,14	0,00	0,03	0,00	0,06	0,03	0,04	0,00	0,01	0,05
FeO	3,34	2,87	3,24	1,34	1,33	12,85	6,77	2,19	4,91	5,47	3,84	3,45	3,03	2,68	2,27
MnO	0,06	0,00	0,00	0,02	0,06	0,13	0,11	0,06	0,00	0,02	0,06	0,00	0,04	0,05	0,01
MgO	0,67	0,75	0,61	1,03	0,87	7,13	2,26	2,18	2,37	2,31	3,14	2,41	2,60	2,70	2,33
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,31	0,31	0,40	0,34	0,27	0,07	0,40	0,07	0,15	0,22	0,56	0,37	0,56	0,66
K <sub>2</sub> O	10,64	10,58	10,40	9,90	9,76	5,70	10,27	9,08	10,51	10,24	9,13	9,84	9,48	9,54	9,90
H <sub>2</sub> O	4,54	4,53	4,47	4,55	4,50	4,18	4,39	4,52	4,47	4,37	4,40	4,50	4,41	4,47	4,53
Sum Ox%	99,55	99,07	99,71	100,41	99,27	99,45	99,72	99,64	100,60	98,93	98,34	100,30	98,01	99,04	100,58
Si	6,14	6,18	6,21	6,13	6,22	5,85	6,76	6,49	6,64	6,43	6,26	6,49	6,49	6,53	6,38
Ti	0,03	0,03	0,03	0,11	0,13	0,13	0,03	0,09	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05
ALIV	1,87	1,82	1,79	1,87	1,78	2,15	1,24	1,52	1,36	1,57	1,74	1,51	1,51	1,47	1,62
AI VI	3,61	3,63	3,60	3,64	3,61	2,10	2,94	3,38	3,12	3,11	3,24	3,27	3,30	3,29	3,39
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,32	0,36	0,15	0,15	1,54	0,77	0,24	0,55	0,63	0,44	0,38	0,35	0,30	0,25
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,13	0,15	0,12	0,20	0,17	1,53	0,46	0,43	0,47	0,47	0,64	0,48	0,53	0,54	0,46
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,08	0,08	0,10	0,09	0,08	0,02	0,10	0,02	0,04	0,06	0,15	0,10	0,15	0,17
к	1,79	1,79	1,78	1,67	1,66	1,04	1,79	1,54	1,80	1,79	1,59	1,67	1,64	1,63	1,67
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,05	17,99	17,99	17,88	17,82	18,45	18,02	17,80	17,99	18,10	18,02	17,99	17,95	17,95	17,99
XMg	0,26	0,32	0,25	0,58	0,54	0,50	0,37	0,64	0,46	0,43	0,59	0,56	0,61	0,64	0,65
С	6,14	6,18	6,21	6,13	6,22	5,85	6,76	6,49	6,64	6,43	6,26	6,49	6,49	6,53	6,38
Al-gesamt	5,47	5,45	5,39	5,51	5,39	4,24	4,18	4,90	4,47	4,68	4,98	4,78	4,80	4,76	5,00

ungegl. Met	ungegl. Metasedimente																
Probe	1				L10/7					L10/11	I.			L10/25			
Point	31	32	34	35	36	37	38	40	41	90	149	150	151	152	153	154	155
SiO <sub>2</sub>	45,03	46,86	48,13	45,35	44,87	45,31	43,94	44,69	44,92	43,35	48,47	49,62	48,39	48,39	47,62	48,01	48,87
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,78	0,70	0,12	0,06	0,34	1,26	0,55	0,46	0,27	0,59	0,50	0,49	0,51	0,44	0,56	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,29	29,98	29,42	35,05	35,59	35,91	36,85	37,15	34,18	36,11	30,11	29,54	31,26	29,96	29,45	30,14	29,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04
FeO	4,51	4,27	4,01	2,61	2,43	1,31	0,87	1,06	2,59	3,10	2,41	2,50	2,42	2,71	4,79	3,07	2,39
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,01	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,17	0,00	0,02
MgO	2,07	2,24	2,53	0,27	0,33	0,15	0,49	0,73	2,17	0,87	2,85	3,08	2,78	3,07	4,08	3,12	3,17
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,29	0,29	0,66	0,51	0,49	0,61	1,60	0,52	0,56	0,90	0,61	0,87	0,69	0,60	0,61	0,78
K <sub>2</sub> O	10,93	11,10	10,93	10,85	10,71	10,95	10,55	9,09	10,33	10,71	10,10	10,11	9,85	9,91	8,66	9,44	9,97
H <sub>2</sub> O	4,39	4,42	4,46	4,44	4,43	4,45	4,46	4,50	4,36	4,42	4,49	4,52	4,53	4,48	4,27	4,42	4,49
Sum Ox%	99,60	99,98	100,50	99,35	98,95	98,95	99,15	99,42	99,60	99,42	100,02	100,50	100,66	99,77	100,09	99,40	99,82
Si	6,15	6,36	6,47	6,12	6,07	6,10	5,90	5,95	6,18	5,88	6,47	6,58	6,41	6,48	6,27	6,38	6,53
Ti	0,09	0,08	0,07	0,01	0,01	0,03	0,13	0,06	0,05	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
AI IV	1,85	1,65	1,53	1,88	1,93	1,90	2,10	2,05	1,82	2,12	1,53	1,42	1,59	1,52	1,73	1,62	1,47
AI VI	3,19	3,15	3,13	3,70	3,75	3,80	3,73	3,78	3,39	3,65	3,21	3,19	3,29	3,20	2,98	3,21	3,18
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,52	0,49	0,45	0,29	0,28	0,15	0,10	0,12	0,30	0,35	0,27	0,28	0,27	0,30	0,56	0,35	0,27
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Mg	0,42	0,45	0,51	0,05	0,07	0,03	0,10	0,14	0,44	0,18	0,57	0,61	0,55	0,61	0,86	0,63	0,63
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,08	0,08	0,17	0,13	0,13	0,16	0,41	0,14	0,15	0,23	0,16	0,22	0,18	0,16	0,16	0,20
к	1,91	1,92	1,87	1,87	1,85	1,88	1,81	1,54	1,81	1,85	1,72	1,71	1,67	1,69	1,55	1,64	1,70
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sum Cat#	18,25	18,17	18,11	18,10	18,08	18,02	18,04	18,06	18,14	18,21	18,07	18,00	18,05	18,05	18,18	18,05	18,04
XMg	0,45	0,48	0,53	0,16	0,19	0,17	0,50	0,55	0,60	0,33	0,68	0,69	0,67	0,67	0,60	0,65	0,70
С	6,15	6,36	6,47	6,12	6,07	6,10	5,90	5,95	6,18	5,88	6,47	6,58	6,41	6,48	6,27	6,38	6,53
Al-gesamt	5,04	4,79	4,66	5,58	5,68	5,70	5,83	5,83	5,22	5,77	4,74	4,62	4,88	4,73	4,71	4,83	4,65

Granitoide																			
Probe	1									L41/8									
Point	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	83	84	85	86	87	89	90
SiO <sub>2</sub>	44,87	45,03	45,64	45,85	45,6	44,69	45,22	45,57	46,11	45,8	45,55	45,63	44,85	44,82	45,23	45,36	45,72	45,14	46,19
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,27	1,1	1,1	1,4	1,14	1,14	1,18	1,18	1,15	1,05	0,91	0,84	0,94	0,98	0,98	0,85	0,77	1,06
$Al_2O_3$	37	36,11	36	36,2	36,05	36,46	36,06	35,41	35,08	35,97	36,79	37,21	37,01	36,98	36,07	36,25	36,18	36,74	36,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,04	0,02	0,02	0	0	0,04	0,04	0,01	0,04	0	0	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0	0
FeO	1,23	1,21	1,11	0,88	1,05	1,2	1,15	1,28	1,28	1,01	1,1	1,11	1,1	0,99	1,21	1,22	1,28	1,17	0,88
MnO	0,02	0,06	0,04	0	0,02	0,01	0,02	0,03	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0	0	0,02
MgO	0,53	0,68	0,6	0,46	0,6	0,63	0,59	0,6	0,53	0,55	0,6	0,46	0,54	0,53	0,59	0,61	0,55	0,62	0,54
CaO	0	0	0,01	0,02	0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0	0,03	0	0	0	0	0,03	0,06	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,51	0,51	0,48	0,5	0,45	0,54	0,45	0,48	0,54	0,5	0,53	0,45	0,49	0,49	0,58	0,49	0,58	0,46
K <sub>2</sub> O	10,48	10,93	10,61	10,82	11,01	11,16	10,7	10,72	10,86	10,72	10,63	10,28	11,06	10,81	10,38	10,43	10,56	10,47	10,49
H <sub>2</sub> O	4,58	4,56	4,52	4,53	4,53	4,55	4,56	4,49	4,51	4,53	4,55	4,56	4,51	4,56	4,49	4,51	4,52	4,57	4,54
Sum Ox%	100,38	100,4	100,14	100,36	100,78	100,32	100,02	99,8	100,06	100,37	100,78	100,73	100,39	100,17	99,51	99,98	100,23	100,12	100,36
Si	6,01	6,049	6,059	6,069	6,031	6,016	6,083	6,082	6,137	6,068	6,007	6,006	5,957	6,02	6,04	6,032	6,064	6,056	6,1
Ti	0,112	0,126	0,11	0,109	0,139	0,113	0,112	0,118	0,118	0,114	0,105	0,09	0,083	0,093	0,099	0,098	0,085	0,076	0,105
AI IV	1,99	1,951	1,941	1,931	1,969	1,984	1,917	1,918	1,863	1,932	1,993	1,994	2,043	1,98	1,96	1,968	1,936	1,944	1,9
AI VI	3,724	3,643	3,692	3,718	3,651	3,674	3,676	3,652	3,64	3,685	3,725	3,778	3,751	3,745	3,715	3,712	3,719	3,74	3,722
Cr	0,002	0,004	0,002	0,002	0	0	0,004	0,004	0,001	0,004	0	0	0,002	0,002	0,005	0,002	0,005	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0,134	0,133	0,123	0,097	0,116	0,132	0,126	0,143	0,142	0,112	0,121	0,122	0,122	0,109	0,135	0,135	0,142	0,128	0,098
Mn <sup>2+</sup>	0,002	0,007	0,004	0	0,003	0,002	0,002	0,003	0	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0	0	0,002
Mg	0,104	0,133	0,12	0,09	0,118	0,124	0,116	0,119	0,106	0,109	0,119	0,091	0,107	0,105	0,118	0,121	0,11	0,121	0,107
Ca	0,001	0	0,001	0,003	0	0,001	0,003	0,003	0,003	0,006	0	0,005	0	0	0	0	0,004	0,008	0,008
Na	0,13	0,131	0,13	0,124	0,128	0,115	0,137	0,115	0,124	0,139	0,127	0,134	0,115	0,126	0,126	0,148	0,125	0,148	0,119
к	1,752	1,832	1,796	1,828	1,858	1,874	1,796	1,824	1,844	1,812	1,788	1,726	1,874	1,812	1,769	1,769	1,787	1,753	1,767
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,961	18,008	17,977	17,972	18,013	18,036	17,972	17,983	17,978	17,983	17,987	17,948	18,056	17,992	17,969	17,988	17,977	17,976	17,927
XMg	0,437	0,499	0,493	0,482	0,502	0,485	0,478	0,454	0,427	0,494	0,496	0,425	0,467	0,49	0,467	0,471	0,436	0,485	0,522
	-																		

Hellglimmer-Analysen aus Komponenten der Konglomerate der Innersudetischen Mulde

Granitoide													
Probe								L40/2					
Point	311	312	315	316	317	318	320	321	322	323	324	325	327
SiO <sub>2</sub>	44,12	45,2	45,07	46,13	45,31	45,2	45,25	45,33	45,95	45,14	45,15	46,17	45,28
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,35	0,45	0,37	0,38	0,23	0,35	0,28	0,34	0,16	0,35	0,47	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,89	37,02	37,85	37,48	37,55	38,17	38,09	37,93	36,18	37,37	38,13	37,37	38,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,07	0	0,05	0	0	0,04	0,05	0	0	0	0	0,02
FeO	1,25	1,54	1,29	1,25	1,48	1,21	1,31	1,21	2,01	1,17	1,3	1,37	1,3
MnO	0	0,06	0,06	0,04	0,01	0,04	0,02	0	0	0,01	0	0,07	0,02
MgO	0,42	0,65	0,4	0,43	0,54	0,41	0,52	0,41	1,32	0,47	0,47	0,49	0,43
CaO	0	0	0,01	0,02	0	0,01	0	0	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,53	0,62	0,47	0,59	0,51	0,61	0,59	0,35	0,56	0,59	0,6	0,46
K <sub>2</sub> O	10,02	9,98	9,61	9,89	9,92	9,82	9,68	9,8	9,42	10,1	9,49	9,43	9,7
H <sub>2</sub> O	4,47	4,46	4,53	4,57	4,54	4,6	4,61	4,6	4,54	4,61	4,6	4,57	4,59
Sum Ox%	99,9	99,84	99,89	100,69	100,31	100,19	100,46	100,2	100,14	99,61	100,09	100,56	100,03
Si	5,79	5,942	5,966	6,054	5,986	6,027	6,019	6,044	6,075	6,004	6,02	6,058	6,043
Ti	0,017	0,035	0,045	0,036	0,038	0,022	0,034	0,028	0,034	0,015	0,034	0,046	0,019
ALIV.	2,21	2,058	2,034	1,946	2,014	1,973	1,981	1,956	1,925	1,996	1,98	1,942	1,957
AI VI	3,943	3,809	3,871	3,851	3,833	3,896	3,861	3,876	3,712	3,89	3,882	3,838	3,896
Cr	0,001	0,007	0	0,005	0	0	0,004	0,005	0	0	0	0	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,141	0,173	0,142	0,137	0,163	0,132	0,142	0,132	0,222	0,128	0,142	0,15	0,142
Mn <sup>2+</sup>	0	0,007	0,007	0,005	0,001	0,004	0,002	0	0	0,001	0	0,008	0,002
Mg	0,083	0,13	0,079	0,083	0,106	0,08	0,1	0,079	0,259	0,092	0,092	0,097	0,083
Ca	0	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0	0,006	0,002	0,001	0,002	0,001
Na	0,141	0,138	0,16	0,12	0,152	0,128	0,153	0,149	0,09	0,141	0,148	0,153	0,117
к	1,717	1,711	1,623	1,655	1,672	1,634	1,607	1,63	1,588	1,676	1,579	1,578	1,616
OH	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	18,044	18,01	17,928	17,896	17,965	17,898	17,903	17,899	17,912	17,946	17,878	17,871	17,877
XMg	0,372	0,429	0,356	0,377	0,393	0,378	0,413	0,377	0,539	0,419	0,393	0,391	0,369

Biotitgneis	_							Pegmatit	_		
Probe				L40/10				Probe		L40/5	
Point	10	11	12	13	14	15	16	Point	76	77	78
SiO <sub>2</sub>	45,06	44,8	44,64	44,7	44,02	45,06	45,5	SiO <sub>2</sub>	45,65	45,34	47
TiO <sub>2</sub>	1,17	1,06	1,03	1,17	1,2	1,06	1,29	TiO <sub>2</sub>	0,69	0,68	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,02	36,3	36,13	36,64	36,27	36,15	35,81	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,16	37,97	37,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0,04	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0	0
FeO	1,27	1,4	1,48	0,86	1,16	1,11	1,21	FeO	0,86	0,94	0,89
MnO	0,06	0	0,1	0	0,04	0,03	0	MnO	0	0,01	0
MgO	0,82	0,84	0,82	0,57	0,75	0,71	0,77	MgO	0,81	0,86	0,85
CaO	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0	CaO	0	0	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,7	0,78	0,7	0,73	0,68	0,69	0,67	Na <sub>2</sub> O	0,68	0,76	0,73
K <sub>2</sub> O	10,49	10,68	10,59	10,51	10,72	10,5	10,38	K <sub>2</sub> O	8,72	9,13	9,45
H <sub>2</sub> O	4,51	4,51	4,49	4,5	4,46	4,5	4,52	H <sub>2</sub> O	4,69	4,67	4,61
Sum Ox%	100,12	100,39	99,98	99,67	99,33	99,82	100,19	Sum Ox%	100,28	100,38	101,05
Si	5,997	5,96	5,964	5,963	5,919	6,008	6,04	Si	6,096	6,073	6,117
Ti	0,117	0,106	0,104	0,117	0,122	0,107	0,129	Ti	0,066	0,066	0
AI IV	2,003	2,04	2,036	2,037	2,081	1,992	1,96	AI IV	1,904	1,927	1,883
AI VI	3,648	3,652	3,652	3,724	3,667	3,688	3,642	AI VI	3,849	3,815	3,867
Cr	0	0	0	0	0	0	0,005	Cr	0,003	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0,141	0,156	0,165	0,096	0,131	0,124	0,134	Fe <sup>2+</sup>	0,092	0,101	0,097
Mn <sup>2+</sup>	0,007	0	0,011	0	0,005	0,003	0	Mn <sup>2+</sup>	0	0,001	0
Mg	0,163	0,166	0,163	0,114	0,151	0,141	0,152	Mg	0,154	0,164	0,166
Ca	0,002	0,002	0	0	0,002	0	0	Ca	0	0	0,001
Na	0,18	0,2	0,181	0,188	0,177	0,179	0,172	Na	0,168	0,19	0,184
к	1,781	1,813	1,804	1,788	1,839	1,786	1,758	к	1,424	1,495	1,569
ОН	4	4	4	4	4	4	4	ОН	4	4	4
Sum Cat#	18,04	18,094	18,081	18,027	18,093	18,028	17,993	Sum Cat#	17,756	17,832	17,884
XMg	0,536	0,516	0,496	0,543	0,536	0,531	0,531	XMg	0,627	0,619	0,632

Pegmatit	-																							
Probe												L42/2												
Point	91	92	93	94	95	96	98	99	111	112	113	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127
SiO <sub>2</sub>	45,55	46,6	46,1	44,63	44,89	45,49	46,05	44,9	44,93	45,27	44,43	45,88	45,53	45,41	45,59	45,75	46,18	45,95	45,13	45,25	46,05	45,11	44,6	44,72
TiO <sub>2</sub>	1,09	1,14	1,05	1,05	1,16	1,09	1,05	0,98	1,07	1,09	1,13	1,03	1,05	1,03	1,04	0,95	1,07	1,1	1,11	1,12	1,1	1,01	1,06	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,9	35,29	35,52	36,71	37,03	36,25	35,71	37,08	36,71	36,21	37,11	36,98	36,85	36,35	37,25	36,64	35,38	35,05	36,77	36,46	36,33	37,1	36,8	37,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0	0,05	0,07	0	0	0,07	0,08	0,07	0,07	0,04	0,03	0	0,06	0	0,03	0,02	0,02	0,06	0	0	0,04	0,07	0,02
FeO	1,32	1,02	1,15	1,3	1,17	1,05	1,02	0,97	1,31	1,21	1,27	1,02	1,2	1,24	1	1,18	0,99	1,26	1,02	1,02	1,18	1,11	1,29	1,28
MnO	0,05	0	0,03	0,03	0	0,05	0	0,04	0,01	0,02	0,02	0,06	0,05	0,04	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,02
MgO	0,84	0,81	0,86	0,88	0,81	0,74	0,84	0,75	0,82	0,87	0,9	0,84	0,84	0,92	0,7	0,76	0,8	0,78	0,88	0,79	0,82	0,69	0,78	0,72
CaO	0	0,01	0,02	0	0,01	0,02	0,01	0,03	0	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,03	0,01	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,7	0,57	0,7	0,75	0,56	0,6	0,63	0,53	0,6	0,61	0,75	0,53	0,69	0,74	0,56	0,62	0,71	0,65	0,65	0,63	0,67	0,58	0,62	0,67
K <sub>2</sub> O	9,89	9,96	9,99	10,05	10,03	9,94	10,13	9,81	9,25	9,91	10,2	10,01	9,94	10,05	9,75	9,98	10,04	9,63	10,02	10,12	10,06	10,32	10,32	10,11
H <sub>2</sub> O	4,51	4,48	4,47	4,51	4,53	4,46	4,47	4,46	4,51	4,51	4,58	4,57	4,56	4,59	4,56	4,55	4,52	4,48	4,58	4,52	4,56	4,59	4,51	4,53
Sum Ox%	99,86	99,88	99,94	99,97	100,19	99,7	99,97	99,63	99,29	99,79	100,43	100,99	100,74	100,47	100,48	100,47	99,74	98,92	100,24	99,9	100,83	100,55	100,07	100,36
Si	6,052	6,106	6,051	5,937	5,945	5,98	6,041	5,901	5,981	6,017	5,954	6,015	5,993	6,066	5,997	6,033	6,132	6,144	6,034	6,006	6,055	6,021	5,933	5,922
Ті	0,109	0,114	0,106	0,105	0,115	0,11	0,106	0,1	0,107	0,109	0,111	0,101	0,104	0,102	0,103	0,094	0,107	0,11	0,109	0,112	0,109	0,099	0,106	0,101
AI IV	1,948	1,894	1,949	2,063	2,055	2,02	1,959	2,099	2,019	1,983	2,046	1,985	2,007	1,934	2,003	1,967	1,868	1,856	1,966	1,994	1,945	1,979	2,067	2,078
AI VI	3,672	3,676	3,667	3,692	3,725	3,723	3,683	3,774	3,741	3,688	3,685	3,729	3,711	3,665	3,77	3,727	3,669	3,667	3,701	3,71	3,684	3,731	3,702	3,736
Cr	0,001	0	0,005	0,007	0	0	0,007	0,008	0,007	0,007	0,004	0,003	0	0,007	0	0,003	0,002	0,003	0,006	0	0	0,004	0,008	0,003
Fe <sup>2+</sup>	0,146	0,115	0,13	0,144	0,13	0,119	0,114	0,109	0,146	0,134	0,139	0,112	0,132	0,135	0,11	0,13	0,11	0,141	0,111	0,114	0,13	0,121	0,143	0,142
Mn <sup>2+</sup>	0,005	0	0,003	0,003	0	0,006	0	0,004	0,001	0,003	0,002	0,007	0,006	0,004	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0,002
Mg	0,167	0,162	0,173	0,175	0,159	0,149	0,169	0,15	0,162	0,172	0,176	0,164	0,164	0,179	0,138	0,15	0,159	0,156	0,172	0,156	0,161	0,133	0,155	0,142
Ca	0	0,002	0,003	0	0,002	0,003	0,001	0,004	0,001	0,003	0,001	0,003	0,005	0,006	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	0	0,004	0,001	0,004	0,002
Na	0,18	0,148	0,183	0,194	0,143	0,155	0,165	0,139	0,155	0,157	0,191	0,135	0,177	0,188	0,142	0,159	0,183	0,168	0,164	0,162	0,172	0,146	0,159	0,173
к	1,677	1,702	1,709	1,705	1,695	1,704	1,732	1,682	1,571	1,68	1,706	1,674	1,669	1,675	1,635	1,679	1,701	1,642	1,672	1,713	1,688	1,72	1,751	1,708
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,957	17,919	17,979	18,026	17,969	17,968	17,977	17,969	17,891	17,953	18,016	17,929	17,967	17,961	17,902	17,944	17,934	17,888	17,939	17,967	17,951	17,956	18,028	18,009
XMg	0,532	0,585	0,572	0,549	0,552	0,557	0,596	0,58	0,526	0,563	0,558	0,594	0,555	0,569	0,555	0,536	0,591	0,525	0,608	0,578	0,553	0,524	0,52	0,5
	•																							

Phyllit Probe L62 | 2 L62 II 164 1 181 Point 167 174 177 178 179 180 182 183 184 187 189 192 SiO<sub>2</sub> TiO<sub>2</sub> 46,29 0,77 46,96 0,93 48,55 0,08 47,35 0,23 46,34 0,05 47,92 0,09 48,76 0,09 48,5 0,64 47,6 0,08 46,77 0,06 46,71 0 48,42 0,06 45,19 46,27 0,32 0,1 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> FeO MnO 34,4 0,03 1,99 0,01 31,57 39,23 31,09 33,47 35,64 38,55 34,2 33,76 37,37 40,32 35,19 37,89 37,59 0 2,13 0,05 0 2,4 0 0 1,38 0,02 0 3,14 0,01 0,02 0,01 0,02 0 0 1,71 0 0 1,44 0 2,1 0,06 2,8 0 0,99 0 2,24 0,02 0,49 0 1,03 0 0,88 0,03 0,01 0 MnO MgO CaO Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O H<sub>2</sub>O Sum Ox% Si 1,81 0,01 1,56 0,11 1,55 0,04 1,19 8,41 0,43 0 0,54 0,05 1,68 0,06 1,52 0,09 1,01 0,11 0,46 0,07 0,72 0,07 1,29 0,07 1,17 0,03 1,68 0,52 0 0,05 0,06 11,43 4,43 99,4 6,358 
 0
 0,05

 0,35
 2,96

 10,1
 4,01

 4,5
 4,61

 99,61
 99,73

 6,178
 6,099
0,07 1,89 7,77 0,97 1,78 6,79 2,64 4,92 4,14 1,93 0,53 3,42 3,11 11,23 8,11 5,4 2,19 7,13 9,82 5,36 4,56 4,48 100,17 99,69 6,379 6,201 4,6 4,58 100,88 99,91 6,354 6,353 4,42 99,32 4,64 100,24 4,75 4,65 100,04 99,52 4,61 100,45 4,6 100 4,53 99,87 6.282 6,153 6,031 6,021 6.302 5.978 6.028 Ti Al IV Al VI 0,079 0,095 0,008 0,024 0,005 0,009 0,009 0,063 0,008 0,005 0 0,006 0,031 0,01 1,642 3,318 1,621 3,562 1,799 3,625 1,822 3,778 1,901 4,004 1,646 3,608 1,969 4,03 1.979 1,718 1,647 1.847 1,698 2.022 1.972 3,33 3,565 3,847 3,982 3,701 3,886 3,799 Cr Fe<sup>2+</sup> Mn<sup>2+</sup> 0,001 0,317 0,003 0 0,002 0 0,001 0,223 0,238 0,107 0,261 0,245 0 0,149 0,002 0 0,052 0,095 0 0,231 0 0 0 0,186 0,157 0,356 0,114 0,007 0,001 0,006 0,306 0,309 0,086 0 0 0 0,002 0,002 0 0 0,004 0 0.001 Mg Ca Na 0,086 0,104 0,327 0,367 0,195 0,086 0,139 0,251 0,103 0,339 0,296 0,227 0,016 0,005 0 0,483 0,309 0,09 0,007 0,746 0,008 0,245 0,013 0,451 0,016 0,662 0,009 0,009 1,205 1,034 0,01 0,487 0,007 0,135 0.001 0 0.005 0,019 0,016 0,092 0,863 к он 1,348 4 1,944 1,975 1,303 1,435 1,717 0,665 1,135 0,891 0,352 0,512 1,184 1,657 0,891 4 4 4 4 4 4 4 18.097 18,062 17,914 17,934 17,921 17,645 17,806 17,771 17,768 17,742 17,771 17,828 17,933 17,953 Sum Cat# 0,507 0,517 0,57 0,581 0,266 0,492 0,556 0,547 0,567 0,623 0,594 0,574 0,474 0,592 XMg

Phyllit																		
Probe	1								L69/2									
Point	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	
SiO <sub>2</sub>	47,09	47,01	47,75	47,27	46,87	47,9	47,52	47,59	46,58	47,08	47,75	46,12	46,72	46,81	46,73	47,08	46,72	
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,38	0,42	0,4	0,27	0,34	0,37	0,31	0,35	0,28	0,36	0,29	0,37	0,27	0,31	0,37	0,36	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,04	33,74	33,46	33,39	34,38	33,43	33,34	33,84	34,1	34,74	33,35	34,34	33,11	33,69	34,04	33,46	32,85	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0	0	0,03	0	0,04	0,04	0,01	0,01	0	
FeO	2,27	2,12	2,37	2,25	2,08	2,2	2,36	2,21	2,41	1,99	2,31	2,15	2,49	2,18	2,15	2,61	2,52	
MnO	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0,06	0,01	0,02	0,05	0	0	0	0	0	0	
MgO	1,75	1,62	1,7	1,72	1,51	1,72	1,79	1,53	1,66	1,41	1,72	1,48	1,99	1,64	1,54	1,94	1,93	
CaO	0	0,02	0	0	0,03	0	0,01	0,02	0	0,01	0,02	0	0	0	0,03	0,05	0,02	
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,7	0,74	0,67	0,85	0,63	0,71	0,65	0,79	0,75	0,72	0,89	0,84	0,78	0,85	0,72	0,82	
K <sub>2</sub> O	9,94	9,36	9,75	9,99	9,81	9,89	9,94	9,94	9,89	10,11	9,9	9,87	9,87	10,03	9,52	9,35	9,79	
H <sub>2</sub> O	4,59	4,56	4,6	4,57	4,58	4,55	4,53	4,54	4,57	4,55	4,54	4,49	4,49	4,5	4,5	4,52	4,42	
Sum Ox%	100,8	100,54	100,81	100,3	100,39	100,67	100,62	100,7	100,35	100,95	100,75	99,63	99,92	99,93	99,71	100,09	99,45	
Si	6,28	6,319	6,355	6,334	6,267	6,32	6,288	6,282	6,248	6,203	6,305	6,166	6,239	6,239	6,225	6,252	6,204	
Ti	0,032	0,038	0,041	0,039	0,027	0,033	0,036	0,031	0,035	0,028	0,036	0,029	0,037	0,027	0,031	0,037	0,037	
AI IV	1,72	1,681	1,645	1,666	1,733	1,68	1,712	1,718	1,752	1,797	1,695	1,834	1,761	1,761	1,775	1,748	1,796	
AI VI	3,519	3,554	3,497	3,497	3,571	3,518	3,487	3,548	3,525	3,597	3,495	3,577	3,451	3,531	3,568	3,489	3,459	
Cr	0,007	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0	0	0,003	0	0,004	0,004	0,001	0,001	0	
Fe <sup>2+</sup>	0,248	0,234	0,258	0,247	0,227	0,242	0,261	0,244	0,264	0,219	0,255	0,241	0,278	0,243	0,24	0,29	0,287	
Mn <sup>2+</sup>	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0,006	0,001	0,002	0,006	0	0	0	0	0	0	
Mg	0,34	0,318	0,33	0,337	0,295	0,338	0,353	0,301	0,326	0,276	0,338	0,294	0,397	0,326	0,307	0,383	0,391	
Ca	0	0,003	0	0	0,004	0	0,001	0,002	0	0,002	0,003	0	0	0	0,005	0,007	0,003	
Na	0,183	0,18	0,186	0,172	0,217	0,161	0,183	0,168	0,2	0,192	0,184	0,231	0,217	0,202	0,22	0,185	0,216	
К	1,656	1,572	1,622	1,672	1,638	1,665	1,677	1,673	1,657	1,7	1,668	1,684	1,681	1,705	1,617	1,584	1,695	
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
Sum Cat#	17,985	17,9	17,936	17,967	17,981	17,96	18,004	17,974	18,008	18,018	17,989	18,057	18,065	18,039	17,99	17,976	18,087	
XMg	0,578	0,577	0,561	0,577	0,564	0,582	0,575	0,552	0,552	0,558	0,57	0,55	0,588	0,573	0,561	0,57	0,577	
Metasandste	in				Matrix													
--------------------------------	--------	--------	---------	--------	--------------------------------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	-------	--------	--------	--------
Probe			L62   2	2	Probe		L40/2						L40/6					
Point	155	156	157	158	Point	331	334	335	336	337	338	341	342	343	344	346	348	349
SiO <sub>2</sub>	45,24	46,08	43,82	45,11	SiO <sub>2</sub>	44,87	46,37	46,38	45,62	45,92	45,45	46,52	44,82	45,57	44,88	44,45	44,31	44,6
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,67	0,56	0,52	TiO <sub>2</sub>	1,1	1,14	1,14	0,94	1,04	0,93	0,69	0,54	1,08	0,99	1	1,02	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,88	37,45	37,51	38,2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,8	37,04	35,51	36,81	36,82	36,7	37,59	35,74	37,28	37,39	37,61	37,19	37,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,07	0,03	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,04	0,01	0,04	0,02	0	0	0	0	0	0	0,02
FeO	0,96	0,97	1,13	1,12	FeO	1,17	1,11	1,13	1,06	1,1	1,02	0,79	3,34	0,97	0,99	0,89	1,29	0,9
MnO	0,01	0,01	0,02	0	MnO	0,02	0,03	0,02	0,01	0	0	0	0	0,07	0	0,01	0,03	0
MgO	0,55	0,58	0,74	0,7	MgO	0,67	0,78	0,76	0,75	0,77	0,77	0,67	1,98	0,73	0,67	0,7	0,93	0,71
CaO	0,02	0,01	0,01	0	CaO	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,1	0	0	0	0,01	0
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,62	0,69	0,7	Na <sub>2</sub> O	0,48	0,51	0,51	0,91	0,81	0,9	0,53	0,51	0,41	0,45	0,57	0,56	0,59
K <sub>2</sub> O	9,68	9,82	10,22	9,92	K <sub>2</sub> O	9,68	9,23	8,93	9,38	9,29	9,63	9,35	8,28	10,06	10,34	10,43	10,3	10,24
H <sub>2</sub> O	4,51	4,58	4,47	4,57	H <sub>2</sub> O	4,6	4,59	4,51	4,6	4,62	4,59	4,6	4,5	4,56	4,59	4,58	4,57	4,58
Sum Ox%	99,28	100,85	99,25	100,85	Sum Ox%	100,4	100,81	99,94	100,09	100,4	100,02	100,74	99,8	100,72	100,3	100,23	100,21	100,25
Si	6,02	6,034	5,873	5,924	Si	5,976	6,056	6,162	6,083	6,096	6,075	6,067	5,967	5,988	6,001	5,955	5,95	5,966
Ti	0,081	0,066	0,057	0,051	Ti	0,108	0,112	0,114	0,093	0,102	0,091	0,067	0,054	0,106	0,097	0,098	0,101	0,091
AI IV	1,98	1,966	2,127	2,076	AI IV	2,024	1,944	1,838	1,917	1,904	1,925	1,933	2,033	2,012	1,999	2,045	2,05	2,034
AI VI	3,803	3,814	3,799	3,835	AI VI	3,78	3,758	3,722	3,743	3,735	3,731	3,847	3,574	3,761	3,764	3,764	3,707	3,777
Cr	0,005	0,006	0,007	0,003	Cr	0	0	0,004	0,001	0,004	0,002	0	0	0	0	0	0	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,107	0,106	0,127	0,123	Fe <sup>2+</sup>	0,127	0,121	0,125	0,116	0,119	0,112	0,086	0,371	0,107	0,108	0,097	0,141	0,098
Mn <sup>2+</sup>	0,001	0,001	0,002	0	Mn <sup>2+</sup>	0,002	0,004	0,002	0,001	0	0	0	0	0,008	0	0,002	0,003	0
Mg	0,11	0,113	0,149	0,136	Mg	0,13	0,152	0,151	0,146	0,148	0,15	0,131	0,392	0,142	0,13	0,136	0,183	0,138
Ca	0,002	0,001	0,001	0	Ca	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0,014	0	0	0	0,002	0
Na	0,149	0,157	0,179	0,177	Na	0,121	0,129	0,131	0,229	0,204	0,229	0,134	0,132	0,105	0,114	0,145	0,143	0,15
к	1,642	1,64	1,747	1,662	К	1,609	1,537	1,514	1,561	1,54	1,606	1,556	1,405	1,685	1,725	1,744	1,725	1,709
ОН	4	4	4	4	OH	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,901	17,905	18,067	17,988	Sum Cat#	17,878	17,814	17,764	17,889	17,853	17,922	17,82	17,944	17,915	17,94	17,986	18,004	17,966
XMg	0,506	0,516	0,54	0,527	XMg	0,505	0,556	0,547	0,557	0,555	0,574	0,602	0,514	0,571	0,546	0,584	0,564	0,584

Granat- Glim	merschi	efer																					
Probe		0.01	L70/1			I				L69/2					I .				L71/1				
Point	54	55	56	57	58	212	213	214	216	217	218	219	220	222	227	228	229	230	231	232	233	234	236
SiO <sub>2</sub>	47,48	47,02	47,51	46,82	48,65	48,58	49,62	49,73	49,12	49,78	49,57	49,58	47,37	48,11	47,23	46,14	49,33	49,16	50,99	45,81	45,72	45,82	49,25
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,32	0,39	0,31	0,32	0,53	0,57	0,52	0,44	0,51	0,52	0,58	0,15	0,49	0,03	0,39	0,62	0,54	0,18	0,25	0,16	0,09	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,38	32,49	34,38	34,29	33,08	30,91	30,37	30,42	33,31	30,76	30,35	30,73	39,87	33,33	37,01	36,32	29,35	30,48	29,29	36,49	36,55	36,58	30,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0,04	0,08	0	0,02	0,05	0	0,04	0	0,08	0,02	0,02	0	0	0,01	0
FeO	3,04	3,22	2,5	2,88	3	2,87	2,65	2,58	2,34	2,64	2,75	2,66	0,39	2,12	1,76	1,66	2,8	2,42	2,61	1,6	1,66	1,73	2,59
MnO	0,04	0,02	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,02	0,01	0.04	0	0,03	0	0	0	0,01	0	0	0
MgO	1,83	2,04	1,58	1,57	2	2,98	3,05	2,96	2,18	2,99	3,07	3,09	0,2	1,93	1,08	0,92	3,19	2,87	3,19	0,83	0,71	1,15	2,95
CaO	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0	0,02	0	0,08	0,05	0,02	0,01	0,03	0,05	0,01	0,02	0,06	0,02	0
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,66	0,74	0,65	0,8	0,51	0,58	0,54	0,62	0,58	0,49	0,51	5,12	0,6	0,42	0,52	0,34	0,34	0,25	0,49	0,42	0,59	0,4
K <sub>2</sub> O	8,83	8,53	8,54	8,82	8,62	9,12	8,99	8,8	8,28	8,76	9,12	9,11	1,17	8,97	8,24	9,83	9,09	8,89	9,25	9,61	9,46	9,52	9,41
H <sub>2</sub> O	4,52	4,47	4,55	4,52	4,58	4,57	4,6	4,6	4,6	4,62	4,6	4,62	4,69	4,55	4,6	4,54	4,49	4,51	4,56	4,52	4,5	4,53	4,53
Sum Ox%	100	98,8	100,26	99,89	101,08	100,1	100,46	100,17	100,95	100,73	100,5	100,91	99,09	100,2	100,44	100,36	99,32	99,29	100,35	99,62	99,26	100,05	100,14
Si	6,293	6,315	6,256	6,214	6,369	6,501	6,595	6,614	6,396	6,586	6,592	6,564	6,061	6,341	6,157	6,091	6,584	6,539	6,712	6,082	6,086	6,063	6,519
Ti	0,042	0,032	0,038	0,031	0,031	0,052	0,056	0,051	0,043	0,05	0,051	0,057	0,014	0,048	0,003	0,039	0,063	0,054	0,018	0,025	0,016	0,009	0,03
AI IV	1,707	1,685	1,744	1,786	1,631	1,499	1,405	1,386	1,604	1,414	1,408	1,436	1,939	1,659	1,843	1,909	1,416	1,461	1,288	1,918	1,914	1,937	1,481
AI VI	3,507	3,456	3,592	3,578	3,473	3,277	3,258	3,288	3,508	3,288	3,255	3,264	4,074	3,519	3,844	3,743	3,201	3,318	3,255	3,791	3,821	3,766	3,31
Cr	0	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0	0,004	0,008	0	0,002	0,005	0	0,004	0	0,008	0,002	0,003	0	0	0,001	0
Fe <sup>2+</sup>	0,337	0,361	0,275	0,32	0,329	0,315	0,288	0,281	0,255	0,286	0,3	0,289	0,042	0,234	0,192	0,183	0,313	0,269	0,287	0,178	0,185	0,191	0,286
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,002	0	0,001	0	0	0,003	0	0	0	0	0,002	0,001	0,005	0	0,003	0	0	0	0	0	0,002	0
Mg	0,362	0,408	0,311	0,311	0,389	0,583	0,592	0,575	0,422	0,578	0,597	0,597	0,039	0,378	0,209	0,182	0,635	0,568	0,625	0,568	0,625	0,165	0,141
Ca	0,002	0,001	0,006	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,005	0	0,003	0	0,01	0,007	0,003	0,001	0,004	0,007	0,001	0,007	0,001	0,002	0,009
Na	0,113	0,172	0,189	0,166	0,204	0,13	0,145	0,136	0,158	0,147	0,123	0,129	1,27	0,154	0,106	0,132	0,088	0,088	0,063	0,088	0,063	0,125	0,109
К	1,493	1,462	1,434	1,493	1,439	1,525	1,494	1,464	1,375	1,449	1,516	1,508	0,191	1,507	1,371	1,656	1,547	1,509	1,554	1,509	1,554	1,627	1,606
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,861	17,898	17,849	17,902	17,869	17,886	17,837	17,798	17,769	17,806	17,845	17,847	17,646	17,853	17,732	17,938	17,858	17,815	17,806	17,815	17,806	17,915	17,888
XMg	0,518	0,531	0,53	0,493	0,542	0,649	0,672	0,671	0,624	0,669	0,666	0,674	0,478	0,618	0,521	0,498	0,67	0,679	0,685	0,679	0,685	0,481	0,434

2-Glimmer G	ranit									
Probe					L40/10					
Point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	44,17	44,96	44,99	45,27	45,6	45,34	45,02	45,12	43,42	
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,91	0,68	0,33	0,19	0,43	0,14	0,37	0,68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,72	37,22	36,36	37,76	37,49	37,52	37,59	38,05	37,93	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0,02	
FeO	2,72	1,05	1,49	1,12	1,07	1,04	1,08	1,04	0,94	
MnO	0,09	0,05	0,04	0,03	0,06	0,02	0,01	0,01	0,06	
MgO	1,83	0,5	1,02	0,57	0,57	0,51	0,64	0,46	0,45	
CaO	0,11	0,04	0,04	0,04	0,03	0	0	0,03	0	
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,71	0,4	0,53	0,55	0,6	0,63	0,7	0,71	
K <sub>2</sub> O	9,41	10,41	10,37	10,7	10,49	10,62	10,79	10,54	10,47	
H <sub>2</sub> O	4,46	4,53	4,5	4,55	4,55	4,54	4,53	4,55	4,47	
Sum Ox%	99,44	100,37	99,9	100,9	100,6	100,63	100,42	100,89	99,15	
Si	5,933	5,955	5,994	5,964	6,013	5,985	5,964	5,942	5,831	
Ti	0,039	0,09	0,068	0,032	0,018	0,043	0,014	0,037	0,069	
ALIV	2,067	2,045	2,006	2,036	1,987	2,015	2,036	2,058	2,169	
AI VI	3,586	3,764	3,702	3,827	3,84	3,822	3,834	3,846	3,835	
Cr	0,005	0	0,001	0	0,002	0	0	0	0,002	
Fe <sup>2+</sup>	0,306	0,117	0,167	0,123	0,118	0,115	0,119	0,115	0,106	
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,006	0,004	0,004	0,007	0,002	0,001	0,001	0,007	
Mg	0,367	0,099	0,203	0,113	0,112	0,1	0,126	0,091	0,09	
Ca	0,016	0,005	0,005	0,006	0,004	0	0	0,005	0	
Na	0,128	0,182	0,103	0,136	0,14	0,154	0,162	0,18	0,184	
К	1,612	1,758	1,763	1,798	1,765	1,788	1,823	1,77	1,794	
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
Sum Cat#	18,069	18,02	18,016	18,039	18,006	18,025	18,08	18,045	18,086	
XMg	0,545	0,458	0,549	0,479	0,488	0,466	0,513	0,442	0,458	

2-Glimmer G	iranit																			
Probe	1										L40/9									
Point	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305	306	307
SiO <sub>2</sub>	44,56	45,62	45,22	45,75	44,6	45,54	46,59	45,7	44,63	44,95	45,02	45,12	45,53	45,46	45,44	44,72	44,95	46,14	45,09	45,55
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,72	0,55	1,1	0,65	0,65	0,94	0,65	0,92	0,84	0,86	0,82	0,82	0,9	0,72	0,59	0,89	0,82	0,9	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,2	37,17	38,03	37,76	37,46	37,58	35,55	37,12	37,39	37,27	37,56	37,89	37,32	36,95	36,94	37,16	36,93	35,72	36,8	35,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0	0	0,03	0,02	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0,01	0	0,02	0,05	0	0,02	0	0,06	0
FeO	1,26	1,09	1,21	1,01	1,15	1,02	1,01	1,2	1,1	1,05	1,1	1,1	1,07	1,16	1,18	1,24	1,2	1,23	1,14	1,27
MnO	0,11	0,03	0,01	0	0	0,02	0,04	0,05	0	0,04	0,09	0	0	0,08	0	0,05	0,03	0	0,01	0
MgO	0,5	0,41	0,41	0,4	0,43	0,45	0,48	0,41	0,49	0,35	0,44	0,41	0,4	0,44	0,36	0,41	0,39	0,47	0,39	0,36
CaO	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0	0,05	0	0	0,03	0,01	0,05	0,01	0,03	0	0,01	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,56	0,66	0,61	0,52	0,69	0,59	0,63	0,62	0,59	0,72	0,57	0,63	0,71	0,54	0,67	0,59	0,69	0,66	0,57
K <sub>2</sub> O	10,28	9,91	10,22	9,72	10,24	9,98	10,15	10,1	10,27	10,23	10,32	9,9	10,11	9,93	10,17	9,9	9,72	10,2	10,24	10,11
H <sub>2</sub> O	4,56	4,54	4,56	4,58	4,5	4,55	4,47	4,54	4,57	4,51	4,54	4,6	4,55	4,53	4,47	4,49	4,5	4,46	4,51	4,48
Sum Ox%	100,02	100,07	100,9	100,98	99,58	100,53	99,85	100,42	100,05	99,87	100,66	100,44	100,44	100,21	99,88	99,26	99,22	99,75	99,81	99,13
Si	5,991	6,029	5,946	5,984	5,944	5,995	6,111	6,031	5,99	5,97	5,942	6,008	6,004	6,011	5,966	5,973	5,995	6,07	5,998	6,093
Ti	0,087	0,072	0,055	0,108	0,065	0,064	0,094	0,065	0,091	0,084	0,085	0,08	0,081	0,089	0,073	0,059	0,09	0,083	0,09	0,088
ALIV.	2,009	1,971	2,054	2,016	2,056	2,005	1,889	1,969	2,01	2,03	2,058	1,992	1,996	1,989	2,034	2,027	2,005	1,93	2,002	1,907
AI VI	3,756	3,818	3,839	3,805	3,828	3,825	3,728	3,803	3,774	3,805	3,785	3,825	3,804	3,77	3,811	3,823	3,801	3,733	3,767	3,748
Cr	0,001	0	0	0,003	0,002	0	0,001	0	0	0,003	0,001	0,001	0	0,002	0,005	0	0,002	0	0,006	0
Fe <sup>2+</sup>	0,139	0,121	0,133	0,11	0,128	0,113	0,114	0,133	0,121	0,117	0,121	0,12	0,118	0,128	0,132	0,138	0,134	0,139	0,127	0,142
Mn <sup>2+</sup>	0,012	0,003	0,002	0	0	0,003	0,004	0,005	0	0,005	0,011	0	0	0,008	0	0,006	0,003	0	0,001	0
Mg	0,097	0,081	0,08	0,078	0,085	0,088	0,097	0,081	0,095	0,07	0,086	0,08	0,079	0,086	0,072	0,081	0,078	0,094	0,078	0,073
Ca	0	0,002	0,002	0,003	0,001	0,007	0,003	0	0,007	0	0	0,004	0,001	0,007	0,002	0,004	0	0,002	0,002	0,003
Na	0,168	0,145	0,168	0,155	0,136	0,176	0,152	0,162	0,157	0,153	0,185	0,144	0,162	0,182	0,141	0,174	0,153	0,179	0,171	0,148
к	1,725	1,671	1,714	1,621	1,741	1,675	1,736	1,701	1,72	1,734	1,737	1,644	1,7	1,674	1,742	1,687	1,653	1,75	1,737	1,726
ОН	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sum Cat#	17,985	17,912	17,994	17,885	17,986	17,951	17,93	17,95	17,966	17,971	18,012	17,898	17,946	17,948	17,978	17,973	17,914	17,979	17,979	17,928
XMg	0,412	0,402	0,376	0,415	0,399	0,438	0,46	0,378	0,441	0,375	0,416	0,398	0,399	0,403	0,353	0,369	0,37	0,404	0,381	0,338
	•																			

Cranat Analysan a		مامع الأميم ماميم معمدام مامع	ماملينا الاسم ماممنا ممامي مسم مسا
Granat-Anaivsen a	aus Komponenten	der Kondiomerate der	Innersudetischen Wulde

Phyllit								Symplektite									
Probe				L69/2				Probe					L45/1				
Point	265	266	268	277	278	282	283	Point	128	129	130	131	132	133	134	135	136
SiO <sub>2</sub>	37,24	37,52	36,52	36,74	37,72	37,46	37,31	SiO <sub>2</sub>	38,87	38,22	38,2	37,67	38,35	38,03	39	38,29	37,57
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,07	0,17	0,21	0,1	0,06	0,08	TiO <sub>2</sub>	0	0,12	0,04	0,09	0,08	0,05	0,07	0,09	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,79	20,85	21,26	21,4	21,5	21,23	21,2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,95	22,47	22,93	22,88	22,93	22,71	22,6	22,74	22,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0	0	0	0	0,04	0,07	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,01	0	0,03	0	0,03	0,04	0	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	0,05	0,35	1,65	0,87	0	0,21	0,03	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	1,84	2,66	2,91	4	3,1	3,17	1,5	3,01	4,01
FeO	25,79	25,1	23,41	29,69	28,89	26,41	26,88	FeO	17,11	19,46	17,75	16,01	17,31	17,59	18,64	17,48	16,53
MnO	5,74	6,64	7,53	0,58	0,67	0,67	0,67	MnO	0,5	0,71	0,59	0,5	0,56	0,56	0,43	0,5	0,56
MgO	1,04	1,02	0,94	2,35	2,21	1,67	1,34	MgO	9,52	7,59	9,01	9,38	9,35	9,05	8,79	9,13	9,2
CaO	8,75	8,81	8,68	7,53	8,87	11,97	11,78	CaO	9,28	9,45	8,83	9,27	8,89	8,75	9,34	9,06	8,98
Sum Ox%	99,57	100,37	100,17	99,38	99,95	99,18	99	Sum Ox%	100,14	100,7	100,26	99,83	100,58	99,95	100,42	100,29	99,76
Si	3,002	3,002	2,933	2,949	2,995	2,99	2,991	Si	2,928	2,909	2,892	2,857	2,889	2,889	2,946	2,896	2,859
Ti	0,008	0,004	0,01	0,012	0,006	0,004	0,005	Ti	0	0,007	0,002	0,005	0,005	0,003	0,004	0,005	0,005
AI IV	0	0	0,067	0,051	0,005	0,01	0,009	AI IV	0,072	0,091	0,108	0,143	0,111	0,111	0,054	0,104	0,141
AI VI	1,975	1,966	1,946	1,973	2,007	1,988	1,994	AI VI	1,965	1,924	1,938	1,902	1,925	1,922	1,958	1,923	1,897
Cr	0,002	0	0	0	0	0,002	0,004	Cr	0,004	0,001	0	0,002	0	0,002	0,002	0	0,006
Fe <sup>3+</sup>	0,003	0,021	0,1	0,053	0	0,012	0,002	Fe <sup>3+</sup>	0,104	0,152	0,166	0,228	0,176	0,181	0,085	0,171	0,229
Fe <sup>2+</sup>	1,738	1,679	1,572	1,993	1,919	1,763	1,802	Fe <sup>2+</sup>	1,078	1,239	1,124	1,016	1,09	1,118	1,177	1,105	1,052
Mn <sup>2+</sup>	0,392	0,45	0,512	0,04	0,045	0,009	0,021	Mn <sup>2+</sup>	0,032	0,046	0,038	0,032	0,036	0,036	0,027	0,032	0,036
Mg	0,125	0,122	0,112	0,281	0,261	0,199	0,16	Mg	1,069	0,861	1,016	1,061	1,05	1,025	0,99	1,029	1,043
Ca	0,756	0,755	0,747	0,648	0,754	1,023	1,012	Ca	0,749	0,771	0,716	0,754	0,718	0,713	0,756	0,734	0,732
Sum Cat#	8	8	8	8	7,993	8	8	Sum Cat#	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Pyrope	4,139	4,063	3,812	9,496	8,771	6,636	5,356	Pyrope	36,509	29,517	35,113	37,063	36,293	35,45	33,543	35,483	36,443
Almandin	57,747	55,858	53,409	67,292	64,402	58,894	60,154	Almandin	36,817	42,478	38,836	35,492	37,675	38,656	39,907	38,105	36,73
Spessartine	13,011	14,963	17,406	1,335	1,505	0,287	0,716	Spessartine	1,085	1,575	1,308	1,117	1,238	1,254	0,925	1,099	1,269
Andradite	0,165	1,066	4,847	2,591	0	0,614	0,104	Andradite	5,024	7,299	7,879	10,683	8,356	8,592	4,16	8,149	10,735
Uvarovite	0,1	0,005	0,005	0,005	0,009	0,118	0,217	Uvarovite	0,171	0,033	0,005	0,097	0,005	0,09	0,117	0,005	0,283
Grossulaire	24,839	24,044	20,521	19,281	25,313	33,451	33,453	Grossulaire	20,393	19,099	16,859	15,547	16,433	15,959	21,347	17,16	14,541
Total	100	100	100	100	100	100	100	Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XMg	0,067	0,068	0,067	0,124	0,12	0,101	0,082	XMg	0,498	0,41	0,475	0,511	0,491	0,478	0,457	0,482	0,498
	-								-								

Probe											L45/3										
Point	2	3	4	5	6	11	15	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO <sub>2</sub>	39,43	39,48	39,48	37,76	37,29	39,82	39,85	38,77	38,4	38,45	37,89	38,96	37,46	38,29	38,6	38,59	38,71	38,96	38,12	38,82	39,04
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,11	0,16	0,15	0,18	0,19	0,16	0,17	0,19	0,18	0,16	0,12	0,19	0,19	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,32	22,22	22,09	22,67	22,16	22,45	22,1	22,49	21,72	21,26	21,7	21,29	21,93	21,75	21,55	21,88	21,5	21,01	21,57	21,33	21,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,03	0,02	0	0,02	0	0,03	0	0	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	0,18	0,81	0,03	2,94	2,87	0	0	1,02	0,3	0,19	0,21	0	1,56	0,33	0	0	0	0	0	0	0
FeO	19,29	19,59	19,49	17,23	19,56	19,3	18,35	18,03	20,69	20,77	20,24	20,69	19,33	20,18	20,19	20,12	20,15	20,12	21,25	20,34	20,15
MnO	0,55	0,51	0,5	0,53	0,81	0,54	0,55	0,5	0,63	0,91	0,82	0,89	0,84	0,9	0,77	0,8	0,89	0,79	1	0,88	0,92
MgO	8,86	8,91	8,91	9,05	7,36	8,78	8,72	9,22	6,95	6,34	6,45	6,31	6,44	6,62	6,85	6,89	6,71	6,4	5,79	6,37	7,19
CaO	9,02	8,81	8,9	8,83	8,71	8,96	9,19	8,97	9,63	10,24	10,07	10,32	10,37	10,19	10,2	10,02	9,82	9,68	9,91	10,12	9,25
Sum Ox%	99,7	100,4	99,46	99,09	98,83	99,92	98,81	99,12	98,49	98,32	97,58	98,65	98,11	98,45	98,34	98,49	97,93	97,11	97,84	98,06	98,11
Si	2,993	2,983	3,004	2,889	2,897	3,011	3,036	2,954	2,986	3,006	2,978	3,029	2,932	2,982	3,003	2,995	3,02	3,062	2,999	3,03	3,034
Ti	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,006	0,009	0,009	0,011	0,011	0,009	0,01	0,011	0,01	0,009	0,007	0,011	0,011	0,005
AI IV	0,007	0,017	0	0,111	0,103	0	0	0,046	0,014	0	0,022	0	0,068	0,018	0	0,005	0	0	0,001	0	0
AI VI	1,99	1,962	1,982	1,933	1,926	2	1,984	1,974	1,977	1,959	1,988	1,951	1,955	1,978	1,976	1,995	1,977	1,946	1,999	1,963	1,967
Cr	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0,001	0	0,002	0,001	0	0,001	0	0,002	0	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,046	0,001	0,169	0,168	0	0	0,059	0,018	0,011	0,013	0	0,092	0,019	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	1,224	1,238	1,24	1,102	1,271	1,221	1,17	1,149	1,346	1,358	1,33	1,345	1,265	1,314	1,313	1,305	1,315	1,323	1,398	1,328	1,309
Mn <sup>2+</sup>	0,035	0,033	0,032	0,034	0,053	0,035	0,036	0,032	0,042	0,06	0,055	0,058	0,056	0,059	0,051	0,053	0,059	0,053	0,067	0,058	0,06
Mg	1,002	1,004	1,01	1,032	0,852	0,99	0,99	1,047	0,806	0,739	0,755	0,731	0,751	0,768	0,794	0,796	0,78	0,75	0,678	0,741	0,832
Ca	0,734	0,713	0,725	0,724	0,725	0,726	0,751	0,732	0,803	0,858	0,848	0,86	0,87	0,85	0,85	0,833	0,821	0,815	0,836	0,846	0,77
Sum Cat#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Pyrope	33,45	33,6	33,59	35,69	29,38	33,32	33,6	35,36	26,91	24,5	25,27	24,41	25,53	25,67	26,41	26,66	26,23	25,51	22,77	24,93	28,01
Almandin	40,87	41,44	41,23	38,11	43,81	41,09	39,7	38,82	44,91	45,06	44,52	44,92	43,02	43,93	43,65	43,7	44,21	44,97	46,94	44,65	44,06
Spessartine	1,177	1,091	1,068	1,184	1,829	1,172	1,215	1,082	1,395	1,995	1,836	1,949	1,889	1,988	1,688	1,759	1,978	1,798	2,235	1,957	2,032
Andradite	0,512	2,297	0,074	8,022	7,991	0	0	2,881	0,873	0,57	0,625	0	4,465	0,953	0	0	0	0	0	0	0
Uvarovite	0,046	0,005	0,023	0,015	0,005	0,039	0,005	0,046	0,016	0,032	0,032	0,005	0,101	0,047	0,005	0,055	0,005	0,09	0,005	0,008	0,005
Grossulaire	23,94	21,57	24,02	16,99	16,99	24,39	25,48	21,81	25,9	27,85	27,72	28,72	25	27,41	28,25	27,83	27,59	27,63	28,05	28,46	25,9
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XMg	0,45	0,448	0,449	0,484	0,401	0,448	0,458	0,477	0,375	0,352	0,362	0,352	0,372	0,369	0,377	0,379	0,372	0,362	0,327	0,358	0,389

Symplektite

Biotit-Gneis																							
Probe													L41/	4									
Point	26	27	28	32	33	34	35	36	40	41	44	46	4/	48	49	54	55	56	5/	58	63	64	65
3IU <sub>2</sub>	37,93	37,90	37,0	37,34	37,00	37,00	37,20	36,49	30,13	37,15	30,90	0 37,55	0.05	0 37,4	9 37,2	20 37,8 D 0	0.01	4 30,	0.00	0.01	35,36	35,30	35,40
102	20,05	0,05	0,03	21.57	21.55	21 70	21.0	21.7	21.02	21.64	21.25	21.40	0,05	0	4 21 4	2 0	1 21 4	21/	0,02	0,01	0,02	22.21	0,09
CroOo	0.03	0.02	0	0	0	0	0	0	0.03	0.01	0.06	0.05	0.07	0.01	- 21,2	0 0 0	0.02	00	0	0	0	0	0.01
Ee <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (c)	1.34	1.93	2.08	1 91	1 18	1.83	2 21	3.27	1 34	2.67	2.03	2 14	2 34	2	2.3	a 1.46	1.83	3.46	439	2 99	5 73	5 12	5 13
FeQ	27.2	27.03	25.65	26.57	28.4	26.77	26.8	25.76	25.49	25.96	26.76	26.74	26.0	5 27.1	8 27.3	38 26.9	3 27.1	3 252	7 23.8	8 25.18	21.55	22.67	22.5
MnO	3,66	1,76	1,52	6,23	4,23	1,68	5,28	7,16	1,01	6,26	7,3	5,2	6,79	4,61	5,0	3 1,67	5,18	5,65	5 2,62	2,24	1,01	1,35	0,9
MgO	3,96	4,85	4,58	3,25	3,85	4,27	3,59	3,22	5,32	3,21	2,98	3,57	3,17	3,64	3,6	5 4,65	3,61	3,47	3,91	4,21	5,13	5,13	5,71
CaO	5,81	6,24	7,71	4,66	4,3	7,2	4,7	3,81	7,5	5,03	3,73	5,14	4,2	5,07	4,3	5 6,6	4,38	4,69	7,01	7,08	8,26	7,13	6,96
Sum Ox%	100,9	101,4	101	101,5	101,2	101,4	101,8	101,4	100,8	102	101,2	2 101,9	9 101,	1 101,	6 101	,5 101	,2 100	,9 100	,2 99,2	3 100,2	99,19	99,02	98,9
Si	2,987	2,953	2,944	2,942	2,965	2,945	2,922	2,89	2,957	2,917	2,937	2,943	2,91	2 2,94	2,93	37 2,95	2 2,93	7 2,88	3 2,83	6 2,902	2,797	2,808	2,808
Ti	0,003	0,003	0,002	0	0,001	0,002	0	0	0,001	0,003	0,002	0	0,003	30	0,00	01 0	0,00	1 0,00	0,00	10	0,001	0,001	0,006
AI IV	0,013	0,047	0,056	0,058	0,035	0,055	0,078	0,11	0,043	0,083	0,063	0,057	0,08	3 0,06	0,06	63 0,04	8 0,06	3 0,11	7 0,16	4 0,098	0,203	0,192	0,192
AI VI	1,926	1,927	1,93	1,945	1,964	1,944	1,947	1,915	1,961	1,919	1,935	1,927	1,93	9 1,94	1 1,9	13 1,96	1 1,95	1 1,90	6 1,89	7 1,92	1,859	1,885	1,874
Cr	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0	0,002	0,001	0,004	0,003	0,004	4 0,00	1 0,00	06 0,00	2 0,00	2 0,00	)1 0	0	0	0	0,001
Fe <sup></sup>	0,08	0,113	0,122	0,113	0,07	0,107	0,13	0,195	0,078	0,158	0,121	0,126	1 70	0,11	8 0,14	12 0,08	5 0,10	9 0,20	0,26	4 0,177 5 1.00	0,341	0,306	0,306
ге Ма <sup>2+</sup>	0.244	1,759	1,071	1,751	0,009	0.441	1,750	1,700	0.000	1,705	0.404	0.245	1,72	1,70	5 1,00 6 0.27	0 0.1	2 1,78	7 0.20	0 1,09	5 1,00 7 0,140	1,420	1,504	1,49
Ma Ma	0,244	0,116	0,1	0,416	0,282	0,111	0,351	0,48	0,066	0,416	0,491	0,345	0,45	5 0,30	6 0,3. 5 0.4	39 U,11 20 0.5/	0,34	0,30	2 0,17	7 0,149 E 0.404	0,068	0,09	0,06
Ca	0,400	0,502	0,552	0,302	0,452	0,495	0,415	0,30	0,673	0,373	0,300	0,410	0.35	7 0.42	6 0.36	3 0,5 37 0,5	1 0.37	1 0.40	3 0,40 11 0.6	0,494	0,005	0,007	0.59
Sum Cat#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Pyrope	15.55	19	18.06	12.97	15.23	16.79	14.34	13.14	20.81	12.85	12.02	14.14	12.8	5 14.4	6 14.	6 18.2	8 14.5	5 14.3	2 16.3	9 17.03	21.63	21.61	23.94
Almandin	59,91	59,49	56,71	59,51	63,04	59,08	60,14	59,04	55,9	58,39	60,48	59,49	59,20	60,6	3 61,3	38 59,3	4 61,0	8 58,5	2 56,2	3 57,21	50,94	53,57	52,94
Spessartine	8,157	3,918	3,403	14,14	9,507	3,756	11,99	16,62	2,233	14,26	16,71	11,71	15,6	3 10,4	1 11,5	53 3,72	8 11,8	3 13,2	4 6,25	5 5,146	2,423	3,222	2,144
Andradite	3,963	5,518	5,922	5,491	3,44	5,206	6,264	9,238	3,838	7,583	5,881	6,139	6,69	5,72	4 6,86	64 4,16	8 5,29	4 9,84	12,1	9 8,443	15,48	13,96	13,99
Uvarovite	0,094	0,05	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,084	0,033	0,174	0,141	0,19	3 0,03	3 0,28	31 0,07	5 0,07	5 0,02	25 0,00	8 0,005	0,005	0,005	0,032
Grossulaire	12,33	12,02	15,9	7,886	8,779	15,16	7,251	1,953	17,13	6,884	4,739	8,381	5,35	8,74	4 5,3	5 14,4	1 7,25	4,05	5 8,92	8 12,16	9,521	7,634	6,96
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
XMg	0,206	0,242	0,241	0,179	0,195	0,221	0,193	0,182	0,271	0,18	0,166	0,192	0,178	3 0,19	3 0,19	92 0,23	5 0,19	2 0,19	0,22	6 0,229	0,298	0,287	0,311
Matrix									Granat	-Glimm	erschie	er											
Probe				L69/1					Probe	1						L69/1							
Point	200	201	202	203	224	225	226		Point		206	207	208	209	210	211	65	66	67	68	69		
SiO <sub>2</sub>	37,24	37,35	37,03	37,26	37,48	37,29	37,28		SiO <sub>2</sub>		37,09	37,23	37,49	37,18	37,16	37,48	35,77	36,32	35,82	35,06	35,59		
110 <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,09	0,08	0,08	0,06	0,13		TIO <sub>2</sub>		0,05	0,06	0,02	0,12	0,15	0,09	0,25	0,12	0,15	0,15	0,16		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,23	21,19	21,4	21,21	21,24	21,49	21,42		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		21,15	21,33	21,2	21,18	21,04	21,23	20,86	21,01	20,85	21,36	20,86		
Ee <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (c)	04	0,03	0,03	0,00	0.54	0,02	1 13		Ee <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	c)	0,02	0,00	0,03	0.52	1 25	0	1.37	0.44	1.09	3.22	275		
FeO	30.42	30.67	30.78	30.07	32.85	35.94	30.95		FeO	-/	34.93	35.46	35.96	32.22	29	35.89	25.91	27.11	26.47	26.59	25.41		
MnO	1,12	1,2	0,94	0,84	0,68	0,32	0,4		MnO		0,46	0,67	0,62	0,32	1,67	0,54	2,49	1,95	1,99	2,04	2,04		
MgO	1,49	1,5	1,56	1,53	1,47	2,62	2,1		MgO		2,5	2,74	2,68	1,39	0,93	2,59	0,9	1,01	0,93	0,99	0,9		
CaO	8,08	7,94	7,67	8,57	6,82	2,89	7,5		CaO	Í	3,54	2,77	2,71	7,45	9,55	2,74	10,12	9,88	10	9,08	10,63		
Sum Ox%	100	100,7	100,4	100,5	101,2	101,2	100,9		Sum O	x%	100,1	101	100,8	100,4	100,7	100,6	97,68	97,87	97,31	98,49	98,34		
Si	2,983	2,977	2,959	2,972	2,983	2,97	2,957		Si		2,983	2,971	2,997	2,977	2,964	3	2,934	2,967	2,946	2,864	2,903		
Ti	0,003	0,005	0,006	0,005	0,005	0,003	0,008		Ti		0,003	0,003	0,001	0,007	0,009	0,006	0,016	0,008	0,009	0,009	0,01		
ALIV	0,017	0,023	0,041	0,028	0,017	0,03	0,043				0,017	0,029	0,003	0,023	0,036	0	0,066	0,033	0,054	0,136	0,097		
AI VI	1,967	1,907	1,974	1,905	1,975	1,900	1,90		AI VI	-	1,967	1,977	1,994	1,977	1,942	2,003	1,951	1,969	1,900	1,92	1,906		
Fe <sup>3+</sup>	0 024	0,002	0.055	0.05	0.032	0.034	0.067		Fe <sup>3+</sup>		0,001	0,005	0,002	0.031	0.075	0	0 084	0.027	0.067	0 198	0 169		
Fe <sup>2+</sup>	2.038	2.045	2.057	2.006	2.187	2.394	2.053		Fe <sup>2+</sup>		2.349	2.366	2.404	2.158	1.934	2.402	1.777	1.852	1.821	1.816	1.733		
Mn <sup>2+</sup>	0,076	0,081	0,064	0,057	0,046	0,022	0,027		Mn <sup>2+</sup>	i	0,031	0,046	0,042	0,022	0,113	0,037	0,173	0,135	0,139	0,141	0,141		
Mg	0,178	0,178	0,186	0,182	0,174	0,311	0,248		Mg		0,3	0,325	0,32	0,166	0,11	0,31	0,11	0,123	0,114	0,121	0,11		
Ca	0,694	0,678	0,657	0,732	0,582	0,247	0,637		Ca		0,305	0,236	0,232	0,639	0,816	0,235	0,889	0,865	0,882	0,795	0,929		
Sum Cat#	8	8	8	8	8	8	8		Sum C	at#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8		
Pyrope	5,969	5,965	6,286	6,122	5,818	10,45	8,36		Pyrope		10,05	10,95	10,66	5,577	3,713	10,37	3,731	4,12	3,872	4,205	3,773		
Almandin	68,26	68,58	69,4	67,37	73,18	80,52	69,25		Almano	din	78,67	79,57	80,2	72,29	65,06	80,53	60,26	62,27	61,61	63,23	59,5		
Spessartine	2,542	2,706	2,152	1,909	1,536	0,735	0,906		Spessa	artine	1,051	1,531	1,4	0,734	3,79	1,229	5,868	4,538	4,689	4,91	4,829		
Andradite	<ul> <li>1 200</li> </ul>	2,217	2,7	2,458	1,594	1,67	3,314		Andrac	lite	1,166	2,029	0,298	1,549	3,703	0	4,116	1,339	3,286	9,298	8,095		
L human site	1,205	0.007	0.070	0.400	0.005	0.054	0.005		L hunger	de la	0.00	0 007	0.005	0.005	0.005	0.005	0.000	0 1 1 0	0.00E	0.00E	0.005		
Uvarovite	0,005	0,087	0,078 19 30	0,183	0,005	0,051	0,005		Uvarov	rite Ilaire	0,06 9	0,237	0,095	0,005	0,005	0,005	0,008	0,112	0,005 26.53	0,005	0,005		
Uvarovite Grossulaire Total	0,005 22,01	0,087 20,45	0,078 19,39 100	0,183 21,95 100	0,005 17,86 100	0,051 6,576 100	0,005 18,17 100		Uvarov Grossu Total	rite ulaire	0,06 9 100	0,237 5,684 100	0,095 7,353 100	0,005 19,85 100	0,005 23,73 100	0,005 7,865 100	0,008 26,02 100	0,112 27,62	0,005 26,53 100	0,005 18,36 100	0,005 23,8 100		
Uvarovite Grossulaire Total XMg	0,005 22,01 100 0,08	0,087 20,45 100 0,08	0,078 19,39 100 0,083	0,183 21,95 100 0,083	0,005 17,86 100 0,074	0,051 6,576 100 0,115	0,005 18,17 100 0,108		Uvarov Grossu Total XMa	rite Jaire	0,06 9 100 0,113	0,237 5,684 100 0,121	0,095 7,353 100 0,117	0,005 19,85 100 0,072	0,005 23,73 100 0,054	0,005 7,865 100 0,114	0,008 26,02 100 0,058	0,112 27,62 100 0,062	0,005 26,53 100 0,059	0,005 18,36 100 0,062	0,005 23,8 100 0,06		

### 7.2. Probenverzeichnis

	Frankenwald	
Probe	Gestein	Lokalität
L 1/1-9 <sup>1</sup>	Poppengrüner Konglomerat, polymiktes Konglomerat	Blatt Helmbrechts, Bahneinschnitt Döbra bei Poppengrün,
		r 76500, h 73087
L 2/1-3	Poppengrüner Konglomerat in Grauwacke- Ausbildung	Bahneinschnitt Döbra bei Poppengrün
L 3/1-9	Polymiktes Kalkkonglomerat	Blatt Schwarzenbach am Wald, an der Überkehr bei Löhmar
		r 69140, h 69780
L 4/1-4	Kalkbrekzie	Blatt Schwarzenbach am Wald, Straßenböschung an der Überkehr
		r 68875, h 69750
L 5/1	Laminierter Kalk, Geröllprobe, Poppengrüner Konglomerat	Straßenböschung an der Überkehr
L 6/1+2	Kalkbrekzie	Straßenböschung an der Überkehr
L 10/1-26	große Konglomeratprobe, Wurstkonglomerat	Blatt Teuschnitz, Straßenaufschluss an der Straße Steinwiesen
		Nordhausen, Mauthaus-Talsperre
		r 64340, h 76880
L 11/1	große Konglomeratprobe, Teuschnitzer Konglomerat	E' von Wickendorf, Aufschluss im Bürgersbachtal
		r 56950, h 83250
L 12/1	Sandsteinkomponente a. d. Teuschnitzer Kgl.	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 13/1-7	große Konglomeratprobe, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 14/1	große Konglomeratprobe, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 15/1	große Konglomeratprobe, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 17/1-3	Gneiskomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal

 $<sup>^{1}</sup>$  L 1/1-9: aus der Konglomeratprobe L 1 wurden 9 Dünnschliffe verschiedener Komponenten angefertigt.

L 18/1	Gneiskomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 19/1	Granitkomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 21/1-3	Granitkomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 23/1	Granitkomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal
L 25/1	Granitkomponente, Teuschnitzer Konglomerat	Aufschluss i. Bürgersbachtal

### Polen, Westsudeten, Innersudetische Mulde

Probe	Gestein	Lokalität
L 40/1-18	große Konglomeratprobe, Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg (Swiebodzice), unterhalb des Schloßes Fürstenstein im Polsnitztal (Pelcznica)
		33°47'56" W; 50°50' 27"N
L 41/1-13	große Konglomeratprobe, Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg, unterhalb des Schloßes Fürstenstein
L 42/1-5	Sandsteinkomponente, Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg, unterhalb des Schloßes Fürstenstein
L 43/1-4	Kalksteinkomponente, Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg (Swiebodzice), Steinbruch am Schulzenberg bei Alt- Liebichau,
		33°59'35" W, 50°50'7" N
L 45/1-3	Symplektit-Komponente, Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg, Steinbruch am
		Schulzenberg bei Alt-Liebichau
L 49/1	Kalksteinkomponente Gneiskonglomerat	Blatt Freiburg, Steinbruch am
		Schulzenberg bei Alt-Liebichau
L 55/1-4	große Konglomeratprobe, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg (Swiebodzice), an der Ruine der Zeis-Burg, 33°51' W; 33°55' N
L 57/1	Vulkanitkomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, an der Ruine der Zeis- Burg
L 58/1+2	Vulkanitkomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, an der Ruine der Zeis- Burg
L 59/1	Biotitgneiskomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, an der Ruine der Zeis-

		Burg
L 61/1-7	große Konglomeratprobe, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, an der Ruine der Zeis- Burg
L 62/1-4	Konglomeratprobe, Unteres Variolithführendes Konglomerat	Blatt Freiburg (Swiebodzice), Kastanienallee am Idahof, 33°54'31" W; 50°48'23" N
L 64/1-5	Grauwackeprobe aus der Tonschiefer und Konglomerat-Einheit	Blatt Freiburg (Swiebodzice), Bahneinschnitt bei Konradstal zwischen Weissenburg und Salzbrunn,
		33 34 VV, 30 40 2 IN
L 65/1	Kalksteinkomponente aus der Tonschiefer und Konglomerat-Einheit	Blatt Freiburg, Bahneinschnitt bei Konradstal zwischen Weissenburg und Salzbrunn
L 68/1-9	Konglomeratprobe der Tonschiefer und Konglomerat-Einheit	Blatt Freiburg, Bahneinschnitt bei Konradstal zwischen Weissenburg und Salzbrunn
L 69/1-3	große Konglomeratprobe, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg (Swiebodzice), Gemeindesteinbruch Nieder- Adelsbach (Struga),
		33°54'31" W; 50°49'47" N
L 70/1+2	Konglomeratprobe, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 71/1-13	große Konglomeratprobe, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 75/1+2	Plutonitkomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 76/1+2	Plutonitkomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 77/1	Plutonitkomponente, Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 80/1	Sandsteinkomponente,Graues Konglomerat	Blatt Freiburg, Gemeindesteinbruch Nieder-Adelsbach (Struga)
L 89/1-5	Biotitgneiskomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn (Jedlina Zdroij), Straße nach Mühlbach 400m E' vonToschendorf an einer Straßenböschung,
		34 0 53 VV, 50 48 43 N

L 90/1-3	Sandsteinkomponente Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn (Jedlina Zdroij), Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
		34°6'55" W, 50°45'13" N
L 93/1	Konglomeratprobe, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 94/1+2	Konglomeratprobe, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 95/1	Gneiskomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 96/1	Plutonitkomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 99/1	Plutonitkomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 100/1	Plutonitkomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 101/1	Biotitgneiskomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 103/1	Biotitgneiskomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 105/1	Plutonitkomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg
L 106/1-3	Plutonitkomponente, Gneisformation	Blatt Charlottenbrunn, Weistritz Talsperre, Fussweg Richtung Schloßberg

#### 7.3. Phototafeln

# Tafel 1: Magmatische Korngefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate des Frankenwaldes

<u>Bild 1</u>: Rapakivi-Struktur in einer Granitkomponente, Teuschnitzer Konglomerat: der perthitisch entmischte Alkalifeldspat wird von Plagioklas ummantelt; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 25.

<u>Bild 2</u>: Antirapakivi-Struktur in einer Granitkomponent, Teuschnitzer Konglomerat: Plagioklas wird von Alkalifeldspat ummantelt; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Proge L 21/1.

<u>Bild 3</u>: Hochquarz in einem S-Typ Granit, Teuschnitzer Konglomerat: Hochquarze scheiden früh aus einem heissen Magma aus (> 573°C) und sind an den charakteristischen Formen der Prismen zu erkennen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 23/1.

<u>Bild 4</u>: Granophyrische Verwachsungen in einem Granit, Teuschnitzer Konglomerat: dieses Gefüge ist typisch für Fraktionierung in Restschmelzen eines tholeiitischen Stamm-Magmas; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 21/2.

<u>Bild 5</u>: Konisch gewachsene Schwerminerale in einem Ignimbrit, Teuschnitzer Konglomerat: das Längen-Breitenverhältnis der Minerale ist Ausdruck extremer Unterkühlung; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 13/4.

<u>Bild 6</u>: Magmatischer Hellglimmer ist in Quarz eingeschlossen, Granit, Teuschnitzer Konglomerat: die primären, oft zweiphasigen Fluideinschlüsse im Quarz bilden eine homogen verteilte typisch magmatische Population; Bildunterseite 0,43mm, XPL, Probe L 11/1.

<u>Bild 7</u>: Mehrfachzwillinge in einem intermediären Vulkanit, Poppengrüner Konglomerat: die Plagioklase bilden nicht selten Mineralcluster in einer mikrokristallinen Matrix; Bildunterseite 4,3mm, Probe L 1/5.

<u>Bild 8</u>: Wachstumsgefüge in einem sauren Vulkanit, Poppengrüner Konglomerat: durch Schrumpfungsrisse entstandene "Quarzkugeln", in deren Zwickeln Mikrolithe aus Chlorit und Zeolith auftauchen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 1/4.

Tafel 2: Metamorphe Gefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate des Frankenwaldes

<u>Bild 1</u>: Vollständig rekristallisierter Radiolarit, Wurstkonglomerat: Chalzedon-Sphärolithe wachsen von einem Keim aus, randlich fand eine Kornvergröberung statt; Bildunterseite 0,68mm, XPL, Probe L 10/1.

<u>Bild 2</u>: Vergünter Mafit in einer Vulkanit-Komponente, Poppengrüner Konglomerat: der idiomorphe Pyroxen liegt chloritisiert vor, neben idiomorphen Plagioklasleisten, die ebenfalls beginnend vergrünt sind; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 1/6.

<u>Bild 3</u>: Vergrünter Plagioklas in einer Vulkanit-Komponente, Kalkkonglomerat: die Vergrünung vom Kern her folgt einer Zonierung, die Zwillingslamelle ist deutlich zu erkennen, benachbarte ehemals mafische Minerale sind vollständig vergrünt; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 3/9.

<u>Bild 4</u>: Karbonatisierte Gneiskomponente, Wurstkonglomerat: betroffen sind die Plagioklase, die beginnend karbonatisiert werden, die Hellgimmer zeichnen die Schieferung nach; Bildunterseite, 4,3mm, XPL, Probe L 10/22.

<u>Bild 5</u>: Ignimbrit-Komponente, Teuschnitzer Konglomerat: während der variszischen Scherzonendeformation haben sich feinkörnige metamorphe Hellglimmer entwickelt, die beginnende Quarzrekristallisation deutet auf Temperaturen, die 300°C nicht überschritten haben; Bildunterseite 4,3mm; XPL, Probe L 14/1.

<u>Bild &</u> Zwei-Glimmer-S-Typ Granite, Teuschnitzer Konglomerat: das granititsche Basement der prävariszischen Sedimente wurden von Scherzonen deformiert. Die magmatischen Muskovite der Granite sind dabei feinkörnig rekristallisiert; Bildunterseite 0,68mm, XPL, Probe L 11/1.

#### Tafel 2: Entmischungsgefüge

<u>Bild 7</u>: Wechselsäume in Alkalifeldspäten, Granit, Teuschnitzer Konglomerat: die Säume treten zwischen benachbarten Alkalifeldspäten auf und löschen gegensätzlich aus; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 11/1.

<u>Bild 8</u>: Myrmekit im Alkalifeldspat, Granit, Teuschnitzer Konglomerat: diskontinuierliches Entmischungsgefüge, bei dem Alkalifeldspat (perthitisch entmischt) verdrängt wird, Plagioklas (mit Albit-Zwillingen) und Quarz bleiben zurück; Bildunterseite 0,68mm, XPL, Probe L 21/1.

# Tafel 3: Sedimentäre Gefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate des Frankenwaldes

<u>Bild 1</u>: Schwarzer Radiolarit, Wustkonglomerat: kieseliges Sediment, welches zum großen Teil aus Kieselskeletten von Radiolarien besteht, die vollstängig verkieselt sind; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 10/18.

<u>Bild 2</u>: Resedimentierte Grauwacke, Poppengrüner Konglomerat: die Grauwacke besteht aus eckigen bis angerundeten Komponenten, die ein kontinentales Spektrum widerspiegeln; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 1/1.

<u>Bild 3</u> Kalkkonglomerat: das schlecht sortierte Konglomerat setzt sich unter anderem aus sparitisch und mikritisch kristallisierten Karbonatkomponenten zusammen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 6/1.

<u>Bild 4</u>: Klastischer Monokristall in der Matrix des Poppengrüner Konglomerates: der Quarz zeigt einen Anwachssaum, der mit Schmutzpartikeln und Fluids belegt ist; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 1/6.

<u>Bild 5</u>: Sedimentierte Tuffkomponente, Kalkkonglomerat: neben Kristall- und Gesteinsfragmenten enthalten diese polygenen Tuffe auch Vulkanite sowie Sedimente (linke Bildhälfte) und Ooid-Karbonat Xenolithe; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 3/1.

<u>Bild 6</u>: Sedimentierte Vulkanitkomponente, Kalkkonglomerat: die trachytische Struktur zeichnet mit der subparallelen Anordnung der Plagioklase die magmatische Fliessrichtung nach; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 3/4.

<u>Bild 7</u>: Ooid, Kalkkonglomerat: um einen Kern, hier zwei Quarzkristalle, lagern sich mehrere Lamellen an. In der bewegten Wasserzone sowie durch Wellentätigkeit werden die Ooide mehrmals umgelagert; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 3/9.

<u>Bild 8</u> Eine der seltenen biogenen Komponenten, sedimentierte ?Kalkalgen-Komponente (?Koralle) im Kalkkonglomerat, Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 3/9.

#### Tafel 4: Tektonische Gefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate des Frankenwaldes, hier prävariszische Deformation

<u>Bild 1</u>: Meta-Sandstein Komponente, Teuschnitzer Konglomerat, Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 15/1  $\rightarrow$  s. Bild 2.

<u>Bild 2</u> Zeigt die Komponente von Bild 1 bei LPL: sichtbar sind nun die Dehnungsrisse im rechten Teil der Komponente. Die Zugspannung lag <u>prävariszisch</u>  $\perp$  zu den Rissen und II der Schieferung. Der geknickte Hellglimmer (Pfeil) sowie die Stylolithen am Rand verdeutlichen, das während der <u>variszischen</u> Deformation die Druckspannung  $\perp$  auf den Dehnungsbrüchen gelegen haben muss; Bildunterseite 4,3mm, LPL, Probe L 15/1.

<u>Bild 3</u>: Phyllit, Teuschnitzer Konglomerat: der grünschieferfaziell prograd rotational deformierte Metapelit zeigt eine engständige erste Schieferung sowie eine weitständige zweite Krenulationsschieferung. Während D1 haben sich S1-parallele Quarzgänge gebildet, welche um 2. Falten verbogen werden; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 14/1.

<u>Bild 4</u>: Glimmerschiefer-Komponente, Teuschnitzer Konglomerat: deutlich ist die penetrative 2. Schieferung und die grob syndeformativ rekristallisierten Quarze. Die Hellglimmer sind mit ihren Basisflächen in S2 eingedreht. Die Qz-Qz-Korngrenzen zeigen beginnend das Gefüge einer Sammelkristallisation; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 13/2.

<u>Bild 5</u>: Resedimentierte Grauwacke-Komponente, Teuschnitzer Konglomerat: die Grauwacke (obere Bildhälfte) zeigt neben eckigen Komponenten (unreifes Sediment) einen Hellglimmer mit Knickbanddeformation (Pfeil): diese Deformation ist aus dem Herkunfsgebiet überliefert. Plastisch deformierter Quarz, gröber rekristallisierter Quarz sowie grob suturierter Quarz beweisen, das mindestens 3 metamorphe Stockwerke ins Ersosionniveau gelangten; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 13/4.

<u>Bild 6</u>: Die Glimmerschieferkomponente (rechts unten) belegt eine vorvariszische Deformation im Liefergebiet: Quarz ist rekristallisiert, die Hellglimmer sind in S1 eingeregelt. Die variszische Deformation öffnet alte Scherflächen und versetzt dabei auch einen Quarzkristall in der Matrix. Die Zugspannung liegt ca. NE-SW, die Druckspannung  $\perp$  dazu; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 13/2.

#### Tafel 4: Tektonische Gefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate des Frankenwaldes, hier variszische Deformation

<u>Bild 7</u>: Der linke Bildteil wird eingenommen von einer feinkörnigen Komponente, im rechten Teil ist Matrix zu erkennen. Der Quarzgang durchschlägt die Komponente und setzt sich in die Matrix fort, ist demnach variszisch angelegt worden. Bei diesen Palisadenquarzen erfolgte die Keimbildung der Quarze entlang des Ganges: die Minerale mit der schnellsten Wachstumsrichtung ⊥ zur Gangwand schneiden den langsamer wachsenden Mineralen den

Weg ab und wachsen als große Minerale bis zur Mitte des Ganges; Bildunterseite 6,8mm, XPL, Probe L 1/7.

<u>Bild 8</u>: Bruchtektonik im Granit, Teuschnitzer Konglomerat: der Alkalifeldspat wurde variszisch bruchhaft deformiert; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 17/3.

# Tafel 5: Magmatische Gefüge in ausgewählten Komponenten der Konglomerate der Innersudetischen Mulde, Polen

<u>Bild 1</u>: Hellglimmer in grobkörnigem Granit, Gneiskonglomerat: die strain-freien Hellglimmer der S-Typ-Granite erreichen eine Größe von über 3mm. Quarz zeigt schwachen Subkornbau und schwache strain-induzierte Grenzflächenwanderung an Korngrenzen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 42/2.

<u>Bild 2</u> Ausschnitt aus dem Grenzbereich a) zu b), s. Abbildung 17, Gneisformation: die Grenze zwischen beiden Bereichen wird durch die Bildung der Granate gekennzeichnet, die Hellglimmer sind bevorzugt eingeregelt, Quarz wird rekristallisiert. Am oberen Bildrand ist ein Teil eines Plagioklases des grobkörnigen Bereiches a) zu erkennen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 106/1.

<u>Bild 3</u>: Grobkörniger, saurer Plutonit, Gneiskonglomerat: dieses mikrographische Verwachsungsgefüge zwischen Alkalifeldspat und Quarz ist typisch für Restschmelzen im letzten Stadium einer fraktionierten Kristallisation eines tholeiitischen Magmas. Die Rutilnadeln (Pfeil) sind Anzeichen für granulitfazielle Bedinungen; Bildunterseite 0,43mm, XPL, Probe L 41/8.

<u>Bild 4</u>: Entmischte Rutilnadeln in Quarz, saurer Plutonit, Gneiskonglomerat: der Einbau von Ti in Quarz erfolgt unter granulitfaziellen Bedinungen, die Entmischung der langen, dünnen Rutilnadeln bei anschliessender Abkühlung. Im Quarz sind sekundäre Fluideinschlüsse zu erkennen, die Rissen folgen, welches während eines bruchhaften Deformationsereignisses angelegt wurden. Eine fluide Phase wurde beim Verheilen eingeschlossen, die sich bildenden Einschlüsse isoliert und abgeschnürt. Die auf einem solchen Riss liegende Rutilnadeln wurde geknickt; Bildunterseite 0,43mm, XPL, Probe L 41/8.

<u>Bild 5</u>: Variolithkomponente, Variolith-führendes Konglomerat; diese Komponenten zeichnen sich aus durch divergierende Plagioklas-Tafeln in einer mikrokristallinen Grundmasse aus; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 68/9.

<u>Bild 6</u> Saurer Plutonit, Graues Konglomerat: mittelkörniges Gestein mit granophyrischem Verwachsungsgefüge zwischen Alkalifeldspat und Quarz, Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 60/1.

<u>Bild 7</u>: Biotigneis, Gneisformation: der orangerote Glimmer ist Ti-haltig, der Quarz löscht parkettartig aus, da beide Gleitsysteme unter granulitfaziellen Bedinungen gleichzeitig aktiviert wurden und nun senkrecht aufeinander stehen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 101/1.

<u>Bild 8</u> Biotitgneis, Gneiskonglomerat: die bis zu 2mm großen Plagioklasen zeigen ein ophititsches Gefüge durch zahlreiche Einschlüsse von Quarz, dessen nahezu runde Umrisse auf hohe Metamorphosetemperaturen schliessen lässt; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 41/9.

### Tafel 6: Sedimentäre Gefüge in ausgewählten Proben und Komponenten der Innersudetischen Mulde, Polen

<u>Bild 1</u>: Angerundete bis eckige Komponenten des Grauen Konglomerates in einer serizitischkieseligen Matrix. Metapelite sowie syndeformativ rekristallisierter Quarz neben magatischen Quarzen mit beginnender Subkornbildung liegen in einer serzitisch-kieseligen Matrix; Bildunterseite, 4,3mm, XPL, Probe L 55/2.

<u>Bild 2</u> Entspricht Bild 1, hier mit LPL: deutlich zu erkennen ist die Krenulationsschieferung des Metapelits. Die beiden dünnen Bänder verlaufen II der 2. Schieferung; Bildunterseite 4,3mm, Probe L 55/2.

<u>Bild 3</u>: Typisches Bild des Variolith-führenden Konglomerates: am oberen Bildrand und in der rechten oberen Ecke ein Variolith, letzterer mit einem prävariszisch angelegtem Quarzgang, darunter eine gut gerundete Komponente eines sauren Plutonits neben verschieden rekristallisierten Quarzen; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 62 I 2.

<u>Bild 4</u> Grober Sandstein, Gneiskonglomerat: die eckigen bis angerundeten Komponenten liegen schlecht sortiert in einer siltigen Matrix. Zentral ist ein zerbrochener Turmalin erkennbar; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 42/1.

<u>Bild 5</u>: Grober Sandstein, Gneisformation: detritische Quarze dominieren neben Plagioklasen Alkalifeldspäten, die neben wenigen Hellglimmern und Biotiten in einer serizitischen Matrix liegen; Bildunterseite 1,72mm, XPL, Probe L 94/1.

<u>Bild 6</u>: Karbonat, Graues Konglomerat: gut erhaltene Korallen belegen marine Bedingungen im Liefergebiet; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 56/1.

#### Tafel 6: Tektonische Gefüge in ausgewählten Komponenten der Innersudetischen Mulde

<u>Bild 7</u>: Tonschiefer mit Quarzgang, Tonschiefer und Konglomerate: der Quarzgang mit den Palisadenquarzen wurde prävariszisch im Liefergebiet quer zur Schieferung der Komponente angelegt; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 68/4.

<u>Bild &</u> Zerscherter Tonschiefer, Graues Konglomerat: der Karbonatgang hat variszisch den Tonschiefer zerschert und dabei variszisch angelegte, mit Quarz ausgeheilte Brüche versetzt, Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 61/5.

## Tafel 7: Metamorphe Gefüge in ausgewählten Komponenten der Innersudetischen Senke

<u>Bild 1</u>: "Bänder-Quarz", Graues Konglomerat: die einzelnen "Bänder" sind Knickbänder, verursacht durch eine schwache kalte Deformation, die zur Verbiegung und Knickung im Kristallgitter führte; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 52/1.

<u>Bild 2</u> "Aufgezogener" Hellglimmer in Karbonat, Gneiskonglomerat: seitlich der Hellglimmer kommt es nach Drucklösungsprozessen in druckentlasteten Räumen zur Rekristallisation von Karbonat, der auch entlang der Hellglimmerspaltflächen wächst und den Hellglimmer auseinanderzieht. Das Karbonat steht dabei senkrecht auf den Hellglimmern, die Längsachsen sind dabei in Richtung der herrschenden Zugspannung ausgerichtet; Bildunterseite 1,72mm, XPL, L 43/2.

<u>Bild 3</u>: Sillimanitbildung, Gneiskonglomerat: ehemalige Hellglimmerlagen werden unter höheren amphibolitfaziellen Bedingungen in Sillimanit umgewandelt, der Quarz ist stark ausgelängt, grob rekristallisiert, die sind suturiert; Bildunterseite 4,3mm, XPL, Probe L 42/2.

<u>Bild 4</u>: Sillimanitbildung in einem Biotitgneis, Gneisformation: belegt Metamorphosebedingungen der höheren Amphibolitfazies; Bildunterseite1,72mm, XPL, Probe L 89/3.

<u>Bild 5</u> Symplektitisches Gefüge, Graues Konglomerat: Granat wird umgewandelt, um ihn herum entstehen Koronen (Kelyphite) von Chlorit und Hellglimmer; Bildunterseite: 4,3mm, XPL, Probe L 45/3.

<u>Bild 6</u>: Symplektitisches Gefüge, Graues Konglomerat: der Granat ist beginnend umgewandelt, deutlich sind die hellen Hellglimmer-Säume von den gelbgrünen Chlorit-Kelyphiten zu unterscheiden. Schwach ist das polygonale Zellengefüge der Hellglimmer zu erkennen; Bildunterseite 4,3mm, LPL, Probe L 45/3.

<u>Bild 7</u>: Symplektitisches Gefüge, Graues Konglomerat: (Ausschnitt von Bild 5): das Reaktionsgefüge ist charakterisiert durch lamellenartigen Mineralformen, die senkrecht auf dem Granat wachsen, mit zunehmendem Abstand vom Granat werden die Kelyphite gröber; Bildunterseite 1,72mm, LPL, L 45/3.

<u>Bild 8</u>: Symplektitisches Gefüge, Graues Konglomerat: stellenweise ist der Granat vollständig umgewandelt, es sind keine Relikte mehr vorhanden; Bildunterseite 1,72mm, LPL, Probe L 45/2.