

Bildung und Entwicklung metapelitischer
Migmatite und die mögliche Verbindung zu
Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-
Graniten im Gebiet von Turku (SW-Finnland)

vom Fachbereich Geowissenschaften und Geographie
der Universität Hannover

zur Erlangung des Grades

Doktor der Naturwissenschaften
Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation
von

Dipl.-Geol. Manfred Richter
geboren am 08.11.1966 in Bedburg

Referent: Prof. Dr. Wilhem Johannes, Inst. f. Mineralogie der Universität Hannover
Korreferent: Prof. Dr. Kurt Mengel, Inst. f. Mineralogie und Mineralische Rohstoffe
der Technischen Universität Clausthal
Tag der mündl. Prüfung: 02. Februar 2001, Inst. f. Mineralogie der Universität Hannover

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Migmatite und Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite aus dem Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku (SW-Finnland) detailliert untersucht, um die Bildung und Entwicklung der Migmatite zu rekonstruieren und mögliche genetische Beziehungen zu den Graniten zu klären.

In den Migmatiten treten cm-mächtige, konkordante, dünnlagige bis linsenförmige, überwiegend Grt-führende in-situ Leukosome auf. Daneben kommen bis 1.5m mächtige, meist Grt-führende, konkordante, selten diskordante Leukosomgänge vor. Die Zusammensetzung dieser beiden Leukosomtypen ist relativ homogen, vereinzelt sind jedoch auch sehr heterogen zusammengesetzte Leukosomgänge zu beobachten.

Als Ausgangsgestein der Migmatite können Metapelite angenommen werden. Der mögliche Mineralbestand sowie die möglichen Mineralzusammensetzungen vor der Schmelzbildung, konnten im Vergleich zu niedrig gradigen, ähnlich zusammengesetzten Metapeliten rekonstruiert werden. Es konnte gezeigt werden, daß die primäre Heterogenität des Protoliths immer noch durch das Auftreten Bt-Crd-Sil-dominiertes bzw. Bt-Grt-dominiertes Bereiche in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen der Migmatite erkennbar ist.

Basierend auf Grt-Bt-, Grt-Crd- und Pyroxen-Geothermobarometern, lassen sich die Schmelz- und Metamorphosebedingungen auf Temperaturen von $800^{\circ}\text{C} \pm 50$ bei 0.4-6.6GPa eingrenzen. Schmelzbildung wird dabei bevorzugt in ehemaligen, vermutlich Ms-Bt-führenden Bereichen durch vollständigen Abbau von Ms und Teilabbau von Bt stattgefunden haben. Aufgrund der durch die dehydration melting Reaktionen freiwerdenden Wassermengen und anhand verschiedener Massenbilanzierungen der Schmelzreaktionen können mögliche Schmelzmengen von 24 bis max. 35Vol.% für die Migmatite vermutet werden.

In Bt-Crd-Grt-reichen bzw. Bt-Grt-reichen Schlieren sowie deren Pl-Grt-reichen Randzonen in den heterogenen Leukosomgängen können die gleichen Restitparagenesen beobachtet werden, wie sie am Rand von in-situ Leukosomen in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen auftreten. In Abhängigkeit von der Ausgangszusammensetzung handelt es sich dabei um petrographisch „restitische“ Bt-Grt-, Bt-Crd- und Pl-Grt-reiche Partien. Diese Separation kann bereits als erste mechanische Trennung von Leukosom- und Restitmaterial angesehen werden. Vergleichbare Restite treten auch in den Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Graniten auf.

Die Hauptelementzusammensetzungen der verschiedenen Leukosomtypen und der Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Granite sind ähnlich. Die Verteilungsmuster der HREE spiegeln den starken Einfluß von Grt, die LREE-Gehalte hingegen die starke Abhängigkeit von Monazit und Zirkon wider. Die Leukosome weisen dabei vorwiegend eine positive, die Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Granite hingegen eine negative Europium-Anomalie auf.

Basierend auf Spurenelementmodellierungen kann „*disequilibrium melting*“ als favorisierter Schmelzprozeß in den Migmatiten vermutet werden. Ursachen für *disequilibrium melting* können unvollständiges Schmelzen der Akzessorien oder deformationsgeförderte, schnelle Segregation der Teilschmelzen sein. Unvollständiges Schmelzen von Akzessorien kann darauf zurückgeführt werden, daß der Hauptanteil der Akzessorien noch in Bt eingeschlossen ist. Ist die Segregationsgeschwindigkeit der Teilschmelzen größer als die Diffusionsgeschwindigkeit der REE in der Schmelze, tritt ebenfalls ein „*disequilibrium*“ ein. Der Vergleich der Spurenelementmuster der Leukosomtypen und der Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Granite läßt darauf schließen, daß ein entscheidender Anteil von Restitmaterial die Zusammensetzung der Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Granite verändert haben muß, falls sie sich aus Leukosom-ähnlichen Zusammensetzungen entwickelt haben sollten. Während des Aufstiegs des granitischen Magmas kann beispielsweise weiterer Bt-Zerfall einsetzen, durch den weitere Akzessorien am Schmelzprozeß teilnehmen können und so die Spurenelementsignatur verändern. Dabei kann sich aus einer positiven eine negative Europium-Anomalie entwickeln.

Abstract

Migmatites and garnet-cordierite bearing microcline-granites from the "Turku Granulite-Granite-Migmatite Belt" (SW-Finland, Ehlers 1993) have been investigated to reconstruct the chemical and physical conditions of their formation and evolution to mesosomes and leucosomes, and especially to find out about possible genetical relations between the garnet-cordierite bearing microcline-granites and the migmatites.

The migmatites are characterized by concordant, cm-thin layers up to small lense-like shapes and often garnet-bearing in situ leucosomes. Beside this leucosome type, there are also some up to 1.5 metres wide, mostly concordant garnet-bearing, sometimes cordierite-bearing leucosome sills. Both types are commonly rather homogenous. In contrast to these, a few 0.5 to 1 metre wide sills are very heterogenous.

Comparisons with lower grade migmatites revealed that the possible parent rock for the migmatites could be a turbidite metapelite. In agreement with this, the mineral compositions and the mineral portions of the protolith could be determined. The primary heterogeneity of the parent rock is still recognizable through biotite-cordierite-sillimanite dominated or biotite-garnet dominated bands in the mesosome layers.

Based on garnet-biotite, garnet-cordierite and pyroxene geothermometry, the peak-metamorphism conditions could be focused on $800^{\circ}\text{C} \pm 50$ at 0.4-6.6 GPa. Supposingly, melting has primarily taken place in the muscovite-biotite bearing parts of the protolith. With the help of mass balance calculations of the possible dehydration melting reactions, the amount of partial melt is estimated to be between 24 to 35 vol. %.

Depending on the primary mineral compositions of the protolith, biotite-cordierite-garnet, biotite-garnet rich and also plagioclase-garnet rich schlieren can be found at the edges of 0.5-1 metre wide heterogenous leucosome sills. Such restit paragenesis also appears at the edges of many in situ leucosomes within the mesosomes. The appearance of such mafic mineral-rich edges represents or better documents the first steps of separation between leuco- and mesosomes in the Turku migmatites. Some local garnet-cordierite bearing microcline-granites have still similar inherited restit paragenesis.

The major element composition of the different leucosome types and of the garnet-cordierite bearing microcline-granites are almost identically. The HREE patterns document the strong influence of garnet, the LREE-signature, however, shows the dependence of the monazite and zircon content. The leucosomes have a positive, the garnet-cordierite bearing microcline-granites a negative europium-anomaly.

From trace element modeling the conclusion can be drawn that disequilibrium melting is the favourite melting process in the Turku migmatites. Disequilibrium can be a result of incomplete melting of the accessory minerals and/or tectonically forced segregation of melt. Therefore incomplete melting of the accessory minerals occurs and consequently disequilibrium, when they are still included and so are hindered to react with the melt or when the diffusion rate of the several elements is slower than the segregation of partial melts.

The comparison between the trace element patterns of the different leucosome types and the garnet-cordierite bearing microcline-granites, reveals that an unknown amount of restit material should have changed the composition of the granites distinctly, if the assumption is right, that they derived from local leucosomes.

During ascent of the garnet-cordierite bearing microcline-granites, additional decay of biotite accompanied with the release of further accessory minerals and also trace elements, can turn the trace element patterns of the garnet-cordierite bearing microcline-granites from a positive into a negative europium-anomaly.

deutsche Schlagworte:

Migmatite

Teilschmelzbildung

SW-Finnland

englische Schlagworte:

migmatites

partial melting

SW-Finnland

Vorwort

...gewidmet meinem Vater († 10. Mai 1997)

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Institut für Mineralogie der Universität Hannover auf Anregung von Herrn Prof. Dr. W. Johannes.

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. Johannes, Herrn Prof. Dr. K. Mengel und Herrn Prof. Dr. F. Holtz für die intensive Betreuung, die zahlreichen fachlichen, aber nicht immer konstruktiven Diskussionen sowie die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Diese Arbeit wurde in der Zeit vom 1.7.1996 bis 30.9.1998 durch ein Stipendium des Graduierten-Förderungsprogramms der Universität Hannover finanziell unterstützt.

Bei Herrn Prof. Dr. W. Johannes und Herrn Prof. Dr. K. Mengel möchte ich mich für die finanzielle Unterstützung vom 1.11.1998 bis 14.6.1999 der Dissertation sowie für die Erstattung der Reisekosten der beiden Geländeaufenthalte in Finnland bedanken.

Im Folgenden möchte ich mich herzlich bedanken bei

Herrn Prof. Dr. Carl Ehlers und Dr. Alf Lindroos für die Einführung in die Geologie der Region um Turku sowie für die interessanten und hilfreichen Diskussionen über die Zusammenhänge zwischen Deformation, Sammlung und Transport von granitischen Schmelzen.

Herrn Prof. Dr. Manfred Schliestedt für die kritische und hilfreiche Durchsicht der petrographisch orientierten Kapitel sowie der Hilfestellung bei petrogenetischen Fragen,

Herrn Dr. Jürgen Köpcke für die Betreuung an der Mikrosonde sowie seine Hilfe bei der Auswertung und Darstellung der Analysenergebnisse,

Herrn Otto Diedrich für die Unterstützung bei den Geländetätigkeiten, der Präparation zahlreicher Dünnschliffe und Gesteinsplatten, sowie für viel Spaß, viele gut gemeinte Motivationsprüche und tolle Stimmung bei den Geländearbeiten in Finnland,

meinem Komilitonen Jens Bethge für die Unterstützung bei den Geländearbeiten in Finnland,

Herrn Dr. Gerhard Meier für die Überlassung seines Proben- und Fotomaterials aus Turku und

Frau Mrus für die Unterstützung bei Fragen zum Graduierten-Förderungsprogramms.

Herrn Dr. Dieter Ziegenbein und allen Mitarbeitern des Institutes für Mineralogie möchte ich für ihre Hilfsbereitschaft, Ratschläge für die stets aufmunternden und motivierenden Worte bei der nicht immer leichten Erstellung dieser Arbeit danken. Hervorzuheben ist dabei die „A105“-Crew.

Mein besonderer Dank gilt jedoch Frau Dipl.-Min. Claudia Migowski für das geduldige Durchsehen und Korrekturlesen der Arbeit, das sicherlich viele Nerven gekostet hat.

Hervorzuheben sind meine gewissenhaften Freunde („*ihr wißt schon: Lars, Ines, Michael, Jens, Lili und Co.*“), und vor allem meine Freundin, und mittlerweile Ehefrau, Susanne, ohne deren Aufmunterung und Motivation in „*Krisenzeiten*“ ich die Arbeit nicht zu Ende gebracht hätte.

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1: Einleitung

- | | | |
|-----|--|---|
| 1.1 | Das „Migmatit-Granit-Problem“ | 1 |
| 1.2 | Bisherige Vorstellungen zur Migmatit-Granit-Genese im Gebiet von Turku | 3 |
| 1.3 | Ziel der Untersuchungen | 4 |

Kapitel 2: Geologischer Überblick

- | | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | Die Svekofenniden in Finnland | 5 |
| 2.2 | Die spät-Svekofennidische Granit-Migmatit-Zone (LSGM-Zone) | 6 |
| 2.3 | Krustenentwicklung und Granulit-fazielle Metamorphose in der LSGM-Zone | 6 |
| 2.4 | Das Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku | 7 |
| 2.5 | Deformation und Metamorphosezonen im Gebiet von Turku | 11 |

Kapitel 3: Probenentnahme

- | | | |
|-----|--|----|
| 3.1 | Probennahme zur Rekonstruktion der Ausgangszusammensetzung der Migmatite | 13 |
| 3.2 | Bestimmung der Leukosom-Zusammensetzungen | 13 |
| 3.3 | Bestimmung der Granit-Zusammensetzungen | 14 |

Kapitel 4: Petrographie der Migmatite

- | | | |
|-------|--|----|
| 4.1 | Mesosome | 16 |
| 4.1.1 | Plagioklas-Quarz-reiche Mesosome | 17 |
| 4.1.2 | Biotit-Kalifeldspat-reiche Mesosome | 19 |
| 4.1.3 | Deformation und Zeitpunkt der Schmelzbildung | 22 |
| 4.2 | Melanosome | 23 |
| 4.3 | Leukosome | 24 |
| 4.3.1 | In-situ Leukosome | 25 |
| 4.3.2 | Leukosomgänge | 28 |
| 4.3.3 | Heterogen zusammengesetzte Leukosomgänge | 30 |

Kapitel 5: Petrographie der Mikroclin-Granite

Kapitel 6: Mineral- und mögliche Schmelzreaktionen

- | | | |
|-----|---|----|
| 6.1 | Prograde Mineral- und Schmelzreaktionen | 36 |
| 6.2 | Retrograde Mineralreaktionen | 40 |

Kapitel 7: Mineralzusammensetzungen

- | | | |
|-----|----------------|----|
| 7.1 | Plagioklas | 41 |
| 7.2 | Alkalifeldspat | 42 |
| 7.3 | Cordierit | 43 |
| 7.4 | Granat | 44 |
| 7.5 | Biotit | 47 |

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 8: Abschätzung der PT-Bedingungen

8.1	Peak-Temperaturen	50
8.1.1	Grt-Crd-Geothermometer	50
8.1.2	Grt-Bt-Geothermometer	50
8.1.3	Pyroxen-Geothermometer	51
8.2	Bewertung der ermittelten Druck- und Temperaturdaten	49
8.3	Vergleich der PT-Abschätzungen im Gebiet von Turku	55

Kapitel 9: Geochemie der Migmatite und Mikroklin-Granite

9.1	Hauptelement-Zusammensetzungen	55
9.1.1	Migmatite	57
9.1.2	Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite	61
9.2	In-situ Leukosome, Leukosomgänge und Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite im System Qz-Ab-Or-H ₂ O	63
9.3	Spurenelement- und REE-Zusammensetzung der Migmatite und Granite	65
9.3.1	In-situ Leukosome und Biotit-Kalifeldspat-reiche Mesosome	65
9.3.2	Homogene Leukosomgänge	66
9.3.3	Heterogen zusammengesetzte Leukosomgänge (Profile)	67
9.3.4	Vergleich der Lagen der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge	69
9.3.5	Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite	70
9.3.6	Anreicherung/Verarmung der Migmatite gegenüber dem Ausgangsgestein	72
9.3.7	Vergleich der Leukosomtypen mit Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Graniten	72
9.3.8	Anreicherung/Verarmung der Migmatite gegenüber den Graniten	73

Kapitel 10: Diskussion der Ergebnisse

10.1	Bildung und Entwicklung der Migmatite	74
10.1.1	Rekonstruktion des möglichen Ausgangsgesteins	74
10.1.2	Abschätzung der möglichen Schmelzmengen	76
10.1.3	Abschätzung der möglichen Schmelzzusammensetzungen	80
10.2	Sammlung und Segregation der Teilschmelzen	89
10.2.1	Problem der Pl-Grt-reichen Randzonen von Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren	91
10.3	Mögliche Verbindung der Migmatite zu den Graniten im Gebiet von Turku	93

Kapitel 11: Literaturverzeichnis

Kapitel 12: Anhang

Definition der Begriffe und Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

Migmatit-Nomenklatur nach Mehnert (1968), Johannes (1988) und dieser Arbeit:

Mesosom	= dunkler, meist feinkörniger, Bt-reicher, oft Grt- und/oder Crd-führender Teil eines Migmatits mit metamorph aussehendem, geregeltem und gneisartigen Gefüge
Leukosom	= heller, leukokrater, meist grobkörniger, Fsp- und Qtz-reicher Teil eines Migmatits mit magmatisch aussehendem, regellosen und granoblastischen Gefüge
Melanosom	= sehr dunkler, meist feinkörniger, hauptsächlich aus Bt bestehender, oft Grt- und/oder Crd-führender Saum zwischen Leuko- und Mesosom mit geregeltem Gefüge und oft angereichert an akzessorischen Mineralen wie Zirkon, Monazit, Apatit etc.
Neosom	= Teil eines Migmatits; bestehend aus Leukosom und den angrenzenden Melanosomen
Protolith	= mögliches Ausgangsgestein vor der Migmatitbildung (Vergl. Paläosom von Mehnert 1968)

Ergänzende Nomenklatur für die Migmatite in Turku:

in-situ Leukosome	= makroskopisch erkennbare, wenige mm- bis cm-große, lagig- bis linsenförmig ausgebildete, teilweise deformierte (boudinierte), leukokrater Bereiche in den Mesosomen mit unterschiedlich hohem Anteil mafischer Minerale (Grt, Crd und Bt), vereinzelt fließender Übergang zu dm-breiten, heterogen zusammengesetzten Leukosomen (heterogene Leukosomgängen) oder zu bis 1.5m-breiten homogenen Leukosomgängen
homogene Leukosomgänge	= dm bis 1.5m-breite, konkordante, selten diskordante, leukokrater, lagig- bis gangförmig ausgebildete, teilweise deformierte (boudinierte) Bereiche mit geringem Anteil mafischer Minerale (Grt, Crd, selten Bt); vereinzelt Anreicherungen mafischer Minerale (meist Grt, selten Crd)
heterogene Leukosomgänge	= Leukosomgänge in denen verschiedene Lagen/Bereiche auftreten: helle Kfs-Qtz Lagen, und Bt-Grt-Crd-reiche (Mesosom/Melanosom)-Schlieren mit Pl-Grt-dominierten Randzonen
(Mesosom- oder Melanosom)-Schlieren	= sehr dunkle Schlieren, Lagen oder Bereiche in den Leukosomen, die angereichert sind an reistitischen Mineralen wie Bt, Grt und/oder Crd, Akzessorien, vergleichbar mit Melanosom

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen (nach Kretz 1983):

Ab = Albit	En = Enstatit	Mnz = Monazit
Alm = Almandin	Ep = Epidot	Ms = Muskowit
Alkfs = Alkalifeldspat	Fsp = Feldspat	Or = Orthoklas
An = Anorthit	Grt = Granat	Pl = Plagioklas
And = Andalusit	Grs = Grossular	Py = Pyrop
Andr = Andradit	Hc = Hercynit	Qtz = Quarz
Ap = Apatit	Hy = Hypersthen	Qz = Quarz (CIPW-Norm)
Bt = Biotit	Ilm = Ilmenit	Sil = Sillimanit
c = Korund (CIPW-Norm)	Kfs = Kalifeldspat	Sps = Spessartin
Chl = Chlorit	Mag = Magnetit	Tnt = Titanit
Di = Diopsid	Mc = Mikroklin	Zrn = Zirkon

Verwendete geochemische Abkürzungen:

LREE = <i>light rare earth elements (La-Eu)</i>	HREE = <i>heavy rare earth elements (Gd-Lu)</i>
---	---

Kapitel I: Einleitung

I.1 Das „Migmatit-Granit-Problem“

Partielle Schmelzbildung in der unteren bis mittleren kontinentalen Kruste ist einer der Hauptmechanismen bei der Entstehung granitischer Magmen. Der Transfer dieser Schmelzen in höhere Krustenniveaus spielt eine wesentliche Rolle bei der chemischen Differentiation der kontinentalen Kruste (Taylor & McLennan 1985; Wall et al. 1987; Wickham 1987a, b; Ashworth & Brown 1990; Clemens 1990; Vielzeuf & Vidal 1990; Allibone & Norris 1992; Stevens & Clemens 1993; Cesare et al. 1997). So führen z.B. LeFort (1981, 1987) und France-Lanord & LeFort (1988) die Bildung von Leukograniten im Himalaja auf die Mobilisation von Teilschmelzen aus metasedimentären Migmatiten über Gänge und Scherzonen zurück.

Regional metamorphe Migmatitgebiete repräsentieren tief erodierte Teile der unteren bis mittleren kontinentalen Kruste (z.B. in Skandinavien). Der Schlüssel zum Verständnis von Aufschmelzungs- und Transportprozessen innerhalb der kontinentalen Kruste, insbesondere der Granit-Genese, scheint in der Rekonstruktion der Bildungsbedingungen von Migmatiten, vor allem der Entstehung der Leukosome sowie der Trennung der Teilschmelzen vom kristallinen Restit zu liegen (Johannes 1983a, 1985; Tracy & Robinson 1983; Brown 1994a, b). Sawyer (1998) beschreibt in diesem Zusammenhang den Übergang von Migmatiten über Diatexite zu parautochthonen Graniten in der Opatica Subprovinz im Kanadischen Schild.

Die Bildung von Leukosomen wird auf verschiedene Ursachen zurückgeführt (Ashworth 1985; Johannes 1988). Basierend auf dem Vergleich der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung von Leukosomen und experimentell ermittelten Teilschmelzen, wird partielle Anatexis als favorisierter Prozeß bei der Bildung von Leukosomen angesehen (Henkes & Johannes 1981; Gupta & Johannes 1982, 1986; Johannes & Gupta 1982; Barber et al. 1983; Barr 1983; Brown 1983; Barbey et al. 1990, 1996; Malløe 1992; Sawyer 1994; Fitzsimons 1996; Greenfield et al. 1996; Kohn et al. 1997; Kalt & Berger 1999).

Alternative Bildungsmechanismen, wie metamorphe Differentiation unter Subsolidus-Bedingungen (Misch 1968; Yardley 1978, 1983; Robin 1979; Lindh & Wahlgren 1985; Sawyer & Robin 1986; Sawyer & Barnes 1988; Yardley & Barber 1991) oder Metasomatose in Verbindung mit Teilschmelzbildung (Olsen 1982, 1984; Weber & Barbey 1986), scheinen dagegen nur lokal von Bedeutung zu sein. Gleiches gilt auch für die Injektion granitischer Magmen als Bildungsprozeß von Leukosomen; dieser Prozeß ist hauptsächlich auf Kontaktaureolen begrenzt (Sederholm 1907, 1934; McLellan 1983a, b, 1989).

Die Produktion von S-Typ-Graniten in der unteren bis mittleren kontinentalen Kruste kann durch die Bildung und Extraktion von Teilschmelzen aus metasedimentären Migmatiten erklärt werden (Miller 1985; Clemens & Vielzeuf 1987; Stevens et al. 1995, 1997; Clemens et al. 1997). So zeigen Schmelzexperimente mit verschiedenen metasedimentären Ausgangsmaterialien, daß im Temperaturbereich zwischen 680 und 875°C bei Drücken von 0.4-1.0 GPa etwa 20-50Vol.% granitische Schmelze durch die „*dehydration-melting*“ Reaktionen Ms-Bt-führender Mineralparagenesen gebildet werden kann. Dabei entstehen Opx-Cpx-, Grt- und/oder Crd-führende „*Granulite*“ als Restitmaterial (Thompson & Tracy 1979; Clemens & Wall 1981; Thompson 1982; LeBreton & Thompson 1988; Vielzeuf & Holloway 1988; Holtz & Johannes 1991; Patiño Douce & Johnston 1991; Vielzeuf & Clemens 1992; Meier 1992, Vielzeuf & Montel 1994;

Carrington & Harley 1995; Gardien et al. 1995; Stevens et al. 1997; Pickering & Johnston 1998).

Bei der Rekonstruktion der Entwicklung von lokalen Leukosomen zu größeren Granitkörpern spielt somit der Trennungsprozeß der Teilschmelzen eine entscheidende Rolle. Deformationsexperimente in teilgeschmolzenen Systemen lassen darauf schließen, daß die Eigenschaften und die Verteilung der Schmelze sowie das lokale geotektonische Regime wichtige Faktoren bei der Separation der Teilschmelzen von ihrem kristallinen Restit darstellen (Jurewicz & Watson 1984, 1985; Richter & McKenzie 1984; Dell'Angelo & Tullis 1988; Stevenson 1989; Hand & Dirks 1992; Laporte 1994, 1995; Brown et al. 1995a, b; Sawyer 1996, 1998; Kalt & Berger 1999). Rutter & Neumann (1995) und Rushmer (1996) gehen davon aus, daß, durch Streß und Deformation gefördert, bereits kleine Teilschmelzmengen <5Vol.% aus dem Gestein segregieren können. Dabei nehmen sie an, daß sich die Teilschmelzen auf Bruch-, Scher- und Foliationsbahnen zu größeren Gängen sammeln. Clemens & Mayer (1992) und Petford et al. (1993a, b) favorisieren die Bildung größerer plutonischer Körper über Gangsysteme und vermuten Migrationsgeschwindigkeiten von 0.5-1cm/a in Abhängigkeit von der Viskosität der Schmelzen und der Gangbreite. Schmelzreaktion, Deformationsmechanismus und die Geschwindigkeit der Schmelzextraktion bestimmen demzufolge im wesentlichen die Zusammensetzung der segregierten Teilschmelzen (Brown 1994a; Cavalini et al. 1995; McDermott et al. 1996; Watt et al. 1996; Del Moro et al. 1999; Jung et al. 1999).

Untersuchungen in Amphibolit- bis Granulit-faziellen Migmatitgebieten zeigen, obwohl zahlreiche Hinweise auf partielle Schmelzbildung und Extraktion granitischer Magmen vorliegen (Wickham 1987a, b; Brown 1994b), daß nur wenige Migmatite/Granulite eine korrespondierende, residuale chemische Charakteristik besitzen, die zu diesem Extraktionsprozeß paßt. Wenn Anatexis und Extraktion in diesen Gebieten aufgetreten sind, so haben sie nicht zu der für diesen Prozeß erwarteten Verarmung an inkompatiblen Elementen (LILE, HFSE, REE) und positiver Europium-Anomalie geführt (Schenk 1984; Bea 1989, 1996; Sawyer 1991, 1994; Watt & Harley 1993; Fitzsimons 1996). Vereinzelt tief erodierte Krustensegmente besitzen jedoch eine solche restitische Signatur. So erklärt Schnetger (1994) den restitischen Charakter der Granulit-faziellen Stronalite (Val Strona, N-Italien) mit der Extraktion von 20-40Vol.% granitischer Schmelze. Nesbitt (1980) gibt für die Bildung der Adirondack-Granulite (New-Quebec) den Verlust von 10-20Vol.% granitischer Komponente im Vergleich zu Durchschnittsmetapeliten an.

Hinweise auf die mögliche Erklärung dieses Widerspruchs liefern Untersuchungen über die Verteilung von Spurenelementen, einschließlich REE, zwischen den einzelnen Migmatitlagen. Johannes et al. (1995) konnten für einige Amphibolit-fazielle, lagige Migmatite korrespondierende chemische Signaturen für Leukosom-Melanosompaare nachweisen; bei den meisten Granulit-faziellen Migmatiten hingegen deuten Spurenelementmuster und -modellierungen auf chemisches Ungleichgewicht zwischen den vermuteten Restitlagen und den Teilschmelzen hin (Fitzsimons & Harley 1991; Watt & Harley 1993; Sawyer 1994; Barbero et al. 1995; Barbey et al. 1996; Bea 1996; Ayres et al. 1997). Trotz vergleichbarer mineralogischer Zusammensetzung weichen die Spurenelementmuster von S-Typ-Graniten und Leukosomen aus Granulit-faziellen Migmatiten oft voneinander ab. Als Ursache dafür können verschiedene Prozesse in Betracht gezogen werden, die während des Schmelz- und Segregationsprozesses ablaufen können. Neben fraktionierter Kristallisation granitischer Schmelzen (Sawyer 1987), Mischung zwischen refraktorischen Mineralen und Schmelzen oder zwischen injizierten Magmen (Weber et al. 1985; Jung et al. 1998), kommt dem

„*disequilibrium melting*“ eine entscheidende Bedeutung zu (Watt & Harley 1993; Fitzsimons 1994). Hauptträger von Spurenelementen und REE (bis zu 95Gew.%) sind in Migmatiten vorwiegend akzessorische Minerale wie Monazit, Zirkon, Xenotim und Apatit (Bea 1996). Können diese z.B. als Einschluß in Bt, Grt oder Crd nicht am Schmelzprozeß teilnehmen oder ist die Segregationsgeschwindigkeit der Teilschmelzen höher als die Diffusionsgeschwindigkeit der Spurenelemente in der Schmelze, kann ein chemisches Ungleichgewicht („*disequilibrium*“) zwischen Schmelze und Restit entstehen (Montel 1993; Fitzsimons 1994). Während der Segregation von Teilschmelzen können z.B. komplexe Prozesse, wie das Mitschleppen von Restitmineralen in Verbindung mit der geringen Löslichkeit akzessorischer Minerale, zu den chemischen Kennzeichen führen, wie sie für „*normale*“ S-Typ-Granite typisch sind (Chappell et al. 1987; Clemens 1989, 1990; Chappell & White 1991, 1996; Bea et al. 1994; Carson et al. 1997; Jung et al. 1999).

1.2 Bisherige Vorstellungen zur Migmatit-Granit-Genese im Gebiet von Turku

Das Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku (SW-Finnland) repräsentiert ein exponiertes Segment der mittleren bis unteren kontinentalen Kruste des Baltischen Schildes. Das engräumige Auftreten von Graniten und Migmatiten bietet hier die Möglichkeit, die Bedingungen der Migmatit- und Granitbildung im Detail zu untersuchen.

Erste Vermutungen über eine Verbindung zwischen den Graniten und den metapelitischen Migmatiten in der Umgebung von Helsinki und Turku stellte bereits Sederholm (1907, 1913, 1926, 1934) an. Basierend auf Feldbeobachtungen glaubte er, daß der leukokrate, magmatisch aussehende Teil der Migmatite (Leukosom), durch von außen injiziertes granitisches Magma gebildet wird („*Arterit*“). Im Gegensatz dazu war Holmquist (1921) der Meinung, daß es sich bei den Leukosomen um in-situ-Bildungen handelte und daß das Material aus dem Gneis selbst stammte, „*ausgeschwitzt*“ sei („*Venit*“). Wegmann (1935) entwickelte erste Modellvorstellungen über die Genese der Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Granite. Gneisartige Reliktstrukturen in den Graniten standen nach seiner Meinung im Widerspruch zur magmatischen Kristallisation. So war er davon überzeugt, daß die Granite durch einen Verdrängungsprozeß, den er „*metasomatic granitization*“ nannte, den Platz des kristallinen Schiefers eingenommen hätten. Endprodukt dieses Prozesses sollte ein homogener Granit sein. Versuche zur Massenbilanzierung des metasomatischen Umwandlungsprozesses erfolgten durch Hietanen (1943, 1947). Für sie waren Bt-Grt-Crd-reiche Schlieren in den Graniten Reste dieser Verdrängung. Sie berechnete den Anteil der reliktschen Bt-Grt-Crd-führenden Gneis-Komponente mit 12-23Vol.%. Simonen (1960) war daraufhin überzeugt, daß Migmatisierung und Granitisierung ursächlich mit der Platznahme der syn- bis spätkinematischen Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite verbunden sei. Härme (1962, 1965) beschrieb einen K₂O-armen Pl-Qtz-Bt-Gneis-Xenolit aus einem K₂O-reichen Granit in der Nähe von Turku, der durch den metasomatischen Einfluß des Granits in einen K₂O-reichen Migmatit umgewandelt worden sein sollte. Dabei faßte er die wichtigsten Kriterien die für metasomatische Verdrängung sprachen folgendermaßen zusammen: sehr hohe K₂O-Gehalte und keine eutektische Zusammensetzung der Granite, gradueller Übergang der Granite zu K₂O-reichen Migmatiten und keine zonierte Pl in den Migmatiten.

Ein erster systematischer chemisch-mineralogischer Vergleich zwischen Metapeliten und Migmatiten aus dem Gebiet von Turku wurde von Kays (1976) durchgeführt. Dabei bemerkte er, daß Bt + Sil nicht

mehr im Kontakt zueinander zu finden waren, sondern durch die Produkte der Bt-Zerfallsreaktion Grt, Crd und Akfs getrennt waren. Der Grt-, Crd- und Akfs-Anteil stieg dabei in den von ihm untersuchten Metapeliten zu den Migmatiten an, wobei dagegen die chemische Zusammensetzung annähernd gleich blieb. Dietvorst (1980, 1982) untersuchte Bt-Grt-Mineralparagenesen in den Metapeliten und stellte die Änderung der Grt-Zusammensetzung vom Kern zum Rand hin fest; er erklärte dies durch prograde Erhöhung der Metamorphosebedingungen. Hölttä (1986) berechnete anhand von Grt-Bt- bzw. Grt-Crd-Mineralparagenesen Mindesttemperaturen für die Metamorphose im Gebiet von Turku von $750^{\circ}\text{C} \pm 50$ bei Drücken von $0.4\text{-}0.6 \pm 0.1$ GPa. Wever (1986) bezog zu den metapelitischen Mineralparagenesen noch Opx-Cpx-führende Charnockite in die thermobarometrischen Untersuchungen mit ein und berechnete anhand verschiedener Geothermobarometer Mindesttemperaturen von $800^{\circ}\text{C} \pm 50$ bei Drücken von $0.37\text{-}0.65 \pm 0.1$ GPa.

Junker (1990) und Meier (1992) führten die Bildung der Leukosome auf partielle Schmelzbildung durch die dehydration-melting Reaktion von Bt zurück. Trotz unterschiedlicher chemischer Signaturen von in-situ Leukosomen, Leukosomgängen und einem Bt-Granit vermutete Meier (1992) die Mobilisierung von Teilschmelzen über größere Gänge zu granitischen Magmenkörpern.

Van Duin (1992) untersuchte den Übergang von der Amphibolit- zur Granulitfazies in den Metavulkaniten und Metapeliten. Dabei wies sie nach, daß der Übergang nur durch veränderte Mineralparagenesen gekennzeichnet ist, die Granulit-fazielle Metamorphose und mögliche Extraktion granitischer Magmen aber nicht zu einem restitischen Charakter der Granulite geführt hatten (Vergl. Rudnick & Presper 1990).

Untersuchungen der Sm/Nd-, U/Pb- und Pb/Pb-Isotopenverhältnisse in den proterozoischen Mikroklin-Graniten von Huhma (1986) zeigten, daß die Bildung der syntektonischen Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite auf Anatexis in einem metasedimentären Ausgangsmaterial zurückzuführen ist. Huhmas (1986) Modellrechnungen deuten auf einen Aufschmelzungsgrad von 40% in einem Ausgangsgestein mit Grauwacken-ähnlicher Zusammensetzung hin, resultierend in einen Grt-, Hbl-, Bt-, Zrn-, Ap-führenden Restit.

1.3 Ziel der Untersuchungen

Trotz zahlreicher Untersuchungen ist die Vorstellung über die Bildung der Migmatite und der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite im Gebiet von Turku noch immer lückenhaft. Ziel der Arbeit ist daher:

- die detaillierte mineralogische und geochemische Bestandsaufnahme der Migmatite und Granite,
- Abschätzung der PT-Bedingungen,
- Rekonstruktion des metasedimentären Ausgangsgesteins,
- Identifikation des Schmelzprozesses („*batch melting*“ oder „*fractional melting*“) sowie die
- Abschätzung der möglichen Schmelzmengen und Schmelzzusammensetzungen.

Die Trennung der Teilschmelzen vom Restit ist ein wichtiger Schritt in der Entwicklung granitischer Magmen (Wickham 1987a; Maas et al. 1997; Sawyer 1998; White et al. 1999). Demzufolge ist ein weiterer Schwerpunkt der mineralogische und geochemische Vergleich der verschiedenen Leukosomtypen mit den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten. Im Vordergrund steht dabei die Klärung der folgenden Fragen:

- Wo findet Schmelzbildung statt und wie sammelt sich das Material zu intrusionsfähigen Magmen?
- Welche Zusammensetzung haben die zurückbleibenden restitischen Bereiche in den Migmatiten?
- Gibt es Übergänge zwischen den Leukosomen der Migmatite und Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten?

Kapitel 2: Geologischer Überblick

2.1 Die Svekofenniden in Finnland

Der finnische Teil des präkambrischen, Svekofennidischen Orogengürtels wird geologisch in den Zentralfinnischen Granitoid-Komplex (CFG), die Tampere-Schieferzone (TSZ) und die südliche Svekofennidische Schieferzone (sSSZ) gegliedert (**Abb. 1**). Dieser Teil stellt ein ca. 2.000-1.800 Ga altes Krustensegment dar, das im wesentlichen aus kalk-alkalischen Plutonen sowie turbiditischen Metagrauwacken/Metapelitabfolgen mit Metavulkanit-Zwischenlagen aufgebaut wird (Simonen 1980; Ehlers et al. 1993). Bedeutend sind zwei größere Intrusionsphasen (Huhma 1986; Nurmi & Haapala 1986; Lahtinen 1994).

Die erste Phase ist gekennzeichnet durch die Intrusion synorogener, früh-Svekofennidischer Granitoide. Die meisten davon sind auf ein Alter zwischen 1.890 und 1.870 Ga (Zirkon-Alter, U/Pb) datiert und repräsentieren eine Episode erhöhter Krustenbildung (Patchett & Kouvo 1986). Ihre Zusammensetzung reicht von I-Typ-Tonaliten, -Trondhjemiten, -Granodioriten (TTG-Suite) bis hin zu Gabbros, vereinzelt kommen auch rote Mikroklin-Granite vor (Front & Nurmi 1987; Gaál & Gorbatshev 1987; Kähkönen et al. 1994). Nach Patchett & Kouvo (1986) deutet die Spurenelement-Zusammensetzung der Granitoide zusätzlich auf Inselbogen-bezogenen M-Typ-Charakter hin (Vergl. Chappell et al. 1987). Neodym-Isotopen-Untersuchungen von Huhma (1986) lassen darauf schließen, daß in den Plutonen ein kleiner Anteil (<5%) einer älteren archaischen Kruste mitaufgearbeitet wurde ($\epsilon_{Nd} = -1$ bis +3).

In S-Finnland wird diese 2.000-1.870 Ga alte, kontinentale Kruste von einer zweiten Generation synorogener Granitoide intrudiert. Dabei handelt es sich um spät-Svekofennidische S-Typ-Granite, die Zirkon-Alter (U/Pb) von 1.850-1.820 Ga aufweisen (Vaasjoki & Sakko 1988). Die Intrusion dieser S-Typ-Granite erfolgte in einem eng eingrenzbaeren Gebiet innerhalb der südlichen Svekofennidischen-Schieferzone. Dieses ca. 500km lange und 100km breite Gebiet wird als „late Svecofennian granite-migmatite zone“ (LSGM-Zone) bezeichnet (**Abb. 1**). Vereinzelt treten in diesem hochmobilen Teil der südlichen Svekofennidischen-Schieferzone auch undeformierte spät- bis postorogene Bt-führende Pegmatite und Granite mit Zirkon-Altern (U/Pb) von 1.800 ± 0.005 Ga auf (Nykänen 1983; Lindroos et al. 1996). Diese besitzen schwache I-Typ-Signatur mit hoher Kontamination durch metasedimentäres Material (Gaál 1986).

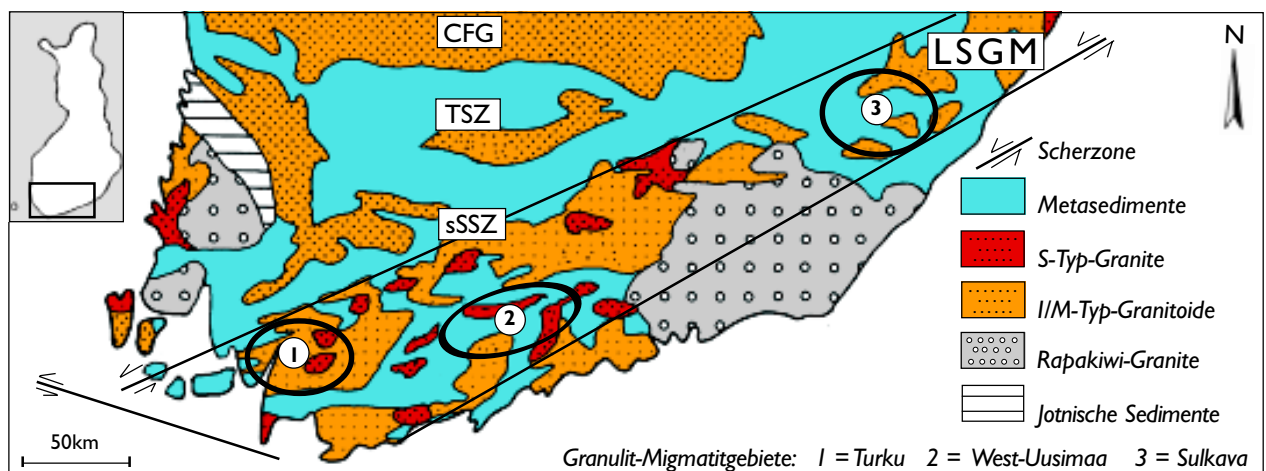


Abb. 1: Granulit-Migmatitgebiete der Svekofenniden in SW-Finnland (umgezeichnet nach Van Duin 1992)

2.2 Die spät-Svekofennidische Granit-Migmatit-Zone (LSGM-Zone)

Begrenzt von mehreren Scherzonen, ist die LSGM-Zone (**Abb. 1**) vor allem durch eine Granulit-fazielle LP/HT-Metamorphose gekennzeichnet, wie sie für viele präkambrische Granulitgebiete dokumentiert ist (Vergl. Rudnick & Presper 1990). Für diesen Metamorphose-Typ sind Temperaturen von $>750^{\circ}\text{C}$ bei Drücken $<0.6\text{GPa}$ charakteristisch (Atherton & Gribble 1983; Vielzeuf 1988; Vielzeuf & Vidal 1990).

Bisher vorliegende Altersdatierungen lassen auf die gleichzeitige Bildung der Granite und Migmatite in der LSGM-Zone schließen (Ehlers et al. 1993). So ergaben Altersdatierungen von Migmatiten im Sulkava Granulitgebiet Zirkon-Alter (U/Pb) von 1.833 ± 0.016 Ga (Korsmann et al. 1984). Datierungen an Zirkonen aus einem Mesosom eines Migmatits des West-Uusimaa Granulitkomplexes ergaben ein U/Pb-Alter von 1.840 ± 0.007 Ga, Zirkone aus einem Leukosom des gleichen Migmatits dagegen 1.817 ± 0.010 Ga. Im Hanko-Granit des West-Uusimaa Granulitkomplexes lieferten Zirkone ein U/Pb-Alter von 1.830 ± 0.010 Ga und für den Kumlinge-Granit im SW-Turku-Archipel von 1.840 ± 0.040 Ga (Suominen 1991).

Nur innerhalb der LSGM-Zone sind Granulit-fazielle Bedingungen ausgebildet, während der restliche Teil der südlichen Svekofennidischen-Schieferzone durch eine Amphibolit-fazielle Metamorphose geprägt ist (Van Duin 1992; Ehlers et al. 1993). Die drei größten Granulit-Migmatitgebiete sind (**Abb. 1**):

- das Sulkava Granulitgebiet (SE-Finnland),
- der West-Uusimaa Granulitkomplex (NW von Helsinki) und
- das Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku (SW-Finnland).

Petrographische und geochemische Untersuchungen belegen für die verschiedenen Granulitkomplexe der LSGM-Zone eine ähnliche Metamorphose-Entwicklung. Für das Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku werden dabei die höchsten Temperaturen ($T > 800^{\circ}\text{C}$) postuliert, da nur hier Opx-Cpx-führende Charnockite auftreten (Schreurs 1985; Schreurs & Westra 1986; Ploegsma & Westra 1990; Van Duin 1992).

Basierend auf struktureologischen Studien vermutet Hopgood (1980, 1984) als Erklärung für die Bildung der Charnockite ein zweites Metamorphose-Ereignis im Gebiet der LSGM-Zone. Huhma (1986) und Hangela (1987) geben den Zeitraum der Amphibolit-faziellen Metamorphose mit 1.880-1.870 Ga und den der Granulit-faziellen Metamorphose mit 1.850-1.810 Ga (Zirkon-Alter, U/Pb) an. Die Bildung der S-Typ-Granite soll im Zeitraum 1.850-1.820 Ga stattgefunden haben (Huhma 1986; Ehlers et al. 1993).

2.3 Krustenentwicklung und Granulit-fazielle Metamorphose in der LSGM-Zone

Lahtinen (1994) und Väisänen et al. (1994) entwickelten ein plattentektonisches Modell für die Svekofennidische Orogenese. Dabei beginnt das früh-proterozoische Krustenwachstum entlang des SW-Randes des Baltischen Schildes mit der Ablagerung mächtiger Turbiditserien und vulkanoklastischer Sedimente auf das archaische Basement (2.0-1.9 Ga). Die Sedimente sollen von einem vermuteten Inselbogen-Komplex („*Svionian-island-arc-complex*“) im S des Baltischen Schildes geschüttet worden sein (Korsmann et al. 1984). Die Kollision dieses Svionischen Inselbogen-Komplexes mit dem Karelisch-Archaischen Kontinent führt zur Krustenverdickung, in deren Anschluß es zu einer Amphibolit-faziellen Metamorphose und Intrusion synorogener I/M-Typ-Granitoide kommt. Im weiteren Verlauf der orogenen Entwicklung kommt es zum Kollaps und zur Extension des Orogens, verbunden mit Granulit-fazieller Metamorphose, partieller Aufschmelzung von Metasedimenten (Migmatiten) und Bildung K_2O -reicher Granite (Vergl.

Sisson & Hollister 1988). Die letzte wichtige Deformationsphase schließt mit der Bildung großräumiger Überschiebungen im Krustenmaßstab (10-20km) ab (Vergl. Loosveld & Etheridge 1990; Sandyford & Powell 1991).

Die Granulit-fazielle LP/HT-Metamorphose führt Lahtinen (1994) auf die Intrusion gabbroider Magmen an der Kruste/Mantel-Grenze („magma underplating“) zurück, verursacht durch „upwelling“ des Mantels mit daraus resultierender Krustenverdünnung (Vergl. Modell: England & Richardson 1977; Thompson 1989; Loosveld & Etheridge 1990).

Geophysikalische Messungen bestätigen im Bereich der LSGM-Zone die Anwesenheit mehrerer mafischer Körper in der Unterkruste, die sich durch positive Schwereanomalien bemerkbar machen. Seismische Profile zeigen darüber hinaus tiefe, bis in die Unterkruste reichende, listrische Decollementflächen, die als gebogene Überschiebungsflächen günstige Segregationswege für Magmen darstellen (Persson & Wikström 1993; Korja 1995).

Nach Korja (1995) sind folgende Punkte wichtige Hinweise auf mögliches magma underplating und auf die Intrusion gabbroider Magmen an der Kruste-Mantel Grenze:

- mehrere positive Schwereanomalien im Bereich der LSGM-Zone, vor allem im Gebiet von Turku,
- eine LP/HT-Metamorphose in der LSGM, wobei T von NE nach SW, Richtung Turku, zunehmen soll,
- große Volumina K₂O-reicher S-Typ-Granite und
- ein höherer geothermischer Gradient (>55°C/km) für die LSGM-Zone, als bei „normaler“ Kontinent-Kontinent-Kollision (40-45°C/km) anzunehmen wäre (Vergl. Ellis 1987, 1992; Sandyford & Powell 1991).

Korja (1995) weist in diesem Zusammenhang besonders darauf hin, daß durch die Extensionstektonik, verbunden mit anschließendem „uplift“, genügend Raum (d.h. Scher- und Schwächezonen) für das Aufdringen granitischer Magmen aus der Mittel- und Unterkruste geschaffen werden konnte.

2.4 Das Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku

Im Gebiet von Turku ist eine ca. 8km mächtige turbiditische Metagrauwacken/Metapelit-Sequenz abgeschlossen, in der lokal unterschiedlich mächtige Einschaltungen von Metavulkaniten/Vulkanoklastika, ver-

Abb. 2-4: Schematische Entwicklung der Svekofenniden

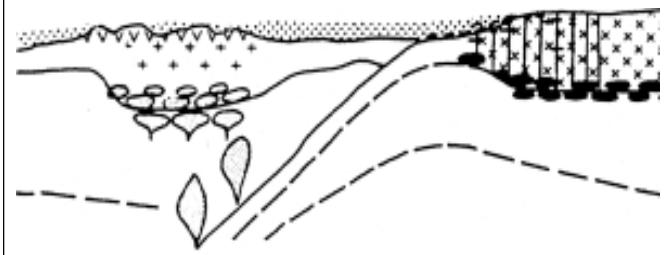


Abb. 2: Intrusion synkinematischer I/M-Typ-Granitoide im Svonischen-Inselbogen-Komplex zu Beginn der Svekofennidischen Orogenese und Subduktion am Rand des Karelischen Kontinentalrands (Korja 1995)

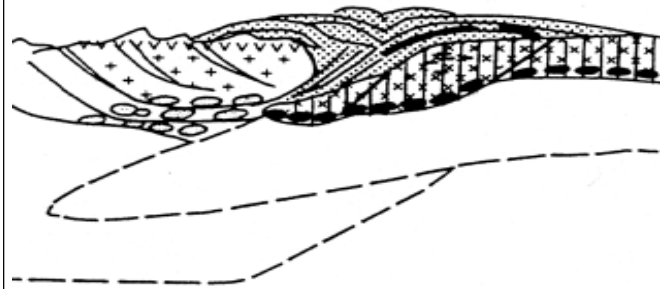


Abb. 3: Kollision und Krustenverdickung während der Svekofennidischen Orogenese (Korja 1995)

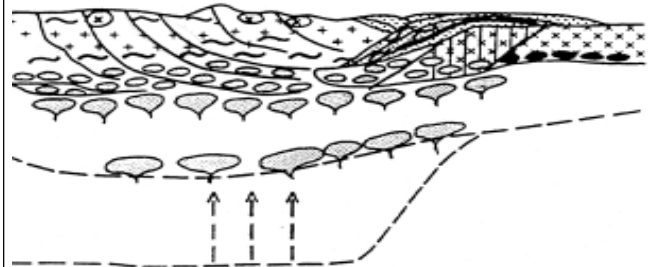


Abb. 4: Intrusion gabbroider Magmen an der Kruste-Mantel Grenze und Bildung von Migmatiten und S-Typ-Graniten während Granulit-fazieller LP/HT-Bedingungen (Ehlers et al. 1993; Korja 1995; Selonen et al. 1996)

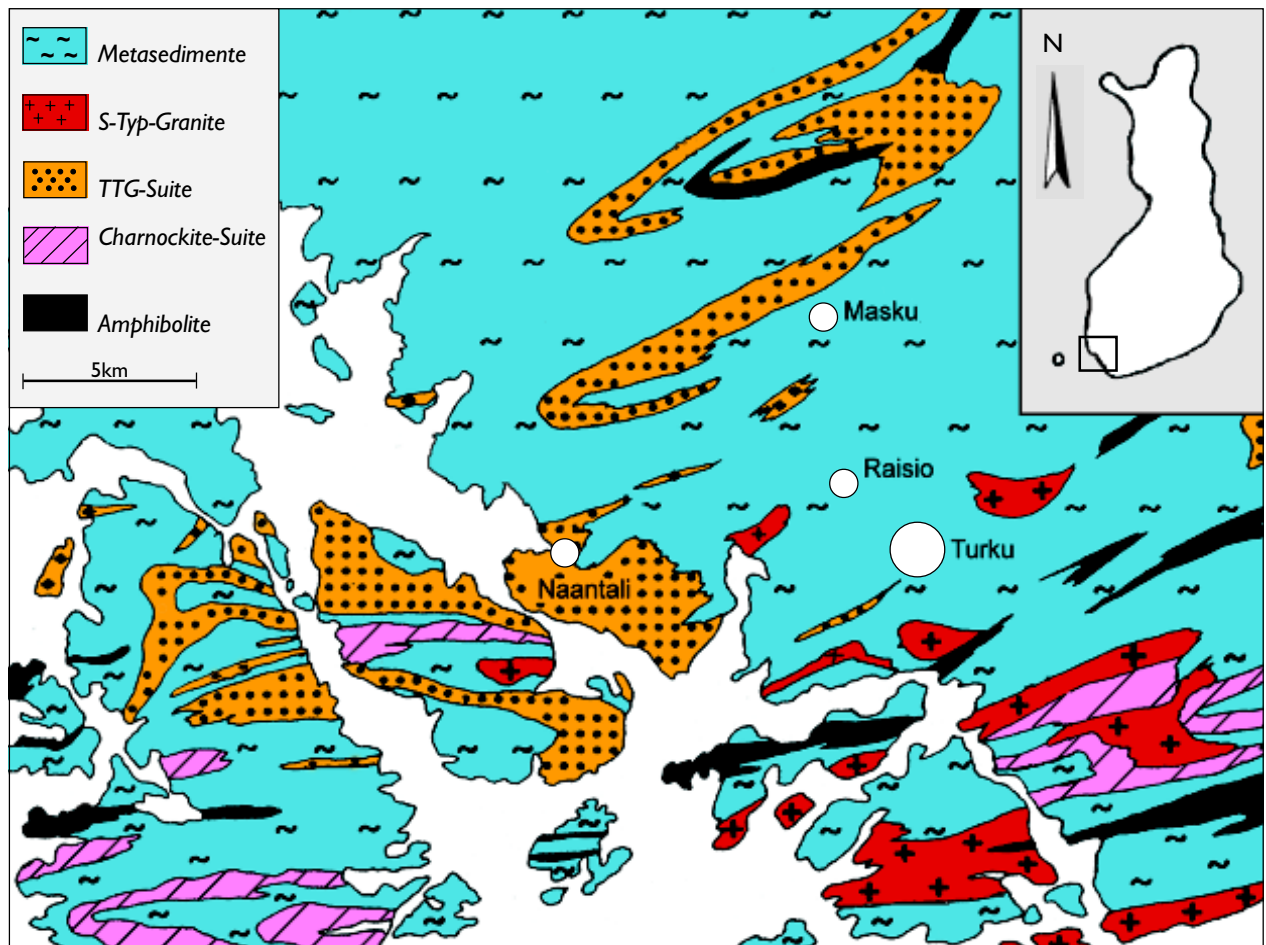


Abb. 5: Das Turku Granulit-Granit-Migmatitgebiet (umgezeichnet nach Simonen 1980 und Meier 1992)

einzelnt auch Di-Ep-führende Kalksilikat-Linsen auftreten (Kays 1976; Simonen 1980). Diese Abfolge wurde von früh-Svekofennidischen I/M-Typ-Granitoiden (1.900-1.880 Ga) intrudiert und anschließend Amphibolit-faziell überprägt (1.880-1.870 Ga). Während einer zweiten Metamorphose-Phase (1.850-1.820 Ga) wurden Granulit-fazielle LP/HT-Bedingungen erreicht und es kam zur Bildung von Migmatiten und Grt-Crd führenden Mikroklin-Graniten mit S-Typ-Charakter (Huhma 1986).

Der graduelle und tektonisch ungestörte Übergang von der oberen Amphibolit- zur unteren Granulit-Fazies ist im Gebiet von Turku nur mineralogisch nachweisbar (Wever 1986; Van Duin 1992). In den mafischen bis intermediären Metavulkaniten kann der prograde Zerfall von Bt und Hbl zu Opx und Cpx sowie von Bt zu Grt und Crd in den Metapeliten beobachtet werden. Das erste Auftreten von Opx und Cpx in den Charnockiten und die Paragenese Grt-Crd in den Metapeliten markiert den Beginn der Granulit-Fazies (Van Duin 1992). Die PT-Bedingungen steigen von 650-700°C in der oberen Amphibolit- auf 800°C \pm 50 bei 0.37-0.65 GPa in der Granulit-Fazies (Hölltä 1986; Wever 1986; Junker 1990; Meier 1992; Van Duin 1992). Aufgrund der Entwicklung der Mineralparagenesen in den Metapeliten kann ein PT-Pfad im Uhrzeigersinn abgeleitet werden (Edelmann & Jaanus-Järkälä 1983; Wever 1986; Van Duin 1992). Die zweite Metamorphose-Phase im Gebiet von Turku wird auf die Intrusion großer Mengen gabbroiden Magmas in der Spätphase der Orogenese zurückgeführt (Hopgood 1980, 1984; Lahtinen 1994; Korja 1995). So ergaben Datierungen an Zirkonen aus einem Gabbro im Gebiet von Turku ein Zirkon-Alter (U/Pb) von 1.815 Ga (pers. Mitt. Ehlers 1999).

Die auftretenden synorogenen, früh-Svekofennidischen I/M-Typ-Granitoide lassen sich im Gebiet von Turku in zwei Gruppen einteilen: in eine Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit-Suite (TTG-Suite) und eine Charnockit-Suite. Das gleichzeitige Auftreten dieser beiden Gruppen ist für die Svekofenniden einzigartig. Während die Gesteine der TTG-Suite überwiegend im N von Turku auftreten (außerhalb der Granulit-faziellen Zone), kommen die Charnockite nur im S vor (innerhalb des Granulit-faziellen Bereiches). Die Gesteine der TTG-Suite bilden meist domartige, durch die Hauptdeformationsphase (D2) schwach deformierte Strukturen, seltener stratiforme, lakkolithische Körper mit einer Ausdehnung bis zu mehreren km. Vereinzelt sind kleine, zonierte plutonische Körper zu beobachten, die mit mafischen bis intermediären, gebänderten Metavulkaniten (Hbl-Pl-Andesite-Dazite) vergesellschaftet sind (Arth et al. 1978; Huhma 1986). Die Zusammensetzung der Plutone reicht von dioritisch-tonalitisches im Randbereich bis trondhjemitisch im Kern. Die Charnockite treten südlich der Linie Masku-Merijärvi (NE von Turku, s. **Abb. 16**) auf. Sie sind als kleine plutonische Körper mit Durchmessern von wenigen km oder als konkordante, einige 100er m-mächtige, konkordante Sills ausgebildet. Ihre Zusammensetzung reicht von Hornblenditen, Leuko-Noriten über Qtz-Diorite bis zu Opx(Hy)-führenden Tonaliten. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (0.703 bis 0.705) besitzt Mantelsignatur (Huhma 1986, 1990).

Bei den Migmatiten im Gebiet von Turku ist die turbiditische Metagrauwacken/Metapelit-Abfolge immer noch deutlich als Wechsellagerung stark folierter, feinkörniger Grt-Crd-Gneise mit massigen, schwach folierten, mittelkörnigen Pl-Qtz-Gneisen zu erkennen (**Abb. 6**, Kays 1976). In den gröberkörnigen Pl-Qtz-Gneisen, die von Hietanen (1943, 1947) auch als „sandige Lagen“ bezeichnet werden, kann vereinzelt noch Gradierung beobachtet werden. In den Grt-Crd-Gneisen treten konkordante, lagige, teilweise boudi-



Abb. 6: Wechselfolge von Pl-Qtz-reichen, Leukosom-armen (Pl-Qtz-reiche Gneise = Metagrauwacken) und Bt-Kfs-reichen, in-situ Leukosom-reichen Mesosomen (Grt-Crd-reiche Gneise = Metapelite), Detail: Aufschluß A

nierte, bis wenige cm mächtige Leukosome auf (**Abb. 6, 7**). Diese werden von Junker (1990) und Meier (1992) als weitestgehend autochtones Teilschmelzmaterial angesehen und als „*in-situ Leukosome*“ bezeichnet (**Abb. 8**). Meier (1992) vermutet für diesen Leukosomtyp nur geringe Segregationsentfernungen von wenigen mm bis cm. Durchzogen wird diese komplette Abfolge von konkordanten, teilweise deformierten, bis 1.5m mächtigen Leukosomgängen. Vereinzelt treten auch bis 1m mächtige, diskordante Gänge auf, die als intrusiv angesprochen werden können. Von Junker (1990) und Meier (1992) werden diese breiten Leukosomgänge als bereits stärker segregiertes Leukosommaterial betrachtet und als „*mobilisierte Leukosome*“ bezeichnet (**Abb. 7**). In einigen Aufschlüssen können mehrere Generationen diskordanter Leukosomgänge beobachtet werden. Im Aufschlußbereich variiert der Anteil von Leukosommaterial lokal sehr deutlich. Es können Meta- und Diatexite unterschieden werden. Zusätzlich können Kalksilikatlagen und Amphibolit-Schollen auftreten. Der Deformationsgrad der Migmatite kann örtlich stark schwanken. Stellenweise sind in die Migmatite diskordante Bt-Granit- und Bt-Pegmatitgänge intrudiert.

Die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite im Gebiet von Turku sind meist im Sattelbereich von Falten und zerscherten Faltenschenkeln lokalisiert (Ehlers & Lindroos 1990; Ehlers et al. 1993; Selonen et al. 1996). Dabei reicht die Ausbildung der auftretenden Granit-Körper von lakkolithisch bis konkordant Schichtartig („*sheet-like-bodies*“, Vergl. Hutton 1992; Ehlers et al. 1993). Sie treten isoliert, häufig aber auch im direkten Kontakt zu Migmatiten auf. Dieser Kontakt ist meist nebulös-diffus, manchmal auch scharf ausgebildet. Grt und Crd sind in den Graniten meist diffus verteilt, vereinzelte Grt-Crd-Qtz-reiche Lagen zeichnen die Hauptschieferungsrichtung (D2) nach (**Abb. 9**, Ehlers et al. 1993; Selonen et al. 1996).

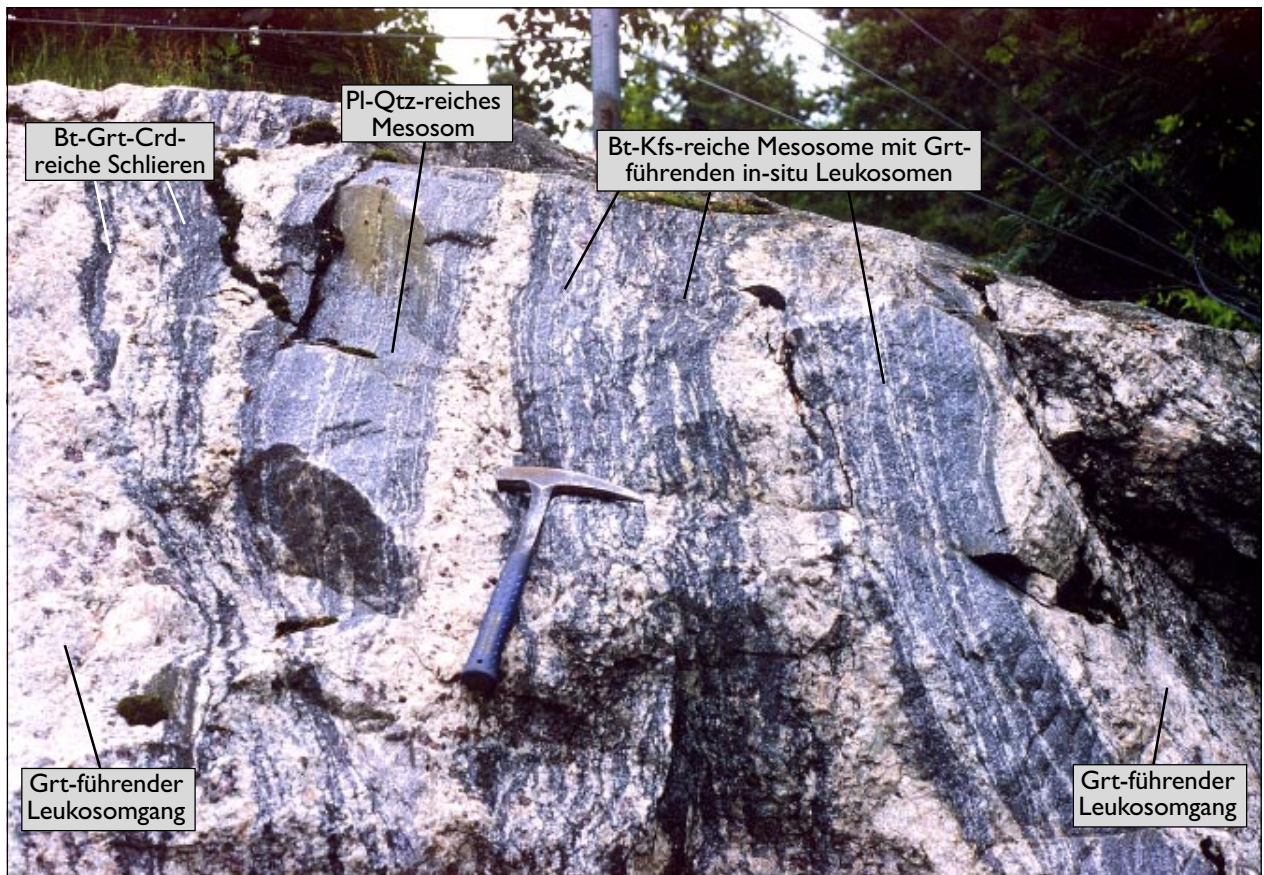


Abb. 7: Aufschlußbereich mit Pl-Qtz-reichen, Leukosom-armen und Bt-Kfs-reichen, in-situ Leukosom-reichen Mesosomen und Grt-führenden Leukosomgängen, Detail: Aufschluß A



Abb. 8: Detailaufnahme von Bt-Kfs-reichen Mesosomen mit Grt-führenden in-situ Leukosomen Detail:Aufschluß A; Vergl. Probe A10



Abb. 9: Detailaufnahme eines Grt-Crd-führenden Mikroclin-Granits mit schieferungsparallelen Grt-Crd-Qtz-reichen Lagen, Detail:Aufschluß O;Vergl. Probe O29, O32

2.5 Deformation und Metamorphosezonen im Gebiet von Turku

Der Metamorphosegrad und der Anteil Grt-Crd-führender Mikroclin-Granite nehmen im Gebiet von Turku von N nach S zu. Dabei steigt der Anteil des Leukosommaterials in den Migmatiten im Durchschnitt von 5 auf über 50Vol.% an (Väisänen et al. 1994). Anhand der Mineralparagenesen in den Metapeliten unterscheiden Väisänen et al. (1994) mehrere Metamorphose-Zonen:

1. **Crd-Kfs-Zone:** ca. 50km NW Turku, Leukosomanteil in den Migmatiten <5Vol.%, Wechsellagerung von Pl-Qtz- und Crd-Bt-Gneisen, Schichtung noch erkennbar, Amphibolit-Fazies,
2. **Sil-Bt-Grt-Kfs-Zone:** Von Zone 1 nach S anschließend, Bt-Sil-Paragenese nicht mehr stabil, Leukosomanteil in den Migmatiten 5-10Vol.%, Schichtung noch erkennbar, Amphibolit-Fazies,
3. **Grt-Crd-Zone:** Turku und nahe Umgebung, Leukosomanteil in den Migmatiten bis 50Vol.%, Schichtung nur noch diffus bis schemenhaft, Sil nur noch als Einschluss in Crd oder Grt, Granulit-Fazies.

Während der ersten Deformationsphase (D1) kommt es zur Ausbildung der S1-Schieferung, die parallel zur Schichtung (S0) der Metagrauwacken/Metapelit-Sequenz verläuft. Die D2-Phase stellt im Granulit-Granit-Migmatit-Gebiet von Turku die dominante Deformationsphase dar (Hauptschieferungsphase der Svekofenniden). Diese resultiert in einer engen Faltung der S1-Schieferung („*crenulation cleavage*“). Dabei folgt die S2-Schieferung, verursacht durch Lagen-parallele Scherung, subparallel der S1-Richtung.

Die Hauptfaltenachsen der D2-Phase streichen bevorzugt in E-W bis NE-SW Richtung und fallen schwach nach E bis NE ein. Während der dritten Deformationsphase (D3) kommt es, hervorgerufen durch starke Einengungstektonik, zur Ausbildung von Großfalten im km-Maßstab mit NW-Vergenz und Überschiebungen in den Faltscharnieren (**Abb. 10, 11, 12**). Aufgrund struktureologischer Untersuchungen legen Ehlers et al. (1993) die Bildung der Migmatite und der Grt-Crd-führenden Mikroclin-Granite zwischen die D2- und D3-Phase (1.850-1.820 Ga). Datierungen an Zirkonen und Monaziten (U/Pb-Alter) aus



Abb. 10: Überschiebungen im Bereich eines zerscherten Faltenschenkels N von Turku (Detailaufnahme, Meier 1992)

Granulit-faziellen Migmatiten scheinen diese Annahme zu bestätigen (Huhma 1986). Die vierte und letzte Deformationsphase (D4) im Gebiet von Turku ist nur noch durch die Bildung duktiler Scherzonen gekennzeichnet und hatte keinen Einfluß auf die Bildung der Migmatite (Ehlers & Lindroos 1990).

Von Bedeutung für die Aufstiegswege der granitischen Magmen im Gebiet von Turku ist die Bildung großflächiger Überschiebungen (D2-D3-Phase). Dabei wurden in den Faltenscharnieren die Falten so stark zerschert, daß es zu Überschiebungen der Faltenschenkel gekommen ist. In diesen Bereichen treten vermehrt diatexitisch-nebulitische Granite mit Schlieren-Struktur und großen, eingeregelt Kfs-Blasten auf. Oft geht die Scherung bis zur Bildung von Protomyloniten; diese Scherzonen können bis zu einigen 100er m breit werden. In den angrenzenden Migmatiten werden die älteren Leukosome dadurch zu Boudins deformiert. Die symmetrische Ausbildung der Boudins deutet auf reine Scherung („pure shear“) als Deformationsmechanismus hin; jüngere granitische Gänge sind dagegen nicht deformiert (Ehlers et al. 1993).

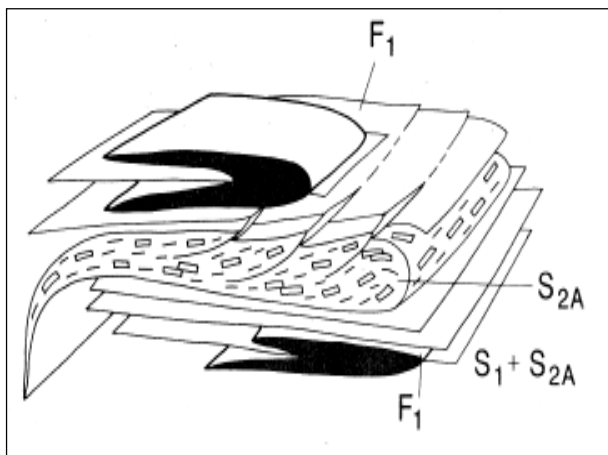


Abb. 11: Platznahme der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite in Faltenscharnieren (Ehlers et al. 1993)

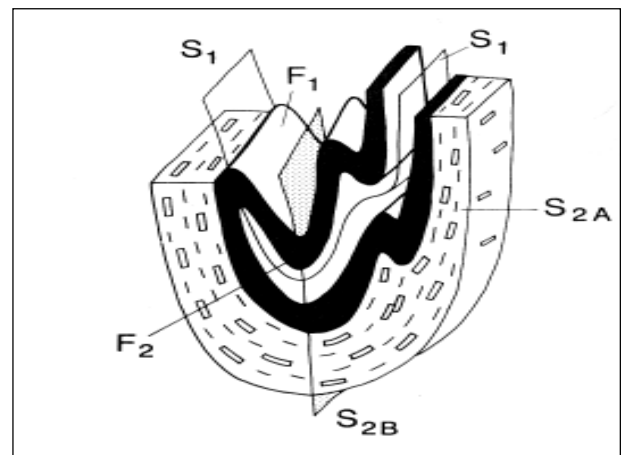


Abb. 12: Anschließende Deformation und Faltung der Mikroklin-Granite (Ehlers et al. 1993)

Kapitel 3: Probenentnahme

Die erste Probenentnahme für Voruntersuchungen erfolgte im Mai/Juni 1996; die daraufhin konzipierte Hauptprobenentnahme wurde im Juli/August 1997 durchgeführt. Basierend auf den petrographischen Ergebnissen der Voruntersuchungen wurden in sechs Aufschlüssen (Aufschlüsse A, J, O, P, R und W) jeweils zwischen 20-30 repräsentative Proben genommen. In acht weiteren Aufschlüssen (Aufschlüsse C, D, F, I/H, L, T, TB und X) wurden nur einzelne, repräsentative Migmatit- und Granitproben (bis 5kg) entnommen. Die genaue Lage (Hoch- und Rechtswerte), die Beschreibung der Aufschlüsse sowie die Aufbereitung der Proben sind im Anhang dokumentiert.

3.1 Rekonstruktion der Ausgangszusammensetzung der Migmatite

Im Gebiet von Turku sind nur Amphibolit- bis Granulit-fazielle Migmatite aufgeschlossen. Schwach metamorphe, unmigmatisierte Metapelite stehen somit für die Rekonstruktion des Ausgangsgesteins nicht zur Verfügung. Um dennoch die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins abschätzen zu können, wurden 10 Großproben (10-15kg) von metapelitischen Mesosomen (Grt-Crd-Gneise) genommen, die für den jeweiligen Aufschluß einen repräsentativen Anteil an in-situ Leukosomen aufweisen (s. **Abb.7**). Dabei wurde darauf geachtet, daß die Proben aus solchen Bereichen der Aufschlüsse stammen, von denen auszuschließen ist, daß sich Leukosommaterial bereits zu Leukosomgängen gesammelt hat. So können unter der Voraussetzung, daß kein Teilschmelzmaterial segregiert ist, diese metapelitischen Mesosome + Leukosome als mögliche Ausgangszusammensetzungen der Migmatite vor der Schmelzbildung angesehen werden.

3.2 Bestimmung der Leukosom-Zusammensetzungen

a) **In-situ Leukosome:** Der Anteil von Grt und Crd kann innerhalb der in-situ Leukosome stark variieren. Es wurden daher in-situ Leukosome mit unterschiedlich hohem Anteil von Grt und Crd beprobt. Die Probenmenge der in-situ Leukosome schwankt zwischen 0.5 und 1kg. Zusätzlich wurden angrenzende Mesosome beprobt, um Hinweise über die lokale Verteilung restitischer Mineralphasen zu bekommen.

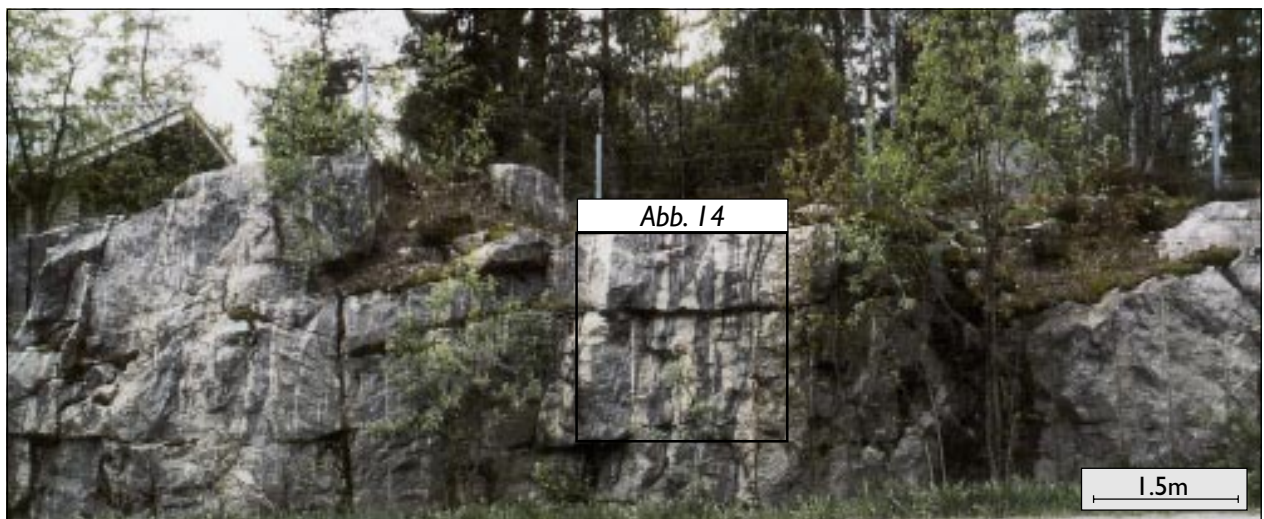


Abb. 13: Aufschluß J: Das Rechteck markiert einen Bereich mit Schlieren-reichen, heterogenen Leukosomgängen

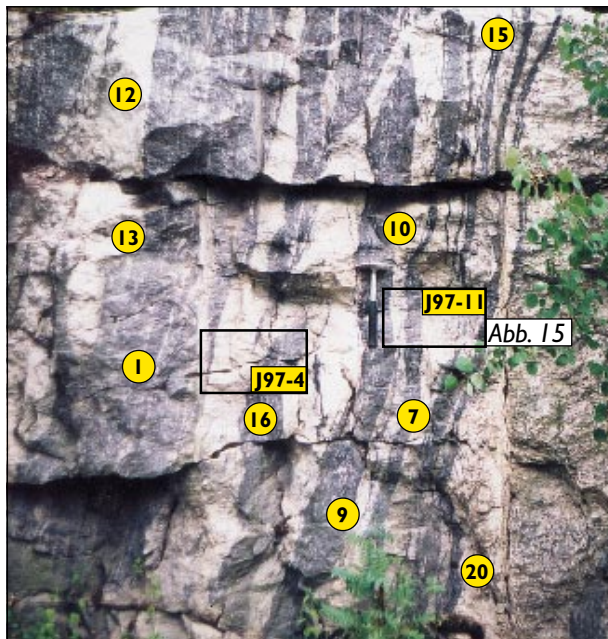


Abb. 14: Aufschluß J mit Lage der Probenpunkte

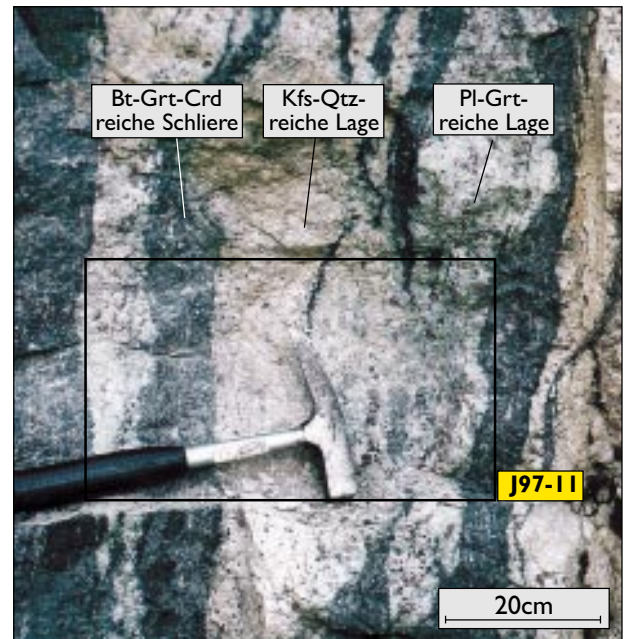


Abb. 15: Entnahmebereich von Profil I (Probe J97-11)

b) Homogene Leukosomgänge: Es wurden verschieden breite Leukosomgänge (0.5-1.5m) beprobt, um eine mögliche Abhängigkeit der Zusammensetzung von der Breite der Gänge, sowie um Übergänge von in-situ Leukosomen zu den Gängen zu untersuchen. Dabei wurden mehrere Profile über die ganze Breite der Leukosomgänge (*Abb. 14, 15*), sowie mehrere Halbprofile, die nur von einem Rand (Mesosom) bis zur Mitte der Gänge reichen, entnommen. Zusätzlich wurden mehrere Proben aus lateral und vertikal unterschiedlichen Bereichen eines einzelnen Gangs genommen, um modale und chemische Schwankungen innerhalb eines Gangs feststellen zu können (*Abb. 13*, Proben *J7, J9, J10, J11*). Darüber hinaus wurden mehrere diskordante Leukosomgänge beprobt. Die Probenmengen lagen dabei zwischen 2-5kg.

c) Heterogene Leukosomgänge: In mehreren Aufschlüssen kommen 0.1 bis 0.5m breite, heterogene Leukosomgänge vor, die aus zwei farblich und chemisch unterschiedlichen Leukosombereichen und Bt-Grt-Crd-reichen (Mesosom/Melanosom-)Schlieren aufgebaut sind (*Abb. 15*). Die Leukosome sind dabei aus meist lagig ausgebildeten, schwach gelblich-orange-farbenen Kfs-Qtz- und grauen Pl-Grt-dominierten Partien zusammengesetzt. Ein Bereich, in dem diese heterogenen Leukosomgänge besonders ausgeprägt auftreten, wurde in Aufschluß J systematisch beprobt (*Abb. 13-15*). Dabei wurden zwei 30cm lange Profile (J4 und J11) über die ganze Breite eines Leukosomgangs sowie mehrere Einzelproben (2-5kg) unter und oberhalb der Profile vom gleichen Gang genommen, um Aussagen über mögliche Veränderungen der modalen und chemischen Zusammensetzung dieser Leukosombereiche machen zu können (Proben *J7, J9, J10, J11*). Für die weiteren Untersuchungen wurden die einzelnen Profillagen mechanisch separiert; ein Teil wurde für geochemische Untersuchungen aufbereitet, der andere für Dünnschliffe präpariert (s. S. 31/32). Zusätzlich wurden Proben von Bt-Grt-Crd-reichen (Mesosom/Melanosom-)Schlieren (1-2kg) entnommen, die ebenfalls in diesen heterogenen Leukosomgängen auftreten.

3.3 Bestimmung der Granit-Zusammensetzungen

Um einen repräsentativen Überblick über die Zusammensetzung der Crd-Grt-führenden Mikroklin-Granite

im Gebiet von Turku zu erlangen, wurden Proben in mehreren kleinen Granitaufschlüssen genommen, in denen keine Migmatite auftreten (Aufschlüsse F, I/H, T, TB und X), sowie mehrere Granitaufschlüsse, in denen der Granit im direkten Kontakt zu Migmatiten aufgeschlossen war (Aufschlüsse O, P, Q, R und W).

In allen Granitvorkommen wurden repräsentative Proben (5-10kg) aus relativ homogenen Bereichen genommen. Vereinzelt treten in den Graniten aber auch Grt-Crd-Qtz-reiche oder Pl-Grt-Qtz-reiche Lagen/Bereiche, sowie Bt-Grt-Crd-reiche (Mesosom-)Schlieren oder (Mesosom-)Schollen auf (s. **Kap. 2, Abb. 9** und **Kap. 5**). Falls vorhanden, wurden solche Bereiche ebenfalls beprobt.

Bei den Graniten, die im direkten Kontakt zu den metapelitischen Migmatiten auftreten (Aufschlüsse O, P, Q, R und W), wurden repräsentative Proben (5-10kg) aus der Mitte des Granitaufschlusses sowie aus dem Kontaktbereich zu den Migmatiten (3-5kg) genommen. Soweit vorhanden, wurden auch hier Grt-Crd-Qtz-reiche bzw. Bt-Grt-Crd-reiche Partien aus den Graniten beprobt.

Um Unterschiede zwischen Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und lokal auftretenden Bt-führenden Graniten und Bt-Pegmatiten zu untersuchen, wurden in einigen Aufschlüssen (Aufschlüsse D, O, R und W) auch zusätzlich Proben von diesen Gesteinstypen genommen (<5kg).



Abb. 16: Lage der beprobten Aufschlüsse, Ausschnitt der Straßenkarte „GT2“, im Maßstab 1:200 000

Kapitel 4: Petrographie der Migmatite

In den letzten Jahren standen bei Untersuchungen über die Entstehung und Entwicklung von Migmatiten immer wieder zwei wesentliche Aspekte im Vordergrund:

- a) Welche physikalischen (z.B. PT-Pfad) und chemischen Bedingungen (z.B. Gesteins- und Mineralzusammensetzungen) führen zur Bildung von Teilschmelzen und vor allem
- b) wie kommt es zur Sammlung der Teilschmelzen zu größeren Leukosombereichen/Gängen, bzw. wie separieren sich die Teilschmelzen von ihrem kristallinen Restmaterial (Vergl. Sawyer 1991, 1994, 1995a, b, 1996, 1998; Brown 1994b, 1995a, b; Palmeri et al. 1997; Kalt & Berger 1999).

Bei den petrographischen und gefügekundlichen Untersuchungen der Migmatite aus dem Gebiet von Turku sind daher neben der detaillierten Bestandsaufnahme der einzelnen Migmatitbereiche, vor allem Hinweise auf die mineralogische Ausgangszusammensetzung der Migmatite sowie auf den Einfluß der Deformation bei der Bildung von in-situ Leukosomen bzw. Leukosomgängen von besonderer Bedeutung.

4.1 Mesosome

Hinweise auf mögliche Ausgangszusammensetzungen vor der Schmelzbildung liefern in Migmatiten die Mesosome, da das Teilschmelzmaterial sich hier nicht oder nur zu kleinen Leukosombereichen gesammelt hat und dadurch ein großer Teil des prä-migmatischen Gefüges erhalten geblieben ist (Henkes 1978).

Im Gebiet von Turku ist in einigen Migmatit-Aufschlüssen die Wechsellagerung der Metagrauwacken/Metapelit-Abfolge immer noch erkennbar (**Abb. 17**). So kann bei den dunklen Mesosomen zwischen einem

- metapsammitischen bis metasemipelitischen Pl-Qtz-reichen, Leukosom-armen Typ und
- einem metapelitischen, Bt-Kfs-reichen Typ mit hohem Anteil von in-situ Leukosommaterial unterschieden werden. Der in-situ Leukosomgehalt schwankt dabei im Bt-Kfs-reichen Typ zwischen 20 und 40Vol.%. Im Aufschluß treten die beiden Mesosomtypen in stark wechselnden Anteilen auf.

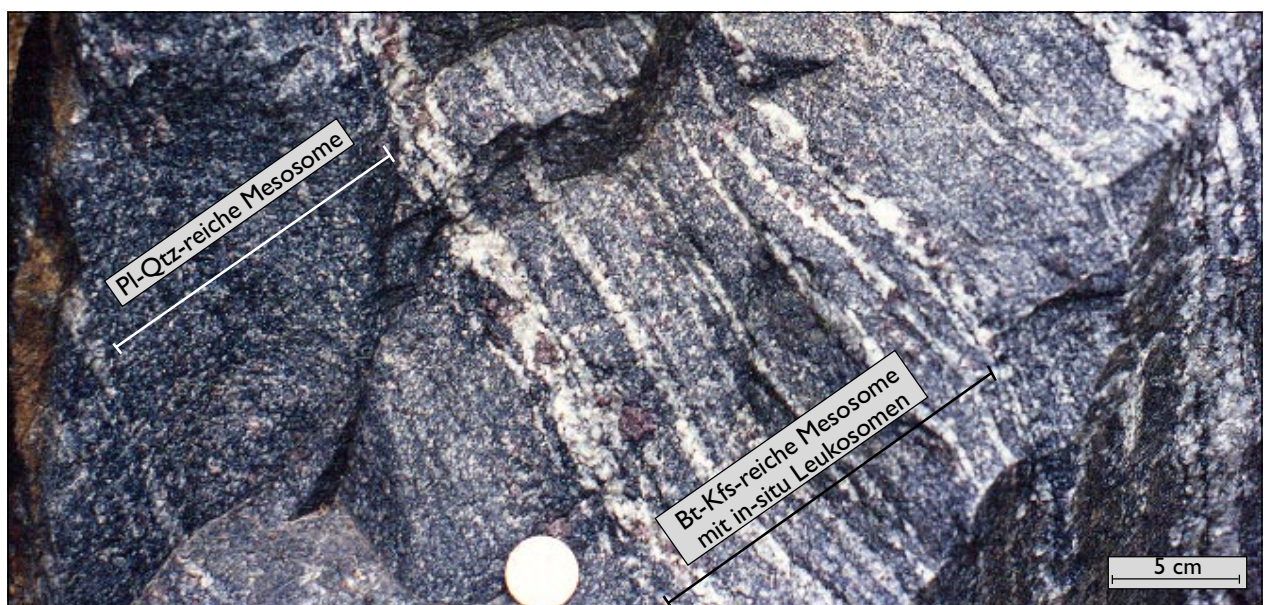


Abb. 17: Wechselfolge von metapsammitischen, Pl-Qtz-reichen und Leukosom-armen Mesosomen und metapelitischen, Bt-Kfs- und in-situ Leukosom-reichen Mesosomen, Aufschluß A, Vergl. Probe A10

4.1.1 Pl-Qtz-reiche Mesosome

Als Pl-Qtz-reiche Mesosome werden die Feldspat-reichen Metagrauwackenlagen der Turbidit-Sequenz angesprochen. Hietanen (1943, 1947) und Simonen (1960, 1980) bezeichnen diesen Mesosomtyp petrographisch auch als Pl-Qtz-Bt-Gneis. Übergänge zu den metapelitischen, Bt-Kfs-reichen Mesosomen sind oft durch graduellen Wechsel der Korngröße bzw. Gradierung (Simonen 1980), vor allem aber durch die kontinuierliche Zunahme dünner, metapelitischer Lagen mit in-situ Leukosomen gekennzeichnet. Scharfe Übergänge zwischen beiden Mesosomtypen deutet Kays (1976) als Hinweis auf kurzfristige Änderung des Sedimentationsmilieus bzw. auf unvollständige Entwicklung von Bouma-Zyklen (*Abb. 7* und *17*).

Die mittelgrauen Pl-Qtz-reichen Mesosomlagen sind fein- bis feinkörnig (0.2-1mm), sehr homogen und massig ausgebildet. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 5 und 80cm (Vergl. Junker 1990; Meier 1992). Die modale Zusammensetzung ist im Gebiet von Turku unabhängig vom Metamorphosegrad relativ einheitlich und nur geringen Schwankungen unterworfen: Pl 45-50Vol.%, Qtz 25-30Vol.%, Bt 15-20Vol.%, Grt 5-10Vol.% und Akfs 0-5Vol.%, (akzess.: Ap, Zrn, Mnz, Ilm, Mag). Crd und Sil kommen in den Pl-Qtz-reichen Mesosomen nicht vor. Akfs tritt ausschließlich im Übergangsbereich zu den Bt-Kfs-reichen Mesosomen auf. Die chemische Zusammensetzung der Pl-Qtz-reichen Mesosome ist tonalitisch und schwach peraluminisch (s. Anhang, *Tab. A12*).

Die Pl-Qtz-reichen Mesosome sind durch ein relativ gleichmäßiges, gleichkörniges, panallotrioblastisches (zuckerkörniges) Pflastergefüge mit unregelmässigen, amöboiden Kornkontakten gekennzeichnet (*Abb. 18*). Die Korngrößenverteilung ist schwach bimodal, wobei Pl und Qtz meist grobkörniger ausgebildet sind als Bt, Grt oder Akfs. Nach Hietanen (1947) und Simonen (1980) könnte dies ein Hinweis auf reliktilisch erhaltene, sedimentäre Korngrößenunterschiede sein. Die Kornkontakte zwischen den xenoblastischen (Pl, Qtz, Akfs) bis lepidoblastischen (Bt) Körnern sind buchtig-lobig, stellenweise zackig ausge-

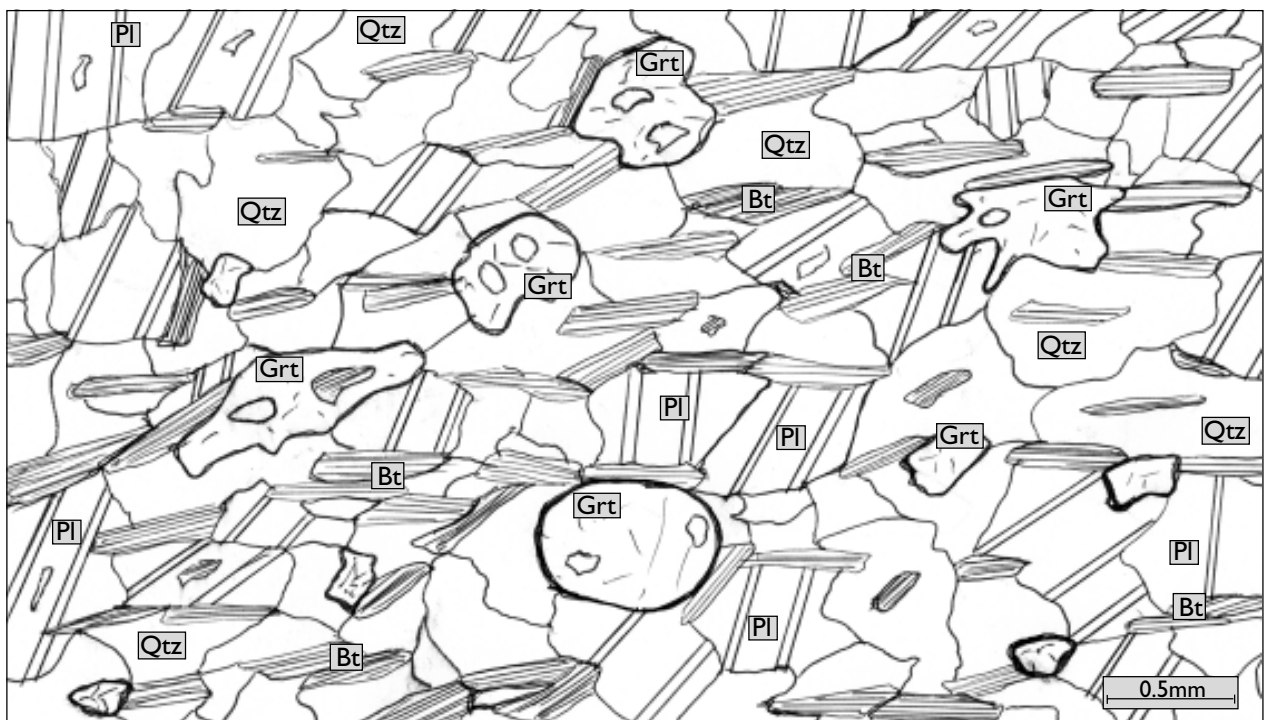


Abb. 18: Relativ gleichkörniges Gefüge eines Pl-Qtz-reichen Mesosoms mit schwach eingeregelteten Bt-Schuppen, kleinen, meist einschlußlosen Grt sowie vereinzeln, großen, poikiloblastischen Grt, Vergl. Probe D1, D3, D6, T2 und T5

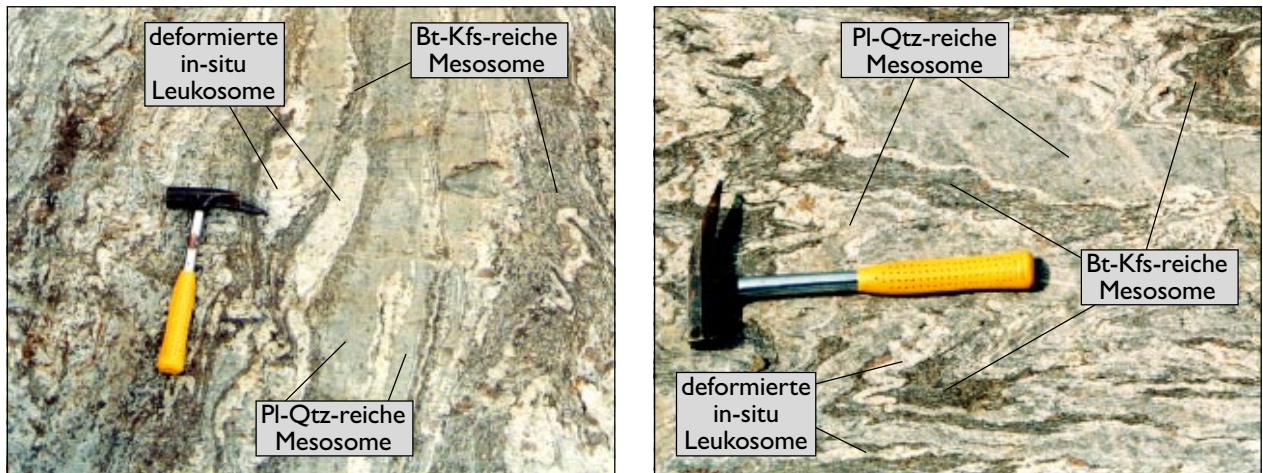


Abb. 19 und 20: Unterschiedliches Deformationsverhalten der Mesosomentypen: Die Bt-Kfs-reichen, in-situ Leukosomenreichen Mesosome sind deutlich stärker plastisch verfaltet als die Pl-Qtz-reichen Mesosome. Detail: Aufschluß L

bildet. Gerade Korngrenzen treten nur bei Bt-Bt-, Bt-Pl- und Pl-Pl-Kontakten auf (**Abb. 18**). Pl besitzt häufig sekundär gewachsene Kornränder. Das mikroskopische Gefüge zeichnet sich durch parallel zur Hauptschieferungsebene (S2) eingeregelter Bt-Schuppen aus, wobei die Hauptschieferung subparallel zur sedimentären Schichtung (S0) verläuft. Qtz zeigt undulöse Auslöschung, mit beginnender Zerstückelung in Subgrains (Parkett- bis Mosaikquarz) sowie randliche Rekristallisation. Mosaikquarz ist nach Passchier & Trouw (1996) ein Hinweis auf Deformation im Niedrigtemperatur-Bereich zwischen 300-400°C, da Qtz in diesem Bereich das Regenerationsvermögen verliert. Pl ist durch Kornform-orientierte Einregelung zur S2-Schieferungsrichtung („*shape preferred orientation*“, SPO), Grt durch schwache Rotation gekennzeichnet (Vergl. Väisänen et al. 1994). Nach Handy (1994) deuten solche Texturen auf diffusionsgesteuertes „*dislocation glide/creep*“ als Deformationsmechanismus in einer relativ starren Matrix hin. Grt ist meist feinkörnig und einschlußlos, vereinzelt tritt er aber auch grobkörnig-poikiloblastisch auf (**Abb. 18**), dabei überwächst er stellenweise die S2-Schieferung, was auf Wachstum während/kurz nach der Deformationsphase (D2) schließen läßt (Väisänen et al. 1994, detaillierte Mineralbeschreibungen s. Anhang).

In den Pl-Qtz-reichen Mesosomen sind vereinzelt mm-cm-breite, leukokrate Lagen/Nester zu beobachten, die nur aus grobkörnigen Pl und Qtz bestehen und durch ein metamorphes, gneisartiges Pflaster-Mosaikgefüge geprägt sind. Texturelle Hinweise auf partielle Schmelzbildung, wie 120° Winkel zwischen Fsp und Qtz (Vergl. Vernon & Collins 1988) oder Reaktionsgefüge zwischen Bt-Qtz-Pl-Grt und Akfs, die auf Bt-dehydration-melting hindeuten (**Abb. 26**), sind in diesen Bereichen nicht zu finden.

McLellan (1983a, b, 1988) und Ashworth & McLellan (1985) ziehen aus dem Vergleich von Mikrogefügen deformierter und undeformierter Migmatite den Schluß, daß unregelmässige, zackige Korngrenzen und textuelles Ungleichgewicht (amöboides Plastergefüge, sekundäre Kornränder), gegen die Anwesenheit ehemaliger Teilschmelzen bzw. die Kristallisation ehemaliger Teilschmelzen sprechen.

Sawyer & Robin (1986) und Sawyer & Barnes (1988) beschreiben in diesem Zusammenhang ähnliche leukokrate Bereiche in den von ihnen untersuchten Migmatiten und vermuten, daß diese durch „*metamorphe Differentiation*“ im Subsolidus-Bereich gebildet worden sind, da die von ihnen angenommenen Temperaturen für die Bildung Pl-Qtz-reicher Schmelzen zu niedrig waren. Lagen, die ausschließlich aus Qtz bestehen sind vermutlich durch Drucklösung entstanden („*Segregationsquarz*“, Vergl. Yardley 1983).

4.1.2 Bt-Kfs-reiche Mesosome

Die dunkelblau-grauen, feinkörnigen (0.1-0.5mm), metapelitischen Lagen der Turbidit-Abfolge werden als Bt-Kfs-reiche Mesosome angesprochen. Petrographisch können sie als feinkörnige, lamellierte bis lagige (mm bis cm Bereich), Grt-Crd-führende Gneise bezeichnet werden (Vergl. Hietanen 1943, 1947; Kays 1976; Dietvorst 1980, 1982; Simonen 1980; Höltta 1986; Meier 1992; Van Duin 1992).

Die feine Lamellierung und Heterogenität der Bt-Kfs-reichen Mesosome macht sich vor allem durch den lagenweisen Wechsel der mineralogischen Zusammensetzung bzw. der Mineralparagenese bemerkbar. Am häufigsten treten Lagen mit der Mineralparagenese **Pl-Qtz-Akfs-Bt-Crd-Grt-Sil** auf (*Abb. 25*). Der Anteil solcher Lagen liegt bei ca. 55-65Vol.%. Die modale Zusammensetzung ist relativ einheitlich: Pl 25-30Vol.%, Qtz 20-25Vol.%, Akfs 15-20Vol.%, Bt 15-20Vol.%, Crd 5-10Vol.%, Grt 5-10Vol.%, Sil 1-3Vol.% (akzess.: Zrn, Mnz, Ap, Hc, Ilm). Die chemische Zusammensetzung ist granitisch und peraluminisch (s. Anhang, *Tab. A11*). Bei diesen Lagen handelt es sich nach Simonen (1980) vermutlich um die Normalsedimentation der „küstenfernen Stillwasser-Fazies“ des Svekofennidischen Orogens.

Im Wechsel dazu treten stellenweise bis 5mm dünne Lagen auf, die neben Fsp und Qtz entweder nur Bt und Grt oder ausschließlich Bt, Crd und Sil als mafische Minerale führen (*Abb. 25*). Hietanen (1943, 1947) und Simonen (1980) bezeichnen die Bt-Kfs-reichen Mesosome petrographisch als „*Kinzigit-Gneise*“ und machen für die heterogene Zusammensetzung primär-sedimentäre Schichtung verantwortlich. Die **Bt-Crd-Sil**-reichen Lagen sollen demzufolge Al- und Mg-reichere, die **Bt-Grt**-reichen Lagen dagegen Fe-reichere Ausgangszusammensetzungen darstellen (Vergl. Johannes & Gupta 1982; Johannes 1988).

Vereinzelt treten 1-2mm dünne, Hbl-führende, andesitische, vulkanoklastische Einschaltungen oder bis wenige cm mächtige Di-Ep-führende Marmorlagen auf (Vergl. Hietanen 1947; Van Duin 1992).



Abb. 21 und **22:** Bt-Kfs-reiche Mesosome mit lagigen, linsenförmigen, Grt-führenden in-situ Leukosomen. Aufschluß A

Der Anteil der **Bt-Crd-Sil**-reichen Ausgangslagen schwankt zwischen 25-35Vol.%. Die modale Zusammensetzung liegt bei: Pl 25-30Vol.%, Qtz 20-25Vol.%, Akfs 15-20Vol.%, Bt 15-20Vol.%, Crd 10-15Vol.% Sil 1-5Vol.% (akzess.: Zrn, Mnz, Hc, Ap, Ilm).

Der Anteil der **Bt-Grt**-reichen Lagen ist von den drei beobachteten Ausgangszusammensetzungen am niedrigsten. In den untersuchten metapelitischen, Bt-Kfs-reichen Mesosomen liegt er nur zwischen 10-15Vol.%. Die modale Zusammensetzung der Bt-Grt-reichen Lagen ist: Pl 30-35Vol.%, Qtz 20-25Vol.%, Bt 15-20Vol.%, Grt 10-15Vol.%, Akfs 5-10Vol.%, (akzess.: Zrn, Mnz, Ap, Ilm).

Die feinkörnigen (0.05-0.5mm) Bt-Kfs-reichen Mesosome zeichnen sich, unabhängig von der mineralogischen Zusammensetzung, durch ein ungleichkörniges, granoblastisches, geregeltes, Bt-gestütztes Gneisgefüge aus. Hierbei führt das Auftreten von einschlußreichen, 2-3mm großen Akfs-, Crd-, oder Grt-Porphyroblasten zu einer ungleichmäßig-hiatalen Korngrößenverteilung (**Abb. 25**). Der Anteil der Porphyroblasten kann in der Umgebung von in-situ Leukosomen bis auf 60Vol.% ansteigen.

Der Korngrößenwechsel und das unregelmäßige, „*augelockerte*“ Gefüge in diesen gröberkörnigen Lagen können eher auf Teilschmelzbildung, als auf sedimentäre Korngrößenunterschiede zurückgeführt werden (Vergl. Brown 1994b). Vor allem, da in solchen Lagen ausgeprägte Reaktionsgefüge zwischen Bt, Qtz, Pl, Akfs, Grt und/oder Crd zu beobachten sind (**Abb. 26**), wie sie auch von dehydration-melting Experimenten bei der Bildung von Teilschmelzen beschrieben werden (Vergl. Vielzeuf & Holloway 1988; Holtz &

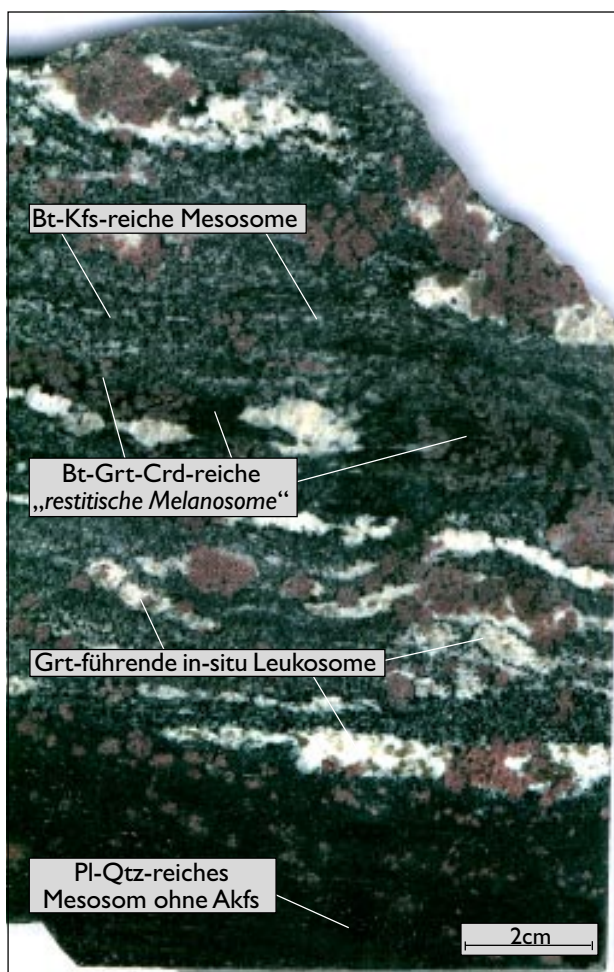


Abb. 23: Übergang zwischen Pl-Qtz-reichem und Bt-Kfs-reichem, in-situ Leukosom-führenden Mesosom. (Probe A10)

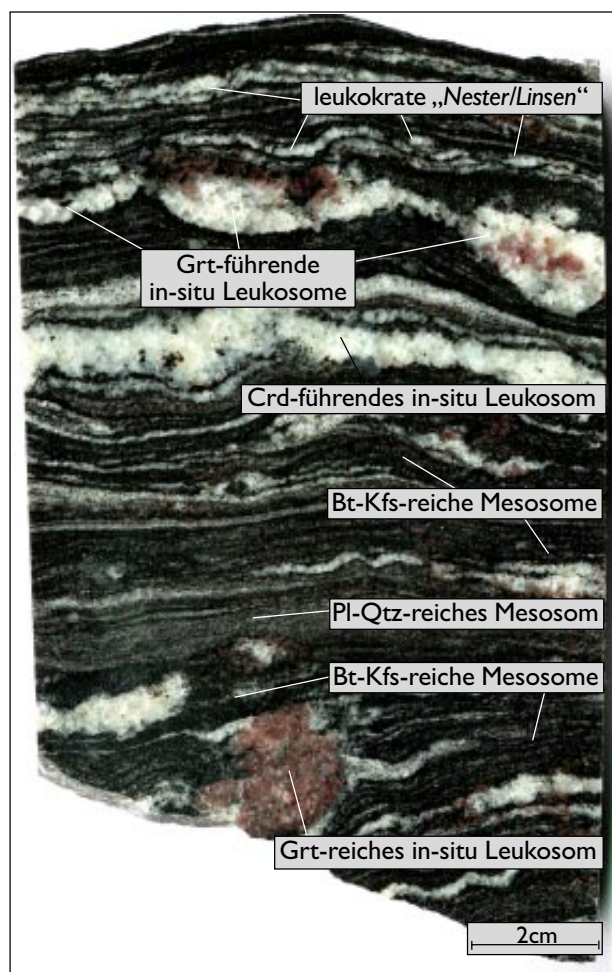


Abb. 24: Unterschiedlich zusammengesetzte Bereiche in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen. (Probe O14b)

Johannes 1991; Vielzeuf & Clemens 1992; Gardien et al. 1995; Clemens et al. 1997; Stevens et al. 1997).

Trotz verschiedener Hinweise auf Schmelzbildung wie Reaktionsgefüge und in-situ Leukosome, sind in großen Bereichen der Bt-Kfs-reichen Mesosome Akfs, Pl und Qtz immer noch weitestgehend diffus verteilt. Die Sammlung von Teilschmelzen scheint hier nicht oder nur begrenzt stattgefunden zu haben.

Vereinzelt kommen in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen jedoch auch bis 5mm-große, unscharf begrenzte, leukokrate Akfs-Pl-Qtz-reiche „Nester“ oder „Flecken“ vor, die auf anfängliche Segregation von Teilschmelzen hinweisen (Abb. 25). In diesen Bereichen ist bereits eine deutliche Akkumulation von Akf, Pl und Qtz zu kleinen Leukosombereichen festzustellen (Vergl. Mehnert & Büsch 1982; Hand & Dirks 1992). Am Rand solcher Leukosombereiche sind bevorzugt Reaktionsgefüge zwischen Bt, Qtz, Pl, Akfs, Grt und/oder Crd ausgebildet (Abb. 25 und 26). Umsäumt werden diese leukokraten Partien von Fsp-armen, Grt-Bt-, Crd-Bt- oder Grt-Crd-Bt-reichen Zonen, die als „restitische Melanosome“ bezeichnet werden können (Vergl. Sawyer 1987; Stevens & Clemens 1993; Cesare et al. 1997; Kalt & Berger 1999).

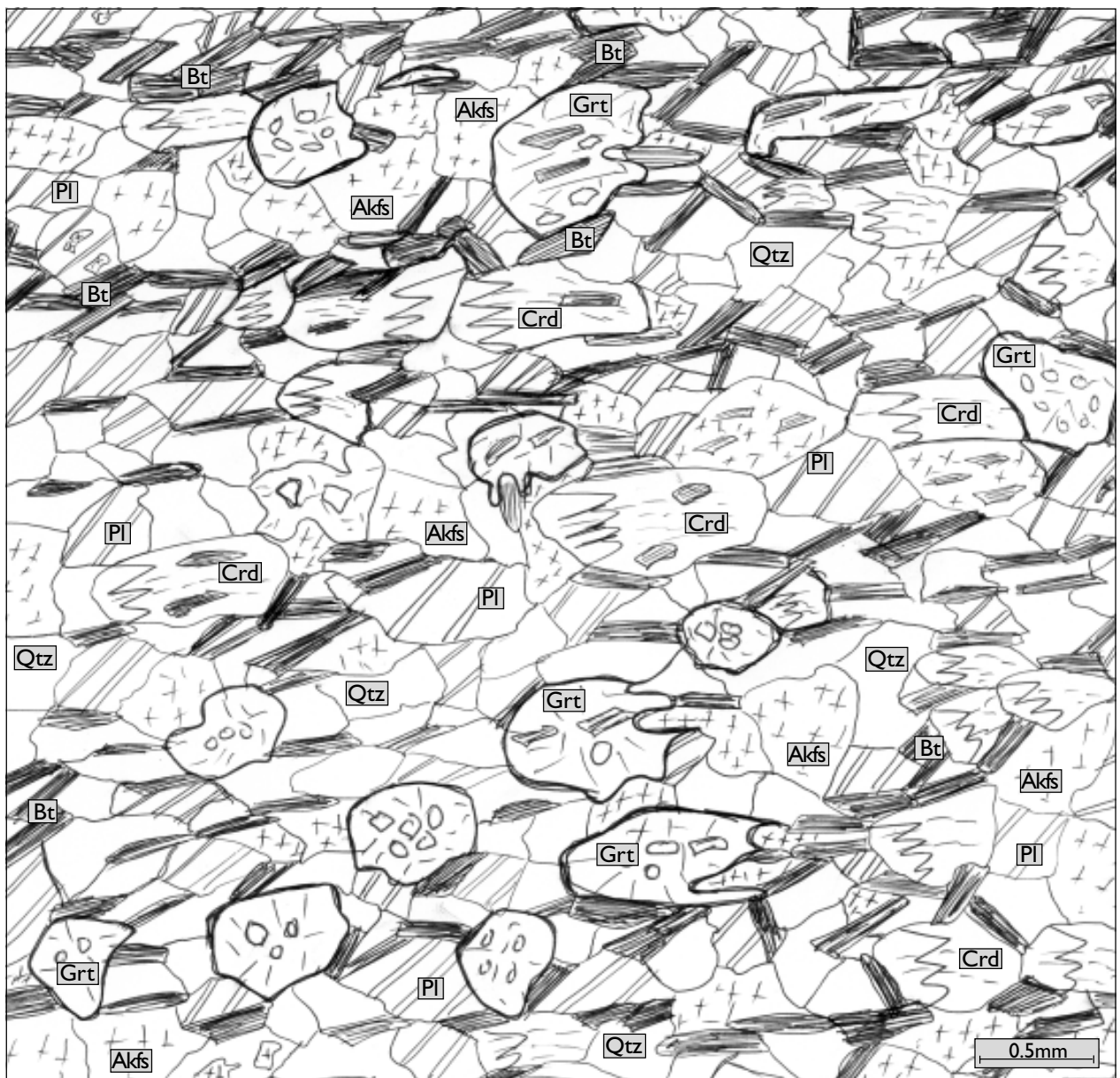


Abb. 25: Schematische Zeichnung eines Bt-Kfs-reichen Mesosoms. Dargestellt sind die verschiedenen Mineralparagenesen und die damit verbundene heterogene mineralogische Zusammensetzung der Metapelite

4.1.3 Deformation und Zeitpunkt der Schmelzbildung

Mit Hilfe der Einschlußverhältnisse, der Orientierung der Einschlüsse und der Reaktionsgefüge ist es möglich, den relativen Zeitpunkt der Mineralreaktionen bzw. der Mineralneubildung/wachstum und damit der partiellen Schmelzbildung in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen in Bezug zu den verschiedenen Deformationsphasen abzuschätzen (Vergl. Tracy et al. 1976; Tracy 1982; Barr 1983; Tracy & Robinson 1983; Jamieson 1984; Wickham 1987a; Brown 1994b; Väisänen et al. 1994; Fitzsimons 1996). Im Blickpunkt stehen hierbei besonders Orientierung und Form der Einschlüsse in den Porphyroblasten.

Von Akfs, Crd und Grt können mehrere Generationen beobachtet werden. Dabei kann vereinfacht zwischen folgenden Ausbildungen unterschieden werden: **a)** kleine, einschlußlose Matrix-Minerale oder **b)** große, einschlußreiche Porphyroblasten (Vergl. Väisänen et al. 1994).

Akfs: Kleine (0.1-0.3mm), einschlußlose, schwach Kornform-orientierte Akfs (meist Mikroklin) kommen diffus verteilt in der Grundmasse oder als rundliche, resorbierte Einschlüsse in großen (1-3mm) Akfs- und Crd-Porphyroblasten vor. Da das Auftreten unabhängig von Bt-Qtz-Pl-Grt-Crd-Akfs-Reaktionsgefügen ist, kann nicht entschieden werden, ob sie sedimentär oder durch mögliche Ms-abbauende Reaktionen gebildet worden sind (Vergl. Tracy 1978; Waters & Wals 1984). Die kleinen Akfs-Einschlüsse in den großen, perthitischen Akfs- und Crd-Porphyroblasten kommen hingegen oft im direktem Kontakt zu runden und tw. resorbierten Bt, Qtz, Pl und Sil vor. Demzufolge kann ihre Bildung wahrscheinlich auf Bt-abbauende Reaktionen zurückgeführt werden (Vergl. Tracy 1982; Meier 1992; Väisänen et al. 1994).

Große, einschlußreiche, perthitische Akfs-Porphyroblasten treten bevorzugt in Verbindung mit Bt-Qtz-Pl-Grt-Crd-Akfs-Reaktionsgefügen und in-situ Leukosomen auf. Ihre Bildung steht somit vermutlich im direktem Zusammenhang zur Schmelzbildung. Der Hauptteil der Akfs-Porphyroblasten überwächst die durch Bt nachgezeichnete S2-Schieferung (**Abb. 25**); ist aber durch die S3-Schieferung deformiert (Väisänen et al. 1994). Der Höhepunkt der Schmelzbildung kann aufgrund dieser Hinweise zwischen die S2- und S3-Schieferung bzw. zwischen die D2- und D3-Deformationsphase gelegt werden (Vergl. Ehlers et al. 1993). Vereinzelt große, einschlußlose, undeformierte Akfs-Porphyroblasten verdrängen dagegen das Bt-gestützte Gneisgefüge und sind vermutlich erst nach der D3-Deformationsphase gewachsen.

Crd: Kleine, einschlußlose Crd sind vermutlich metamorph gewachsen. Sie zeigen Druckzwillinge parallel zur Hauptschieferungsebene (S2) und beginnende Zerstückelung in zur S2-Schieferung orientierte Subgrains (SPO). Ähnliche Interngefüge werden von Kalt & Berger (1999) in den von ihnen untersuchten Migmatiten des Bayerischen Waldes beschrieben und durch „*dislocation creep*“ mit langsamer intrakristalliner Diffusion in einer relativ starren Matrix erklärt (Vergl. McLellan 1988; Handy 1994).

Der Hauptanteil von Crd ist dagegen langgestreckt, einschlußreich, schwach Kornform-orientiert eingeregelt und porphyroblastisch ausgebildet (1-4mm) und vor allem an Bt-Qtz-Pl-Grt-Crd-Akfs-Reaktionsgefüge gebunden. Crd tritt meist im Kontakt zu Bt und/oder Grt auf. Als Einschlüsse kommen Akfs, Pl, Qtz, Bt, Sil und Hc vor, wobei Bt und Sil hauptsächlich die S2-, vereinzelt auch die S3-Schieferungsrichtung nachzeichnen. Die Einschlüsse befinden sich in der Mitte der Crd-Porphyroblasten, der Rand ist einschlußlos. In direktem Kontakt zu in-situ Leukosomen sind die Einschlußverhältnisse umgekehrt; hier treten Bt-, Sil-, Qtz-Einschlüsse nur am Rand auf, der Kern ist dagegen einschlußfrei. Vergleichbare Texturen werten Kalt & Berger (1999) als Hinweis auf Rekristallisation in Anwesenheit einer Schmelze.

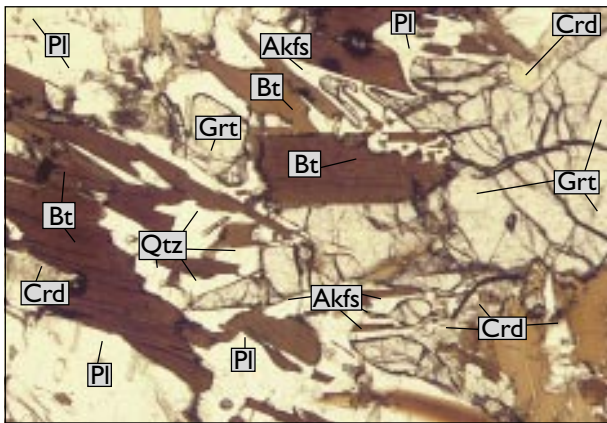


Abb. 26: Reaktionsgefüge zwischen Bt-Qtz-Grt-Crd-Pl und Akfs in einem Bt-Kfs-reichen Mesosom, DS-Nr. A9

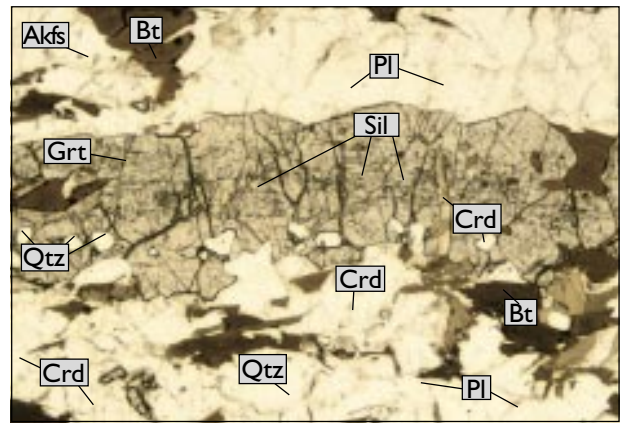


Abb. 27: Langgestreckte Grt (Crd-Pseudomorphosen?) mit S2-orientierten Sil-Einschlüssen, DS-Nr. A9

Grt: Der größte Teil der Grt ist rundlich, hypidiomorph, bis 5mm groß, einschlußreich und stark poikiloblastisch ausgebildet. Das Auftreten dieser Grt ist an Bt-führende Bereiche gebunden. Grt wächst dort diffusionsgesteuert in Richtung Bt. Ausgeprägte Reaktionsgefüge mit Bt, Qtz, Pl, Crd und Akfs sind dabei eher selten (**Abb. 26**). Bei den Einschlüssen handelt es sich im wesentlichen um Qtz und Bt, dagegen kommen Pl, Sil, Crd oder Akfs in diesen Grt-Porphyroblasten nicht vor. Basierend auf den S2-ingeregeltten Bt-Einschlüssen, kann die Bildung der Grt-Porphyroblasten, wie die der großen Akfs- und Crd-Porphyroblasten, zwischen die S2- und S3-Schieferungsphase gelegt werden (Vergl. Väisänen et al. 1994).

In der Umgebung von in-situ Leukosomen besitzen die Grt-Porphyroblasten einschlußreiche Kerne und deutlich ausgebildete, idiomorphe, einschlußlose Kornränder (**Abb. 46**). Diese idiomorphen Ränder deuten auf Wachstum im direktem Kontakt mit einer Schmelze hin (Vergl. Vielzeuf & Holloway 1988).

In einigen Crd-führenden Lagen sind langgestreckte Grt-Porphyroblasten mit S2-ingeregeltten Sil-Einschlüssen und vereinzelt, pinitisierten Crd zu beobachten (**Abb. 27**). Da die rundlichen Grt-Porphyroblasten keine Crd- oder Sil-Einschlüsse besitzen, handelt es sich bei diesen Grt vermutlich um Pseudomorphosen nach Crd (Vergl. Ashworth & Chinner 1978; Powell & Downes 1990). Diffusionsgesteuertes Wachstum oder intrakristalline Deformation mit inkongruenter Drucklösung kann bei der Bildung dieser langgestreckten Grt ausgeschlossen werden (Vergl. Kalt & Berger 1999). Die PT-Bedingungen scheinen demzufolge das Stabilitätsfeld von Crd so weit überschritten zu haben, daß Grt auf Kosten von Crd wachsen konnte (Vergl. Kalt et al. 1999). Kleine (0.1-0.3mm), einschlußlose Grt kommen nur selten vor.

Die Untersuchungen in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen grenzen den Höhepunkt der Schmelzbildung auf den Zeitraum zwischen der D2- und D3-Deformationsphase ein, lokal kann die Schmelzbildung noch bis nach dem Ende der D3-Deformation angehalten haben (Vergl. Huhma 1986; Ehlers et al. 1993)

4.2 Melanosome

Bt-reiche Melanosombänder, wie sie von Henkes & Johannes (1981) oder Gupta & Johannes (1982, 1986) von Amphibolit-faziellen Migmatiten beschrieben werden, sind im Gebiet von Turku nicht entwickelt.

Am Rand von in-situ Leukosomen kommen aber damit vergleichbare Bt-Crd-Grt-Qtz-reiche Partien (**Abb. 22** und **29**) vor, die als „*restitische Melanosome*“ bezeichnet werden können. Die modale Zusammensetzung solcher Partien ist: Bt 40-50Vol.%, Crd 15-20Vol.%, Grt 20-25Vol.%, und Qtz 5-10Vol.%.

4.3 Leukosome

Partielle Schmelzbildung ist der favorisierte Prozeß bei der Entstehung von Leukosomen (Vergl. Atherton & Gribble 1983; Ashworth 1985; Johannes 1988; Brown 1994b). Die Sammlung und Trennung der Teilschmelzen von ihrem „*kristallinem Restitmaterial*“ werden als Vorstufe für die Entwicklung von Graniten angesehen (Chapell et al. 1987; Wickham 1987a; Clemens 1989, 1990; Jung et al. 1999). Die Details dieser Prozesse werden jedoch immer noch kontrovers diskutiert (Ashworth & Brown 1990; Vielzeuf & Vidal 1990; Chappell & White 1991; Sawyer 1994; Johannes & Holtz 1996; White et al. 1999).

Das gleichzeitige und engräumige Auftreten von dünnlagigen bis linsenförmigen in-situ Leukosomen, verschieden breiten Leukosomgängen und kleinen Granitkörpern im Gebiet von Turku, bietet die Möglichkeit diese Bildungsmechanismen genauer zu studieren (Vergl. Wickham 1987a; Meier 1992).

Im Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku kommen in den metapelitischen Migmatiten verschiedene Typen von Leukosomen vor, hierbei kann vereinfacht zwischen

- konkordanten, lagen-linsenförmigen, wenige cm mächtigen in-situ Leukosomen (**Abb. 21-24**) und
- konkordanten, tw. boudinierten, selten diskordanten, dm bis 1.5m mächtigen Leukosomgängen unterschieden werden (**Abb. 7, 13** und **28**). Der Anteil der beiden Leukosomtypen kann in den Aufschlüssen stark variieren. Lokal kann der Anteil der breiten Leukosomgänge bis zu 50Vol.% ansteigen.

Neben der detaillierten petrographischen Beschreibung der Leukosomtypen, stehen vor allem die Dokumentation der Unterschiede/Gemeinsamkeiten sowie mögliche Übergänge zwischen beiden Typen im Vordergrund der Untersuchungen. Detaillierte Mineralbeschreibungen befinden sich im Anhang, Teil 3.



Abb. 28: Detailbereich von Aufschluß R: Leukosomgänge und metapelitische Mesosome mit in-situ Leukosomen

4.3.1 In-situ Leukosome

In-situ Leukosome kommen nur in den metapelitischen Bereichen der Migmatite vor. Ihre makroskopische Ausbildung reicht von diffus-verteilten, leukokraten Linsen (**Abb. 21** und **23**) bis zu langgestreckten, boudinierten, tw. verfalteten, mehrere cm mächtigen Leukosomlagen (**Abb. 8, 17, 19, 22, 24, 29** und **30**).

Der Deformationsgrad der in-situ Leukosome ist lokal sehr unterschiedlich (**Abb. 19** und **29**). Boudins sind dabei parallel zur Hauptschieferung (S2) entwickelt und zeigen oft eine „*pinch and swell structure*“ (**Abb. 24, 33** und **34**); ein Hinweis auf reine Scherung („*pure shear*“) als Deformationsmechanismus. Trotz der gleichmäßigen Ausbildung der Boudin-Linsen kann nicht entschieden werden, ob die Ellipsenform auf Scherungsbewegungen während oder erst nach der Schmelzbildung zurückgeführt werden kann (Vergl. Handy 1994; Barboza & Bergantz 1998). Neben den deformierten sind selten auch dünnlagige, undeformierte in-situ Leukosome zu beobachten. Daher kann vermutet werden, daß die Bildung der in-situ Leukosome über den Zeitpunkt der letzten, relevanten Deformationsphase (S3=D3) hinaus angehalten hat.

In-situ Leukosome sind überwiegend gleichmäßig mittelkörnig (0.5-2mm), wobei die Korngröße der einzelnen Minerale lokal sehr unterschiedlich sein kann. So kommen in einigen, stark deformierten in-situ Leukosomen bis zu 2cm große Akfs- und bis zu 3cm große, poikiloblastische Grt-Porphyroblasten vor. Das Gefüge ist überwiegend regellos-granoblastisch, stellenweise auch granophyrisch-symplektitisch ausgebildet und zeigt magmatische Gleichgewichtstexturen (Vergl. McLellan 1988; Vernon & Collins 1988). Die modale Zusammensetzung schwankt je nach Deformationsgrad zwischen: Akfs 30-45Vol.%, Qtz 25-30Vol.%, Pl 20-25 Vol.%, Grt 0-20Vol.%, Crd 0-10Vol.%, Bt 0-5Vol.%, (akzess.: Zr, Mnz, Ap, Sil).

Die Ränder der in-situ Leukosome sind gegenüber den Bt-Kfs-reichen Mesosomen meist unscharf entwickelt (**Abb. 21, 31** und **32**). Besonders auffallend ist dabei die unterschiedliche Verteilung von Grt und Crd: Innerhalb der in-situ Leukosome treten bevorzugt große, rundliche, einschlußreiche, vereinzelt aber

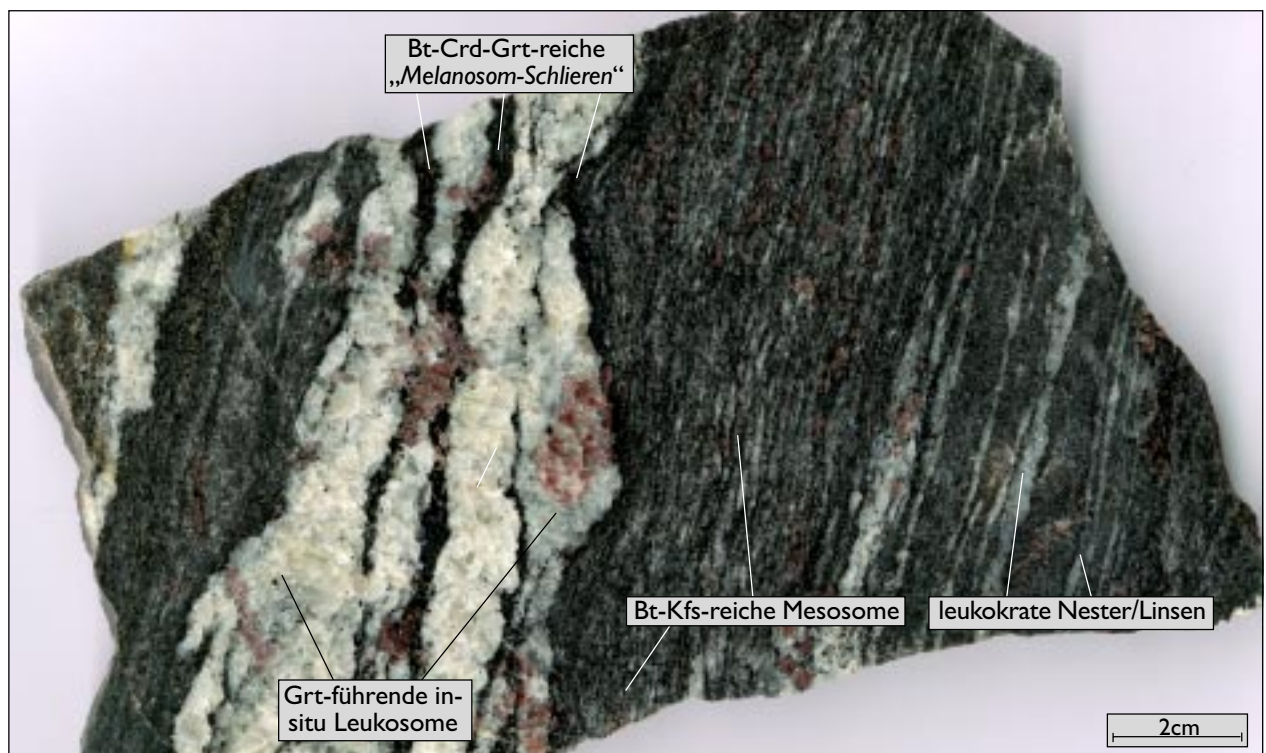


Abb. 29: Grt-führende in-situ Leukosome und leukokrate Nester in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen. (Probe W4)

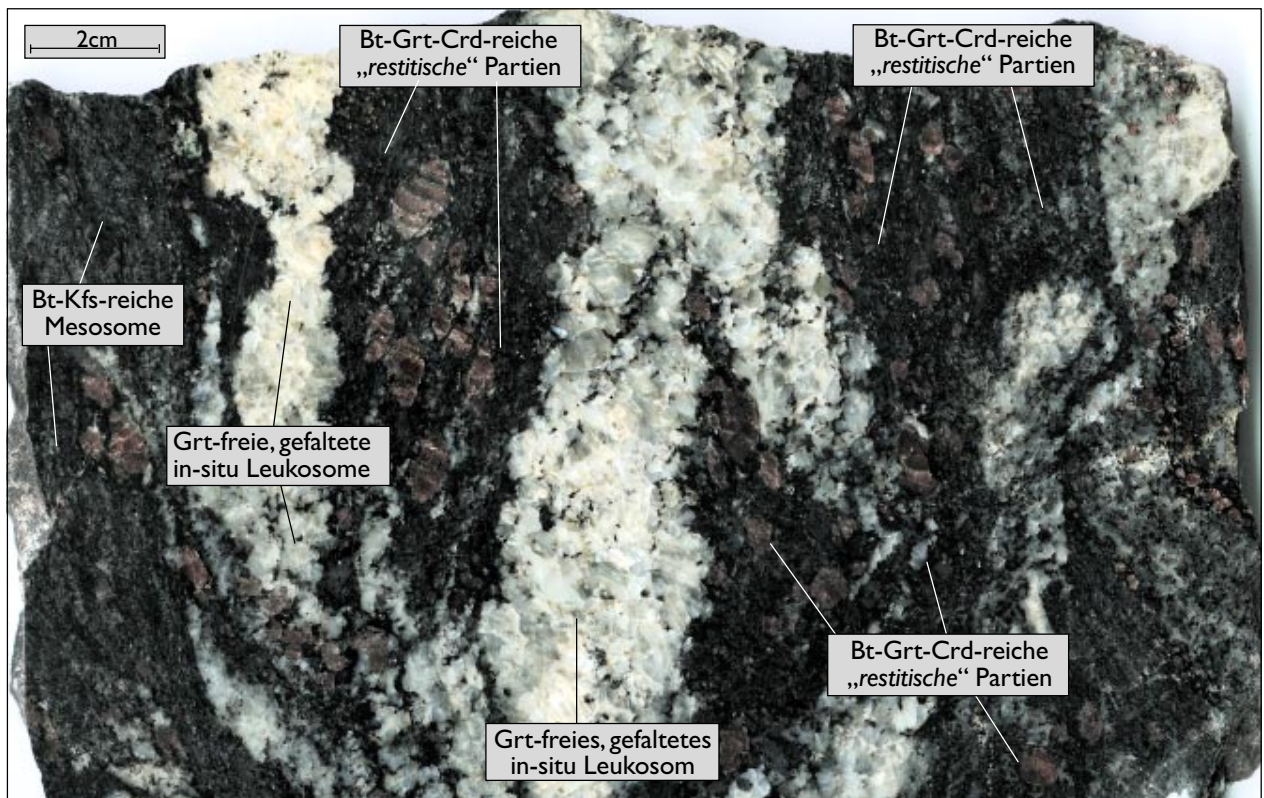


Abb. 30. Deformierte Grt-freie in-situ Leukosome, dazwischen Bt-Grt-Crd-reiche „restitische“ Partien. (Probe R20b)

auch kleine einschlußlose Grt, oder resorbierte Crd auf (Abb. 21, 23, 24, 29, 31 und 32). Am Rand kommen im Gegensatz dazu, langgestreckte Crd und/oder langgestreckte, einschlußreiche Grt zusammen mit Bt vor. Dies kann dazu führen, daß zwischen mehreren in-situ Leukosomen, mm bis cm dünne **Bt-Crd-Qtz-Sil-** oder **Bt-Grt-Crd-Qtz-reiche** Partien mit „restitischem“ Charakter auftreten (Abb. 29, 30, 31 und 32). Diese Bereiche können im weitesten Sinne als „restitische Melanosome“ bezeichnet werden (Vergl. Henkes 1978; Henkes & Johannes 1981; Johannes & Gupta 1982; Kalt & Berger 1999).

Besonders ausgeprägt sind solche restitischen Melanosome in unmittelbarer Nähe von sehr stark verfalteten, fast Grt-Crd-freien in-situ Leukosomen (Abb. 19, 20, 30 und 33). In vielen Faltenbereichen ist diese signifikante Trennung in Grt/Crd-freie Leukosome und dunkle Restitzonen deutlich erkennbar und weist damit auf die besondere Bedeutung der Deformation bei der Segregation der Teilschmelzen hin (Vergl. Brown 1994b). Deformationsexperimente in kristallinen und teilgeschmolzenen Systemen lassen darauf schließen, daß eine vergleichbare Trennung von Restit und Teilschmelze (Abb. 30 und 33) nur erreicht werden kann, wenn letztere noch relativ mobil sind (Vergl. Dell'Angelo & Tullis 1988; Hand & Dirks 1992; Oliver & Barr 1997). In diesem Zusammenhang untersuchten Grujic & Mancktelow (1998) die Segregation von Magmen in Scherzonen und stellten fest, daß dort die effektivste Separation zwischen Schmelze und mitgeschleppten Minerale stattfindet (Vergl. D'Lemos et al. 1992; Collins & Sawyer 1996).

Vereinzelt treten auch Grt-freie in-situ Leukosome ohne angrenzende Melanosome in der Nähe auf. Dabei kann jedoch nicht entschieden werden, ob diese durch Ms-dehydration melting gebildet wurden, oder bereits Segregation vom Grt-Crd-führenden Restit stattgefunden hat (Vergl. Brown et al. 1995b).

Detaillierte petrographische Untersuchungen der Bt-Kfs-reichen Mesosome belegen, daß fließende Übergänge zwischen den bis 5mm kleinen, Akkumulationen von Akfs, Pl und Qtz und den mehrere cm großen

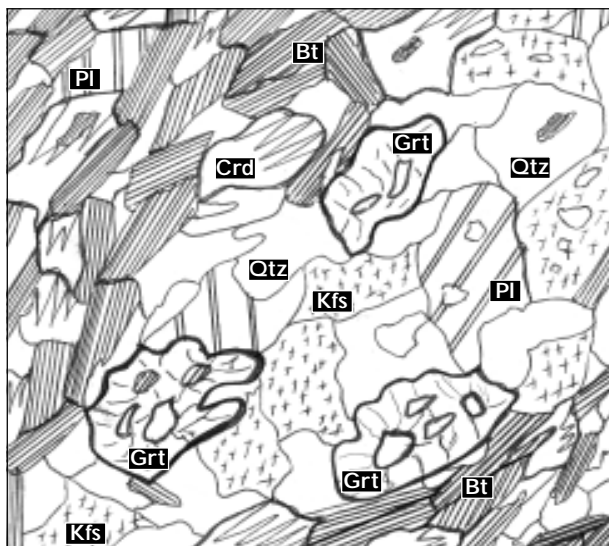


Abb. 31: Zeichung eines Grt-führenden in-situ Leukosoms mit Bt-Crd-reicher Randzone (Melanosom)

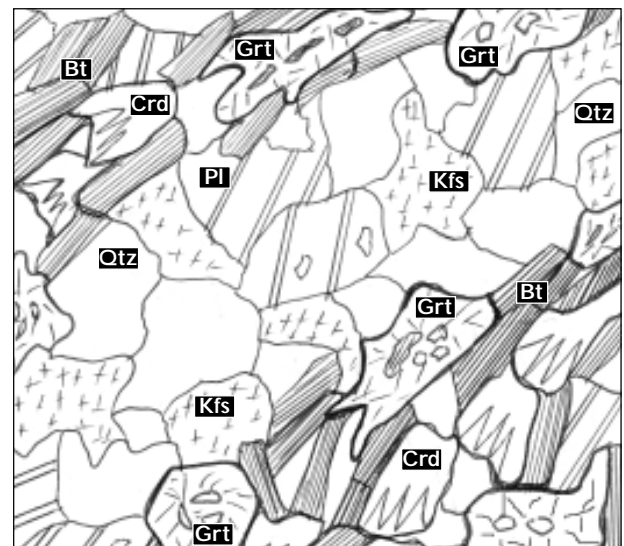


Abb. 32: Zeichung eines Grt-freien in-situ Leukosoms mit Bt-Crd-Grt-reicher Randzone (Melanosom)

in-situ Leukosomlagen/linsen bestehen (**Abb. 25, 31** und **32**). Die nur wenige mm kleinen Akfs-Pl-Qtz-reichen „Flecken“ in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen können somit als Vorstufe der in-situ Leukosome betrachtet werden. Das lokale Auftreten dieser Flecken kann jedoch nicht ausschließlich durch das vorgegebene prä-anatektische Gefüge erklärt werden (Vergl. Rushmer 1996). So sind in den meisten Bt-Kfs-reichen Mesosomen unabhängig von Bt-Crd-Grt-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefügen, Akfs, Pl und Qtz relativ diffus verteilt und das Gefüge immer noch ausgeprägt gneisartig. Die Akfs-Pl-Qtz-reichen Flecken treten bevorzugt in stärker deformierten Bt-Kfs-reichen Mesosomen auf. Die Bildung dieser Flecken beginnt vermutlich dort, wo sich durch Zunahme der Schmelzmenge, ein Schmelzpool um Grt mit randlichen Bt-Crd-(Grt)-reichen Zonen bildet. Kommt es zur Interkonnektivität dieser Schmelzzonen können größere in-situ Leukosome entstehen. Ungleichmäßige Deformation, vor allem aber reine Scherung als Deformationsmechanismus kann die Verbindung der Schmelzpooler wesentlich beschleunigen. Dies geschieht dadurch, daß bei der Scherungsbewegung eine Art „Druckschatten“ entsteht (**Abb. 33** und **34**), in dem sich die Teilschmelzen sammeln können (Vergl. Allibone & Norris 1992; Brown et al. 1995a).

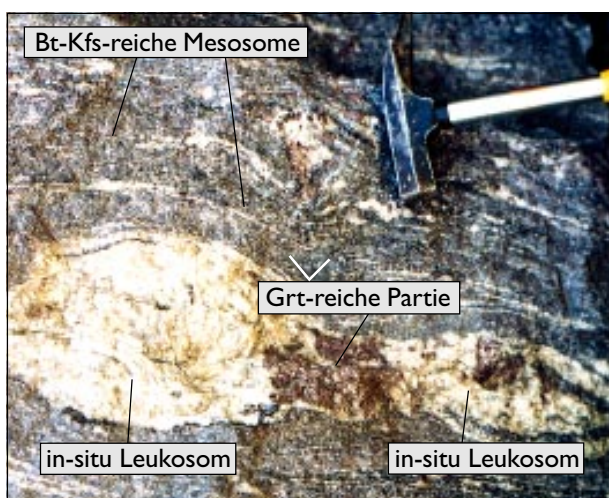


Abb. 33: Boudinierte in-situ Leukosome mit Grt-reicher Partie im Boudin-Zwischenraum („boudin-neck“), Aufschluß J

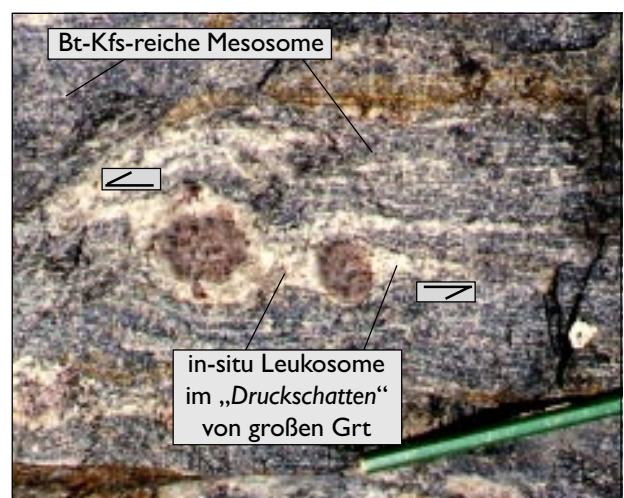


Abb. 34: Zerscherte und boudinierte in-situ Leukosome mit rotierten Grt (Pfeile = Schersinn), Aufschluß J

4.3.2 Leukosomgänge

Die Mächtigkeit der Leukosomgänge variiert zwischen 0.1 und 1.5m; wobei die Mehrzahl der Gänge <1m mächtig ist. Aufgrund des unterschiedlichen rheologischen Verhaltens der beiden Mesosomentypen, treten Leukosomgänge und größere Leukosomlinsen bevorzugt zwischen Bt-Kfs- und Pl-Qtz-reichen Mesosomen auf (Abb. 35 und 36, Vergl. Junker 1990; Meier 1992). An solchen lithologischen Grenzflächen sind auftretende Scherbewegungen besonders ausgeprägt und begünstigen so die Sammlung und Segregation von Teilschmelzen (Vergl. Blumenfeld & Bouchez 1988; D'Lemos et al. 1992; Brown 1994b; Collins & Sawyer 1996; Vignerresse et al. 1996; Oliver & Barr 1997; Grujic & Mancktelow 1998; Kisters et al. 1998). Die Leukosomgänge sind daher überwiegend konkordant zur Hauptschieferung (S2) entwickelt. Selten kommen diskordante Leukosomgänge vor, die dann konjungierend zur S2-Schieferungsrichtung verlaufen (Abb. 14).

Der Kontakt der Leukosomgänge zu Pl-Qtz-reichen Mesosomen ist, unabhängig von der Breite, scharf, „*intrusiv*“ entwickelt. Dagegen ist der Kontakt zu angrenzenden Bt-Kfs-reichen Mesosomen wellig-unscharf, meist gut erkennbar (Abb. 37), selten diffus ausgebildet (Vergl. Meier 1992).

Neben deformierten treten jedoch auch undeformierte Leukosomgänge auf. Der Bildungszeitraum der Leukosomgänge kann somit, wie bei den in-situ Leukosomen, zwischen D2- und D3-Deformationsphase, lokal auch nach der D3-Deformationsphase gelegt werden (Vergl. Lindroos et al. 1996).

Die größte Anteil der Leukosomgänge ist mittel- bis grobkörnig und relativ homogen zusammengesetzt. Die Verteilung von Grt, Crd und (Bt) ist dabei überwiegend regellos. Die modale Zusammensetzung schwankt zwischen: Akfs 40-50Vol.%, Qtz 20-30Vol.%, Pl 15-25Vol.%, Grt 0-15Vol.%, Crd 0-5 Vol.% und Bt 0-5Vol.%, (akzess.: Zr, Mnz, Ap).

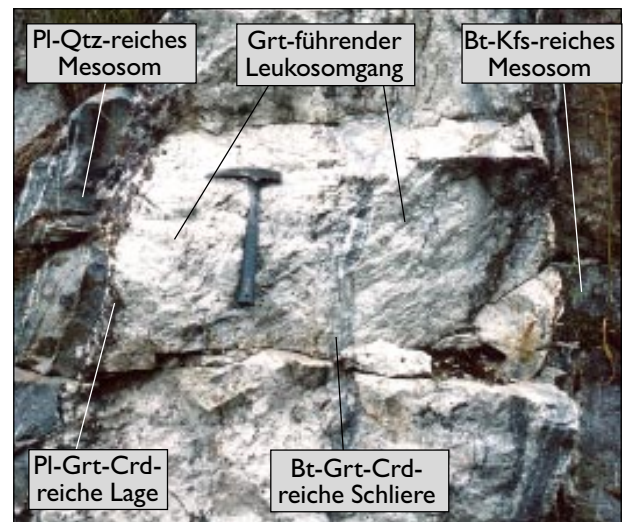


Abb. 35: Leukosomgang mit Pl-Grt-Crd-reicher Lage (links) und Bt-Grt-Crd-reicher Schliere (Mitte), Aufschluß A

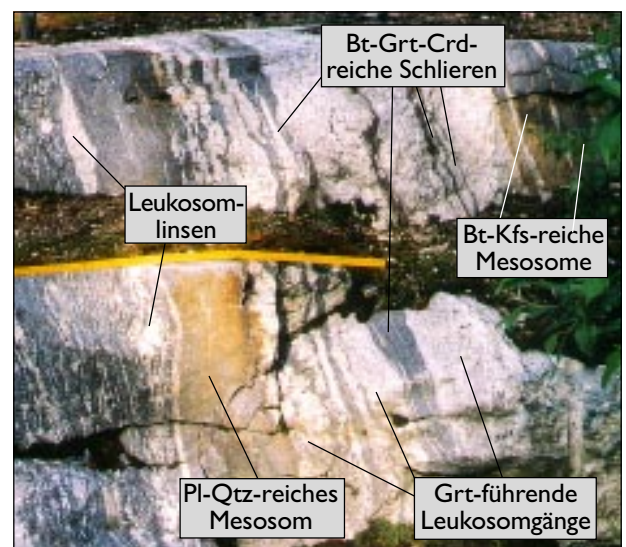


Abb. 36: Leukosomgänge mit Schlieren, Leukosomlinsen zwischen Pl-Qtz- und Bt-Kfs-reichem Mesosom, Aufschluß B

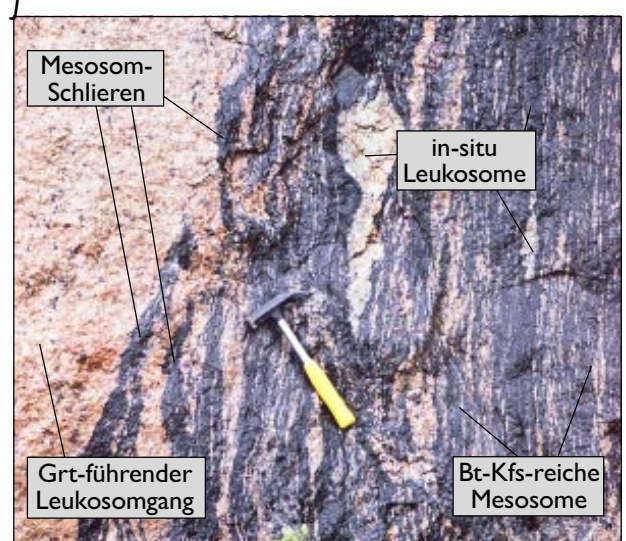


Abb. 37: Wellig-unscharfer Kontakt zwischen Leukosomgang und Bt-Kfs-reichen Mesosomen, Aufschluß A

Das Gefüge ist regellos-granoblastisch, zeigt magmatische Gleichgewichtstexturen und ist daher mit dem der in-situ Leukosome vergleichbar (Vergl. Cox et al. 1979)). Crd und Grt sind meist relativ klein (1-5mm), einschlußlos, vereinzelt kommen bis 30mm große, poikiloblastische Grt vor. Crd ist meist randlich resorbiert. Qtz zeigt, anders als in den in-situ Leukosomen, keine undulöse Auslöschung.

Neben den relativ homogen aussehenden Leukosomgängen sind in den untersuchten Aufschlüssen auch deutlich „heterogene Leukosomgänge“ zu beobachten. Die Heterogenität wird durch Auftreten von meist randlichen Bt-Crd-Grt-reichen Melanosom- bzw. Mesosom-Schlieren (**Abb. 35, 38, 43a** und **44a**), randlich bis mittigen Pl-Grt-Qtz-reichen Partien (**Abb. 35, 41, 42, 43a** und **44a**) oder vereinzelt, isolierten Mesosom-Schollen (**Abb. 39**) hervorgerufen. Der Anteil solcher heterogenen Leukosomgänge liegt bei max. 20Vol.%, die Mächtigkeit beträgt selten über 0.5m (s. **Abb. 13-15**).

Der Kontakt der heterogenen Leukosomgänge zu angrenzenden Bt-Kfs-reichen Mesosomen ist, im Gegensatz zu dem der breiteren, homogenen Leukosomgänge, durch diffuse Übergänge mit „Fließgefüge“-ähnlichen Strukturen gekennzeichnet (**Abb. 40**). Die Verbandsverhältnisse sind oft so weit aufgelöst, daß fließende Übergänge zwischen in-situ Leukosomen und Leukosomgängen bestehen. Im Übergangsbereich treten bevorzugt bis 30mm große, poikiloblastische Grt mit rundlichen, kreisförmig angeordneten, Qtz-(Bt)-Einschlüssen auf (**Abb. 45** und **46**). Solche Bereiche werden von Väisänen et al. (1994) als „Anwachszone“ gedeutet und auf ein mehrphasiges Wachstum während der einzelnen Deformationsphasen zurückgeführt (Vergl. Florence & Spear 1991). Somit können diese Grt als „ererbte“ bzw. mitgeschleppte Restit-Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen angesehen werden (Vergl. Chappell & White 1991; Meier 1992; White et al. 1999).

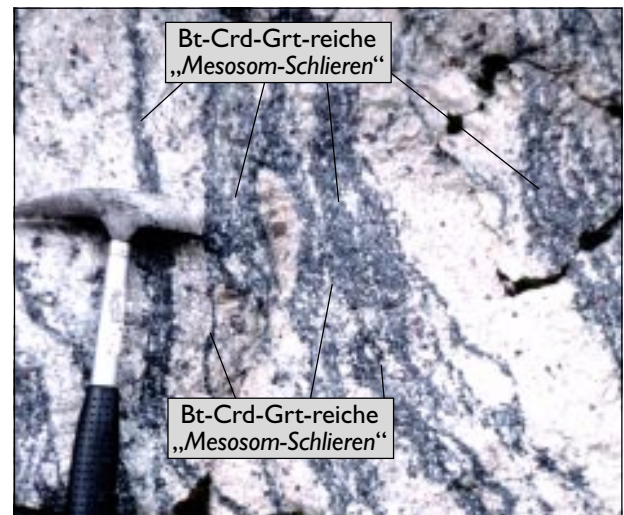


Abb. 38: Bt-Crd-Grt-reiche Schlieren in einem heterogenen Leukosomgang, Aufschluß J (s. auch **Abb. 13 - 15**)

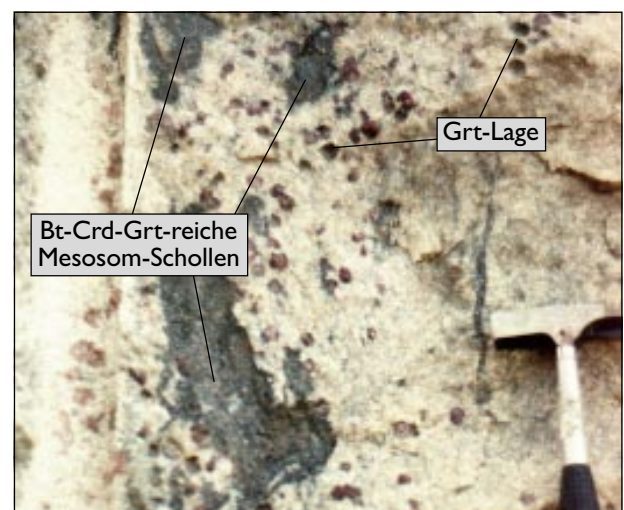


Abb. 39: Bt-Crd-Grt-reiche Mesosom-Schollen und Grt-reiche Lage in einem Leukosomgang, Aufschluß W

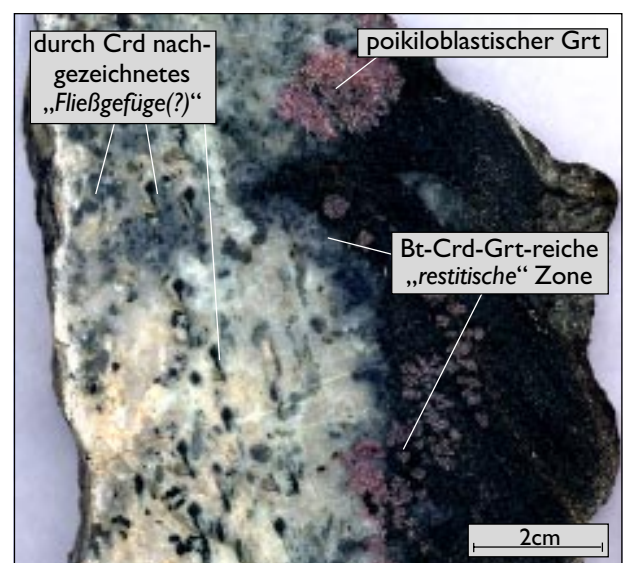


Abb. 40: Diffuser Übergang zwischen heterogenem Leukosomgang und Bt-Kfs-reichem Mesosom, Probe R4b

4.3.2 Heterogene Leukosomgänge

Basierend auf den Beobachtungen kann angenommen werden, daß die 0.1-0.5m mächtigen „heterogenen Leukosomgänge“ eine wichtige Mittelstellung zwischen den 0.5-1.5m mächtigen, homogenen Leukosomgängen und den in-situ Leukosomen einnehmen. Daher wurden mehrere Profil-Proben über die ganze Gangbreite solcher heterogenen Leukosomgänge genommen und untersucht (Abb. 13-15). Für die detaillierte Beschreibung der heterogenen Leukosomgänge wurden zwei Profile ausgewählt, bei denen Kfs-Qtz-reiche Leukosomlagen sowie Bt-Crd-reiche und Bt-Grt-reiche Schlieren mit umgebenden Pl-Grt-reichen Zonen besonders ausgeprägt sind.

Beschreibung der Profilabfolge

Beide Profile zeigen eine fast vergleichbare Abfolge von links nach rechts (Abb. 43 und 44). Die Profile beginnen jeweils am linken Rand mit einer **Kfs-Qtz**-reichen, schwach Grt-führenden Leukosomlage, dann folgt eine dunkle **Bt-Crd**-reiche (Mesosom-, Melanosom-)Schliere, die von zwei unterschiedlich breiten (0.5 bis 2cm) **Pl-Grt**-reichen Zonen umgeben wird. Zur Mitte schließt sich eine weitere, bis 8cm mächtige **Kfs-Qtz**-reiche, schwach Grt-führende Leukosomlage an.

Im weiteren unterscheiden sich die beiden Profile in einem wichtigen Punkt voneinander; => bei **Profil 1** folgt angrenzend zur Kfs-Qtz-reichen Leukosomlage eine bis 9cm breite **Pl-Grt-reiche Zone**, in der noch Fetzen einer **Bt-Grt-Crd-reichen Schliere** vorkommen; das Profil schließt rechts mit einem **Bt-Kfs-reichen Mesosom** ab. => bei **Profil 2** folgt rechts im Anschluß an die Kfs-Qtz-reiche Leukosomlage eine bis 5cm breite **Mischlage** zwischen Pl-Grt-reicher und Kfs-Qtz-reicher Lage. Auch hier treten wieder Reste einer **Bt-Grt-Crd-reichen** Schliere auf, dann endet das Profil auch mit einem **Bt-Kfs-reichen Mesosom**.

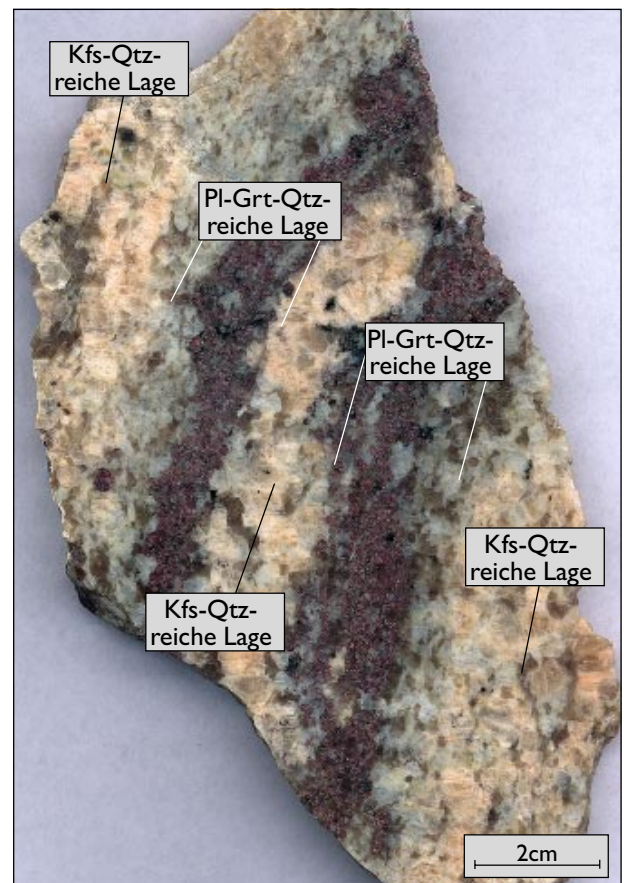


Abb. 41: Pl-Grt-Qtz-reiche Lage aus der Mitte eines heterogenen Leukosomgangs, Aufschluß C, Probe C1

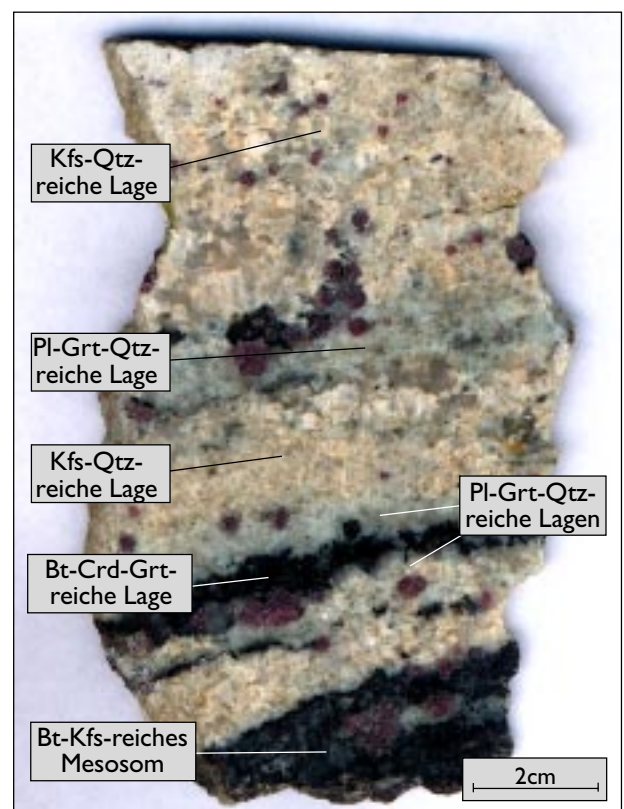


Abb. 42: Pl-Grt-, Bt-Crd-Grt-reiche Lagen am Rand eines heterogenen Leukosomgangs, Aufschluß J, Probe J10

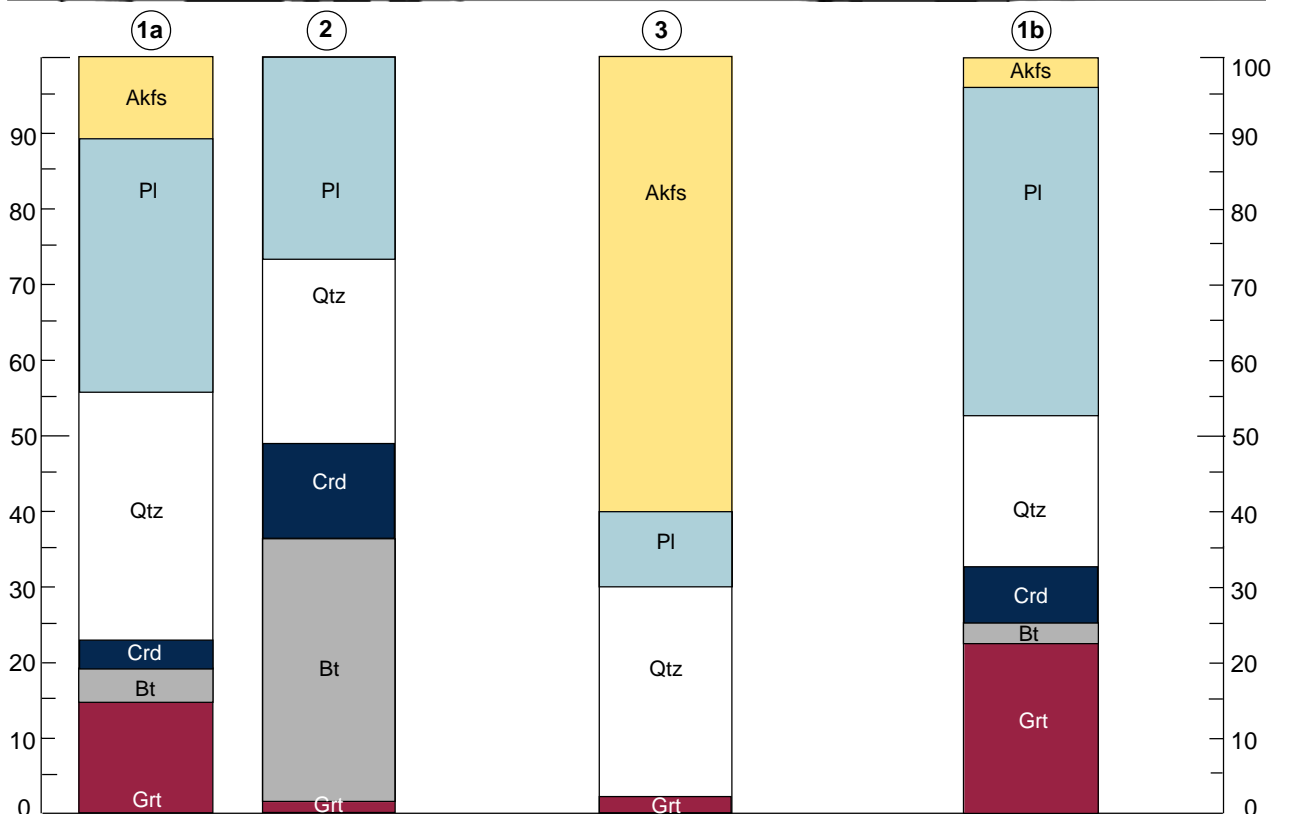
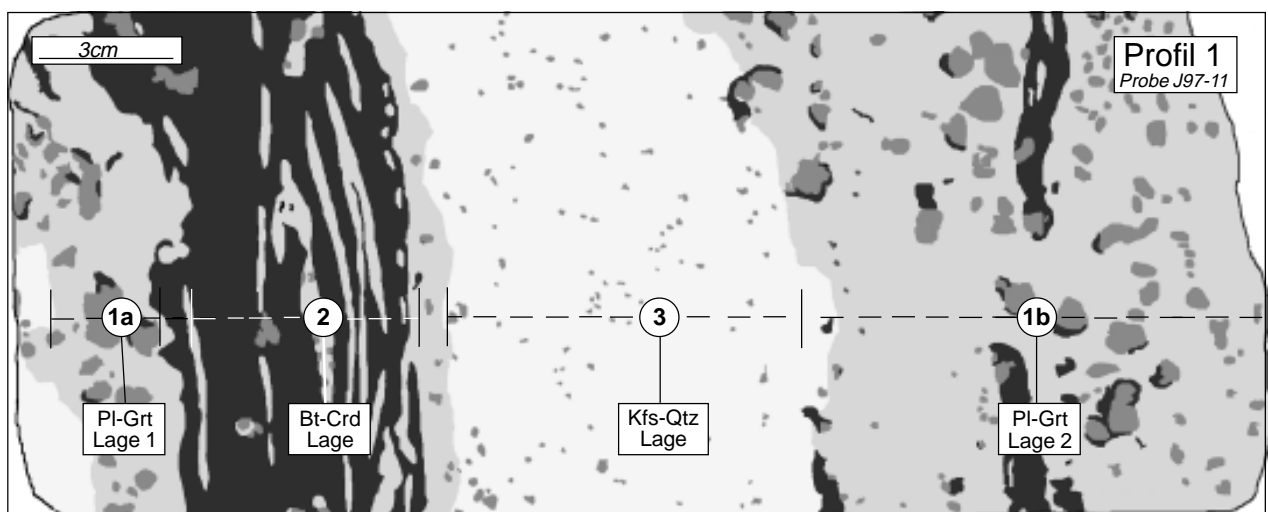
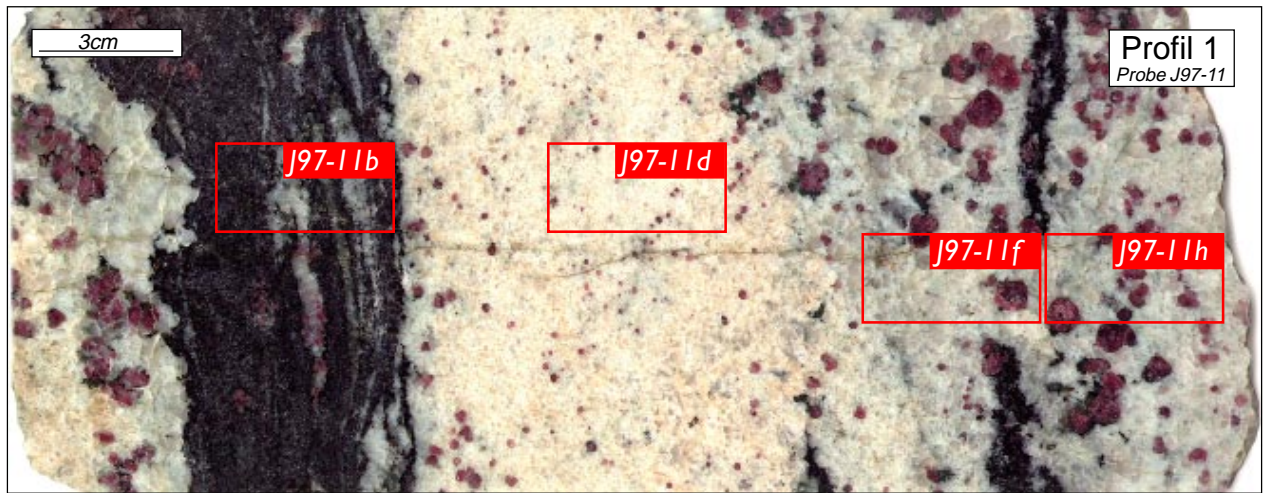


Abb. 43a-c: Darstellung von Profil 1 (a, b) sowie der Mineralbestand der einzelnen Lagen von Profil 1 (c)

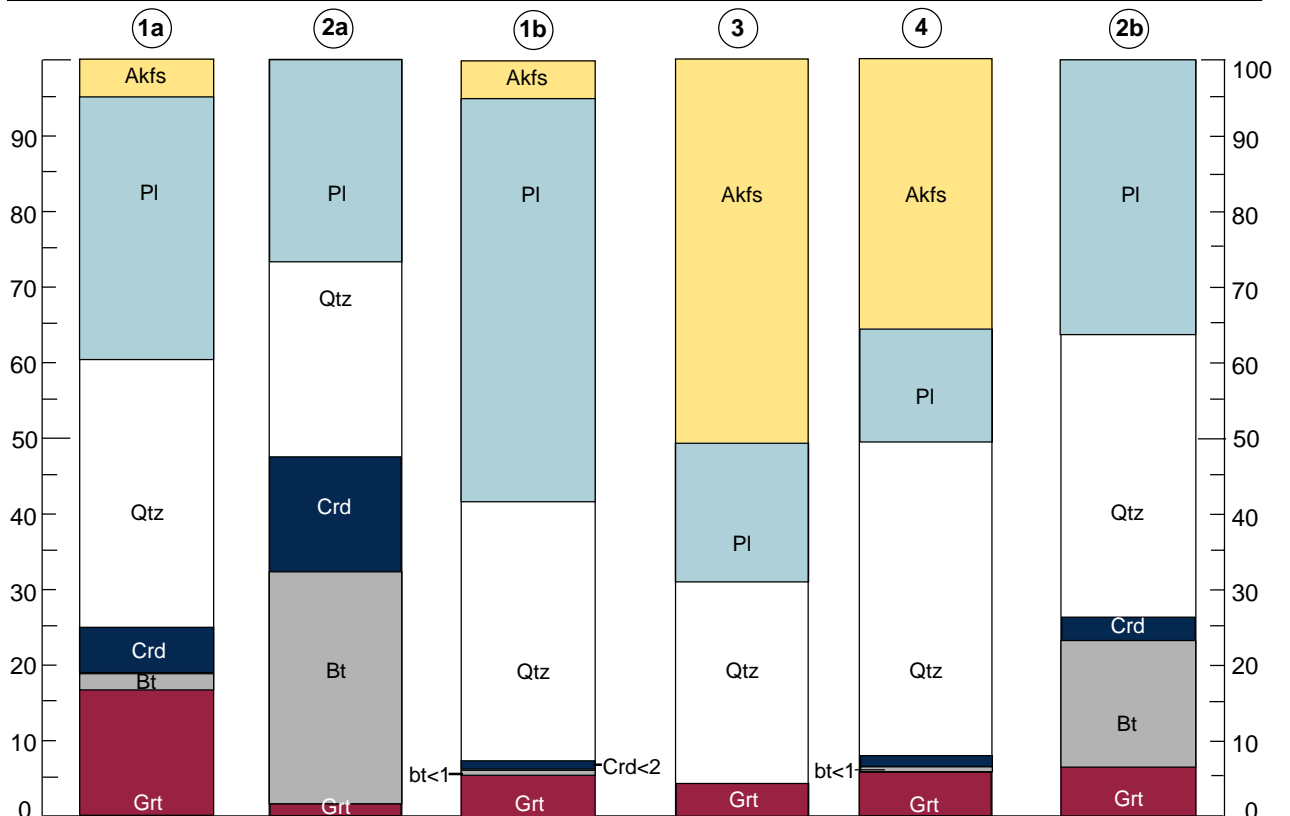
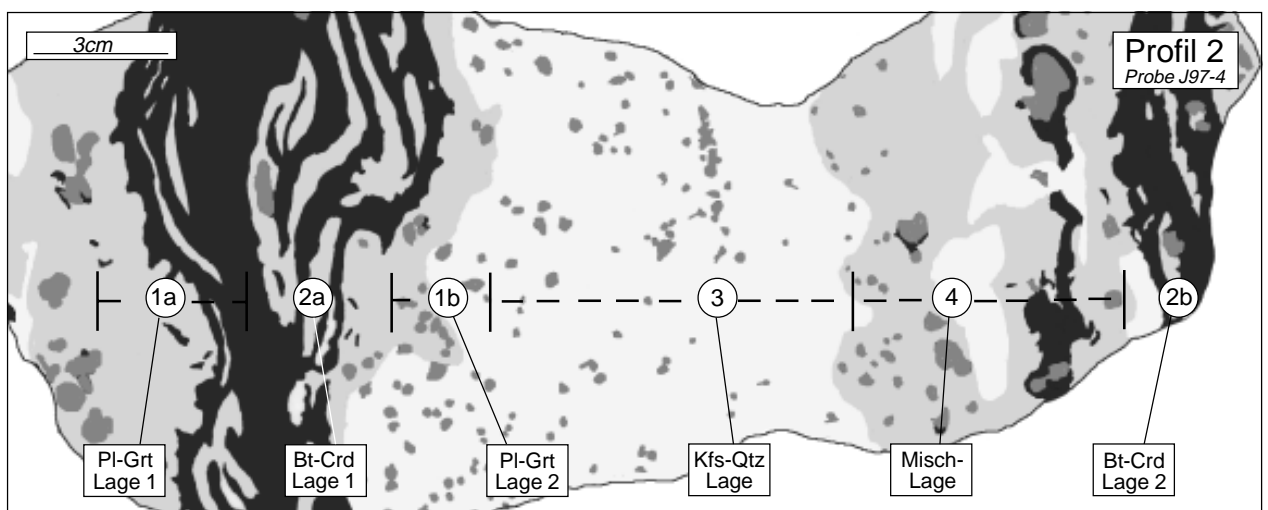
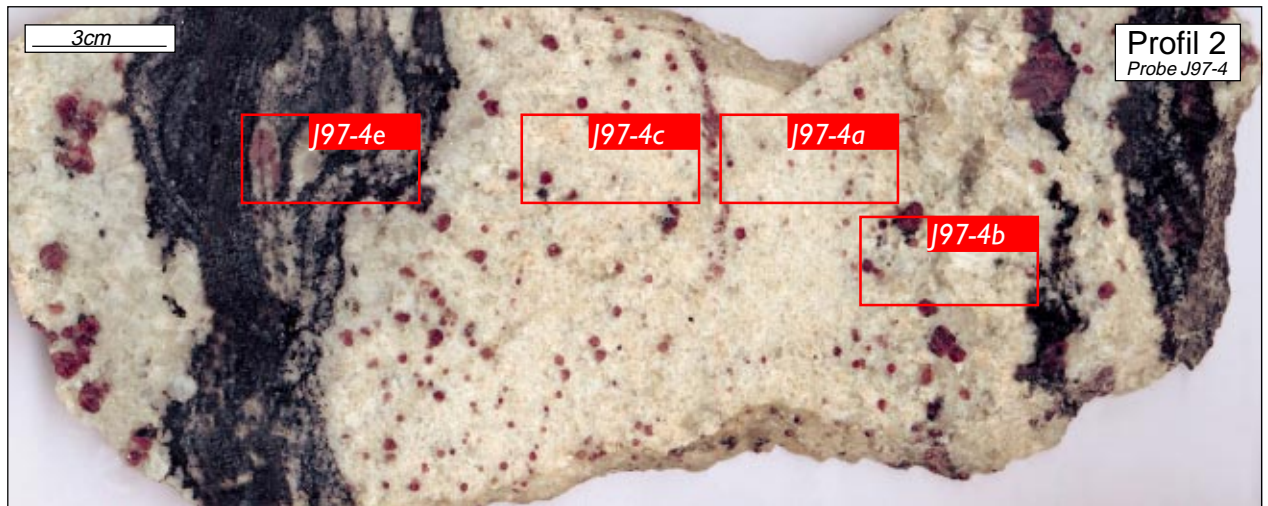


Abb. 44a-c: Darstellung von Profil 2 (a, b) sowie der Mineralbestand der einzelnen Lagen von Profil 2 (c)

Detaillierte Beschreibung der einzelnen Profillagen

Bt-Grt-Crd-reiche Mesosom/Melanosom Schlieren: Die Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren sind fein- bis mittelkörnig, das Gefüge gneisartig und mit dem der Bt-Kfs-reichen Mesosomen vergleichbar. Die vorkommenden in-situ Leukosome sind nahezu Akfs-frei, Pl-Qtz-Grt-reich und von sehr Bt-Crd-Grt-reichen Zonen umgeben. Grt ist hypidioblastisch und einschlußreich (Qtz, Bt). Crd ist dagegen langgestreckt, wobei der Kern einschlußreicher (Qtz, Bt, Akfs, Sil, Hc) ist als der Rand. Im Kontakt zu Pl-Grt-reichen Zonen steigt der Anteil von Crd und Bt stark an. Der Modalbestand ist ebenfalls mit dem der Bt-Kfs-reichen Mesosome fast vergleichbar. Akfs tritt hier nicht auf. Der Anteil mafischer Mineral ist mit bis zu 50Vol.% wesentlich höher als in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen, wodurch sie „*restitisch*“ erscheinen.

Pl-Grt-reiche Zonen: Pl-Qtz-Grt-reiche Zonen treten immer nur am Rand, meist beidseitig, von Bt-Crd-Grt-reichen (Mesosom-)Schlieren auf, nie isoliert. Vereinzelt sind fetzenartige Bt-Grt-Crd-reiche Schlieren zu beobachten, meist sind die Pl-Grt-reichen Zonen aber frei von Bt (s. *Abb. 41* und *42*). Dadurch scheint ein möglicher genetischer Zusammenhang zwischen Pl-Grt-reichen Zonen und Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren zu bestehen. Das Gefüge ist überwiegend regellos und mittel- bis grobkörnig (3-10mm) ausgebildet. Qtz zeigt undulöse Auslöschung. Grt ist einschlußreich (Qtz-reiche „*Anwachszone*“) und mit Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen vergleichbar. Der Grt-Anteil ist aber deutlich höher, der Bt- und Crd-Gehalt niedriger als in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen. Der Pl- und Grt-Anteil ist im Vergleich zu den anderen Lagen so ungewöhnlich hoch, daß die Pl-Grt-reichen Lagen dadurch einen „*restitischen*“ Charakter erhalten. Auffallend sind kumulatartig-anhäufte Zrn- und Mnz-Einschlüsse in einigen Pl und Grt.

Kfs-Qtz-reiche Lagen: In der Mitte der Profile befinden sich Kfs-Qtz-reiche Partien, in denen Grt als einziges mafisches Mineral vorkommt. Pl und Grt sind hier deutlich kleiner als in den Pl-Grt-reichen Zonen, hypidio- bis idiomorph und vor allem einschlußlos. Bt fehlt meist. Das Gefüge ist mit dem der homogenen Leukosomgänge zu vergleichen; der Akfs-Gehalt ist jedoch etwas höher als in den homogenen Leukosomgängen oder als in-situ Leukosomen. Die Zusammensetzung der Kfs-Qtz-reichen Lage ist granitisch und weicht damit von der tonalitischen Zusammensetzung der Pl-Grt-reichen Zonen ab.

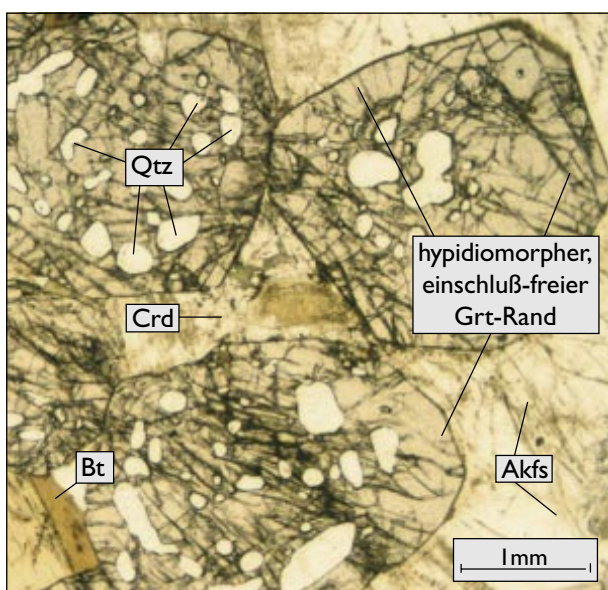


Abb. 45: Poikiloblastische Grt aus der randlichen Pl-Grt-reichen Lage 2 von Profil 1 (linear. Pol., DS-Nr. J1 | h)

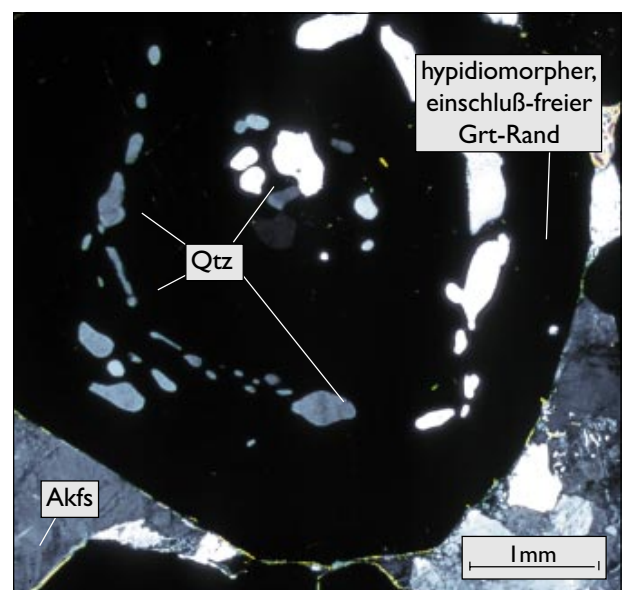


Abb. 46: Grt aus einem Bt-Kfs-reichen Mesosom mit kreisförmig angeordneten Einschlüssen, (gek. Pol., DS-Nr. A7)

Kapitel 5: Petrographie der Mikroklin-Granite

Untersuchungen zur Genese von Migmatiten und spätkinematischen Mikroklin-Graniten in SW-Finnland wurden bereits von Sederholm (1913, 1926), Wegmann (1935), Simonen (1960) und Härme (1965) durchgeführt. Die daraufhin entwickelten Modellvorstellungen führten die Bildung der Leukosome bevorzugt auf „*metasomatische Granitisation*“ durch die Granite zurück (Zusammenfassung s. Nurmi & Haapala 1986).

Informationen über mineralogische Zusammensetzungen, Gefüge und mögliche Übergänge der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite zu metapelitischen Migmatiten sind im Gebiet von Turku noch immer lückenhaft (Väisänen et al. 1994). Neben der detaillierten Bestandsaufnahme, sind vor allem Hinweise auf mögliche Ausgangsgesteine der Mikroklin-Granite, wie z.B. mitgeschleppte Restitminerale, Mesosom-Schlieren, von besonderer Bedeutung (Chappell et al. 1987; Clemens 1989; Chappell & White 1991).

Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite im Gebiet von Turku

Im Unterschied zu den postkinematischen (~ 1.800 Ga), Fluorit- und Turmalin-führenden, Grt-Crd-freien Biotit-Mikroklin-Graniten besitzen die spätkinematischen (1.850-1810 Ga) Mikroklin-Granite im Gebiet von Turku S-Typ Charakter mit hohen Gehalten an Grt und Crd (Nurmi & Haapala 1986). Die Granite sind bevorzugt in Scherzonen lokalisiert, wo sie als „*schichtartige*“ Körper („*sheet-like-bodies*“, Vergl. Vigneresse 1995) mit Ausdehnungen von mehreren 100er m bis wenigen km auftreten. Dabei zeichnen eingeregelter Kfs-Blasten die Intrusionsrichtung nach (**Abb. 11**). Der Kontakt zum Nebengestein ist meist scharf, nur im Übergang zu Migmatiten ist er wellig-unscharf bis diffus-nebulös entwickelt. Kontaktaureolen kommen nicht vor. Die Randbereiche der Granitkörper sind durch langgestreckte, plattige Gefüge gekennzeichnet. Ehlers et al. (1993) und Selonen et al. (1996) werten diese Strukturen als Hinweis auf mehrere teleskopartige Schübe bei der Intrusion des Magmas. In einigen Aufschlüssen durchkreuzen zusätzlich Leukosomgänge den Randbereich, was darauf hindeutet, daß die Bildung/Mobilisation von Leukosomgängen über den Zeitpunkt der Granitintrusion hinaus angehalten hat. Innerhalb der Migmatite sind im Grenzbereich zu den Graniten oft Bt-Grt-Crd-reiche, Fsp-arme und demzufolge „*restitische*“ Partien zu beobachten.

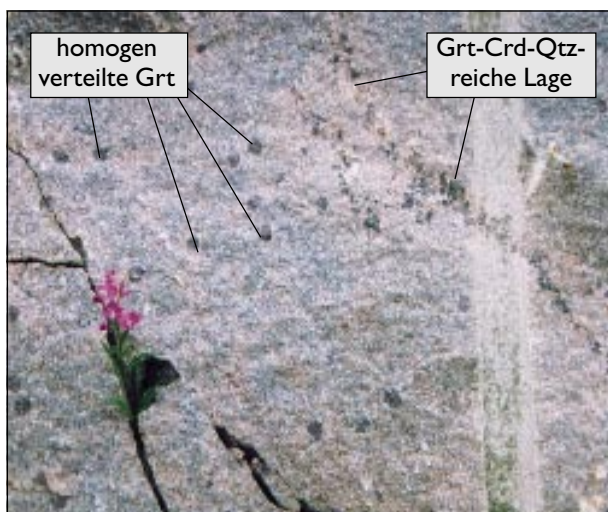


Abb. 47: Relativ homogen verteilte Grt im Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit, Aufschluß W (s. **Abb 9**)



Abb. 48: Homogen verteilte, von Bt umsäumte Grt in einem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit, Probe W2

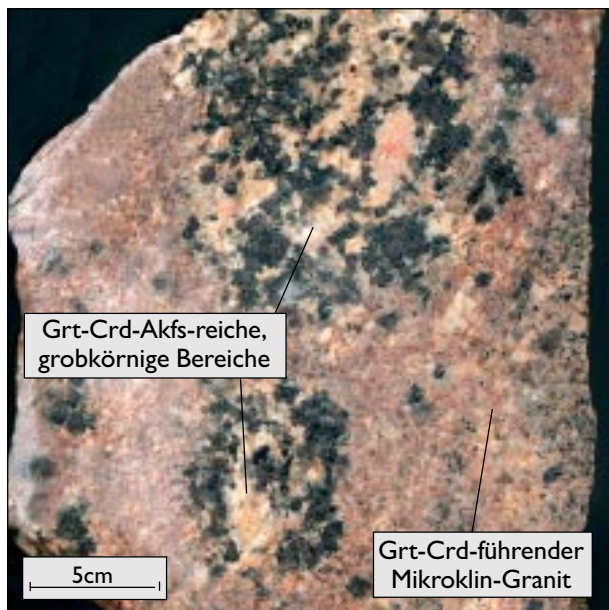


Abb. 49: Grt-Crd-Akfs-reiche Partie aus einem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit, Probe O29

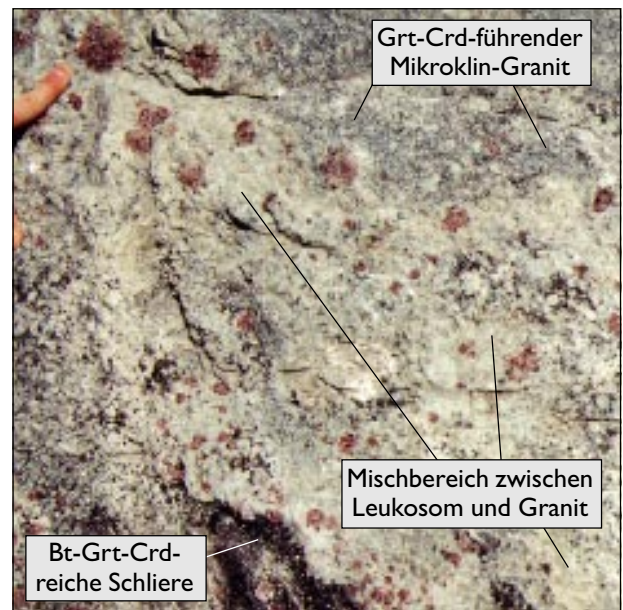


Abb. 50: Bt-Grt-Crd-reiche Schliere, die sich in einzelne Restitminerale auflöst, Aufschluß P, Vergl. Probe P6

Die mittel- bis grobkörnigen, Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite sind grau, bis orange-rötlich (**Abb. 48**, Vergl. Hietanen 1947), stellenweise pegmatitisch (**Abb. 49**). Die mineralogische Zusammensetzung ist relativ homogen: Akfs 30-45Vol.%, Qtz 27-33Vol.%, Pl 22-27Vol.%, Grt 2-7Vol.%, Crd 1-5Vol.% und Bt 2-7Vol.%, (akzess.: Zr, Mnz, Ap). Die Verteilung der mafischen Minerale kann lokal jedoch stark schwanken (**Abb. 47, 49** und **51**). Auffallend sind dabei rötliche, Grt-Crd-reiche Lagen, deren Ausrichtung parallel zur S₂-Schieferungsrichtung in den angrenzenden Migmatiten verläuft (**Abb. 9**). Lokal können, wie in den Leukosomgängen, Pl-Grt-Qtz-reiche, Bt-Grt-Crd-reiche Mesosom-Schlieren oder -Schollen auftreten (**Abb. 52**) vorkommen. In einigen Bereichen sind die Schlieren bereits in Grt und Crd zerfallen (**Abb. 50**).

Das Gefüge der Granite ist regellos-granoblastisch und mit dem der Leukosomgänge identisch. Grt und Crd sind klein, einschlußfrei und idiomorph ausgebildet. In den pegmatitischen Partien treten hingegen bis mehrere cm große, einschlußreiche Grt mit retrogradem Bt am Rand auf. Diese Grt sind mit Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen vergleichbar (**Abb. 51**). Detaillierte Mineralbeschreibungen s. Anhang Teil A3.

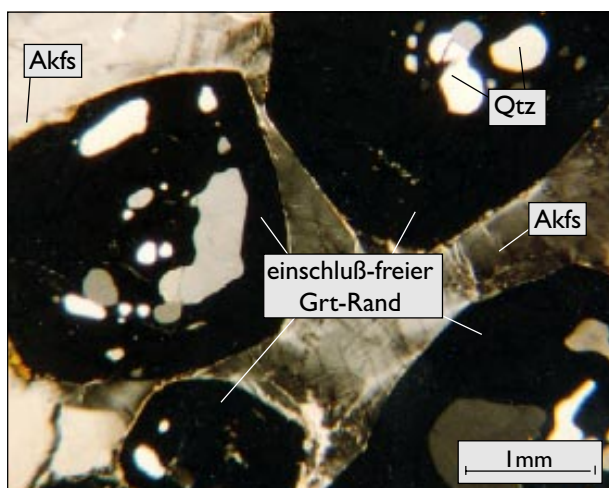


Abb. 51: Grt aus einem pegmatitischen Bereich eines Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granits, Probe O29



Abb. 52: Bt-Crd-Grt-reiche Schliere in einem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit, Aufschluß F, Probe F2

Kapitel 6: Mineral- und mögliche Schmelzreaktionen

6.1 Prograde Mineral- und Schmelzreaktionen

In der oberen Amphibolit- bis unteren Granulitfazies kommen in metapelitischen Gesteinen den Entwässerungsreaktionen von Ms, insbesondere von Bt, große Bedeutung zu (Thompson & Tracy 1979; Thompson 1982; Vielzeuf & Vidal 1990; Vielzeuf & Clemens 1992). Die Stabilitätskurven von Ms- und Bt-führenden Mineralparagenesen überlappen in diesem PT-Bereich mit den Soliduskurven im haplogranitischen System Qz-Ab-Or-H₂O für verschiedene Wasseraktivitäten (Clemens & Vielzeuf 1987; Ebadi & Johannes 1991; Johannes & Holtz 1996). Laufen die Entwässerungsreaktionen von Ms und Bt oberhalb des granitischen Solidus ab, so kann es zur Schmelzbildung kommen. In Abwesenheit einer fluiden Phase ist dabei die Menge an gebildeter Teilschmelze proportional zur Wassermenge, die bei diesen Entwässerungsreaktionen freigesetzt wird. Ob die Entwässerungsreaktionen von Ms und Bt als Subsolidus- oder als Schmelzreaktion ablaufen, ist von den jeweiligen PT-Bedingungen und dem H₂O-Partialdruck (Wasseraktivität) abhängig. Die Schmelzreaktionen von Ms und Bt, ohne Beteiligung einer zusätzlichen fluiden Phase, werden als „dehydration-melting“, synonym auch als „fluid-absent-“ oder „vapor-absent-melting“ bezeichnet (Patiño Douce & Johnston 1991; Johannes & Holtz 1996).

Die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Bt-Kfs-reichen Mesosome und der in-situ Leukosome (**Kap. 4**) lassen vermuten, daß Ms- und vor allem aber Bt-dehydration-melting Reaktionen die entscheidenden Prozesse bei der Bildung der in-situ Leukosome waren (**Abb. 26, 53, 54, 57 und 58**). Hierbei können mehrere Ms- und Bt-Mineralreaktionen formuliert werden (Vergl. Thompson & Thompson 1976; Thompson & Algor 1977; Thompson 1982, 1983; Grant 1985; Grant & Frost 1990):

1. **Ms + Qtz** \Leftrightarrow **Sil + Akfs + H₂O** als Subsolidusreaktion (vermutet)
2. **Ms + Qtz + Pl** \Leftrightarrow **Sil + (Akfs) + Schmelze** als Schmelzreaktion (vermutet)
3. **Ms + Qtz + Pl + Bt** \Leftrightarrow **Sil + (Akfs) + Schmelze** als Schmelzreaktion (vermutet)

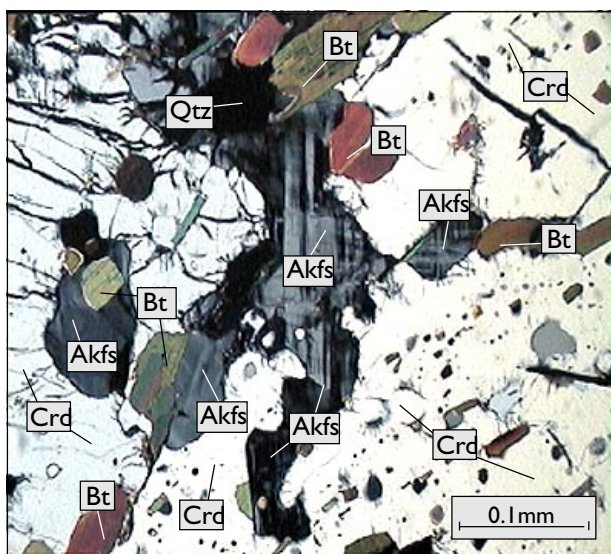


Abb. 53: Akfs-, Bt- und Qtz-Einschlüsse in einem großen Crd eines Bt-Kfs-reichen Mesosoms (gekr. Pol.), DS-Nr. D6a

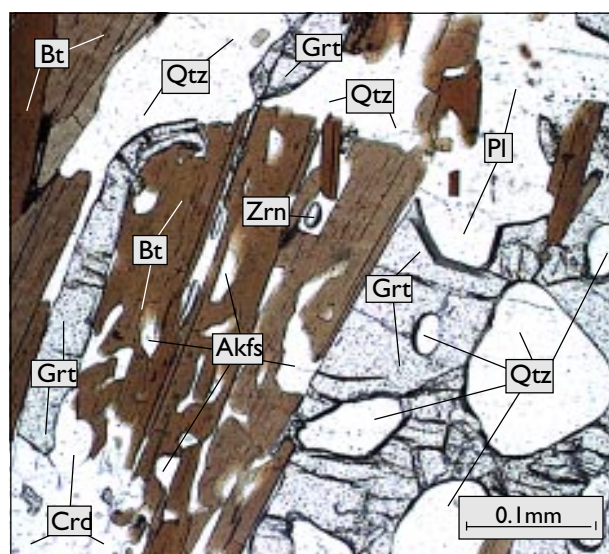


Abb. 54: Reaktionsgefüge zwischen Bt-Crd-Qtz-Pl-Akfs und Grt im Bt-Kfs-reichen Mesosom (linear. Pol.), DS-Nr. A9

Ms ist nur als retrograde Bildung in den metapelitischen Migmatiten im Gebiet von Turku zu finden, deshalb können Ms-abbauende Reaktionen nur vermutet werden (**Reaktionsgleichungen 1-3**). Das Auftreten von retrogradem Ms in Verbindung mit And und/oder Sil ist eine Funktion des Abkühlungspfades sowie der Wasserverfügbarkeit und erlaubt somit keine Rückschlüsse auf ehemals prograde Ms-Abbauende Reaktionen (Vergl. Nyman et al. 1995). Hinweise auf mögliche prograde Reaktionen liefern hingegen die Einschlußverhältnisse der Minerale untereinander (**Abb. 53 und 54**, Vernon 1974; Vernon & Collins 1988).

Sil-Einschlüsse in Akfs und Pl (Abb. 55): Sil-Einschlüsse sind nur eingeschränkte Hinweise auf dehydration-melting Reaktionen von Ms. Da Sil sowohl durch die Subsolidus- als auch durch die Schmelzreaktion von Ms-Qtz-führenden Paragenesen gebildet werden und bei der späteren Kristallisation der möglichen Teilschmelzen eingeschlossen werden kann. Gleiches gilt für Sil auch bei Bt-Qtz-Pl-führenden Paragenesen. So kann Sil z.B. im Subsolidus-Bereich durch Ms-abbauende Reaktionen entstehen und erst später, während der Kristallisation durch Bt-dehydration-melting entstandenen Teilschmelzen in Pl und Akfs eingeschlossen werden. Demzufolge sind solche Sil-Einschlüsse keine zwingenden Hinweise für Ms-/Bt-dehydration-melting, jedoch für die Anwesenheit einer Schmelzphase.

Einschlußfreie, kleine, diffus verteilte Akfs (Mikroklin): Es kann nicht entschieden werden, ob solche Akfs durch Subsolidus-Reaktionen oder Schmelzreaktionen Ms-führender Paragenesen gebildet wurden. Das Gefüge der Bt-Kfs-reichen Mesosome ist immer noch gneisartig ausgebildet und liefert somit keine Hinweise auf Schmelzbildung. Falls Schmelzbildung stattgefunden hat, so war vermutlich der Aufschmelzungsgrad bzw. die Deformation so gering, daß es nicht zur Sammlung von Teilschmelzen zu größeren Leukosomen gekommen ist, sondern diese an den Korngrenzen „*in-situ*“ auskristallisiert sind.

Akfs-Pl-Qtz-reiche „Flecken“ (Abb. 25): Akfs-Pl-Qtz-reiche, mm kleine Ansammlungen in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen sind von dünnen melanosomartigen, Bt-reichen und Grt-Crd-freien(!) Säumen umgeben. Akfs und Pl sind in diesen Akfs-Pl-Qtz-reichen Bereichen deutlich grobkörniger als in der Matrix und besitzen Sil-Einschlüsse. Demzufolge kann vermutet werden, daß solche Partien durch Ms-dehydration-melting entstanden sind. Da nicht geklärt werden kann, ob die Akfs-Komponente vollständig in der Schmelzphase gelöst wurde oder als zusätzliche Produktphase in den Leukosomen auftritt, wurden die Akfs-Komponente in den Reaktionsgleichungen (**2, 3 und 7-10**) in Klammern gesetzt.

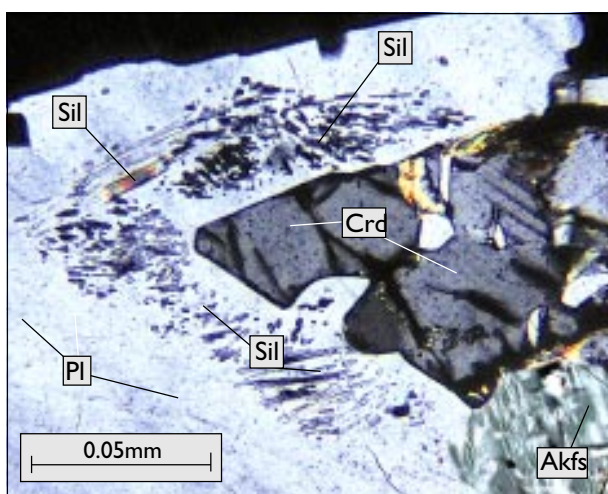


Abb. 55: Sil, Crd und Akfs als Einschlüsse in einem großen Pl eines *in-situ* Leukosoms (gekr. Pol.), DS-Nr. O1 d

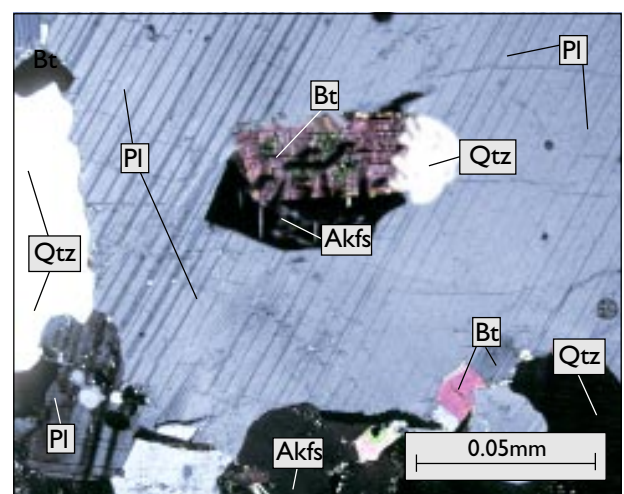


Abb. 56: Bt, Qtz und Akfs-Einschlüsse in einem großen Pl eines Leukosomgangs (gekr. Pol.), DS-Nr. O20a

Nach Carrington & Watt (1995) ist das Verhältnis H_2O/K_2O in der Schmelze verantwortlich für die Kristallisation von zusätzlichem Akfs (Vergl. Thompson & Algor 1977; Grant & Frost 1985; Clemens & Vielzeuf 1987; Holtz & Johannes 1991; Patiño Douce & Johnston 1991; Johannes & Holtz 1996).

Inwieweit die Ms-dehydration-melting-Reaktion kontinuierlich in die Bt-dehydration-melting Reaktion übergeht oder beide Reaktionen durch ein Zeitintervall getrennt abgelaufen sind, ist nicht nachweisbar (Vielzeuf & Holloway 1988; Patiño Douce & Johnston 1991).

Hinweise auf Bt-abbauende Reaktionen sind durch Einschlüsse sowie verschiedene Reaktionsgefüge in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen und am Rand von in-situ Leukosomen dokumentiert (**Abb. 25, 26, 53, 54** und **57**). Auch hier können verschiedene mögliche Bt-abbauende Reaktionen formuliert werden (Vergl. Thompson & Algor 1977; Thompson & Tracy 1979; Thompson 1982, 1983):

- | | | | | |
|-----|----------------------------|-------------------|---|------------------------|
| 4. | Bt + Qtz + Sil | \Leftrightarrow | Grt + Akfs + H_2O | als Subsolidusreaktion |
| 5. | Bt + Qtz + Sil | \Leftrightarrow | Crd + Akfs + H_2O | als Subsolidusreaktion |
| 6. | Bt + Qtz + Sil | \Leftrightarrow | Crd/Grt + Akfs + H_2O | als Subsolidusreaktion |
| 7. | Bt + Qtz + Sil + Pl | \Leftrightarrow | Crd + (Akfs) + Schmelze | als Schmelzreaktion |
| 8. | Bt + Qtz + Sil + Pl | \Leftrightarrow | Crd + Hc + (Akfs) + Schmelze | als Schmelzreaktion |
| 9. | Bt + Qtz + Sil + Pl | \Leftrightarrow | Grt + (Akfs) + Schmelze | als Schmelzreaktion |
| 10. | Bt + Qtz + Sil + Pl | \Leftrightarrow | Crd/Grt + (Akfs) + Schmelze | als Schmelzreaktion |

In vielen Bereichen der Bt-Kfs-reichen Mesosomen ist Bt immer noch stabil, der Anteil von Bt liegt dort bei ca. 20Vol.%; Grt und Crd treten in stark wechselnden Anteilen auf. Demzufolge ist die dehydration-melting Reaktion von Bt nicht in allen Bereichen vollständig abgelaufen. Wird bei der Ms-abbauenden Reaktion Ms vollständig konsumiert, so läuft die Bt-abbauende Reaktion dagegen inkongruent ab. Dies führt dazu, daß ein Teil des Bt abgebaut wird, während der andere seine Zusammensetzung zu einer thermodynamisch stabileren Zusammensetzung hin ändert. Dabei wird die Zusammensetzung von Bt Mg-, Ti- und F-reicher (Florence & Spear 1991; Spear & Florence; Patiño Douce 1993; Spear 1993). Daher sollten die Reaktionsgleichungen 7-10 besser folgendermaßen formuliert werden:

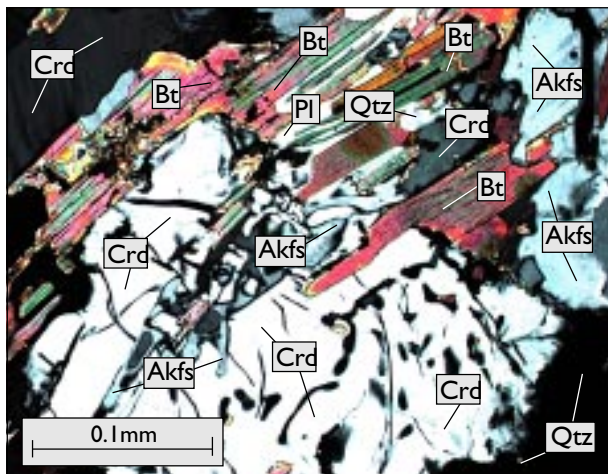


Abb. 57: Bt-Crd-Qtz-Akfs-Pl-Reaktionsgefüge in einem Bt-Kfs-reichen Mesosom (gekr. Pol.), DS-Nr. R20b

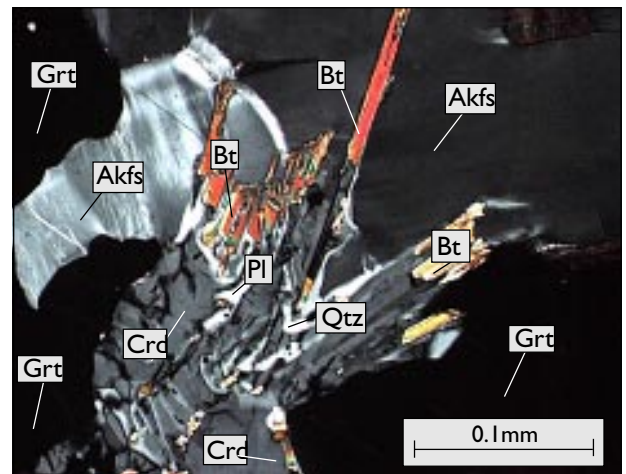


Abb. 58: Bt-Grt-Crd-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefüge in einem Bt-Kfs-reichen Mesosom (gekr. Pol.), DS-Nr. R20b

7a.	$Bt_1 + Qtz + Sil + Pl$	\Leftrightarrow	$Bt_2 + Crd + (Akfs) + Schmelze$	als Schmelzreaktion
8a.	$Bt + Qtz + Sil + Pl$	\Leftrightarrow	$Crd + Hc + (Akfs) + Schmelze$	als Schmelzreaktion
9a.	$Bt_1 + Qtz + Sil + Pl$	\Leftrightarrow	$Bt_2 + Grt + (Akfs) + Schmelze$	als Schmelzreaktion
10a.	$Bt_1 + Qtz + Sil + Pl$	\Leftrightarrow	$Bt_2 + Crd/Grt + (Akfs) + Schmelze$	als Schmelzreaktion

Die Endprodukte dieser Bt-dehydration-melting Reaktionen sind am Rand von in-situ Leukosomen zu beobachten; hier treten unterschiedliche Arten von Restitpartien auf. Dabei handelt es sich um **Bt-Crd-Sil-reiche**, **Bt-Grt-reiche** sowie um **Bt-Grt-Crd-reiche** „*restitische Melanosome*“. Aufgrund der verschiedenen Mineralparagenesen in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen (s. **Kap. 4**) sowie der unterschiedlich zusammengesetzten Restitpartien am Rand von in-situ Leukosomen ist anzunehmen, daß je nach unterschiedlicher Ausgangszusammensetzung eine andere Bt-Reaktion abgelaufen ist.

Folgende Gefüge und Einschlüsse weisen auf Bt-Abbau und damit verbundene Schmelzbildung hin:

- Übergänge von nur wenige mm kleinen Akfs-Pl-Qtz-reichen Flecken in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen mit umgebenden, restitischen Zonen zu mehrere cm großen in-situ Leukosomen (**Kap. 4**),
- Bt-Grt-Crd-Qtz-Pl-Akfs-, Bt-Crd-Qtz-Pl-Akfs und Bt-Grt-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefüge (**Abb. 58**),
- Eduktphasen, die als Einschluß noch im Kontakt zueinander vorkommen, z.B. Bt-Qtz oder Bt-Pl,
- Produkt- und Eduktphasen, die als Einschluß im Kontakt zueinander auftreten z.B. Bt-Akfs (**Abb. 56**),
- runde Bt in Akfs, Pl, Qtz, Crd und Grt, Bt-Einschlüsse (**Abb. 55**); im Gegensatz dazu sind Bt, die während Subsolidus-Reaktionen eingeschlossen worden sind, lepidoblastisch-langgestreckt (**Abb. 25**),
- Einschlüsse von runden, an den Rändern alterierten Pl in großen Akfs sowie kleine, idiomorphe Akfs als Einschluß in großen, idiomorphen Pl in den Pl-Grt-Qtz-Lagen der heterogenen Leukosomgänge,
- rundliche Akfs und Pl mit Resorbtiionsbuchten als Einschluß in Qtz,
- einschlußfreie, runde, alterierte Crd in Pl und Akfs deuten auf die Anwesenheit einer Schmelze hin,
- restitische Bt-Crd-Sil-reiche, Bt-Grt-reiche und Bt-Grt-Crd-reiche Zonen um in-situ Leukosome,
- kleine, einschlußlose, idiomorphe Grt und Crd in den in-situ Leukosomen/Leukosomgängen; dagegen sind Grt und Crd, die unter Subsolidus-Bedingungen gebildet wurden, xenoblastisch-poikiloblastisch.

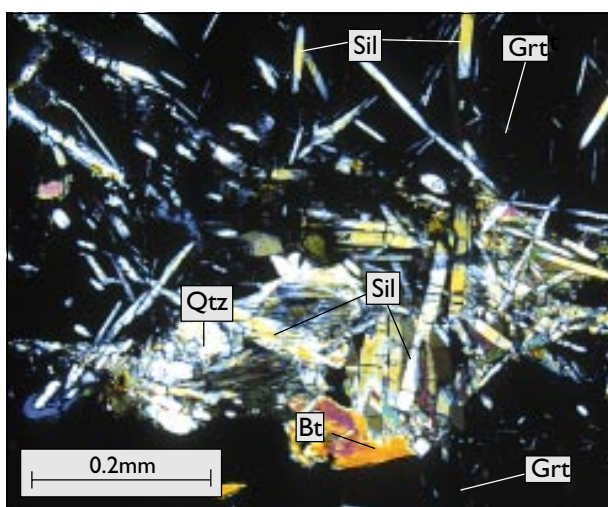


Abb. 59: Sil, Qtz und Bt an Bruchflächen eines Grt in einem Grt-Crd-Mikroclin-Granit (gekr. Pol.), DS-Nr. XI I c

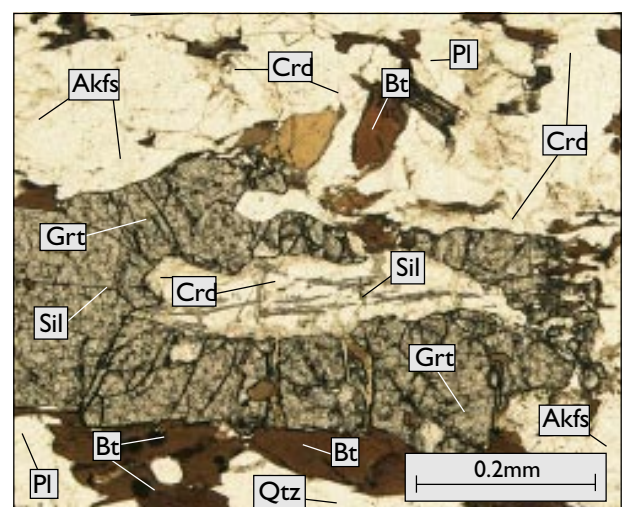
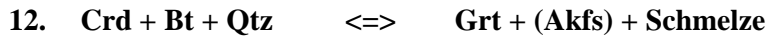
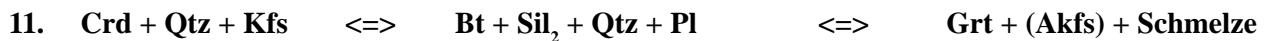


Abb. 60: Langgestreckter Grt mit Sil- und Crd-Einschlüssen im Bt-Kfs-reichen Mesosom (linear. Pol.), DS-Nr. D4

Weitere wichtige prograde Reaktion in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen, die auf Änderung der PT-Bedingungen, mögliche Änderung der Wasseraktivität und Überschreiten des Crd-Stabilitätsfeldes hindeutet, ist durch den Zerfall von Crd gekennzeichnet (**Abb. 58** und **60**):

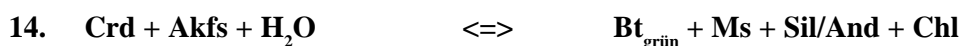


Hinweise auf diese Reaktionen sind: Grt-Pseudomorphosen nach Crd (**Abb. 60**), Sil-Einschlüsse in langgestreckten Grt, wobei vereinzelt Sil-Einschlüsse von Crd in den angrenzenden Grt übergehen, und Crd-Einschlüsse in Grt (**Abb. 60**). Rundliche Grt in Crd-freien Partien und in solchen Bereichen, wo Crd und Grt stabile Korngrenzen zueinander ausgebildet haben (**Abb. 25**); diese Grt sind frei von Sil-Einschlüssen.

Der Ablauf dieser Reaktionen wird von der oberen Druckstabilität, sowie von der Zusammensetzung von Crd (z.B. hohes XMg) beeinflusst. So kann Crd in Kanälen parallel zur C-Achse verschiedene Fluide, hauptsächlich CO₂ und H₂O einbauen, die ebenfalls großen Einfluß auf die Druckstabilität ausüben können (Mirwald & Schreyer 1977; Newton & Wood 1979; Mirwald & Knoop 1995). Die prograden, neugebildeten Bt aus Crd sind braun und unterscheiden sich dadurch deutlich von retrograden, grünen Bt, die durch die retrograde Umwandlung von Grt gebildet werden.

6.2 Retrograde Mineralreaktionen

Retrograde Reaktionen sind hauptsächlich in den breiteren, homogenen Leukosomgängen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten zu beobachten (**Abb. 59**), selten sind auch Hinweise im Bereich von in-situ Leukosomen zu finden. Es handelt sich dabei im wesentlichen um Neubildung von grünem Bt und/oder Chl aus Grt und Crd, sowie um die Neubildung von Ms aus Akfs, Pl und Crd. Da retrograde Reaktionen nur in Leukosomen/Graniten zu beobachten sind, kann angenommen werden, daß die hydrothermale Überprägung eine direkte Folge der Kristallisation der Schmelzen darstellt (Vergl. Holdaway & Lee 1977).



Hinweise auf diese retrograden Reaktionen sind:

- unvollständige Koronen aus grünem Bt und Chl um Grt und/oder Crd, stellenweise „schwimmen“ reliktsche Grt und/oder Crd in einem Gemisch aus Chl, Bt und Sil (Vergl. Meier 1992); die „Unvollständigkeit“ der Koronen deutet darauf hin, daß der gerichtete Diffusionstransport eine größere Rolle bei der Bildung der Koronen gespielt hat als die Verteilung der fluiden Phase (Vergl. Tracy 1982),
- in Bereichen, in denen der Al-Gehalt besonders hoch ist, wird Grt durch Sil und Bt ersetzt (**Abb. 59**),
- stark pinitisierte Crd; Pinit bildet ein Gemisch aus Ms, Chl und Ep,
- idiomorphe/blastische And in Verbindung mit grünem Bt aus Crd,
- stark serizitisierte und tw. saussuritisierte Pl.

Kapitel 7: Mineralzusammensetzungen

Mineralzusammensetzungen und Mineralparagenesen liefern wichtige Hinweise zur Rekonstruktion von Metamorphosebedingungen. Dies ist vor allem in Gebieten mit polymetamorpher Entwicklung der Fall (Tracy 1978; Barr 1985; Vernon 1996). Im Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku ist nach Wever (1986) und Van Duin (1992) der Übergang von der oberen Amphibolit- zur unteren Granulitfazies durch den Wechsel der Mineralparagenese gekennzeichnet. In den metapelitischen Migmatiten wird dabei die Amphibolit-fazielle Paragenese Bt-Sil-Qtz-Pl durch die Granulit-fazielle Crd-Grt-Qtz-Akfs-(Bt) abgelöst (**Kap. 2**). In diesem Zusammenhang sind folgende petrogenetische Fragen von besonderer Bedeutung:

- Wie ändern sich die Mineralzusammensetzungen der einzelnen Migmatit-Bereiche von der oberen Amphibolit- zur unteren Granulitfazies?
- Welche Mineralparagenesen stehen dabei im Gleichgewicht?
- Gibt es Unterschiede in der Mineralzusammensetzung in den einzelnen Migmatit-Bereichen?
- Wie ist die Zusammensetzung der Minerale in den Graniten im Vergleich zu denen der Migmatite?
- Welche Hinweise liefern diese Daten zur Rekonstruktion der PT-Bedingungen, der Mineralreaktionen und des Schmelzprozesses in den Migmatiten?

Bei den Untersuchungen standen neben isolierten Matrixmineralen, vor allem prograde Mineral-Einschlüsse und Kontaktparagenesen in den Migmatiten, den beiden Leukosomtypen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten im Blickpunkt. Hierbei sind die Zusammensetzungen von Bt, Grt und Crd von besonderer Bedeutung, da sie sensible Indikatoren für wechselnde PT-Bedingungen darstellen (Vergl. Perschuk & Lavrent'eva 1983; Powell 1985; Essene 1989; Spear & Florence 1992; Spear 1993). So wurden Einschlüsse und Kontaktparagenesen von Bt, Grt und Crd detailliert auf Zonierungen untersucht (s. **Abb. 61-63**).

Zum Vergleich der verschiedenen Mineralzusammensetzungen in den Migmatiten und den Graniten werden in den Tabellen (1-5) jeweils die höchsten und niedrigsten Werte (Schwankungsbreite) angegeben. Diese Werte liefern genauere Informationen über die Mineralzusammensetzungen als die jeweilige durchschnittliche Mineralzusammensetzung in den verschiedenen Bereichen/Lagen (Vergl. Powell & Downes 1990; Florence & Spear 1991). Die einzelnen Mineralanalysen sind im Anhang dokumentiert.

7.1 Plagioklas

Die Zusammensetzung von Pl und das Auftreten bzw. Fehlen von Akfs in Leukosomen sind ein viel diskutiertes Thema bei der Problematik der Leukosomgenese (u.a. Ashworth 1985; Johannes 1984, 1988; Johannes & Holtz 1992). Anders als Teilschmelzen in Experimenten mit metapelitischen und Pl-Qtz-reichen Gesteinen zeigen Leukosome in Migmatiten keine signifikante Anreicherung Ab-reicher Pl bzw. Ab-reicher Teilschmelze (Johannes 1985; Vielzeuf & Montel 1994). So wurde vielfach die gleiche Zusammensetzung von Pl in Leuko- und Mesosomen als Argument gegen die anatektische Bildung der Leukosome verwendet (Misch 1968; Yardley 1978; Atherton & Gribble 1983). Als Ursache für diesen Widerspruch zieht Ashworth (1985) Re-Equilibrierungsprozesse, metastabiles Schmelzen von Pl sowie Homogenisierung der Pl durch Reaktionen mit der abkühlenden Schmelze in Betracht (Vergl. Johannes 1980,

Tab. 1: Zusammensetzung von Pl in den Migmatiten und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten

Leukosombereiche			Mesosom/Melanosom-Schlieren und Mesosome				Grt-Crd-Mikroklin-Granite	
in-situ Leukosome	hom. Leukosomgänge	het. Leukosomgänge: KQ-Lagen	Pl-Grt-Randzonen der Schlieren	Bt-Grt Schlieren	Bt-Grt-Crd Schlieren	Bt-Kfs Mesosome		
(Gew.%) unzoniert	unzoniert	unzoniert	schwach zoniert	unzoniert	unzoniert	unzoniert	unzoniert	
SiO ₂	61.3-62.6	61.5-61.8	60.6-63.0	59.1-62.8	58.8-62.9	58.6-62.8	58.6-62.8	60.1-62.4
Al ₂ O ₃	24.1-24.9	24.0-24.9	23.1-24.6	23.1-25.5	23.1-25.8	23.3-25.8	23.3-25.8	23.3-24.8
ΣFe ₂ O ₃	0.0-0.01	0.0-0.2	0.0-0.1	0.0-0.3	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1
CaO	5.4-5.8	5.6-6.0	4.2-6.1	4.5-6.9	6.4-8.0	5.0-6.1	5.0-6.1	5.4-5.6
Na ₂ O	8.6-8.7	8.2-8.7	7.4-8.9	7.3-8.7	6.0-8.21	7.8-8.7	7.8-8.7	8.4-8.7
K ₂ O	0.1-0.2	0.1-0.2	0.1-0.5	0.1-0.3	0.1-0.4	0.1-0.4	0.1-0.4	0.1-0.2
An	25.4-26.3	26.5-28.4	22.9-26.9	23.5(R)-33.6(K)	30.2-38.1	23.6-28.8	23.6-28.8	25.6-26.4
Ab	72.3-73.9	70.7-72.6	71.8-75.9	70.7(R)-74.5(K)	60.4-68.4	69.8-74.1	69.8-74.1	72.4-73.7
Or	0.6-1.3	0.6-1.0	0.9-2.7	0.7(R)-1.9(K)	0.69-2.34	0.9-2.4	0.9-2.4	1.0-1.1

1985). Johannes (1983a, b) sieht in der fehlenden Fraktionierung jedoch keinen Beweis gegen Anatexis, sondern nur gegen die Separation von Restit und Ab-reicher Teilschmelze (Vergl. Mehnert & Büsch 1982).

Auch die Zusammensetzungen der Pl in den Migmatiten aus dem Gebiet von Turku liefern keine Hinweise auf mögliche Anreicherungen Ab-reicher Pl in den Leukosomen bzw. Trennung Ab-reicher Teilschmelze und Restit-Pl. So ist die Pl-Zusammensetzung in den verschiedenen Leukosom- und Mesosom-Bereichen annähernd gleich und nur geringen Schwankungen ausgesetzt (**Tab. 1**). Pl tritt dort als Oligoklas, in den Bt-Grt-reichen Schlieren dagegen als Andesin auf (Vergl. Meier 1992).

Der leicht höhere An-Gehalt von Pl in den Bt-Grt-reichen Schlieren kann vermutlich eher auf sedimentäre Unterschiede, als auf Segregation Ab-reicher Teilschmelzen zurückgeführt werden (Vergl. Johannes & Gupta 1982; Meier 1992), vor allem, da Pl mit vergleichbaren An-Gehalten in den Metagrauwacken vorkommen (s. Anhang, Probe A5a, BG-Lage 2). Auch die Zusammensetzung von Pl in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen deutet darauf hin, daß die Zusammensetzung primär sedimentären Ursprungs ist.

Pl ist in fast allen Migmatit-Bereichen unzoniert, Ausnahme bilden hierbei Bt-Grt-Crd-reiche Schlieren umgebende, Pl-Grt-reiche Randzonen (**Abb. 43** und **44**). Dort zeigen große (3-7mm) Pl schwache Zonierung im Kontakt zu Akfs. Diese Zonierung ist durch An-reichere Kerne (bis X_{Ab} 33.6Mol.%) und Ab-reichere Randzusammensetzungen (X_{Ab} bis 23.5Mol.%) gekennzeichnet. Für die Erhaltung der Zonierung könnte schnelle Abkühlung durch rapides Uplift herangezogen werden, da die Diffusionsgeschwindigkeit in Pl bei Temperaturen unterhalb von 700°C deutlich abnimmt (Vergl. Johannes 1983b).

Die Zusammensetzung von Pl ist in den verschiedenen Leukosomtypen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten nahezu identisch. Die An-Komponente schwankt dabei zwischen 23.5-28.8Mol.%, die Ab-Komponente zwischen 69.8-75.9Mol.%. Der Anteil der Or-Komponente ist relativ niedrig.

7.2 Alkalifeldspat

Akfs tritt nicht in allen Migmatit-Bereichen auf. So konnten in „restitischen“ Bt-Grt-Crd-reichen und Bt-Grt-reichen Mesosom/Melanosom-Schlieren keine Akfs-Zusammensetzungen ermittelt werden. Für die Zusammensetzung von Akfs aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen wurden Daten aus Meier (1992) verwendet.

Tab. 2: Zusammensetzung von Akfs in den Migmatiten und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten

	Leukosombereiche				Mesosom/Melanosom-Schlieren			Grt-Crd-Mikroklin-Granite
	in-situ Leukosome	hom. Leukosomgänge	het. Leukosomgänge: KQ-Lagen		Pl-Grt-Zonen der Schlieren		Bt-Kfs Mesosome	
(Gew.%)	unzoniert	unzoniert	unzoniert	Rand zu Pl	zoniert	Einschluß in Pl	(Meier 1992)	unzoniert
SiO ₂	63.9-65.0	64.1-64.5	63.3-64.9	64.2-64.3	61.9-63.8	62.9-64.2	63.2-64.4	61.7-64.3
Al ₂ O ₃	18.1-19.4	20.3-21.3	18.2-19.5	18.6-18.9	18.9-19.7	18.3-19.5	18.3-18.7	17.8-18.6
ΣFe ₂ O ₃	0.0-0.1	0.2-0.3	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1
CaO	0.0-0.2	0.5-0.7	0.1-0.2	0.3-0.6	0.1-0.5	0.1-0.2	0.0-0.1	0.0-0.1
Na ₂ O	0.9-1.8	1.1-1.2	1.0-2.2	2.6-3.3	1.3-2.1	0.6-2.2	0.8-0.9	0.9-1.3
K ₂ O	13.1-15.3	12.5-13.1	12.2-15.1	11.7-13.3	12.0-14.4	12.2-13.3	15.0-15.7	14.7-15.2
An	0.0-1.0	3.1-3.6	0.01-0.6	1.4-2.6	0.1(R)-2.8(K)	0.6-0.7	0.0-0.6	0.0-0.3
Ab	8.8-10.9	11.0-12.5	7.9-26.6	29.4-36.7	10.8(R)-20.3(K)	6.8-21.6	6.9-8.0	8.6-11.4
Or	81.7-91.0	84.2-85.4	71.6-92.0	60.7-69.2	76.9(R)-89.0(K)	77.7-93.0	91.4-93.0	88.4-91.2

In den homogenen Leukosomgängen, den in-situ Leukosomen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten ist die Zusammensetzung von Akfs annähernd gleich und nur geringen Schwankungen unterworfen (**Tab. 2**). Dabei handelt es sich hauptsächlich um perthitisch ausgebildeten, unzonierten Orthoklas (s. **Kap. 4** und **5**). Im Gegensatz dazu sind die Akfs im Kontakt zu Pl aus KQ-Lagen heterogener Leukosomgänge sowie aus den Pl-Grt-reichen Randzonen von Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren schwach zoniert (s. **Kap. 4**, Profile 1 und 2): Der Na₂O-Gehalt und damit die Ab-Komponente nehmen vom Kern in Richtung Pl-Kontakt leicht zu (Na₂O-Gehalt im Kern ~1.0Gew.%, Na₂O-Gehalt im Pl-Kontakt ~3.3Gew.%). Die Zonierung der Akfs am Kontakt zu Pl-Grt-reichen Randzonen könnte durch Na-Austausch während der Kristallisation einer Akfs-reichen Schmelze erklärt werden (Vergl. Sawyer 1987).

Akfs-Einschlüsse in großen (3-7mm) Pl aus den Pl-Grt-reichen Randzonen weisen dagegen keine Zonierung auf, zeigen jedoch eine relativ große Schwankungsbreite in der Zusammensetzung (**Tab. 2**).

7.3 Cordierit

Die Zusammensetzung von Crd in den Migmatiten von Turku wird signifikant durch den Kontakt zu anderen Fe-Mg-Mineralen beeinflusst. So sind isolierte Matrix-Crd, ohne Kontakt zu Grt und/oder Bt, in den in-situ Leukosomen, den Bt-Kfs-reichen Mesosomen, den Bt-Grt-Crd-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren und den daran angrenzenden Pl-Grt-reichen Randpartien unzoniert. Die einzelnen Crd-Zusammensetzungen sind leicht unterschiedlich, was auf unterschiedliche Zusammensetzungen (bzw. X_{Mg}) des Ausgangsgesteins zurückgeführt werden kann (Vergl. Kays 1976). Die Zusammensetzung von Crd ist in den einzelnen Migmatit-Bereichen unabhängig von Größe und Ausbildung. So besitzen poikiloblastische Crd-Porphyroblasten die gleiche Zusammensetzung wie kleine, einschlußlose Crd (Vergl. Meier 1992).

Crd kommt zwar in den untersuchten Leukosomgängen und Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten vor, die Zusammensetzung ist aber aufgrund der Pinitisierung nicht bestimmbar. Für die Crd-Zusammensetzung wurden daher Analysen von Meier (1992) aus einem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit (s. Meier 1992, Probe B4) verwendet. Die Zusammensetzungen von Crd in den beiden in-situ Leukosom-Proben O1 und O17 sowie in dem von Meier (1992) untersuchten Granit sind annähernd gleich.

Tab. 3: Zusammensetzung von Crd in den Migmatiten und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten

in-situ Leukosom Probe O1 Matrix (Gew.%)	in-situ Leukosom Probe O17 Kontakt zu Bt/Grt Matrix		Mesosom/Melanosom-Schlieren				Grt-Crd- Mikroklin- Granite (Meier 1992)	
	unzoniert	zoniert	unzoniert	zoniert	unzoniert	unzoniert		unzoniert
SiO ₂	48.4-48.8	48.9-49.0	48.6-48.9	48.2-49.2	47.9-49.1	48.2-50.2	49.4-49.5	48.7-48.9
Al ₂ O ₃	33.1-34.5	32.8-33.2	32.7-33.3	32.6-33.6	32.3-33.9	33.0-33.8	33.0-33.1	33.1-33.4
ΣFeO	8.5-8.7	8.1-8.5	8.5-9.5	7.8-9.0	7.8-8.7	7.5-8.6	6.4-6.6	8.5-8.6
MgO	7.9-8.1	8.3-8.4	7.7-8.2	7.9-9.3	8.0-8.7	7.6-8.3	9.5-9.6	8.0-8.3
Na ₂ O	0.1-0.2	0.0-0.2	0.1-0.2	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.1-0.2
XMg	0.61-0.63	0.64-0.65	0.60-0.61	0.62-0.65	0.63-0.66	0.61-0.64	0.71-0.72	0.62-0.63

Crd ist in allen Migmatit-Bereichen im Kontakt zu Bt oder Grt zoniert. So wird Crd in „*restitischen Melanosomen*“, am Rand von in-situ Leukosomen, im direkten Kontakt zu Grt/Bt vom Kern zum Rand deutlich Mg-reicher. Dies ist unabhängig davon ob, Crd im Kontakt zu Bt oder Grt steht (**Tab. 3**, Probe O17). Dagegen ist Crd innerhalb der in-situ Leukosom-Probe O17 unzoniert und deutlich Fe-reicher. Vergleichbare Beobachtungen machten Waters & Wales (1984) und Waters (1988) in Crd-führenden Migmatiten aus Namaqualand (S-Afrika). Dabei erklärten sie dies dadurch, daß die Zusammensetzung der Crd durch Kristallisation einer Fe-reichen in-situ Leukosom-Teilschmelze randlich verändert, d.h. Fe-reicher wurde.

In den Pl-Grt-reichen Zonen am Rand von Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren ist die gleiche Tendenz wie in der in-situ Leukosom-Probe O17 erkennbar, auch hier wird Crd im Kontakt zu Bt/Grt Mg-reicher.

Die einschlußlosen, tw. resorbierten Crd in den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten sind dagegen unzoniert und mit Crd aus in-situ Leukosomen vergleichbar (Vergl. Meier 1992).

Die höchsten Mg-Gehalte und X_{Mg} -Werte weisen Crd-Einschlüsse in langgestreckten Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen auf, die sehr reich an Crd- und Sil-Einschlüssen und pseudomorph nach Crd ausgebildet sind (**Abb. 60**). Die Einschlüsse sind jedoch im Kontakt zum Grt-Wirt nicht zoniert. Somit scheinen diese Einschlüsse ihre Zusammensetzung nicht retrograd verändert zu haben (Vergl. Väisänen et al. 1994).

7.4 Granat

Grt kommt in fast allen Migmatit-Bereichen vor; Ausnahme sind sehr Mg- und Al-reiche, nur Bt- und Crd-führende „*restitische*“ Zonen am Rand von in-situ Leukosomen (**Abb. 25**). Bei den vorkommenden Grt handelt es sich um Pyrop-reiche (8-20Mol.%) Almandine (69-85Mol.%); die Spessartin-, Grossular- und Andradit-Komponente liegt jeweils unter 5Mol.%. Der Ti-Gehalt von Grt liegt in den untersuchten Gesteinsbereichen unterhalb der Nachweisgrenze und wird deshalb in den Tabellen nicht berücksichtigt. Der Gehalt an Fe³⁺ ist stöchiometrisch berechnet. Die genauen Zusammensetzungen befinden sich im Anhang.

Die Zusammensetzungen von Grt sind in den Migmatiten von Turku vom Kontakt zu anderen Fe-Mg-haltigen Mineralen abhängig (**Tab. 4a-d**). Eine entscheidende Rolle spielt dabei das Auftreten von Crd. So sind Grt aus Bt-Grt-reichen, Crd-freien Mesosom/Melanosom-Schlieren tendenziell Mg-reicher (bis 7Gew.% MgO) als Grt aus Migmatit-Partien, wo Bt, Grt und Crd gemeinsam vorkommen (bis 6Gew.% MgO). Grt ist in allen untersuchten Gesteinsbereichen im Kontakt zu Bt und Crd bezüglich Fe und Mg zoniert.

Tab. 4a: Zusammensetzung von Grt in den beiden Leukosomtypen und Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten

Grt-Crd- Mikroklin-Granite große Grt: zoniert (Gew.%) Kern		Leukosombereiche						in-situ Leukosom (O17)	
		homogene Leukosomgänge				kleine Grt: unzoniert Matrix Einschuß in Pl		poikiloblastische Grt: zoniert	
		große, poikiloblastische Grt: zoniert		Rand zu Qtz				Rand zu Bt	
SiO ₂	36.6-37.8	37.1-38.2	36.9-37.4	37.0-37.7	36.4-37.3	36.8-38.1	37.4-37.5	37.4-37.6	
Al ₂ O ₃	20.4-21.5	20.3-20.6	20.1-20.4	19.3-20.7	20.6-20.9	20.0-20.6	20.4-20.8	20.2-20.3	
Fe ₂ O ₃	0.7-2.4	0.5-2.1	0.7-2.1	0.8-1.0	0.8-3.4	0.5-2.5	1.5-1.6	0.2-1.2	
FeO	33.3-35.1	34.6-37.5	35.4-37.4	36.6-37.5	35.3-35.7	34.6-35.5	35.0-35.3	36.0-37.4	
MnO	1.1-1.6	1.0-1.4	1.1-1.3	1.0-1.4	1.1-1.6	1.1-1.3	0.8-0.9	1.0-1.4	
MgO	3.5-3.8	3.4-3.5	3.1-3.4	1.9-3.2	2.3-3.3	3.4-3.9	4.0-4.3	2.5-3.0	
CaO	0.8-0.9	1.5-1.6	1.4-1.6	1.5-1.6	1.4-1.6	1.5-1.6	0.9-1.0	0.9-1.0	
XMg	0.14-0.15	0.14-0.16	0.13-0.15	0.09-0.11	0.10-0.11	0.15-0.16	0.17-0.18	0.11-0.16	

Die Ca- und Mn-Gehalte von Grt sind in den einzelnen Migmatit-Partien zwar unterschiedlich, eine Zonierung bezüglich dieser Komponenten ist nicht feststellbar (Vergl. Martignole & Nantel 1982). Anders als bei den temperaturabhängigen Fe- und Mg-Gehalten, werden die Gehalte von Ca und Mn in Grt entscheidend von der Zusammensetzung des Ausgangsgesteins bestimmt (Vergl. Essene 1989).

Grt tritt in den verschiedenen Gesteinsbereichen in zwei Ausbildungen auf: **a)** große Grt mit einschlußreichem Kern und einschlußfreiem, idiomorphen Rand und **b)** kleine, hypidiomorphe, einschlußlose Grt.

Dabei besitzen die einschlußreichen Kerne der Grt in den untersuchten Gesteinsbereichen generell eine Mg-reichere Zusammensetzung (bis 7Gew.% MgO, bis 85Mol.% Alm), als die einschlußlosen, idiomorphen Ränder (bis 2Gew.% MgO, bis 69Mol.% Alm). Die Zonierung ist dabei nicht scharf, sondern graduell vom Kern zum Rand entwickelt (Vergl. Junker 1990). Deshalb kann vermutet werden, daß auch der Bildungsprozeß der Grt bzw. Schmelzprozeß kontinuierlich abgelaufen ist (Vergl. Allan & Clarke 1981).

Große Grt sind in den homogenen Leukosomgängen, den in-situ Leukosomen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten ähnlich zoniert; sie weisen Mg-reiche Kerne und Fe-reiche Ränder auf. Die Ränder von großen Grt besitzen dabei im Kontakt zu Qtz die gleiche Zusammensetzung wie isolierte, kleine, unzonierte Grt von denen vermutet werden kann, daß sie aus der Schmelze auskristallisiert sind.

Die Ränder solcher großen Grt sind im Kontakt zu Bt Fe-reicher als im Kontakt zu Qtz, was durch späteren diffusiven Austausch zwischen Grt und Bt erklärt werden kann. Der Grt-Rand wurde dadurch Fe-

Tab. 4b: Zusammensetzung von Grt in den heterogenen Leukosomgängen und Bt-Kfs-reichen Mesosomen

Bt-Kfs-reiche Mesosome große, poikiloblastische Grt: zoniert				heterogene Leukosomgänge (KQ-Lagen)				
Gew.%)	Kern	Rand zu Qtz	Rand zu Bt	große, poikiloblastische Grt: zoniert				kleine Grt
				Kern	Rand zu Crd	Rand zu Bt	Rand zu Qtz	Rand zu Qtz
SiO ₂	37.4-38.0	37.3-38.0	36.8-38.2	36.2-37.4	36.8-36.9	37.5-37.9	36.1-37.3	36.9-37.7
Al ₂ O ₃	20.4-20.8	20.5-20.7	19.3-20.6	21.4-21.9	21.0-21.3	21.0-21.4	20.1-21.4	19.0-20.2
Fe ₂ O ₃	1.4-2.4	1.6-2.4	0.5-2.5	2.4-3.6	0.8-0.9	0.0-0.3	0.0-1.1	0.0-2.4
FeO	33.1-34.1	34.4-34.9	34.6-35.7	29.8-32.4	32.1-32.5	33.4-33.9	33.2-37.4	35.9-37.3
MnO	0.7-1.0	0.8-0.9	1.0-1.3	0.4-0.6	0.4-0.5	0.4-0.6	0.7-1.2	1.0-1.3
MgO	4.9-5.4	4.3-5.4	3.0-3.9	6.0-6.8	4.7-6.0	5.0-5.3	3.3-3.8	2.8-3.5
CaO	0.9-1.0	0.8-0.9	1.4-1.7	0.7-0.8	0.8-0.9	0.7-0.8	0.6-1.7	0.9-1.1
XMg	0.21-0.22	0.18-0.21	0.13-0.16	0.26-0.28	0.19-0.21	0.22-0.23	0.15-0.17	0.11-0.12

Tab. 4c: Zusammensetzung von Grt in Bt-Crd-Grt-reichen und Bt-Grt-reichen Mesosom/Melanosom Schlieren

(Gew.%)	Mesosom/Melanosom-Schlieren							
	Bt-Grt Schlieren <i>große, poikiloblastische Grt: zoniert</i>			Bt-Grt-Crd Schlieren <i>große, poikiloblastische Grt: zoniert</i>				<i>kleine Grt</i>
	Kern	Rand zu Qtz	Rand zu Bt	Kern	Rand zu Qtz	Rand zu Crd	Rand zu Bt	unzoniert
SiO ₂	36.8-38.1	36.9-37.1	36.7-37.7	36.2-38.2	38.1-38.3	37.3-38.1	37.3-38.0	37.4-37.5
Al ₂ O ₃	19.9-21.8	20.7-20.9	20.6-21.2	18.6-20.2	19.6-19.8	19.9-20.4	19.5-19.8	19.6-19.7
Fe ₂ O ₃	0.4-2.1	0.0-0.5	0.0-1.4	0.8-3.1	0.2-0.5	1.1-2.1	0.1-1.6	1.2-1.6
FeO	31.6-33.3	35.4-35.6	33.8-37.0	30.0-33.8	34.6-34.9	34.0-35.0	36.1-36.3	35.1-35.6
MnO	0.5-0.8	0.6-0.7	0.6-1.4	0.5-0.7	0.7-0.8	0.6-0.7	1.1-1.3	1.1-1.1
MgO	4.4-7.0	3.3-3.6	3.4-3.7	5.4-5.7	4.7-4.8	3.8-5.2	3.4-3.8	3.9-4.0
CaO	0.9-1.1	0.8-0.9	0.4-1.9	1.3-1.7	1.1-1.2	1.3-1.4	0.9-1.0	0.9-1.0
XMg	0.18-0.28	0.15-0.21	0.15-0.17	0.21-0.25	0.19-0.20	0.16-0.17	0.14-0.16	0.16-0.17

und der Bt-Rand Mg-reicher (**Tab. 4a**). Große Grt aus den KQ-Lagen von heterogenen Leukosomgängen weisen fast die gleiche Zusammensetzung auf, wie große Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen. Dies läßt darauf schließen, daß es sich bei diesen auch, um aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen aufgenommene, Restit-Grt handelt (Vergl. Junker 1990; Meier 1992). Kleine Grt aus den KQ-Lagen von heterogenen Leukosomgängen besitzen dagegen die gleiche Zusammensetzung, wie Grt aus den homogenen Leukosomgängen und aus Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten.

In Bt-Kfs-reichen Mesosomen ist Grt im Kontakt zu Qtz ähnlich zusammengesetzt wie in den Leukosomgängen, den in-situ Leukosomen und den Mikroklin-Graniten. Diese Grt-Zusammensetzung könnte somit auf Kristallisation einer Fe-reichen Schmelze in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen zurückgeführt werden. Die Kern-Zusammensetzungen von Grt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen und Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren sind nahezu identisch. Darüber hinaus ist im Kontakt zu Bt oder Crd eine vergleichbare Zonierung erkennbar (**Tab. 4c**). Grt ist dabei Fe-reicher als im Kontakt zu Qtz, was auf retrograden Austausch mit Bt und Crd hindeutet. Bei Grt aus Bt-Grt-reichen Schlieren ist dieser Trend nicht so deutlich ausgeprägt.

Die Zusammensetzung von großen Grt aus Pl-Grt-reichen Randzonen ist mit der großer, zonierte Grt aus den Leukosomgängen vergleichbar. Demzufolge könnte es sich auch hier um aufgenommene Restit-Grt handeln (Probe J11, Profil 1). In anderen Pl-Grt-reichen Randzonen sind die Grt hingegen nur schwach zoniert und deutlich Fe-reicher als in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen (Probe J4, Profil 2).

Tab. 4d: Zusammensetzung von Grt in den Pl-Grt-reichen Randzonen von Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren

(Gew.%)	PI-Grt-reiche Randzone 2, (Probe J97-11, Profil 1)				PI-Grt-reiche Randzone 1, (Probe J97-4, Profil 2)			
	<i>große, poikiloblastische Grt: zoniert</i>		<i>kleine Grt: unzoniert</i>		<i>große, poikiloblastische Grt: schwach zoniert</i>			
	Kern	Rand zu Qtz	Kern	Einschluß in Pl	Kern	Rand zu Qtz	Rand zu Crd	Rand zu Bt
SiO ₂	37.0-38.3	37.3-38.9	37.5-37.7	38.1-38.3	37.2-37.5	37.4-37.6	37.4-37.6	37.5-37.6
Al ₂ O ₃	20.0-21.8	20.2-21.6	19.0-20.0	21.4-21.7	19.5-19.7	19.5-19.7	19.4-20.1	19.5-19.7
Fe ₂ O ₃	0.0-2.8	0.0-0.8	0.0-2.3	0.3-0.8	0.8-1.5	0.1-1.2	0.5-1.2	0.0-0.1
FeO	31.9-33.6	34.7-37.7	35.6-37.3	33.4-34.0	34.7-35.7	35.3-36.5	35.6-37.0	35.3-36.0
MnO	0.7-0.8	0.6-0.7	1.0-1.3	0.4-0.6	0.9-1.1	1.0-1.3	1.0-1.2	0.9-1.2
MgO	5.5-6.0	4.4-4.7	2.8-3.5	5.9-6.1	3.8-4.2	2.9-4.2	3.0-4.0	3.6-3.9
CaO	0.7-0.8	0.7-0.8	0.9-1.1	0.9-1.0	0.9-1.1	0.8-1.2	0.9-1.2	0.9-1.1
XMg	0.23-0.25	0.18-0.19	0.11-0.12	0.24-0.25	0.16-0.18	0.13-0.18	0.13-0.17	0.15-0.16

7.5 Biotit

Bt bildet eine Mischkristallreihe zwischen dem Mg-reichen Endglied Phlogopit und den Fe-reichen Endglied Annit. Die Benennung der Mischkristalle richtet sich dabei nach dem Fe/Mg-Verhältnis (Tröger 1969). In den untersuchten Gesteinsbereichen liegt die Bt-Zusammensetzung im Bereich von Lepidomelan.

Die Gehalte an CaO und MnO wurden in den Tabellen nicht berücksichtigt, da sie in den untersuchten Bt unter der Nachweisgrenze liegen. Da eine Unterscheidung von Fe²⁺ und Fe³⁺ mit der Mikrosonde nicht möglich ist, wird der Eisen-Gehalt als Gesamt-FeO angegeben. Einen Hinweis auf den Oxidationszustand in den metapelitischen Migmatiten gibt das Verhältnis Magnetit/Ilmenit (Lindsey 1978; Guidotti 1984). In den einzelnen Migmatit-Bereichen kommt hauptsächlich Ilmenit vor, somit kann von einem niedrigen Oxidationsgrad und niedrigen Fe³⁺-Gehalt in den Bt ausgegangen werden (Vergl. Meier 1992).

In den untersuchten Gesteinsbereichen tritt Bt isoliert in der Matrix, im Kontakt zu Grt und/oder Crd und als Einschluß auf. Ausnahmen sind die homogenen Leukosomgänge und die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite, hier kommt Bt nur als Einschluß in Grt oder Pl vor (**Tab. 5c**).

Die Zusammensetzung von Bt, besonders die Gehalte von MgO und ΣFeO sind stark abhängig vom Kontakt zu anderen Fe-Mg-Mineralen. Im Kontakt zu Crd und Grt weist Bt immer eine Mg-reichere Zusammensetzung auf als isoliert in der Matrix. Bt besitzt dort die niedrigsten XMg-Werte. Die Zusammensetzung von isolierten Matrix-Bt ist in den einzelnen Migmatitlagen relativ einheitlich. Der XMg-Wert liegt zwischen 0.46 und 0.54. Nur in den Pl-Grt-reichen Randzonen von Profil-Probe A5 (s. Anhang) ist der XMg-Wert durchschnittlich höher (XMg 0.56-0.57). Dies könnte entweder darauf zurückzuführen sein, daß Crd als Hauptträger für Mg in diesem Bereich fehlt oder daß die Ausgangszusammensetzung dieser Pl-Grt-reichen Randzonen ein anderes Mg/Fe-Verhältnis aufgewiesen hat.

Die Zusammensetzung von Bt-Einschlüssen in Pl, Akfs und Qtz in den untersuchten Leukosom-Bereichen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten (XMg 0.46-0.51, **Tab. 5a-c**) ist mit von isolierten Matrix-Bt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen identisch. Es kann demzufolge vermutet werden, daß diese ähnliche Zusammensetzung darauf zurückzuführen ist, daß in diesen Bereichen, Bt im Gleichgewicht mit einer Schmelze gestanden hat. Bt-Einschlüsse in Grt oder Crd besitzen dagegen generell höhere XMg-Werte und sind zusätzlich im Kontakt zum Grt- oder Crd-Wirtskristall zoniert (**Tab. 5b-c**). Da auch Grt und

Tab. 5a: Zusammensetzung von Bt in den heterogenen Leukosomgängen und Pl-Grt-reichen Randzonen

PI-Grt-reiche Randzonen von Melanosom/Mesosom-Schlieren						het. Leukosomgänge (KQ-Lagen)		
isolierte Matrix-Bt (Gew.%)	Rand zonierte, K-R	zu Crd zonierte, K-R	Rand zu Grt zonierte, K-R	Einschluß in Grt zonierte, K-R	Einschluß in Pl zonierte, K-R	Matrix unzonierte	Einschluß in Pl unzonierte	Rand zu Grt zonierte, K-R
SiO ₂	35.2-36.4	35.6-36.2	36.0-36.5	35.9-36.4	34.4-35.8	34.5-35.5	36.0-36.3	34.6-35.2
TiO ₂	3.1-4.5	1.7-2.5	1.5-2.1	2.7-3.5	3.3-5.5	3.8-4.7	3.7-4.5	3.6-4.5
Al ₂ O ₃	15.1-17.9	17.5-18.5	15.2-17.5	17.6-18.7	15.8-17.1	16.2-17.5	16.1-17.7	16.1-16.9
ΣFeO	16.6-20.0	17.5-19.4	15.3-17.5	17.54-18.49	18.8-19.8	17.5-19.8	16.5-17.8	15.2-17.1
MgO	9.3-10.1	10.0-11.9	12.4-15.6	10.3-11.8	9.4-11.1	10.1-11.0	10.0-11.2	11.5-12.6
Na ₂ O	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.1-0.2	0.1-0.2
K ₂ O	9.0-9.6	9.0-9.3	9.1-9.5	9.1-9.2	8.4-9.5	9.2-9.7	9.1-9.6	9.1-9.5
F	0.4-0.7	0.5-0.7	0.8-1.0	0.5-0.9	0.2-0.5	0.3-0.6	0.7-0.9	0.4-0.6
XMg	0.46-0.53	0.48-0.55	0.59-0.62	0.49-0.56	0.46-0.51	0.48-0.51	0.48-0.51	0.54-0.60

Tab. 5b: Zusammensetzung von Bt in den Melanosom/Mesosom-Schlieren und homogenen Leukosomgängen

	Bt-Grt-(Crd)-reiche Melanosom/Mesosom-Schlieren							hom. Leuko-
	Bt-Grt-reiche Schlieren			Bt-Grt-Crd-reiche Schlieren				somgänge
	Matrix	Rand zu Grt	Einschluß in Grt	Matrix	Rand zu Grt	Einschluß in Pl	Einschluß in Grt	Einschluß in Grt
(Gew.%)	zoniert, K-R		zoniert, K-R	unzoniert	zoniert, K-R	unzoniert	zoniert, K-R	zoniert, K-R
SiO ₂	34.0-36.2	35.6-35.7	35.2-36.7	34.9-35.7	36.0-37.1	34.4-35.8	37.5-37.7	35.8-36.3
TiO ₂	3.0-5.0	3.3-4.1	1.9-2.2	3.6-4.5	3.2-3.3	3.4-5.1	2.4-3.5	3.0-4.5
Al ₂ O ₃	15.1-18.3	18.5-19.6	16.2-16.9	16.9-18.4	15.6-15.7	16.4-17.1	16.7-16.9	16.9-18.8
ΣFeO	15.7-17.0	17.3-19.1	14.8-15.8	15.3-18.6	18.7-19.1	17.0-20.1	12.5-11.1	17.4-19.3
MgO	9.9-10.9	11.0-11.5	14.7-15.3	9.5-10.5	13.0-14.0	9.8-10.7	16.4-17.6	10.6-12.9
Na ₂ O	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.0-0.1	0.1-0.2	0.0-0.1	0.1-0.2	0.0-0.1
K ₂ O	8.9-9.7	9.2-9.3	8.7-9.3	9.7-10.0	9.5-9.7	8.7-9.5	9.7-9.9	9.4-9.7
F	0.4-0.8	0.4-0.5	0.8-1.0	0.4-0.6	0.6-1.0	0.3-0.5	0.9-1.1	0.3-0.6
XMg	0.46-0.54	0.47-0.48	0.60-0.66	0.48-0.50	0.58-0.60	0.47-0.48	0.70-0.72	0.51-0.59

Crd um die Bt-Einschlüsse herum zoniert sind, ist die Zonierung ein eindeutiger Beleg für den weiteren diffusiven Austausch zwischen Bt und Grt/Crd nach dem Einschluß (s. **Abb. 62**). Dabei weisen Bt-Einschlüsse in Grt im höhere XMg-Werte auf, als Einschlüsse in Crd (Vergl. Meier 1992). Die höchsten XMg-Werte liefern Bt-Einschlüsse in Grt aus den Bt-Grt-Crd-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren.

Basierend auf der schnelleren interkristallinen Diffusion, reagiert Bt sensitiver auf Druck- und Temperaturänderungen als Crd und Grt (Chakraborty & Ganguly 1992). Die Zusammensetzung von Bt ist daher ein guter Indikator für schnell wechselnde PT-Bedingungen (Essene 1989). Als brauchbare PT-Indikatoren erweisen sich dabei die Gehalte von solchen Elementen, die bevorzugt in Bt eingebaut werden d.h. für die Bt einen hohen Verteilungskoeffizienten besitzt. In metapelitischen Gesteinen kommen hierfür besonders Titan und Fluor in Betracht (Indares & Martingnole 1985; Patiño Douce 1993). Bt-Einschlüsse in Grt und Crd besitzen niedrigere TiO₂-Gehalte und höhere XMg-Werte, als Einschlüsse in Qtz, Akfs und Pl. Da diese Bt-Einschlüsse auf dem prograden PT-Pfad bzw. bei der Kristallisation der Schmelze eingeschlossen wurden; belegt der höhere XMg-Werte einen retrograden, diffusiven Fe-Mg-Austausch zwischen Grt und Bt. Die Bt-Einschlüsse in Qtz, Akfs und Pl sind erst sehr spät, in der Endphase der Kristallisation, um

Tab. 5c: Zusammensetzung von Bt in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen und Grt-Crd-führenden Mc-Graniten

	Bt-Kfs-reiche Mesosome							Grt-Crd-
	Matrix	Rand zu Grt	Rand zu Crd	Einschluß			grüner Bt	Mc-Granite
				in Grt	in Fsp	in Crd		
(Gew.%)	zoniert	zoniert	zoniert, K-R	unzoniert	zoniert, K-R	unzoniert	unzoniert	
SiO ₂	35.1-36.6	36.2-36.9	35.8-37.6	36.0-36.3	35.6-35.7	35.6-36.8	38.9-39.0	35.7-35.9
TiO ₂	3.4-5.3	1.8-1.9	2.9-3.7	2.7-3.0	3.5-3.6	2.0-3.0	0-0.1	4.0-4.2
Al ₂ O ₃	17.0-19.1	18.7-19.0	16.8-18.0	19.0-19.1	17.4-18.0	17.4-19.2	18.0-18.1	17.8-17.9
ΣFeO	16.9-19.0	16.3-16.7	18.4-19.7	13.4-13.8	18.3-19.2	13.0-18.2	13.1-13.2	19.0-19.4
MgO	9.4-10.6	11.6-11.7	10.7-11.1	15.0-15.1	9.2-10.3	12.1-15.2	16.5-16.7	8.4-8.5
Na ₂ O	0.1-0.2	0.0-0.1	0.0-0.1	0.3-0.4	0.0-0.1	0.1-0.5	0.0-0.1	0.1-0.2
K ₂ O	8.9-9.8	9.8-9.9	8.9-9.8	9.4-9.8	9.7-9.8	9.0-9.3	9.0-9.2	9.2-9.4
F	0.3-0.8	0.8-1.0	0.5-0.6	0.7-0.8	0.6-0.7	0.5-0.7	0.6-0.8	0.2-0.3
XMg	0.46-0.50	0.55-0.56	0.51-0.52	0.66-0.67	0.46-0.49	0.64-0.68	0.69-0.70	0.46-0.47

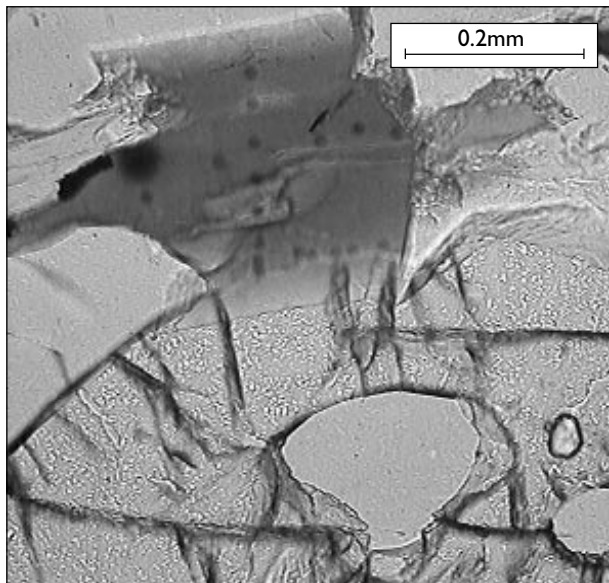


Abb. 61a: Bt und Grt im Kontakt zueinander in einem Bt-Kfs-reichen Mesosom, DS-Nr. 01a

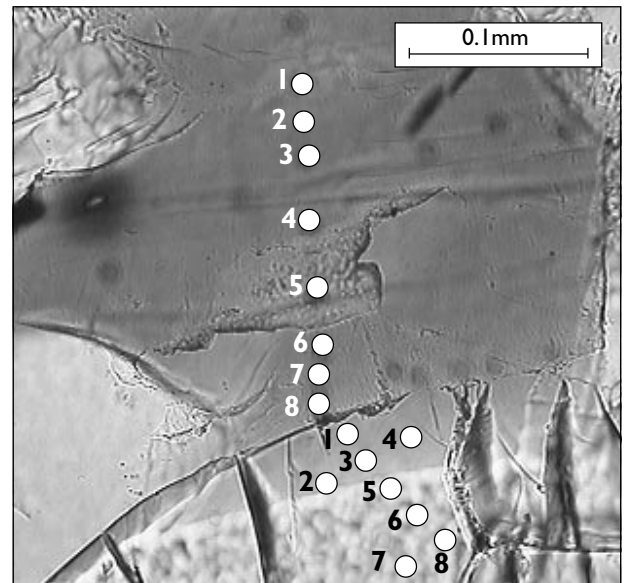


Abb. 61b: Detailaufnahme von Abb. 61, DS-Nr. 01a. Profil und Meßpunkte in Grt und Bt, s. Abb 63

geschlossen worden und konnten so die höchsten TiO_2 -Gehalte erhalten. Nach Schreurs (1985) und Indares & Martingole (1985) sind hohe TiO_2 -Gehalte von bis zu 6Gew.% charakteristisch für Granulit-fazielle Metamorphosebedingungen. Hohe Ti- und F-Gehalte in Bt erweitern das Stabilitätsfeld von Bt zu höheren Temperaturen (Patiño Douce 1993). Demzufolge sind die F-Gehalte von Bt aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen und Bt-Grt-Crd-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren am höchsten, die von Bt-Einschlüssen in Grt aus Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und Leukosomgängen hingegen am niedrigsten. Diese niedrigen F-Gehalte können ein Hinweis auf den niedrigen F-Gehalt der Schmelze sein (Vergl. Patiño Douce 1993).

Retrograde Bt sind eindeutig anhand ihrer grüne Farbe, ihrem hohen XMg und dem sehr niedrigen Ti-Gehalt identifizierbar (Vergl. Ghent et al. 1982; Jamieson 1984; Loomis 1986). Sie treten in den breiten Leukosomgängen und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten häufiger, in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen im Gegensatz dazu, nur vereinzelt am Rand von in-situ Leukosomen auf.

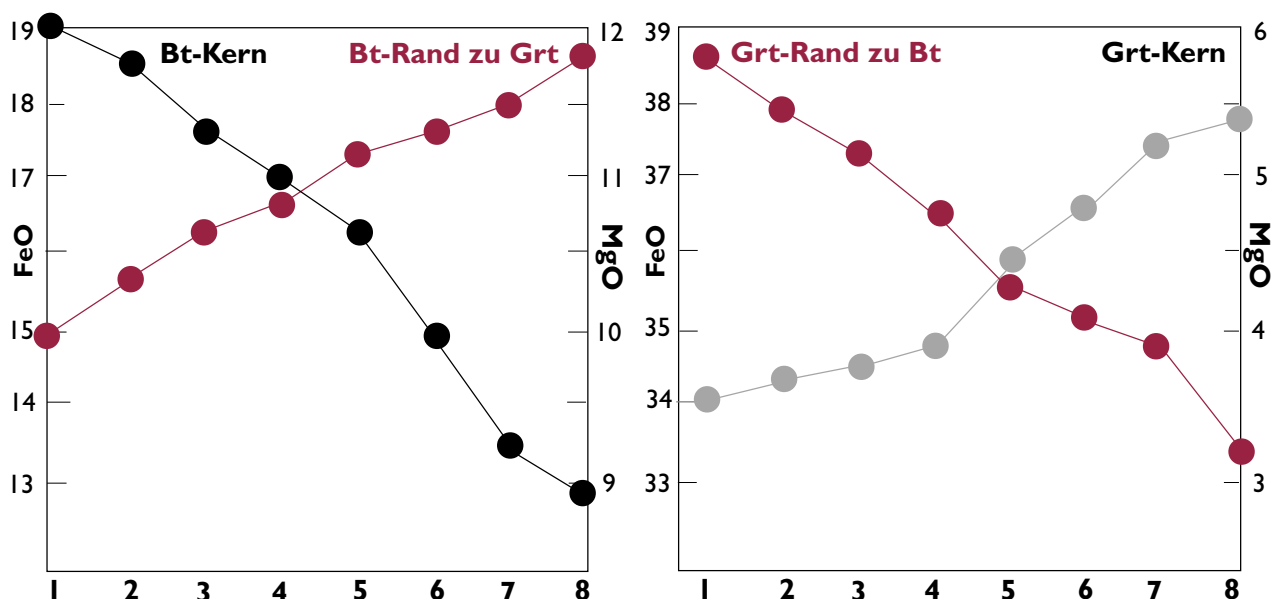


Abb. 62a, b: Zonierung von Grt und Bt bezüglich FeO und MgO im Kontakt zueinander. Meßpunkte s. Abb 61 a, b

Kapitel 8: Abschätzung der PT-Bedingungen

Druck- und Temperaturabschätzungen können mit Hilfe verschiedener Methoden vorgenommen werden. So können einerseits auftretende Mineralparagenesen und gemessene Mineralzusammensetzungen mit experimentell bestimmten Stabilitätsgrenzen von Mineralendgliedern kombiniert werden, um das Bildungsfeld durch die möglichen Mineralreaktionen einzugrenzen (Bermann 1988). Andererseits können über druck- oder temperaturabhängige Mineralaustauschgleichgewichte, sog. Geothermobarometer, direkte Druck- und Temperaturdaten für die Bildungsbedingungen bzw. die Gleichgewichtseinstellungen ermittelt werden (Essene 1989). Voraussetzung für die Berechnung von PT-Bedingungen mittels solcher Thermobarometer ist nach Vernon (1996) die detaillierte Kenntnis der Mineralparagenesen, des Gefüges (**Kap. 4** und **5**), der möglichen Mineralreaktionen (**Kap. 6**) und der Mineralzusammensetzungen (**Kap. 7**).

In den metapelitischen Migmatiten im Gebiet von Turku eignen sich für die Abschätzung der PT-Bedingungen das temperaturabhängige Fe-Mg-Kationenaustauschgleichgewicht zwischen Bt und Grt, sowie das druck-/temperaturabhängige Fe-Mg-Kationenaustauschgleichgewicht zwischen Grt und Crd. Die Berechnung basiert dabei auf der Annahme, daß sich bei hohen Temperaturen ein Fe-Mg-Verteilungsgleichgewicht zwischen den Mineralen einstellt, das sich bei niedrigen Temperaturen, unterhalb der sog. „Schließungstemperatur“, nicht oder nur geringfügig durch Diffusion verändert (Spear 1993). Indares & Martingole (1985) und Powell (1985) weisen hierbei besonders daraufhin, daß es sich bei den ermittelten PT-Bedingungen nur um relative Annäherungen an die Peakmetamorphose handelt.

8.1 Peakmetamorphose im Gebiet von Turku

Aufgrund der beobachteten Mineralparagenese ist die gleichzeitige Bildung von Grt und Crd durch Bt-abbauende Reaktionen wahrscheinlich (Vergl. Vielzeuf & Holloway 1988).

Anders als beim Kontakt zu Fsp oder Qtz, sind Grt, Crd und Bt im direkten Kontakt zueinander deutlich zoniert (**Abb. 62-63**). Dabei wird Grt vom Kern zum Rand tendenziell Fe-reicher, Bt und Crd hingegen Mg-reicher. Vergleichbare Zonierungen interpretiert Tracy (1982) in den von ihm untersuchten Migmatiten aus Massachusetts, USA, als Anpassung an retrograde PT-Bedingungen.

Für die Abschätzung der Peakmetamorphose im Gebiet von Turku wurden daher Kern-Zusammensetzungen von isolierten Grt, Bt und Crd aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen, aus Bt-Grt-Crd-reichen Mesosom/Melanosom-Schlieren sowie deren Pl-Grt-reichen Randzonen aus heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen ausgewählt. Hierbei kann weitestgehend ausgeschlossen werden, daß die Zusammensetzungen durch diffusiven Austausch mit anderen Fe-Mg-Mineralen retrograd verändert wurde (Vergl. Perschuk & Lavrent'eva 1983; Spear 1993). In den homogenen Leukosomgängen und Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten konnten dagegen keine Temperatur/Druck-Daten ermittelt werden.

8.1.1 Grt-Crd-Geothermobarometer

Für die Berechnungen der PT-Bedingungen anhand des Fe-Mg-Verteilungsgleichgewichtes zwischen verschiedenen Grt- und Crd-Paaren wurden die Geothermobarometer von Thompson (1976), Holdaway &

Tab. 8: Peakmetamorphose- und Abkühlungstemperaturen mittels verschiedener Grt-Crd Geothermobarometer

für Bt-Kfs-reiche Mesosome und Bt-Grt-Crd-reiche Mesosom/Melanosom-Schlieren						
	Thompson (1976)		Holdaway & Lee (1977)		Bhattacharya et al. (1988)	
Aufschluß	Grt(K)-Crd(K)	Grt(R)-Crd(R)	Grt(K)-Crd(K)	Grt(R)-Crd(R)	Grt(K)-Crd(K)	Grt(R)-Crd(R)
P = Druck	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)
"A"	699-751°C	633-678°C	716-749°C	603-689°C	701-768°C	621-667°C
"J"	759-817°C	522-666°C	770-833°C	535-637°C	757-811°C	545-647°C
"O"	680-730°C	533-579°C	678-734°C	460-571°C	664-727°C	459-602°C
"R"	714-778°C	555-689°C	721-790°C	511-632°C	725-789°C	575-651°C

Lee (1977) und Bhattacharya et al. (1988) verwendet (pers. Mitt. Grochau 1997). Basierend auf Druckdaten von Hölttä (1986), Wever (1986) und Van Duin (1992) wurden die Temperaturen für einen angenommenen Durchschnitts-Druck von 0.5GPa berechnet. Dabei wurden jeweils Grt-Kern- mit Crd-Kern-Zusammensetzungen für die Berechnung der möglichen Peaktemperaturen sowie zusätzlich Grt-Rand- mit Crd-Rand-Zusammensetzungen für retrograde Abkühlungstemperaturen miteinander kombiniert.

Bei den Ergebnissen zeigt sich folgendes Bild. Die Temperaturen sind in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen und Bt-Grt-Crd-reichen Mesosom/Melanosom-Schlieren aus heterogenen Leukosomgängen sind nahezu identisch und werden daher zusammen angegeben. Der ermittelte Temperaturbereich für die Peakmetamorphose ist in den untersuchten Aufschlüssen leicht unterschiedlich (**Tab. 8**), dennoch kann er auf Temperaturen zwischen 664-813°C eingegrenzt werden. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Thermometern sind relativ gering und bewegen sich innerhalb der Fehlergrenzen der einzelnen Geothermometern von 30-40°C (Vergl. Spear et al. 1991; Spear 1993). Obwohl zwischen den niedrigsten Peak- und den höchsten Abkühlungstemperaturen in den einzelnen Aufschlüssen ein Unterschied von ca. 100°C liegt, kann für das gesamte Gebiet von Turku jedoch ein kontinuierlicher Abkühlungspfad gefolgert werden. Die ermittelten Temperaturen überschneiden sich je nach Geothermometer und Aufschluß (**Tab. 8**).

Das Fe-Mg-Verteilungsgleichgewicht zwischen Grt und Crd ist zudem drucksensitiv (Thompson 1976), daher wurden zusätzlich die Drücke für 600°C, 750°C und 800°C berechnet (**Tab. 9**). Mit Drücken bis 0.71 GPa liefert das Geobarometer von Holdaway & Lee (1977) generell die höchsten Werte. Die retrograden Drücke (600°C) sind deutlich niedriger, schließen sich aber kontinuierlich an die Peak-Drücke an. Insgesamt liegen die berechneten Peak-Drücke mit 0.49-0.71 im Bereich, der von Hölttä (1986), Meier (1992) und Van Duin (1992) postulierten Werte von 0.5-0.7 GPa für das Gebiet von Turku.

Tab. 9: Berechnete Drücke mittels verschiedener Grt-Crd-Geothermobarometer

für Bt-Kfs-reiche Mesosome, Pl-Grt-reiche Randzonen, Bt-Crd-Grt-reiche Schlieren, Bt-Grt-reiche Schlieren						
	Thompson (1976)			Holdaway & Lee (1977)		
Aufschluß	Grt(K)-Crd(K)	Grt(K)-Crd(K)	Grt(R)-Crd(R)	Grt(K)-Crd(K)	Grt(K)-Crd(K)	Grt(R)-Crd(R)
T (°C)	(750°C)	(800°C)	(600°C)	(750°C)	(800°C)	(600°C)
"A"	0.49-0.62	0.55-0.64	0.41-0.50	0.51-0.65	0.59-0.71	0.48-0.60
"J"	0.50-0.60	0.50-0.66	0.37-0.50	0.55-0.64	0.69-0.75	0.39-0.56
"O"	0.51-0.63	0.56-0.66	0.30-0.37	0.53-0.66	0.58-0.72	0.33-0.39
"R"	0.51-0.62	0.53-0.66	0.36-0.42	0.53-0.63	0.56-0.68	0.39-0.56

Tab. 10: Peakmetamorphose- und Abkühlungstemperaturen mittels verschiedener Grt-Bt-Geothermobarometer in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen aus den Aufschlüssen A, J, O und R

Bt-Kfs-reiche Mesosome						
	Thompson (1976)		Ferry & Spear (1978)		Hodges & Spear (1982)	
Aufschluß	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)
P = Druck	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)
"A"	689-741°C	633-678°C	716-749°C	603-685°C	716-749°C	603-685°C
"J"	769-803°C	522-666°C	780-812°C	535-637°C	780-812°C	535-637°C
"O"	695-730°C	533-579°C	699-770°C	445-571°C	699-770°C	445-571°C
"R"	724-768°C	555-689°C	711-750°C	531-632°C	711-750°C	531-632°C
	Ganguly & Saxena (1984)		Indares & Martingole (1985)		Dasgupta et al. (1991)	
Aufschluß	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)	Grt(K)-Bt(K)	Grt(R)-Bt(R)
P = Druck	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)	(0.5GPa)
"A"	677-751°C	611-671°C	700-731°C	608-679°C	705-761°C	638-680°C
"J"	785-805°C	541-666°C	789-802°C	531-636°C	777-801°C	556-663°C
"O"	695-728°C	546-593°C	693-722°C	442-575°C	693-729°C	467-609°C
"R"	713-785°C	554-666°C	701-730°C	531-632°C	745-789°C	589-665°C

8.1.2 Grt-Bt-Geothermobarometer

Wie bei den Grt-Crd-Kern-Kombinationen sollte bei Grt-Bt-Kern-Mineralpaaren die Möglichkeit bestehen, eine relativ gute Annäherung an die ehemaligen Metamorphosebedingungen zu erzielen (Vergl. Essene 1989). Bedingt durch größere Diffusionsgeschwindigkeit von Fe und Mg in Bt kann eine teilweise Anpassung an niedrigere Metamorphosebedingungen dennoch nicht ausgeschlossen werden. Es wurden daher Bt-Grt-Paare aus Bt-Kfs-reichen Mesosomen für die Berechnungen ausgesucht, die auf der einen Seite nicht in unmittelbarer Umgebung von in-situ Leukosomen oder Leukosomgängen auftreten, auf der anderen nicht im Kontakt zu anderen Fe-Mg-Mineralen stehen (Vergl. Tracy 1982). Die ermittelten Temperaturen liegen im Temperaturbereich von 677-805°C und sind damit etwas niedriger als die von vergleichbaren Grt-Crd-Paaren, da die Diffusionsgeschwindigkeit von Fe und Mg in Bt höher ist als in Grt und Crd (Vergl. Berg & Docka 1983). Die retrograden Temperaturen schließen sich kontinuierlich an die Peaktemperaturen an, so daß auch hierbei von einem kontinuierlichen PT-Pfad ausgegangen werden kann.

8.1.3 Pyroxen-Geothermometer

In den Migmatiten sind lokal geringmächtige Metavulkanit-Lagen eingeschaltet (Aufschluß Q und W). Im Granulit-faziellen Bereich des Migmatitgebiets von Turku treten in diesen Lagen Opx-Cpx-führende Paragenesen auf, die für die Bestimmung der Peak-Temperaturen genutzt und mit den ermittelten von Grt-Crd- und Grt-Bt-Temperaturen verglichen werden können. Die Verteilung von Fe und Mg zwischen Opx-Cpx-Paaren ist, wie bei Grt-Crd- bzw. Grt-Bt-Paaren, temperaturabhängig (Lindsey 1983). Zusätzlich können Temperaturen über den temperaturabhängigen Einbau von Ca in Opx ermittelt werden (Brey & Köhler 1990). Dabei liegen die über Fe-Mg-Verteilung zwischen Opx-Cpx-Paaren ermittelten Temperaturen zwischen 720-820°C. Die Temperaturen, die über den Ca-Gehalt bestimmt wurden, liegen zwischen 710-800°C. Die Peak-Temperaturen stimmen mit denen der Grt-Crd- und Grt-Bt-Paare überein.

8.2 Bewertung der ermittelten Druck- und Temperaturdaten

- Die leichten Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Geothermometern sind auf unterschiedliche Kalibration und unterschiedliche Bewertung von Aktivitätskoeffizienten der verschiedenen Autoren zurückzuführen.
- Bei der Bewertung der Temperaturen sollte jedoch berücksichtigt werden, daß die Fehlerangaben für die einzelnen Geothermometer zwischen 30 und 40°C liegen (Vergl. Essene 1989; Powell 1996). Berechnungen mittels Grt-(Kern)-Crd-(Kern)-Paaren liefern mit 833°C die höchste Peakmetamorphose-Temperatur. Die Pyroxen-Temperaturen stimmen mit diesen relativ gut überein.
- Aufschluß O gibt generell die niedrigsten Peakmetamorphose-Temperaturen, die anderen Aufschlüsse liegen relativ eng zusammen; dies kann darauf zurückgeführt werden, daß während der D3-Deformationsphase ein starke tektonische Zerblockung (Auf- und Überschiebungen) im Gebiet von Turku stattgefunden hat, so könnte Aufschluß O eine andere tektonische Position repräsentieren als die anderen Aufschlüsse (Vergl. Ehlers et al. 1993; Selonen et al. 1996).
- Die Grt-(Kern)-Crd-(Kern)-Paare geben leicht höhere Temperaturen als die vergleichbaren Grt(Kern)-Bt-(Kern)-Paare. Als Erklärung dafür kann die größere Diffusionsgeschwindigkeit von Fe und Mg in Bt in Betracht gezogen werden (Vergl. Essene 1989; Powell & Downes 1990).
- Die Grt-(Rand)-Crd-(Rand)-Paare ergeben niedrigere Temperaturen als die Kern-Kern Zusammensetzungen, so daß die durch den Kontakt zueinander hervorgerufene Zonierung auf dem retrograden PT-Pfad erfolgt sein muß. Die ermittelten Temperaturen anhand von Grt-(Rand)-Crd-(Rand)- und Grt-(Rand)-Bt-(Rand)-Mineralpaaren stimmen relativ gut überein.
- Bei der Druckabschätzung liegen die Grt-(Kern)-Crd-(Kern)-Paare im Durchschnitt etwas höher als die Rand-Rand-Paare. Die Druckabschätzungen mittels des Geothermobarometers von Holdaway & Lee (1977) liegen generell über denen von Thompson (1976). Die niedrigen Drücke sprechen auch hier für eine retrograde Zonierung von Grt und Crd.

Weitere Probleme, die bei der Interpretation von PT-Abschätzungen berücksichtigt werden sollten sind nach Martingole & Nantel (1982), Powell (1985, 1996) und Vernon (1996):

- Die Rolle von H₂O ist bei der Equilibrierung von Grt, Bt und Crd noch weitestgehend unklar (Vergl. Florence & Spear 1991; Spear 1993; Mirwald & Knoop 1995).
- Zonierungen können zu verschiedenen Zeiten und zu unterschiedlichen Bedingungen erfolgen.
- Die Gleichgewichtseinstellung wird umso komplizierter, je mehr Fe-Mg-Minerale auftreten, besonders, wenn sie im Kontakt zueinander zoniert sind (Powell & Downes 1990).

8.3 Vergleich der PT-Abschätzungen im Gebiet von Turku

Das gleichzeitige Auftreten von Metapeliten, Metavulkaniten, Metabasiten und Charnockiten im Gebiet von Turku ermöglicht eine relativ gute Abschätzung der PT-Bedingungen anhand verschiedener Mineralparagenesen. Systematische PT-Abschätzungen wurden dabei von Wever (1986) in Metapeliten und Metavulkaniten, von Hölttä (1986) und Meier (1992) in Metapeliten und von Van Duin (1992) in Metavulkaniten, Metapeliten, Metabasiten und Charnockiten vorgenommen (*Tab. 11*).

Der Vergleich der verschiedenen Geothermometer und der verschiedenen Gesteinstypen zeigt, daß es zwar zwischen den einzelnen Mineralpaaren und Geothermobarometern leichte Unterschiede gibt, die ermittelten Temperaturen und Drücke sich aber weitestgehend überschneiden. Für die Granulit-fazielle Metamorphose können Mindest(Peak-)bedingungen von ca. 800°C ±50 bei Drücken von 0.4-0.65GPa vermutet werden. Die Rand-Rand-Zusammensetzungen von Grt-bzw. Grt-Bt- und Grt-Crd-Paaren deuten auf langsame Abkühlung auf dem retrograden PT-Pfad bei relativ gleichbleibenden Drücken hin.

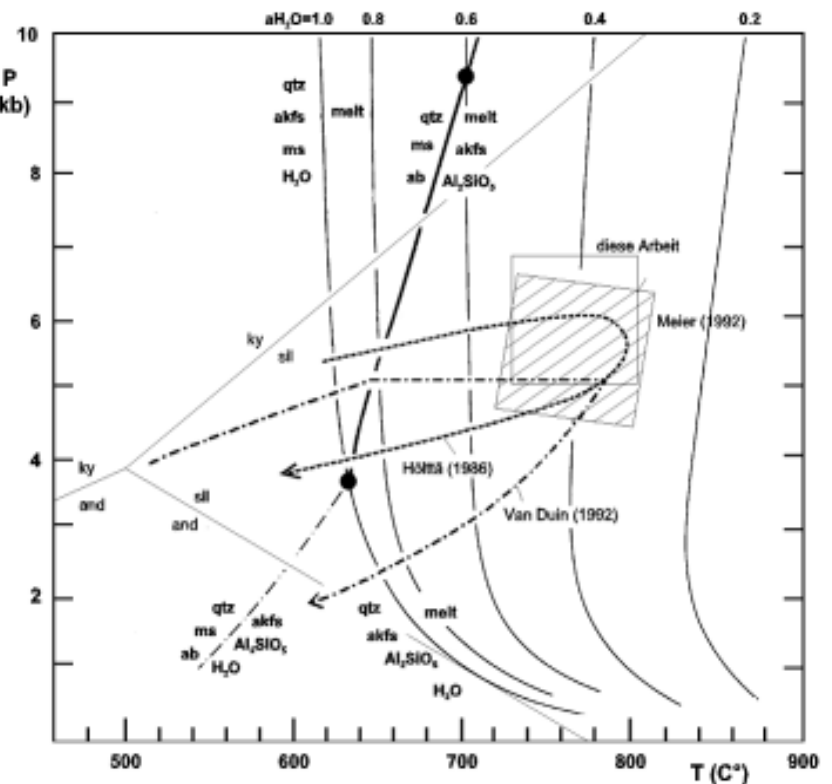


Abb. 63: PT-Pfad im Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku

Tab. 11: Vergleich der PT-Abschätzungen in den verschiedenen Gesteinen im Granulit-Granit-Migmatitgebiet von Turku. Die verwendeten Geothermobarometer sind den Originalarbeiten zu entnehmen.

Temperaturen (bei 0.5GPa)	Wever (1986)	Hölttä (1986)	Meier (1992)	Van Duin (1992)	diese Arbeit
Metapelite					
Grt-(Kern)-Crd-(Kern, Matrix)	—	620-775°C	750-823°C	684-781°C	664-833°C
Grt-(Rand)-Crd-(Rand)	—	—	531-653°C	682-712°C	459-689°C
Grt-(Kern)-Bt-(Kern, Matrix)	640-830°C	699-803°C	747-803°C	652-845°C	677-812°C
Grt-(Rand)-Bt-(Rand)	478-630°C	619-635°C	478-630°C	595-714°C	445-689°C
Drücke (bei 800°C)					
Metapelite					
Grt(K)-Crd(K)-Sil-Qtz	—	—	0.57-0.64GPa	0.44-0.65GPa	0.49-0.75GPa
Grt(R)-Crd(R)-Sil-Qtz	—	0.48-0.58GPa	0.32-0.40GPa	0.39-0.50GPa	0.30-0.60GPa
Grt-Pl-Sil-Qtz	0.48-0.60GPa	0.35-0.65GPa	—	0.30-0.55GPa	—
Temperaturen (bei 0.5GPa)					
Metavulkanite					
Grt-(Kern)-Opx-(Kern)	640-870°C	—	—	590-896°C	—
Opx-(Kern)-Cpx-(Kern)	—	—	—	677-780°C	720-820°C
Na in Hbl-Pl	680-825°C	—	—	—	—
Grt-(Kern)-Bt-(Kern, Matrix)	—	—	—	594-843°C	—
Ca-Gehalt in Opx	—	—	—	715-765°C	710-800°C
Metabasite, Charnockite					
Opx-(Kern)-Cpx-(Kern)	750-800°C	—	—	724-825°C	—
Ca-Gehalt in Opx	785-890°C	—	—	670-818°C	—
Drücke (bei 800°C)					
Metavulkanite					
Grt(K)-Opx(K)-Pl-Qtz	0.38-0.75GPa	—	—	0.46-0.82GPa	—

Kapitel 9: Geochemie der Migmatite und Granite

Zur chemischen Charakterisierung der einzelnen Migmatitbereiche, der Leukosomgänge und der verschiedenen Granit-Typen wurden die Gehalte an Haupt- und einigen Spurenelementen mittels RFA ermittelt; zusätzlich wurden von ausgewählten Proben die REE-Gehalte mittels ICP-MS bestimmt. Die Aufbereitung der Proben, die Meßdaten sowie die Analysemethodik sind im Anhang dokumentiert.

Basierend auf der petrographischen Einteilung der verschiedenen Migmatitbereiche (**Kap. 4**) wurden in-situ Leukosome und Bt-Kfs-reiche Mesosome mechanisch separiert. Die Abtrennung von vereinzelt auftretenden, mm-mächtigen Bt-Grt-Crd-reichen „*restitischen*“ Melanosome war nicht möglich, daher wurden diese zusammen mit den Mesosomen abgetrennt und analysiert.

Bei den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen wurden die „*restitischen*“ Bt-Grt-Crd-reichen und die Bt-Grt-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren sowie angrenzende Pl-Grt-reiche Randzonen von den Kfs-Qtz-reichen Mittelbereichen (**Abb. 43-44**) abgetrennt und einzeln analysiert.

Um Hinweise auf die chemische Zusammensetzung des möglichen Ausgangsgesteins zu bekommen, wurden mehrere Großproben (10-15kg) mit Wechselfolgen von Bt-Kfs-reichen Mesosomen und in-situ Leukosomen (= Metapelite) sowie Großproben von in-situ Leukosom-armen, Pl-Qtz-reichen Mesosomen (= Metagrauwacken) analysiert (s. **Kap. 3** und **4**).

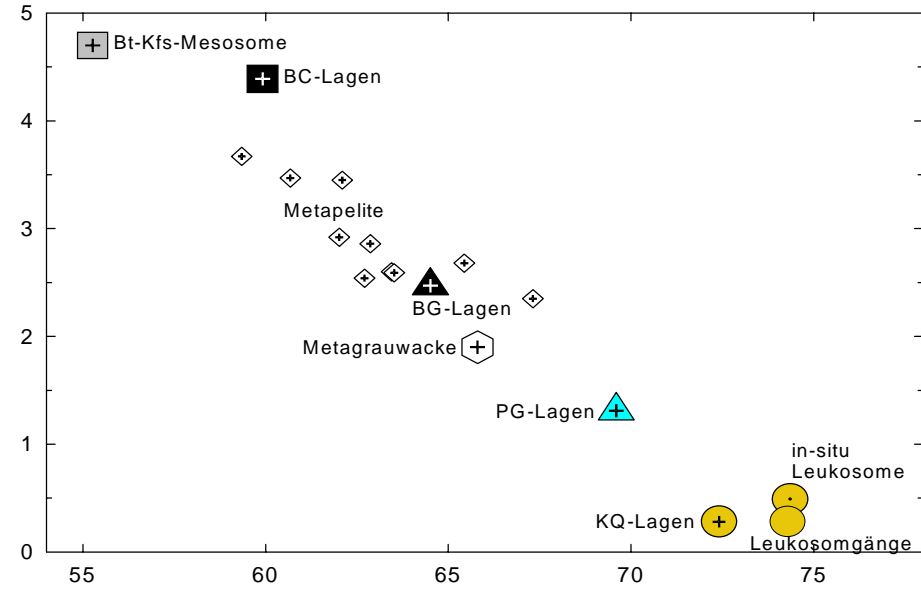
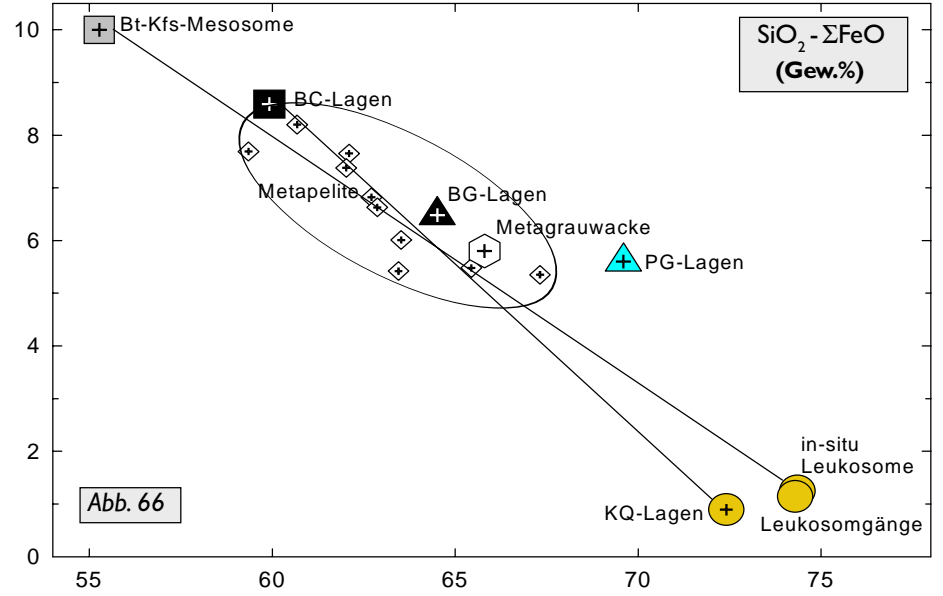
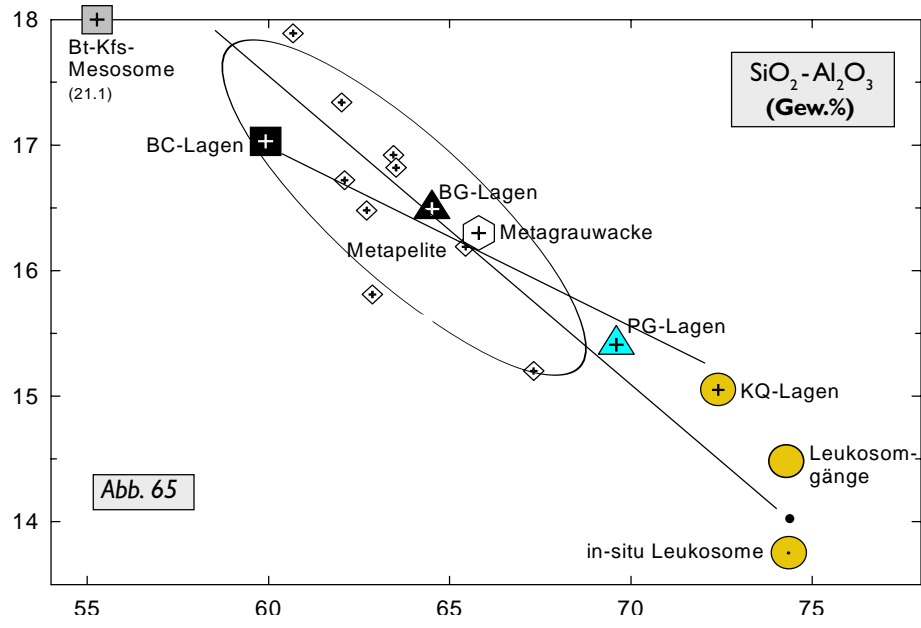
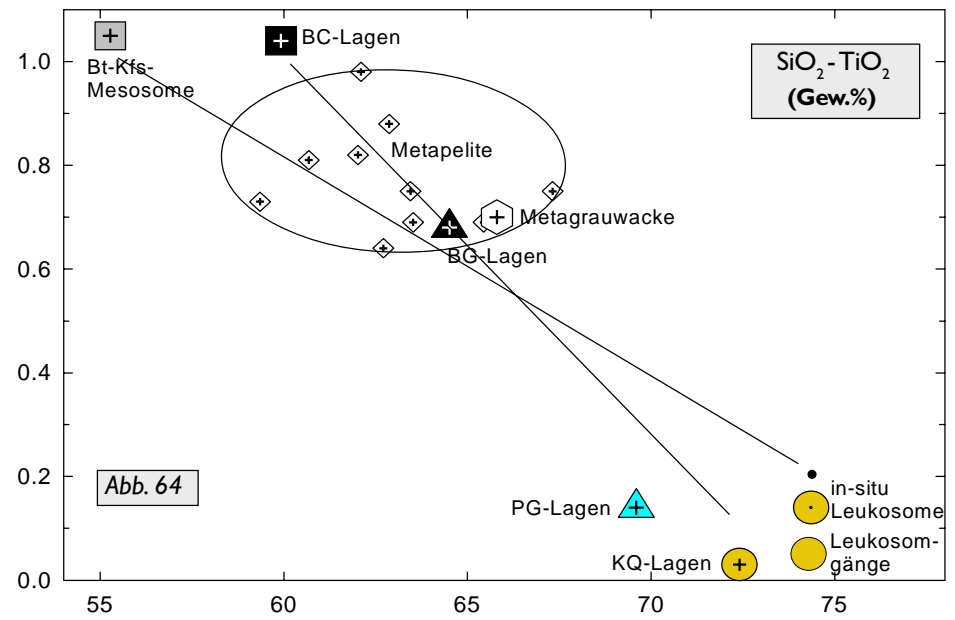
Von den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten konnten repräsentative Proben aus 4 Aufschlüssen entommen und Haupt- und Spurenelementgehalte bestimmt werden. Falls vorhanden, wurden auch Proben von Pl-Qtz-Grt-/Qtz-Crd-reichen Partien sowie von Bt-Grt-Crd-reichen Schollen/Schlieren aus den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten genommen und analysiert.

Anhand chemischer Massenbilanzierungen können Bildungsprozesse identifiziert und quantifiziert werden (Nesbitt 1980; Olsen 1984, 1985; Bea 1989). Mögliche korrelative Beziehungen zwischen den einzelnen Elementen können mathematisch durch die Berechnung eines sogenannten Korrelationskoeffizienten ausgedrückt werden (Cox et al. 1979; Cox & Clifford 1982). Übersichtlicher ist jedoch die graphische Darstellung, bei der die Gehalte der Haupt- und Spurenelemente in geochemische Variationsdiagramme eingetragen werden (z.B. Harker-Diagramme). Aus diesen Diagrammen können direkte Rückschlüsse auf korrelative Trends zwischen den Elementen und mögliche genetische Beziehungen zwischen den aufgetragenen Gesteinstypen abgeleitet werden (Chappell 1984, 1996; Rollinson 1993, Albarède 1995). Mögliche Trends resultieren dabei meist aus Fraktionierung, Assimilation oder Kontamination, Änderung der Gesteinszusammensetzung durch Differentiationsprozesse oder Mischung zwischen „*Endgliedern*“ einer möglichen Entwicklungsreihe („*Restitmodell*“). Punkte, die auf einer solchen (Mischungs)-Korrelationslinie zwischen zwei möglichen Endgliedern liegen, lassen sich somit als Mischungsverhältnis der beiden Endglieder interpretieren (Chappell & White 1991, 1996; Myers et al. 1986).

9.1 Hauptelement-Zusammensetzungen

Für die Darstellung der Hauptelemente bieten sich sogenannte Harker-Variationsdiagramme an, bei denen die Hauptelementgehalte in oxidischer Form gegen den Gehalt von SiO₂ aufgetragen werden. Aufgrund

Abb. 64-67: Harker-Variationsdiagramme der einzelnen Migmatitbereiche mit den vermuteten metapelitischen Protolithen



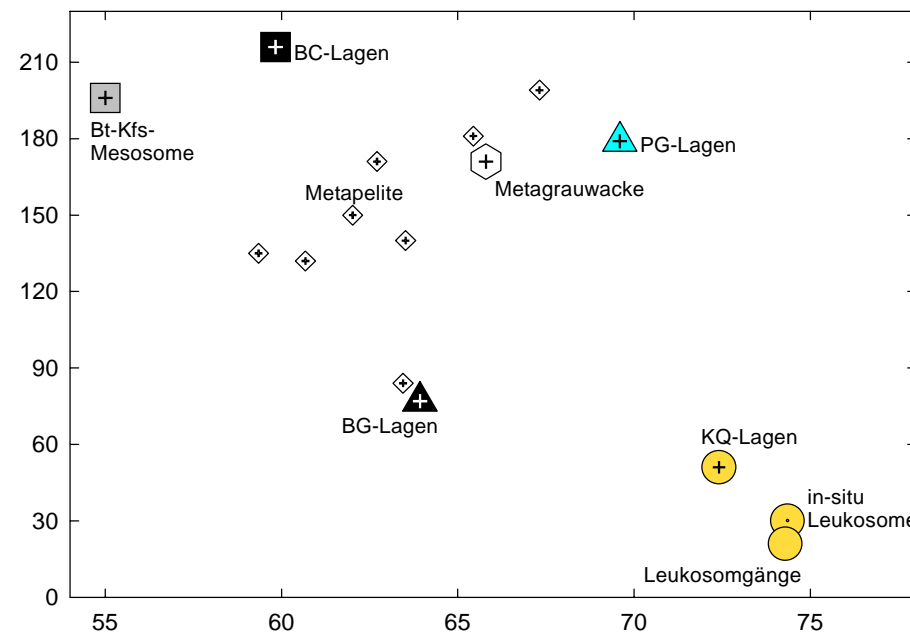
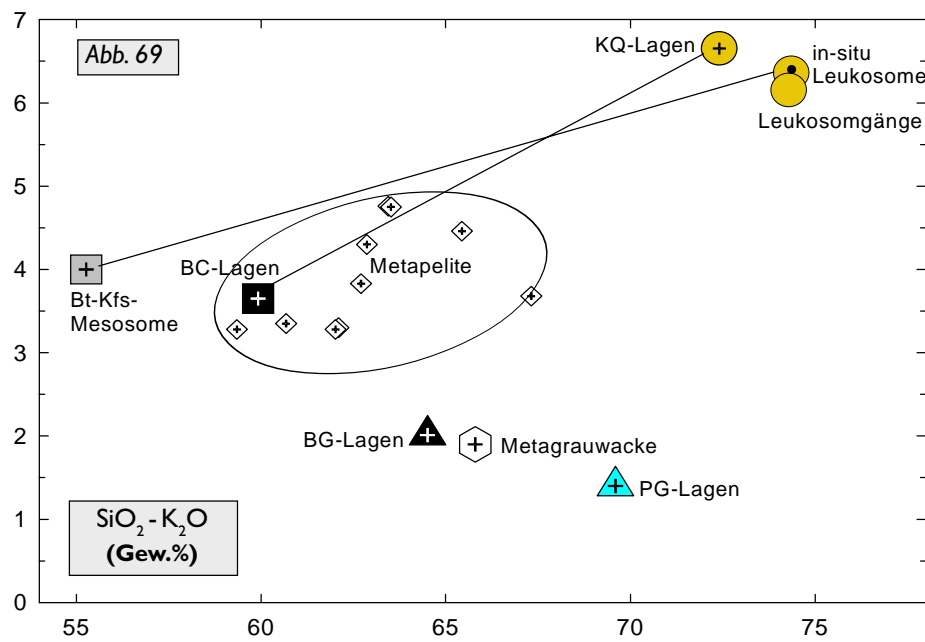
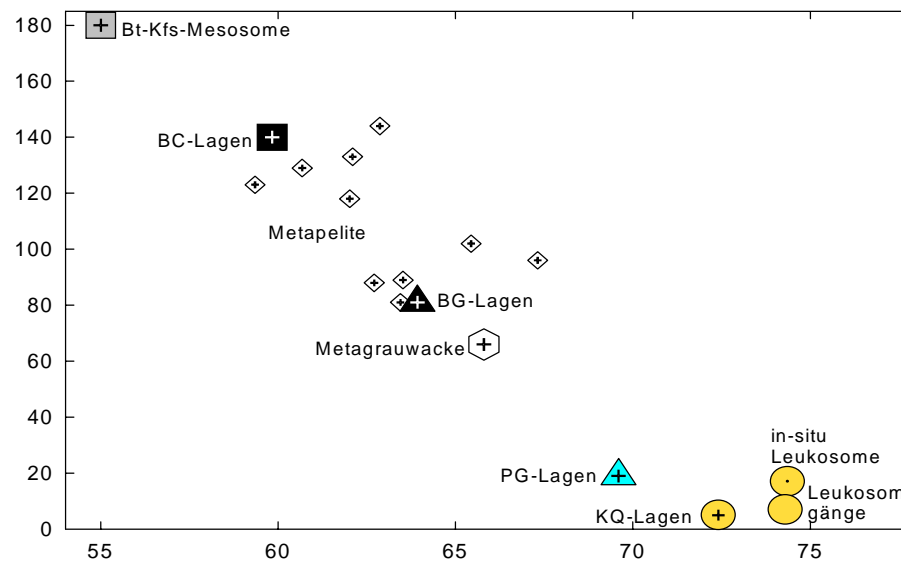
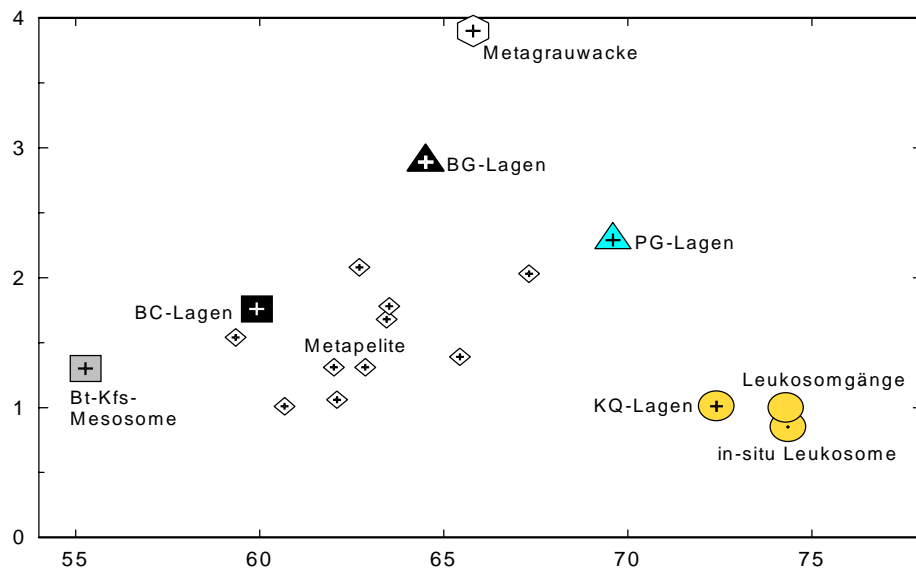
der hohen Anzahl von Einzelanalysen, wurden aus den Analysen der einzelnen Migmatitbereiche und Metagrauwacken Mittelwerte gebildet und in Harker-Diagrammen dargestellt. Um die Bandbreite in der Zusammensetzung der Metapelite zu demonstrieren, wurden alle 10 Proben eingetragen (*Abb. 64-79*). Zusätzlich wurden die Variations-Diagramme SiO_2 -V und SiO_2 -Zr geplottet. Die Harker-Diagramme SiO_2 -MnO, $-\text{Na}_2\text{O}$ und $-\text{P}_2\text{O}_5$ sind wenig aussagekräftig und wurden daher vernachlässigt. Harker-Diagramme mit allen Einzelproben befinden sich im Anhang.

9.1.1 Migmatite

Bei den einzelnen Migmatitlagen ist folgendes zu beobachten (*Abb. 64-71*):

- Die **Bt-Kfs-reichen Mesosome** besitzen den niedrigsten SiO_2 -Gehalt von allen untersuchten Migmatitbereichen. Sie weisen dagegen jedoch die höchsten Gehalte an denjenigen Elementen auf, die besonders in mafische und bevorzugt „*restitische*“ Minerale eingebaut werden (**Ti** in Bt; **Al** in Grt, Crd, Sil; **Fe** in Bt, Grt; **Mg** in Bt, Crd; **V** in Bt). Die Gehalte an TiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, und MgO (*Abb. 64-67*) sind sogar höher, als die von Bt-Grt- und Bt-Crd-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren aus heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen. Somit kann die Zusammensetzung der Bt-Kfs-reichen Mesosome für diese Elemente als angereichert und daher als „*restitisch*“ betrachtet werden. Bei den petrographischen Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß in den Bt-Kfs-reichen Mesomen neben leukokraten, Akfs-Pl-Qtz-reichen Nestern auch Bereiche auftreten, in denen in-situ Leukosome und Melanosome durch Deformation getrennt wurden. Bei der Analyse der Bt-Kfs-reichen Mesosome könnten solche Bt-Grt-, Bt-Crd- bzw. Bt-Grt-Crd-reichen Melanosom-Partien mitanalysiert worden sein und dadurch für die hohen Gehalte an TiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, und MgO verantwortlich sein. Der K_2O -Gehalt der Bt-Kfs-reichen Mesosome (*Abb. 69*) liegt dagegen noch im Bereich der Metapelite. Die hohen V-Gehalte der Bt-Kfs-reichen Mesosome korrelieren mit ihrem hohen Bt-Gehalt.
- Die **in-situ Leukosome** haben die höchsten SiO_2 -Werte von allen Leukosomen. Die Gehalte an TiO_2 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ und MgO (*Abb. 64, 66* und *67*) liegen dicht neben denen der KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge und denen der homogenen Leukosomgänge. Dies kann durch die niedrige Löslichkeit dieser Elemente/Element-Oxide in der Schmelze erklärt werden. Der Al_2O_3 -, der CaO- und der K_2O -Gehalt (*Abb. 65, 68* und *69*) werden durch den Fsp-Anteil und die Schmelzzusammensetzung kontrolliert. Dieser ist in den verschiedenen Leukosomen leicht unterschiedlich, daher liegen die verschiedenen Leukosome bei diesen Element-Oxiden etwas weiter auseinander. Die möglichen metapelitischen Ausgangszusammensetzungen befinden in der Nähe der Korrelationslinie zwischen den in-situ Leukosomen und den Bt-Kfs-reichen Mesosomen. Zusammenfassend kann daraus gefolgert werden, daß Bt-Kfs-reiche Mesosome und in-situ Leukosome mögliche „*Endglieder*“ in einer anatektischen Entwicklungsreihe von „*Pl-Qtz-reichen*“ Metapeliten sein können (s. *Kap. 4*). Das Variations-Diagramm SiO_2 -V zeigt dabei die Entwicklung zu Bt- und V-reichen Mesosomen und „*V-Bt-armen*“ in-situ Leukosomen. Die Lage der verschiedenen Metapelite-Zusammensetzungen in den Diagrammen spiegelt dementsprechend das unterschiedliche Mischungsverhältnis zwischen Bt-Kfs-reichen Mesosomen und in-situ Leukosomen wider (*Abb. 63-78*). Somit kann das in-situ Leukosommateriale weitestgehend als autochthon bzw. als nicht bis wenig segregiertes Material angesehen werden.

Abb. 68-71: Harker-Variationsdiagramme der einzelnen Migmatitbereiche mit dem vermuteten metapell. Protolithen, sowie die Diagramme SiO_2 -V und SiO_2 -Zr



- Die **Bt-Crd-Grt-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren** aus den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen liegen bei fast allen Element-Oxiden noch im Bereich der vermuteten metapelitischen Ausgangszusammensetzungen (Ausnahme MgO, *Abb. 67*). Meist befinden sie sich zwischen den Bt-Kfs-reichen Mesosomen und den Metapeliten. Demzufolge kann angenommen werden, daß diese Schlieren noch immer zu einem großen Teil aus unaufgeschmolzenem bzw. unverändertem Ausgangsmaterial bestehen. Die Bt-Crd-Grt-reichen Partien der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge scheinen daher nicht so einen „*restitischen*“ Charakter (Ausnahme Zr-Gehalt, *Abb. 71*) zu besitzen wie die Bt-Kfs-reichen Mesosome. Demzufolge könnte es sich bei diesen Schlieren um mehr oder weniger unveränderte, mitgeschlepptes Metapelitmaterial handeln.
- Die **Bt-Grt-reichen Melanosom/Mesosom-Schlieren** aus den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen liegen nur bei TiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ und MgO (*Abb. 64-67*), jedoch nicht bei CaO und K_2O (*Abb. 68* und *69*) in unmittelbarer Nähe der Metapelit-Zusammensetzungen. Dies läßt sich dadurch erklären, daß erstere vergleichbare Anteile mafischer Minerale aber unterschiedliche Gehalte an Pl und Akfs im Vergleich zu den Metapeliten aufweisen. Der höhere Fsp-Anteil kann auf eine Ausgangszusammensetzung zwischen den Metapelit- und Metagrauwacken-Endgliedern zurückgeführt werden.
- Die **Pl-Grt-reichen Randzonen** von Mesosom/Melanosom-Schlieren aus den heterogenen Leukosomgängen sind deutlich SiO_2 -reicher als die anderen „*restitischen*“ Partien aus diesen Gängen. Dies wird durch die höheren Pl- und Qtz-Gehalte in diesen Bereichen verursacht. Beim TiO_2 -, Al_2O_3 - und MgO-Gehalt liegen die Pl-Grt-reichen Randzonen auf der Korrelationslinie, die durch die Kfs-Qtz-reichen Mittellagen und die Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren führt. Bei $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO und K_2O liegen die Pl-Grt-reichen Randzonen weder im Bereich der Korrelationslinie noch im Bereich der Metapelite. Daher kann vermutet werden, daß diese Randzonen durch den Schmelzprozeß oder durch mechanische Separation bereits einen stärkeren „*restitischen*“ Charakter bezüglich dieser Element-Oxide besitzen als die Mesosom/Melanosom-Schlieren. Verursacht wird dieser Eindruck durch große Anreicherung von Pl bis 70Vol.% und Grt bis 30Vol.%, sowie die hohen Zr-Gehalte.
- Die Zusammensetzung der vermuteten, **protolithischen Metapelite** ist leicht variabel und kann demzufolge besser durch einen „*Zusammensetzungskreis*“ beschrieben werden. Dieser wird fast immer von der Korrelationsgeraden zwischen in-situ Leukosomen und Bt-Kfs-reichen Mesosomen sowie von der Korrelationsgeraden zwischen KQ-Lagen und Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren geschnitten. Dies qualifiziert die Metapelite zum möglichen Ausgangsmaterial für die Migmatite. Die Pl-Grt-reichen Randzonen und Bt-Grt-reichen Schlieren liegen dagegen nicht immer auf diesen Korrelationslinien; sie befinden sich bei CaO und K_2O stattdessen in Nähe der Metagrauwacken, so daß vermutet werden kann, daß in den Pl-Grt-reichen Randzonen und Bt-Grt-reichen Schlieren sich möglicherweise ein unbekannter, vermutlich jedoch nur kleiner Anteil von Metagrauwacken-Material befindet.
- **In-situ Leukosome, homogene Leukosomgänge** und **Kfs-Qtz-reiche** Mittelbereiche aus den **heterogenen Leukosomgängen** sind ähnlich zusammengesetzt (*Abb. 64-71*). Die Unterschiede sind bei denjenigen Elementen am geringsten, die hauptsächlich in Grt, Bt und Crd (Ti, Fe, Mg) eingebaut werden. Die niedrigen Gehalte der Element-Oxide liegen im Bereich der Löslichkeitsgrenzen, wie sie für diese Elemente in peraluminischen Schmelzen zu erwarten sind (Puziewicz & Johannes 1988, 1990).

9.1.2 Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite

Bei den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und den innerhalb der Granite auftretenden Pl-Qtz-Grt-reichen Partien (als „PG-Granit“ bezeichnet) wurden jeweils die Mittelwerte gebildet und in Harker-Diagrammen dargestellt. Zusätzlich wurden Einzelproben einer Bt-Grt-reichen Mesosom/Melanosom-Schliere (Probe O6), einer S2-eingeregelten und Kfs-Qtz-Grt-reichen Lage (Probe O29) sowie einer Qtz-Crd-reichen Partie (Probe O32) aus dem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit von Aufschluß O mit geplottet. Die „restitischen“ Partien aus dem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit von Aufschluß O, sind mineralogisch vergleichbar mit „restitischen“ Partien aus den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen. Daher wurden zum Vergleich der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite mit den restitischen Bereichen, auch alle Migmatitbereiche dargestellt (**Abb. 72-79**). Folgende Beobachtungen können gemacht werden:

- Bei den **Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten** fällt auf, daß bei den Fsp-Komponenten Al_2O_3 , CaO und K_2O , die Korrelationslinie zwischen den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und der Mesom/Melanosom-Schliere (Probe O6) durch den Kreis der Metapelit-Zusammensetzungen führt, bei den Komponenten der mafischen Minerale TiO_2 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ und MgO dagegen nicht. Die Probe O6 scheint demzufolge nicht direkt mit den Restitlagen der Migmatite vergleichbar, also kein „einfacher“ Restit zu sein. Die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite besitzen höhere Zr-Gehalte als die einzelnen Leukosomtypen der Migmatite, was auf Ungleichgewicht der Leukosome mit ihren Restiten oder auf einen hohen Anteil mitgeschleppter Restit-Zirkone in den Graniten hindeutet, da die Löslichkeit von Zr in peraluminischen Schmelzen nicht so hoch ist wie der Zr-Gehalt der Granite (Watson & Harrison 1983, 1984). Die Korrelation zwischen dem V-Gehalt von Probe O6 und den Mikroklin-Graniten läßt vermuten, daß sich die Granite durch Bt-dehydration melting aus Metapeliten entwickelt haben könnten.
- Die **Kfs-Qtz-Grt-reiche Probe O29** befindet sich immer auf oder im Bereich der Verbindungslinie (Ausnahme TiO_2 , V, und Zr) zwischen der Bt-Grt-Mesosom-Schliere O6 und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten. Wenn die Probe O29 eine Mischung zwischen einer Bt-Grt-reiche Mesosom-Schliere und einem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granit darstellt, könnte dies ein möglicher Hinweis auf die Entwicklung von Bt-Grt-reichen Mesosom-Schlieren innerhalb der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite sein. Die vielen grobkörnigen Kfs-Qtz-Grt-reichen, zur S2-Schieferung in den Graniten ausgebildeten Lagen (**Abb. 9**) könnten somit als „Überreste“ ehemaliger Mesosom-Schlieren erklärt werden. Probe O29 besitzt die gleichen V-Gehalte wie Kfs-Qtz-Lagen aus heterogenen Leukosomgängen, was die Entwicklung aus Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren favorisieren würde.
- Die **Pl-Qtz-Grt-reichen Partien** aus den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten nur sind schwach SiO_2 -reicher als die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite und weisen ähnliche TiO_2 -, $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und MgO-Gehalte auf. Sie sind jedoch ärmer an TiO_2 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ und MgO als vergleichbare Pl-Qtz-Grt-reiche Randzonen von Mesosom/Melanosom-Schlieren aus heterogenen Leukosomgängen. Diese Unterschiede lassen sich durch unterschiedliche Anteile von Qtz, Pl und Grt in diesen Partien erklären.
- Die **Qtz-Crd-reiche Probe O32** liegt bei allen Elementen relativ weit entfernt von der Verbindungslinie zwischen den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und der Bt-Grt-reichen Mesosom/Melanosom-Schliere O6 und nimmt somit eine Ausnahmestellung bei den „restitischen“ Partien der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite ein.

Abb. 72-75: Harker-Variationsdiagramme der Grt-Crd-Mikroklin-Granite und Migmatitlagen (Mittelwerte) sowie Restit-Proben aus den Grt-Crd-Mikroklin-Graniten

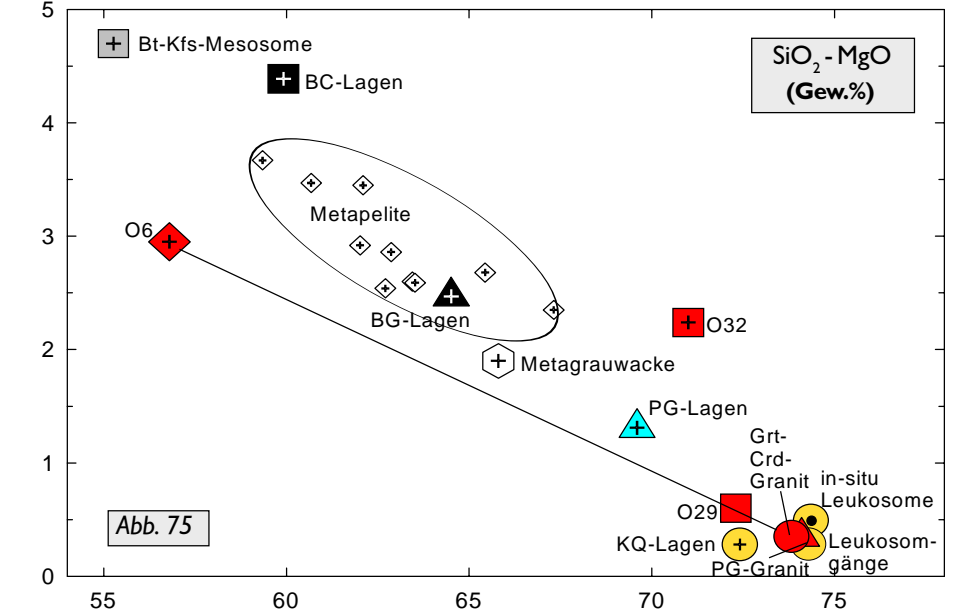
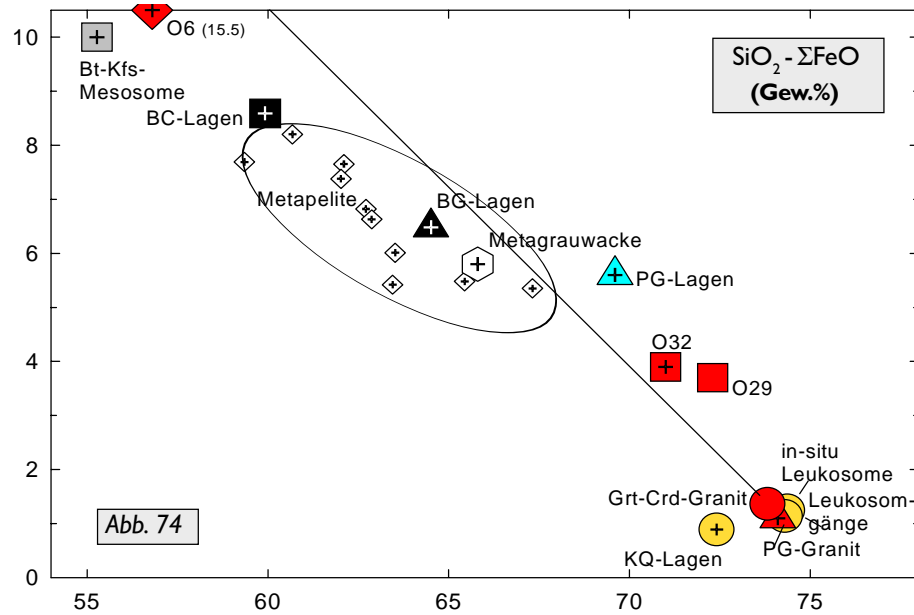
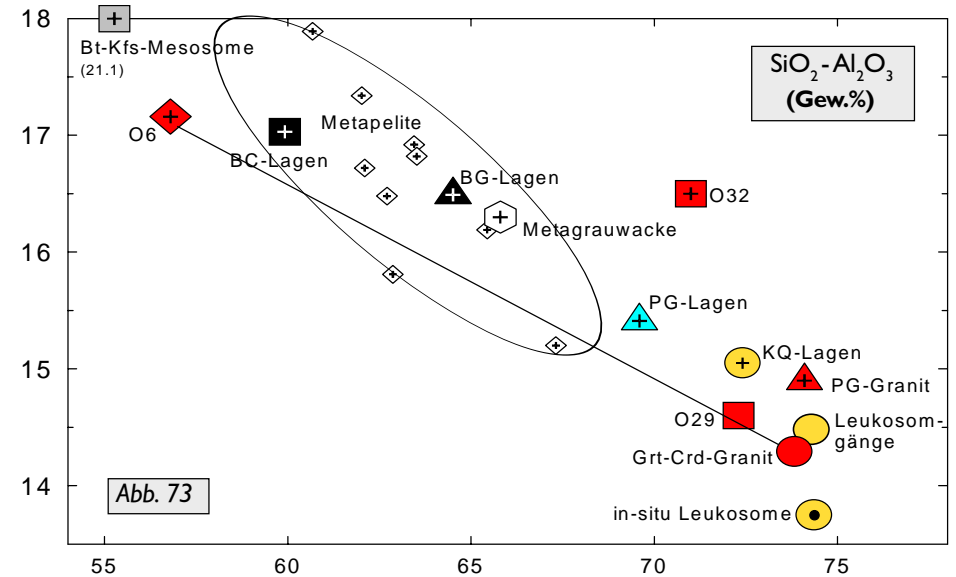
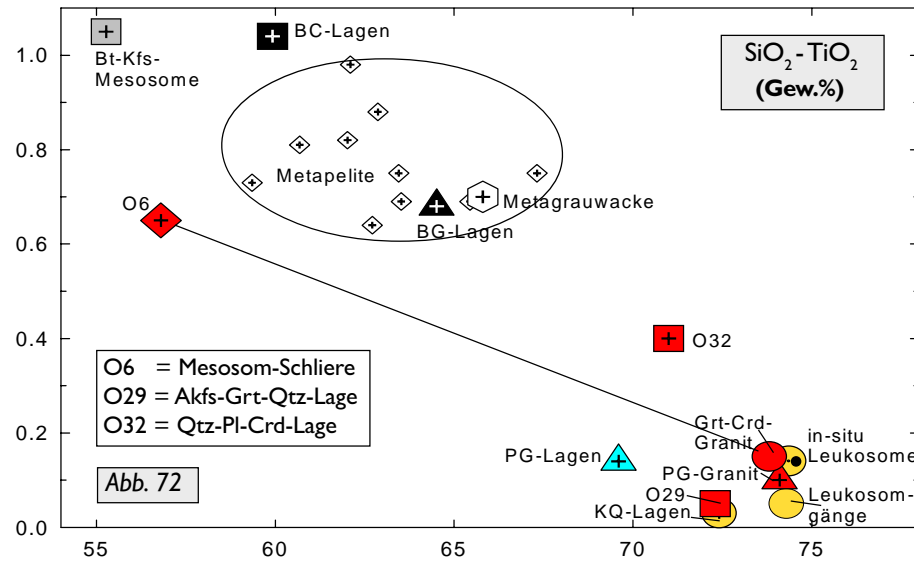
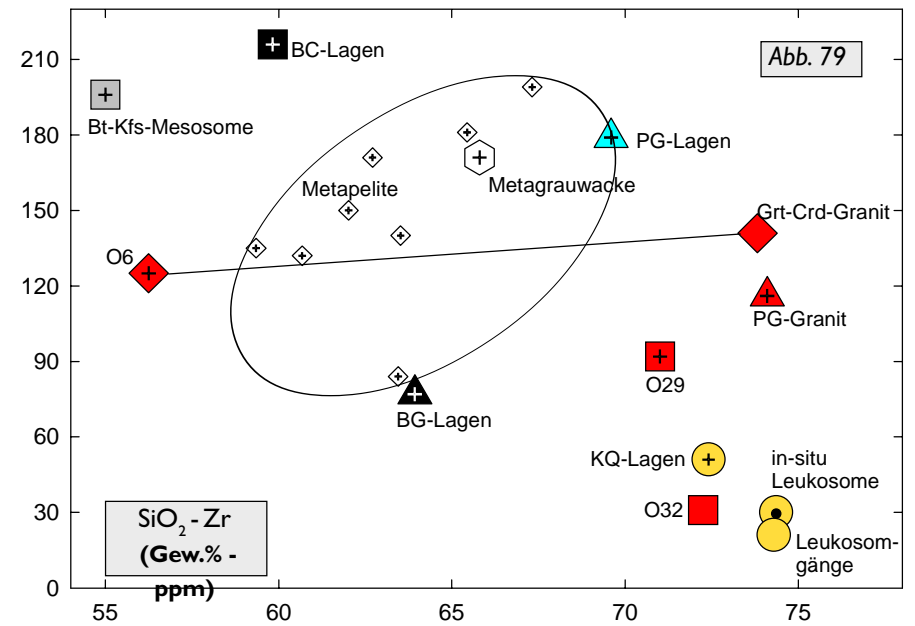
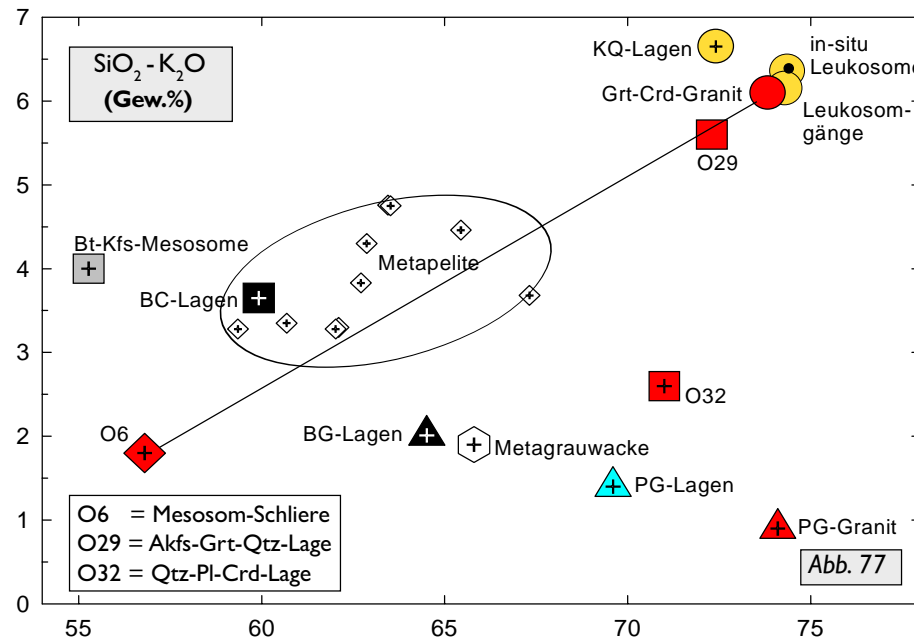
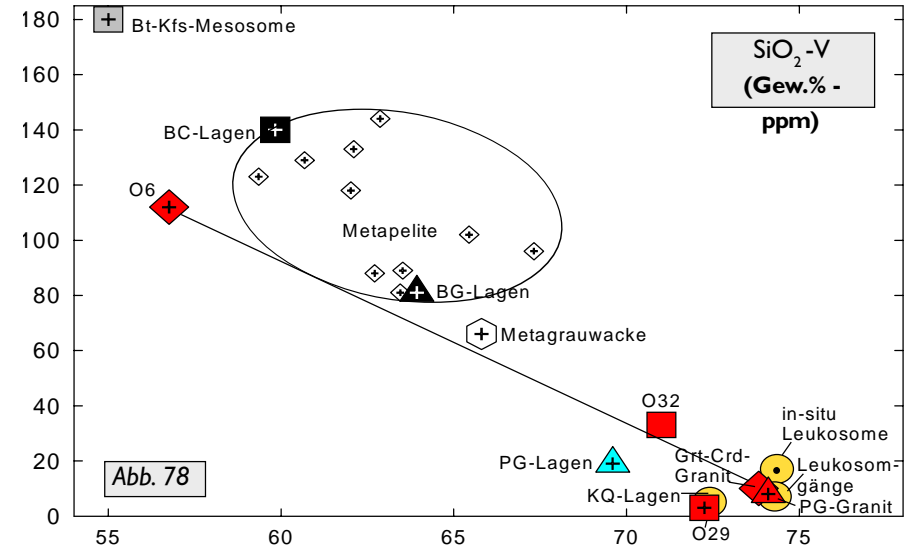
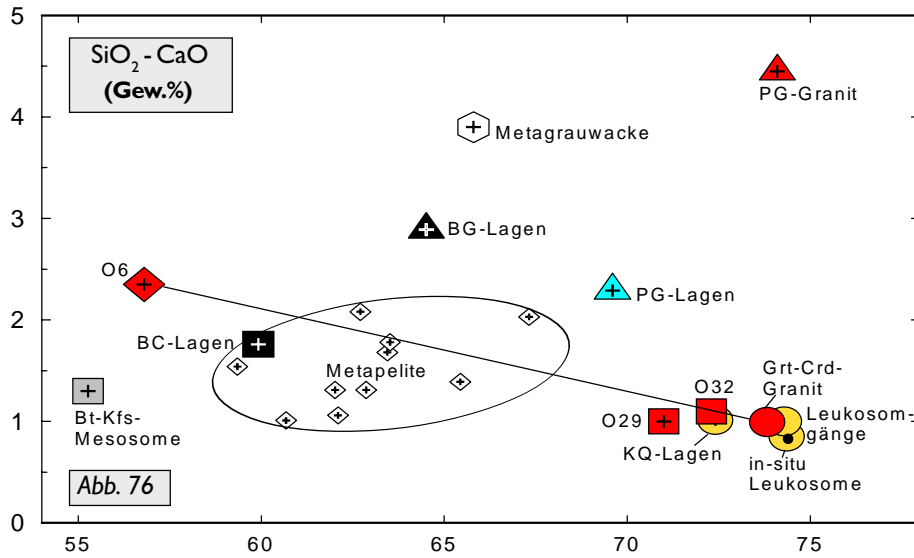


Abb. 76-79: Harker-Variationsdiagramme der Grt-Crd-Mikroklin-Granite und Migmatitlagen (MW) und Restit-Proben, sowie die Variations-Diagramme SiO₂-V und SiO₂-Zr



9.2 In-situ Leukosome, Leukosomgänge und Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite im System Qz-Ab-Or-H₂O

Um Schmelzprozesse im granitischen System zu diskutieren und den Anteil sowie die Zusammensetzung der Schmelze mit zunehmender Temperatur abschätzen zu können, ist es sinnvoll, die CIPW-Norm der analysierten Gesteine zu berechnen und in Schmelzdiagrammen darzustellen (Johannes 1983a, 1988). Dazu wurde die CIPW-Norm der Mittelwerte der verschiedenen Leukosomtypen sowie der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite berechnet und dann die normativen Zusammensetzungen ins haplogranitische System Qz-Ab-Or-H₂O eingetragen (*Abb. 80*). Dabei zeigt sich, daß die Zusammensetzung der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite, der in-situ Leukosome sowie der homogenen Leukosomgänge aufgrund der sehr ähnlichen Hauptelementzusammensetzung (*Abb. 64-79*) eng zusammenliegen. Sie befinden sich auf dem Qz-Or-Ast der kotektischen Linie für 0.5GPa. Die Kfs-Qtz-reichen Mittelpartien von heterogenen Leukosomgängen sind dagegen leicht in Richtung der Or-Komponente verschoben. Die Zusammensetzung des vermuteten metapelitischen Ausgangsgesteins liegt zwischen dem Eutektikum (E), den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten, den in-situ Leukosomen und den homogenen Leukosomgängen.

Die Zusammensetzung der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite, der in-situ Leukosome, der homogenen Leukosomgänge sowie der Kfs-Qtz-reichen Mittelpartien aus heterogenen Leukosomgängen entspricht nicht einer eutektischen Zusammensetzung bei 0.5GPa und $a_{H_2O} = 1$ (Holtz et al. 1992). Grund

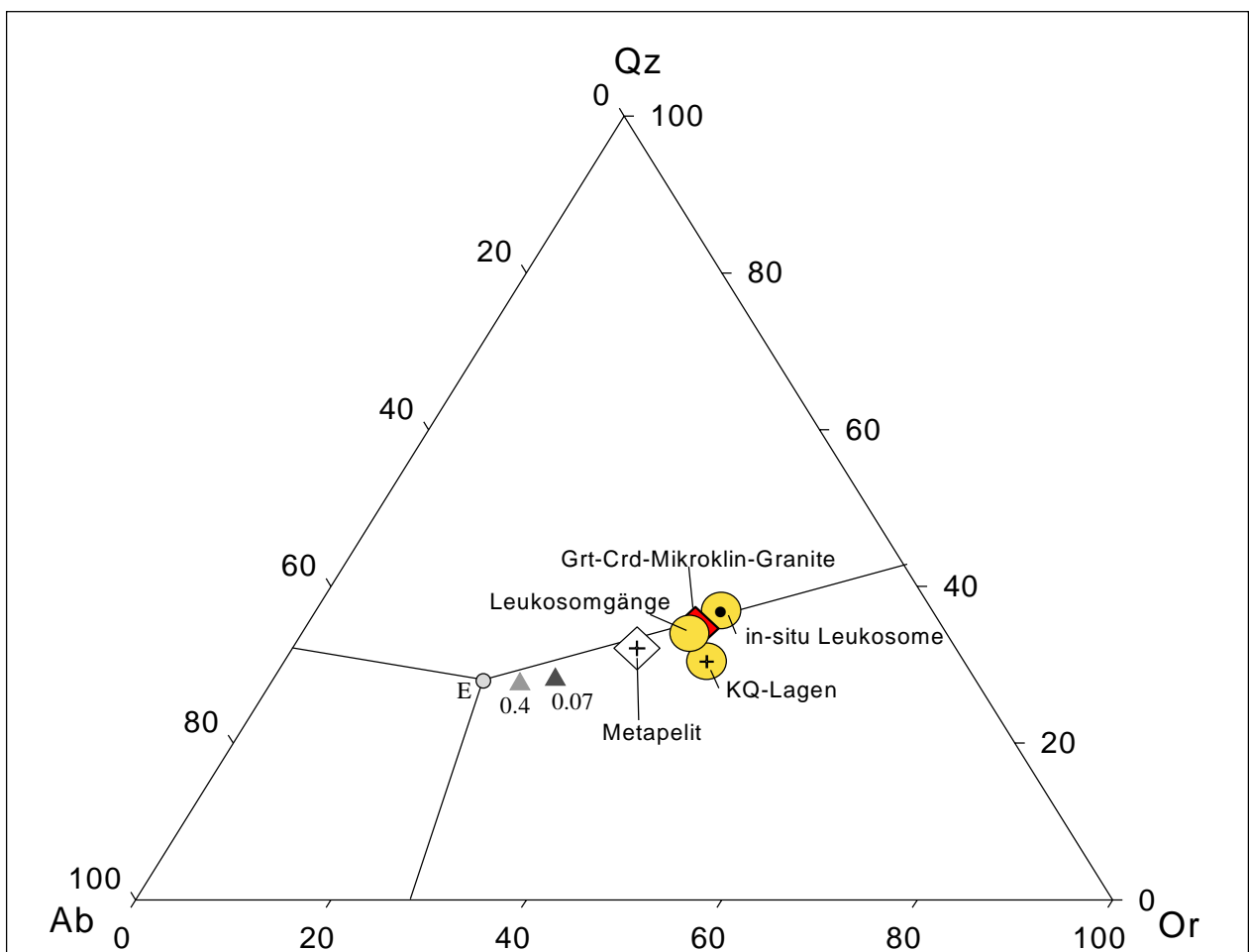


Abb. 80: Schmelzdiagramm im haplogranitischen System Qz-Ab-Or-H₂O mit kotektischer Linie und Eutektikum (E) bei $P = 0.5\text{GPa}$, $a_{H_2O} = 1$ (Holtz et al. 1992), $a_{H_2O} = 0.4$ und 0.07 (Becker et al. 1998)

dafür könnte der Charakter des Schmelzprozesses sein. Aufgrund der möglichen Schmelzreaktionen kann Schmelzbildung durch Ms- und Bt-Abbau vermutet werden. Vorausgesetzt, daß kein Wasser von außen in das System eingedrungen ist, steht für Schmelzbildung nur Wasser aus dem Zerfall dieser hydroxylhaltigen Mineralen zur Verfügung. Die durch Ms-Bt-dehydration melting frei werdene Wassermenge reicht jedoch nicht aus, um Teilschmelzen bei den berechneten PT-Bedingungen von 0.4-0.6GPa und 800°C ±50 mit Wasser zu sättigen (Vielzeuf & Holloway 1988). Die Wasseruntersättigung der Schmelze verschiebt nach Holtz et al. (1992) und Becker et al. (1998) die Zusammensetzung in Richtung der Or-Komponente.

9.3 Spurenelement-Zusammensetzung der Migmatite und Granite

Spurenelemente sind wichtige Instrumente bei der Modellierung petrogenetischer Prozesse in Migmatiten und Graniten, insbesondere bei der Rekonstruktion der Bildungsbedingungen und der möglichen Kristallisations- und Fraktionierungsprozesse von Teilschmelzen (Emmermann 1975; Arth 1976; Henson 1978; Allègre & Minster 1978; Babero et al. 1995). So können Gehalte und Elementverhältnisse von Spurenelementen und REE Hinweise auf den möglichen Schmelzprozeß, den Differentiationsgrad sowie die an der Teilschmelzbildung beteiligten Mineralphasen geben (Harris & Inger 1992; Inger & Harris 1993; Bea 1989, 1996). Die Gehalte der Spurenelemente werden dazu mit einem Referenzstandard (z.B. Chondrit) verglichen bzw. darauf normiert (Boynton 1984; Rollinson 1993; Albarède 1995).

9.3.1 In-situ Leukosome und Biotit-Kalifeldspat-reiche Mesosome

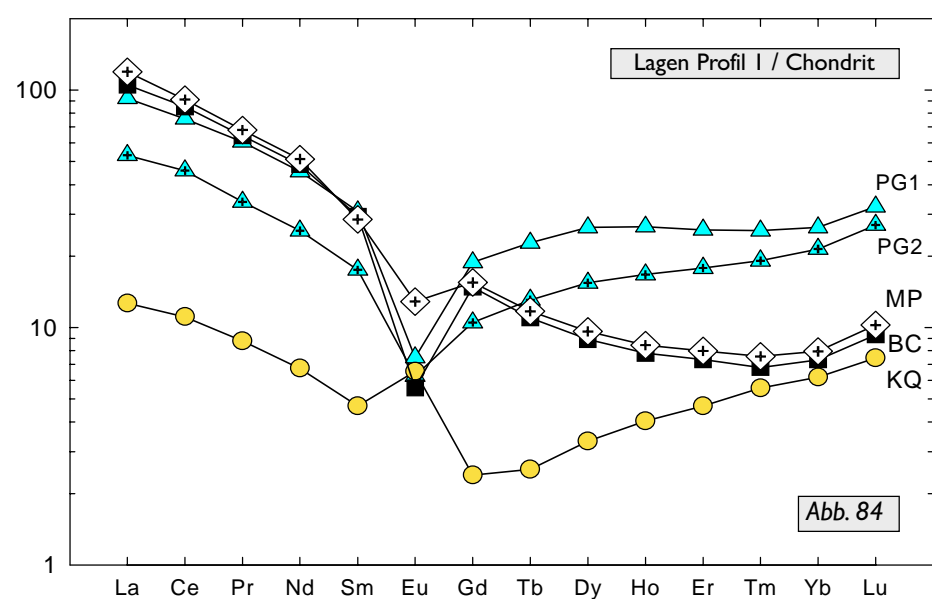
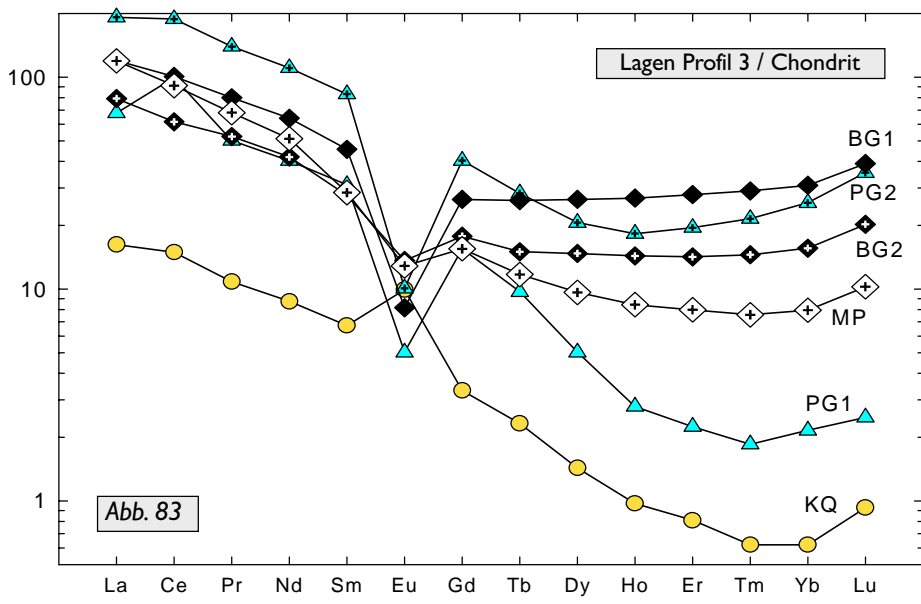
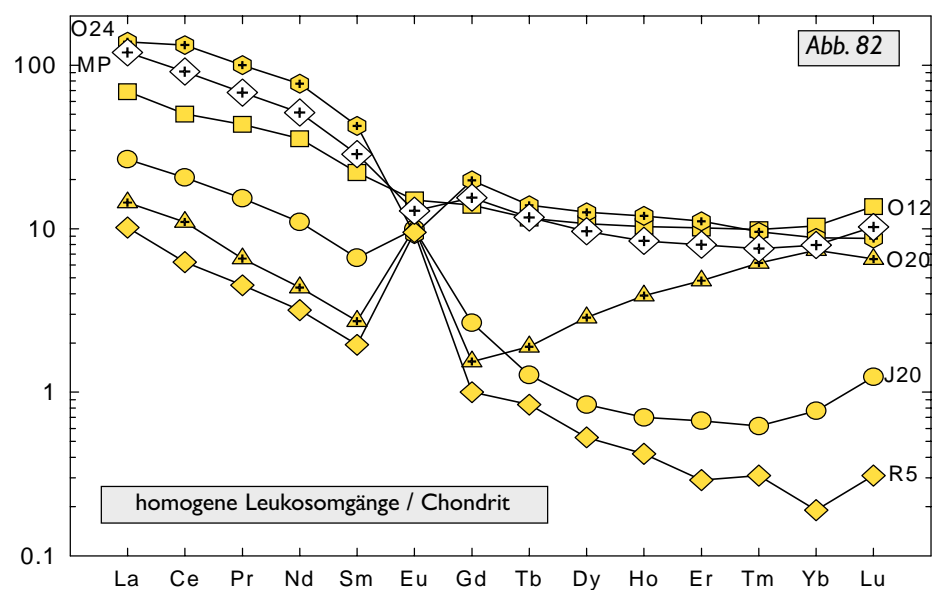
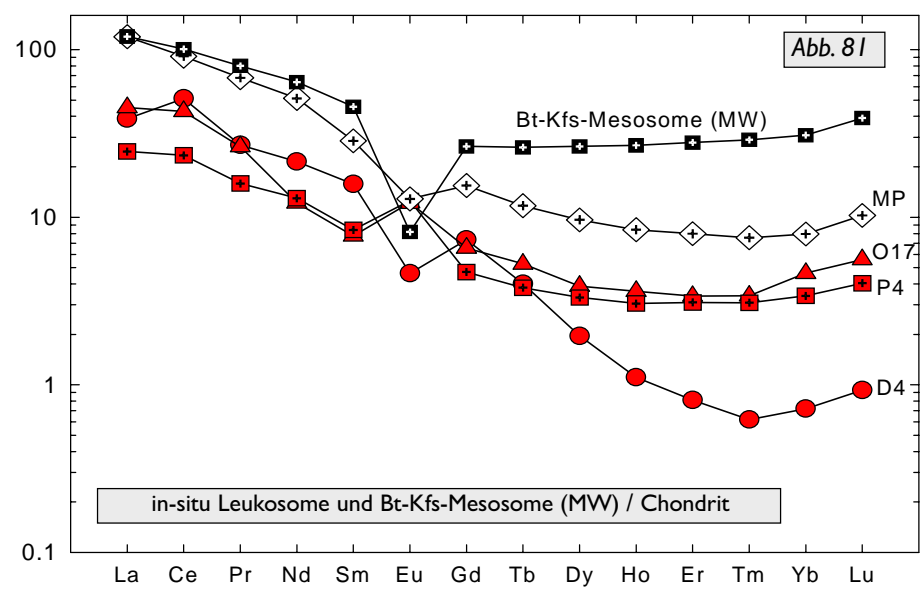
Bei den REE-Verteilungsmustern der in-situ Leukosome und Bt-Kfs-reichen Mesosome ist folgendes zu beobachten (**Abb. 81-93**):

- Die Verteilungsmuster der REE der drei analysierten, schwach Grt-führenden **in-situ Leukosome** zeigen im Vergleich zueinander nur geringe Unterschiede (**Abb. 81**). Die Abweichungen bei den LREE sind gering. Die Unterschiede im HREE-Gehalt der einzelnen in-situ Leukosome läßt sich durch unterschiedliche Grt-Anteile erklären (D4 = 2Vol.% Grt; O17, P4 = 5Vol.% Grt). Die in-situ Leukosom-Proben O17 und P4 sind gegenüber dem Mittelwert vermuteten Ausgangszusammensetzung (Metapelit = MP) leicht an REE, die Probe D4 stark an REE verarmt. Als Fraktionierungsindex zwischen den LREE und den HREE kann das Elementverhältnis La_N / Lu_N benutzt werden (Rollinson 1993); der Wert für den Mittelwert der in-situ Leukosome beträgt 13.93 und ist damit höher als der entsprechende Wert bei den homogenen Leukosomgängen und den KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge (**Tab. 13**). Auffallend ist, daß bei ähnlichen LREE-Gehalten, die Probe D4 eine negative, die beiden anderen in-situ Leukosome im Gegensatz dazu, eine positive Eu-Anomalie aufweisen. Im Vergleich zum vermuteten metapelitischen Ausgangsgestein sind die in-situ Leukosome insgesamt an REE verarmt.

	Pl-Grt- Randzonen	Bt-Crd-Grt- Schlieren	Bt-Grt- Schlieren	Kfs-Qtz- Lagen	in-situ Leukosome	homogene Leukosomgänge	Grt-Crd-führende Mikroklin-Granite
La_N/Lu_N	7.80	8.83	13.93	5.21	13.93	10.18	55.00
Eu/Eu*	0.50	0.33	0.53	2.71	1.38	3.33	0.33

Tab. 13: Fraktionierungsindex La_N / Lu_N und Höhe der Europium-Anomalie (Eu / Eu^*) der Mittelwerte der Migmatitbereiche, Leukosomtypen und der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite

Abb. 81-84: REE-Verteilungsmuster: In-situ Leukosome, homogene Leukosomgänge, Grt-Crd-Mikrokin-Granite, Metapelite, Profil-Proben 1 und 3, normiert auf Chondrit (Boynnton 1984)



- Die Werte der einzelnen **Bt-Kfs-reichen Mesosome** sind nahezu gleich, so wurde anstelle der Einzelproben, der Mittelwert dargestellt. Dabei zeigt sich, daß die Bt-Kfs-reichen Mesosome ähnliche LREE-Verteilungsmuster aufweisen wie der Metapelit, bei den HREE-Verteilungsmuster ist dagegen eine deutliche Anreicherung gegenüber dem Metapelit sichtbar. Monazit und Zirkon sind die häufigsten akzessorischen Minerale in den Migmatiten von Turku, andere REE-führenden Mineral sind vernachlässigbar; Monazit hat dabei den größten Einfluß auf die Konzentration der LREE. Der Einfluß von Monazit auf die Europium-Anomalie ist oft sogar größer als der von Pl (Nabalek & Glascock 1995). So kann das Verteilungsmuster der LREE bei den Bt-Kfs-reichen Mesosome so interpretiert werden, daß die Gehalte an Monazit und untergeordnet Apatit im Ausgangsgestein und in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen ähnlich sind. Dies würde bedeuten, daß Monazit/Apatit als Einschluß in Biotit kaum am Schmelzprozeß teilgenommen hat und die in-situ Leukosome demzufolge an LREE „verarmt“ sind. Eine alternative Erklärung für die Europium-Anomalie wäre die Fraktionierung von Pl (Vergl. Price & Taylor 1977; Muecke & Clarke 1981; Pride & Muecke 1982; Watt & Harley 1993).
- Die positive Korrelation zwischen SiO_2 und Zr bei den Migmatitlagen unterstützt obige Annahme, daß Zr durch am Schmelzprozeß unbeteiligte Zirkon-Einschlüsse in den Bt der Bt-Kfs-reichen Mesosomen zurückgehalten wird (**Abb. 70** und **79**). Auffällig sind die hohen Zr-Gehalte der Bt-armen, Pl-Qtz-Grt-reichen Randzonen von Mesosom/Melanosom-Schlieren, hier korreliert der Zr-Gehalt nicht mit SiO_2 .
- Durch den Bt-Abbau wird Grt gebildet, die Anreicherung von Grt in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen zeigt, daß diese gegenüber dem Metapelit bezüglich der HREE restitisch sind (**Abb. 81**).

9.3.2 Homogene Leukosomgänge

- Die REE-Verteilungsmuster der analysierten homogenen Leukosomgänge zeigen eine große Schwankungsbreite (**Abb. 82**). Dabei ist die Verteilung der LREE den größten Schwankungen unterworfen; hier sind die Werte 10- bis über 100-fach chondritisch. Als Ursache für die starke Schwankungsbreite kann der unterschiedliche Gehalt an Akzessorien, insbesondere Monazit betrachtet werden. Nur Probe O24 ist gegenüber dem Metapelit leicht an LREE angereichert, was durch einen höheren Anteil von Monazit bzw. mitgeschleppte Monazit erklärt werden kann.
- Bei den HREE-Verteilungsmustern ist hingegen eine deutliche Zweiteilung der Proben zu beobachten. Die aus dem gleichen Aufschluß stammenden Proben O24, O20 und O12 haben generell höhere REE-Gehalte als die Proben J20 und R5. Diese Zweiteilung läßt sich durch den unterschiedlichen Anteil von Grt in diesen Leukosomgängen erklären (O12 = 9Vol.%, O20 = 3Vol.%, O24 = 6Vol.%, R5 und J20 jeweils <1Vol.%). Der Einfluß des stark unterschiedlichen Grt-Anteils in den Leukosomgängen und die daraus resultierenden HREE-Verteilungsmuster sind in der Tendenz auch schon bei den in-situ Leukosomen erkennbar (**Abb. 81**). Der Fraktionierungsgrad zwischen LREE und HREE ist mit ca. 10.2 dennoch niedriger als bei den in-situ Leukosomen (**Tab. 13**).
- Wie bei den in-situ Leukosomen, treten bei den homogenen Leukosomgängen mit positiver und Gänge mit negativer Europium-Anomalie, sowie die Probe O12 ohne Europium-Anomalie auf. Auffallend dabei ist, daß die Probe O24 mit den höchsten LREE-Gehalten eine negative Europium-Anomalie besitzt, die Gänge, die im Vergleich zum metapelitischen Ausgangsgestein relativ verarmt an LREE

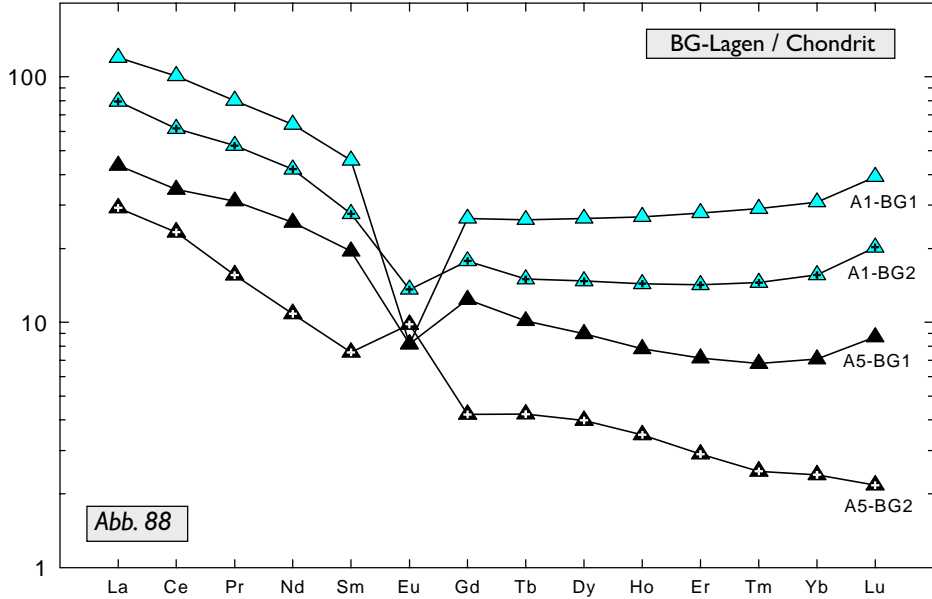
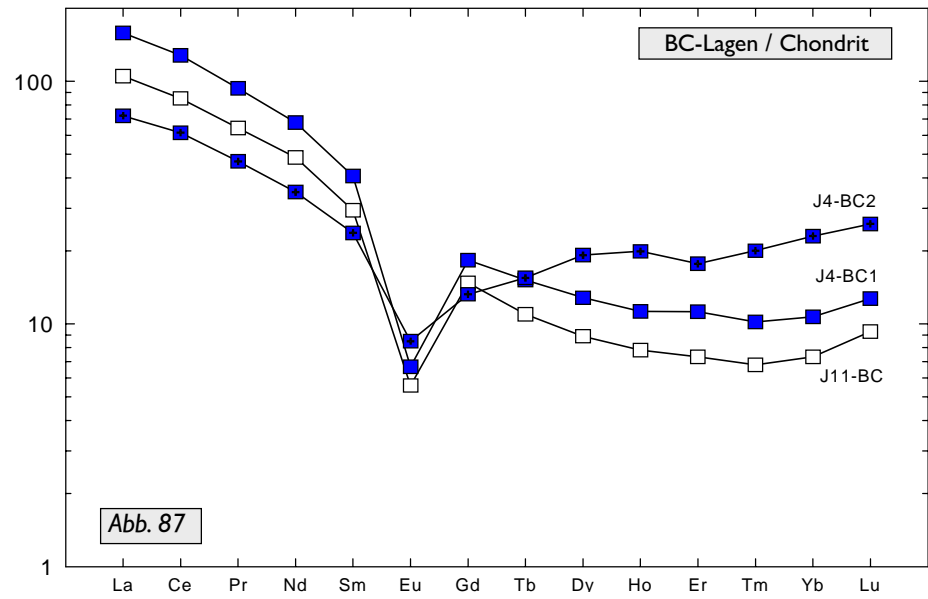
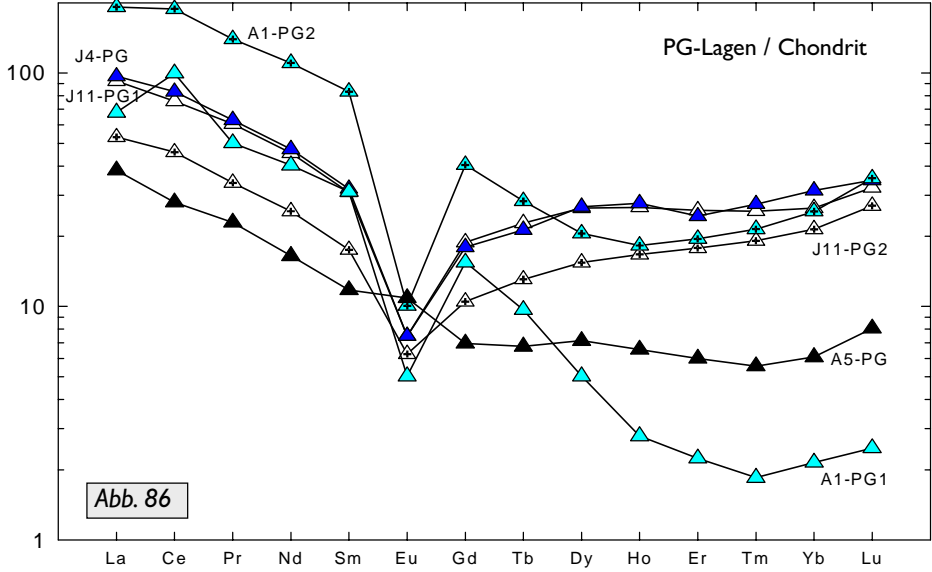
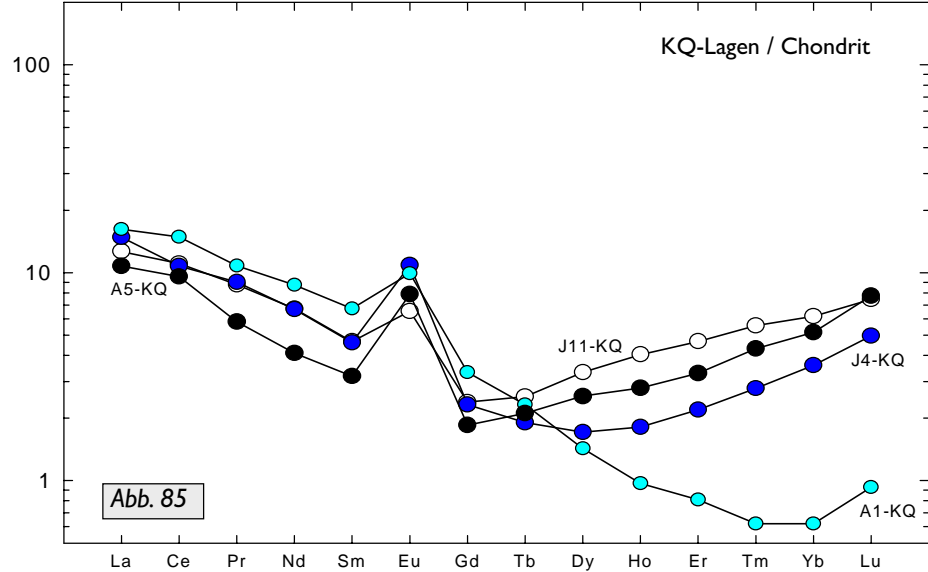
sind, eine positive Europium-Anomalie aufweisen. Diese Beobachtung läßt vermuten, daß eine positive Korrelation zwischen dem LREE-Gehalt und dem Auftreten der positiven Europium-Anomalie auf der einen Seite sowie dem Anteil von Monazit/Apatit auf der anderen besteht (Vergl. Fitzsimons 1996; Watt & Harley 1996). Die Höhe der Europium-Anomalie des Mittelwertes ist größer als bei den in-situ Leukosomen (**Tab. 13**), was wiederum auf den unterschiedlichen Gehalt an Monazit oder die mögliche Fraktionierung von Pl zurückgeführt werden kann (Vergl. Pride & Muecke 1982).

8.3.3 Heterogen zusammengesetzte Leukosomgänge (Profile)

Bei den heterogenen Leukosomgängen wurden vier Profile untersucht (**Abb. 83-84**). Von zwei Profilen wurden die Gehalte der REE gegen Chondrit normiert; Profil 1 (**Abb. 43**) als Beispiel für einen heterogenen Leukosomgang mit Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren und Profil 3 als Beispiel für einen heterogenen Leukosomgang mit Bt-Grt-reichen Schlieren. Alle Schlieren der Profile besitzen Pl-Grt-reiche Randzonen.

- Bei **Profil 3** (**Abb. 83**) fällt auf, daß die Bt-Grt-reichen Schlieren ähnliche LREE-Verteilungsmuster wie das vermutete metapelitische Ausgangsgestein aufweisen, jedoch gegenüber dem Metapelit unterschiedlich stark an REE angereichert sind (Vergl. Bt-Kfs-reiche Mesosome, **Abb. 81**). Die beiden Pl-Qtz-Grt-reichen Randzonen zeigen ein abweichendes Verhalten; die PG-Lage 1 von Profil 3 ist deutlich verarmt an LREE und HREE, während die Bt-lose und Grt-reiche PG-Lage 2 stark angereichert an LREE und HREE ist. Somit zeigt sich wie auch schon bei den Hauptelementen (**Abb. 64-79**), der restitische Charakter der Bt-Grt-reichen Schlieren und Pl-Grt-reichen Randzonen. Die Bt-führende PG-Lage 1 steht, im Gegensatz zur PG-Lage 2, im direkten Kontakt zu der Kfs-Qtz-reichen Mittellage des Leukosomgangs, daher kann vermutet werden, daß hier eine teilweise Vermischung mit dieser Partie erfolgt ist und so der mögliche restitische Charakter verwischt wurde. Die PG-Lage 2 weist einen hohen Anteil an Grt und Monazit auf. Die Bt- (4Vol.%) und wenig Grt-führende (< 1Vol.%) KQ-Mittellage von Profil 3 ist im Vergleich zu allen anderen Lagen generell stark verarmt an REE.
- Im Gegensatz zur Kfs-Qtz-reichen Mittellage, die eine positive Anomalie besitzt, weisen alle anderen Partien des Profil 3 eine negative Europium-Anomalie auf.
- Bei **Profil 1** zeigt sich ein leicht verändertes Bild (**Abb. 84**); zwar sind die Pl-Grt-reichen Randzonen ähnlich angereichert an HREE wie die von Profil 3; die Gehalte an LREE sind jedoch verarmt, wobei die PG-Lage 1 ein ähnliches LREE-Verteilungsmuster aufweist wie der Metapelit. Die Bt-Crd-reiche Schliere (BC) besitzt sogar ein fast identisches Verteilungsmuster wie der Metapelit, so daß diese Bt-Crd-reiche Schliere als \pm unverändertes Ausgangsmaterial bezüglich der REE angesehen werden kann.
- Der Anteil von Crd hat keinen Einfluß auf die REE-Konzentration, so daß der hohe Crd-Gehalt dieser Schlieren nur bei der Hauptelementzusammensetzung den „restitischen“ Charakter hervorruft (Vergl. Bea et al. 1994). Der einzige Unterschied zum Metapelit ist die größere negative Europium-Anomalie der Bt-Crd-Grt-reichen Schliere. Die Kfs-Qtz-reiche Mittellage ist gegenüber dem Metapelit stark an LREE verarmt; an HREE nur gering. Auffallend ist, trotz des hohen Pl-Gehaltes, die positive Europium-Anomalie der Pl-Grt-reichen Randzonen.
- Beim Europium-Gehalt ist die Tendenz aller untersuchten Lagen mit Profil 3 vergleichbar; bis auf die Kfs-Qtz-reiche Mittellage von Profil 1 weisen alle anderen Lagen eine negative Anomalie auf.

Abb. 85-88: REE-Verteilungsmuster: Partien der heterogenen Leukosomgänge (Profil-Proben 1-4, s. Anhang) sowie Metapelite (MW) normiert auf Chondrit (Boynton 1984)



9.3.4 Vergleich der Lagen der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge

Zum Vergleich der unterschiedlichen Beriche der heterogenen Leukosomgänge wurden jeweils die analysierten Pl-Grt-reichen-, Bt-Grt-reichen-, Bt-Crd-Grt-reichen und Kfs-Qtz-reichen Partien der vier Profile (*Abb. 43* und *44*) gegen Chondrit normiert (*Abb. 85-88*). Hierbei kann folgendes beobachtet werden:

- **Kfs-Qtz-reiche Mittellagen** (*Abb. 85*): Alle analysierten Kfs-Qtz-reichen Partien weisen ein ähnliches REE-Verteilungsmuster auf. Dabei sind alle Mittellagen stark verarmt an LREE und an HREE, mit Ausnahme der schwach Bt-Grt-führenden Probe A1-KQ (Profil 3). Hier macht sich der sehr geringe Grt- und etwas höhere Bt-Gehalt in der Verarmung der HREE bemerkbar. Das Verteilungsmuster der Kfs-Qtz-reichen Mittellagen läßt vermuten, daß auch hier eine mögliche Abhängigkeit vom Monazit/Apatit- (bei LREE) und Grt-Anteil (bei HREE) in den einzelnen Lagen besteht.
- **Pl-Grt-reiche Randzonen** (*Abb. 86*): Die Pl-Grt-reichen Randzonen zeigen eine große Schwankungsbreite bei den REE. Dabei ist die Schwankungsbreite bei den PG-Lagen aus Profilen mit Bt-Grt-reichen Schlieren (Probe A1 und A5) größer als bei denen aus Profilen (Probe J4 und J11) mit Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren. Letztere weisen fast identische Verteilungsmuster auf. Auffallend ist, daß bis auf die Probe A1-PG2, die stark an LREE angereichert ist, alle anderen PG-Lagen mehr oder weniger leicht verarmt an LREE sind. Vor allem bei den HREE-Verteilungsmuster ist der große Unterschied zwischen den Profillagen A1 und A5 sowie den Profillagen J4 und J11 erkennbar. Wie groß der Grt-Anteil auf das Verteilungsmuster der HREE ist, belegt der Anteil von Grt in den einzelnen Lagen: J4 16Vol.%; J11-PG1 15 Vol.%; J11-PG2 23Vol.%; A5-PG 3Vol.% und A1-PG1 3Vol.%. Auffällig ist, daß fast alle PG-Lagen trotz ihres hohen Pl-Gehaltes (bis 66Vol.%) eine negative Anomalie aufweisen, dies könnte durch die hohen Gehalte an LREE in diesen Randzonen erklärt werden. Der absolute Eu_N -Wert ist dabei mit dem der Kfs-Qtz-reichen Mittellagen nahezu identisch.
- **Bt-Crd-Grt-reiche Schlieren** (*Abb. 87*): Die drei analysierten Bt-Crd-reichen Schlieren aus den Profilen 1 und 2 weisen sehr ähnliche REE-Verteilungsmuster auf. Dabei besitzt die Probe J11-BC die gleiche Verteilung, wie das vermutete metapelitische Ausgangsmaterial. Demzufolge stellt die Bt-Crd-reiche Schliere zwar bezüglich der REE, eine kaum veränderte Ausgangszusammensetzung dar. Der hohe Anteil von Crd (mehr als 15Vol.%) deutet aber auf einen „Restit“ hin. Die beiden Bt-Crd-reichen Schlieren aus Profil 2 (Probe J4) zeigen dagegen eine leichte Anreicherung an HREE, wobei die Probe J4-BC2 einen leicht höheren Grt-Anteil aufweist als die Probe J4-BC1. Bei den LREE ist die Probe J4-BC2 leicht verarmt, im Gegensatz dazu, ist die Probe J4-BC1 leicht angereichert.
- **Bt-Grt-reiche Schlieren** (*Abb. 88*): Die Verteilungsmuster bei den Bt-Grt-reichen Schlieren zeigen wie die der Pl-Grt-reichen Randzonen eine große Schwankungsbreite. Hierbei sind die beiden BG-Lagen von Profil 4 (Probe A5-BG1, A5-BG2) im Vergleich zu denen aus Profil 3 (A1-BG1, A1-BG2) leicht verarmt an den gesamten REE. Die Gehalte an LREE von A1-BG1 sind vergleichbar mit denen des Metapelits. Auch hier läßt dies darauf schließen, daß der Beitrag von Monazit am Schmelzprozeß relativ niedrig gewesen sein muß. Die beiden Lagen haben jedoch einen höheren Grt-Anteil und somit HREE-Gehalt als der Metapelite. Da bei Probe A5, beide „restitischen“ Partien relativ verarmt an REE im Vergleich zum Metapelite sind, können diese keine „richtigen Restite“ darstellen, es sei denn, daß Probe A5 eine andere Ausgangszusammensetzung als der berechnete Metapelite aufgewiesen hat.

9.3.5 Granat-Cordierit-führende Mikroklin-Granite

Bei den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten wurden außer den Granit-Proben (Probe O5, O34, T1, W1), auch Proben von einer Pl-Qtz-Grt-reichen Scholle (Probe TB-1) und einer Kfs-Qtz-Grt-reichen Lage (Probe O29), die innerhalb der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite auftreten, analysiert und mit dem vermuteten metapelitischen Ausgangsgestein auf Chondrit normiert (**Abb. 89**).

- Die Grt-armen Granit-Proben O5, T1 und W1 besitzen fast die gleichen Gehalte an LREE wie das vermutete metapelitische Ausgangsgestein, sind aber demgegenüber an HREE verarmt.
- Die restitische, Pl-Grt-reiche Probe TB-1 ist ebenfalls an HREE verarmt, aber im Gegensatz zu den anderen Granit-Proben und gegenüber dem Metapelit an LREE angereichert.
- Bei der Granit-Probe O34 und der restitischen Kfs-Qtz-Grt-reichen Probe O29 ist das umgekehrte Verteilungsmuster zu erkennen. Beide Proben sind gegenüber dem berechneten Metapelit an LREE verarmt, zeigen aber zufolge des hohen Grt-Anteils eine Anreicherung der HREE.
- Auffallend ist, daß trotz gleicher Grt-Gehalte der Proben O34, TB-1 und W1, die Gehalte an HREE stark unterschiedlich sind. Eine mögliche Erklärung dafür könnte sein, daß die Grt aus der Probe O34 wie die aus der restitischen Pl-Grt-reichen Probe O29, als Restitmaterial mitgeschleppt wurden, die Grt aus der Granit-Probe W1 hingegen aus der an HREE-verarmten Schmelze auskristallisiert sind. Hervorzuheben ist die schwach positive Europium-Anomalie von Probe O34. Das Verteilungsmuster der HREE der Granit-Probe O34 läßt daher darauf schließen, daß es sich hier wie bei der Pl-Grt-reichen Probe O29 um einen Granitbereich mit restitischen Grt und Monazit/Apatit handeln könnte.
- Im Gegensatz zur lagenweisen Verteilung der Grt in Probe O29, die auf sukzessive Entwicklung aus Mesosom-Schlieren schließen läßt, ist die Verteilung von Grt in Probe O34 relativ diffus-regellos.
- Die Verteilung der LREE und HREE aller Proben deutet, wie schon bei den einzelnen Lagen, auf den starken Einfluß von Monazit und Grt bzw. Verlust an Pl-Komponente hin. An LREE angereicherten Proben haben einen vermutlich leicht höheren Gehalt an Monazit als die LREE verarmten. Die HREE zeigen, mit Ausnahme von Probe W1 eine analoge Tendenz; da läßt bei sich die Verarmung bzw. Anreicherung an HREE durch den Anteil an Grt in diesen Proben erklären.

Abb. 89: REE-Verteilungsmuster der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite und restitischen Partien der Granite im Vergleich zum vermuteten metapelitischen Ausgangsgestein (CI von Boynton 1984)

O29 = 10Vol.% Grt
TB-1 = 6Vol.% Grt
O5 = 4Vol.% Grt
O34 = 6Vol.% Grt
T1 = 4Vol.% Grt
W1 = 6Vol.% Grt

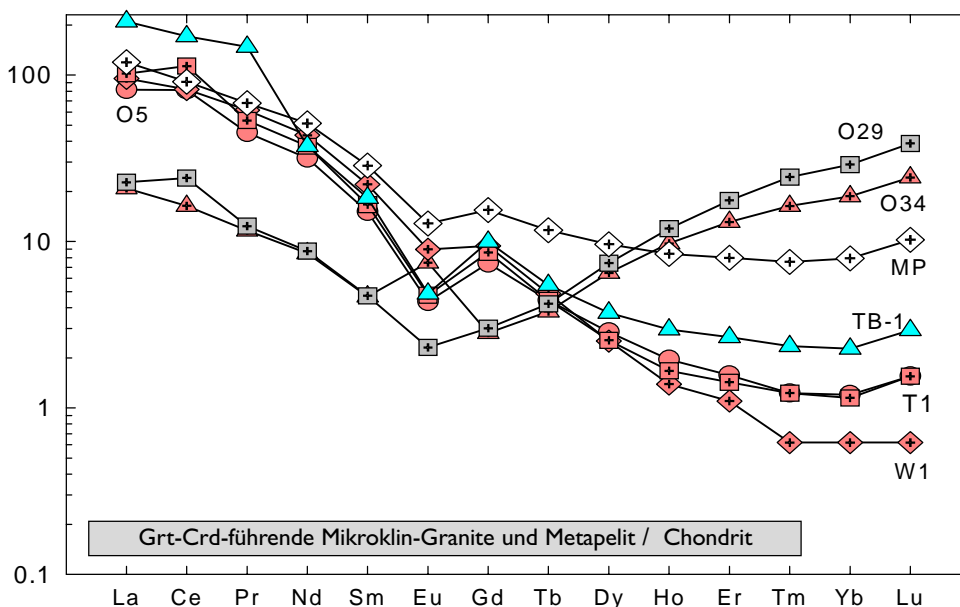


Abb. 90-91: REE-Verteilungsmuster: Partien der heterogenen Leukosomlagen (Profil-Proben 1 und 3, s. Anhang) normiert auf Metapelite

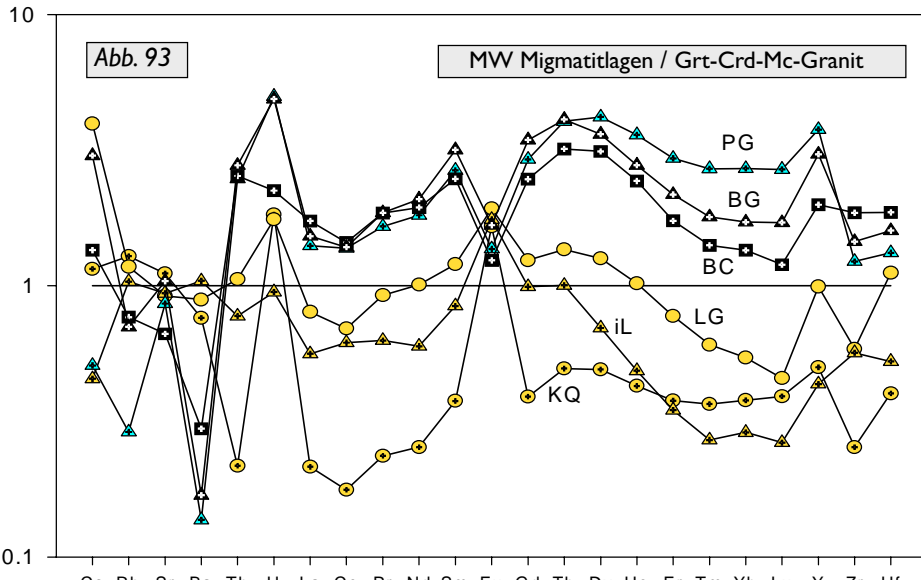
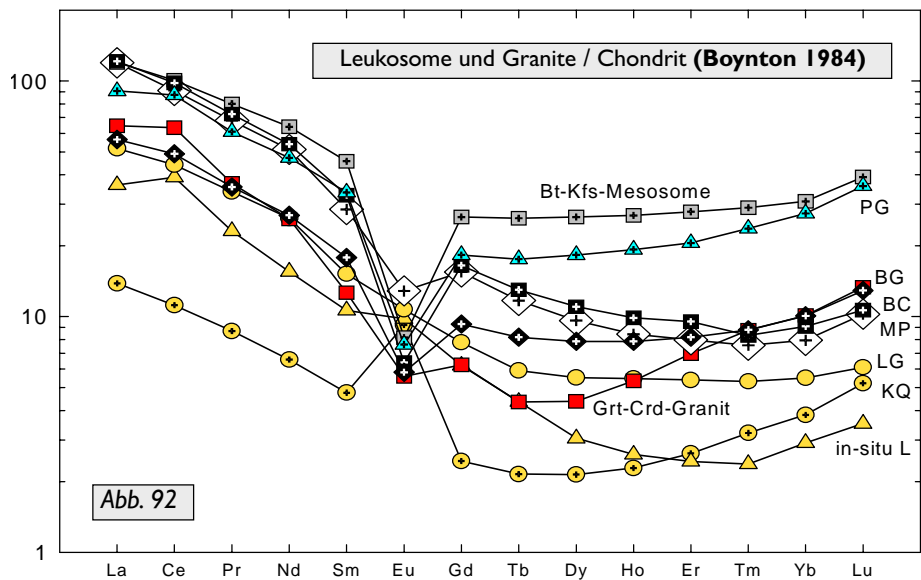
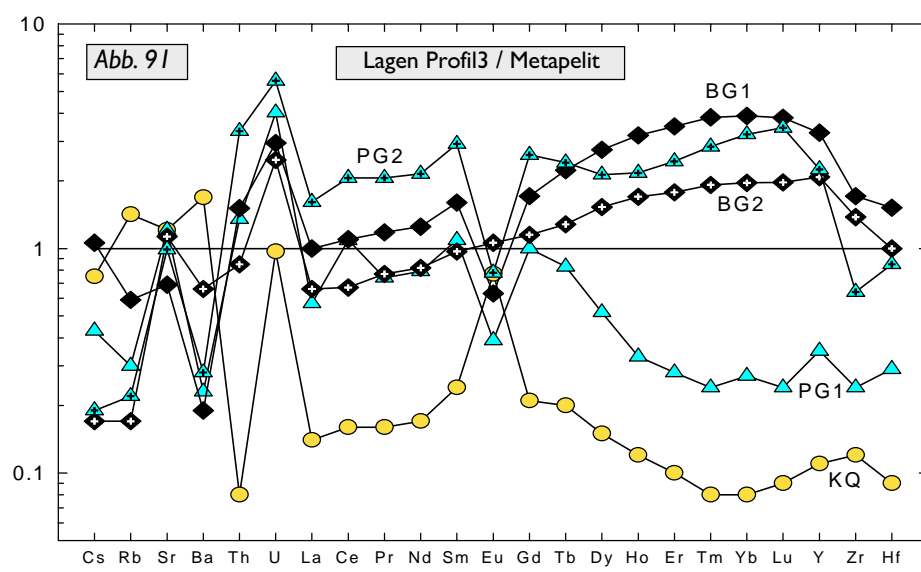
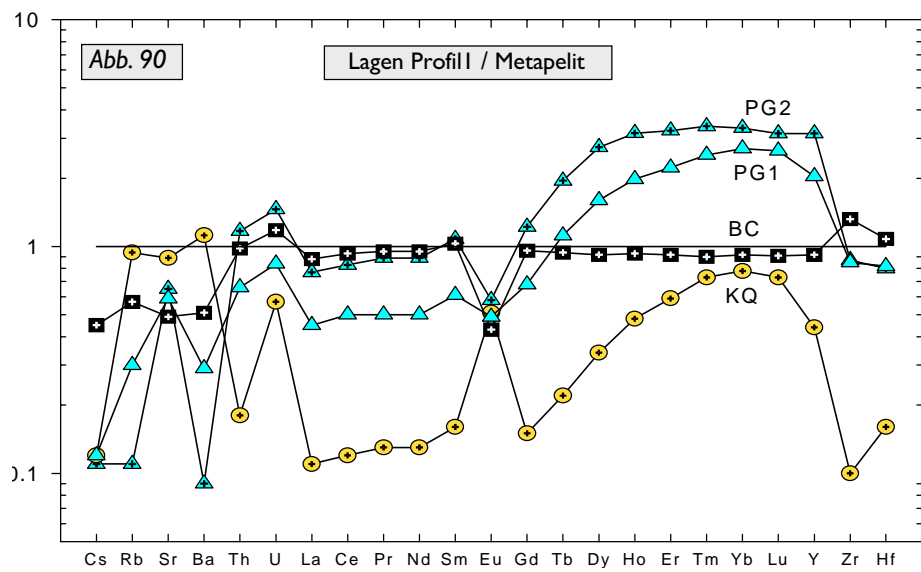


Abb. 92: REE-Verteilungsmuster: Grt-Crd-Mikroklin-Granite, Leukosome normiert auf CI

Abb. 93: Migmatitlagen normiert auf den Mittelwert der Grt-Crd-Mikroklin-Granite

9.3.6 Anreicherung/Verarmung der Migmatite gegenüber dem Ausgangsgestein

Zum Vergleich der verschiedenen Migmatitbereiche mit dem vermuteten metapelitischen Ausgangsgestein wurden die einzelnen Migmatitlagen von Profil 1 und 3 auf den Metapelit normiert, um mögliche Anreicherung bzw. Verarmung an Spurenelementen und REE zu überprüfen (Vergl. Bea et al. 1994; Bea 1996). In den Diagrammen ist dabei folgendes zu beobachten (**Abb 90-91**):

- Die Bt-Crd-Grt-reiche Schliere von Profil 1 besitzt fast die gleiche Zusammensetzung wie der Metapelit; diesem gegenüber zeigt, daß die BC-Schliere eine leichte Verarmung an denjenigen Elementen, die einen hohen Verteilungskoeffizienten für Fsp bzw. Schmelze haben (Rb, Sr, Ba). Zusätzlich ist eine Anreicherung an U und Zr mit korrespondierender Verarmung an Th erkennbar, was auf Anreicherung von Zirkon gegenüber dem Metapelit und evtl. Verlust einer Teilschmelze schließen läßt.
- Die Verarmung an Ba und Rb, die vorwiegend in Akfs und Glimmern eingebaut werden (Mahood & Hildreth 1983), unterstreicht den restitischen Charakter der BC- und PG-Lagen.
- Bei den LREE, die hauptsächlich in Monazit eingebaut werden, zeigt sich bei der Kfs-Qtz-reichen Mittellage (KQ) eine deutliche und bei den Pl-Qtz-Grt-reichen Randzonen (PG1, PG2) eine etwas schwächere Verarmung an LREE. So sind die PG-Randzonen bezüglich der LREE nicht restitsich.
- Die Pl-Grt-reichen Randzonen von Profil 1 zeigen im Vergleich zum Metapelit eine starke Anreicherung an HREE, was durch den höheren Grt-Anteil erklärt wird, sie sind also bezüglich der HREE „restitsich“. Der Anreicherung der HREE der KQ-Lagen wird ebenso durch den Grt-Anteil verursacht.
- Gleichzeitig weisen die PG-Lagen eine leichte Verarmung an Zr und Hf auf. Diese Elemente werden im wesentlichen in Zrn eingebaut (Harrison & Watson 1983, 1984), so daß angenommen werden kann, daß die PG-Lagen etwas geringere Gehalte an Zirkon aufweisen als der Metapelit; die KQ-Lagen besitzen folglich den geringsten Gehalt an Zirkon oder anderen Zr-haltigen Mineralen auf.
- Bei Profil 3 ist zu beobachten, daß die PG-Lage, anders als die PG-Lagen von Profil 1, insgesamt an REE gegenüber dem Metapelit verarmt ist und demzufolge keinen restitischen Charakter aufweist.
- Die beiden BG-Lagen zeigen hingegen eine deutliche Anreicherung an HREE und eine LREE-Verteilung die in der Nähe des Metapelits liegt, wobei die BG-Lage 2 die größte Ähnlichkeit mit dem Metapelit aufweist.

9.3.7 Vergleich der Leukosomtypen mit den Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Graniten

Zum Vergleich der verschiedenen Leukosom-Typen mit dem Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten und dem vermuteten metapelitischen Ausgangsgestein (**Abb. 92**) wurden die Mittelwerte der verschiedenen Bereiche auf Chondrit normiert und dargestellt. Dabei zeigt sich folgendes:

- Alle Mittelwerte der Leukosome sind gegenüber dem Metapelit insgesamt an REE verarmt. Die Kfs-Qtz-reichen Mittellagen der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge weisen dabei die geringsten Gehalte an LREE auf, die in-situ Leukosome dagegen an HREE. Die Europium-Gehalte aller Migmatitlagen sind höher als die der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite.
- Die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite sind zwar leicht an LREE im Vergleich zum Metapelit verarmt, zeigen aber eine leichte Anreicherung an HREE. Dennoch besitzt das REE-Verteilungsmuster

die größte Ähnlichkeit mit dem des metapelitischen Ausgangsmaterials. Die leichte Anreicherung an HREE läßt darauf schließen, daß von den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten während der Segregation von der Quelle, ein kleiner Anteil von Restit-Grt mitgeschleppt worden ist, oder daß bei der Intrusion ein Anteil von Grt aus dem Nebengestein aufgenommen bzw. assimiliert wurde.

- Bei den LREE liegen die Gehalte der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite zwischen den KQ-Lagen und dem berechneten Metapelit, so daß angenommen werden kann, daß die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite eine Mischung (Assimilation/Kontamination) zwischen dem Metapelit und den KQ-Lagen darstellen.
- Auffallend ist, daß die Mittelwerte der in-situ Leukosome und der homogenen Leukosomgänge fast keine Europium-Anomalie aufweisen. So scheinen diese beiden Migmatitbereiche eine vermittelnde Rolle zwischen den KQ-Lagen mit positiver Europium-Anomalie und den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten mit negativer Anomalie einzunehmen. Es ist dabei zu vermuten, daß in den homogenen Leukosomgängen der Anteil der restitischen Pl-Grt-reichen Randzonen „maskiert“ wird. In den heterogenen Leukosomgängen fallen diese Partien nur durch eine hellere, graue Farbe auf, während die KQ-Lagen im Gegensatz dazu meist schwach gelblich-orange sind.
- Wenn die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite aus metapelitischem Ausgangsmaterial hervorgegangen sein sollen, müßte korrespondierend zu den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten Restite existieren, der leicht angereichert an LREE und schwach verarmt an HREE ist; dies trifft beispielsweise auf die Pl-Qtz-Grt-reiche Probe TB-1 zu (**Abb. 89**).

9.3.8 Anreicherung/Verarmung der Migmatite gegenüber den Graniten

Zum Vergleich der einzelnen Migmatitlagen mit den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten wurden die Spurenelementgehalte der Mittelwerte der Migmatitlagen auf den Mittelwert der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite normiert. Hierbei zeigen sich Anreicherungen/Verarmungen von bestimmten Elementen gegenüber den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten (**Abb. 93**):

- Alle Leukosomlagen, in-situ Leukosome, homogenen Leukosomgänge und die KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgängen zeigen ähnliche REE Verteilungsmuster. Dabei sind die Gehalte an Rb, Sr, Ba mit denen des Granits vergleichbar. Die Gehalte an LREE und HREE sind gegenüber dem Granit-Mittelwert unterschiedlich stark verarmt (Ausnahme: Gd-Ho der homogenen Leukosomgänge).
- Auffallend ist die positive Europium-Anomalie der Leukosombereiche gegenüber dem Granit-Mittelwert, während die restitischen Lagen der Migmatite eine korrespondierende negative Anomalie aufweisen. Gleiches gilt für die LREE und HREE, hier besitzen die restitischen Migmatitlagen ebenfalls eine scheinbar entsprechende Anreicherung.
- Alle restitischen Migmatitlagen (Bt-Grt-reiche und Bt-Crd-Grt-reiche Mesosom/Melanosom-Schlieren, Pl-Grt-reiche Randzonen) besitzen für die REE sowie für Ba, Ce und Cs ein fast identisches Muster gegenüber dem Mittelwert der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite, was darauf hindeuten könnte, daß in den Migmatitlagen gleiche Anreicherungs/Verarmungsprozesse gewirkt haben.

Kapitel 10: Diskussion der Ergebnisse

10.1 Bildung und Entwicklung der Migmatite

Für die Rekonstruktion der Bildung und Entwicklung von Migmatiten von der ersten Schmelzbildung bis hin zur möglichen Segregation von Teilschmelzen ist es notwendig, nicht nur die chemische Zusammensetzung, sondern vor allem den Mineralbestand und die Mineralzusammensetzungen des Ausgangsgesteins zu kennen (**Tab. 14**, S. 76). Die Frage nach dem Anteil und der Zusammensetzung von Muskowit und besonders von Biotit vor der Teilschmelzbildung ist dabei von entscheidender Bedeutung, um Aussagen über mögliche Schmelzmengen und -zusammensetzungen sowie Anteile und Zusammensetzungen von Restit-Mineralen machen zu können (Sawyer 1991; Harris & Inger 1992; Brown 1994b). Die Schmelzzusammensetzung wird darüberhinaus entscheidend von der Art des Schmelz- und des Segregationsprozesses sowie von den möglichen Segregationsraten bestimmt (Carrington & Watt 1995; Cesare et al. 1997).

10.1.1 Rekonstruktion des Ausgangsgesteins

Die metapelitischen Migmatite im Turku-Gebiet sind hochgradig Amphibolit- bis Granulit-faziell überprägt und besitzen unterschiedliche Anteile von Leukosommaterial (**Kap. 4**). Ein „*unmigmatisiertes*“ Ausgangsgestein ist im Gebiet von Turku nicht aufgeschlossen (pers. Mitt. Ehlers 1997). Obwohl die petrographischen Untersuchungen zeigen, daß die metapelitischen Mesosome im mm-cm-Bereich heterogen sind, können sie dennoch als relativ homogen innerhalb der turbiditischen Metapelit/Grauwacken-Abfolge angesehen werden (**Kap. 4**). Die chemischen Untersuchungen (**Kap. 9**) lassen darauf schließen, daß die analysierten Großproben (s. **Abb. 94a** und **94b**) mögliche Protolithe für die Migmatite darstellen können.

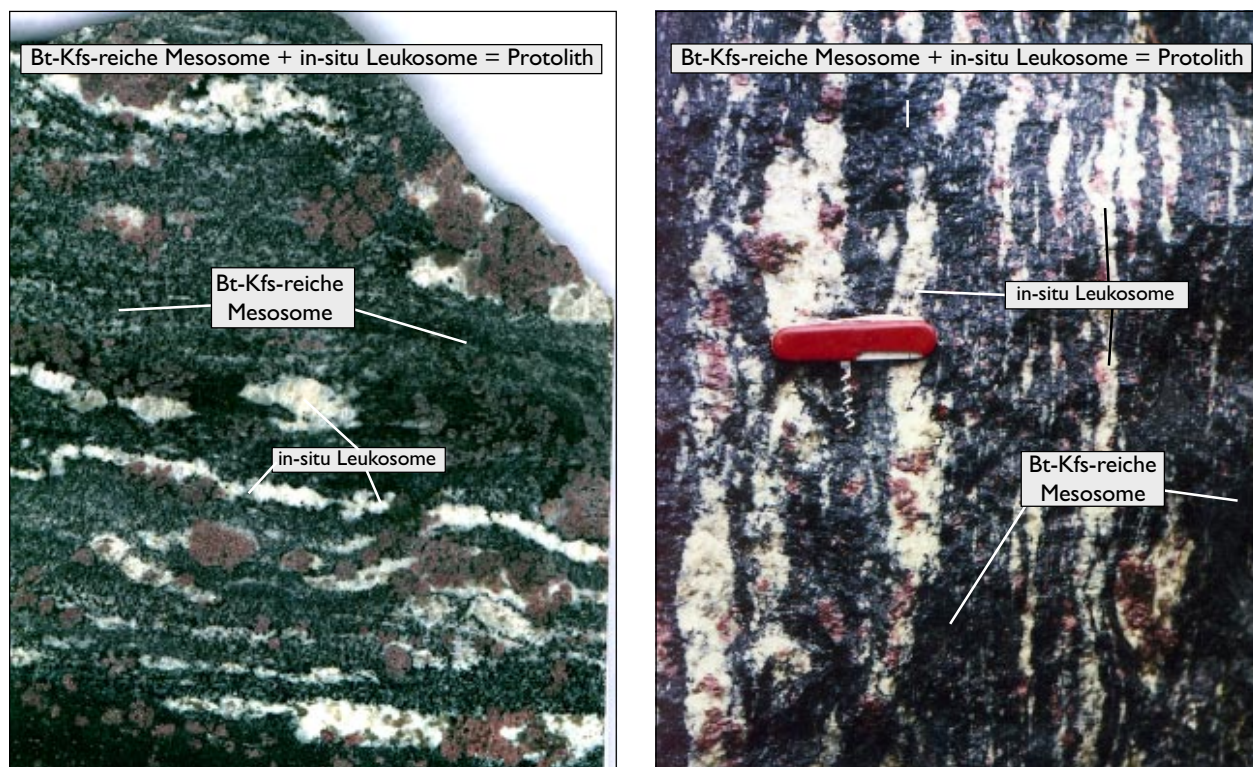


Abb. 94a, b: Großproben solcher metapelitischen Migmatite wurden als mögliche Protolithes angesehen und analysiert

Tab. 14: Vergleich des berechneten Metapelits aus Turku mit Durchschnittswerten von Metapeliten aus der Literatur

Ms-Bt-Gneis, Turku, diese Arbeit (Gew.%) (N=10)	Precamb. slates Nanz (1953)	high-grade pelitic shale Pettijohn (1963)	Mudstone aus Turbidit, Kanada, Taylor & McLennan (1985)	Precamb. shales Miller (1985)	Kinzigit, Ivrea-Zone Wedepohl (1991)	Metapelite S-Finnland Simonen (1960)	Metapelite S-Finnland Kays (1976)	
SiO ₂	62.95	60.6	63.5	61.6-62.8	58.9	65.2	59.6	66.8
TiO ₂	0.78	0.7	0.8	0.8-1.0	0.8	0.9	0.8	0.6
Al ₂ O ₃	16.78	17.8	17.4	18.0-18.9	16.7	16.1	17.4	15.8
ΣFeO	6.67	5.7	6.2	6.5-7.4	6.5	6.0	8.0	5.8
MnO	0.06	n.d.	0.1	0.11-0.13	n.d.	0.12	0.1	0.1
MgO	2.91	2.6	2.3	2.2-2.7	2.06	2.4	3.8	2.5
CaO	1.52	1.5	1.2	1.3-4.2	2.2	2.2	1.8	1.6
Na ₂ O	2.52	1.2	2.0	1.1-1.5	1.6	2.0	2.0	2.1
K ₂ O	3.90	3.7	3.4	3.4-3.8	3.6	3.1	3.3	3.2
P ₂ O ₅	0.09	n.d.	n.d.	0.16-0.22	0.1	0.16	n.d.	0.1

Unter der Voraussetzung, daß keine Segregation von Teilschmelzen stattgefunden hat, spiegeln diese Zusammensetzungen die Bandbreite des metapelitischen Ausgangsmaterials wider. Aus solchen Großproben wurde eine Pauschalzusammensetzung für die Ausgangszusammensetzung der Migmatite ermittelt. Im Vergleich mit Zusammensetzungen von Metapeliten aus der Literatur kann diese Ausgangszusammensetzung als „sandiger Metapelit“ oder auch „Ms-Bt-Gneis“ bezeichnet werden (Vergl. Kays 1976).

Metapelite mit ähnlicher Pauschalzusammensetzung sollten unter ähnlichen PT-Bedingungen den gleichen Mineralbestand und die gleichen Mineralzusammensetzungen ausbilden (Brown 1994b). So können der Mineralbestand und die möglichen Mineralzusammensetzungen des berechneten Ms-Bt-Gneises im Vergleich mit schwach metamorphen, Grünschiefer- bis Amphibolit-faziellen Metapeliten gleicher Pauschalzusammensetzung abgeschätzt werden (Nymann et al. 1995).

Für die Ermittlung des möglichen Mineralbestandes vor der Schmelzbildung wurden folgende Mineralzusammensetzungen Ms-führender, Grt/Crd-armer bis -loser Grünschiefer-bis Amphibolit-fazielle Metapelite ausgewählt: Lundgren (1966), Mather (1970), Ramsay (1973), Kays (1976), Tracy (1976), Dietvorst (1980, 1982) und Guidotti (1984). Weiter ist für die Berechnung wichtig, daß Bt, Grt und Crd als einzige Fe-Mg-Mineralen vorkommen, wobei Grt und Crd nur untergeordnet (<1 Vol.%) vorhanden sind. Staurolith tritt wegen des hohen MgO-Gehaltes nicht auf (Vergl. Kalt et al. 1999). Sil kommt nur akzessorisch vor.

Tab. 15: Berechnete Mineralzusammensetzungen und daraus resultierender Mineralbestand vor der Schmelzbildung

Ms-Bt Gneis (Gew.%) berechnet (N=10)	Zusammensetzung für die Berechnung des Mineralbestandes							Ms-Bt-Gneis Mineralanteil, (Gew.%)	
	Ms	Bt (1)	Pl	Akfs	Crd	Grt	Sil		
SiO ₂	62.95	46.9	35.1	61.9	64.8	48.5	37.2	37.2	Pl 29.2
TiO ₂	0.78	0.6	3.2	-	-	-	-	-	Qtz 28.2
Al ₂ O ₃	16.78	34.0	19.3	24.1	18.7	32.6	21.0	62.8	Bt 32.3
ΣFeO	6.66	1.2	19.5	-	-	8.7	34.9	-	Ms 10.1
MnO	0.06	-	0.1	-	-	-	0.8	-	Grt <1
MgO	2.91	0.8	8.7	-	-	8.0	4.8	-	Crd <1
CaO	1.52	-	-	5.4	0.1	-	0.9	-	Akfs 0
Na ₂ O	2.52	0.8	0.1	8.6	1.4	0.1	-	-	Sil <1
K ₂ O	3.90	10.0	9.9	0.3	14.9	-	-	-	Akzess: <1
Σ	98.52	94.3	96.4	100.3	99.9	97.9	99.6	100.0	S ² = 0.33

Aus den Mineralzusammensetzungen von Ms und Bt aus den obigen Arbeiten wurden Mittelwerte für die möglichen Ms- und Bt-Zusammensetzungen vor der Schmelzbildung ermittelt (**Tab. 15**). Die Mittelwerte für die Zusammensetzungen von Akfs, Pl, Grt und Crd wurden aus den Analysen von Hölttä (1986), Junker (1990), Meier (1992) und dieser Arbeit bestimmt.

Das Ergebnis der Massenbilanz dieser Mineralzusammensetzungen mit der Pauschalzusammensetzung zeigt (**Tab. 15**), daß im Ausgangsmetapelit ca. 10Vol.% Ms und ca. 33Vol.% Bt hätten vorhanden gewesen sein können. Bei den ermittelten PT-Bedingungen für die Peak-Metamorphose (800°C ±50, bei 0.4-0.66GPa) kann daher vom vollständigen Ms-Abbau ausgegangen werden. Ausgehend vom berechneten Mineralbestand, kann nun der Anteil von Bt, der während der Schmelzbildung abgebaut wurde, abgeschätzt werden. Die Abschätzung kann zum einen aus der Differenz des Bt-Anteils vor der Schmelzbildung mit dem modalen Bt-Anteil in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen oder zum anderen durch die Massenbilanz der Mineralzusammensetzungen vor und nach der Schmelzbildung erfolgen (Vergl. **Tab. 15** mit **Tab. 16**).

In den Bt-Kfs-reichen Mesosomen konnte durch Point-Counting ein Bt-Anteil von 15-20Vol.% ermittelt werden (Vergl. Junker 1990; Meier 1992). Aus der Massenbilanz ergibt sich für die Bt-Kfs-reichen Mesosome ein Bt-Anteil von ca. 20.6Vol.%, der mit 6.4Vol.% Grt, 7Vol.% Crd und einer schwach Fe- und Mg-führenden Teilschmelze koexistiert (**Tab. 16**). Als Zusammensetzung für die Teilschmelze wurden in erster Näherung die KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge ausgewählt (pers. Mitt. Johannes 1999).

So kann zusätzlich zum vollständigen Abbau von 10Vol.% Ms der Abbau von ca. 13-15Vol.% Bt für die Teilschmelzbildung in den Migmatiten angenommen werden. Akfs muß hierbei nicht zwangsläufig als Restit-Mineral gebildet werden (Vergl. LeBreton & Thompson 1988; Vielzeuf & Holloway 1988; Holtz & Johannes 1991; Patiño Douce & Johnston 1991; Patiño Douce & Beard 1996).

10.1.2 Abschätzung der möglichen Schmelzmengen

Die Abschätzung der möglichen Schmelzmengen kann über verschiedene Wege erfolgen:

- über den Vergleich der Schmelzmengen von dehydration-melting Experimenten, wobei die Versuche unter vergleichbaren PT-Bedingungen, mit ähnlichen Ausgangszusammensetzungen oder ähnlichen Mineralzusammensetzungen durchgeführt worden sein sollten (Vergl. Johannes & Holtz 1996),
- über die durch den Ms- und Bt-Abbau frei werdenden Wassermengen, unter der Voraussetzung, daß

Tab. 16: Berechnung des Ms- und Bt-Zerfalls und daraus resultierender Mineralbestand in den Mesosomen

	Ms-Bt Gneis (Gew.%) berechnet (N=10)	Zusammensetzung für die Berechnung des Mineralbestands							Bt-Kfs-Mesosome Mineralanteil (Gew.%)	
		Bt (2)	Pl	Crd	Grt	Schmelze	Akfs	Sil		
SiO ₂	62.95	35.4	61.9	48.5	37.2	72.41	64.8	37.2	Schmelze	28.7
TiO ₂	0.78	3.9	-	-	-	0.03	-	-	Pl	21.7
Al ₂ O ₃	16.78	17.5	24.1	32.6	21.0	15.05	18.7	62.8	Qtz	15.7
ΣFeO	6.66	18.5	-	8.7	34.9	0.89	-	-	Bt	20.6
MnO	0.06	0.1	-	-	0.8	0.02	-	-	Grt	5.8
MgO	2.91	10.4	-	8.0	4.8	0.28	-	-	Crd	7.5
CaO	1.52	-	5.4	-	0.9	1.01	0.1	-	Akfs	<1
Na ₂ O	2.52	0.3	8.6	0.1	-	2.81	1.4	-	Sil	<1
K ₂ O	3.90	9.6	0.3	-	-	6.60	14.9	-	Akzess:	<1
Σ	98.52	96.4	100.2	97.9	99.6	98.79	99.9	100.0	S ² = 0.19	

kein Wasser von außen zugeführt wurde (geschlossenes System) oder

- über die Annahme, daß die Leukosomzusammensetzungen zu 100% einer Teilschmelze entsprechen.

dehydration-melting Experimente: Bei den für die Schmelzbildung in den Migmatiten von Turku angenommenen PT-Bedingungen von 750-850°C bei 0.4-0.66GPa wurden in verschiedenen dehydration-melting Experimenten unterschiedliche Schmelzmengen nachgewiesen. So beobachteten Patiño Douce & Johnston (1991) in dehydration-melting Experimenten mit Ms-Bt-führenden Paragenesen Schmelzmengen von ca. 17-22Vol.% zwischen 825 und 850°C bei 0.7GPa. Holtz & Johannes (1991) stellten ähnliche Schmelzmengen von 10-20Vol.% bei 800°C und 0.5GPa fest, allerdings wurde bei den Versuchen 1Gew.% H₂O zugegeben. Vielzeuf & Holloway (1988) beobachteten zwischen 800 und 850°C bei 0.5GPa bis 20Vol.%; wobei ab 850°C die Schmelzmenge durch einsetzenden Bt-Zerfall sprunghaft auf 57Vol.% anstieg. In den Experimenten von LeBreton & Thompson (1988) traten zwischen 760-800°C und 0.5GPa Schmelzmengen von 21-35Vol.% auf. Die Schmelzmengen bei Patiño Douce & Beard (1996) lagen zwischen 18 und 22Vol.% bei 840-850°C und 0.5GPa. Pickering & Johnston (1998) erhielten, nur durch Ms-Zerfall hervorgerufen, Schmelzmengen von 13Vol.% zwischen 810 und 850°C bei 0.5GPa. Peterson & Newton (1989, 1990) ermittelten in ihren dehydration-melting Experimenten vergleichbare Schmelzmengen von 20-30Vol.% bei PT-Bedingungen von 800-850°C und 1.0GPa.

Trotz leicht variierender Ausgangszusammensetzungen in den Experimenten zeigt sich dennoch eine relativ gute Übereinstimmung zwischen den einzelnen Schmelzmengen. So können für Ms-Bt-führende Paragenesen vergleichbarer Ausgangszusammensetzung, sowie für den berechneten Metapelit aus Turku, Schmelzmengen von 15-30Vol.% zwischen 750-850°C bei 0.5GPa erwartet bzw. angenommen werden.

Zur Verfügung stehende Wassermenge: Unter der Voraussetzung, daß kein Wasser von außen dem System zugeführt wurde, ist die Schmelzmenge proportional zur Wassermenge, die durch den Ms- und Bt-Zerfall freigesetzt wird (Vergl. Brown et al. 1995a, b; Sawyer 1996; Kalt & Berger 1999). Die Wassermenge, die zusätzlich durch Fluid-Inclusions zur Verfügung gestellt wird, ist gering und kann vernachlässigt werden (Brown 1994b). Aus dem Zerfall von ca. 10Vol.% Ms steht, ausgehend von 4.5Gew.% H₂O in Ms, eine Wassermenge von 0.45Gew.% für die Schmelzbildung zur Verfügung. Der Zerfall von ca. 13-15Vol.% Bt stellt zusätzlich, ausgehend von 4Gew.% H₂O in Bt, 0.52-0.6Gew.% H₂O für die Schmelzbildung bereit. Aus den durch den vollständigen Abbau von Ms und dem Teilabbau von Bt zur Verfügung stehenden H₂O-Gehalten (0.92-1.05Gew.%) können in den Migmatiten von Turku im PT-Bereich von 750-850°C, bei 0.5GPa, Schmelzmengen von 19 bis max. 38Vol.% gebildet werden (**Tab. 17**). Diese Ergebnisse stimmen relativ gut mit den Ergebnissen aus dehydration-melting Experimenten überein.

Tab. 17: Entwicklung der Schmelzmengen bei berechneten H₂O-Gehalten, bei verschiedenen PT Bedingungen und verschiedenen Mindest-H₂O-Gehalten für die Schmelzbildung nach Ebadi & Johannes (1991)

PT-Bedingungen	Abbau von	H ₂ O-Gehalte	Schmelzmenge	Mindest-H ₂ O-Gehalte
660°C, 0.5GPa	10Vol.% Ms	0.45Gew%	~5Vol.%	~10Gew.%
700°C, 0.5GPa	10Vol.% Ms	0.45Gew%	~7Vol.%	~6.8Gew.%
750°C, 0.5GPa	10Vol.% Ms + 13-15Vol.% Bt)	0.92-1.05Gew%	~19-22Vol.%	~4.8Gew.%
800°C, 0.5GPa		0.92-1.05Gew%	~26-29Vol.%	~3.6Gew.%
850°C, 0.5GPa		0.92-1.05Gew%	~33-38Vol.%	~2.8Gew.%

Tab. 18: Berechnung der Schmelzmenge mit einem in-situ Leukosom und dem dazugehörigen Bt-Kfs-reichen Mesosom. Rechnung: x Anteil in-situ Leukosom + y Anteil Bt-Kfs-reiches Mesosom = Ausgangszusammensetzung

Gew.%	Probe D4 in-situ Leukosom = x	Bt-Kfs-reiches Mesosom D4 = y	Protolith bei Verhältnis $x : y = 70.6 : 29.4$	berech. Protolith Ms-Bt-Gneis	STABW (1 σ)
SiO ₂	74.64	+	59.53 =	64.00	62.95 2.14
TiO ₂	0.16	+	0.88 =	0.67	0.78 0.10
Al ₂ O ₃	13.68	+	20.83 =	18.79	16.79 0.92
Σ FeO	1.04	+	8.98 =	6.65	6.66 1.00
MnO	0.01	+	0.07 =	0.05	0.06 0.02
MgO	0.43	+	4.18 =	3.08	2.91 0.43
CaO	1.01	+	0.57 =	0.70	1.52 0.35
Na ₂ O	2.49	+	1.16 =	1.55	2.52 0.46
K ₂ O	6.09	+	3.15 =	4.02	3.90 0.59
P ₂ O ₅	0.11	+	0.11 =	0.11	0.09 0.02
Σ	99.66	+	99.46 =	98.18	98.18 0.88

Leukosome = 100% Teilschmelze: Eine weitere Möglichkeit, die Schmelzmengen in den Migmatiten abzuschätzen, basiert auf der Annahme, daß die Leukosome einer 100%igen Teilschmelze entsprechen (Vergl. Olsen 1984, 1987; Weber & Barbey 1986; Johannes & Holtz 1996). Die Berechnung kann dabei über zwei mögliche Massenbilanzierungen erfolgen: Zum einen über die in-situ Leukosome und zum anderen über die KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge (**Tab. 18**): Aufgrund der petrographischen Untersuchungen kann bei den Gängen die Massenbilanz in 2a, 2b und 2c unterteilt werden (s. **Kap. 4**):

1. Bt-Kfs-reiche Mesosome + in-situ Leukosome = Metapelit (Ms-Bt-Gneis)
- 2a. BC-Lagen + KQ-Lagen = Metapelit (Ms-Bt-Gneis)
- 2b. BC-Lagen + PG-Lagen + KQ-Lagen = Metapelit (Ms-Bt-Gneis)
- 2b. BC-Lagen + (PG + BG-Lagen, 1:1 = PGB) + KQ-Lagen = Metapelit (Ms-Bt-Gneis)

Zu 1. Bt-Kfs-reiche Mesosome + in-situ Leukosome = Metapelit (Ms-Bt-Gneis):

Die Massenbilanz mit dem in-situ Leukosom und dem angrenzenden Bt-Kfs-reichen Mesosom der Probe D4 zeigt für die Hauptelemente, die vorwiegend in den mafischen Mineralen eingebaut werden, d.h. TiO₂, Σ FeO, MnO, MgO, K₂O und P₂O₅, eine relativ ausgeglichene Massenbilanz innerhalb der Standardabweichung des berechneten Ms-Bt-Gneises (**Tab. 18**). Für die anderen Element-Oxide (CaO, Na₂O, Al₂O₃) ist die Differenz vom Ms-Bt-Gneis zum berechneten Protolith der Probe D4 etwas größer. Diese Unterschiede lassen sich einerseits dadurch erklären, daß das Ausgangsmaterial der Probe D4 eine leicht andere Zusammensetzung als der berechnete Metapelit aufgewiesen hat. Andererseits kann durch den Einfluß der Deformation Material zugeführt bzw. abgeführt worden sein, das in der Massenbilanz von angrenzenden Paaren nicht mit einfließen kann. Zudem sollten bei der Bewertung des Massenbilanzergebnisses die Schwierigkeiten bei der mechanischen Separation von Mesosom und in-situ Leukosom berücksichtigt werden.

Ein anderer Ansatz, um Schmelzmengen unabhängig von den Anteilen der in-situ Leukosome zu berechnen, wird von MacRae & Nesbitt (1980) und Nesbitt (1980) vorgeschlagen. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich die Teilschmelze vollständig vom Restit getrennt hat. Als Teilschmelze wurden die Zusammensetzung der KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge (**Tab. 19b**) sowie eine Schmelzzusammensetzung aus Holtz & Johannes (1991, Probe „P25“) gewählt, die bei 800°C und 0.5GPa aus einem

Tab. 19a: Berechnung der Schmelzmenge über den Vergleich der Bt-Kfs-reichen Mesosome (MW) mit möglichen Restitzusammensetzungen nach der Segregation einer Teilschmelzmenge

Gew.%	Ms-Bt-Gneis (diese Arbeit)	Teilschmelze H & J (1991)	Segregation von 20Vol.%	Segregation von 25Vol.%	Segregation von 30Vol.%	Segregation von 35Vol.%	Bt-Kfs-Mesosome (MWaus D4+O17)
SiO ₂	62.95	75.26	59.86	58.83	57.66	56.30	57.53
TiO ₂	0.78	0.14	0.95	1.01	1.07	1.15	0.98
Al ₂ O ₃	16.79	14.05	17.48	17.71	17.97	18.28	21.13
ΣFeO	6.66	1.27	8.00	8.45	8.96	9.55	9.43
MnO	0.06	-	-	-	-	-	0.07
MgO	2.91	0.23	3.59	3.81	4.07	4.37	4.38
CaO	1.52	0.63	1.75	1.83	1.91	2.02	0.67
Na ₂ O	2.52	2.69	2.48	2.46	2.44	2.42	1.31
K ₂ O	3.90	5.36	3.50	3.37	3.21	3.04	3.26
P ₂ O ₅	0.09	0.27	0.08	0.08	0.08	0.07	0.1
Σ	98.18	99.90	98.95	98.95	98.95	98.95	98.85

Ms-Bt-Gneis mit einer ähnlichen Bt-Crd-reichen Restit-Paragenese entstanden ist (**Tab. 19a**), wie sie in den Migmatiten von Turku vorkommt. Diese Methode hat den Vorteil, daß hier der Einfluß des präparativen Fehlers geringer ist als bei der einfachen Massenbilanz (Nesbitt 1980). Die beiden Berechnungen zeigen, obwohl die Massenbilanzierung nicht für alle Hauptelement-Oxide gleichermaßen aufgeht (s. Al₂O₃), daß in den untersuchten Migmatiten von Turku ein Aufschmelzungsgrad von ca. 29-34% vermutet werden kann, bzw. daß die in-situ Leukosome Schmelzmengen von ca. 29-34Vol.% repräsentieren. Berechnungen mit Analysedaten von Junker (1990) und Meier (1992) mit Mesosom/in-situ Leukosom-Paaren ergaben Schmelzmengen im Bereich von 28-33Vol.% (Vergl. Proben A12 und A9; Junker 1990; Meier 1992).

Zu 2. KQ-Lagen + Restit-Lagen der heterogenen Leukosomgänge = Metapelit (Ms-Bt-Gneis):

Bei der Massenbilanzierung mit den verschiedenen Partien der heterogenen Leukosomgänge kommen aufgrund der petrographischen Untersuchungen mehrere Berechnungsansätze zur Ermittlung der Schmelzmenge in Betracht. Die KQ-Lagen repräsentieren dabei die Teilschmelze, die übrigen Lagen hingegen die Restite. In den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen treten die KQ-Lagen, PG-Lagen, BG-Lagen und BC-Lagen nicht zusammen auf, so daß nur drei Gleichungen sinnvoll sind (s. **Gleichung 2a-c**). Die Massenbilanz mit allen vier Migmatitlagen ist nicht ausgeglichen bzw. ergibt negative Werte.

Tab. 19b: Berechnung der Schmelzmenge über den Vergleich der Bt-Kfs-reichen Mesosome (MW) mit möglichen Restitzusammensetzungen nach der Segregation einer Teilschmelzmenge (KQ-Lagen)

(Gew.%)	Ms-Bt-Gneis (MW)	KQ-Lagen (MW)	Segregation von 20Vol.%	Segregation von 25Vol.%	Segregation von 30Vol.%	Segregation von 35Vol.%	Bt-Kfs-Mesosome (MW)
SiO ₂	62.95	72.41	60.59	59.80	58.90	57.86	57.53
TiO ₂	0.78	0.03	0.97	1.03	1.10	1.18	0.98
Al ₂ O ₃	16.79	15.05	17.21	17.36	17.52	17.71	21.13
ΣFeO	6.66	0.89	8.10	8.58	9.13	9.77	9.43
MnO	0.06	0.06	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07
MgO	2.91	0.28	3.57	3.79	4.04	4.33	4.38
CaO	1.52	1.01	1.65	1.69	1.74	1.79	0.67
Na ₂ O	2.52	2.83	2.44	2.42	2.39	2.35	1.31
K ₂ O	3.90	6.65	3.21	2.98	2.72	2.42	3.26
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.08	0.08	0.08	0.07	0.1
Σ	98.18	98.18	98.95	98.95	98.95	98.95	98.85

Tab. 20: Berechnung der Schmelzmenge über die Massenbilanz in den heterogenen Leukosomgängen. Bei der Annahme des gleichen Ausgangsgesteins ergeben sich folgende Verhältnisse für die einzelnen Migmatitlagen

Leukosom/„Restite“ der Migmatite	KQ 24.5Gew.%				KQ 19.8Gew.%		KQ 19.7Gew.%		Protolith	
	KQ	PG	BG	BC	BC 75.5Gew.%	BC 72.7Gew.%	BC 68.3Gew.%	Ms-Bt-Gneis	STABW	
Gew.%	N=18	N=20	N=10	N=11	PG	7.5Gew.%	PGB 12.0Gew.%	N=10	(1σ)	
SiO ₂	72.41	69.60	63.93	59.92	63.11	63.12	63.16	62.95	2.14	
TiO ₂	0.03	0.14	0.71	1.04	0.79	0.77	0.77	0.78	0.10	
Al ₂ O ₃	15.05	15.41	16.71	17.03	16.58	16.52	16.54	16.79	0.92	
ΣFeO	0.89	5.60	6.54	8.59	6.71	6.84	6.77	6.66	1.00	
MnO	0.03	0.12	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.02	
MgO	0.28	1.31	2.53	4.39	3.39	3.34	3.28	2.91	0.43	
CaO	1.01	2.29	2.97	1.76	1.58	1.65	1.72	1.52	0.35	
Na ₂ O	2.83	3.62	3.54	2.41	2.52	2.58	2.63	2.52	0.46	
K ₂ O	6.65	1.40	1.92	3.65	4.39	4.07	4.01	3.90	0.59	
P ₂ O ₅	0.15	0.10	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10	0.09	0.02	
Σ	99.34	99.59	99.13	98.95	99.28	99.11	99.21	98.18	0.88	
					S ² = 0.72	S ² = 0.61	S ² = 0.56			

Die Ergebnisse der Massenbilanzierungen (**Tab. 20**) zeigen, daß der Anteil der KQ-Lagen in allen drei Gleichungen relativ ähnlich ist, er liegt zwischen 19.7-24.5Vol.%. Der Anteil der PG-Lagen liegt bei max. 8Vol.%; die Mischung der PG- und der BG-Lagen (Verhältnis 1:1, hier als „PGB-Lagen“ bezeichnet) ist mit 12Vol.% nur geringfügig höher. Dies deckt sich mit den petrographischen Ergebnissen; die PG-Lagen treten im Aufschlußbereich zwischen 10 und lokal max. bis 20Vol.% auf, gleiches gilt für die BG-Lagen (s. **Kap. 4**). Demzufolge gibt die Massenbilanz mit den KQ- und BC-Lagen die höchsten Anteile für die KQ-Lagen bzw. spiegelt die höchsten Schmelzmengen wider (**Tab. 20**).

Die Pauschal-Metapelit-Zusammensetzungen, die sich durch die berechneten Verhältnisse der migmatitischen Ausgangslagen ergeben, liegen im Bereich der Standard-Abweichung der 10 Metapelit-Großproben (Analysen der 10 Großproben, s. Anhang **Tab. A14**). Zusätzlich ist bei allen drei Gleichungen die Summe der Fehlerquadrate relativ gering ($S^2 = 0.56-0.72$), Werte unter 1 sind qualitativ verwertbar.

Der Vergleich der Resultate der verschiedenen Berechnungsmethoden für den Aufschmelzungsgrad bzw. die Schmelzmengen deutet darauf hin, daß bei den metapelitischen Migmatiten im Gebiet von Turku mit Schmelzmengen von ca. 20 bis max. 35Vol.% gerechnet werden kann.

10.1.3 Abschätzung der Schmelzzusammensetzung

Hauptelementzusammensetzung der Teilschmelzen: Die Rekonstruktion der genauen Haupt- und Spurenelementzusammensetzung der Schmelze in Leukosombereichen von Migmatiten ist nach Johannes (1988) problematisch. So ist die Zusammensetzung der Schmelze von mehreren Faktoren abhängig: vom Mineralbestand des Ausgangsgesteins, Diffusions- und Schmelzraten für alle am Schmelzprozeß beteiligten Mineralphasen (inklusive Akzessorien), Verteilung und Gleichgewicht eines Elements zwischen Schmelze und Restit sowie von der Segregations- bzw. Deformationsrate (Vergl. Palmeri 1997).

Dennoch kann die mögliche Hauptelementzusammensetzung der Teilschmelzen in den Leukosomen im Vergleich mit Zusammensetzungen von Teilschmelzen aus dehydration-melting Experimenten relativ gut abgeschätzt werden (Vergl. Johannes & Holtz 1996). Darüberhinaus kann die Schmelzzusammensetzung

Tab. 21: Vergleich der Zusammensetzungen aus dehydration-melting Experimenten mit den einzelnen Leukosomen

Leukosomgänge homogene Gew.%	in-situ KQ Leukosome		H & J*	PD & B*	V & H*	PD & J*	P & J*	Ch et al.*	H & I*	
	N=7	N=18	800°C, 0.5GPa	850°C, 0.5GPa	875°C, 1.0GPa	850°C, 0.7GPa	850°C, 1.0GPa	S-Typ Granit	Manaslu Granit	
SiO ₂	74.29	72.41	74.36	75.26	74.80	73.2	70.06	70.14	75.0	73.6
TiO ₂	0.05	0.03	0.14	0.14	0.22	0.3	0.10	0.15	0.3	0.1
Al ₂ O ₃	14.48	15.05	13.75	14.05	13.90	16.1	13.34	14.46	13.0	14.9
ΣFeO	1.14	0.89	1.24	1.27	2.12	1.5	1.55	1.37	1.3	1.2
MnO	0.03	0.03	0.01	n.d.	0.00	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.28	0.28	0.49	0.23	0.21	1.0	0.33	0.24	0.3	0.1
CaO	1.00	1.01	0.85	0.63	1.09	0.4	0.30	0.69	1.1	0.5
Na ₂ O	2.84	2.83	2.32	2.69	2.40	3.1	2.23	2.53	3.0	4.0
K ₂ O	6.15	6.65	6.36	5.36	5.09	4.4	5.60	5.11	5.0	4.5
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.14	0.27	0.13	n.d.	0.00	0.23	n.d.	n.d.
Σ	100.37	99.34	99.66	99.90	99.34	100.0	93.58	94.92	99.0	98.9

H & J* = Holtz & Johannes (1991); PD & B* = Patiño Douce & Beard (1996); V & H* = Vielzeuf D & Holloway (1988); PD & J* = Patiño Douce & Johnston (1991); P & J* = Pickering & Johnston (1998); Ch et al.* = Chappell, White & Wyborn (1987); H & I* = Harris & Inger (1992)

mit Zusammensetzungen von Graniten verglichen werden, von denen angenommen wird, daß es sich dabei um fast 100%ige Teilschmelzen handelt (z.B. Manaslu-Bt-Granit, Himalaya, LeFort 1981, 1987; Harris & Inger 1992; Harris et al. 1993).

In **Tab. 21** können die Durchschnittszusammensetzungen der verschiedenen Leukosomtypen der Migmatite mit Zusammensetzungen von Teilschmelzen aus dehydration-melting Experimenten sowie dem Manaslu-Bt-Granit (Himalaya) und der durchschnittlichen Zusammensetzung von S-Typ Graniten verglichen werden. Bis auf den hohen Gehalt an K₂O (bis 6.65Gew.%), sind die Zusammensetzungen der verschiedenen Leukosomtypen und der experimentellen Teilschmelzen sehr ähnlich, so daß die Leukosome fast als 100%tige Schmelzzusammensetzungen angesehen werden können (pers. Mitt. Johannes 1998).

Eine wichtige Frage in diesem Zusammenhang ist, ob die K₂O-Gehalte der Leukosomtypen auf höhere K₂O-Gehalte der Teilschmelze oder auf zusätzlichen restitischen Akfs zurückzuführen sind. So beobachteten Patiño Douce & Beard (1996) bei ihren dehydration-melting Experimenten im Temperaturbereich zwischen 875 und 950°C, bei 0.5GPa, K₂O-Gehalte von 6.4-6.5Gew.% in den Teilschmelzen. Holtz et al. (1992) stellten fest, daß die Zusammensetzung der Teilschmelzen bei zunehmender H₂O-Untersättigung bzw. bei abnehmender Wasseraktivität (aH₂O) Or-reicher werden. Akfs als Restitphase wurde in den dehydration-melting Experimenten von Thompson & Algor (1977), Holtz & Johannes (1991), Carrington & Watt (1995) und Pickering & Johnston (1998) beobachtet; in den Experimenten von Vielzeuf & Holloway (1988), Patiño Douce & Johnston (1991), Patiño Douce & Beard (1996) trat dagegen kein zusätzlicher Akfs auf. Eine mögliche Erklärung für die (Nicht)Kristallisation von Akfs liefern Carrington & Watt (1995). Sie sind der Meinung, daß das H₂O/K₂O-Verhältnis in der Schmelze darüber entscheidet, ob Akfs vollständig von der Schmelze konsumiert oder als Restitphase produziert wird.

Inwieweit bei der berechneten metapelitischen Ausgangszusammensetzung und den vermuteten Schmelzreaktionen in Turku (s. **Kap. 5**) Akfs als Restitphase gebildet wird und wie hoch der Anteil weiterer Restitphasen bei der Schmelzreaktion ist, kann durch die Massenbilanz der Schmelzreaktion abgeschätzt werden (Vergl. Waters & Wales 1984; Waters 1988; Olsen 1984, 1985; Ashworth & Brown 1990). Dazu

Tab. 22: Massenbilanz der Schmelzreaktion mit Teilschmelzen aus dehydration melting Experimenten und Zusammensetzungen der verschiedenen Leukosomtypen (Angabe in g).

Chappell et al. (1987)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 15.4 Qtz + 6.4 Pl	<=>	8.2 Grt + 2 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 6 Akfs + 2.9 Sil
Vielzeuf & Holloway (1988)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 14.6 Qtz + 3.5 Pl	<=>	8.5 Grt + 0 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 7 Akfs + 0.3 Sil
Holtz & Johannes (1991)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 14.5Qtz + 4.5 Pl	<=>	8.3 Grt + 2 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 5.3 Akfs + 1 Sil
Patino Douce & Johnston (1991)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 13.9 Qtz + 6.1 Pl	<=>	8.2 Grt + 0.5 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 5 Akfs + 4.2 Sil
Patino Douce & Beard (1996)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 15 Qtz + 6.6 Pl	<=>	8.2Grt + 0 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 5.9 Akfs + 4.3 Sil
Pickering & Johnston (1998)		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 14 Qtz + 4.6 Pl	<=>	8.2 Grt + 0 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 5.8 Akfs + 2.4 Sil
Zusammensetzung der in-situ Leukosome		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 14.4 Qtz + 5.5 Pl	<=>	8.4 Grt + 2 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 3.7 Akfs + 2.9 Sil
Zusammensetzung der homogenen Leukosomgänge		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 14.2 Qtz + 6 Pl	<=>	8.2 Grt + 0 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 4.1 Akfs + 4.03 Sil
Zusammensetzung der KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge		
33 Bt ₁ + 10 Ms + 13.2 Qtz + 5.5 Pl	<=>	8.2 Grt + 2 Crd + 20 Bt ₂ + 25 Schmelze + 3.3 Akfs + 2.2 Sil

können auf der Edukt-Seite der Reaktion die Anteile weiterer Restitphasen und Mineralzusammensetzungen vor der Schmelzbildung (z.B. 33Vol.% Bt und 10Vol. Ms) und auf der Produkt-Seite der Reaktion, die Anteile und Mineral- (nur noch 20Vol%. Bt) bzw. Leukosomzusammensetzungen gegenübergestellt werden (**Tab. 22**). Die angenommene Schmelzmenge bei der Massenbilanz beträgt 25Vol.%.

Bei den Schmelzreaktionen wird vereinfacht der kontinuierliche Zerfall von Ms und Bt angenommen (LeBreton & Thompsom 1988; Holtz & Johannes 1991; Patiño Douce & Johnston 1991; Johannes & Holtz 1996), im Gegensatz zu Vielzeuf & Holloway (1988), die eine diskontinuierliche Reaktion vermuten, bei der erst zwischen 660-720°C, bei 0.5GPa, Ms abgebaut wird und dann ab 850-900°C, bei 0.5GPa, der Bt-Zerfall einsetzt. Der Vergleich der Schmelzreaktionen mit den verschiedenen Zusammensetzungen aus den dehydration-melting Experimenten und den verschiedenen Leukosomzusammensetzungen zeigt, daß der Anteil der neugebildeten Produktphasen relativ ähnlich ist. Grt sollte bevorzugt gegenüber Crd gebildet werden, Akfs und Sil sollten in unterschiedlichen Anteilen als weitere Restitphasen auftreten. Der Anteil von Grt ist nur geringen Schwankungen unterworfen (z.B. Grt 8.2-8.5Gew.%). Pl nimmt nur in geringen Mengen am Schmelzprozeß teil, so daß mögliche Restitlagen an Pl angereichert werden sollten (BC-Lagen => bis 35Vol.Pl, BG-Lagen bis 49Vol.% und PG-Lagen bis 60Vol.%).

Aufgrund der vermuteten Schmelzreaktionen kann angenommen werden, daß zusätzlich Akfs als Restitphase in den Leukosomen auftritt. Lagen/Partien, in denen ein deutlich höherer Anteil an Grt, Crd oder Sil auftritt, als durch die Schmelzreaktionen produziert werden kann, können als besonders angereichert angesehen und daher petrographisch als „*restitisch*“ angesprochen werden.

Spurenelementzusammensetzung der Teilschmelze: Die Spurenelementzusammensetzungen von Teilschmelzen werden im wesentlichen von der Schmelzreaktion, fluid-present oder fluid-absent bzw. dehydration-melting (Harris & Inger 1992, Harris et al. 1993; Ayres et al. 1997) und von der Art des Schmelzprozesses kontrolliert (Vergl. Shaw 1970; Allègre & Minster 1978; Rollinson 1993; Albarède 1995).

Das Spurenelementverhalten in teilgeschmolzenen Systemen und die daraus resultierenden Spurenelementzusammensetzungen können quantitativ mit zwei Modellen beschrieben werden (Arth 1976; Allègre & Minster 1978; Hanson 1978; Shaw 1978; Möller & Muecke 1982; Sawyer 1991; Bea et al. 1994):

- **batch melting** („Gleichgewichtsschmelzen“): Hierbei ist der Zeitraum, in dem Schmelze und (Restit-)Kristall in Berührung stehen so groß, daß sich ein thermodynamisches Diffusionsgleichgewicht einstellen kann. Kontrollierende Faktoren sind die unterschiedlichen Diffusionsraten der Elemente in der Schmelze und im Kristall. Da diese in den Kristallen niedriger sind als in der Schmelze, ist die Gleichgewichtseinstellung hauptsächlich von der interkristallinen Diffusion im Kristall abhängig.
- **fractional melting** („fraktioniertes Schmelzen“): Hierbei werden nach Erreichen des Gleichgewichtes während des Schmelzprozesses kontinuierlich kleine Schmelzmengen aus dem Protolith weggeführt.

Die Verteilung der Spurenelemente zwischen Schmelze und Restitmineralen kann demzufolge als Verteilungsgleichgewicht beschrieben und durch einen sogenannten Verteilungskoeffizienten (Schmelze/Kristall = KD-Wert) ausgedrückt werden (Allègre & Minster 1978). Der KD-Wert ist unabhängig von der Konzentration des Elements und dem Anteil des Minerals bzw. der Schmelze, er wird jedoch von der Temperatur und der Zusammensetzung der Minerale bzw. Schmelze kontrolliert (Vergl. Allègre & Minster 1978, Watson & Harrison 1984; Weber et al. 1985; Watt & Harley 1993; Albarède 1995).

Das Verteilungsgleichgewicht wird bei batch melting durch folgende Gleichung beschrieben:

$$\frac{C_I}{C_0} = \frac{I}{(D_{RS} + F * (I - D_{RS}))}$$

C_I	=	Anteil eines bestimmten Elements in der Schmelze (in Gew.% bzw. ppm)
C₀	=	Anteil eines bestimmten Elements im Ausgangsgestein (in Gew.% bzw. ppm)
D_{RS}	=	Gesamtverteilungskoeffizient für ein bestimmtes Element, Summe aus: Verteilungskoeffizient der beteiligten Mineralphase im Residuum * Anteil der jeweiligen residualen Mineralphase = d1*KD1 + d2*KD2 + d3*KD3....
F	=	Aufschmelzungsgrad (angegeben in 0-1)

Um zu prüfen, ob beim Schmelzprozeß in den Migmatiten ein Verteilungsgleichgewicht zwischen Teilschmelze und Restitmineralen vorliegt, bzw. ob die Zusammensetzungen der Leukosome zu 100% einer Schmelzzusammensetzung entsprechen, wurde das Verteilungsgleichgewicht (C_I/C₀) bei batch melting für die in-situ Leukosome, für die KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge sowie für die homogenen Leukosomgänge und das vermutete metapelitische Ausgangsgestein berechnet. Die verschiedenen Parameter wurden folgendermaßen festgelegt:

- Für die Berechnung des KD-Wertes (C_I/C₀) wurden experimentell ermittelte Verteilungskoeffizienten für die einzelnen Minerale ausgewählt, bei denen die Mineralphasen mit rhyolithischen, wenn möglich mit peraluminischen, Teilschmelzen im Gleichgewicht standen (Mahood & Hildreth 1983, Nash & Crecraft 1985; Green 1994; Bea et al. 1994; Icenhower & London 1995, 1996).

- Für den Gesamtverteilungskoeffizienten des Restits (D_{RS}) wurde der Mineralbestand zum einen über Massenbilanzierung und zum anderen röntgendiffraktometrisch ermittelt (Methodik, s. Anhang).
- Als Aufschmelzungsgrad wurden 25% ($F = 0.25$) angenommen.

Nach Harris et al. (1993) stellt die Modellierung von Gleichgewichtsschmelzen eine zu große Vereinfachung dar, da das Erreichen des Gleichgewichtes stark zeitabhängig ist und mit der Diffusionsgeschwindigkeit und dem Diffusionsmedium variiert. Bei der Berechnung der Spurenelementgehalte der Schmelze mittels der vereinfachten batch melting-Gleichung, wird vorausgesetzt, daß alle Mineralphasen gleichermaßen am Schmelzprozeß teilnehmen (Vergl. Allègre & Minster 1978, Hanson 1978). Dies trifft für basaltische Systeme eher zu, als für krustale, insbesondere bei dehydration-melting als Schmelzprozeß (Watt & Harley 1993; Bea et al. 1994; Bea 1996). Daher kann folgende modifizierte batch melting Gleichung, bei der nur die am Schmelzprozeß beteiligten Mineralphasen berücksichtigt werden, das Spurenelementverhalten in Migmatiten besser beschreiben (Vergl. Bea 1991, 1996; Holtz & Barbey 1991; Sawyer 1991; Rollinson 1993; Albarède 1995).

$\frac{C_I}{C_0} = \frac{I}{(D_0 + F * (I - P))}$	
C_I	= Anteil des bestimmten Elements in der Schmelze (in Gew.% bzw. ppm)
C₀	= Anteil des bestimmten Elements im Ausgangsgestein (in Gew.% bzw. ppm)
D₀	= Gesamtverteilungskoeffizient für ein bestimmtes Element, Summe aus (Verteilungskoeffizienten der am Schmelzprozeß beteiligten Mineralphase * Anteil der jeweiligen Mineralphase im Ausgangsgestein)
F	= Aufschmelzungsgrad (angegeben in 0-1)
P	= Gesamtverteilungskoeffizient aller Phasen, die die Schmelze ausmachen

Zum Vergleich wurden für die Berechnungen der Spurenelementzusammensetzung der Teilschmelzen beide Gleichungen benutzt. Die Resultate beider Gleichungen ergeben beispielweise für den Y-Gehalt zu niedrige, für den Rb-Gehalt zu niedrige, für den Sr-Gehalt zu hohe und für den Ba-Gehalt zu niedrige Gehalte der Schmelze, im Vergleich zu den gemessenen Spurenelementkonzentrationen der in-situ Leukosome, der KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge und der homogenen Leukosomgänge. Die Verteilungskoeffizienten waren auf beiden Seiten der Reaktionsgleichung nur identisch, wenn der Aufschmelzungsgrad (F) von 25 auf ca. 60 bzw. 70% ($F = 0.6-0.7$) geändert wurde. Als Erklärung für dieses Ergebnis können mehrere Ursachen in Betracht gezogen werden: Die Zusammensetzungen der verschiedenen Leukosomtypen stellen keine „reinen“ Schmelzzusammensetzungen dar; die Zusammensetzungen der in-situ Leukosome, KQ-Lagen und homogenen Leukosomgänge bestehen zusätzlich zur Schmelze aus einem großen Teil restitischem Akfs und Pl sowie einem kleinen Anteil von restitischem Grt (s. **Kap. 4**) oder aber, die aus der Literatur verwendeten KD-Werte für die Minerale sind nicht korrekt. Bea (1996) und Sawyer (1991) machen für ähnliche Unterschiede zwischen berechneten und beobachteten Spurenelementkonzentrationen in den von ihnen untersuchten Migmatiten verschiedene Ursachen verantwortlich:

- falsche/nicht eindeutige Identifizierung des Schmelzprozesses: Es können mehrere unterschiedliche Prozesse während der Schmelzbildung ablaufen, welche die Spurenelementcharakteristik der Schmelze verändern und dadurch die Modellierung mit batch melting Gleichungen ungültig machen (Vergl. Presnall 1979; Sawyer & Barnes 1988; Bea 1991; Sawyer 1991, 1998).

- ungeeignete Verteilungskoeffizienten: So zeigen Mahood & Hildreth (1983) die Abhängigkeit des KD-Wertes von der Zusammensetzung der Schmelze, insbesondere des H₂O-Gehaltes. Giraud et al. (1986) stellten fest, daß der KD-Wert von einigen Spurenelementen bei SiO₂-Gehalten der Schmelze von 68-76Gew.% um den Faktor 36 schwankt.
- kinetische Effekte: Mehrere Elemente können sich bei der Diffusion gegenseitig stören bzw. die Diffusion verlangsamen, wodurch das Verteilungsleichgewicht nicht immer erreicht wird (Miller & Mittelfehldt 1982; Miller et al. 1988, 1992; Mittelfehldt & Miller 1983; Inger & Harris 1993).
- schnelle Schmelzbildung: So kann bei schneller Schmelzbildungsrate die Diffusionsrate einiger Spurenelemente geringer sein, als der effektive Verteilungskoeffizient für alle Spuren. Dadurch kann ein Ungleichgewicht während des Schmelzprozesses entstehen; dieser Prozeß wird auch als „disequilibrium melting“ bezeichnet (Allègre & Minster 1978; Montel 1993).

Bei der Modellierung des Spurenelementverhaltens basieren die Verteilungskoeffizienten auf der Annahme, daß die Verteilung Schmelze/Kristall dem Henry'schen Gesetz unterliegt. Jedoch bauen viele Akzessorien diese sogenannten „Spurenelemente“ als Hauptkomponenten in ihre Struktur ein (z.B. Monazit und Zirkon, Harrison & Watson 1983, 1984), wodurch diese Modellierungsgleichungen (Shaw 1970; Allègre & Minster 1978) ungültig werden. Die Spurenelementgehalte werden stattdessen von der Löslichkeit der Akzessorien in der Schmelze bestimmt (Harrison & Watson 1984; Brouand et al. 1990; Montel 1993). Limitierende Faktoren sind hierbei zum einen die Temperatur, die Zusammensetzung und der Wassergehalt der Schmelze, welche indirekt die Diffusionsgeschwindigkeiten der REE beeinflussen und zum anderen die Separation der Schmelze vom Restit (Vergl. Montel 1993; Nabalek & Glascock 1995; Sawyer 1995a, b; Watt et al. 1995; McDermott et al. 1996; Kohn et al. 1997, Jung et al. 1999).

Beim Vergleich der verschiedenen Leukosomtypen aus den Migmatiten in Turku zeigt sich, daß die LREE-Gehalte niedrig und die REE-Verteilungsmuster der untersuchten in-situ Leukosome relativ ähnlich sind (s. **Kap. 9, Abb. 84**); gleiches gilt für die vier untersuchten KQ-Lagen (Profilproben 1-4) aus den heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen (s. **Kap. 9, Abb. 85**), wobei die KQ-Lagen insgesamt die niedrigsten REE-Gehalte aller Leukosome aufweisen. Die REE-Gehalte der untersuchten homogenen Leukosomgänge sind dagegen sehr variabel, es sind unterschiedlich starke Anreicherungen/Verarmungen an LREE bzw. an HREE zu beobachten (s. **Kap. 8, Abb. 82** und **Tab.22**).

Tab. 23a: Schwankungsbreite einiger LREE (La, Ce und Pr) und Zr in den verschiedenen Leukosomtypen

ppm	homogene	J17	J720	O12	O20	O24	R5	R6	in-situ	D4	O17	P4
La	Leukosomgänge	6	n.d.	n.d.	15	4	7	n.d.	Leukosome	12	14	8
Ce		9	n.d.	23	38	9	46	19		41	43	19
Pr		1	n.d.	5	1	1	1	2		3	2	2
Zr		82	66	61	28	95	41	56		99	47	23

Tab. 23b: KQ-Lagen der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge

ppm	J4	J7	J9	J10	J11	J12	J13	J15	J16	J22	L3	O11	O31	RG3
La	6	n.d.	n.d.	15	4	7	n.d.	n.d.	14	n.d.	28	41	74	n.d.
Ce	9	n.d.	23	38	9	46	19	14	34	32	33	124	106	8
Pr	1	n.d.	5	1	1	1	2	3	5	n.d.	n.d.	13	10	2
Zr	13	70	37	34	18	30	33	32	29	50	115	135	134	42

In den batch melting Gleichungen mit den verschiedenen Leukosomtypen wurden für die LREE generell sehr niedrige Konzentrationen, für die HREE entweder zu niedrige (z.B. für Yb) oder zu hohe (z.B. für Lu) Gehalte für die Schmelze im Vergleich zu den gemessenen Werten ermittelt. Der H₂O-Gehalt und die Zusammensetzung der Schmelzen sollten in den verschiedenen Leukosomtypen und der angenommenen Temperatur von 750-850°C, bei 0.4-6.5GPa relativ ähnlich sein. Demzufolge sollten auch die maximale Löslichkeit der Akzessorien und die daraus resultierenden REE-Gehalte in den Schmelzen, unter der Voraussetzung, daß das Gleichgewicht erreicht wurde, fast identisch sein (Vergl. Watson 1988; Montel 1993). Dennoch zeigen die Gehalte an LREE (z.B. La, Ce und Pr) und Zr der untersuchten homogenen Leukosomgänge und der in-situ Leukosome, vor allem aber der KQ-Lagen der heterogenen Leukosomgänge, eine große Schwankungsbreite (**Tab. 22**). So streuen die La-Gehalte der KQ-Lagen von unter der Nachweisgrenze (n.d.) bis 74ppm. Die Schwankungen des Zr-Gehalts sind noch höher; die Werte reichen von 13 bis 135ppm. Die La-Gehalte in den homogenen Leukosomgängen liegen zwischen 9 und 46ppm, die Unterschiede in den KQ-Lagen sind noch größer, die Gehalte reichen dort von 8 bis 124ppm.

Aufgrund der temperaturabhängigen Löslichkeit der Akzessorien können anhand der Modelle von Watson (1988) und Montel (1993) die möglichen max. Löslichkeitsgehalte der LREE und von Zr in der Schmelze für bestimmte Temperaturen berechnet werden. Zusätzlich können diese Modelle gleichzeitig als Geothermometer fungieren. Nach diesen Modellen sollten bei 750°C in einer granitischen Schmelze (6Gew.% H₂O) ca. 88ppm Zr und 38ppm Ce gelöst werden können. Im Vergleich zu den Gehalten der einzelnen Leukosome (**Tab. 22**) kann entweder vermutet werden, daß die meisten Leukosome bezüglich der LREE und Zr „*untersättigt*“ sind oder nicht zwischen 750 und 850°C gebildet wurden. So ergeben die LREE-Gehalte der in-situ Leukosome Löslichkeitstemperaturen zwischen 720-740°C, die der homogenen Leukosomgänge dagegen Temperaturen von 650-840°C. In den KQ-Lagen L3, O11 und O31 ist der Zr-Gehalt besonders hoch (115, 143 und 135ppm); maximale Löslichkeitstemperaturen ergeben hier 900-950°C. Demzufolge liegt bei diesen Proben die Vermutung nahe, daß hier restitischer Zirkon und/oder Monazit sowie Apatit „*mitgeschleppt*“ wurde (Vergl. Weber et al. 1985; Barbey et al. 1990). Aufgrund ähnlicher Ergebnisse in den von ihnen untersuchten Migmatiten halten Watt et al. (1996) und Watt & Harley (1995) die Bewertung der LREE- und Zr-Gehalte in granitischen Schmelzen aufgrund der hohen Viskosität für problematisch, da nicht entschieden werden kann, ob die REE-Gehalte auf Gleichgewichtsverteilung basieren oder durch den möglichen Anteil von mitgeschleppten Restitmineralen wie Zirkon, Monazit und Apatit verursacht werden (Vergl. Keppler 1993; Bea 1996; Ayres et al. 1997).

Der Anteil von Monazit, Apatit und anderen LREE-führenden Mineralen hat direkte Auswirkungen auf die Europium-Anomalie. Nach Bea (1996) befinden sich 80-85% der LREE in Monazit und nur 5-10% in den Fsp; bei Europium sind dagegen 90% in Fsp inkorporiert, jedoch nur 5-10% in Monazit und Apatit, bzw. 1-2% in Glimmern. Darüber hinaus zeigen Möller & Muecke (1982) und Nabalek & Glascock (1995), daß neben der Struktur der Schmelze, der Sauerstoffugazität und dem Anteil von Alumosilikat-Komplexen vor allem der Anteil von Monazit und Apatit, aufgrund der hohen Gehalte an Sm und Gd darüber entscheiden, ob eine positive oder eine negative Europium-Anomalie entsteht.

Alle Leukosome in den Migmatiten von Turku zeigen eine positive Europium-Anomalie und geringe LREE-Gehalte. Ähnlich geringe LREE-Gehalte sowie eine positive Europium-Anomalie werden vielfach

von konkordanten, vereinzelt auch diskordanten Leukosomen aus verschiedenen Granulit-faziellen metamelitischen Migmatiten beschrieben (Vergl. Pride & Muecke 1982; Kennah & Hollister 1983; Barbey et al. 1990; Rubie & Brealey 1990; Fitzsimons & Harley 1991; Watt & Harley 1993; Fitzsimons 1994, 1996; Barbero et al. 1995; Watt et al. 1996; Cesare et al. 1997; Palmeri 1997; Kohn et al. 1997; Jung et al. 1999).

In Amphibolit-faziellen, lagigen Migmatiten beobachteten Johannes et al. (1995) hingegen bei relativ niedrigen LREE-Gehalten eine negative Europium-Anomalie in den untersuchten Leukosomen. Korrespondierend dazu waren die LREE-Gehalte der angrenzenden Melanosome sehr hoch.

Das gleiche Verhalten zeigen in-situ Leukosome und angrenzende Bt-Kfs-reiche Mesosome in den Migmatiten von Turku (s. **Kap. 8, Abb. 81**). Die in-situ Leukosome weisen hier aber eine positive Europium-Anomalie auf (Vergl. Meier 1992).

Ashworth & Brown (1990) interpretieren die negative Europium-Anomalie in solchen lagigen Migmatiten als Folge des Schmelzbildungsprozesses. Dabei wird wegen des hohen Wassergehaltes der Schmelzen restitischer Akfs gebildet, wodurch die Schmelze an Europium verarmt und eine negative Europium-Anomalie ausbildet (Vergl. Carrington & Watt 1995; Johannes et al. 1995; Sawyer 1998). Carrington & Watt (1995) erwähnen in diesem Zusammenhang, daß bei Wassergehalten <2.5Gew.% Akfs vollständig von der Schmelze konsumiert wird und so eine positive Europium-Anomalie ausgebildet wird. Auch Barbero et al. (1995) machen den Schmelzprozeß für die Ausbildung von negativen Europium-Anomalien verantwortlich: Bei „*equilibrium melting*“ soll die Schmelze eine negative und bei „*disequilibrium melting*“ eine positive Europium-Anomalie ausbilden. Disequilibrium melting kann verschiedene Ursachen hervorgerufen werden: (1) Dadurch daß der Protolith weniger an Akzessorien besitzt als für die Sättigung notwendig wäre, (2) desweiteren durch den Einschluß der Akzessorien in Bt oder anderen Mineralen und folglich nicht am Schmelzprozeß teilnehmen können oder (3) dadurch daß die Segregationsrate der Teilschmelzen höher ist, als die Diffusionsrate von REE in der Schmelze (Vergl. Muecke & Clarke 1981; Richter 1986; Barbey et al. 1990; Sawyer 1991; Paterson & Tobisch 1992; Barbey et al. 1996; Fitzsimons 1994, 1996).

Watt & Harley (1993) machen disequilibrium melting für die niedrigen LREE-Gehalte und die positive Europium-Anomalie in den konkordanten Leukosomen der Migmatite von Brattstrand Bluffs (Antarktis) verantwortlich. Ihrer Meinung nach wird die positive Europium-Anomalie der Leukosome nur durch die Segregation einer Teilschmelze hervorgerufen, wobei das Leukosom als Fsp-Kumulat zurückbleibt. Bereits geringe Mengen an Monazit würden eine negative Europium-Anomalie verursachen. Daher ist es schwierig zu entscheiden, ob disequilibrium melting stattgefunden hat oder es sich bei der Zusammensetzung der Leukosome um eine Mischung aus Schmelze und Restit handelt (Watt & Harley 1993; Bea 1996). Auch Carrington & Watt (1995) ziehen für niedrige REE-, Zr-, Th- und Hf-Gehalte und die Entstehung einer positiven Europium-Anomalie in den von ihnen untersuchten Migmatiten zum einen disequilibrium melting eines Fsp-reichen Protolithen und zum anderen die Zusammensetzung eines Fsp-reichen-Leukosom-Kumulates nach Verlassen einer Teilschmelze in Betracht.

Fitzsimons (1994, 1996) hingegen erklärt die REE-Gehalte und -Muster der Leukosome der Brattstrand Bluffs Migmatite durch die unvollständige Teilnahme der Akzessorien am Schmelzprozeß, vor allem von Monazit im Ausgangsgestein. So beobachteten beispielsweise Bea et al. (1994), daß ca. 90% der Monazite und ca. 70% der Zirkone noch in den Bt des von ihnen untersuchten Restits eingeschlossen waren.

Abb. 95: Variations-Diagramm

(La + Ce gegen TiO_2)

Heterogene Leukosomgänge:

PG = Pl-Grt-reiche Randzonen

BC = Bt-Crd-Grt-reiche Schlieren

BG = Bt-Grt-reiche Schlieren

KQ = Kfs-Qtz-reiche Mittellagen

Grt-Crd-führende Mikroklin-Granite

PG-Granit = Pl-Qtz-Grt-reiche

Partien im Granit (MW)

O29 = Kfs-Qtz-Grt-reiche Partie

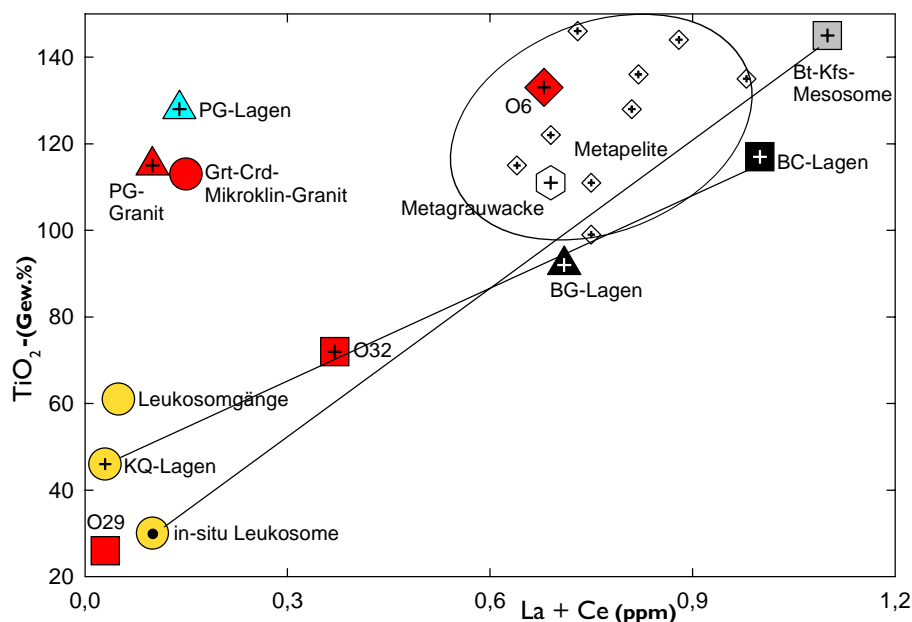
im Granit, Aufschluß O

O32 = Qtz-Crd-reiche Partie

im Granit, Aufschluß O

O6 = Bt-Grt-reiche Partie

im Granit, Aufschluß O



Watt et al. (1996) bemerkten, daß konkordante Kfs-Qtz-reiche Leukosome niedrige LREE-Gehalte und eine positive Europium-Anomalie, diskordante Leukosomlagen hingegen Bt-Grt-Pl- und Akzessorien-reiche Schlieren mit hohen REE-Gehalten aufweisen (Vergl. Grenfield et al. 1996; Del Moro 1999).

In den Bt-Grt-reichen, Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren und t.w. in den PG-Randzonen der heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge im Gebiet von Turku, in denen Bt noch vorkommt, sind viele Akzessorien noch in Bt eingeschlossen, bzw. während der Re-Kristallisation von Bt wieder eingeschlossen worden sind. Deshalb korreliert der (La+Ce)-Gehalt der Migmatitlagen gut mit dem TiO_2 -Gehalt, da TiO_2 bevorzugt in Bt eingebaut wird (**Abb. 95**). Crd und Grt besitzen in den Migmatiten von Turku TiO_2 -Gehalte von <0.1 Gew.%, und haben demzufolge keinen Einfluß auf den TiO_2 -Gehalt.

Die BC-Schlieren und Bt-Kfs-reichen Mesosome liegen geringfügig unterhalb der Metapelite (**Abb. 95**), die Korrelationsgerade führt durch den Kreis der Ausgangsmetapelite. Die Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite, die Pl-Qtz-Grt Bereiche der Granite und die PG-Randzonen der heterogenen Leukosomgänge

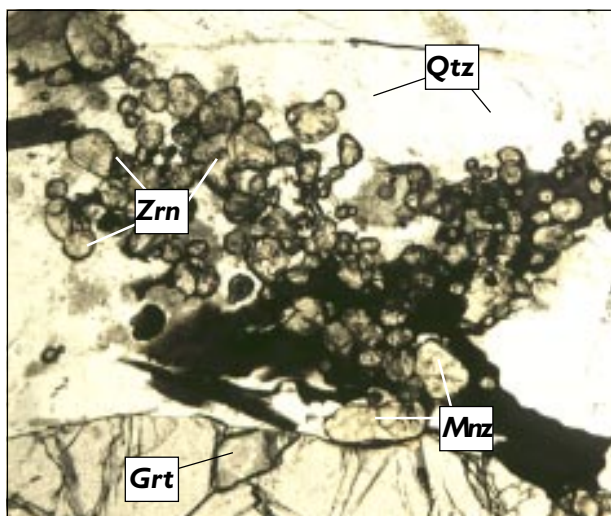


Abb. 96: Akzessorien im Übergangsbereich eines breiten, homogenen Leukosomgangs zu einem Bt-Kfs-reichen Mesosom (DS Q5b), (linear. Pol.)

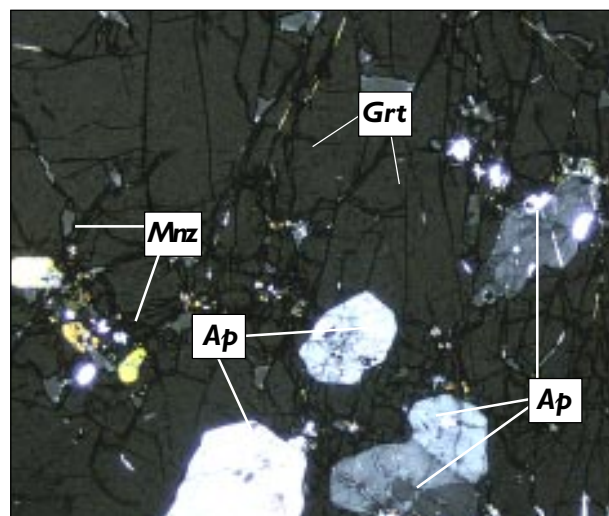


Abb. 97: Eingeschlossene Akzessorien in Grt im Übergangsbereich zu einem breiten, homogenen Leukosomgang (Probe Q5b), (gekr.. Pol.)

liegen nicht auf der Korrelationsgeraden, da hier kein/kaum Bt vorhanden ist. Die hohen (La+Ce)-Gehalte dieser Bereich können dadurch erklärt werden, daß ein Teil der Akzessorien nach dem Zerfall von Bt während der Schmelzbildung direkt wieder von Grt eingeschlossen worden ist. Ein Bereich einer PG-Partie am Rand zu einem Bt-Kfs-reichen Mesosoms zeigt **Abb. 96**. Hier befinden sich viele Akzessorien am Rand von Grt oder sind im Grt eingeschlossen (s. **Abb. 96**). Die eingeschlossenen Akzessorien können nicht mehr am Schmelzprozeß teilnehmen. Zirkone, die in Pl oder Akfs eingeschlossen sind, zeigen runde bis subrunde Kornformen (**Abb. 97**). Gupta et al. (1998) vermuten, daß solche Zirkone nur eingeschränkt am Schmelzprozeß teilgenommen haben.



Abb. 98: Zirkon mit Zonierung und runder, t.w. hypidiomorpher Kornform in einem Pl einer Pl-Grt-reichen Randzone (Probe J97-11, DS-Nr. J11h, (linear. Pol.)

10.2 Sammlung und Segregation von Teilschmelzen

Die Gleichgewichtseinstellung ist nicht nur von der Löslichkeit (Temperatur), sondern auch von den Schmelzbildungs- und Segregationsrate abhängig. So zeigen Paterson & Tobisch (1982), daß, obwohl die Viskosität großen Einfluß auf die Segregationsgeschwindigkeit hat, letztere im Bereich von 10^7 bis $10^8 \text{cm}^2/\text{s}$ liegen und damit deutlich höher sind, als die Diffusionsgeschwindigkeit (10^{10} bis $10^{18} \text{cm}^2/\text{s}$) innerhalb der Schmelze. Watson & Harrison (1983, 1984) kalkulierten Diffusionsgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Korngröße und Wassergehalt granitischer Schmelzen. Dabei stellten sie fest, daß ein Zirkon von 0.03-0.1mm bei 850°C und einem Wassergehalt der Schmelze von 3.1Gew%. ca. 23 Jahre für die Einstellung des Gleichgewichtes mit der Schmelze braucht. Im Gegensatz dazu beträgt der Zeitraum der Gleichgewichtseinstellung bei 675°C bereits 0.7 Ma. Harris et al. (1993) berechneten für das Erreichen des Verteilungsgleichgewichtes von Sr zwischen Bt und Schmelze, einen Zeitraum von nur 100a bei Temperaturen zwischen 660 und 700°C . Im Vergleich dazu braucht ein Grt gleicher Größe ca. 15 Ma, um Gleichgewicht mit der granitischen Schmelze bezüglich der REE zu erreichen. Demzufolge können die Schmelzen nur im Gleichgewicht mit dem Restit bleiben, wenn die Segregationsgeschwindigkeiten sich im Bereich von 1-2cm/a bewegen (Watt et al. 1996), Deformationsraten sind jedoch oft größer und liegen im Bereich von 2-3cm/a (Vergl. Rubie & Brealey 1990; Brown 1994b, Brown et al. 1995a, b; Watt et al. 1996). Kommt es während der Schmelzbildung zur Deformation und dadurch zur möglichen schnellen Segregation von Teilschmelzen, setzt disequilibrium melting ein. So kann der Restit nicht mehr im Gleichgewicht mit der Schmelze stehen, die resultierenden Schmelzen weisen folglich niedrige Spurenelementgehalte auf (Vergl. Miller et al. 1988, 1992; Brown et al. 1995b; Sawyer 1995a, b).

Strukturgeologische Untersuchungen von Ehlers et al. (1993) und Väisänen et al. (1994) legen den Zeitpunkt der Schmelzbildung zwischen die Deformationsphase D2 und D3 und so auf einen Zeitraum von 30-40 Mio a fest. Vereinzelt, undeformierte in-situ Leukosome können aber auch kurz nach der D3-Phase entstanden sein (Vergl. Meier 1992). Die Form der in-situ Leukosome weist dabei auf reine Sche-

rung als Deformationsmechanismus hin. Durch diesen Mechanismus entsteht auf der einen Seite der Scherzone Extension und auf der anderen Seite korrespondierend dazu Kompression. In die durch Extension geschaffenen „Räume“ kann Teilschmelzmaterial schnell segregieren. In Bereichen, wo keine Scherung stattgefunden, bleibt dagegen das Teilschmelzmaterial diffus verteilt (Vergl. Passchier & Trouw 1996).

Clemens & Mayer (1992) stellten in ihren Deformationsexperimenten fest, daß sich die Schmelzen hauptsächlich in den niedrigen Druckbereichen sammelten. Nach Laporte & Watson (1995) können bereits kleinere Schmelzmengen von 5-10Vol.% segregieren, wenn die Teilschmelzen miteinander in Verbindung stehen („Interkonnektivität“, Paquet et al. 1981; Jurewicz & Watson 1984; Laporte 1994). Rutter & Neumann (1995) konnten in ihren Deformationsexperimenten belegen, daß sich die Schmelzen bevorzugt in Scherzonen sammelten. Ähnliches wurde auch von Dell'Angelo & Tullis (1988) bei ihren Experimenten beobachtet. Anhand von strukturgeologischen Studien konnte Barr (1985) in den Migmatiten von Moins in Schottland nachweisen, daß die Leukosome vorwiegend in den „low-stress parts“ von Scherzonen lokalisiert sind. Dabei fiel ihm auf, daß, je kleiner die Leukosome/Gänge waren, desto stärker war die Trennung von Leukosom- und Restitmaterial (Vergl. McLellan 1983, 1988; Ashworth & McLellan 1985). In diesem Zusammenhang halten D'Lemos et al. (1992) die Deformation für die entscheidende und treibende Kraft beim Verlassen bzw. bei der Trennung kleinerer Schmelzmengen vom Restit (Vergl. Pitcher 1979; Hollister & Crawford 1986; Petford et al. 1993).

Die stark unterschiedlichen Spurenelementgehalte in den verschiedenen Leukosomtypen der Migmatite im Gebiet von Turku könnten somit entweder auf disequilibrium melting, verursacht durch die unvollständige Löslichkeit der Akzessorien, oder die schnelle Trennung der Teilschmelzen während der Deformation zurückgeführt werden. Inwiefern ein Prozeß dominierend ist oder es sich um ein kompliziertes Zusammenspiel mehrerer Prozesse handelt, kann nicht entschieden werden. In den dünnlagigen, linsenförmigen in-situ Leukosomen im Gebiet von Turku ist dabei die Trennung Teilschmelze-Restit noch nicht so deutlich ausgeprägt, wie in den heterogenen Leukosomgängen.

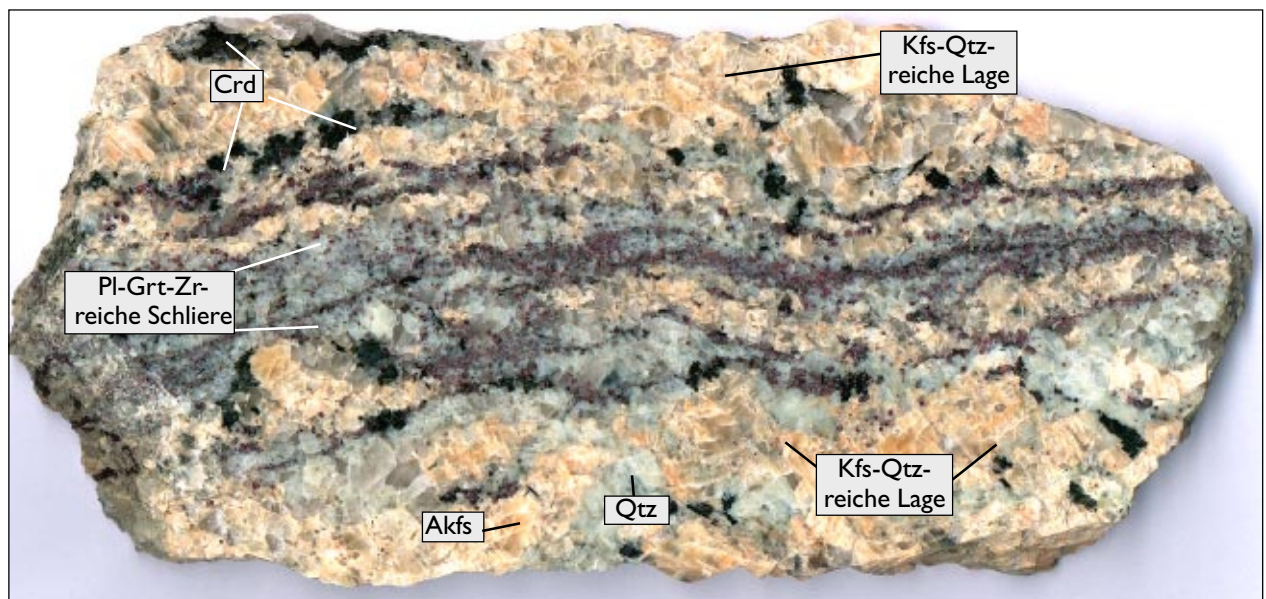


Abb. 99: Detail eines heterogen zusammengesetzten Leukosomgangs mit Pl-Grt-(Crd)-reichen Schlieren in der Mitte sowie Kfs-Qtz-reichen Partien am Rand. Der Ausschnitt zeigt die vollständige Breite des Gangs, oben und unten schließen sich Bt-Kfs-reiche Mesosome an, Aufschluß L (Probe L3, L3-KQ sowie L3PG1 und L3-PG2, s. Anhang)

10.2.1 Problem der Pl-Grt-Randzonen von Bt-Crd-Grt-reichen Schlieren

In den konkordanten, 0.5 bis 0.8m breiten, heterogenen Leukosomgängen treten Pl-Grt-reiche Randzonen um Bt-Crd-Grt-reiche Schlieren oder im Kontaktbereich zu Bt-Kfs-reichen Mesosomen (Abb. 15), vereinzelt auch innerhalb der Gänge auf (Abb. 99). Der Anteil dieser Pl-Grt-reichen Randzonen beträgt zwischen 10 und 15Vol.%. Lokal können auch 20Vol.% erreicht werden (s. Kap. 4). In Grt und Pl dieser Partien treten vereinzelt Anhäufungen von Monazit, Apatit und Zirkon als Einschlüsse auf. Der Pl-Gehalt in den PG-Lagen ist mit 45 bis 60Vol.% sehr hoch, der von Akfs liegt bei ca. 10Vol.%. Auffallend ist, trotz des hohen Pl-Anteils, die Ausbildung einer negativen Europium-Anomalie. Der Anteil von Europium ist ähnlich hoch wie in den KQ-Lagen. Nach Watt & Harley (1993) sollten jedoch Fsp-Leukosom-Kumulate eine starke positive Europium-Anomalie aufweisen.

Die Bildung solcher Pl-Grt-reichen Randzonen kann möglicherweise so erklärt werden:

Schritt 1 (Abb. 100a und b): Bildung einer Wasser-untersättigten, Or-reichen Teilschmelze durch batch melting/equilibrium melting (Vergl. Barbero et al. 1995). Die Teilschmelze steht dabei im Gleichgewicht mit dem Restit. Dieser ist gegenüber dem metapelitischen Ausgangsmaterial an REE angereichert, die Schmelze weist im Gegensatz dazu niedrigere REE-Gehalte und eine negative Europium-Anomalie auf. Die Zusammensetzung der Teilschmelze liegt aufgrund der Wasseruntersättigung unterhalb des Qz-Or-Astes der kotektischen Linie (Vergl. Holtz et al. 1992).

Schritt 2 (Abb. 101a und b): In der weiteren Entwicklung kommt es zur Kristallisation von Akfs und Qtz. Dabei nimmt Akfs vor allem Europium und nur geringe Mengen anderer REE auf. Der

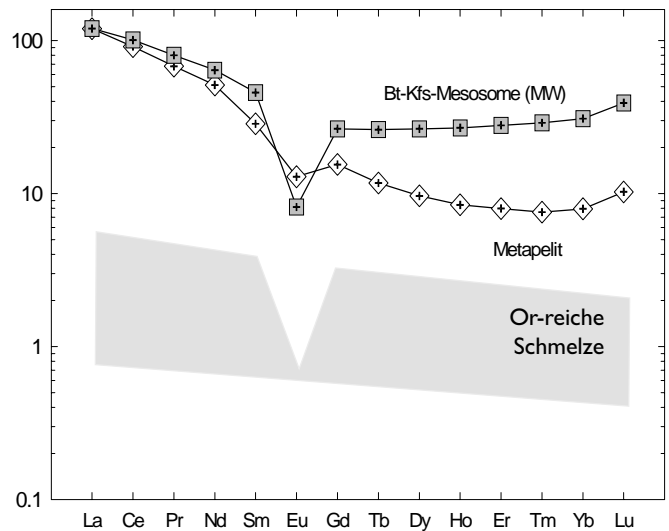


Abb. 100a: Bildung einer Akfs-reichen Teilschmelze, die im Gleichgewicht mit einem an REE angereicherten Restit steht

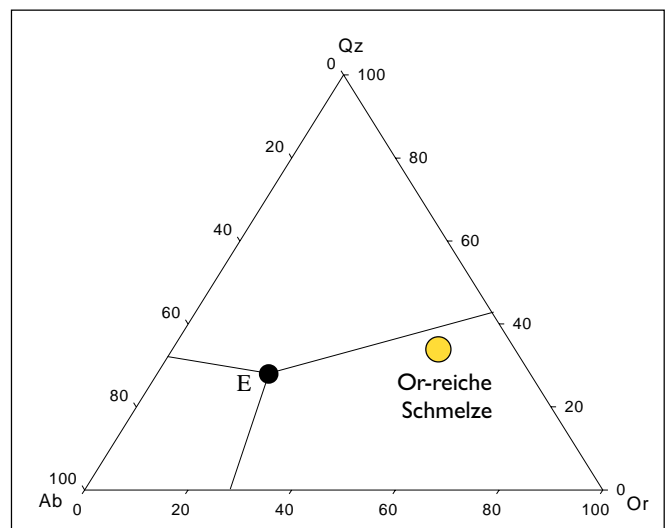


Abb. 100b: Darstellung dieser Teilschmelze im System Qz-Ab-Or-H₂O bei P = 5kbar

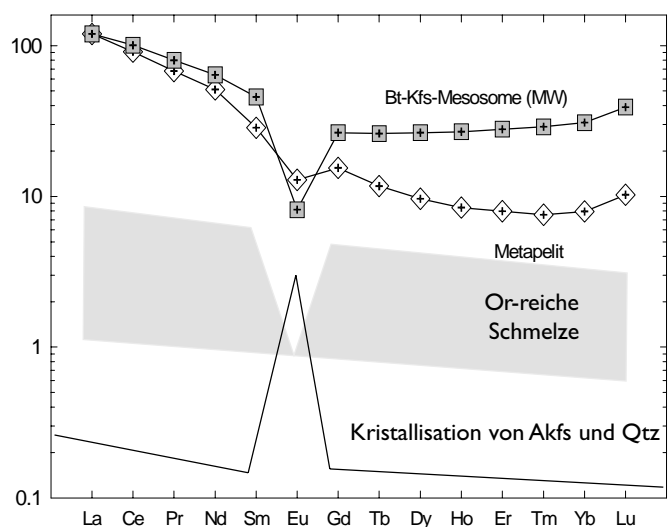


Abb. 101a: Kristallisation von Akfs und Qtz und Verarmung der Schmelze an Europium

Verteilungskoeffizient für die anderen REE ist für Akfs relativ niedrig (Nash & Crecraft 1985). Dadurch verarmt die Schmelze an Europium und reichert relativ dazu die anderen REE an. Die Restschmelze entwickelt sich nun in Richtung An-Komponente und Eutektikum auf der kotektischen Linie, bei 0.5GPa (Vergl. Holtz et al. 1992; Becker et al. 1998).

Schritt 3 (Abb. 101): Im Eutektikum kristallisiert neben Akfs und Qtz zusätzlich Pl aus. Während dieser Endphase kommt es zur Deformation und Segregation von noch nicht kristallisiertem Teilschmelzmaterial und dadurch zu einer Aufnahme von Grt, Bt, Pl, Qtz und Akzessorien aus den angrenzenden Bt-Kfs-reichen Mesosomen (Abb. 96 und 97). Die poikiloblastischen Grt sind aufgrund gleicher Zonierung wie die Grt aus den Bt-Kfs-reichen Mesosomen als metamorph und mitgeschleppte Restite identifizierbar (Vergl. Vernon & Collins 1988; Chappel et al. 1987). Die kristallisierenden Pl können, trotz des hohen Verteilungskoeffizienten für Europium, nur noch geringe Mengen an Europium aufnehmen und eine negative Europium-Anomalie in den Pl-Grt-reichen Randzonen ausbilden. Die PG-Randzonen können folglich als Mischung zwischen mitgeschlepptem Restitmaterial und Teilschmelze angesehen werden (s. Profil 2, Abb. 44).

Ab-reiche Restschmelzen wurden bei Kristallisationsexperimenten von Nabalek et al. (1992) mit dem Harney-Granit beobachtet (Abb. 103). Falls die Na-reichen Zusammensetzungen aus einer Ausgangsschmelze unter Gleichgewichtsbedingungen kristallisiert sind, dann sollten mögliche Restschmelzen noch Na-reicher sein (Nabalek et al. (1992). Sie interpretierten diese Zusammensetzungen als residuale Schmelzen eines Pl-reichen Ausgangsmaterials, das aus der Fraktionierung von Kristall und Schmelze entstanden ist.

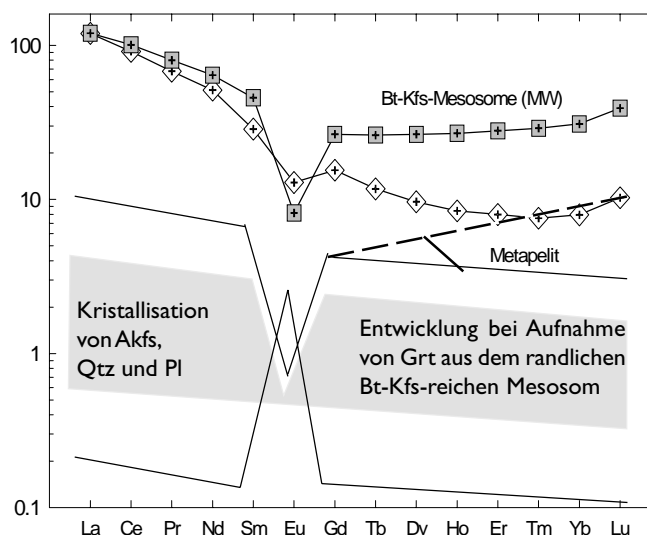
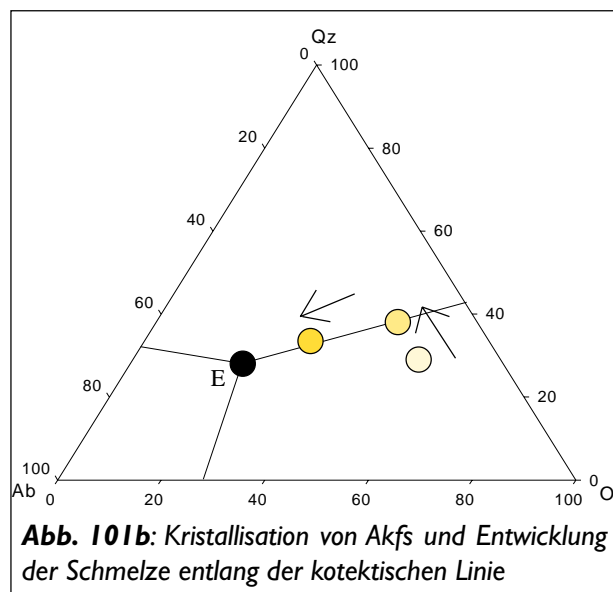


Abb. 102: Kristallisation von Akfs, Qtz und Pl

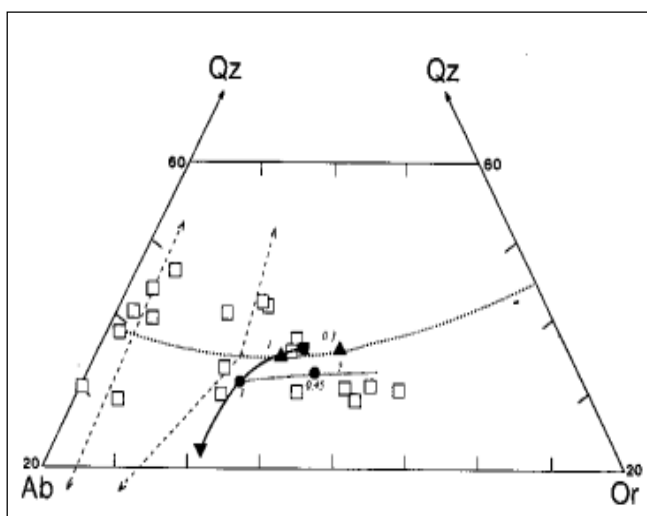


Abb. 103: Zusammensetzungen des Harney-Granits (Vergl. Nabalek et al. 1992). In der Endphase kristallisierten Na-reiche Zusammensetzungen

10.3 Mögliche Verbindung der Migmatite zu den Graniten im Gebiet von Turku

Die petrographischen Untersuchungen zeigen, daß in den meist grobkörnigen Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten im Gebiet von Turku verschiedene Arten von Restiten auftreten. Neben Pl-Qtz-Grt-reichen treten Qtz-Crd-reiche Partien und Bt-Grt-Crd-reiche Schlieren auf (**Kap. 4** und **5**). Vergleichbare Restite bzw. restitische Bereiche treten auch in den 0.5-1m mächtigen, heterogenen Leukosomgängen oder in kleinerem mm-Maßstab in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen, am Rand von in-situ Leukosomen auf.

Das mikroskopische Gefüge ist mit verschiedenen Leukosomlagen der Migmatite vergleichbar (s. **Kap. 4**). Gleiches gilt auch für die Mineralzusammensetzungen: Die Zusammensetzung der Fsp ist identisch. Bei den Grt gibt es zwei Ausbildungen: **a**) große poikiloblastische Grt: Diese weisen eine ähnliche Zusammensetzung und auch Zonierung auf, wie Grt aus den Bt-Kfs-reichen Mesosomen der Migmatite. **b**) kleine Grt: Diese sind dagegen unzoniert und besitzen die gleiche Zusammensetzung wie die Ränder der großen (s. **Kap. 6**). Das Auftreten von Sil, Crd und Grt in den Graniten deutet auf S-Typ-Charakter hin (Vergl. Clarke 1981; Chappell et al. 1987; Jones & Brown 1990; Chappell & White 1991; Chappell 1996).

Die chemische Zusammensetzung der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite ist mit denen der verschiedenen Leukosomtypen vergleichbar (**Kap. 8**). Die Zusammensetzung der auftretenden Restitlagen korreliert, im Gegensatz zu bei den Leukosomen der Migmatite und den dazugehörigen Restitlagen, nur eingeschränkt für die Hauptelemente, (**Kap. 8.1**). Dennoch kann metapelitisches Ausgangsmaterial bei der Bildung der Granite favorisiert werden (Vergl. Chappell et al. 1987; Carrington & Harley 1995; Chappell 1996; Carsen et al. 1997; Maas et al. 1997; Sawyer 1998; Jung et al. 1998, 1999).

Die Verteilungsmuster der HREE sind deutlich durch den Anteil von Grt geprägt (**Kap. 9**, Proben O29 und O34). Bei den Verteilungsmustern der LREE liegen die Gehalte der einzelnen Granitproben im Bereich der in-situ Leukosome, jedoch deutlich über denen der homogenen Leukosomgänge und der KQ-Lagen. Der Mittelwert der Grt-Crd-führenden Mikroklin-Granite weist eine negative Europium-Anomalie auf, bei den Einzelproben kann nur bei der restitischen Probe O29 eine positive Europium-Anomalie beobachtet werden, alle anderen besitzen eine negative Anomalie. Im Gegensatz dazu haben alle Leukosome eine mehr oder weniger deutliche positive Europium-Anomalie ausgebildet.

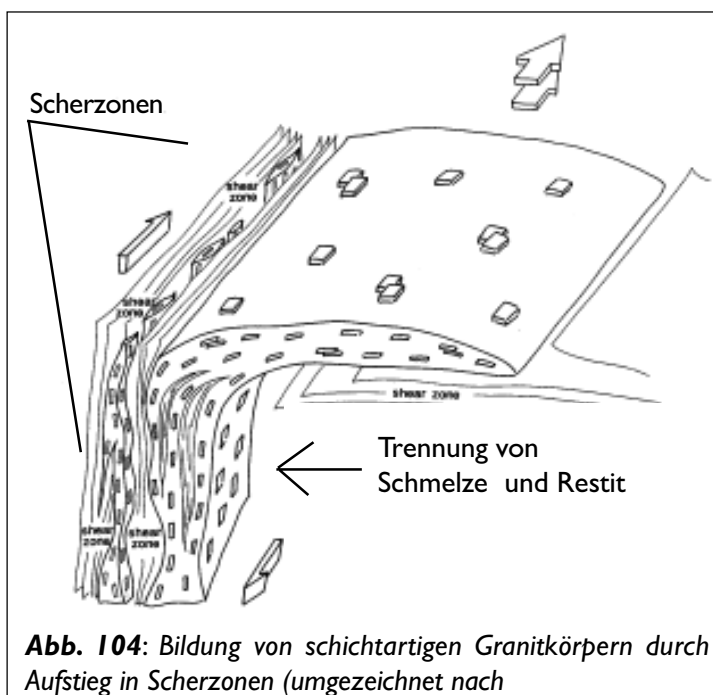
In den meisten S-Typ-Graniten zeigen die REE-Verteilungsmuster eine Anreicherung von LREE relativ zu Chondrit. Sie weisen eine negative Europium-Anomalie auf und deuten auf Protolith aus der oberen kontinentalen Kruste hin (Taylor & McLennan 1985). Dennoch sind in vielen Leukogranit-Suiten an LREE verarmte Verteilungsmuster zu beobachten (Nabelek & Glascock 1995). Solche Muster werden generell auf fraktionierte Kristallisation von LREE-führenden Mineralen/Akzessorien zurückgeführt. Hingegen weisen Watt & Harley (1993) darauf hin, daß eine solche Verarmung an LREE auch ihre Ursache im Nicht-Erreichen des chemischen Gleichgewichtes im Protolith haben kann. Dies kann hervorgerufen werden durch langsame Diffusion in der Schmelze und Zurückhaltung der REE im Restit (Akzessorien als Einschluß in Glimmern). Clemens (1989, 1990) sieht die Ursache im Widerspruch zwischen positiver Europium-Anomalie in Leukosomen und negativen Europium-Anomalien in S-Typ-Graniten darin, daß der Anteil mitgeschleppten Restitmaterials in den Graniten nicht geklärt ist (Vergl. White et al. 1999).

Die verschiedenen Restite in den Grt-Crd-führenden Mikroklin-Graniten insbesondere die Bt-Grt-Crd-reichen Schlieren, lassen darauf schließen, daß sich die Granite noch nicht weit von ihrem Bildungsort

entfernt haben (Vergl. Chappell 1996). Somit könnten sie als parautochthon angesprochen werden (Vergl. Ehlers et al. 1993; Selonen et al. 1996). In Bt eingeschlossene Akzessorien könnten bei der Segregation von Teilschmelzen plus Restit-Schlieren mitgeschleppt werden und beim weiteren Zerfall von Bt während des Aufstiegs deutlich das LREE-Verteilungsmuster verändern (Vergl. Clemens 1990, Clemens et al. 1997). Durch diesen Prozeß könnte nach Ansicht von Barbero et al. (1995) und Fitzsimons (1996) ein mögliches Verteilungsgleichgewicht beim Schmelzprozeß im Ausgangsgestein vorgetäuscht werden.

Das Verstehen von Schmelzsegregation und Schmelzbewegungen in der mittleren bis unteren kontinentalen Kruste ist grundlegend für die Rekonstruktion der Bildung und Entwicklung von Migmatiten sowie für die Bewertung der Verbindung zwischen Migmatiten und Graniten (Brown 1994b). Dabei fokussierten die Untersuchungen im wesentlichen auf deformationsgeförderte Segregationsprozesse vor allem in Scherzonen (Vergl. Hollister & Crawford 1986; Clemens & Mayer 1992; D’Lemos et al. 1992; Brown 1994b; Vigneresse 1995; Collins & Sawyer 1996; Oliver & Barr 1997, Sawyer 1998). Auch Ehlers et al. (1993) favorisieren für die Bildung der schichtartigen Granitkörper („*granitic sheets*“) im Granulit-Granit Migmatit-Gebiet von Turku durch „*dilantency pumping*“ in Scherzonen als treibenden Prozeß für die Trennung der Granite von ihrer Quelle. Dabei führen Ehlers et al. (1993) und Selonen et al. (1996) die Platznahme der Granite in Überschiebungsbereichen von Faltenschenkeln auf die großräumige Deformation während der D3-Phase zurück (Abb. 104, Vergl. Hoymann et al. 1998, Jung et al. 1999). Die Bewegungsrichtung bzw. Intrusionsrichtung wird dabei von eingeregelt große Akfs-Blasten angezeigt. Dieses Modell wird auch von Brown (1994b) für die Bildung und Sammlung der Teilschmelzen in Migmatiten und Graniten aus dem Gebiet von St. Malo (N-Frankreich) vorgeschlagen. Während der Aktivität der Scherzonen kann die Schmelze von ihrem Restit getrennt werden. Die Bewegung innerhalb der Scherzone soll dabei einer „*Pumpbewegung*“ gleichkommen und wird als *dilantency pumping* bezeichnet.

Die Bildung der Migmatite durch dehydration-melting in einem Ms-Bt-führenden metapelitischen Ausgangsmaterial und die Sammlung kleinerer Schmelzmengen zu in-situ Leukosomen und dm-breiten Gängen kann relativ gut rekonstruiert werden. Beobachtungen in den heterogenen Leukosomgängen deuten daraufhin, daß dort durch Deformation gefördert die Trennung von Teilschmelze und Restitmaterial erfolgen kann. Die Restite in den Graniten zeigen jedoch, daß diese immer noch unvollständig ist und solche Restite die Zusammensetzung der Granite entscheidend beeinflussen können. Die Migmatite können somit als Beispiel für die Prozesse dienen, die zur Bildung der Grt-Crd-führenden Mikroclin-Granite im Gebiet von Turku geführt haben. Eine direkte genetische Verbindung ist jedoch daraufhin nicht abzuleiten.



Kapitel 11: Literaturverzeichnis

- Albarède F (1995) Introduction to geochemical modelling. - 543 S, Cambridge
- Allan BD & Clarke DB (1981) Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. - *Can Mineralogist*, **19**: 19-24
- Allègre CJ & Minster JF (1978) Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. - *Earth Plan Sci Lett*, **38**: 1-25
- Allibone AH & Norris RJ (1992) Segregation of leucogranitic microplutons during syn-anatectic deformation: an example from the Taylor Valley, Antarctica. - *J metamorphic Geol*, **10**: 589-600
- Arth JG (1976) Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications. - *J Res US Geol Surv*, **4**: 41-47
- Arth JG, Barker F, Peterman ZE & Friedmann I (1978) Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic magmas. - *J Petrol*, **19**(2): 289-316
- Ashworth JR (1979) Comparative petrography of deformed and undeformed migmatites from the Grampian Highland of Scotland. - *Geol Mag*, **116**(6): 445-456
- Ashworth JR (1985) Migmatites. - 302 S, New York
- Ashworth JR & Chinner GA (1978) Coexisting garnet and cordierite in migmatites from the Scottish Caledonides. - *Contrib Mineral Petrol*, **65**: 379-394
- Ashworth JR & McLellan EL (1985) Textures. - In: Ashworth JR (ed), Migmatites, 302 S, New York: 180-202
- Ashworth JR & Brown M (1990) High temperature metamorphism and crustal anatexis. - 405 S, London
- Atherton MP & Gribble CD (1983) Migmatites, melting and metamorphism. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich
- Ayres M, Harris NBW & Vance D (1997) Possible constraints on anatectic melt residence times from accessory mineral dissolution rates: an example from Himalayan leucogranites. - *Min Mag*, **61**(1): 29-36
- Arzi AA (1978) Critical phenomena in the rheology of partially molten rocks. - *Tectonophysics*, **44**: 173-184
- Barber JP, Yardley BWD & Scheppard TJ (1983) Fluid inclusion study of high-grade rocks from Connemara, Ireland. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), Migmatites, melting and metamorphism. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 110-127
- Barbero L, Rogers G, Brown PE & Villaseca C (1995) Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. - *J geophys Res*, **100**(B8): 15745-15765
- Barbey P, Macaudiere J & Nzenti PN (1990) High-Pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). - *J Petrol*, **31** (2): 401-427
- Barbey P, Brouand M, Le Fort P & Pêcher A (1996) Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan slab migmatites in central Nepal. - *Lithos*, **38**: 63-79
- Barboza SA & Bergantz GW (1998) Rheological transitions and the progress of melting of crustal rocks. - *Earth Plan Sci Lett*, **158**: 19-29
- Barr D (1983) Geochemical constraints on migmatization in the Moine rocks of Scotland. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), Migmatites, melting and metamorphism. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 297-299
- (1985) Migmatites in the Moin. - In: Ashworth JR (ed), Migmatites, 302 S, New York: 225-261
- Bea F (1989) A method for modelling mass balance in partial melting and anatectic leucosome segregation. - *J metamorphic Geol*, **7**: 619-628
- (1991) Geochemical modelling of low melt-fraction anatexis in a peraluminous system: the Pena Negra Complex (central Spain). - *Geochim Cosmochim Acta*, **55**: 1859-1874

- (1996) Residence of REE, Y, Th, and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. - *J Petrol*, **37**(3): 521-552
- Bea F, Pereira MD & Stroh A (1994) Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). - *Chem Geol*, **117**: 291-312
- Becker A., Holtz F & Johannes W (1998) Liquidus temperatures and phase compositions in the system Qz-Ab-Or at 5 kbar and very low water activities. - *Contrib Mineral Petrol*, **130**: 213-224.
- Berg JH & Docka JA (1983) Geothermometry in the Kiglapait contact aureole, Labrador. - *Am J Sci*, **283**: 414-434
- Bermann (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. - *J Petrol*, **29**: 445-522
- Bhattacharya A, Mazumadar AC & Sen SK (1988) Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data implications for cordierite-garnet thermometry in granulites. - *Am Min*, **73**: 338-344
- Blumenfeld P & Bouchez JL (1988) Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. - *J Struct Geol*, **10**: 361-372
- Boynton WV (1984) Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. - In: Henderson P (ed), Rare earth element geochemistry: 63-114
- Brey GP & Köhler T (1990) Geothermobarometrie in four-phase lherzolites. part II: new thermometers and practical assesment of existing thermobarometers. - *J Petrol*, **31**(6): 1313-1353
- Brouand M, Banzet G & Barbey P (1990) Zircon behaviour during crustal anatexis. Evidence from the Tibetan Slab migmatites (Nepal). - *J Volc Geotherm Res*, **44**: 143-161.
- Brown M (1983) The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, S-Brittany, France. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), Migmatites, melting and metamorphism. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 174-201
- (1994a) Melt segregation mechanism control on the geochemistry of crustal melts. - *Min Mag*, **58A**: 124-125
- (1994b) The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. - *Earth Sci Rev*, **36**: 83-130
- Brown M & Earle MM (1983) Cordierite-bearing schists and gneisses from Timor, Eastern Indonesia: P-T conditions of metamorphism and tectonic implications. - *J metamorphic Geol*, **1**: 183-203
- Brown M, Averkin AY & McLellan EL (1995a) Melt segregation in migmatites. - *J geophys Res*, **100**(B8): 655-679
- Brown M, Rushmer T & Sawyer EW (1995b) Introduction to special section: mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. - *J geophys Res*, **100**(B8): 551-563
- Carrington DP & Harley SL (1995) Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. - *Contrib Mineral Petrol*, **120**: 270-291
- Carrington DP & Watt GR (1995) A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. - *Chem Geol*, **122**: 59-76
- Carsen CJ, Powell R, Wilson CJL & Dirks PHGM (1997) Partial melting during exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. - *J metamorphic Geol*, **15**: 105-126
- Cavalini M, Vielzeuf D, Bottazai P, Mazzucchelli M & Ottolini L (1995) Direct measurement of rare earth contents in partial melts from metapelites. - *Terra Abstr*, **7**: 344-345
- Cesare B, Salvioli Mariani E & Venturelli G (1997) Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain). - *Min Mag*, **61**(1): 15-27
- Chappell BW (1984) Source rocks of I-type and S-type granites in the Lachlan Fold belt. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **83**: 1-26
- (1996) Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of Southeastern Australia. - *J Petrol*, **37**(3): 449-470

- Chappell BW, White AJR & Wyborn D (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. - *J Petrol*, **28**(6): 1111-1138
- Chappell BW & White AJR (1991) Restite enclaves and the restite model. - In: Didier J & Barbarin B, (eds) Enclaves and granite petrology, *Development in petrology*, **13**: 375-381
- (1996) Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its cause and implications for the physical state of granite magma. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **88**: 159-170
- Chakraborty S & Ganguly J (1992) Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary coefficients, and applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**: 74-86.
- Clarke DB (1981) The mineralogy of peraluminous granites: a review. - *Can Mineralogist*, **19**: 3-17
- Clemens JD (1989) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a comment. - *J Petrol*, **30**(5): 1313-1316
- (1990) The granulite-granite connexion. - In: Vielzeuf D & Vidal PH (eds) *Granulites and crustal evolution*, 590 S, Amsterdam: 340-350
- Clemens JD & Wall VJ (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-Type) granitic magmas. - *Can Mineralogist*, **19**: 111-131
- Clemens JD & Vielzeuf D (1987) Constraints on melting and magma production in the crust. - *Earth Plan Sci Lett*, **86**: 287-306
- Clemens JD & Mayer CK (1992) Granitic magma transport by fracture propagation. - *Tectonophysics*, **204**: 339-360
- Clemens JD, Droop GTR & Stevens G (1997) High-grade metamorphism, dehydration and crustal melting: a reinvestigation based on new experiments in the silica-saturated portion of the $\text{KAlO}_2\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ at P 1.5 GPa. - *Contrib Mineral Petrol*, **129**: 308-325
- Collins WJ & Sawyer EW (1996) Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. - *J metamorphic Geol*, **14**: 565-579
- Cox KG, Bell JD & Pnakhurst RJ (1979) *The interpretation of igneous rocks*. - 400 S, London
- Cox KG & Clifford P (1982) Correlation coefficient patterns and their interpretation in three basaltic suites. - *Contrib Mineral Petrol*, **79**: 268-278
- Dasgupta S, Sengupta P, Guha D & Fukouka M (1991) A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. - *Contrib Mineral Petrol*, **109**: 130-137
- Deer WA, Howie RA & Zussmann J (1999) *An introduction to the rock-forming minerals*. - 696 S, London
- Dell'Angelo LN & Tullis J (1988) Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. - *J metamorphic Geol*, **6**: 495-515
- D'Lemos RS, Brown M & Strachan RA (1992) Granite magma, ascent and emplacement within a transpressional orogen. - *J Geol Soc London*, **149**: 287-490
- Del Moro A, Martin S & Prosser G (1999) Migmatites of the Ulten Zone (NE Italy), a record of melt transfer in Deep Crust. - *J Petrol*, **40**(12): 1803-1826
- Dietvorst EJJ (1980) Biotite breakdown and the formation of gahnite in metapelitic rocks from Kemiö, southwest Finland. - *Contrib Mineral Petrol*, **75**: 327-337
- (1982) Prograde metamorphic zoning in amphibolite facies pelitic gneisses from Kemiö, southwest Finland. - *Geol Rundsch*, **71**: 245-262
- Dougan TW (1981) Melting reactions and trace element relationships in selected specimen of migmatitic pelites from New Hampshire. - *Contrib Mineral Petrol*, **78**: 337-344
- Ebadi A & Johannes W (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O-CO}_2$. - *Contrib Mineral Petrol*, **106**: 286-295

- Edelmann N & Jaanus-Järkälä M (1983) A plate tectonic interpretation of the Precambrian of the Archipelago of Southern Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **325**: 1-33
- Ehlers C & Lindroos A (1990) Low angle ductile shears in the Early Proterozoic rocks of SW Finland. - *Geol Fören Stockholm Förh*, **112**: 177-178
- Ehlers C, Lindroos A & Selonen O (1993) The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland a belt of transpressive deformation and granite emplacement. - *Precamb Res*, **64**: 295-309
- Ellis DJ (1987) Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. - *Geology*, **15**: 167-170
- (1992) Precambrian tectonics and the physicochemical evolution of the continental crust. II. Lithosphere delamination and ensialic orogeny. - *Precamb Res*, **55**: 507-524
- Emmermann R, Daieva L & Schneider J (1975) Petrologic significance of rare earths distribution in granites. - *Contrib Mineral Petrol*, **52**: 267-283
- England PC & Richardson SW (1977) The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. - *J Geol Soc London*, **134**: 201-213
- Essene EJ (1989) The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. - In: Daly JS, Cliff RA & Yardley BWD (eds), *Evolution of metamorphic belts* - *Geol Soc London spec Publ*, **43**: 1-44
- Ferry JH & Spear FS (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contrib Mineral Petrol*, **66**: 113-117
- Fitzsimons ICW (1994) Cordierite migmatites from East Antarctica: geochemical constraints on volatile distribution during crustal anatexis. - *Min Mag*, **58A**: 274-275
- Fitzsimons ICW (1996) Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, East Antarctica - Metamorphism melting and exhumation of the Mid Crust. - *J Petrol*, **37**: 395-414
- Fitzsimons ICW & Harley SL (1991) Geological relationship in high-grade gneiss of the Blattstrand Bluffs coastline, Prydz Bay, East Antarctica. - *Austr J Earth Sci*, **38**: 497-519
- Flemming PD & White AJR (1984) Relationship between deformation and partial melting in the Palmer migmatite, South Australia. - *Austr J Earth Sci*, **31**: 351-360
- Flood RH & Shaw SE (1975) A cordierite-bearing granite suite from the New England Batholith, SW Australia. - *Contrib Mineral Petrol*, **52**: 157-164
- Florence FP & Spear FS (1991) Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. - *Contrib Mineral Petrol*, **107**: 487-500
- France-Lanord C & LeFort P (1988) Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. - *Transact Roy Soc Edingburgh, Earth Sci*, **79**: 183-195
- Front K & Nurmi PA (1987) Characteristics and geological setting of synkinematic Svecokarelian granitoids in Southern Finland. - *Precamb Res*, **35**: 207-224
- Gaál G (1986) 2200 Million years of crustal evolution. - *Bull Geol Soc Finl*, **58**: 149-168
- Gaál G & Gorbatshev R (1987) An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. - *Precamb Res*, **35**: 15-52
- Ganguly J & Saxena KS (1984) Mixing of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. - *Am Min*, **69**: 88-97
- Gardian V, Thompson AB, Grujic D & Ulmer P (1995) Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + muscovite assemblages and implications for crustal melting. - *J geophys Res*, **100**(B8): 15581-15591
- Ghent ED, Kintter CC, Raeside RP & Stout MZ (1982) Geothermometry and geobarometry of pelitic rocks of the upper kyanite and sillimanite zones, Mica Creek area, British Columbia. - *Can Mineralogist*, **20**: 295-305
- Giraud A, Marchand J, Dupuy C & Dostal J (1984) Geochemistry of the leptyno-amphibolitic complex from Haut-Allier (French Massif Central). - *Lithos*, **17**: 203-214

- Govindaraju K (1989) Compilation of working values and sample description for 272 geostandards. - Geostandards Newsletters, spec issue, Vol. **13**: 1-113
- Grant JA (1985) Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. - In: Ashworth JR (ed), *Migmatites*, New York: 86-140
- Grant JA & Frost BR (1990) Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie Anorthosite Complex, Mortan Pass, Wyoming. - *Am J Sci*, **290**: 425-472
- Green T (1994) Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis - Sedona 16 years later. - *Chem Geology*, **117**: 1-36
- Greenfield JE, Clarke GL, Bland M & Clark DJ (1996) Insitu migmatite and hybrid diatexite at Mt Stafford, central Australia. - *J metamorphic Geol*, **14**: 413-426
- Grujic D & Mancktelow NS (1998) Melt bearing shear zones; analogue experiments and comparison with examples from southern Madagascar. - *J Struct Geol*, **20**: 673-680
- Gupta LN & Johannes W (1982) Petrogenesis of a stromatic migmatite, Nelaug, S-Norway. - *J Petrol*, **23**: 548-561.
- (1986) Genetic model for the stromatic migmatites of the Rantasalmi-Sulkava area, Finland. - *J Petrol*, **27**: 521-539
- Gupta LN, Meier G & Johannes W (1998) Cloudiness in Zircons - a chemical and morphological study. - *J Geol Soc India*, **51**(4): 475-484
- Hand M & Dirks PHGM (1992) The influence of deformation of axial-planar leucosomes and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneiss, central Australia. - *J Struct Geol*, **14** (5): 591-604
- Handy MR (1994) Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. - *J Struct Geol*, **16**: 8647-8661
- Hangela LS (1987) The early proterozoic Zn-Pb-Cu massive sulfide deposit at Attu, SW Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **341**: 1-100
- Hanson GN (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. - *Earth Plan Sci Lett*, **38**: 26-43
- Härme M (1960) The general geologic map of Finland, Turku Sheet B1, scale 1:40,000
- (1962) An example of anatexis. - *Bull Com Géol Finl*, **204**: 113-125
- (1965) On The potassium migmatites of southern Finland. - *Bull Com Géol Finl*, **212**: 521-539
- Harris NBW (1976) The significance of garnet and cordierite from the Sioux Lookout region, English River gneiss belt, Northern Ontario. - *Contrib Mineral Petrol*, **55**: 91-104
- Harris NBW & Inger S (1992) Trace element modelling of pelitic-derived granites. - *Contrib Mineral Petrol*, **110**: 46-56
- Harris NBW, Gravstock P & Inger S (1993) Ionprobe determinations of trace-element concentrations in garnets from anatectic assemblages. - *Chem Geol*, **100**: 41-49
- Harris NBW, Ayres M & Massey J (1995) Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranitic magmas. - *J geophys Res*; **100**(B8): 15767-15777
- Harrison TM & Watson EB (1983) Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. - *Contrib Mineral Petrol*, **84**: 66-72
- Harrison TM & Watson EB (1984) The behaviour of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. - *Geochim Cosmochim Acta*, **48**: 1467-1477
- Henkes L (1978) Experimentelle Untersuchungen zur Migmatitgenese unter besonderer Berücksichtigung der Plagioklas-Zusammensetzung. - 96 S, Diss Univ Hannover
- Henkes L & Johannes W (1981) The petrology of a migmatite (Arvika, Värmland, W-Sweden). - *N Jb Mineral Abh*, **141**(T2): 113-133
- Hietanen A (1943) Das finnische Grundgebirge. - *Bull Com Géol Finl*, **130**:1-103
- (1947) Archean geology of the Turku district in southern Finland. - *Geol Soc Am Bull*, **58**: 1019-1084

- Hodges KV & Spear FS (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 -triple-point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Am Min*, **67**: 1118-1134
- Holmquist PJ (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. - *Geol Fören Stockholm Förh*, 43: 612-631
- Hopgood AM (1980) Polyphase fold analysis of gneisses and migmatites. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **71**: 55-58
- (1984) Structural evolution of Svecokarelien, southern Finland: a study of proterozoic crustal development. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **74**: 229-264
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. - *Am. J. Sci.*, **271**: 97-131.
- Holdaway MJ & Lee SM (1977) Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. - *Contrib Mineral Petrol*, **63**: 175-198
- Hollister LS & Crawford ML (1986) Melt-enhanced deformation: a major process. - *Geology*, **14**: 558-561
- Höltta P (1986) Observations on the metamorphic reactions and P-T conditions in the Turku Granulite area. - *Geol Surv Finl Bull*, 399: 43-58
- Holtz F & Johannes W (1991) Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H_2O - activities. - *J Petrol*, **32**(5): 935-958
- Holtz F, Pichavant M, Barbey P & Johannes W (1992) Effects of H_2O liquidus on phase relations in the haplogranite system at 2 and 5 kbar. - *Am Min*, **77**: 1223-1241
- Hoymann KH, Kramm U, Giese U & Walter R (1998) First evidence of S-type magma ascent through 'megadyke' channelways within the Cortega antiform of the Aracena Metamorphic Belt, SW-Spain. - *Eug Geo Conf, Abstr* **9**:464
- Huhma H (1986) Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian Crust in Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **337**: 1-48
- (1990) Isotopic studies on Early Proterozoic metasediments in Finland. - *Abstr IGCP*, **217**, Proterozoic Geochemistry Symp, Helsinki Univ: 19-20
- Hutton DHW (1992) Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **83**: 377-382
- Icenhower J & London D (1995) An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H_2O). - *Am Min*, **80**: 1229-1251
- (1996) Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. - *Am Min*, **81**: 719-734
- Indares M & Martingole J (1985) Biotite-garnet geothermometer in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. - *Am Min*, **70**: 272-278
- Inger S & Harris NBW (1993) Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. - *J Petrol*, **34**(2): 345-368
- Jamieson RA (1984) Low pressure cordierite-bearing migmatites from the Kell's Mountain, Nova Scotia. - *Contrib Mineral Petrol*, **86**: 309-320
- Johannes W (1980): Metastable melting in the granite system $\text{Qz-Or-Ab-An-H}_2\text{O}$. - *Contrib Mineral Petrol*, **72**: 73 - 80
- (1983a) On the origin of layered migmatites. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 234-248
- (1983b) Metastable melting in granite and related systems. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds) *Migmatites, melting and metamorphism*. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 527-537
- (1984) Beginning of melting in the granite system $\text{Qz-Or-Ab-An-H}_2\text{O}$. - *Contrib Mineral Petrol*, **86**: 264-273
- (1985) The significance of experimental studies for the formation of migmatites. - In: Ashworth JR (ed), *Migmatites*, 302 S, New York: 36-85

- (1988) What controls partial melting? - *J metamorphic Geol*, **6**: 451-46
- Johannes W & Gupta LN (1982) Origin and evolution of a migmatite. - *Contrib Mineral Petrol*, **79**: 114-123
- Johannes W & Holtz F (1992) Melting of plagioclase in granite and related systems: composition of coexisting-phases and kinetic observations. - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **83**: 417-422
- (1996) Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. - 335 S, Berlin
- Johannes W, Holtz F & Möller P (1995) REE-distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. - *Lithos*, **35**: 139-152
- Jones KA & Brown M (1990) High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. - *J metamorphic Geol*, **8**: 551-578
- Jung S, Mezger K, Masberg P, Hoffer E & Hoernes S (1998) Petrology of an intrusion high-grade migmatite: implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. - *J metamorphic Geol*, **16**: 425-445
- Jung S, Hoernes S, Masberg P & Hoffer E (1999) The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence of disequilibrium melting, wall-rock contamination and crystal fractionation. - *J Petrol*, **40**(8): 1241-1269
- Junker M (1990) Petrographie und Geochemie von Migmatiten in SW-Finnland, Turku. - 100 S, unveröff Diplomarbeit, Univ Hannover
- Jurewicz S. & Watson EB (1984) Distribution of partial melts in a felsic system: the importance of surface energy. - *Contrib Mineral Petrol*, **85**: 25-29
- Jurewicz S. & Watson EB (1985) The distribution of partial melt in a granitic system: the application of liquid phase sintering theory. - *Geochim Cosmochim Acta*, **49**: 1109-1121
- Kähkönen Y, Lahtinen R & Nivonen M (1994) Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. - *Geol Surv Finl guide*, **37**: 43-47
- Kalt A, Berger A & Blümel P (1999) Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). - *J Petrol*, **40**(4): 601-627
- Kalt A & Berger A (1999) Structures and Melt Fractions as Indicator of Rheology in Cordierite-Bearing Migmatites of the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). - *J Petrol*, **40**(11): 1699-1719
- Kays MA (1976) Comparative geochemistry of migmatized, interlayered quartzofeldspathic and pelitic gneisses: a contribution from rocks of southern Finland and northeastern Saskatchewan. - *Precamb Res*, **3**: 433-462
- Kenah C & Hollister LS (1983) Anatectic melting in the Central Gneiss complex, British Columbia. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), *Migmatites, melting and metamorphism*: 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 142-163
- Keppler (1993) Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. - *Contrib Mineral Petrol*, **114**: 479-488
- Kisters AFM, Gibson RL, Charlesworth EG & Anhaeusser CR (1998) The role of strain localization in the segregation and ascent of anatectic melts in Namaqualand, South Africa. - *J Struct Geol*, **20**: 229-242
- Kohn MJ, Spear FS & Valley JW (1997) Dehydration-melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA. - *J Petrol*, **38**(9): 1255-1277
- Korja A (1995) Structure of the Svecofennian Crust - Growth and destruction in the Svecofennian orogen. - *Inst Seismology Univ Helsinki Report*, **31**: 1-36
- Korsmann K, Hölttä P, Hautala T & Wasenius P (1984) Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **328**: 1-38
- Kretz R (1983): Symbols for rock-forming minerals. - *Am Min*, **68**: 277-279

- Lahtinen (1994) Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **378**: 1-128
- Laporte D (1994) Wetting behaviour of partial melts during crustal anatexis: the distribution of hydrous silicic melts in polycrystalline aggregates of quartz. - *Contrib Mineral Petrol*, **116**: 486-499
- Laporte D & Watson EB (1995) Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: the effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity. - *Chem Geol*, **124**: 161-184
- LeBreton N & Thompson AB (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. - *Contrib Mineral Petrol*, **88**: 226-237
- LeFort P (1981) Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. - *J geophys Res*, **86**(B11): 10545-10568
- (1987) Crustal generation of the Himalayan leucogranites. - *Tectonophysics*, **134**: 39-57
- Lindh A & Wahlgren CH (1985) Migmatite formation at subsolidus conditions - an alternative to anatexis. - *J metamorphic Geol*, **3**: 1-12
- Lindroos A, Romer RL, Ehlers C & Alviola R (1996) Late-orogenic Svecofennian deformation in SW Finland constrained by pegmatite emplacement ages. - *Terra Nova*, **8**: 567-574
- Loomis TP (1986) Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and numerical simulations of the crystallization of garnet. - *J metamorphic Geol*, **4**: 201-229
- Looseveld RJH & Etheridge MA (1990) A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening. - *J metamorphic Geol*, **8**: 257-267
- Lundgren, LW (1966) Muscovite reactions and partial melting in southeastern Connecticut - *J Petrol*, **7**(3): 421-453
- Maaløe S (1992) Melting and diffusion processes in closed-system migmatization. - *J metamorphic Geol*, **10**: 503-516
- Maas R, Nicholls IA & Legg C (1997) Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick Grano-diorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrography, geochemical and Nd-Sr-isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. - *J Petrol*, **38**(7): 815-841
- MacRae ND & Nesbitt HW (1980) Partial melting of common metasedimentary rocks: A mass balance approach. - *Contrib Mineral Petrol*, **75**: 21-26
- Mahood G & Hildreth W (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. - *Geochim Cosmochim Acta*, **47**: 11-30
- Martingnole J & Nantel S (1982) Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin Anorthosite Complex, Greenville Province, Quebec. - *Can Mineralogist*, **20**: 307-318
- Mather JD (1970) The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. - *J Petrol*, **11**(2): 253-275
- McDermott F, Harris NBW & Hawkesworth CJ (1996) Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. - *Contrib Mineral Petrol*, **126**: 406-424
- McLellan EL (1983a) Problems of structural analysis in migmatite terrains. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 299-303
- (1983b) Contrasting textures in metamorphic anatectic migmatites from the Scottish Caledonides. - *J metamorphic Geol*, **1**: 241-262
- (1988) Migmatite structure in the central gneiss complex, Boca de Quadra, Alaska. - *J metamorphic Geol*, **6**: 517-542
- (1989) Sequential formation of subsolidus and anatectic migmatites in response of the thermal evolution, eastern Scotland. - *J Geol*, **97**: 165-182

- Mehnert KR (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. - 400 S, Amsterdam
- (1987) The granitization - revisited. - Fortschr Miner, **65**: 285-306
- Mehnert KR & Büsch M (1982) The initial stage of migmatite formation. - N Jb Mineral Abh, **145**: 211-238
- Meier G (1992) Genese metapelitischer Migmatite - Bildung von Leukosomen und mobilisierten Leukosomen am Beispiel der Migmatite von Naantali, SW-Finnland. - 133 S, Diss Univ Hannover
- Meyer I & Klosa D (1997) Mineralbestimmung in Sedimentgesteinen mit dem Computerprogramm Trio. - Zeitschr angew Geol, **43**: 118-123
- Miller CF (1985) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary rocks? - J Geol, **93**: 673-689
- Miller CF & Mittelfehldt DW (1982) Depletion of light rare earth elements in felsic magmas. - Geology, **10**: 129-133
- Miller CF, Watson EB & Harrison TM (1988) Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. - Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci, **79**: 135-156
- Miller CF, Hanchar JM, Wooden JL, Bennet VC, Harrison TM, Wark DA & Foster DA (1992) Source region of a granite batholith: evidence from lower crust xenoliths and inherited accessory minerals. - Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci, **83**: 49-62
- Mirwald PW & Knoop E (1995) Der Einfluß der Kanalkomponenten H₂O, CO₂ und Na⁺ auf die obere Stabilität von Mg-Cordierit, eine experimentelle Pilotstudie und ihre Bedeutung für das Granat-Cordierit-Geobarometer. - Geol Paläont Mitt Innsbruck, **20**: 153-164
- Mirwald PW & Schreyer W (1977) Die metastabile Abbaureaktion von MG-Cordierit in Talk, Disthen und Quarz und ihre Abhängigkeit vom Gleichgewichtswassergehalt des Cordierits. - Fortschr Mineral, **55**: 95-97
- Misch P (1968) Plagioclase composition and non-anatectic origin of migmatite gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. - Contrib Mineral Petrol, **17**: 1-70
- Mittelfehldt DW & Miller CF (1983) Geochemistry of the Seawater Wash Pluton, California: implications for „anomalous“ trace element behaviour differentiation of felsic magmas. - Geochim Cosmochim Acta, **47**: 109-124
- Möller P & Muecke GK (1984) Significance of europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. - Contrib Mineral Petrol, **87**: 242-250
- Montel JM (1993) A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. - Chem Geol, **110**: 127-146.
- Muecke GK & Clarke DB (1981) Geochemical evolution of the South Mountain Batholith, Nova Scotia: rare-earth-element evidence. - Can Mineralogist, **19**: 133-145
- Myers JD, Angevine CL & Frost CD (1986) Mass balance calculations with end member compositional variability: applications to petrological problems. - Earth Plan Sci Lett, **81**: 212-220
- Nabalek PI & Glascock MD (1995) REE-depleted leucogranites, Black Hill, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. - J Petrol, **36**: 1055-1071
- Nabalek PI, Russ-Nabalek C & Denison JR (1992) The generation and crystallization conditions of the proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrological and geochemical constraints. - Contrib Mineral Petrol, **110**: 173-191
- Nanz RU (1953) Chemical composition of precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites. - J Geol, **61**: 51-64
- Nash WP & Crecraft HR (1985) Partition coefficient for trace elements in silicic magmas. - Geochim Cosmochim Acta, **49**: 2309-2322
- Nesbitt HW (1980) Genesis of the New Quebec and Adirondacks Granulites: evidence for their production by partial melting. - Contrib Mineral Petrol, **72**: 303-310
- Newton RC & Wood BJ (1979) Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. - Contrib Mineral Petrol, **68**: 391-405

- Nurmi PA & Haapala I (1986) The proterozoic granitoids of Finland; Granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. - *Geol Soc Finl Bull*, **58**: 203-233
- Nykänen O (1983) Geological map of Finland 1: 100,000. Explanation to the maps of rocks. Sheet 4142. - Pre-Quaternary rocks of the Virmutjoki map sheet area: 1-64
- Nyman MW, Pattison DRM & Ghent ED (1995) Melt extraction during formation of k-feldspar + sillimanite migmatites, West of Revelstoke, British Columbia. - *J Petrol*, **36**(2): 351-372
- Oliver NHS & Barr D (1997) The geometry and evolution of magma pathway through migmatites of the Halls G' Creek Orogen, Western Australia. - *Min Mag*, **61**: 3-14
- Olsen SN (1982) Open and closed system migmatites in the Front Range, Colorado. - *Am J Sci*, **282**: 1596-1622
- (1984) Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Front Range, Colorado. - *Contrib Mineral Petrol*, **85**: 30-44
- (1985) Open - and closed system migmatites in the Front Range, Colorado. - In: Ashworth JR (ed), *Migmatites*, New York: 145-178
- (1987) The composition and role of the fluid in migmatites: a study of the Front Range rocks. - *Contrib Mineral Petrol*, **96**: 104-120
- Palmeri R (1997) P-T paths and migmatite formation: an example from Deep Freeze Range, northern Victoria Land, Antarctica. - *Lithos*, **42**: 47-66
- Paquet J, Francois P & Nedelec A (1981) Effect of partial melting on rock deformation: experimental and natural evidence on rocks of granitic composition. - *Tectonophysics*, **78**: 545-565
- Passchier CW & Trouw RAJ (1996) *Microtectonics*. - 289 S, Heidelberg
- Patchett PJ & Kouvo O (1986) Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrain of south Finland. - *Contrib Mineral Petrol*, **92**: 279-297
- Paterson MS (1987) Problems in the extrapolation of laboratory rheological data. - *Tectonophysics*, **133**: 33-43
- Paterson SR & Tobisch OT (1992) Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of plutonic emplacement and wall rock deformation. - *J Struct Geol*, **14**: 291-300
- Patiño Douce AE (1993) Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometry, and consequences for biotite stability. - *Chem Geol*, **108**: 133-162
- Patiño Douce AE & Johnston AD (1991) Phase equilibria and melt producing in the pelitic system: peraluminous granitoids and aluminous granulites. - *Contrib Mineral Petrol*, **107**: 202-218
- Patiño Douce AE & Beard JS (1996) Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. - *J Petrol*, **37**(5): 999-1024
- Paterson SR, Vernon RH & Tobisch OT (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. - *J Struct Geol*, **11**: 349-363
- Perschuk LL & Lavrent'eva IV (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. - In: Saxena, SK (ed), *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Advances in physical geochemistry, **3**: 199-239
- Persson PO & Wikström A (1993) A U-Pb dating of the Askersund granite and its marginal augen gneiss. - *Geol Fören Stockholm Förh*, **115**: 321-329
- Petford N, Lister JR & Kerr RC (1993a) The ascent of felsic magmas in dykes. - *Lithos*, **32**: 161-168
- Petford N, Kerr RC & Lister JR (1993b) Dike transport of granitoid magmas. - *Geology*, **21**: 845-848
- Pettitjohn FJ (1963) *Sedimentary rocks*. - 718 S, Springer
- Peterson JW & Newton RC (1989) Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMASH: implications for crustal anatexis. - *J Geol*, **97**: 465-485

- Peterson JW & Newton RC (1990) Experimental biotite-quartz melting in the KMASH-CO₂ system and the role of CO₂ in the petrogenesis of granites and related rocks. - *Am Min*, **75**: 1029-1042
- Pickering JM & Johnston D (1998) Fluid-absent melting behaviour of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hill Granite. - *J Petrol*, **39**(10): 1787-1904
- Pitcher WS (1979) The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. - *J Geol Soc London*, **136**: 627-662
- Powell R (1983) Processes in granulite facies metamorphism. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. - 344 S, Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 127-139
- (1985) Geothermometry and geobarometry: a discussion. - *J Geol Soc London*, **142**: 29-38
- Powell R & Downes J (1990) Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill. - In: Ashworth JR & Brown M (eds), *High temperature metamorphism and crustal anatexis*, 450 S, New York: 105-123
- Presnall DC, Dixon JR, O'Donnell TH & Dixon SA (1979) Composition and depth of origin of primary mid-ocean ridge tholeiites. - *J Petrol*, **20**: 3-35
- Price RC & Taylor SR (1977) The rare earth element geochemistry of granite, gneiss, and migmatite from the Western Metamorphic belt of South-Eastern Australia. - *Contrib Mineral Petrol*, **62**: 249-263
- Pride C & Muecke GK (1982) Geochemistry and origin of granitic rocks, Scourian Complex, NW Scotland. - *Contrib Mineral Petrol*, **80**: 379-385
- Puziewicz J & Johannes W (1988) Phase equilibria and compositions of Fe-Mg-Al minerals and melts in water-saturated peraluminous granitic systems. - *Contrib Mineral Petrol*, **100**: 156-168.
- Puziewicz J & Johannes W (1990) Experimental study of a biotite-bearing granitic system under water-saturated and waterundersaturated conditions. - *Contrib Mineral Petrol*, **104**: 397-406
- Ramsay, CR (1973) The origin of biotite in archaic metasediments near Yellowknife, NW-Territory Canada. - *Contrib Mineral Petrol*, **42**: 43-54
- Rapp RP & Watson EB (1986) Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. - *Contrib Mineral Petrol*, **94**: 304-316
- Richter FM (1986) Simple models for trace element fractionation during melting. - *Earth Plan Sci Lett*, **77**: 333-344
- Richter FM & McKenzie DP (1984) Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix. - *J Geol*, **92**: 729-740
- Robin PY (1979) Theory of metamorphic segregation and related processes. - *Geochim Cosmochim Acta*, **43**: 1587-1600
- Rollinson HC (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. - 352 S, New York
- Rubie CD & Brealey AJ (1990) A model for rates of disequilibrium melting during metamorphism. - In: Ashworth JR & Brown M (eds), *High temperature metamorphism and crustal anatexis*, 450 S, London: 57-84
- Rudnick RL & Presper T (1990) Geochemistry of intermediate/- to high-pressure granulites. - In: Vielzeuf D & Vidal P (eds), *Granulites and crustal evolution*, 590 S, Amsterdam: 523-550
- Rushmer T (1996) Melt segregation in the lower crust: how have experiments helped us? - *Transact Roy Soc Edinburgh, Earth Sci*, **87**: 73-83
- Rutter EH & Neumann DHK (1995) Experimental deformation of partially molten granites under fluid-absent conditions with implications for extraction of melts. - *J geophys Res*, **100**(B8): 15697-15715
- Sandiford M & Powell R (1991) Some remarks on high temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens. - *J metamorphic Geol*, **9**: 333-340
- Sawyer EW (1987) The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. - *J Petrol*, **28**(3): 445-473
- (1991) Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. - *J Petrol*, **32**(4): 701-738

- (1994) Melt segregation in the continental crust. - *Geology*, **22**: 1019-1022
- (1995a) Melt segregation or magma mobility - the difference between migmatites and granites. - III. Hutton Symp, The origin of granites and related rocks, Abstr: 133-134
- (1995b) Melt segregation or magma mobility - and the migmatite-granite connection: the field and geochemical evidence. - III. Hutton Symp, The origin of granites and related rocks, Abstr: 134-135
- (1996) Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. - *Transact Roy Soc Edinburgh Earth Sci*, **87**: 85-94
- (1998) Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. - *J Petrol*, **39**(6): 1147-1167
- Sawyer EW & Robin PY (1986) The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. - *J metamorphic Geol*, **4**: 237-260
- Sawyer EW & Barnes SJ (1988) Temporal compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetica metasedimentary belt, Canada. - *J metamorphic Geol*, **6**: 437-450
- Schenk V (1984) Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former Lower Crust. - *J Petrol*, **25**(1): 255-298
- Schnetger B (1994) Partial melting during the evolution of the amphibolite to granulite facies gneisses of the Ivrea Zone, Northern Italy. - *Chem Geol*, **113**: 71-101
- Schreurs J (1985) Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde change of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. - *Lithos*, **18**: 69-80
- Schreurs J & Westra L (1986) The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure granulite dome, W-Uusimaa, SW-Finland. - *Contrib Mineral Petrol*, **93**: 236-250
- Sederholm JJ (1907) On granites and gneiss. - *Bull Com Géol Finl*, **23**: 1-110
- (1913) Die Entstehung der migmatitischen Gesteine. - *Geol Rundsch*, **4**: 174-185
- (1926) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. - *Bull Com Géol Finl*, **77**: 1-143
- (1934) On migmatites and associated Precambrian rocks of southwestern Finland. - *Bull Com Géol Finl*, **107**: 1-68
- Selonen O, Ehlers C & Lindroos A (1996) Structural features and emplacement of the late Svecofennian Perniö granite sheet in Southern Finland. - *Bull Géol Soc Finland*, **68**(2): 5-17
- Sevigny JH, Parrish RR & Ghent ED (1989) Petrogenesis of peraluminous granites, Monashee Mountains, Southeastern Canadian Cordillera. - *J Petrol*, **30**: 557-581
- Shaw DM (1970) Trace element fractionation during anatexis. - *Geochim Cosmochim Acta*, **34**: 237-443
- (1978) Trace element behaviour during anatexis in the presence of a fluid phase. - *Geochim Cosmochim Acta*, **42**: 933-943
- Simonen A (1960) Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. - *Bull Com Géol Finl*, **189**: 1-101
- (1980) The Precambrian in Finland. - *Geol Surv Finl Bull*, **304**: 1-58
- Sisson VB & Hollister LS (1988) Low-pressure facies series metamorphism in an accretionary sedimentary prism, southern Alaska. - *Geology* **16**: 358-361
- Spear FS (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-time-paths. - 793 S, Michigan
- Spear FS, Kohn MJ, Florence FP & Menard T (1991) A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. - *J metamorphic Geol*, **8**: 683-696
- Spear FS & Florence FP (1992) Thermobarometry in granulites: pitfall and new approaches. - *Precamb Res*, **55**: 209-241
- Stevenson DJ (1989) Spontaneous small scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. - *Geophys Res Lett*, **66**: 1067-1070
- Stevens G & Clemens JD (1993) Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary. - *Chem Geol*, **108**: 1-17

- Stevens G, Clemens JD & Droop GTR (1995) Hydrous cordierite in granulites and crustal magma production. - *Geology*, **23**: 925-928
- (1997) Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from 'primitive' metasedimentary protoliths. - *Contrib Mineral Petrol*, **128**: 352-370
- Suominen V (1991) The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabase. - *Geol Surv Finl Bull*, **356**: 1-100
- Taylor SR & McLennan SM (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. - 312 S, London
- Thompson AB (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. - *Am J Sci*, **282**: 1567-1595
- Thompson AB & Algor JR (1977) Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system KAlO₂ - NaAlO₂ - SiO₂ - H₂O. - *Contrib Mineral Petrol*, **63**: 247-269
- Thompson AB & Tracy RJ (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks: II. Facies series and melting reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Contrib Mineral Petrol*, **70**: 429-438
- Thompson JB (1976) Mineral reactions in pelitic rocks, II. calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - *Am J Sci*, **276**: 425-454
- Thompson JB & Thompson AB (1976) A model system for mineral facies in pelitic schist. - *Contrib Mineral Petrol*, **58**: 243-277
- Thompson PH (1989) Moderate overthickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P-high-T terranes. - *Geology*, **17**: 520-523
- Tracy RJ (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, West Central Massachusetts. - *Am J Sci*, **278**: 150-178
- (1982) Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. - *Am Min Rev Mineral*, **10**: 355-397
- Tracy RJ, Robinson P & Thompson AB (1976) Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. - *Am Min*, **61**: 762-775
- Tracy RJ & Robinson P (1983) Acadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachusetts. - In: Atherton MP & Gribble CD (eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. - 344 S Proc of the Geoch Group of the Min Soc Cambridge, Nantwich: 163-173
- Tröger WE (1969) *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 2, Textband. - 2. Aufl, 822 S, Stuttgart
- Tyler IM & Ashwort JR (1981) Garnet zoning and re-equilibration in the Strontian area, Scotland. - *Min Mag*, **44**: 293-300
- (1982) Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. - *Contrib Mineral Petrol*, **81**: 18-29
- Vaasjoki M & Sakko M (1988) Evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints. In: Korsmann K (ed) *Tectono-metamorphic evolution of the Raahe-Ladoga zone*. - *Geol Surv Finl Bull*, **343**: 7-32
- Väisänen M, Hölttä P, Rastas J, Korja A & Theikinen P (1994) Deformation, metamorphism and the deep structure of the crust in the Turku area, southwestern Finland. - *Geol Surv Finl Guide*, **37**: 35-41
- Van der Plas L & Tobi A (1965) A chart for judging the reliability of point-counting results. - *Am J Sci*, **263**: 87-90
- Van der Molen NI & Patterson MS (1979) Experimental deformation of partially melted granite. - *Contrib Mineral Petrol*, **70**: 299-318
- Van Duin JA (1992) *The Turku granulite area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence*. - 233 S, Diss Univ Amsterdam
- Vernon RH (1974) *Metamorphic processes. Reactions and microstructures development*. - 243 S, Sydney
- (1978) Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectitic intergrowths of andalusite, biotite and quartz. - *Lithos*, **11**: 283-289
- Vernon RH (1996) Problems with inferring P-T-t paths in low-P granulite facies rocks. - *J metamorphic Geol*, **14**: 143-153

- Vernon RH & Collins WJ (1988) Igneous microstructures in migmatites. - *Geology*, **16**: 1126-1129
- Vielzeuf D (1988) Granulites and their problems: an introduction to the granulite conference - *Terra cog*, **8**: 237-239
- Vielzeuf D & Holloway JR (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. - *Contrib Mineral Petrol*, **98**: 257-276
- Vielzeuf D & Vidal PH (1990) Granulites and crustal evolution. - 590 S, Amsterdam.
- Vielzeuf D & Clemens JD (1992) The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: experiments and models. - *Am Min*, **77**: 1206-1222
- Vielzeuf D & Montel JM (1994) Partial melting of Al-metagreywackes. Part I fluid-absent experiments and phase relationships. - *Contrib Mineral Petrol*, **117**: 375-393
- Vigneresse JL (1995) Control of granite emplacement by regional deformation. - *Tectonophysics*, **249**: 173-186
- Vigneresse JL, Barbey P & Cuney M (1996) Rheological transition during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. - *J Petrol*, **37**: 1579-1600
- Wall VJ, Clemens JD & Clarke DB (1987) Models for granitoid evolution and source compositions. - *J Geol*, **95**: 731-749
- Waters DJ (1988) Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. - *J metamorphic Geol*, **6**: 387-400
- Waters DJ & Whales CJ (1984) Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, S-Africa. - *Contrib Mineral Petrol*, **88**: 269-275
- Watson EB & Harrison TM (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in variety of crustal magma types. - *Earth Plan Sci Lett*, **64**: 294-304
- (1984) Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. - *Phys Earth Plan Int*, **35**: 19-30
- Watt GR & Harley SL (1993) Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. - *Contrib Mineral Petrol*, **114**: 550-566
- Watt GR, Burns IM & Graham GA (1996) Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. - *Contrib Mineral Petrol*, **125**: 100-111
- Weber C, Barbey P, Cuney M & Martin H (1985) Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St. Malo migmatitic dome (France). - *Contrib Mineral Petrol*, **90**: 52-62
- Weber C & Barbey P (1986) The role of water, mixing and metamorphic fabric in the genesis of the Baume migmatites Ardèche, France. - *Contrib Mineral Petrol*, **92**: 481-491
- Wedepohl KH (1991) Chemical composition and fractionation of the continental crust. - *Geol Rundsch*, **80**(2): 207-223
- Wegmann CE (1935) Zur Deutung der Migmatite. - *Geol Rundsch*, **26**: 305-350
- Wever TE (1986) Geothermometry and geobarometry of high grade metamorphic rocks from the Turku Region, Southwest Finland. - *Inst Rep Depart Ore Geol Petrol Min Inst of Earth Sci, Free Univ Amsterdam*: 1-39
- White AJR, Chappell BW & Wyborn D (1999) Application of the restite modell to the Deddick Granodiorite and its enclaves - a reinterpretation of the observations and data of Maas et al. (1997). - *J Petrol*, **40**(3): 414-421
- Wickham SM (1987a) The segregation and emplacement of granitic magmas. - *J Geol Soc London*, **144**: 281-297
- (1987b) Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs Massif, Pyrenées, France. - *J Petrol*, **28**(1):127-169
- Yardley BWD (1978) Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between mechanisms of migmatization. - *Bull Am Geol Soc*, **89**: 941-951
- (1983) Quartz veins and devolatilization during metamorphism. - *J Geol Soc London*, **140**: 657-663
- Yardley BWD & Barber JP (1991) Melting reactions in the Connemara Schist: the role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites. - *Am Min*, **76**: 848-856

Anhang

Inhaltsverzeichnis-Anhang

Teil A1: Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

Teil A2: Probenentnahme

- a) **Probenbezeichnung**
- b) **Lage und Beschreibung der beprobten Aufschlüsse**

Teil A3: Beschreibung der Minerale in den Migmatiten und Graniten

Teil A4: Geochemische Untersuchungen

- a) **Gesamtgesteinsanalyse**
 - Aufbereitung der Proben
 - Darstellungsform der Analysen
 - Tabellen mit Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzung der Proben
 - Tabelle mit REE-Zusammensetzung ausgewählter Proben
- b) **Mineralanalyse**
 - Darstellungsform der Analysen
 - Standardminerale der Mikrosonde
 - Geräteparameter der Mikrosonde
 - Tabellen mit den Zusammensetzungen der Minerale

Teil A5: Fehlerbetrachtung

- Richtigkeit der Analysen
- Reproduzierbarkeit der Analysen
- Meßbereich und Nachweisgrenzen
- Analysen der Doppelbestimmung und der Referenz-Standards

Teil A6: Modellrechnungen

- Methoden zur Ermittlung des Mineralbestandes
- Methoden zur Berechnung der Schmelzmenge
- Geothermobarometrie

Teil A2: Probenentnahme

Die erste Probenentnahme für Voruntersuchungen erfolgte im Mai/Juni 1996; die daraufhin konzipierte Hauptprobenentnahme wurde im Juli/August 1997 durchgeführt. Dabei wurden in sieben größeren Aufschlüssen (Abb. A1-A7) mehrere Leukosomgänge, verschiedene Wechsellagerungen von Mesosomen mit in-situ Leukosomen und falls auftretend Granat-Cordierit-führende Mirkoklin-Granite und Biotit-führende Granite und Pegmatite beprobt, in mehreren kleineren Migmatit- und Granit-Vorkommen wurden repräsentative Einzelproben genommen.

Die Angabe der Hoch- und Rechtswerte basiert auf den topographischen Karten Turku (1043) und Maastokartta (1044) im Maßstab 1:50000. Aufbewahrungsort des Probenmaterials ist das Institut für Mineralogie der Universität Hannover, Welfengarten 1, D-30167 Hannover. Ansprechpartner sind Herr Prof. Dr. W. Johannes und Herr Prof. Dr. F. Holtz.

a) Probenbezeichnung

Die einzelnen Proben sind nach Aufschlüssen getrennt numeriert. Die Bezeichnung der Proben wurde wie folgt vorgenommen: **Aufschluß** (Buchstabe), **Jahr** (96 oder 97), **Proben-Nr.** (Zahl). Eine vollständige Probenbezeichnung ist beispielsweise „A97-1“ (Aufschluß A, Probenentnahme 1997, Probe 1). Die Dünnschliffe sind entsprechend gekennzeichnet. Bei mehreren Dünnschliffen pro Probe erfolgte eine zusätzliche alphabetische Numerierung (z.B. J97-1a).

b) Lage und Beschreibung der beprobten Aufschlüsse

Aufschluß A: H: 6709200, R: 1558500 (Aufschluß „A“ von Junker 1990)

Von Turku aus in Richtung Naantali auf der Straße N12510 bis zur Kreuzung mit der Straße N1839, die von Naantali nach Masku führt, dort Straßenanschnitt am E Ortsrand von Naantali. Der Aufschluß erstreckt sich ~ 60m in NNW-SSE Richtung. Weitere Aufschlüsse folgen in Richtung Masku. Aufgeschlossen ist eine Wechselfolge verschieden mächtiger metapelitischer, Bt-Kfs-reicher und semipelitischer, Pl-Qtz-reicher Mesosome, die unterschiedlich hohe Anteile dünnlagiger, konkordanter in-situ Leukosome aufweisen. Durchzogen wird diese Paragneis-Abfolge von weißgrauen, konkordanten, bis 1.5m mächtigen, Grt-Crdt-führenden, Leukosom-, und orange-roten, bis 0.5m mächtigen, meist diskordanten, Bt-führenden Pegmatitgängen. Die Leukosomgänge sind vereinzelt sehr heterogen; dabei können Pl-Grt-reiche Rand- und Kfs-Qtz-reiche Mittelpartien unterschieden werden. Auffallend ist eine ~15cm breite Pl-Grt-Crd-Kumulat-Lage an einer Seite eines 1.5m breiten Leukosomgangs im SSW-Bereich des Aufschlusses.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

- | | |
|---|--|
| A97-1: 30cm langes Profil über Gangbreite: Bt-Grt-Lage 1 (BG1), Misch Lage (nicht analysiert), Pl-Grt-Lage 1 (PG1), Bt-Grt-Lage 2 (BG2), Pl-Grt-Lage 2 (PG2), Kfs-Qtz-Lage (KQ) | A97-3: 30cm langes Profil: Mesosom, in-situ Leukosom-Linse mit viel Grt, Mesosom |
| A97-2: 30cm langes Profil über Gangbreite: Mesosom (BG1), Kfs-Qtz-Lage 1 (KQ), Pl-Grt-Lage (PG), Misch-Lage (nicht analysiert), Bt-Grt-Lage 2 (BG2), Kfs-Qtz-Lage (nicht analysiert) | A97-5: 10cm langes Profil über Gangbreite: Bt-Grt-Lage 1 (BG1), Pl-Grt-Lage (PG), Bt-Grt-Lage 2, Melanosom (BG2), Kfs-Qtz-Lage (KQ) |
| | A97-AP: weißer, diskordanter, Bt-führender Pegmatitgang, Mitte |



Abb. 105: Übersichtsaufnahme von Aufschluß A

Aufschluß C: H: 6710200, R: 1569500, (Aufschluß „C“ von Meier 1992)

Auf der E40 von Raisio in Richtung Helsinki, N der Ortschaft Kuninkoja, Abfahrt Topinoya, Straßenanschnitt ~50m E der Kreuzung E40-E8. Der Aufschluß erstreckt sich ~40m in W-E Richtung. Aufgeschlossen sind verschieden mächtige, schwach deformierte metapelitische, Bt-Kfs-reiche Mesosome, in denen unterschiedlich hohe Anteile dünnlagiger bis linsenförmiger, konkordanter in-situ Leukosome vorkommen. Durchzogen wird diese Paragneis-Abfolge von orangen, heterogenen, konkordanten, Grt-Crd-führenden Leukosomgängen. Auffallend sind Pl-Grt-Schlieren innerhalb dieser Leukosomgänge.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

C89-1: Pl-Grt-Schliere (PG) und umgebende Kfs-Qtz-Lage (KQ) aus der Mitte eines differenzierten Leukosomgangs

Aufschluß D: H: 6715900, R: 1562500, (Aufschluß „D“ von Meier 1992)

Auf der E8 von Turku in Richtung Masku, vorbei an den Badeseen und am Kiosk „Riviera“, nächste Kreuzung rechts abbiegen in Richtung Rusko. Nach ~20m rechts Straßenanschnitt zwischen Gasthaus und Lagerhalle. Der Aufschluß erstreckt sich ~25m in E-W Richtung. Weitere Aufschlüsse folgen in Richtung Rusko. Aufgeschlossen ist eine Wechselfolge verschieden mächtiger metapelitischer, Bt-reicher und semipelitischer, Pl-Qtz-reicher Mesosome, die unterschiedlich hohe Anteile von in-situ Leukosomen aufweisen, wobei der Anteil der semipelitischen, Leukosom-armen Mesosome überwiegt. In der Mitte des Aufschlusses befindet sich ein ~3m mächtiger, Bt-führender Granitgang. Heterogen zusammengesetzte Leukosomgänge treten verstärkt in Richtung Lagerhalle auf. Die unterschiedliche Rheologie der beiden Mesosom-Typen ist hier zu beobachten.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

D97-1: metapelitisches Mesosom mit in-situ Leukosommaterial

D97-4: 20cm breites Profil: in-situ Leukosom (D4iL)-metapelitisches Mesosom (D4M)

D97-3: semipelitisches Mesosom mit sehr wenig in-situ Leukosommaterial

D97-6: semipelitisches Mesosom mit vielen in-situ Leukosomen



Abb. 106: Übersichtsaufnahme von Aufschluß D

Aufschluß F: H: 6720000, R: 1553400, (Aufschluß „F“, Meier 1992)

Von Aufschluß A aus in Richtung Masku auf der Straße N1839 bis zur Kreuzung mit der Straße N192 in der Ortschaft Luolavuor, dort nach links auf die N192 in Richtung Vehmaa, kleiner Straßenaufschluß, zwischen den kleinen Ortschaften Kaitainen und Järäin. Der Aufschluß erstreckt sich ~20m in NNW-SSE Richtung. Aufgeschlossen ist ein weißgrauer Grt-Crd-führender Mikroklin-Granit mit vereinzelt Grt-Crd-Bt-reichen Schlieren.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

F97-2: weißgrauer Granit mit wenig Grt und Crd

F97-5: Grt-Crd-Bt-reiche Schliere im Granit

Aufschluß I: H: 6709500, R: 1565000 und **Aufschluß H:** H: 6709500, R: 1565200

Von Aufschluß C aus in Richtung Raisio auf der E40, ~500m vor der Abfahrt Urusvuari, zwei nebeneinander liegende Aufschlüsse. Diese erstrecken sich ~30m und ~50m in W-E Richtung. Aufgeschlossen sind vorwiegend metapelitische, Bt-Kfs-reiche Mesosome mit unterschiedlich hohem Anteil dünnlagiger, konkordanter in-situ Leukosome. Durchzogen wird die Paragneis-Abfolge von orangen, heterogen zusammengesetzten, konkordanten und Grt-Crd-führenden Leukosomgängen. Vereinzelt treten bis 0.5m mächtige Amphibolit-Lagen auf.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

J97-1: oranger, Sil-führender Granit mit wenig Grt

H97-1: oranger Granit mit wenig Grt

Aufschluß J: H: 6709000, R: 1557500, (Aufschluß „B“ von Meier 1992)

Von Aufschluß A aus in Richtung Naantali, an der Tankstelle rechts abbiegen auf die Straße „Isolahtie“, nach ~1km rechts in die Straße „Nunalahti“ einbiegen und dieser bis zu einer kleinen Anhöhe folgen, dort beidseitiger Straßenschnitt. Der Aufschluß erstreckt sich ~50m in N-S Richtung. Aufgeschlossen ist eine Wechselfolge verschieden mächtiger metapelitischer, Bt-Kfs-reicher und semipelitischer, Pl-Qtz-reicher Mesosome, die unterschiedlich hohe Anteile dünnlagiger, konkordanter in-situ Leukosome aufweisen (ähnlich Aufschluß A). Diese Paragneis-Abfolge wird von weißgrauen, konkordanten, Grt-führenden, bis 1.5m mächtigen Leukosomgängen durchzogen. Vereinzelt treten meist diskordante, weiße, bis 1.5m mächtige, Bt-führende Pegmatitgänge auf. Auffallend sind mehrere heterogen-zusammengesetzte bis 0,5m mächtige heterogen zusammengesetzten Leukosomgänge, die in Pl-Grt-reiche Rand- und Kfs-Qtz-reiche Mittelpartien aufweisen.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

J97-1: semipelitisches Mesosom mit scharfem Kontakt zum Bt-führenden Pegmatitgang (Probe J97-2)

J97-2: Pegmatitgang, Mitte, Kontakt zu J97-1

J97-4: 30cm langes Profil über Gangbreite: Pl-Grt-Lage 1 (PG1), Bt-Crd-Lage (BC1), Pl-Grt-Lage 2 (PG2), Kfs-Qtz-Lage (KQ), Misch-Lage (ML), Bt-Crd-Lage (BC2)

J97-7: 15cm langes Profil Rand-Mitte eines Leukosomgangs: Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage (PG), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-9: 10cm langes Profil Rand-Mitte eines Leukosomgangs: Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage (PG), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-10: 1m rechts von J97-4, 25cm langes Profil über Gangbreite: Pl-Grt-Lage 1 (PG1), Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage 2 (PG2), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-20: homogener Leukosomgang, Mitte

J97-11: 1m unterhalb von J97-10, gleicher Gang, 30cm langes Profil über Gangbreite: Pl-Grt-Lage 1 (PG1), Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage 2 (PG2), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-12: 10cm langes Profil Rand-Mitte eines Leukosomgangs: Bt-Grt-Lage (BC), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-13: Bt-Crd-reiche Schliere im Leukosomgang: Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage (PG), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-15: Bt-Crd-reiche Schliere im Leukosomgang: Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage (PG), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-16: Bt-Crd-reiche Schliere im Leukosomgang: Bt-Crd-Lage 1 (BC1), Bt-Crd-Lage 2 (BC2), Kfs-Qtz-Lage (KQ)

J97-17: homogener Leukosomgang, Mitte

J97-22: Crd-Pl-reiche Schliere im Leukosomgang: Pl-Crd-Lage (PC), Kfs-Qtz-Lage (KQ)



Abb. 107: Übersichtsaufnahme von Aufschluß J

Aufschluß L: H: 6715100, R: 1562700

Auf der E8 von Turku in Richtung Masku, bis zu den Badeseen, direkt am Kiosk „Riviera“ mehrere Straßenanschnitte. Der Aufschlußbereich erstreckt sich ~50m in N-S Richtung. Weitere Aufschlüsse liegen im hinteren Seegelande. Aufgeschlossen ist eine Wechselfolge verschieden mächtiger, metapelitischer, Bt-reicher und semipelitischer, Pl-Qtz-reicher Mesosome, die unterschiedlich hohe Anteile von in-situ Leukosomen aufweisen. Die Paragneis-Abfolge ist stark von heterogen zusammengesetzten Leukosomgängen durchzogen. Vereinzelt treten Kalksilikat-Boudins auf. Im hinteren Bereich des Geländes befinden sich mehrere glattgeschliffene Hügel, wo die unterschiedliche Faltungskompetenz der beiden Mesosom-Typen gut zu beobachten ist. Dort sind verschiedene Deformationsphasen (D2, D3) erkennbar.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

L97-3: heterogen zusammengesetzter Leukosomgang (KQ) mit zwei Pl-Grt-Lagen (PG1 und PG2) in der Mitte

Aufschluß O: H: 6707800, R: 1575000

Auf der E40/E18 von Raisio über Turku Richtung Helsinki, Abfahrt Littoinen, dann auf die N10 in Richtung Turku, nach ~200m rechts zum Supermarkt „Mälät“, dahinter Parkmöglichkeit. Der Aufschluß beginnt an der Brücke und erstreckt sich ~500m in WSW-ENE Richtung. Auf gegenüberliegender Straßenseite Granit-Vorkommen. Aufgeschlossen ist eine Abfolge überwiegend metapelitischer, Bt-Grt-reicher Mesosome, die von zahlreichen, t.w. heterogenen Leukosomgängen durchzogen wird. Durch den Straßenanschnitt wirken die Kontakte Mesosom/in-situ Leukosom mit den Leukosomgängen oft unscharf-diffus. Im N Teil des Aufschlusses unscharfer Kontakt des Migmatits mit orange-rotem bis grauem, Grt-Crd-führenden Granit. Um den Kontakt kann eine an Leukosommaterial verarmte Zone beobachtet werden. Dort treten sehr Grt-reiche, restitische Mesosome auf. Im N Teil des Aufschlusses tritt mit unscharfem Kontakt Grt-führender Granit auf. Im Bereich der Metapelite treten vereinzelt dunkelgraue, Grt-Bt-führende Granitgänge auf, die von den weißen Grt-führenden Leukosomgängen durchkreuzt werden. Grt ist im Granit meist diffus verteilt, es kommen aber auch Grt-Lagen vor. Diese folgen der Schieferungsrichtung, die auch in den Metapeliten zu beobachten ist. Es kommen verschiedene Granit-Varietäten vor. Stellenweise ist das Gefüge pegmatitisch ausgebildet.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

- | | |
|--|---|
| O97-3: Bt-führender Granitgang, Mitte, der von einem Grt-führenden Leukosomgang durchzogen wird | O97-14b: metapel. Mesosom mit viel in-situ Leukosommaterial |
| O97-4: Bt-führender Granitgang, Mitte | O97-14c: metapel. Mesosom mit viel in-situ Leukosommaterial |
| O97-5: roter, pegmatitischer ausgebildeter, Grt-armer Granit, am Kontakt zum Migmatit | O97-15: Übergang: Leukosomgang mit Pl-Grt-Lage (PG) zu einem Bt-Crd-reichen Mesosom |
| O97-6: Grt-reiches Mesosom, am Kontakt zum Granit | O97-20: homogener, Grt-führender Leukosomgang, Mitte |
| O97-8: Grt-führender Leukosomgang, Mitte | O97-23: grauer, Grt-führender Granit, ~150m SSE vom Kontakt |
| O97-9: roter, Grt-armer Granit, ~100m SSE vom Kontakt | O97-24: homogener, Grt-führender Leukosomgang, Mitte |
| O97-11: heterogener Leukosomgang (KQ) mit Pl-Grt-Lage (PG) am Rand zu einem metapelitischen Mesosom | O97-29: oranger, pegmatitischer, Grt-reicher Granit |
| O97-12: homogener, Grt-reicher Leukosomgang, Mitte | O97-31: 10cm langes Profil Rand-Mitte eines Leukosomgangs: Bt-Crd-Lage (BC), Pl-Grt-Lage (PG), Kfs-Qtz-Lage (KQ) |
| O97-13: Leukosomgang (L) mit Bt-Crd-reicher Schlieren | O97-32: Qtz-Crd-reiche Granit am Kontakt zum Migmatit |
| | O97-34: oranger Grt-reicher Granit, 5m von O97-29 |



Abb. 108: Übersichtsaufnahme von Aufschluß O

Aufschluß P: H: 6710200, R: 1576200

Von Aufschluß O wieder auf die N10 in Richtung Turku, nach ~500 rechts auf die Straße N220 in Richtung Kaarina, gegenüber der Ausfahrt der E18 (Kaarina) sehr großer Straßenaufschluß. Etwas weiter die Straße N220 in Richtung Kaarina, Tankstelle, dort Parkmöglichkeit. Aufgeschlossen ist ein stark deformierter, metapelitischer Metatexit bis Diatexit mit hohem Anteil von in-situ Leukosomen. Der Anteil an Leukosomaterial ist in vielen Bereichen so groß, daß ein diatektisches Gefüge entsteht. Grt kann in den Grt-führenden Leukosomgängen bis 4cm groß werden und ist oft von Bt ummantelt. Durchzogen wird der Aufschluß von zahlreichen Grt-führenden Leukosom- und mehreren Generationen von hell- bis dunkelgrauen, Bt-führenden Granit/Granodioritgängen, die sich auch gegenseitig durchkreuzen. Hier direkter Kontakt metapelitischer Migmatite mit Granit/Granodiorit. Die Gänge folgen der E-W gerichteten Faltungsphase F3 (pers. Mitt. Ehlers 1997). Der Anteil an Bt kann in den Granitgängen so stark schwanken, daß Bt- und Grt-Pl-Qtz-reiche Gänge vorkommen können. Innerhalb des Aufschlusses treten boudinierte Amphibolit-Schollen auf.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

- | | |
|--|---|
| P97-1: homogener, Grt-freier Leukosomgang, Mitte | P97-6-1: homogener, Grt-führender Leukosomgang, der von einem Bt-führenden Granitgang (P97-6G) durchzogen wird, oberer Teil |
| P97-2: homogener, Grt-führender Leukosomgang, Mitte | P97-6-2: homogener, Grt-führender Leukosomgang, der von einem Bt-führenden Granitgang (P97-6G) durchzogen wird, unterer Teil |
| P97-3: hellgrauer, schwach Bt-führender Granitgang, Mitte | P97-7: dunkelgrauer, stark Bt-führender Granitgang, Mitte |
| P97-3b: homogener, Grt-führender Leukosomgang, Kontakt zu Probe P97-3 | P97-8: mittelgrauer, stark Bt-führender Granitgang, Mitte |
| P97-4: schwach deformiertes, metapelitisches Mesosom (P4M) mit dünnlagigem, Grt-führendem in-situ Leukosom (P4iL) | P97-14: metapelitisches Mesosom mit vielen dünnlagigen in-situ Leukosomen |
| P97-6b: sehr Grt-Bt-reiches, restitisches, metapelitisches Mesosom | |
| P97-6G: mittelgrauer, Bt-führender Granitgang, der einen Grt-führenden Leukosomgang durchkreuzt (Proben P6-1, P6-2) | |



Abb. 109: Übersichtsaufnahme von Aufschluß P

Aufschluß Q: H: 6701100, R: 1574250

Von Turku auf die Straße N110 in Richtung Helsinki. Der Straße folgen bis zur Kreuzung der N110 mit der neuen E18. Vor der Abfahrt zwei große Straßenanschnitte, der vordere ist Aufschluß Q, hinter dem Supermarkt Parkmöglichkeit. Der Aufschluß erstreckt sich ~50m in NNW-SSE Richtung. Aufgeschlossen ist eine Abfolge überwiegend metapelitischer, Bt-Grt-reicher Mesosome. Durchzogen wird die Abfolge von weißen, bis 1.5m mächtigen, Grt-führenden Leukosom-, weißen, Bt-führenden oder roten, Bt-Grt-führenden Granitgängen. Letztere sind im SSE Bereich des Aufschlusses bis 3m mächtig. Grt-Qtz-Kumulate treten häufig am Übergang vom Mesosom zu den Grt-führenden Leukosomgängen auf. Vereinzelt kommen bis 0.5m mächtige Hbl-reiche Amphibolit-Lagen vor, die von dünnlagigen Pl-Opx-Cpx-Lagen durchzogen werden.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

- | | |
|---|---|
| Q97-5-Pl: Pl-Grt-reiche Scholle in einem roten Grt-Bt-führenden Granitgang im SSE Bereich des Aufschlusses | Q97-5GG: weißgrauer, Grt-Bt-führender Granitgang, ~Mitte des Aufschlusses mit scharfem Kontakt zum Metapelit |
| Q97-5RG: roter, Grt-Bt-führender Granitgang im SSE Bereich des Aufschlusses, Mitte des Ganges | Q97-8: weißer, Bt-führender Granitgang, ~Mitte des Aufschlusses mit scharfem Kontakt zum Migmatit |

Aufschluß R: H: 6706600, R: 1565200

Auf der Straße N185 von Turku in Richtung Naantali, dann weiter auf die N189, direkt an der Abfahrt „Ihala“, beidseitiger Straßenanschnitt. Der Aufschluß erstreckt sich ~300m in NNW-SSE Richtung. Aufgeschlossen ist eine Abfolge verschieden mächtiger, metapelitischer, Bt-Kfs-reicher Mesosome mit unterschiedlich hohem Anteil dünnlagiger Grt-führender in-situ Leukosome. Vereinzelt treten bis 0.5m mächtige Amphibolit-Lagen auf. Durchzogen wird die Abfolge von konkordanten, Grt-Crd-führenden Leukosom- und weißen, Bt-führenden Pegmatitgängen. In der Mitte des Aufschlusses besteht unscharfer Kontakt zwischen den Migmatiten und einem ~ 80m breiten, grau-rötlichen, Grt-führenden Granit.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

R97-G1: roter, Grt-führender Granit, Mitte des Vorkommens

R97-3: heterogener, Grt-führender Leukosomgang, Rand zum Mesosom ~5cm breite Pl-Grt-Lage (PG), Gangmitte (KQ)

R97-5: weißer, homogener, schwach Grt-Crd-führender Leukosomgang, Mitte

R97-6: Im rechts von Probe R97-5, weißer, homogener, schwach Grt-Crd-führender Leukosomgang, Mitte

R97-20: a, b:metapelitisches Mesosom mit vielen in-situ Leukosomen

R97-44: grauer, Grt-führender Granit, Mitte des Vorkommens

RP-1: weißer, Bt-führender Pegmatitgang, Mitte



Abb. 110: Übersichtsaufnahme von Aufschluß R

Aufschluß T: H: 6703200, R: 1577500

Von Aufschluß P auf die E18 Helsinki, bis kurz (~1km) vor dem Autobahnkreuz mit der E40, Abfahrt auf die Straße N220 in Richtung Turku, Straßenanschnitt direkt an der Abfahrt. Der Aufschluß erstreckt sich ~100m in NNW-SSE Richtung. Aufgeschlossen ist eine Abfolge semipelitischer, Pl-Qtz-Bt-reicher Mesosome, die von wenigen dünnlagigen, t.w. verfalteten in-situ Leukosomen durchzogen werden, die randlich dünne Bt-Säume, sogenannte Melanosome, zeigen. Vereinzelt treten konkordante bis t.w. diskordante, bis 1m mächtige Grt-arme, orange-rote Granitgänge auf. Im Kurvenbereich der Straße Übergang zu Hbl-führenden Mesosomen, mit dünnen Hbl-führenden in-situ Leukosomen.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

T97-1: orange-roter Granitgang, Mitte

T97-2: grauer Pl-Qtz-Bt-Gneis mit wenig in situ-Leukosomen

T97-5: grauer, Pl-Qtz-Bt Gneis mit vielen dünnlagigen in situ Leukosomen, die 1mm dünne Melanosome besitzen

Aufschluß TB: H: 6702600, R: 1576500

Zurück auf die E18 in Richtung Turku, nach ~3km Straßenanschnitt mit rotem, Grt-führenden Granit in einer Hügelkuppe. Der Aufschluß erstreckt sich ~100m in W-E Richtung. Aufgeschlossen ist ein Grt-führender, roter Granit. Die Verteilung von Grt ist meist diffus, es können aber auch nahezu Grt-freie Partien auftreten. Auffallend sind sehr Kfs-arme bis freie, Pl-Qtz-reiche Schollen (~1m im Durchmesser) mit sehr wenig Grt.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

TB97-1: roter, Grt-führender Granit

TB97-1: Pl-Qtz-Grt-reiche Scholle im Granit

Aufschluß W: H: 6710150, R: 1569150

Auf der E40/E18 von Raisio in Richtung Helsinki, Ausfahrt Leilikeilo. Der Aufschluß erstreckt sich ~500m in N-S bis E-W Richtung, um den ganzen Kurvenbereich herum. Aufgeschlossen ist eine Wechselfolge verschieden mächtiger metapelitischer, Bt-reicher und semipelitischer, Pl-Qtz-reicher Mesosome, die unterschiedlich hohe Anteile dünnlagiger, konkordanter in-situ Leukosome aufweisen. Durchzogen wird diese Paragneis-Abfolge von orangen, t.w. heterogenen, bis 2m mächtigen, schwach deformierten, konkordanten, Crd-Grt-führenden Leukosomgängen. Vereinzelt treten bis 1m mächtige Amphibolit-Lagen auf. Im S Bereich des Aufschlusses unscharfer Kontakt zu einem Granitvorkommen. Der Grt-führende Granit tritt in einer roten und weißgrauen Varietät auf, wobei nur die Farbe unterschiedlich ist, der Grt- Anteil ist annähernd gleich. Auffallend sind viele Crd-führende Leukosomgänge und steilstehende Verwerfungszonen (*Abb. A7*), die hauptsächlich aus Bt bestehen und in denen vereinzelt Pl-Qtz-reiche Schollen schwimmen.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

W97-4: deformiertes, semipelitisches Pl-Qtz-Bt-reiches Mesosom mit viel in situ-Leukosommaterial

W97-G1: grauer, Grt-führender Granit, Mitte des Vorkommens

W97-G2: roter, Grt-führender Granit, Mitte des Vorkommens ~10m neben W97-G1

W97-1PI: Pl-Qtz-reiche Scholle aus einer Verwerfungszone



Abb. III: Übersichtsaufnahme von Aufschluß W

Aufschluß X: H: 6724800, R: 1551500

Von Aufschluß F in Richtung Vehmaa bis zur Kreuzung mit der N193, die nach Mynämäki führt, dort rechts abbiegen in Richtung Mynämäki. In der Ortschaft Mietoinen Straßenanschnitt durch eine kleine Hügelkuppe. Der Aufschluß erstreckt sich ~50m in NNE-SSW Richtung. Aufgeschlossen ist eine Abfolge metapelitischer, Bt-reicher Mesosome, die mit unscharfem Kontakt von mehreren orangen Crd-Grt-führenden Granitgängen durchzogen wird.

Probennummer und kurze Beschreibung (bei mehreren Lagen pro Probe steht die Bezeichnung der RF-Analyse in Klammern)

X97-1: oranger, Crd-Grt-führender Granit

Teil A3: Beschreibung der Minerale in den Migmatiten und Graniten

Akfs in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Tritt in zwei Ausbildungen auf: a) Mc, selten perthitische Akfs; xenomorph/blastisch; Korngröße 0.05-0.2mm; Korngrenzen stark unregelmäßig buchtig-lobig; einschlußlos; diffus verteilt ohne Reaktionsgefüge; die perthitischen Akfs kommen nur in Verbindung mit Crd-Bt-Qtz-Pl-Akfs-, Grt-Bt-Qtz-Pl-Akfs- oder Crd-Grt-Bt-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefüge vor b) größere perthitische Akfs (0.5-1mm); einschlußreich (runder, undulös auslöschender Qtz, runder Pl, länglicher Bt, selten fibrolithischer Sil), vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; überwächst S2-eingeregelter Bt; Alterierung in Serizit selten; Auftreten nie in Bt-reichen Melanosomen, in Bt-Crd-Lagen selten, dort gleiche Ausbildung.

In-situ Leukosomen: Meist perthitische Akfs, selten Mc; tabular; xenomorph/blastisch bis hypidiomorph/blastisch, vereinzelt idiomorph; Korngrenzen schwach buchtig-lobig; Korngröße 0.4-1mm; größere Akfs (1-2mm); meist einschlußarm (runder, undulös auslöschender Qtz, runder, serizitisierter Pl, runder bis länglicher Bt, runder, pinitisierter Crd), vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; überwächst S2-eingeregelter, länglicher Bt; kleinere Akfs (0.1-0.2mm) sind einschlußlos; Auftreten in direkter Verbindung mit Crd-Bt-Qtz-Pl-, Grt-Bt-Qtz-Pl-Akfs- oder Crd-Grt-Bt-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefüge; Serizitierung selten.

Leukosomgängen: Meist Spindel-Aderperthit, Mc oder Mesoperthite selten, vereinzelt Karlsbader-Zwillinge; hypidiomorph, selten idiomorph; Korngröße 2-30mm, vereinzelt >10mm, Korngrößenmaximum bei 3-4mm; einschlußarm (runder, meist undulös auslöschender Qtz, runder bis idiomorpher, serizitisierter Pl, selten schwach zonierter Pl, runder, pinitisierter Crd, kleiner runder Akfs, sehr selten fibrolithischer Sil), vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; Lagenrand und -mitte gleiche Ausbildung.

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Pl in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Ab und/oder Periklin verzwillingt; xenoblastisch; Korngrenzen unregelmäßig amöboid bis buchtig-lobig, vereinzelt suturartig; Korngröße 0.05-0.3mm; kleinere Pl (0.1-0.5mm) einschlußlos, vereinzelt größere Pl (0.5-1mm); einschlußarm (nur runde Qtz, längliche Bt); überwächst S2-eingeregelter Bt-Einschlüsse; gleiche Ausbildung in Bt-reichen Melanosomen und restitischen Bt-Crd-Grt-Schlieren.

In-situ Leukosomen: Ab- und/oder Periklin verzwillingt; tabular; hypidiomorph/blastisch, selten idiomorph; Korngröße 0.5-1mm; vereinzelt bis 2mm; einschlußarm (runder, nicht undulös auslöschender Qtz, Bt, selten fibrolithischer Sil), vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander.

Leukosomgängen: Ab- und/oder Periklin verzwillingt; Entmischungslamellen, t.w. fleckenartige Entmischungen oder tabulare Einschlüsse von Akfs; grobtabular; hyp- bis idiomorph; Korngröße 0.2-10mm; Zwei Ausbildungen: a) am Gangrand in restitischen Pl-Qtz-Grt-Lagen, 2-10mm, einschlußreich (runder, selten undulös auslöschender Qtz, runder Bt, einschlußlose kleine Grt (0.2-0.5mm), runder, pinitisierter Crd, in größeren Pl (3-10mm) auch kleine idiomorphe Akfs, selten Sil, Anhäufungen von Zrn, Mnz; vereinzelt Resorptionsbuchten im Kontakt zu Akfs; b) in der Gangmitte, 0.5-3mm; tabular, idiomorph; einschlußlos; Serizitierung in Spaltrissen sehr häufig, Kern stärker serizitisiert als Kornrand, Saussuritierung selten.

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Qtz in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Xenomorph; Korngrenzen unregelmäßig amöboid bis buchtig-lobig, vereinzelt suturartig; Korngröße 0.1-0.2mm; undulöse Auslöschung häufig, oft Zerstückelung in langgestreckte Subgrains, Mosaik-Gefüge, besonders deutlich in der Umgebung von in-situ Leukosomen; einschlußarm (nur Fluid-Inclusions-Trails auf verheilten Bruchstellen); Korngröße im Bereich von in-situ Leukosomen 0.3-0.5mm; in Bt-Grt-Crd-reichen Melanosomen gleiche Ausbildung, aber Korngröße 0.3-1mm.

In-situ Leukosomen: Xenomorpher Qtz; Korngröße 0.5-1mm, vereinzelt <2mm; oder intergranulare Zwickel

füllung zwischen Feldspäten; meist undulöse Auslöschung, vereinzelt langgestreckte Subgrains, Parkett-Qtz nur in boudinierten in-situ Leukosomen; einschlußreich (runder Bt, serizitisierter Pl, Crd und Pl mit ausgeprägten Resorbtiionsbuchten, Fluid-Inclusions häufig); Fluid-Inclusion-Trails markieren verheilte Bruchstellen.

Leukosomgängen: Auftreten als xenomorpher Qtz; Korngröße 1-4mm, vereinzelt <5mm; als Zwickelfüllungen zwischen Feldspäten; als kleine Rekristallite zwischen sehr großen Akfs/Pl; selten undulöse Auslöschung, einschlußarm (serizitisierter Pl, pinitisierter Crd und Akfs mit ausgeprägten Resorbtiionsbuchten, kleine Qtz, Fluid-Inclusions häufig); Fluid-Inclusion-Trails markieren verheilte Bruchstellen.

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Bt in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Lepidoblastisch-leistenförmig, häufig ausgefranste, selten gerade Korngrenzen; meist holzmaserungsartige Struktur; Korngröße 0.1-0.3mm; kräftiger Pleochroismus von hell nach dunkel-rehbraun; deutlich eingeregelt zur S₂-Schieferung; einschlußarm (nur Zrn, Mnz mit pleochroitischen Höfen, lagenabhängig vereinzelt Hc); vereinzelt Knickbänder (Kinkbands); Chloritisierung sehr selten, vereinzelt in der Nähe von in-situ Leukosomen, sonst Chloritisierung auf Scherbahnen begrenzt; in Bt-reichen Melanosomen meist durch Rekristallisierung Korngröße 0.3-2mm; ausgeprägte Kinkbands; einschlußreich (Anhäufungen von Zrn, Mnz, Ap); in restitischen Bt-Crd-Grt-Lagen und restitischen Bt-Grt-Lagen gleiche Ausbildung; im Bereich von Scherzonen zerrissene, ausgefranste Korngrenzen.

In-situ Leukosomen: Tritt sehr selten auf, Ausbildung wie in den Bt-Kfs-reichen Mesosom, aber dort diffus verteilt, nicht mehr eingeregelt; selten chloritisiert.

Leukosomgängen: Zwei farbliche erkennbare Ausbildungen: a) Lepidoblastisch-leistenförmige, neugebildete retrograde, dunkelgrüne Bt als Saum meist um Grt oder Crd; vereinzelt bei starker retrograder Umwandlung Grt und Crd nur noch als Einschluß in Bt; Pleochroismus von dunkelgrün nach hellgrün-bräunlich; einschlußarm (selten Zrn, Mnz); vereinzelt randlich chloritisiert; b) vereinzelt isoliert oder kumulatartig angehäuften, meist „fetzenartige“, chloritisierte Schuppen, mit stark ausgefransten Korngrenzen; Pleochroismus von hell nach dunkel-rehbraun oder in relikitischen Bt-Grt-reichen Schlieren; Ausbildung wie in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen.

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Grt in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Zwei Ausbildungen, a) Auftreten selten, xenoblastisch, feinkörnig (0.1-1mm) rund, einschlußlos; b) Auftreten häufig, xenomorph, großkörnig (1-20mm), poikiloblastisch, stellenweise poikiloblastisches „Netzwerk“; einschlußreich (runder-tropfenförmiger Qtz mit Resorbtiionsbuchten, runder Bt, runder, vereinzelt pinitisierter Crd, lagenabhängig auch fibrolithischer Sil oder Hc, runder Pl, Akfs sehr selten); vereinzelt Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; überwächst S₂-eingeregelt Bt und Sil; viele Brüche, wobei Fluid-Inclusion-Trails verheilte Brüche nachzeichnen; im Randbereich zu in-situ Leukosomen oft Ausbildung idiomorpher Kornformen; vereinzelt langgestreckte Grt-Pseudomorphosen nach Crd, mit vielen Einschlüssen von Crd, Bt und vor allem Sil; in restitischen Bt-Crd-reiche Lagen und restitischen Bt-Grt-Lagen gleiche Ausbildung.

In-situ Leukosomen: Zwei Ausbildungen a) Auftreten häufig, unregelmäßig xenoblastisch, großkörnig (5-40mm), poikiloblastisch, stellenweise „netzwerkartig“; einschlußreich (runder-tropfenförmiger, undulös auslöschender Qtz mit Resorbtiionsbuchten, runder Bt, langgestreckter, pinitisierter Crd, lagenabhängig auch fibrolithischer Sil, runder Pl, Zrn, Mnz, sehr selten Akfs), wobei die Einschlüsse meist in der Mitte konzentriert sind; kumulatartige Anhäufungen von Zrn und Mnz in Grt in der Umgebung von breiteren Leukosomlagen (>10cm); oder durch Diffusion kontrolliertes Wachstum gebildete, langgestreckte, einschlußlose Kristalle; b) Auftreten seltener, rundlich, hypidiomorph, Korngröße (0.5-1mm), einschlußarm (runder-tropfenförmiger, undulös auslöschender Qtz, selten Bt), meist aber einschlußlos; Chloritisierung sehr selten.

Leukosomgänge: Ausbildung der gleichen beiden Typen wie in den in-situ Leukosomen; am Gangrand deutlich

größer: Korngröße 2-20mm; vereinzelte „netzwerkartige“ Anhäufungen; einschlußreich (runder-tropfenförmiger, meist undulös auslöschender Qtz mit Resorptionsbuchten, sehr selten Bt, pinitisierter Crd, Zrn, Mnz) keine Einschlüsse von Sil oder Akfs; vereinzelt Einschlüsse von Zrn, Mnz und Ap kumulatartig konzentriert (**Abb. 96** und **97**); vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; am Rand zum Bt-Kfs-reichen Mesosomen, oft große poikiloblastische Grt mit vielen Einschlüssen in der Mitte und einschlußlosen, idiomorphen Kornrand (**Abb. 46**), meist nur schwach randlich chloritisiert; vereinzelt retrograde Umwandlung zu Bt-Crd oder Bt-Sil-Gemisch; Gangmitte: meist nur klein (Korngröße 0.5-2mm), rundlich, hypidiomorph-idiomorph, einschlußlos, vereinzelt als lagenartige Kumulate.

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Crd in:

Bt-Kfs-reichen Mesosomen: Langgestreckt, xenoblastisch; Korngröße 0.2-2mm; konzentriert am Rand von in-situ Leukosomen; größere Crd (1-2mm), lamellare Durchkreuzungszwillinge, einschlußreich (fibrolithischer bis idiomorpher Sil, Hc, runder Qtz, runder Pl, runder Akfs, Zrn, Mnz mit gelben pleochroitischen Höfen) in Bereichen, wo Bt-Crd-Qtz-Pl-Akfs-Reaktionsgefüge auftreten, vereinzelte Bt-Qtz- oder Bt-Pl-Einschlüsse im Kontakt zueinander; Einschlüsse in der Mitte konzentriert, Rand einschlußlos; Einschlüsse von Sil und Bt sind S₂-eingeregelt; kleinere, vereinzelt runde Crd (0.2-0.5mm), meist pinitisiert, bei stärkerer Pinitisierung Gemisch von Sil-Bt oder And-Bt randlich; einschlußlos diffus verteilt, ohne Reaktionsgefüge.

In-situ Leukosomen: Selten auftretend, meist nur randlich, sehr selten in der Mitte; Ausbildung wie in den Bt-Kfs-reichen Mesosomen.

Leukosomgänge: Rundlich, meist aber hyp- bis -idiomorph; Korngröße (1-20mm); einschlußarm (nur runder Qtz); selten diffus verteilt, meist kumulatartig angehäuft; stark pinitisiert, randlich Sil-Bt-Gemisch oder „schwarze Risse“, dabei handelt es sich um ein Gemisch verschiedener Tonminerale (Vergl. Ashworth & Chinner 1978; Dietvorst 1982).

Grt-Crd-führenden Mc-Graniten: Ausbildung wie in den homogenen Leukosomgängen.

Akzessorien

Sil: Ausbildung meist als prograder, feinnadeliger Fibrolith, seltener idiomorpher Einschluß in Crd, Akfs, Pl oder Grt oder als retrograder, feinnadeliger Fibrolith zusammen mit Bt am Kornrand von Crd; vereinzelt gleichzeitiges Auftreten mit And.

And: Ausbildung als retrograde, hypidioblastische Kristalle mit Bt aus Crd; Vorkommen selten.

Zrn: Vorkommen häufig, hypidioblastisch, vereinzelt idiomorph; Korngröße 0.02-0.2mm; runder, zonierter Einschluß (**Abb. 46**) in Pl, Akfs, Grt, Crd und Bt; Bildung pleochroitischer Höfe in Bt und Crd, Auftreten vereinzelt kumulatartig in Pl (**Abb. 47**) und in Grt in Pl-Qtz-Grt-reichen Lagen.

Mnz: Vorkommen häufig, hypidioblastisch, vereinzelt idiomorph; Korngröße 0.02-0.3mm meist runder, unzonierter Einschluß in Pl, Grt, Crd und Bt; Bildung pleochroitischer Höfe in Bt und Crd. Auftreten vereinzelt kumulatartig in Pl (Pl-Qtz-Grt-reiche Lagen) und in Grt (Rand von breiten Leukosomlagen).

Ap: Vorkommen selten, hypidiomorph-idiomorph; Korngröße 0.2-0.6mm, unzonierter Einschluß in Grt oder in der Nähe von Grt im Übergangsbereich von Bt-Kfs-reichen Mesosomen zu den Leukosomgängen.

Hc: Vorkommen selten, xenoblastisch; mittelgrün-dunkelgrün; Einschluß in Crd, in Grt oder Bt selten.

Ilm/Mag: In Bt-Kfs-reichen Mesosomen meist in der Nähe von in-situ Leukosomen oder im Bereich von Bt-Grt-Qtz-Pl-Crd-Reaktionsgefüge vorkommend.

Teil A4: Geochemische Untersuchungen

Für die geochemischen Untersuchungen wurden von Haupt- und Spurenelemente (inklusive REE) der verschiedenen Migmatitlagen, der verschiedenen Leukosomgänge und Granittypen röntgenfluoreszenzanalytisch ermittelt.

Zu den analysierten Hauptelementen gehören Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P. Bei den Spurenelementen wurden Ba, Co, Cr, Nb, Ni, Ga, Pb, Sr, V, Zn mit der RFA und Li, Cs, Hf, U, REE mit der ICP-MS gemessen. Die Gehalte an Rb, Y, Zr, Th, Ce und La wurden zur Kontrolle sowohl mit der RFA als auch mit der ICP-MS bestimmt.

Die RFA-Messungen wurden im März/April 1998 mit einem Röntgenfluoreszenzspektrometer (Philips PW 1480) von Herrn Dipl.-Min. Dr. H.J. Pohl und die Laser-Ablation-ICP-MS-Messungen von Herrn Dipl.-Min. Dr. K. Schmitt an mehreren Terminen am Institut für Mineralogie und Mineralogische Rohstoffe der TU Clausthal durchgeführt.

a) Gesteinsanalyse

Aufbereitung der Proben

Für die Analysen wurden die Proben folgendermaßen aufbereitet:

Die verschiedenen Migmatitlagen wurden mit der Gesteinssäge mechanisch separiert. Bei den einzelnen Migmatitlagen und den Graniten wurden Probenmengen zwischen 3 und 5kg aufbereitet. Bei den vier Profilen lag die Probenmenge der einzelnen Lagen zwischen 250g und 1.5kg. Bei den metapelitischen Großproben, die für die Ermittlung des migmatitischen Ausgangsmaterials wichtig sind, wurden Probenmengen von 10-15kg aufbereitet.

Das Probenmaterial wurde in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, mit freundlicher Unterstützung von Herrn D. Henry und Herrn Dr. K.-P. Burgath, mit mehreren Backenbrechern auf die Korngröße von 1cm gebrochen. Bei großen Probenmengen wurde das gebrochene Material aus den Probentüten auf einen kegelförmigen Haufen geschüttet und in mehrere gleichgroße Anteile aufgeteilt. Das Material wurde so oft geteilt, bis eine Probenmenge von ca. 300g für die weitere Aufbereitung übrigblieb. Diese Menge wurde mit einer Scheibenschwingmühle (WC-Einsatz) zu analysefeinem Pulver (<125µm) weiterverarbeitet. Das restliche Material wurde in Kiesgröße in Probentüten konserviert. Bei kleineren Probenmengen, z.B. bei den einzelnen Migmatitlagen oder den in-situ Leukosomen wurde das Material vollständig zu Pulver aufbereitet.

Für die RFA-Untersuchungen wurden 0.6g (+/- 0.001g) Probenpulver mit 3.6g (+/-0.005g) Lithiummetaborat ($L_3B_4O_7$) und ca. 1g (+/-0.01g) Ammoniumnitrat in Form von Schmelztabletten aufbereitet und analysiert. Die Herstellung der Schmelztabletten erfolgte auf einer 4-stufigen Brennerkaskade mit einer Endstufe von 1200°C.

Für die ICP-MS-Analysen wurde das Probenmaterial erneut 3 Mal verjüngt und ca. 10g in einer Planetenkugelmühle mit Achat-Einsatz auf eine Korngröße (<100µm) gemahlen (Siebprobe). Von diesen 10g Probenmaterial wurden 0.1g (+/- 0.001g) Probe sowie 20ppb Re, Os und In als interne Standards für die weitere Analyse in einem Säureaufschluß aufbereitet. Das Probenmaterial wurde dazu mit 3ml Flußsäure (Ultrapur-Qualität), 1ml Salpetersäure (Suprapur-Qualität), 1ml Perchlorsäure (Suprapur-Qualität) und 1ml Schwefelsäure (Suprapur-Qualität) versetzt und in einem Teflontiegel bei 180°C ca. 12h lang im Ofen aufgeschlossen. Danach wurde der Aufschluß bei ca. 180-190°C zwischen 12 und 18h abgeraucht. Der trockene Aufschluß wurde nochmals mit 2ml Salpetersäure (Suprapur-Qualität) aufgenommen und auf 100ml mit H_2O -bidest aufgefüllt und analysiert.

Darstellung der Analysen

Neben der Angabe der Analyse-Rohdaten der RFA sind die wichtigsten Ergebnisse der CIPW-Norm-Berechnung (Qz, ab, or, an, hy, c), das XMg, der Aluminium-Saturation-Index (ASI) und einige für granitoide Gesteine wichtige Element-Verhältnisse angegeben.

Der Eisen-Gehalt wird als ΣFeO angegeben, wobei das mittels RFA als Fe_2O_3 gemessene Eisen in FeO umgerechnet und die Anteile der einzelnen Element-Oxide neu auf die Gesamtsumme normiert wurden. Die Hauptelemente sind als Element-Oxide in Gew.%, die Spurenelemente und REE sind in elementarer Form in ppm (parts per million) angegeben.

Nicht bestimmte Elemente werden mit *n.d.* (not detected) dargestellt. In den Tabellen wurde wegen Platzmangels die Jahreskennung der Proben weggelassen, so z.B. heißt die Probe „J97-11KQ“ verkürzt „J11KQ“.

Tab. 33: Spurenelemente (REE, Cs, Hf, U) ausgewählter Proben

(ppm)	A1KQ	A1PG1	A1PG2	A1BG1	A1BG2	A5KQ	A5PG	A5BG1	A5BG2	A10	J4KQ	J4PG	J4BC1	J4BC2	J4ML	P4iL	C1KQ
Cs	3.02	1.76	0.78	4.29	0.67	3.17	1.13	4.86	11.10	3.40	1.69	0.58	2.81	2.45	0.91	0.59	8.53
Hf	0.50	1.65	4.79	8.51	5.63	3.55	1.46	4.29	2.18	5.83	0.63	4.34	6.00	5.24	3.23	0.72	0.63
U	2.00	8.32	11.52	6.10	5.13	3.25	8.99	4.65	3.24	1.94	2.77	3.12	3.45	0.29	3.02	1.03	2.72
La	5.03	21.01	59.47	37.12	24.60	3.34	9.06	11.90	13.50	36.50	4.60	29.99	49.08	22.37	22.01	7.66	5.62
Ce	12.02	80.55	152.09	81.41	49.70	7.74	18.82	22.60	28.10	73.54	8.70	67.26	103.43	49.69	50.49	18.92	8.61
Pr	1.32	6.12	17.03	9.76	6.40	0.71	1.90	2.80	3.80	8.25	1.10	7.68	11.44	5.71	5.11	1.94	1.21
Nd	5.25	24.18	66.29	38.38	25.20	2.46	6.50	9.90	15.30	30.77	4.00	28.29	40.54	21.00	20.51	7.78	4.03
Sm	1.31	6.05	16.23	8.91	5.40	0.62	1.47	2.30	3.80	5.65	0.90	6.23	7.95	4.63	4.68	1.64	0.91
Eu	0.73	0.37	0.74	0.60	1.00	0.58	0.72	0.80	0.60	0.94	0.80	0.55	0.49	0.63	0.96	0.92	0.80
Gd	0.86	4.01	10.47	6.86	4.60	0.48	1.09	1.80	3.20	4.13	0.60	4.65	4.75	3.44	3.26	1.22	0.62
Tb	0.11	0.46	1.34	1.24	0.71	0.10	0.20	0.32	0.48	0.57	0.09	1.01	0.72	0.73	0.86	0.18	0.09
Dy	0.46	1.62	6.62	8.53	4.74	0.82	1.28	2.30	2.89	3.18	0.55	8.60	4.13	6.19	6.01	1.07	0.56
Ho	0.07	0.20	1.31	1.93	1.03	0.20	0.25	0.47	0.56	0.61	0.13	1.94	0.81	1.43	1.32	0.22	0.15
Er	0.17	0.47	4.09	5.86	2.98	0.69	0.61	1.26	1.50	1.64	0.46	5.12	2.36	3.72	3.89	0.65	0.47
Tm	0.02	0.06	0.70	0.94	0.47	0.14	0.08	0.18	0.22	0.24	0.09	0.89	0.33	0.65	0.96	0.10	0.76
Yb	0.13	0.45	5.34	6.45	3.26	1.08	0.50	1.27	1.48	1.59	0.75	6.56	2.24	4.82	5.47	0.71	0.17
Lu	0.03	0.08	1.14	1.26	0.65	0.25	0.07	0.26	0.28	0.32	0.16	1.12	0.41	0.83	1.23	0.13	0.11

(ppm)	J11KQ	J11PG1	J11BC	J11PG2	O14b	D4iL	J20	O12	O20	O24	R5	O5Gr	O34Gr	T1Gr	WG1Gr	O29Gr	TB1PG1
Cs	0.47	0.50	1.81	0.46	4.70	0.99	0.65	8.73	0.68	1.36	23.02	3.52	1.56	0.53	1.19	1.91	0.25
Hf	0.89	4.58	6.08	4.52	5.40	2.99	2.28	4.64	1.08	7.35	1.89	5.52	1.06	2.16	5.68	1.06	8.15
U	1.17	1.74	2.43	3.01	2.19	1.44	1.59	2.67	0.98	5.06	1.19	2.02	1.50	0.46	1.25	1.31	2.26
La	3.92	16.48	32.55	28.62	37.53	11.99	8.23	21.30	4.47	42.99	3.15	25.36	6.48	29.58	31.66	7.03	31.80
Ce	8.97	37.03	68.77	61.23	73.91	41.19	16.59	40.60	8.87	107.10	5.04	65.75	13.25	66.25	91.55	19.45	115.18
Pr	1.07	4.13	7.84	7.38	8.32	3.30	1.87	5.30	0.80	12.20	0.55	5.51	1.42	7.52	6.51	1.51	6.50
Nd	4.04	15.35	29.18	27.29	30.73	12.88	6.58	21.30	2.62	46.11	1.91	18.96	5.11	26.14	22.41	5.26	22.47
Sm	0.91	3.41	5.74	6.02	5.48	3.08	1.29	4.30	0.53	8.29	0.38	2.95	0.91	4.30	3.25	0.92	3.57
Eu	0.48	0.46	0.41	0.55	0.95	0.34	0.73	1.10	0.74	0.68	0.70	0.32	0.55	0.66	0.35	0.17	0.36
Gd	0.62	2.72	3.83	4.88	3.89	1.90	0.69	3.60	0.40	5.11	0.26	1.92	0.73	2.44	2.23	0.78	2.58
Tb	0.12	0.62	0.52	1.08	0.54	0.19	0.06	0.55	0.09	0.66	0.04	0.21	0.18	0.23	0.21	0.20	0.26
Dy	1.07	4.97	2.87	8.50	3.03	0.63	0.27	3.46	0.92	4.05	0.17	0.92	2.09	0.81	0.82	2.39	1.20
Ho	0.29	1.20	0.56	1.91	0.60	0.08	0.05	0.74	0.28	0.86	0.03	0.14	0.70	0.10	0.12	0.86	0.21
Er	0.98	3.74	1.54	5.42	1.71	0.17	0.14	2.12	1.01	2.33	0.06	0.33	2.75	0.23	0.30	3.71	0.56
Tm	0.18	0.62	0.22	0.83	0.25	0.02	0.02	0.32	0.20	0.31	0.01	0.04	0.53	0.02	0.04	0.79	0.08
Yb	1.29	4.48	1.53	5.52	1.73	0.15	0.16	2.77	1.94	1.84	0.04	0.25	3.91	0.13	0.24	6.06	0.47
Lu	0.24	0.87	0.30	1.04	0.34	0.03	0.04	0.44	0.21	0.28	0.01	0.05	0.78	0.02	0.05	1.25	0.09

Abb. 112-114: Harker-Variationsdiagramme der Migmatitlagen $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-}\Sigma\text{FeO}$, $\text{SiO}_2\text{-MgO}$, die Gehalte an TiO_2 der Leukosome sind sehr gering, daher wird dieses Diagramm nicht dargestellt

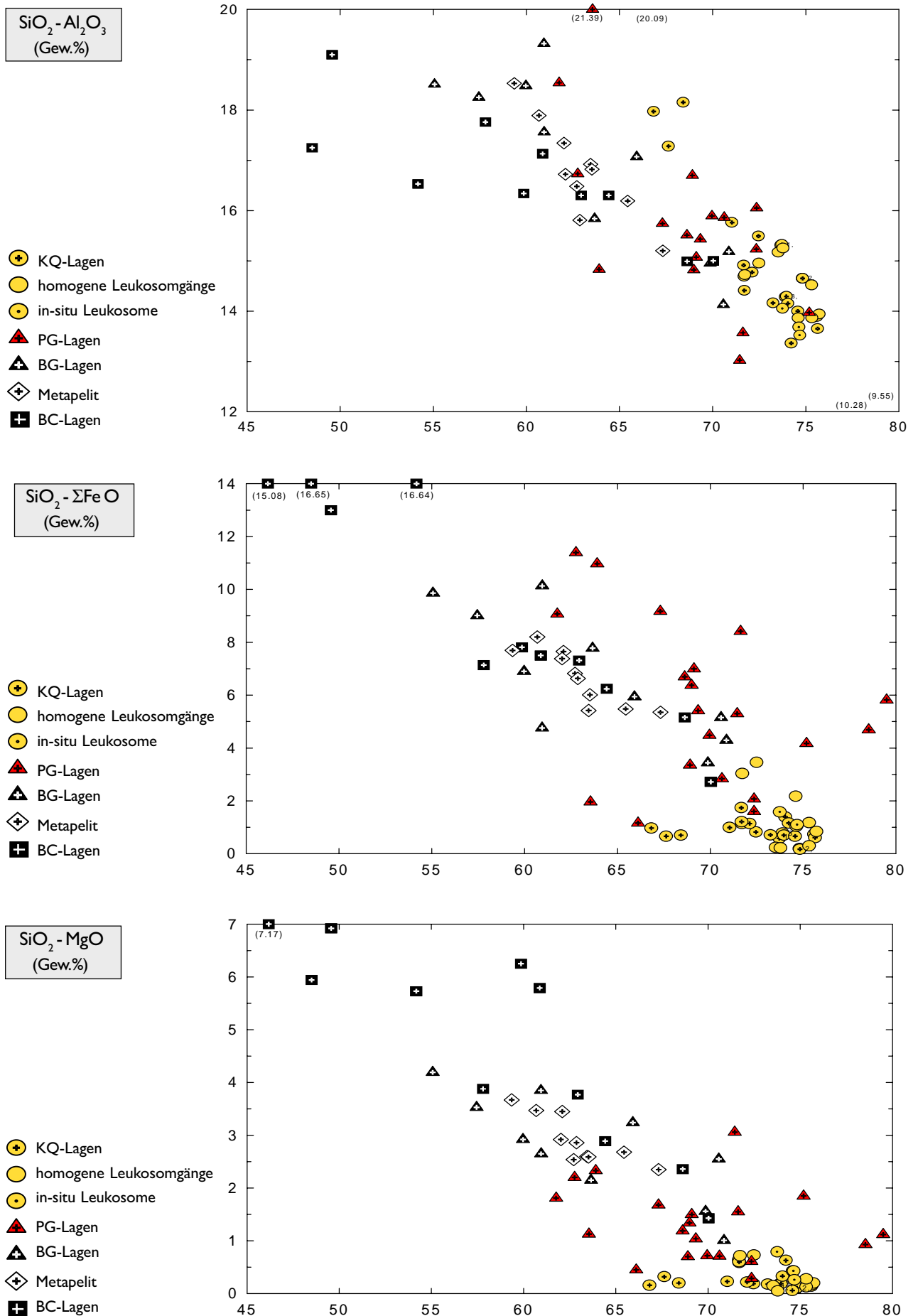
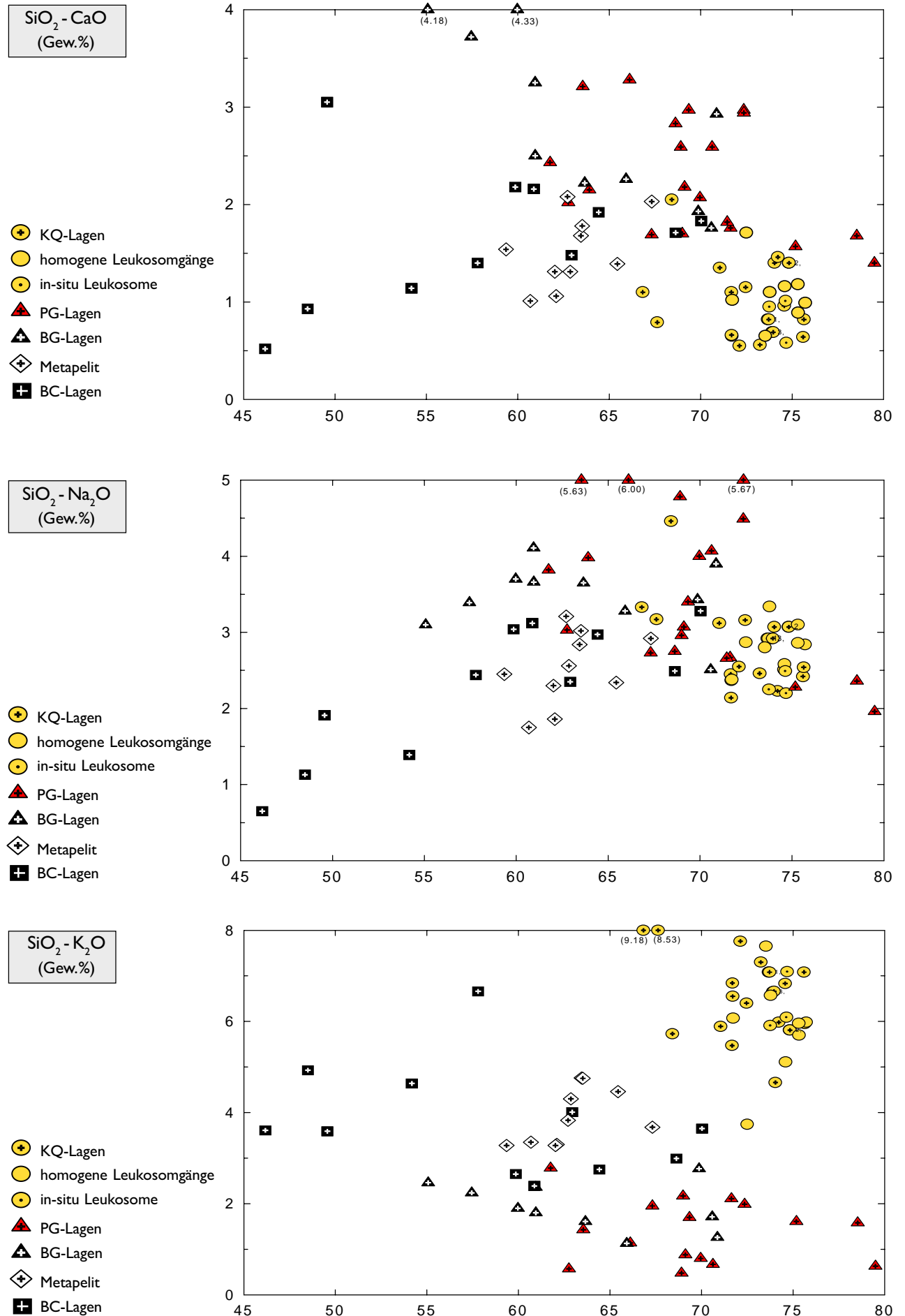


Abb. 115-117: Harker-Variationsdiagramme der einzelnen Migmatitlagen: $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$, $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$



b) Mineralanalyse

Zur Ermittlung der Zusammensetzungen der Hauptmineralphasen (Fsp, Grt, Crd und Bt) in den Migmatitlagen, den Leukosomgängen und den Graniten wurden insgesamt 15 repräsentive Dünnschliffe für die Mikrosonde präpariert und untersucht: 11 Dünnschliffe aus 4 Profilen, 1 Dünnschliff eines Leukosomgangs, 2 Dünnschliffe von in-situ Leukosomen mit angrenzendem Mesosom sowie 1 Dünnschliff eines Grt-Crd-führenden Mikroclin-Granits (Aufschluß O)

Die Messungen wurden mit einer wellendispersiven Elektronenstrahlmikrosonde am Institut für Mineralogie der Universität Hannover mit freundlicher Unterstützung von Herrn Dipl.-Min. Dr. J. Koepke durchgeführt.

Die Dünnschliff-Bereiche der Profile 2 bis 4 sind auf Seite a-26 und Profil 1 auf Seite 43 dargestellt.

Darstellung der Analysen

Für die Ermittlung der Mineralzusammensetzungen wurden die wichtigsten Hauptelemente gemessen. Die Darstellung der Elemente in den Tabellen erfolgt in oxidischer Form, Ausnahme ist Fluor in Bt (elementar). Die Analysen der Hauptelemente werden in Gew.% und aufgrund der Fehlergrenze (1-2% relativ) mit 2 Kommastellen angegeben.

Bei Bt und Crd wird der Eisen-Gehalt als ΣFeO , bei den Fsp als $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ angegeben. Bei Grt wurde der Gesamteisen-Gehalt stöchiometrisch auf die Verteilung von Fe^{2+} und Fe^{3+} pro Formeleinheiten umgerechnet. Der Gehalt an H_2O wurde bei Bt und Ms stöchiometrisch berechnet. Die Endgliederberechnung von Grt und Fsp erfolgte nach Deer, Howie & Zussman (1992). Die Werte sind in Mol.% angegeben. Die Kationen pro Formeleinheit werden 3-stellig angegeben. Das XMg wurde berechnet aus: $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$.

Die Berechnung der Kationen pro Formeleinheit basiert auf folgenden Normierungen:

Fsp:	Normierung der Kationen auf 8 Sauerstoffatome
Bt, Ms:	Normierung der Kationen auf 11 Sauerstoffatome
Grt:	Normierung der Kationen auf 12 Sauerstoffatome
Crd:	Normierung der Kationen auf 18 Sauerstoffatome

Standardminerale der Mikrosonde

Zur Eichung der Mikrosonde wurden folgende Standardminerale verwendet:

für Si, Ca:	Wollastonit (CaSiO_3),
für Al:	Korund (Al_2O_3)
für Fe:	Hämatit (Fe_2O_3)
für Ti, Mn:	Mn-Ti-Oxid (MnTiO_3)
für Mg:	Periklas (MgO)
für Na:	Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)
für K:	Orthoklas (KAlSi_3O_8)
für F:	Fluorit (CaF_2)

Geräteparameter der Mikrosonde

Modell: CAMECA, Camebax

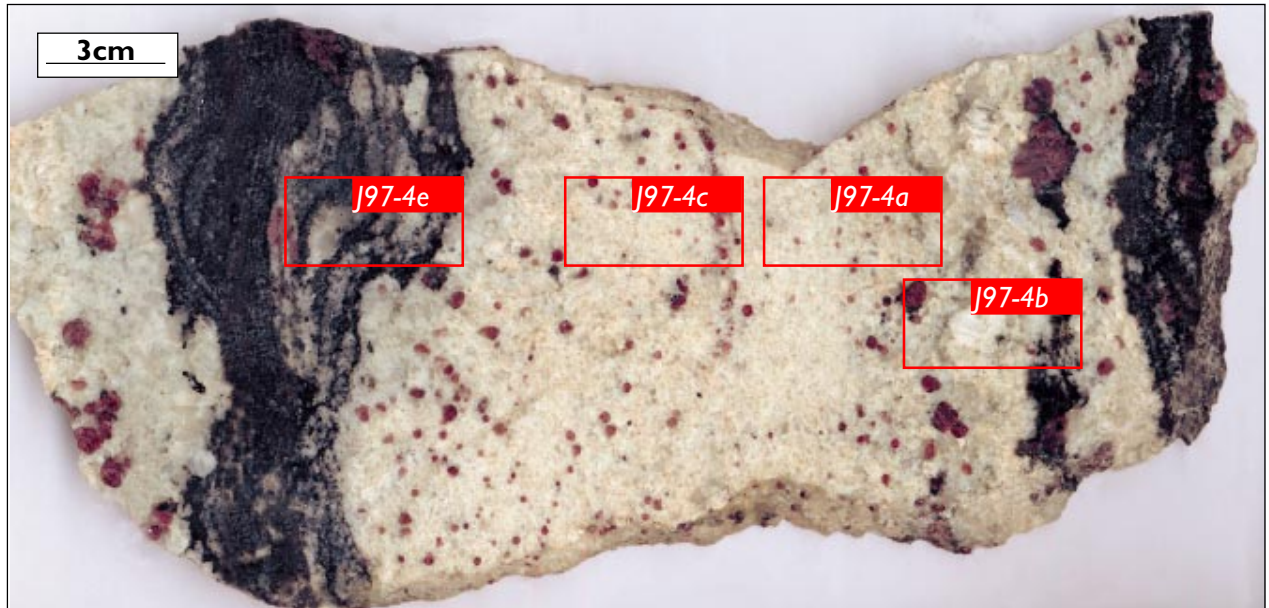
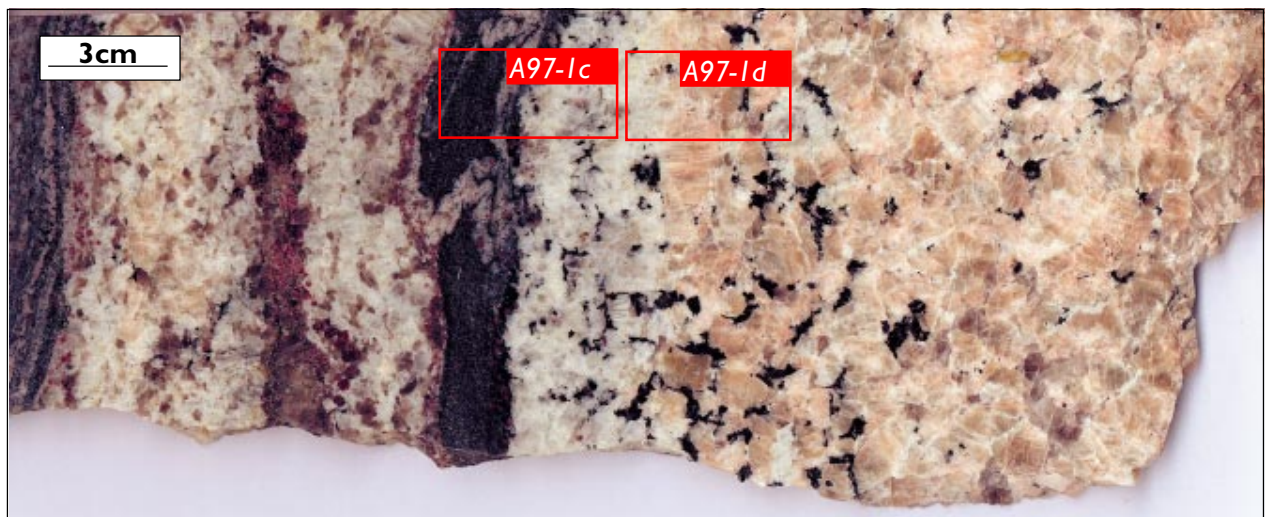
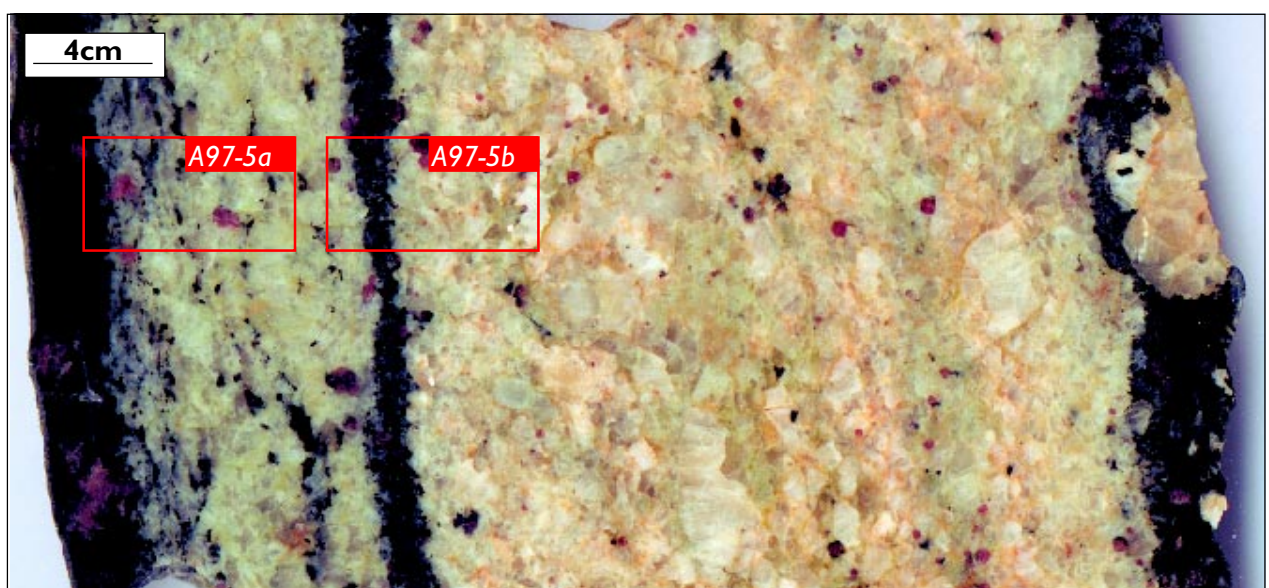
Gemessen wurde mit einem Wolfram-Filament, bei einer Anregungsspannung von 15kV und einer Strahlstromstärke von 18nA. Die Zählzeit für Peak- und Backgroundmessung betragen jeweils 10sec.

Legende zu den auf den nächsten Seiten folgenden Mineralanalyse-Tabellen:

Für die Lokalisierung der Meßpunkte ist bei den Migmatitproben die Migmatitlage angegeben.

Für geothermobarometrische Berechnungen sind jeweils die Nummern der Bt-Grt- und Grt-Crd Paare angegeben.

Mat.	=	Matrix, gilt für Bt, Grt und Crd, ohne Kontakt zu anderen Fe-Mg-Mineralen
Incl. (im Mineral)	=	Einschluß im Mineral
R (zu Mineral)	=	Rand zum angrenzenden Mineral
M	=	Mitte/Kern des Minerals
R	=	Rand des Minerals

Profil 1, s. Kap. 4.3**Profil 2** mit Lage der Mikrosonden-Dünnschliffe**Profil 3** mit Lage der Mikrosonden-Dünnschliffe**Profil 4** mit Lage der Mikrosonden-Dünnschliffe

Tab. 41: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11h: Feldspat

Pl in PG-Lage 2											
(Gew.%)	1		2		3		4		5		6
	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	R zu Akfs3	R zu Qtz	R zu Akfs1	M	M	R zu Qtz	M
SiO ₂	62.11	59.87	59.69	61.76	58.30	58.43	60.33	60.15	60.65	60.23	60.39
Al ₂ O ₃	24.00	23.13	23.88	24.23	23.36	23.87	24.07	24.07	24.23	24.23	24.65
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03
CaO	5.23	5.01	5.41	5.42	4.99	5.08	5.12	5.34	5.17	5.44	5.12
Na ₂ O	8.14	8.79	8.68	8.37	7.67	7.69	8.14	8.23	8.54	8.28	8.51
K ₂ O	0.25	0.26	0.35	0.33	0.27	0.29	0.21	0.21	0.21	0.24	0.21
Σ	99.73	97.06	98.04	100.12	94.59	95.37	97.90	98.01	98.81	98.45	98.91
Si	2.756	2.742	2.713	2.737	2.730	2.715	2.731	2.723	2.725	2.717	2.710
Al	1.255	1.248	1.279	1.266	1.289	1.308	1.284	1.285	1.283	1.289	1.304
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Z	4.011	3.990	3.993	4.003	4.019	4.023	4.016	4.008	4.008	4.007	4.015
Ca	0.249	0.246	0.264	0.257	0.250	0.253	0.248	0.259	0.249	0.263	0.246
Na	0.700	0.781	0.765	0.719	0.696	0.693	0.715	0.722	0.743	0.724	0.741
K	0.014	0.015	0.021	0.019	0.016	0.017	0.012	0.012	0.012	0.014	0.012
X	0.963	1.041	1.049	0.995	0.962	0.963	0.975	0.994	1.004	1.001	0.999
Σ	4.974	5.032	5.040	4.999	4.982	4.986	4.991	5.002	5.012	5.007	5.014
An	25.82	23.60	25.13	25.86	25.99	26.27	25.46	26.06	24.76	26.28	24.66
Ab	72.72	74.96	72.91	72.27	72.34	71.92	73.27	72.69	74.01	72.32	74.15
Or	1.46	1.44	1.96	1.87	1.67	1.81	1.27	1.25	1.23	1.40	1.19

Akfs in PG-Lage 2											
(Gew.%)	1		2		3		4		5		6
	M	R zu Pl4	M	R zu Pl3	R zu Qtz	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M
SiO ₂	62.36	61.64	61.95	61.24	61.95	61.91	63.75	62.77	63.75	61.91	61.96
Al ₂ O ₃	19.84	19.41	19.22	19.14	18.83	18.91	19.05	19.36	19.05	18.91	18.94
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01
CaO	0.53	0.13	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02
Na ₂ O	2.10	2.59	1.20	1.59	1.18	0.93	1.16	0.96	1.34	1.23	0.91
K ₂ O	12.02	11.81	14.02	13.61	14.46	14.79	14.47	14.98	14.37	14.34	14.76
Σ	96.84	95.58	96.43	95.65	96.47	96.56	98.48	98.13	98.59	96.43	96.60
Si	2.934	2.939	2.949	2.941	2.957	2.955	2.973	2.955	2.973	2.955	2.955
Al	1.100	1.091	1.079	1.083	1.059	1.064	1.047	1.064	1.047	1.064	1.064
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.0010	0.000	0.000
Z	4.034	4.030	4.028	4.025	4.016	4.019	4.020	4.020	4.021	4.019	4.019
Ca	0.027	0.007	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Na	0.191	0.239	0.111	0.148	0.110	0.086	0.105	0.086	0.105	0.086	0.086
K	0.722	0.719	0.851	0.834	0.880	0.901	0.861	0.901	0.861	0.901	0.901
X	0.939	0.965	0.964	0.984	0.992	0.988	0.967	0.988	0.967	0.988	0.988
Σ	4.973	4.995	4.993	5.008	5.008	5.006	4.987	5.006	4.987	5.006	5.006
An	2.83	0.68	0.20	0.24	0.17	0.12	0.14	0.12	0.14	0.12	0.12
Ab	20.34	24.82	11.53	15.04	11.05	8.70	10.82	8.70	10.82	8.70	8.70
Or	76.83	74.50	88.27	84.72	88.78	91.18	89.04	91.18	89.04	91.18	91.18

Tab. 42: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11h: Cordierit

Crd in PG-Lage 2 (R zu KQ-Lage)											
(Gew.%)	1	1	3	3	4	5	7	8	8	10	10
	R zu Bt7	M	R zu Bt8	M	R zu Bt9	R zu Bt10	M	M	R zu Grt1	R zu Qtz	R zu Grt2
SiO ₂	48.87	48.99	48.79	47.44	48.69	48.23	49.14	48.79	49.08	48.71	48.35
Al ₂ O ₃	33.66	33.49	32.36	34.13	32.73	33.70	32.57	32.86	32.86	32.86	32.98
ΣFeO	8.50	8.00	9.49	9.00	8.90	7.82	8.68	8.58	8.45	8.75	8.65
MgO	8.52	8.47	9.25	9.00	8.03	8.59	7.99	8.34	7.92	7.88	8.12
Na ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.12	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.10	0.08
Σ	99.58	98.99	99.90	99.69	98.40	98.41	98.43	98.62	98.36	98.30	98.18
Si	4.967	4.995	4.975	4.844	5.017	4.948	5.052	5.009	5.043	5.020	4.990
Al	4.032	4.025	3.889	4.107	3.975	4.075	3.946	3.976	3.979	3.991	4.011
ΣT	8.999	9.020	8.864	8.951	8.992	9.023	8.998	8.985	9.022	9.010	9.001
Fe ²⁺	0.723	0.682	0.809	0.769	0.767	0.671	0.746	0.736	0.726	0.754	0.746
Mg	1.291	1.287	1.406	1.370	1.233	1.313	1.225	1.276	1.213	1.211	1.249
Na	0.005	0.009	0.002	0.024	0.009	0.015	0.011	0.011	0.011	0.019	0.016
Σ	11.019	10.997	11.082	11.114	11.000	11.022	10.980	11.009	10.973	10.995	11.012
XMg	0.641	0.654	0.635	0.641	0.616	0.662	0.621	0.634	0.626	0.616	0.626

Tab. 43 Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11h: Granat

Grt in PG-Lage 2											
(Gew.%)	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6
	M	R zu Crd8	M	R zu Crd10	M	R zu Qtz	M	R zu Bt3	M	R zu Qtz	M
SiO ₂	38.33	37.54	38.22	37.32	38.62	38.95	37.05	37.38	37.05	38.54	37.58
Al ₂ O ₃	19.98	21.56	20.85	20.04	20.32	20.18	21.75	20.08	21.75	21.15	21.72
Fe ₂ O ₃	0.01	0.01	0.67	0.75	0.01	0.01	2.83	0.52	2.83	0.03	0.67
FeO	33.66	35.23	33.69	34.68	33.62	34.15	31.87	34.71	31.87	33.16	32.44
MnO	0.68	0.64	0.65	0.70	0.63	0.58	0.68	0.65	0.68	0.48	0.70
MgO	5.51	4.41	5.82	4.63	5.70	5.29	5.98	4.69	5.98	5.68	6.02
CaO	0.78	0.85	0.77	0.77	0.78	0.89	0.84	0.76	0.84	0.94	0.84
Σ	98.95	100.24	100.66	98.89	99.68	100.04	101.00	98.78	101.00	99.98	99.96
Si	3.071	2.989	3.012	3.021	3.066	3.086	2.910	3.026	2.910	3.041	2.969
Al ^{IV}	0.000	0.011	0.001	0.000	0.000	0.000	0.090	0.005	0.090	0.000	0.031
ΣT	3.071	3.000	3.013	3.021	3.066	3.086	3.000	3.031	3.000	3.041	3.000
Al ^{VI}	1.887	2.013	1.936	1.912	1.902	1.884	1.923	1.916	1.923	1.967	1.991
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.040	0.046	0.000	0.000	0.167	0.031	0.167	0.000	0.040
ΣY	1.887	2.013	1.976	1.957	1.902	1.884	2.090	1.947	2.090	1.967	2.031
Fe ²⁺	2.255	2.346	2.220	2.348	2.232	2.263	2.094	2.350	2.094	2.188	2.143
Mn	0.046	0.043	0.044	0.048	0.042	0.039	0.045	0.045	0.045	0.032	0.047
Mg	0.659	0.523	0.683	0.559	0.675	0.624	0.700	0.566	0.700	0.668	0.708
Ca	0.067	0.073	0.065	0.067	0.067	0.076	0.070	0.066	0.070	0.079	0.071
ΣX	3.028	2.986	3.013	3.021	3.016	3.002	2.910	3.031	2.910	2.967	2.969
XMg	0.226	0.182	0.235	0.192	0.232	0.216	0.251	0.194	0.251	0.234	0.248
alm	74.49	78.59	73.72	77.71	74.01	75.38	71.96	77.64	71.95	73.74	72.19
pyrop	21.75	17.52	22.69	18.51	22.38	20.80	24.06	18.70	24.06	22.51	23.86
spess	1.53	1.46	1.45	1.58	1.40	1.30	1.56	1.47	1.56	1.08	1.57
gross	2.22	2.43	0.14	0.00	2.21	2.52	0.00	0.56	0.00	2.67	0.41
andr	0.00	0.00	2.01	2.20	0.00	0.00	2.42	1.63	2.43	0.00	1.96

Tab. 44: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11h: Biotit

Bt in PG-Lage 2											
	12	4	5	6	14	15	7	8	9	10	13
(Gew.%)	<i>Bt in Pl</i>	<i>Bt in Pl</i>	<i>Bt in Pl</i>	<i>Bt in Pl</i>	<i>Bt in Pl</i>	<i>Bt in Pl</i>	<i>Rzu Crd1</i>	<i>Rzu Crd3</i>	<i>Rzu Crd4</i>	<i>Rzu Crd5</i>	<i>Mat.</i>
SiO ₂	40.81	35.88	35.13	35.58	35.42	35.15	35.64	36.18	35.67	36.05	35.66
TiO ₂	2.33	3.93	3.32	3.39	4.38	3.65	1.79	1.67	2.55	1.86	3.63
Al ₂ O ₃	19.50	16.94	17.16	17.31	17.00	16.81	18.53	18.14	17.52	17.97	17.26
ΣFeO	11.09	19.76	19.97	19.61	19.28	19.70	18.35	17.54	19.43	18.89	19.12
MnO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.05	0.05	0.00	0.08	0.00	0.01
MgO	9.76	9.91	10.33	10.14	9.26	9.58	11.16	11.85	10.01	10.85	10.22
Na ₂ O	0.02	0.06	0.02	0.04	0.05	0.05	0.09	0.06	0.05	0.06	0.06
K ₂ O	6.79	9.19	8.50	9.03	9.20	9.30	9.04	9.30	9.09	9.37	9.01
F	0.42	0.58	0.60	0.59	0.55	0.44	0.67	0.45	0.66	0.31	0.48
H ₂ O	3.83	3.67	3.62	3.65	3.65	3.67	3.62	3.74	3.59	3.80	3.71
Σ	94.57	99.92	98.66	99.36	98.84	98.42	98.95	98.94	98.63	99.15	99.15
Si	3.037	2.725	2.700	2.714	2.717	2.717	2.711	2.740	2.739	2.741	2.718
Al ^{IV}	0.963	1.275	1.300	1.286	1.283	1.283	1.289	1.260	1.261	1.259	1.282
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.748	0.241	0.254	0.271	0.255	0.248	0.372	0.359	0.325	0.351	0.268
Ti	0.131	0.224	0.192	0.195	0.253	0.212	0.102	0.095	0.147	0.106	0.208
Fe ²⁺	0.690	1.255	1.283	1.251	1.237	1.274	1.167	1.111	1.248	1.201	1.218
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.003	0.000	0.005	0.000	0.001
Mg	1.083	1.122	1.184	1.153	1.060	1.104	1.265	1.338	1.146	1.230	1.161
Y	2.653	2.843	2.913	2.871	2.807	2.842	2.911	2.902	2.872	2.889	2.856
Na	0.003	0.009	0.003	0.005	0.008	0.008	0.014	0.009	0.007	0.009	0.010
K	0.645	0.890	0.833	0.879	0.900	0.917	0.877	0.898	0.890	0.909	0.876
X	0.648	0.900	0.836	0.884	0.908	0.925	0.890	0.907	0.897	0.918	0.885
F	0.099	0.139	0.146	0.142	0.133	0.109	0.162	0.108	0.160	0.073	0.115
OH	1.901	1.861	1.854	1.858	1.867	1.891	1.838	1.892	1.840	1.927	1.885
XMg	0.611	0.472	0.480	0.480	0.461	0.464	0.520	0.546	0.479	0.506	0.488

Bt in PG-Lage 2											
	16	17	18	19	1	2	4	3	11	21	22
(Gew.%)	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Rzu Grt4</i>	<i>grüner Bt</i>	<i>grüner Bt</i>	<i>grüner Bt</i>
SiO ₂	35.70	35.46	35.77	34.95	36.40	36.43	36.55	36.13	36.01	36.13	36.23
TiO ₂	4.29	4.52	3.81	4.31	3.22	3.69	3.61	0.21	0.00	0.21	0.12
Al ₂ O ₃	17.09	16.96	17.34	16.78	16.77	16.54	16.76	19.02	19.26	19.02	19.14
ΣFeO	18.62	18.96	19.32	19.96	18.37	18.62	18.76	17.51	17.58	17.51	17.88
MnO	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.09	0.02	0.09	0.08
MgO	10.04	9.61	9.74	9.63	9.44	9.31	9.54	12.39	12.28	12.39	12.43
Na ₂ O	0.09	0.05	0.07	0.04	0.08	0.04	0.04	0.08	0.08	0.08	0.08
K ₂ O	9.31	9.61	9.20	9.22	9.44	9.44	9.53	9.46	9.44	9.46	9.54
F	0.57	0.47	0.38	0.40	0.46	0.67	0.67	0.68	0.21	0.68	0.68
H ₂ O	3.67	3.71	3.76	3.71	3.68	3.59	3.62	3.65	3.86	3.65	3.67
Σ	99.42	99.37	99.41	99.02	97.87	98.33	99.13	99.21	98.74	99.21	99.85
Si	2.714	2.707	2.722	2.687	2.803	2.799	2.787	2.730	2.728	2.730	2.725
Al ^{IV}	1.286	1.293	1.278	1.313	1.197	1.201	1.213	1.270	1.272	1.270	1.275
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.246	0.233	0.277	0.209	0.326	0.297	0.293	0.424	0.448	0.424	0.421
Ti	0.245	0.259	0.218	0.250	0.187	0.213	0.207	0.012	0.000	0.012	0.007
Fe ²⁺	1.184	1.211	1.230	1.284	1.183	1.197	1.196	1.106	1.114	1.106	1.124
Mn	0.003	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.005	0.006	0.002	0.006	0.005
Mg	1.138	1.094	1.105	1.104	1.083	1.067	1.085	1.396	1.387	1.396	1.393
Y	2.816	2.799	2.831	2.847	2.779	2.774	2.786	2.947	2.950	2.947	2.954
Na	0.013	0.007	0.011	0.006	0.011	0.006	0.006	0.012	0.011	0.012	0.012
K	0.903	0.936	0.893	0.904	0.928	0.925	0.928	0.912	0.912	0.912	0.915
X	0.916	0.943	0.904	0.910	0.939	0.931	0.933	0.926	0.923	0.926	0.930
F	0.138	0.113	0.090	0.096	0.112	0.162	0.161	0.161	0.051	0.161	0.161
OH	1.862	1.887	1.910	1.904	1.888	1.838	1.839	1.839	1.949	1.839	1.839
XMg	0.490	0.475	0.473	0.462	0.478	0.471	0.476	0.558	0.555	0.558	0.553

Tab. 45: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11f: Feldspat

Pl in PG-Lage 2 (R zu KQ-Lage)											
	1	2	3	4	5	5	6	10	10	11	11
(Gew.%) R zu Akfs1		M	M	M	M	R zu Akfs8	M	R zu Akfs3	R zu Qtz	M	R zu Akfs6
SiO ₂	62.33	61.33	62.03	62.06	61.78	62.54	61.79	62.67	62.47	61.32	61.58
Al ₂ O ₃	24.01	24.22	24.28	24.19	24.19	24.52	24.66	23.71	24.22	24.35	24.05
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.08	0.01	0.01
CaO	5.02	5.32	5.07	5.26	5.22	5.24	5.28	5.27	5.07	5.67	5.17
Na ₂ O	8.15	8.29	8.26	8.64	7.82	7.87	7.75	8.14	6.18	8.15	8.55
K ₂ O	0.29	0.16	0.21	0.27	0.25	0.16	0.17	0.28	0.15	0.21	0.19
Σ	99.86	99.32	99.85	100.43	99.26	100.36	99.70	100.07	98.17	99.71	99.55
Si	2.761	2.736	2.748	2.742	2.751	2.752	2.739	2.770	2.788	2.728	2.743
Al	1.254	1.274	1.268	1.260	1.270	1.272	1.288	1.235	1.274	1.277	1.262
Fe ³⁺	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Z	4.016	4.012	4.017	4.004	4.022	4.024	4.028	4.006	4.063	4.006	4.005
Ca	0.238	0.254	0.241	0.249	0.249	0.247	0.251	0.250	0.242	0.270	0.247
Na	0.700	0.717	0.710	0.740	0.675	0.671	0.667	0.697	0.535	0.703	0.739
K	0.017	0.009	0.012	0.015	0.014	0.009	0.010	0.016	0.009	0.012	0.011
X	0.955	0.980	0.962	1.004	0.938	0.927	0.927	0.963	0.786	0.986	0.996
Σ	4.970	4.990	4.978	5.006	4.959	4.952	4.955	4.968	4.847	4.991	5.001
An	24.97	25.96	25.01	24.77	26.53	26.65	27.06	25.94	30.85	27.43	24.75
Ab	73.30	73.12	73.77	73.70	71.98	72.40	71.88	72.44	68.06	71.35	74.15
Or	1.73	0.92	1.22	1.53	1.49	0.95	1.06	1.62	1.09	1.22	1.10

Akfs in PG-Lage 2 (R zu KQ-Lage)											
	1	2	2	3	3	5	5	6	7	7	8
(Gew.%) Incl. in Pl1		R	Perthit	Incl. in Pl10	M	Lam.	M	R zu Pl11	R zu Pl3	R zu Pl4	R zu Pl5
SiO ₂	62.91	64.87	63.99	64.24	64.66	63.90	64.42	64.38	63.92	64.31	64.04
Al ₂ O ₃	18.33	19.30	19.20	19.53	19.58	18.98	19.15	19.45	19.28	19.14	19.54
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.07	0.00	0.05	0.00
CaO	0.11	0.15	0.15	0.13	0.44	0.03	0.03	0.10	0.06	0.09	0.20
Na ₂ O	0.63	1.24	6.63	2.24	2.68	1.39	1.03	1.93	1.98	0.99	1.76
K ₂ O	13.04	13.96	7.19	12.24	11.20	14.20	14.62	13.23	13.60	14.74	13.41
Σ	95.03	99.52	97.19	98.38	98.55	98.58	99.27	99.16	98.84	99.31	98.95
Si	3.009	2.980	2.957	2.969	2.970	2.976	2.978	2.967	2.963	2.975	2.960
Al	1.033	1.045	1.046	1.064	1.060	1.042	1.043	1.057	1.053	1.043	1.064
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Z	4.042	4.025	4.003	4.033	4.030	4.018	4.021	4.025	4.016	4.019	4.024
Ca	0.006	0.007	0.008	0.006	0.021	0.002	0.002	0.005	0.003	0.005	0.010
Na	0.059	0.110	0.594	0.201	0.239	0.126	0.093	0.172	0.178	0.088	0.157
K	0.796	0.818	0.424	0.722	0.656	0.844	0.862	0.778	0.804	0.870	0.790
X	0.860	0.936	1.026	0.929	0.916	0.971	0.957	0.956	0.985	0.963	0.958
Σ	4.902	4.961	5.029	4.961	4.947	4.988	4.978	4.980	5.001	4.982	4.982
An	0.68	0.79	0.75	0.68	2.34	0.17	0.18	0.53	0.32	0.47	1.06
Ab	6.82	11.78	57.93	21.61	26.06	12.94	9.69	18.05	18.04	9.19	16.42
Or	92.50	87.43	41.32	77.71	71.60	86.89	90.13	81.42	81.64	90.34	82.52

Tab. 46: Mineralanalysen Probe J97-1 I, Schliff J1 I f: Feldspat (Fortsetzung)

Akfs in PG-Lage 2 (R zu KQ-Lage)											
	8	9	10	10	11	12	12	12	16	16	16
(Gew.%)	M	R zu Qtz	R	M	M	R zu Pl10	M	R zu Qtz	M	Lam. neb.Lam.16	
SiO ₂	64.49	64.70	63.90	63.27	64.37	65.95	64.75	63.89	64.61	67.74	64.60
Al ₂ O ₃	19.13	19.41	18.96	19.06	19.08	19.44	18.39	18.65	19.40	20.96	19.40
ΣFe ₂ O ₃	0.01	0.05	0.04	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00
CaO	0.20	0.05	0.07	0.03	0.04	0.27	0.05	0.04	0.06	0.68	0.22
Na ₂ O	1.39	1.37	1.40	1.09	0.97	2.52	1.13	1.38	0.92	10.80	1.56
K ₂ O	13.85	14.05	14.06	15.24	14.90	11.69	14.49	14.31	14.41	0.55	13.63
Σ	99.06	99.63	98.42	98.67	99.44	99.87	98.81	98.27	99.44	100.80	99.41
Si	2.979	2.974	2.977	2.959	2.977	2.990	3.005	2.984	2.976	2.944	2.971
Al	1.042	1.052	1.041	1.051	1.040	1.039	1.006	1.027	1.053	1.074	1.052
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Z	4.021	4.026	4.018	4.010	4.018	4.029	4.011	4.011	4.030	4.019	4.023
Ca	0.010	0.002	0.003	0.001	0.002	0.013	0.002	0.002	0.003	0.032	0.011
Na	0.124	0.122	0.127	0.099	0.087	0.221	0.102	0.125	0.082	0.910	0.139
K	0.816	0.824	0.836	0.909	0.879	0.676	0.858	0.853	0.847	0.030	0.800
X	0.950	0.948	0.966	1.009	0.968	0.910	0.962	0.979	0.932	0.972	0.949
Σ	4.970	4.974	4.984	5.019	4.985	4.939	4.972	4.991	4.961	4.990	4.972
An	1.05	0.24	0.34	0.13	0.20	1.44	0.25	0.18	0.30	3.27	1.15
Ab	13.08	12.90	13.13	9.77	8.96	24.30	10.56	12.74	8.80	93.59	14.64
Or	85.87	86.86	86.53	90.10	90.84	74.26	89.19	87.08	90.90	3.14	84.21

Tab. 47: Mineralanalysen Probe J97-1 I, Schliff J1 I f: Granat

Grt in PG-Lage 2 (R zu KQ-Lage)											
	1	2	3	3	4	4	5	5	6	7	7
(Gew.%)	kl, M	kl, M	M	R zu Akfs	R zu Pl	M	M	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz	M
SiO ₂	37.70	37.46	37.57	37.64	37.41	38.22	37.14	37.94	37.86	37.35	37.23
Al ₂ O ₃	19.65	19.68	19.78	19.61	19.83	20.85	20.42	19.75	19.87	19.56	19.75
Fe ₂ O ₃	0.00	0.40	0.22	0.39	0.76	0.39	0.96	0.39	0.39	0.41	0.40
FeO	36.59	35.59	34.73	34.77	35.45	34.65	34.69	34.48	34.55	36.15	35.60
MnO	1.21	1.25	1.23	1.25	1.15	0.65	0.70	1.02	1.01	1.03	1.01
MgO	3.46	3.44	4.43	3.79	3.91	4.87	4.54	4.14	4.35	3.37	3.55
CaO	0.86	1.12	0.81	1.08	0.89	0.68	0.71	0.84	0.66	0.81	0.82
Σ	99.45	98.96	98.77	98.54	99.39	100.30	99.16	98.55	98.67	98.68	98.36
Si	3.060	3.051	3.048	3.066	3.030	3.032	2.999	3.076	3.065	3.055	3.047
Al ^{IV}	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003	0.000
Σ T	3.060	3.053	3.048	3.067	3.030	3.034	3.000	3.079	3.066	3.058	3.047
Al ^{VI}	1.880	1.889	1.891	1.883	1.893	1.949	1.943	1.887	1.896	1.885	1.905
Fe ³⁺	0.000	0.024	0.013	0.024	0.046	0.023	0.058	0.024	0.024	0.025	0.025
Σ Y	1.880	1.914	1.904	1.906	1.939	1.973	2.001	1.911	1.919	1.910	1.929
Fe ²⁺	2.484	2.424	2.356	2.368	2.402	2.299	2.343	2.338	2.339	2.472	2.436
Mn	0.083	0.086	0.085	0.086	0.079	0.044	0.048	0.070	0.069	0.072	0.070
Σ X	3.060	3.027	3.048	3.009	3.031	2.976	2.999	2.984	2.991	3.025	3.011
XMg	0.144	0.147	0.185	0.163	0.164	0.200	0.189	0.176	0.183	0.142	0.151
alm	81.17	80.08	77.31	78.70	79.26	77.25	78.11	78.43	78.22	81.71	80.90
pyrop	13.68	13.82	17.60	15.29	15.58	19.35	18.24	16.79	17.56	13.57	14.37
spess	2.70	2.86	2.77	2.87	2.61	1.47	1.59	2.34	2.31	2.37	2.33
gross	2.45	1.96	1.63	1.89	0.17	0.75	0.00	1.20	0.68	1.04	1.12
andr	0.00	1.28	0.69	1.25	2.38	1.18	2.06	1.24	1.23	1.31	1.28

Tab. 48: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11d: Feldspat

Pl in KQ-Lage (R zu BC-Lage)											
	1	1	2	2	3	4	5	5	6	6	7
(Gew.%)	R	M	M	R zu Akfs3	M	M	R zu Akfs4	M	M	R zu Qtz	R zu Qtz
SiO ₂	61.77	61.33	62.25	62.35	62.04	62.72	61.42	61.81	62.35	62.23	62.24
Al ₂ O ₃	24.08	24.03	24.05	23.73	23.95	24.11	24.04	24.23	24.21	23.42	24.12
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.05
CaO	4.93	5.20	4.95	4.73	5.05	5.20	5.20	5.44	5.30	4.89	5.35
Na ₂ O	8.77	8.61	8.89	8.85	8.82	8.35	8.53	8.32	8.57	8.76	8.45
K ₂ O	0.24	0.20	0.25	0.26	0.17	0.23	0.15	0.27	0.29	0.48	0.32
Σ	99.84	99.37	100.39	99.94	100.06	100.65	99.37	100.09	100.73	99.80	100.53
Si	2.745	2.738	2.750	2.764	2.750	2.759	2.741	2.739	2.746	2.767	2.747
Al	1.261	1.265	1.252	1.240	1.251	1.250	1.264	1.265	1.256	1.228	1.255
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Z	4.007	4.003	4.002	4.004	4.001	4.010	4.005	4.004	4.002	3.995	4.003
Ca	0.235	0.249	0.234	0.225	0.240	0.245	0.249	0.259	0.250	0.233	0.253
Na	0.756	0.745	0.762	0.760	0.758	0.712	0.738	0.715	0.732	0.755	0.723
K	0.014	0.011	0.014	0.014	0.010	0.013	0.009	0.015	0.016	0.027	0.018
X	1.004	1.005	1.010	0.999	1.008	0.970	0.996	0.989	0.998	1.015	0.994
Σ	5.009	5.008	5.012	5.003	5.009	4.979	5.001	4.993	5.000	5.010	4.996
An	23.38	24.74	23.19	22.49	23.80	25.24	24.98	26.14	25.05	22.94	25.42
Ab	75.27	74.14	75.40	76.06	75.24	73.42	74.17	72.31	73.34	74.37	72.78
Or	1.35	1.12	1.41	1.45	0.96	1.34	0.85	1.55	1.61	2.69	1.80

Pl in KQ-Lage (Fortsetzung)				Akfs in KQ-Lage (R zu BC-Lage)							
	7	8	8	1	2	2	3	3	4	4	5
(Gew.%)	M	R zu Qtz	M	M	M	Lam.	M	R zu Pl2	M	R zu Pl5	M
SiO ₂	62.34	61.84	62.45	63.30	64.65	67.88	64.35	64.97	63.64	64.25	63.35
Al ₂ O ₃	23.77	24.01	23.47	18.49	18.82	20.62	18.51	19.00	18.98	18.66	18.91
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.07	0.00	0.05	0.08	0.08	0.02	0.01	0.00	0.07	0.03
CaO	4.97	5.27	4.88	0.10	0.10	0.71	0.02	0.09	0.04	0.06	0.05
Na ₂ O	8.58	8.67	8.36	2.04	1.41	11.09	0.08	1.88	1.28	3.19	1.14
K ₂ O	0.41	0.27	0.43	13.26	14.25	0.06	16.48	13.34	14.59	11.84	14.67
Σ	100.07	100.13	99.59	97.23	99.32	100.44	99.46	99.30	98.52	98.08	98.15
Si	2.761	2.743	2.776	2.982	2.987	2.955	2.992	2.988	2.970	2.985	2.970
Al	1.241	1.255	1.229	1.026	1.025	1.058	1.014	1.030	1.044	1.022	1.045
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	4.002	3.999	4.005	4.009	4.013	4.014	4.007	4.018	4.014	4.007	4.015
Ca	0.236	0.250	0.232	0.005	0.005	0.033	0.001	0.005	0.002	0.003	0.000
Na	0.737	0.746	0.720	0.186	0.127	0.936	0.007	0.168	0.116	0.288	0.104
K	0.023	0.015	0.024	0.797	0.840	0.004	0.978	0.782	0.869	0.702	0.877
X	0.996	1.012	0.977	0.988	0.971	0.973	0.986	0.955	0.986	0.992	0.983
Σ	4.998	5.010	4.982	4.996	4.984	4.986	4.993	4.972	5.000	4.999	4.998
An	23.69	24.75	23.78	0.51	0.51	3.40	0.12	0.49	0.18	0.28	0.23
Ab	73.98	73.74	73.72	18.84	13.04	96.24	0.75	17.57	11.72	28.99	10.54
Or	2.33	1.51	2.50	80.65	86.45	0.36	99.13	81.94	88.10	70.73	89.23

Tab. 50: Mineralanalysen Probe J97-1 I, Schliff J1 I b: Feldspat

Pl in BC-Lage											
(Gew.%)	1	1	2	3	3	4	4	5	5	6	6
	M	R	R	M	R	M	R	R	M	R	M
SiO ₂	62.18	60.99	61.57	62.11	59.87	59.69	61.76	62.11	61.06	61.29	62.68
Al ₂ O ₃	24.15	23.75	23.81	24.00	23.13	23.88	24.23	23.98	23.71	23.89	24.22
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	5.54	5.26	5.21	5.23	5.01	5.41	5.42	5.54	5.44	5.28	5.55
Na ₂ O	8.36	8.46	8.30	8.14	8.79	8.68	8.37	8.39	8.59	8.47	8.54
K ₂ O	0.34	0.55	0.33	0.25	0.26	0.35	0.33	0.44	0.41	0.49	0.31
Σ	100.58	99.02	99.22	99.74	97.06	98.03	100.11	100.46	99.20	99.42	101.30
Si	2.743	2.739	2.751	2.756	2.742	2.713	2.737	2.746	2.737	2.739	2.746
Al	1.256	1.257	1.254	1.255	1.248	1.279	1.266	1.249	1.253	1.259	1.250
Fe ³⁺	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	3.999	3.997	4.004	4.012	3.991	3.992	4.003	3.995	3.990	3.998	3.996
Ca	0.262	0.253	0.249	0.249	0.246	0.264	0.257	0.262	0.261	0.253	0.261
Na	0.715	0.737	0.719	0.700	0.781	0.765	0.719	0.719	0.746	0.734	0.725
K	0.019	0.031	0.019	0.014	0.015	0.021	0.019	0.025	0.023	0.028	0.017
X	0.997	1.021	0.987	0.963	1.041	1.049	0.995	1.006	1.031	1.015	1.003
Σ	4.996	5.017	4.991	4.974	5.032	5.040	4.999	5.002	5.021	5.013	5.000
An	26.31	24.78	25.27	25.82	23.60	25.13	25.86	26.07	25.33	24.90	25.98
Ab	71.75	72.14	72.84	72.72	74.96	72.91	72.27	71.46	72.39	72.35	72.27
Or	1.94	3.08	1.89	1.46	1.44	1.96	1.87	2.47	2.28	2.75	1.75

Pl in BC-Lage											
(Gew.%)	7	7	8	8	9	9	10	10	11	11	12
	M	R	R	M	R	M	R	M	R	M	M
SiO ₂	62.83	61.46	60.46	61.35	59.59	62.28	59.39	61.32	61.99	60.63	62.50
Al ₂ O ₃	24.26	23.92	23.32	23.97	23.49	24.29	23.55	24.15	23.90	24.01	24.07
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	5.50	5.39	5.32	5.32	5.14	5.46	5.34	5.39	5.40	5.60	5.45
Na ₂ O	8.48	8.74	8.25	8.55	8.20	8.32	8.49	8.31	8.47	8.31	8.34
K ₂ O	0.25	0.20	0.42	0.31	0.33	0.43	0.33	0.30	0.38	0.42	0.38
Σ	101.32	99.71	97.77	99.50	96.75	100.79	97.10	99.47	100.13	98.97	100.75
Si	2.749	2.738	2.746	2.738	2.734	2.742	2.722	2.735	2.748	2.724	2.751
Al	1.251	1.256	1.248	1.261	1.270	1.260	1.272	1.270	1.249	1.272	1.249
Fe ³⁺	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Z	4.001	3.995	3.994	4.000	4.005	4.003	3.994	4.005	3.998	3.996	4.000
Ca	0.258	0.257	0.259	0.254	0.253	0.258	0.262	0.258	0.256	0.270	0.257
Na	0.719	0.755	0.727	0.740	0.729	0.710	0.754	0.718	0.728	0.724	0.712
K	0.014	0.011	0.024	0.017	0.019	0.024	0.019	0.017	0.021	0.024	0.021
X	0.991	1.024	1.010	1.012	1.001	0.992	1.036	0.993	1.005	1.018	0.991
Σ	4.993	5.018	5.005	5.011	5.006	4.995	5.029	4.998	5.003	5.014	4.991
An	26.00	25.14	25.63	25.12	25.25	25.99	25.33	25.94	25.50	26.51	25.95
Ab	72.59	73.76	71.97	73.16	72.84	71.58	72.81	72.34	72.39	71.12	71.88
Or	1.41	1.10	2.40	1.72	1.91	2.43	1.86	1.72	2.11	2.37	2.17

Tab. 51: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11b: Cordierit

Crd in BC-Lage											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	10
(Gew.%)	R zu Bt18	R zu Bt19	R zu Qtz	R zu Gr7	R zu Bt18	R zu Bt19	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Bt22	R zu Qtz	R zu Bt21
SiO ₂	48.79	49.34	47.97	47.91	48.97	49.91	48.27	48.34	49.43	48.99	49.13
Al ₂ O ₃	33.46	33.01	32.83	33.96	32.81	32.56	33.43	33.35	32.32	33.14	32.26
ΣFeO	7.89	8.21	8.11	8.45	8.09	8.19	8.08	8.13	8.19	8.34	8.265
MgO	8.69	8.92	8.24	8.67	8.23	8.20	8.23	8.19	8.20	8.32	8.55
Na ₂ O	0.06	0.07	0.04	0.09	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Σ	98.88	99.55	97.19	99.08	98.14	98.91	98.05	98.05	98.19	98.83	98.25
Si	4.981	5.010	4.989	4.902	5.036	5.090	4.973	4.981	5.081	5.011	5.053
Al	4.025	3.950	4.024	4.094	3.977	3.913	4.059	4.050	3.915	3.995	3.911
ΣT	9.006	8.960	9.013	8.996	9.013	9.003	9.032	9.031	8.996	9.006	8.964
Fe ²⁺	0.673	0.697	0.705	0.723	0.696	0.698	0.696	0.701	0.704	0.713	0.711
Mg	1.322	1.350	1.278	1.323	1.262	1.247	1.264	1.258	1.257	1.269	1.312
Na	0.012	0.015	0.009	0.018	0.009	0.010	0.009	0.009	0.010	0.008	0.008
Σ	11.013	11.022	11.004	11.060	10.980	10.958	11.001	10.998	10.966	10.996	10.995
XMg	0.663	0.663	0.659	0.644	0.647	0.644	0.641	0.645	0.642	0.641	0.640

Tab. 52: Mineralanalysen Probe J97-11, Schliff J11b: Biotit

Bt in BC-Lage											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
(Gew.%)	Mat.	R zu Gr6	Mat.	R zu Gr7	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Incl. in Pl	Incl. in Pl
SiO ₂	36.17	36.38	36.41	35.70	36.13	35.76	36.62	35.54	36.34	35.65	34.24
TiO ₂	3.07	2.93	4.52	4.57	4.22	3.17	3.08	3.35	3.25	3.88	4.81
Al ₂ O ₃	17.64	17.80	17.15	16.77	17.13	18.01	17.72	18.12	17.80	17.78	16.98
ΣFeO	17.55	17.28	17.40	18.26	18.17	17.79	18.30	17.67	18.12	18.56	19.27
MnO	0.01	0.05	0.12	0.06	0.00	0.10	0.08	0.10	0.21	0.05	0.06
MgO	10.28	10.60	9.33	9.96	9.10	9.59	9.88	9.59	9.88	9.63	9.25
Na ₂ O	0.09	0.04	0.03	0.07	0.03	0.06	0.07	0.06	0.08	0.02	0.03
K ₂ O	9.79	9.67	9.50	9.53	9.42	9.56	9.54	9.54	9.34	9.71	9.31
F	0.48	0.60	0.57	0.55	0.55	0.69	0.64	0.63	0.64	0.60	0.76
H ₂ O	3.71	3.67	3.67	3.67	3.66	3.59	3.66	3.61	3.65	3.66	3.50
Σ	98.78	99.02	98.71	99.14	98.41	98.32	99.60	98.22	99.31	99.54	98.21
Si	2.754	2.757	2.770	2.722	2.766	2.740	2.770	2.725	2.754	2.710	2.659
Al ^{IV}	1.246	1.243	1.230	1.278	1.234	1.260	1.230	1.275	1.246	1.290	1.341
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.336	0.348	0.307	0.229	0.312	0.367	0.349	0.363	0.344	0.303	0.213
Ti	0.176	0.167	0.259	0.262	0.243	0.183	0.175	0.193	0.185	0.222	0.281
Fe ²⁺	1.118	1.095	1.107	1.164	1.163	1.140	1.157	1.133	1.149	1.180	1.251
Mn	0.000	0.003	0.007	0.004	0.000	0.006	0.005	0.006	0.013	0.003	0.004
Mg	1.167	1.197	1.058	1.132	1.039	1.096	1.114	1.096	1.116	1.092	1.070
Y	2.797	2.810	2.739	2.793	2.756	2.792	2.800	2.792	2.808	2.799	2.819
Na	0.013	0.006	0.004	0.011	0.004	0.009	0.010	0.009	0.011	0.003	0.005
K	0.951	0.935	0.922	0.927	0.920	0.934	0.921	0.933	0.903	0.942	0.923
X	0.964	0.941	0.926	0.938	0.924	0.944	0.931	0.943	0.914	0.945	0.927
F	0.114	0.145	0.137	0.133	0.133	0.167	0.154	0.153	0.153	0.144	0.187
OH	1.886	1.855	1.863	1.867	1.867	1.833	1.846	1.847	1.847	1.856	1.813
XMg	0.511	0.522	0.489	0.493	0.472	0.490	0.490	0.492	0.493	0.481	0.461

Tab. 53: Mineralanalysen Probe J97-1 I, Schliff J1 I b: Biotit (Fortsetzung)

Bt in BC-Lage											
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
(Gew.%)	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	R zu Crd1	R zu Crd2	R zu Grt6	R zu Grt5	R zu Crd9
SiO ₂	35.84	34.60	36.54	36.18	36.25	36.12	35.86	35.62	35.18	37.60	36.54
TiO ₂	3.40	4.85	3.67	4.12	3.87	4.40	2.96	3.19	3.23	3.12	3.67
Al ₂ O ₃	17.59	16.10	17.76	17.41	17.79	17.44	18.05	16.75	17.18	17.51	17.76
ΣFeO	18.19	19.24	18.58	18.25	18.59	18.23	18.44	18.47	18.52	17.91	18.58
MnO	0.06	0.06	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00
MgO	9.63	9.25	9.32	9.12	9.37	9.45	11.08	10.89	10.92	10.72	9.32
Na ₂ O	0.02	0.03	0.07	0.04	0.07	0.07	0.01	0.05	0.06	0.06	0.07
K ₂ O	9.75	8.88	9.68	9.70	9.45	9.55	9.08	9.78	9.77	8.91	9.68
F	0.56	0.35	0.62	0.68	0.68	0.69	0.51	0.49	0.60	0.50	0.62
H ₂ O	3.65	3.67	3.68	3.61	3.64	3.63	3.73	3.69	3.63	3.79	3.68
Σ	98.70	97.02	99.91	99.12	99.70	99.59	99.72	98.94	99.11	100.20	99.91
Si	2.742	2.707	2.759	2.756	2.743	2.737	2.705	2.728	2.694	2.802	2.759
Al ^{IV}	1.258	1.293	1.241	1.244	1.257	1.263	1.295	1.272	1.306	1.198	1.241
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.329	0.192	0.340	0.319	0.329	0.294	0.310	0.240	0.244	0.340	0.340
Ti	0.196	0.286	0.208	0.236	0.220	0.251	0.168	0.184	0.186	0.175	0.208
Fe ²⁺	1.164	1.259	1.173	1.162	1.176	1.155	1.163	1.183	1.186	1.116	1.173
Mn	0.004	0.004	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000
Mg	1.099	1.079	1.049	1.035	1.057	1.067	1.246	1.244	1.246	1.190	1.049
Y	2.791	2.819	2.771	2.753	2.783	2.768	2.887	2.851	2.863	2.827	2.771
Na	0.002	0.004	0.010	0.005	0.010	0.010	0.001	0.007	0.009	0.008	0.010
K	0.952	0.887	0.932	0.942	0.912	0.923	0.874	0.956	0.955	0.847	0.932
X	0.954	0.891	0.942	0.948	0.922	0.932	0.874	0.963	0.964	0.855	0.942
F	0.136	0.086	0.148	0.163	0.163	0.165	0.122	0.118	0.145	0.118	0.148
OH	1.864	1.914	1.852	1.837	1.837	1.835	1.878	1.882	1.855	1.882	1.852
XMg	0.486	0.461	0.472	0.471	0.473	0.480	0.517	0.513	0.512	0.516	0.472

Tab. 54: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4b: Feldspat

Pl in BC-Lage 1											
	1	1	3	4	5	5	7	7	8	8	9
(Gew.%)	R	M	M	M	R	M	M	R	R	M	M
SiO ₂	60.02	58.80	59.37	59.95	62.35	61.49	62.57	62.86	61.52	61.47	61.77
Al ₂ O ₃	25.69	25.84	25.24	25.02	24.98	24.91	23.77	24.14	23.54	23.12	23.34
ΣFe ₂ O ₃	0.09	1.74	0.17	0.30	0.12	0.11	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05
CaO	6.45	6.40	6.53	6.48	6.40	8.00	7.30	7.23	7.45	7.76	7.11
Na ₂ O	8.02	7.67	8.04	8.11	5.97	5.54	6.37	6.56	6.55	6.87	6.89
K ₂ O	0.21	0.26	0.44	0.26	0.12	0.34	0.23	0.21	0.17	0.19	0.29
Σ	100.49	100.70	99.79	100.11	99.93	100.40	100.29	101.07	99.28	99.46	99.85
Si	2.662	2.618	2.659	2.673	2.745	2.713	2.760	2.752	2.762	2.763	2.767
Al	1.343	1.356	1.332	1.315	1.296	1.295	1.236	1.246	1.225	1.203	1.216
Fe ³⁺	0.003	0.058	0.006	0.010	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Z	4.008	4.032	3.997	3.998	4.045	4.012	3.998	4.000	3.989	3.968	3.985
Ca	0.307	0.305	0.313	0.309	0.302	0.378	0.345	0.339	0.352	0.367	0.337
Na	0.690	0.662	0.698	0.701	0.509	0.474	0.545	0.557	0.561	0.588	0.591
K	0.012	0.015	0.025	0.015	0.007	0.019	0.013	0.012	0.010	0.011	0.016
X	1.009	0.982	1.037	1.025	0.818	0.872	0.903	0.908	0.922	0.966	0.944
Σ	5.016	5.014	5.034	5.023	4.863	4.884	4.900	4.908	4.910	4.934	4.928
An	30.41	31.09	30.22	30.18	36.91	43.39	38.22	37.37	38.20	38.01	35.69
Ab	68.39	67.43	67.36	68.38	62.27	54.40	60.35	61.34	60.77	60.89	62.58
Or	1.20	1.48	2.42	1.44	0.82	2.21	1.43	1.29	1.03	1.10	1.73

Tab. 55: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4b: Cordierit

Crd in BC-Lage 1											
(Gew.%)	1	2	2	3	3	4	5	6	7	8	9
	M	R zu Bt20	M	R zu Bt18	M	R zu Bt16	R zu Gt10	M	M	M	M
SiO ₂	48.36	49.27	49.01	49.00	48.36	49.19	49.33	48.85	49.07	48.45	48.81
Al ₂ O ₃	32.64	33.30	33.31	33.17	32.56	33.14	33.21	33.22	33.28	33.39	33.28
ΣFeO	8.24	8.24	8.53	8.11	8.37	8.06	8.37	8.48	8.18	8.72	8.70
MgO	8.01	8.66	8.42	8.46	8.29	8.49	8.57	8.46	8.42	8.66	8.53
Na ₂ O	0.12	0.11	0.13	0.06	0.13	0.06	0.06	0.09	0.07	0.10	0.12
Σ	97.38	99.58	99.40	98.79	97.71	98.94	99.54	99.09	99.01	99.32	99.44
Si	5.021	5.001	4.992	5.009	5.009	5.018	5.011	4.990	5.006	4.948	4.976
Al	3.994	3.984	3.999	3.996	3.975	3.985	3.976	4.000	4.002	4.020	3.999
Σ T	9.015	8.985	8.991	9.005	8.984	9.003	8.987	8.990	9.008	8.968	8.975
Fe ²⁺	0.715	0.700	0.726	0.693	0.725	0.688	0.711	0.724	0.698	0.745	0.742
Mg	1.240	1.311	1.278	1.289	1.280	1.291	1.298	1.288	1.281	1.319	1.296
Na	0.024	0.021	0.025	0.012	0.026	0.013	0.012	0.018	0.014	0.019	0.024
Σ	10.995	11.017	11.021	10.999	11.016	10.995	11.007	11.019	11.000	11.051	11.037
XMg	0.634	0.652	0.638	0.650	0.638	0.653	0.646	0.640	0.647	0.639	0.636

Tab. 56: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4b: Biotit

Bt in BC-Lage 1											
(Gew.%)	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	15
	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.
SiO ₂	34.90	35.00	35.80	35.53	35.73	35.53	35.34	35.44	35.71	35.72	35.68
TiO ₂	4.60	4.94	3.72	3.63	4.45	3.55	4.72	4.06	4.03	3.74	3.55
Al ₂ O ₃	17.46	17.08	17.83	17.57	17.38	17.68	17.37	17.66	17.51	18.07	18.42
ΣFeO	18.12	18.71	17.01	17.83	18.51	18.08	18.36	18.27	18.43	17.38	17.71
MnO	0.03	0.01	0.06	0.04	0.08	0.04	0.04	0.00	0.11	0.04	0.05
MgO	10.50	10.29	10.26	10.21	9.66	10.22	9.58	9.50	9.69	9.48	9.96
Na ₂ O	0.06	0.08	0.07	0.05	0.05	0.07	0.04	0.02	0.09	0.06	0.07
K ₂ O	9.89	10.13	9.93	9.94	9.87	9.80	9.98	9.60	9.73	9.89	9.33
F	0.51	0.64	0.63	0.54	0.48	0.49	0.37	0.55	0.62	0.50	0.35
H ₂ O	3.71	3.65	3.64	3.67	3.73	3.70	3.77	3.66	3.65	3.69	3.79
Σ	99.79	100.54	98.94	99.02	99.93	99.16	99.58	98.75	99.59	98.57	98.90
Si	2.651	2.652	2.722	2.711	2.707	2.707	2.689	2.711	2.715	2.727	2.707
Al ^{IV}	1.349	1.348	1.278	1.289	1.293	1.293	1.311	1.289	1.285	1.273	1.293
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.215	0.177	0.320	0.292	0.260	0.295	0.247	0.303	0.284	0.353	0.354
Ti	0.263	0.282	0.213	0.208	0.254	0.204	0.270	0.234	0.231	0.215	0.203
Fe ²⁺	1.151	1.186	1.081	1.138	1.173	1.152	1.168	1.169	1.172	1.110	1.124
Mn	0.002	0.001	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.000	0.007	0.002	0.003
Mg	1.189	1.163	1.163	1.162	1.091	1.161	1.087	1.084	1.098	1.079	1.127
Y	2.820	2.808	2.780	2.803	2.783	2.814	2.775	2.790	2.792	2.759	2.810
Na	0.009	0.011	0.010	0.007	0.007	0.010	0.005	0.003	0.013	0.008	0.010
K	0.959	0.979	0.963	0.967	0.954	0.953	0.969	0.937	0.944	0.963	0.903
X	0.967	0.991	0.973	0.974	0.961	0.963	0.974	0.939	0.957	0.972	0.913
F	0.122	0.155	0.152	0.131	0.115	0.117	0.089	0.134	0.149	0.121	0.084
OH	1.878	1.845	1.848	1.869	1.885	1.883	1.911	1.866	1.851	1.879	1.916
XMg	0.508	0.495	0.518	0.505	0.482	0.502	0.482	0.481	0.484	0.493	0.501

Tab. 58: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4c: Feldspat

Akfs in KQ-Lage											
(Gew.%)	1	1	3	3	4	4	5	6	6	7	8
	R	M	R zu Pl1	M	M	M	R zu Pl2	R zu Pl6	M	M	M
SiO ₂	64.87	64.55	64.24	63.90	64.42	64.38	64.66	64.44	64.65	64.91	64.78
Al ₂ O ₃	19.30	19.23	19.53	18.98	19.15	19.45	19.58	19.12	19.36	19.33	19.14
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.07	0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02
CaO	0.15	0.05	0.13	0.03	0.03	0.10	0.44	0.32	0.02	0.11	0.17
Na ₂ O	1.24	1.02	2.24	1.39	1.03	1.93	2.68	2.20	1.01	0.63	0.76
K ₂ O	13.96	14.87	12.24	14.20	14.62	13.23	11.20	11.54	14.14	13.56	13.97
Σ	99.52	99.75	98.38	98.58	99.27	99.16	98.55	97.63	99.22	98.55	98.82
Si	2.980	2.974	2.969	2.976	2.978	2.967	2.970	2.988	2.980	2.995	2.991
Al	1.045	1.044	1.064	1.042	1.043	1.057	1.060	1.045	1.052	1.051	1.041
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Z	4.025	4.019	4.033	4.018	4.021	4.025	4.030	4.033	4.032	4.046	4.003
Ca	0.007	0.002	0.006	0.002	0.002	0.005	0.021	0.016	0.001	0.006	0.011
Na	0.110	0.091	0.201	0.126	0.093	0.172	0.239	0.198	0.091	0.057	0.070
K	0.818	0.874	0.722	0.844	0.862	0.778	0.656	0.683	0.832	0.798	0.821
X	0.936	0.97	0.929	0.971	0.957	0.956	0.916	0.897	0.923	0.860	0.901
Σ	4.961	4.987	4.961	4.988	4.9779	4.980	4.947	4.930	4.955	4.907	4.903
An	0.79	0.25	0.68	0.17	0.17	0.53	2.34	1.78	0.13	0.65	0.93
Ab	11.78	9.45	21.61	12.94	9.69	18.05	26.06	22.06	9.82	6.59	7.57
Or	87.43	90.30	77.71	86.89	90.14	81.42	71.60	76.16	90.05	92.76	91.50

Pl in KQ-Lage											
(Gew.%)	1	1	2	2	4	4	5	5	6	6	7
R zu Akfs3	M	M	R zu Akfs5	M	R	M	R	R zu Akfs6	M	M	M
SiO ₂	62.33	61.33	62.03	62.35	62.12	62.36	62.54	60.67	61.35	62.44	61.69
Al ₂ O ₃	24.01	24.22	24.28	24.12	24.13	24.14	24.15	23.75	23.81	24.00	23.54
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.00	0.00
CaO	5.02	5.32	5.07	5.25	5.33	5.34	5.55	5.28	5.53	5.25	5.48
Na ₂ O	8.15	8.29	8.26	8.47	8.34	8.35	8.36	8.42	8.46	8.19	8.54
K ₂ O	0.29	0.16	0.21	0.21	0.21	0.15	0.34	0.51	0.35	0.12	0.36
Σ	99.86	99.32	99.85	100.39	100.13	100.34	100.95	98.69	99.52	100.01	99.61
Si	2.761	2.736	2.748	2.751	2.748	2.752	2.748	2.735	2.740	2.760	2.751
Al	1.254	1.274	1.268	1.254	1.258	1.256	1.251	1.262	1.253	1.251	1.237
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Z	4.016	4.010	4.016	4.005	4.006	4.007	3.999	3.998	3.993	4.011	3.988
Ca	0.238	0.254	0.241	0.248	0.253	0.252	0.261	0.255	0.265	0.249	0.262
Na	0.700	0.717	0.710	0.724	0.715	0.714	0.712	0.736	0.733	0.702	0.738
K	0.017	0.009	0.012	0.012	0.012	0.009	0.019	0.029	0.020	0.007	0.020
X	0.955	0.980	0.962	0.984	0.980	0.975	0.993	1.020	1.017	0.957	1.021
Σ	4.970	4.990	4.978	4.990	4.986	4.982	4.992	5.017	5.010	4.969	5.010
An	24.97	25.96	25.01	25.23	25.79	25.88	26.32	24.99	26.03	25.97	25.64
Ab	73.30	73.12	73.77	73.58	73.02	73.24	71.73	72.13	72.01	73.32	72.35
Or	1.73	0.92	1.22	1.19	1.19	0.88	1.95	2.88	1.96	0.71	2.01

Tab. 61: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4e: Biotit

Bt in BC-Lage 2											
	1	2	3	7	9	9	4	5	6	10	11
(Gew.%)	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	RzuMag	RzuGr3	RzuGr5	RzuGr7	Incl.inPl	Incl.inPl
SiO ₂	36.37	35.99	35.69	36.82	36.71	36.19	37.12	36.90	36.02	36.26	35.96
TiO ₂	3.29	3.54	3.37	3.31	3.55	2.88	3.15	3.19	3.27	3.71	2.74
Al ₂ O ₃	15.99	15.95	15.77	16.92	16.61	15.68	15.66	15.74	14.98	15.52	15.13
ΣFeO	16.59	17.08	16.82	16.72	17.20	15.94	16.69	16.06	15.89	16.85	15.60
MnO	0.01	0.02	0.07	0.06	0.01	0.04	0.02	0.06	0.09	0.03	0.02
MgO	13.29	12.80	13.00	12.32	13.03	13.96	13.74	14.12	13.34	13.07	14.04
Na ₂ O	0.06	0.04	0.06	0.08	0.07	0.11	0.08	0.15	0.10	0.11	0.22
K ₂ O	9.62	9.62	9.68	9.92	9.67	8.94	9.52	9.50	9.50	9.65	9.16
F	0.77	0.72	0.64	0.74	0.76	0.73	0.56	0.91	0.96	0.74	0.86
H ₂ O	3.61	3.61	3.62	3.66	3.68	3.59	3.75	3.58	3.44	3.62	3.48
Σ	99.59	99.39	98.71	100.54	101.27	98.05	100.28	100.20	97.59	99.55	97.22
<i>Si</i>	2.742	2.728	2.726	2.749	2.725	2.757	2.773	2.759	2.775	2.742	2.768
<i>Al^{IV}</i>	1.258	1.272	1.274	1.251	1.275	1.243	1.227	1.241	1.225	1.258	1.232
<i>T</i>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
<i>Al^{VI}</i>	0.163	0.153	0.146	0.238	0.179	0.164	0.152	0.146	0.135	0.126	0.141
<i>Ti</i>	0.186	0.202	0.194	0.186	0.198	0.165	0.177	0.179	0.189	0.211	0.159
<i>Fe²⁺</i>	1.046	1.083	1.074	1.044	1.068	1.015	1.043	1.004	1.024	1.066	1.004
<i>Mn</i>	0.004	0.003	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005
<i>Mg</i>	1.494	1.447	1.480	1.372	1.442	1.585	1.530	1.574	1.532	1.474	1.611
<i>Y</i>	2.894	2.889	2.894	2.842	2.887	2.932	2.901	2.904	2.881	2.881	2.920
<i>Na</i>	0.009	0.006	0.008	0.012	0.010	0.017	0.011	0.022	0.015	0.016	0.033
<i>K</i>	0.925	0.930	0.943	0.945	0.915	0.868	0.907	0.906	0.934	0.931	0.899
<i>X</i>	0.934	0.937	0.952	0.956	0.925	0.885	0.918	0.928	0.949	0.947	0.932
<i>F</i>	0.182	0.172	0.154	0.175	0.178	0.177	0.133	0.216	0.234	0.176	0.211
<i>OH</i>	1.818	1.828	1.846	1.825	1.822	1.823	1.867	1.784	1.766	1.824	1.789
XMg	0.588	0.572	0.579	0.568	0.575	0.610	0.595	0.610	0.599	0.580	0.616

Bt in BC-Lage 2											
	12	13	14	18	19	20	15	16	17	21	22
(Gew.%)	Incl.inPl	Incl.inPl	Incl.inPl	Incl.inGr3	RzuGr5	RzuGr3	Incl.inPl	Incl.inPl	Incl.inGr7	RzuGr9	RzuGr9
SiO ₂	34.75	35.26	35.96	37.46	36.22	36.66	35.26	36.07	37.65	37.56	36.47
TiO ₂	3.00	2.95	2.74	3.49	3.53	3.30	2.95	3.89	2.38	2.77	3.70
Al ₂ O ₃	15.16	15.36	15.13	16.68	16.44	16.47	15.36	16.56	16.91	17.09	16.94
ΣFeO	16.45	16.55	15.60	12.53	17.02	16.12	16.55	17.10	11.18	14.10	17.44
MnO	0.01	0.04	0.07	0.09	0.01	0.07	0.02	0.06	0.04	0.07	0.02
MgO	13.52	14.03	14.04	16.44	12.99	13.47	14.03	12.44	17.64	15.41	12.19
Na ₂ O	0.17	0.08	0.22	0.20	0.10	0.08	0.08	0.04	0.21	0.14	0.08
K ₂ O	8.70	8.64	9.16	9.69	9.38	9.66	8.64	9.86	9.87	9.65	9.74
F	0.62	0.79	0.86	0.90	0.65	0.81	0.79	0.70	1.04	1.04	0.75
H ₂ O	3.53	3.51	3.48	3.69	3.69	3.63	3.51	3.66	3.62	3.61	3.67
Σ	95.92	97.22	97.20	101.17	100.01	100.26	97.18	100.37	100.50	101.45	100.97
<i>Si</i>	2.721	2.722	2.768	2.728	2.720	2.739	2.722	2.709	2.743	2.744	2.719
<i>Al^{IV}</i>	1.279	1.278	1.232	1.272	1.280	1.261	1.278	1.291	1.257	1.256	1.281
<i>T</i>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
<i>Al^{VI}</i>	0.120	0.119	0.141	0.160	0.175	0.189	0.119	0.175	0.195	0.215	0.208
<i>Ti</i>	0.177	0.171	0.159	0.191	0.199	0.185	0.171	0.220	0.131	0.152	0.208
<i>Fe²⁺</i>	1.077	1.068	1.004	0.763	1.069	1.007	1.068	1.074	0.681	0.861	1.088
<i>Mn</i>	0.004	0.005	0.005	0.001	0.000	0.003	0.005	0.002	0.004	0.001	0.001
<i>Mg</i>	1.578	1.614	1.611	1.785	1.454	1.501	1.614	1.393	1.916	1.679	1.355
<i>Y</i>	2.955	2.977	2.920	2.900	2.897	2.885	2.977	2.863	2.927	2.909	2.860
<i>Na</i>	0.026	0.012	0.033	0.028	0.014	0.011	0.012	0.006	0.029	0.020	0.011
<i>K</i>	0.869	0.851	0.899	0.900	0.898	0.921	0.851	0.945	0.917	0.899	0.926
<i>X</i>	0.895	0.863	0.932	0.929	0.913	0.932	0.863	0.951	0.946	0.919	0.938
<i>F</i>	0.154	0.194	0.211	0.208	0.153	0.192	0.194	0.167	0.240	0.239	0.177
<i>OH</i>	1.846	1.806	1.789	1.792	1.847	1.808	1.806	1.833	1.760	1.761	1.823
XMg	0.594	0.602	0.616	0.700	0.576	0.598	0.602	0.565	0.738	0.661	0.555

Tab. 62: Mineralanalysen Probe J96-4, Schliff J4e: Granat

Grt in BC-Lage 1											
	3	3	5	5	7	7	7	9	9	12	12
(Gew.%) R zu Bt4	M	M	R zu Bt5	R zu Bt6	R zu Qtz	M	R zu Bt5	M	M	M	R zu Bt6
SiO ₂	38.07	37.26	37.80	37.78	37.68	38.16	38.12	37.37	36.22	38.19	37.35
Al ₂ O ₃	20.37	19.71	20.07	19.92	20.66	19.78	20.23	20.34	18.62	20.21	20.20
Fe ₂ O ₃	1.04	3.45	2.12	1.12	1.61	0.52	1.32	3.34	3.09	0.79	2.02
FeO	34.00	32.51	33.80	35.62	34.99	34.57	33.24	33.83	30.40	33.83	34.97
MnO	0.64	0.67	0.70	0.79	0.74	0.71	0.64	0.67	0.72	0.51	0.69
MgO	5.15	5.35	4.93	3.88	4.20	4.83	5.36	4.69	5.70	5.38	4.06
CaO	1.33	1.42	1.48	1.43	1.42	1.35	1.67	1.43	1.59	1.35	1.37
Σ	100.60	100.38	100.89	100.55	101.31	99.93	100.57	101.66	96.33	100.27	100.67
Si	3.018	2.970	2.999	3.026	2.987	3.052	3.017	2.953	2.996	3.031	2.987
Al ^{IV}	0.000	0.030	0.001	0.000	0.013	0.000	0.000	0.047	0.004	0.000	0.013
ΣT	3.018	3.000	3.000	3.026	3.000	3.052	3.017	3.000	3.000	3.031	3.000
Al ^{VI}	1.903	1.823	1.875	1.880	1.917	1.865	1.888	1.848	1.811	1.891	1.891
Fe ³⁺	0.062	0.207	0.127	0.068	0.096	0.032	0.079	0.199	0.192	0.047	0.121
ΣY	1.965	2.030	2.001	1.948	2.013	1.896	1.966	2.047	2.004	1.938	2.013
Fe ²⁺	2.254	2.167	2.242	2.386	2.320	2.312	2.200	2.236	2.103	2.245	2.339
Mn	0.043	0.045	0.047	0.054	0.050	0.048	0.043	0.045	0.050	0.034	0.047
Mg	0.608	0.636	0.584	0.463	0.496	0.576	0.633	0.552	0.702	0.637	0.484
Ca	0.113	0.121	0.126	0.123	0.121	0.115	0.141	0.121	0.141	0.115	0.118
ΣX	3.018	2.970	2.999	3.026	2.987	3.052	3.017	2.953	2.996	3.031	2.987
XMg	0.213	0.227	0.207	0.163	0.176	0.200	0.223	0.198	0.250	0.221	0.171
alm	74.68	72.97	74.78	78.86	77.67	75.75	72.93	75.69	70.18	74.08	78.29
pyrop	20.16	21.43	19.46	15.30	16.61	18.89	20.98	18.69	23.44	21.00	16.20
spess	1.42	1.52	1.57	1.77	1.67	1.58	1.41	1.51	1.69	1.13	1.57
gross	0.57	0.00	0.00	0.59	0.00	2.11	0.69	0.00	0.00	1.34	0.00
andr	3.17	4.08	4.19	3.48	4.05	1.67	3.99	4.11	4.69	2.45	3.94

Tab. 63: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A1c: Feldspat

Pl in BG-Lage 2											
	1	1	3	3	5	5	6	8	9	10	11
(Gew.%) M	R	M	R	M	R	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	63.43	62.94	62.14	63.82	63.55	63.04	63.40	62.87	62.69	63.62	62.93
Al ₂ O ₃	24.04	24.00	23.51	23.36	23.99	23.62	23.86	24.04	23.78	24.06	24.12
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.07	0.06	0.04	0.00	0.05	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04
CaO	5.25	5.37	5.06	4.87	5.15	5.05	4.93	5.11	4.92	5.14	5.29
Na ₂ O	7.45	7.82	8.14	8.13	6.87	8.06	8.23	8.50	7.94	7.80	7.93
K ₂ O	0.28	0.23	0.32	0.28	0.37	0.20	0.39	0.32	0.36	0.28	0.29
Σ	100.45	100.35	99.17	100.46	99.94	99.96	100.81	100.83	99.69	100.90	100.57
Si	2.782	2.770	2.772	2.802	2.795	2.784	2.779	2.761	2.777	2.781	2.765
Al	1.243	1.245	1.236	1.209	1.243	1.229	1.233	1.244	1.241	1.239	1.249
Fe ³⁺	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001
Z	4.026	4.017	4.009	4.012	4.038	4.014	4.012	4.008	4.018	4.020	4.015
Ca	0.247	0.253	0.242	0.229	0.243	0.239	0.232	0.240	0.233	0.241	0.249
Na	0.634	0.667	0.704	0.692	0.586	0.690	0.700	0.724	0.682	0.661	0.676
K	0.016	0.013	0.018	0.015	0.021	0.011	0.022	0.018	0.020	0.016	0.016
X	0.896	0.933	0.964	0.937	0.850	0.940	0.953	0.982	0.936	0.917	0.942
Σ	4.921	4.948	4.972	4.947	4.887	4.952	4.965	4.987	4.954	4.938	4.956
An	27.50	27.11	25.12	24.48	28.63	25.42	24.32	24.54	24.98	26.21	26.46
Ab	70.71	71.59	73.08	73.91	69.03	73.42	73.42	73.74	72.91	72.11	71.79
Or	1.79	1.40	1.90	1.71	2.54	1.26	2.36	1.82	2.21	1.78	1.75

Tab. 64: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A1c: Feldspat (Fortsetzung)

PI in BG-Lage 2	PI in BG-Lage 2						PI in PG-Lage 2				
	12	13	13	14	14	15	1	2	3	4	5
(Gew.%)	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>
SiO ₂	63.19	63.26	63.45	63.62	62.58	62.80	62.31	61.28	61.37	61.81	61.49
Al ₂ O ₃	24.29	24.06	23.90	24.14	23.94	23.82	23.78	23.23	23.36	23.94	23.45
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.06	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00
CaO	5.06	5.16	5.19	5.18	5.20	5.23	4.38	5.07	5.23	5.11	5.27
Na ₂ O	8.11	7.84	8.09	8.16	8.77	8.19	7.57	8.22	8.24	8.57	7.51
K ₂ O	0.36	0.37	0.28	0.37	0.31	0.30	0.42	0.19	0.22	0.18	0.31
Σ	101.01	100.69	100.92	101.46	100.80	100.35	98.46	98.00	98.41	99.61	98.03
<i>Si</i>	2.765	2.774	2.778	2.772	2.754	2.769	2.785	2.767	2.762	2.750	2.771
<i>Al</i>	1.253	1.244	1.233	1.240	1.242	1.238	1.253	1.236	1.239	1.255	1.245
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<i>Z</i>	4.018	4.019	4.019	4.012	3.996	4.007	4.038	4.004	4.001	4.005	4.016
<i>Ca</i>	0.237	0.243	0.243	0.242	0.245	0.247	0.210	0.245	0.252	0.243	0.255
<i>Na</i>	0.688	0.666	0.687	0.689	0.748	0.700	0.656	0.720	0.719	0.739	0.656
<i>K</i>	0.020	0.021	0.016	0.021	0.017	0.017	0.024	0.011	0.013	0.010	0.018
<i>X</i>	0.945	0.930	0.946	0.952	1.011	0.964	0.890	0.976	0.984	0.993	0.928
Σ	4.963	4.948	4.957	4.963	5.007	4.971	4.928	4.980	4.985	4.998	4.944
An	25.10	26.09	25.74	25.41	24.26	25.63	23.58	25.12	25.61	24.51	27.43
Ab	72.76	71.66	72.59	72.40	74.02	72.61	73.73	73.73	73.10	74.49	70.66
Or	2.14	2.25	1.67	2.19	1.72	1.76	2.69	1.15	1.29	1.00	1.91

Tab. 65: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A1c: Biotit

Bt in BG-Lage 2	Bt in BG-Lage 2						Bt in PG-Lage 2				
	1	2	3	8	9	11	7	12	14	14	15
(Gew.%)	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Mat.</i>	<i>Incl. in Pl</i>	<i>Incl. in Pl</i>	<i>R zu Grt1</i>	<i>R zu Grt21</i>	<i>R zu Grt24</i>	<i>R zu Grt24</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>M</i>
SiO ₂	34.87	35.26	35.38	35.10	34.81	35.75	35.05	34.70	35.86	35.01	35.33
TiO ₂	3.78	3.77	4.19	4.25	3.74	3.43	4.19	3.83	3.30	3.84	3.35
Al ₂ O ₃	16.78	16.64	16.48	16.78	16.60	17.20	16.66	16.64	16.95	16.63	16.78
ΣFeO	18.58	18.68	20.53	20.01	20.10	18.28	19.66	18.54	18.77	19.76	19.38
MnO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00
MgO	10.05	10.46	9.89	9.61	9.86	11.29	9.63	11.05	11.10	10.12	10.17
Na ₂ O	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.03	0.06	0.07	0.06
K ₂ O	9.17	9.34	9.43	9.26	9.35	8.96	9.01	9.21	9.25	9.29	9.30
F	0.38	0.53	0.54	0.44	0.44	0.37	0.45	0.55	0.44	0.35	0.48
H ₂ O	3.68	3.64	3.67	3.69	3.66	3.77	3.67	3.62	3.74	3.73	3.66
Σ	97.38	98.42	100.14	99.19	98.63	99.13	98.37	98.18	99.48	98.87	98.52
<i>Si</i>	2.710	2.715	2.700	2.699	2.696	2.695	2.694	2.679	2.723	2.696	2.723
<i>Al^{IV}</i>	1.290	1.285	1.300	1.301	1.304	1.305	1.306	1.321	1.277	1.304	1.277
<i>T</i>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
<i>Al^{VI}</i>	0.247	0.225	0.182	0.220	0.201	0.214	0.209	0.193	0.240	0.205	0.247
<i>Ti</i>	0.221	0.218	0.241	0.215	0.253	0.246	0.218	0.223	0.188	0.222	0.194
Fe ²⁺	1.208	1.203	1.310	1.238	1.264	1.285	1.301	1.197	1.192	1.272	1.249
Mn	0.003	0.002	0.000	0.004	0.005	0.000	0.002	0.000	0.001	0.005	0.000
Mg	1.164	1.201	1.125	1.204	1.109	1.100	1.137	1.272	1.257	1.161	1.169
Y	2.842	2.849	2.857	2.881	2.833	2.844	2.867	2.885	2.878	2.866	2.859
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.008	0.008	0.005	0.008	0.006	0.005	0.005	0.004	0.009	0.011	0.009
K	0.909	0.918	0.918	0.882	0.925	0.907	0.923	0.908	0.896	0.912	0.914
<i>X</i>	0.918	0.926	0.923	0.890	0.931	0.912	0.928	0.912	0.905	0.923	0.924
<i>F</i>	0.094	0.129	0.131	0.097	0.078	0.108	0.108	0.134	0.105	0.084	0.117
<i>OH</i>	1.906	1.871	1.869	1.903	1.922	1.892	1.892	1.866	1.895	1.916	1.883
XMg	0.491	0.500	0.462	0.493	0.467	0.461	0.466	0.515	0.513	0.477	0.483

Tab. 67: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A1 d: Feldspat

Akfs in KQ-Lage											
	1	1	1	2	2	2	3	3	3	5	6
(Gew.%)	M	R zu Qtz	R zu Pl6	M	R zu Qtz	R zu Pl8	M	Lam.1	Lam.2	M	M
SiO ₂	64.36	63.92	64.39	64.05	64.98	64.32	64.12	64.99	64.16	64.31	63.92
Al ₂ O ₃	19.63	19.10	18.92	19.37	18.72	18.63	18.97	19.91	18.96	18.63	19.03
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.03	0.03	0.01
CaO	0.29	0.11	0.58	0.04	0.13	0.30	0.20	0.04	0.27	0.02	0.10
Na ₂ O	2.29	2.64	4.57	2.08	2.32	3.27	1.93	5.66	3.46	1.45	0.92
K ₂ O	12.89	13.26	11.50	13.44	13.15	11.69	13.55	7.57	11.47	14.35	15.12
Σ	99.46	99.02	99.96	98.98	99.30	98.20	98.78	98.17	98.31	98.75	99.09
Si	2.956	2.960	2.950	2.962	2.990	2.983	2.974	2.962	2.971	2.989	2.971
Al	1.063	1.042	1.022	1.056	1.015	1.018	1.037	1.069	1.035	1.020	1.043
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Z	4.019	4.003	3.972	4.018	4.006	4.001	4.010	4.031	4.005	4.009	4.013
Ca	0.014	0.005	0.028	0.002	0.007	0.015	0.010	0.002	0.013	0.001	0.005
Na	0.204	0.237	0.406	0.187	0.207	0.294	0.174	0.500	0.310	0.131	0.083
K	0.755	0.784	0.672	0.793	0.772	0.691	0.802	0.440	0.677	0.851	0.897
X	0.973	1.026	1.107	0.981	0.986	1.000	0.986	0.942	1.001	0.983	0.984
Σ	4.992	5.029	5.080	5.000	4.993	5.001	4.997	4.974	5.006	4.992	4.999
An	1.47	0.52	2.56	0.21	0.66	1.48	1.02	0.22	1.32	0.11	0.51
Ab	20.92	23.08	36.71	19.01	21.02	29.37	17.64	53.07	31.01	13.32	8.39
Or	77.61	76.40	60.73	80.78	78.32	69.15	81.34	46.71	67.67	86.57	91.10

Akfs in KQ-Lage								Pl in KQ-Lage			
	7	8	9	9	9	10	11	1	1	2	3
(Gew.%)	M	M	M	Lam.1	Lam.2	M	M	M	R zu Qtz	M	M
SiO ₂	64.52	64.64	64.49	64.13	65.61	64.40	65.23	61.92	61.19	62.06	62.96
Al ₂ O ₃	18.65	18.67	18.53	22.71	22.03	18.27	18.67	23.09	23.41	23.46	23.70
ΣFe ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06
CaO	0.08	0.08	0.05	3.64	2.95	0.16	0.12	4.46	4.90	4.76	4.95
Na ₂ O	1.54	1.92	1.52	9.54	9.50	1.13	1.15	8.57	8.52	8.55	8.74
K ₂ O	14.27	13.67	14.25	0.18	0.20	14.75	14.01	0.28	0.31	0.22	0.19
Σ	99.06	98.99	98.84	100.20	100.29	98.71	99.17	98.32	98.33	99.05	100.54
Si	2.989	2.990	2.993	2.824	2.874	2.999	3.005	2.784	2.758	2.772	2.772
Al	1.018	1.018	1.014	1.178	1.137	1.003	1.014	1.224	1.244	1.235	1.230
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Z	4.008	4.008	4.007	4.003	4.010	4.003	4.019	4.008	4.002	4.007	4.004
Ca	0.004	0.004	0.002	0.172	0.138	0.008	0.006	0.215	0.237	0.228	0.233
Na	0.138	0.172	0.137	0.815	0.807	0.102	0.103	0.747	0.744	0.740	0.746
K	0.843	0.807	0.844	0.010	0.011	0.876	0.823	0.016	0.018	0.013	0.011
X	0.986	0.983	0.983	0.997	0.957	0.986	0.932	0.978	0.999	0.980	0.990
Σ	4.993	4.991	4.990	4.999	4.967	4.988	4.951	4.986	5.001	4.987	4.992
An	0.42	0.42	0.25	17.22	14.47	0.83	0.63	21.98	23.71	23.22	23.56
Ab	14.02	17.53	13.93	81.75	84.34	10.30	11.03	76.37	74.51	75.48	75.35
Or	85.56	82.05	85.82	1.03	1.19	88.87	88.34	1.65	1.78	1.30	1.09

Tab. 68: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A I d: Feldspat (Fortsetzung)

Pl in KQ-Lage	6		7		8		9		10		11
	(Gew.%) R zu Qtz	M	M	R zu Qtz	M	R zu Akfs2	M	R zu Qtz	M	M	R zu Grt
SiO ₂	63.13	63.09	61.86	62.55	62.20	62.98	62.67	62.28	60.76	60.03	61.07
Al ₂ O ₃	23.89	23.93	23.41	23.13	23.32	23.55	23.40	23.81	24.52	24.62	24.76
ΣFe ₂ O ₃	0.08	0.03	0.06	0.00	0.00	0.06	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03
CaO	4.76	4.96	5.03	4.78	4.60	4.25	4.34	4.23	6.21	6.04	6.07
Na ₂ O	8.46	8.54	8.57	8.46	8.54	7.96	8.11	8.04	7.99	7.93	7.41
K ₂ O	0.29	0.24	0.23	0.30	0.26	0.21	0.23	0.33	0.26	0.22	0.17
Σ	100.53	100.75	99.10	99.22	98.91	98.95	98.74	98.69	99.73	98.84	99.41
Si	2.775	2.770	2.765	2.788	2.780	2.799	2.795	2.781	2.709	2.700	2.718
Al	1.238	1.238	1.233	1.215	1.228	1.233	1.230	1.253	1.288	1.305	1.300
Fe ³⁺	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Z	4.017	4.009	3.999	4.003	4.008	4.033	4.025	4.034	3.998	4.005	4.019
Ca	0.224	0.233	0.241	0.228	0.220	0.203	0.207	0.202	0.297	0.291	0.290
Na	0.721	0.727	0.743	0.731	0.740	0.686	0.701	0.696	0.691	0.692	0.641
K	0.016	0.013	0.013	0.017	0.015	0.012	0.013	0.019	0.015	0.012	0.009
X	0.961	0.973	0.997	0.976	0.975	0.900	0.921	0.917	1.002	0.996	0.939
Σ	4.978	4.982	4.997	4.979	4.983	4.935	4.947	4.951	5.000	5.001	4.957
An	23.33	23.97	24.17	23.39	22.59	22.50	22.50	22.09	29.60	29.25	30.87
Ab	74.96	74.67	74.49	74.87	75.92	76.16	76.11	75.89	68.95	69.50	68.13
Or	1.71	1.36	1.34	1.74	1.49	1.34	1.39	2.02	1.45	1.25	1.00

Tab. 69: Mineralanalysen Probe A97-I, Schliff A I d: Biotit

Bt in KQ-Lage	5					Bt in PG-Lage 2					
	(Gew.%) Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	2	11	12	3	4	16
						Incl. in Pl	Mat.	Mat.	Incl. in Pl	Incl. in Pl	R zu Qtz
SiO ₂	34.48	34.64	35.04	35.17	35.20	34.17	35.20	34.84	35.26	33.25	34.44
TiO ₂	4.12	4.02	3.79	4.29	4.05	4.65	4.01	3.91	5.54	3.14	3.97
Al ₂ O ₃	16.20	16.57	17.07	17.34	17.47	17.02	17.24	17.02	16.24	15.84	17.10
ΣFeO	19.41	19.51	19.58	18.74	18.86	18.83	19.29	19.17	19.18	19.39	19.25
MnO	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.04	0.08	0.00	0.08	0.09	0.03
MgO	9.95	10.28	10.08	10.13	10.01	9.30	9.94	10.18	9.35	9.57	10.32
Na ₂ O	0.06	0.14	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07	0.04	0.05	0.08	0.10
K ₂ O	9.21	7.77	9.27	9.71	9.30	9.56	9.35	9.09	9.53	7.90	8.43
F	0.57	0.28	0.48	0.27	0.40	0.47	0.46	0.37	0.16	0.45	0.34
H ₂ O	3.57	3.72	3.68	3.81	3.74	3.63	3.71	3.71	3.84	3.46	3.71
Σ	97.55	96.93	99.13	99.52	99.09	97.73	99.34	98.33	99.22	93.18	97.69
Si	2.694	2.696	2.688	2.677	2.688	2.662	2.690	2.686	2.698	2.711	2.667
Al ^{IV}	1.306	1.304	1.312	1.323	1.312	1.338	1.310	1.314	1.302	1.289	1.333
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.186	0.216	0.231	0.233	0.260	0.224	0.243	0.232	0.163	0.234	0.227
Ti	0.242	0.235	0.219	0.246	0.233	0.272	0.230	0.227	0.319	0.192	0.231
Fe ²⁺	1.268	1.270	1.256	1.193	1.205	1.227	1.233	1.236	1.228	1.322	1.246
Mn	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.003	0.005	0.000	0.005	0.006	0.002
Mg	1.159	1.192	1.153	1.150	1.139	1.080	1.132	1.169	1.067	1.164	1.191
Y	2.855	2.913	2.864	2.823	2.836	2.805	2.842	2.864	2.782	2.918	2.898
Na	0.009	0.021	0.010	0.008	0.010	0.009	0.011	0.007	0.007	0.013	0.015
K	0.918	0.771	0.907	0.943	0.906	0.950	0.912	0.894	0.930	0.822	0.833
X	0.926	0.792	0.917	0.951	0.915	0.959	0.922	0.901	0.938	0.835	0.848
F	0.141	0.068	0.115	0.066	0.097	0.116	0.111	0.091	0.039	0.116	0.084
OH	1.859	1.932	1.885	1.934	1.903	1.884	1.889	1.909	1.961	1.884	1.916
XMg	0.478	0.484	0.479	0.491	0.486	0.468	0.479	0.486	0.465	0.468	0.489

Tab. 69: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5a: Feldspat

PI in PG-Lage (Gew.%)	5		6		7		8		9		10
	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	M
SiO ₂	60.53	60.73	62.25	61.61	61.01	62.79	61.80	61.36	62.06	62.11	60.76
Al ₂ O ₃	23.33	25.20	24.45	24.78	24.97	24.31	23.93	23.70	24.53	24.45	24.52
ΣFe ₂ O ₃	0.01	0.12	0.04	0.03	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03
CaO	5.57	5.84	5.56	5.92	6.07	5.15	5.31	5.24	5.24	5.48	6.21
Na ₂ O	8.50	8.45	8.50	8.27	7.95	8.41	8.62	8.66	8.12	8.44	7.99
K ₂ O	0.26	0.22	0.24	0.28	0.22	0.28	0.23	0.18	0.21	0.25	0.26
Σ	98.19	100.44	100.99	100.86	100.21	100.94	99.89	99.14	100.16	100.73	99.73
Si	2.741	2.690	2.735	2.715	2.704	2.754	2.745	2.746	2.741	2.735	2.709
Al	1.245	1.316	1.266	1.287	1.304	1.256	1.253	1.250	1.277	1.269	1.288
Fe ³⁺	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Z	3.986	4.008	4.001	4.003	4.009	4.010	3.999	3.996	4.018	4.004	3.999
Ca	0.270	0.277	0.262	0.279	0.288	0.242	0.253	0.251	0.248	0.259	0.297
Na	0.746	0.726	0.724	0.706	0.683	0.716	0.742	0.751	0.696	0.721	0.691
K	0.015	0.012	0.013	0.016	0.012	0.016	0.013	0.010	0.012	0.014	0.015
X	1.031	1.015	0.999	1.001	0.984	0.973	1.008	1.013	0.956	0.994	1.002
Σ	5.017	5.023	5.001	5.004	4.993	4.984	5.007	5.009	4.974	4.998	5.001
An	26.19	27.29	26.18	27.89	29.30	24.88	25.08	24.82	25.97	26.04	29.60
Ab	72.37	71.50	72.48	70.55	69.46	73.52	73.62	74.16	72.80	72.54	68.95
Or	1.44	1.21	1.34	1.56	1.24	1.60	1.30	1.02	1.23	1.42	1.45

PI in PG-Lage (Gew.%)	16	16	17	17	18	18	19	19	20	20	27
	R zu Qtz	M	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	M
SiO ₂	62.14	60.18	60.66	60.96	61.88	61.00	59.17	61.32	60.27	59.66	56.20
Al ₂ O ₃	24.68	24.44	24.56	24.36	24.06	24.71	24.59	24.62	25.06	25.24	27.17
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.10	0.07	0.02	0.01	0.00	0.05	0.06	0.09	0.00	0.06
CaO	5.31	5.82	6.06	5.70	5.46	6.41	6.54	6.30	6.71	6.89	9.60
Na ₂ O	8.13	7.99	8.27	7.95	8.18	7.63	7.67	7.87	7.31	7.42	6.20
K ₂ O	0.20	0.25	0.21	0.17	0.22	0.22	0.28	0.24	0.21	0.18	0.10
Σ	100.47	98.69	99.77	99.14	99.80	99.96	98.24	100.36	99.55	99.39	99.27
Si	2.737	2.709	2.705	2.726	2.747	2.710	2.683	2.715	2.690	2.672	2.543
Al	1.281	1.297	1.291	1.284	1.259	1.294	1.314	1.285	1.318	1.332	1.449
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	4.018	4.006	3.996	4.010	4.006	4.003	3.997	3.999	4.008	4.004	3.992
Ca	0.251	0.281	0.290	0.273	0.260	0.305	0.318	0.299	0.321	0.331	0.466
Na	0.694	0.697	0.715	0.689	0.704	0.657	0.675	0.676	0.632	0.644	0.544
K	0.011	0.015	0.012	0.010	0.012	0.012	0.016	0.014	0.012	0.010	0.006
X	0.957	0.993	1.017	0.972	0.976	0.975	1.008	0.988	0.965	0.985	1.015
Σ	4.975	4.999	5.013	4.982	4.982	4.978	5.005	4.988	4.973	4.989	5.007
An	26.22	28.29	28.49	28.09	26.61	31.28	31.50	30.22	33.26	33.56	45.86
Ab	72.58	70.24	70.35	70.89	72.14	67.44	66.91	68.39	65.52	65.40	53.56
Or	1.20	1.47	1.16	1.02	1.25	1.28	1.59	1.39	1.22	1.04	0.58

Tab. 70: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5a: Feldspat (Fortsetzung)

	Pl in PG-Lage								Akfs in BG-Lage 1			
	10	11	11	12	12	28	28		1	2	2	3
(Gew.%) R zu Grt	M	R zu Grt	M	R zu Grt	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	M	R	Tem-Fsp
SiO ₂	61.39	60.03	61.00	62.44	60.72	55.50	60.65		63.66	63.21	64.43	58.97
Al ₂ O ₃	24.36	24.62	24.76	24.40	24.04	27.11	24.67		18.66	18.70	18.35	25.40
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00		0.00	0.00	0.00	0.08
CaO	5.82	6.04	6.07	5.45	5.80	9.79	5.99		0.03	0.13	0.00	5.18
Na ₂ O	8.35	7.93	7.41	8.00	8.22	6.18	8.29		0.76	0.90	0.85	4.25
K ₂ O	0.18	0.22	0.17	0.21	0.26	0.08	0.20		15.77	15.59	14.97	4.32
Σ	100.10	98.84	99.41	100.49	99.03	98.66	99.80		98.88	98.52	98.59	98.11
Si	2.724	2.700	2.718	2.748	2.725	2.531	2.703		2.976	2.967	3.002	2.692
Al	1.274	1.305	1.300	1.266	1.271	1.457	1.296		1.028	1.034	1.008	1.366
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000		0.000	0.000	0.000	0.002
Z	3.998	4.005	4.019	4.015	3.996	3.989	3.999		4.004	4.001	4.010	4.060
Ca	0.277	0.291	0.290	0.257	0.279	0.478	0.286		0.001	0.007	0.000	0.253
Na	0.718	0.692	0.640	0.683	0.715	0.546	0.716		0.069	0.082	0.077	0.376
K	0.010	0.012	0.009	0.012	0.015	0.005	0.011		0.940	0.934	0.890	0.252
X	1.005	0.996	0.939	0.951	1.008	1.029	1.014		1.011	1.022	0.967	0.881
Σ	5.003	5.000	4.958	4.966	5.004	5.017	5.013		5.015	5.023	4.977	4.941
An	27.52	29.25	30.87	27.01	27.64	46.48	28.22		0.13	0.65	0.01	28.75
Ab	71.48	69.50	68.13	71.76	70.90	53.06	70.68		6.85	7.99	7.94	42.68
Or	1.00	1.25	1.00	1.23	1.46	0.46	1.10		93.02	91.36	92.05	28.57

	Pl in BG-Lage 1											
	21	21	22	22	23	23	24	24	25	25	26	
(Gew.%) R zu Qtz	M	R zu Bt	M	M	R zu Bt	M	R zu Bt	M	R zu Bt	M	M	
SiO ₂	59.99	57.84	59.97	59.23	57.16	58.73	58.32	58.43	57.16	56.48	56.72	
Al ₂ O ₃	25.88	26.20	25.60	25.64	26.23	26.00	26.42	26.56	26.83	26.35	27.20	
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.08	0.02	0.07	0.00	0.05	0.04	0.17	0.05	0.10	0.00	
CaO	7.26	8.45	7.26	7.31	8.08	7.78	8.46	8.34	8.43	8.71	9.59	
Na ₂ O	7.29	6.96	7.22	7.35	7.11	7.14	6.74	6.87	6.31	6.79	6.16	
K ₂ O	0.24	0.17	0.17	0.19	0.15	0.15	0.20	0.13	0.26	0.06	0.09	
Σ	100.66	99.62	100.22	99.71	98.72	99.81	100.13	100.33	99.00	98.40	99.76	
Si	2.655	2.601	2.664	2.649	2.593	2.628	2.606	2.604	2.582	2.575	2.552	
Al	1.350	1.389	1.341	1.351	1.402	1.371	1.391	1.395	1.429	1.416	1.442	
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.003	0.000	
Z	4.005	3.990	4.005	4.001	3.995	3.999	3.998	3.992	4.013	3.994	3.994	
Ca	0.344	0.407	0.345	0.350	0.393	0.373	0.405	0.398	0.408	0.425	0.462	
Na	0.626	0.607	0.622	0.637	0.626	0.620	0.583	0.594	0.553	0.600	0.537	
K	0.014	0.010	0.010	0.011	0.008	0.009	0.011	0.007	0.015	0.004	0.005	
X	0.984	1.024	0.977	0.998	1.027	1.001	0.999	0.999	0.976	1.029	1.005	
Σ	4.989	5.013	4.982	5.001	5.023	5.001	4.997	5.002	4.989	5.023	4.999	
An	35.01	39.79	35.35	35.10	38.24	37.26	40.50	39.86	41.81	41.32	45.99	
Ab	63.59	59.26	63.65	63.83	60.94	61.87	58.38	59.41	56.66	58.32	53.49	
Or	1.40	0.95	1.00	1.07	0.82	0.87	1.12	0.73	1.53	0.36	0.52	

Tab. 73: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5a: Biotit (Fortsetzung)

Bt in PG-Lage											
	30	22	21	10	17	19	25	26	27	28	29
(Gew.%)	Mat	Mat	Mat	R zu Gr3	R zu Gr3	Incl. in Gr3	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl
SiO ₂	36.15	36.62	36.30	36.31	36.04	36.52	35.56	34.81	35.86	35.01	35.33
TiO ₂	3.58	3.18	3.37	1.44	2.18	1.97	4.20	3.45	3.36	3.84	3.35
Al ₂ O ₃	15.19	15.23	15.40	15.27	15.23	16.34	16.45	16.78	16.95	16.63	16.78
ΣFeO	16.64	16.67	16.56	15.88	15.35	19.05	18.56	18.22	18.77	19.76	19.38
MnO	0.03	0.05	0.04	0.06	0.01	0.41	0.03	0.04	0.02	0.08	0.00
MgO	12.24	12.11	12.38	13.93	15.03	15.57	10.64	10.99	11.10	10.12	10.17
Na ₂ O	0.07	0.03	0.07	0.09	0.05	0.08	0.05	0.03	0.06	0.07	0.06
K ₂ O	9.62	9.54	9.37	9.12	9.14	9.08	8.90	8.73	9.25	9.29	9.31
F	0.73	0.52	0.64	0.94	0.88	0.81	0.60	0.50	0.44	0.35	0.48
H ₂ O	3.55	3.65	3.60	3.42	3.49	3.61	3.63	3.63	3.74	3.73	3.66
Σ	97.50	97.39	97.48	96.07	97.03	97.10	98.37	96.96	99.48	98.87	98.52
Si	2.782	2.815	2.787	2.817	2.764	2.744	2.723	2.702	2.723	2.696	2.723
Al ^{IV}	1.218	1.185	1.213	1.183	1.236	1.256	1.277	1.298	1.277	1.304	1.277
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.160	0.195	0.180	0.213	0.141	0.190	0.208	0.237	0.24	0.205	0.247
Ti	0.207	0.184	0.194	0.084	0.126	0.112	0.242	0.201	0.188	0.222	0.194
Fe ²⁺	1.071	1.071	1.063	1.030	0.985	1.197	1.188	1.183	1.192	1.272	1.249
Mn	0.002	0.004	0.003	0.004	0.001	0.026	0.002	0.002	0.001	0.005	0.000
Mg	1.404	1.388	1.417	1.611	1.718	1.743	1.214	1.272	1.257	1.161	1.169
Y	2.844	2.841	2.858	2.942	2.971	3.268	2.854	2.895	2.878	2.866	2.859
Na	0.010	0.005	0.011	0.014	0.007	0.012	0.008	0.004	0.009	0.011	0.009
K	0.945	0.936	0.918	0.903	0.894	0.295	0.870	0.865	0.896	0.912	0.914
X	0.955	0.940	0.929	0.917	0.902	0.307	0.877	0.869	0.905	0.923	0.924
F	0.177	0.127	0.154	0.231	0.212	0.193	0.144	0.123	0.105	0.084	0.117
OH	1.823	1.873	1.846	1.769	1.788	1.807	1.856	1.877	1.895	1.916	1.883
XMg	0.567	0.564	0.571	0.610	0.636	0.593	0.505	0.518	0.513	0.477	0.483

Tab. 73: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5a: Granat

	Grt in BG-Lage 1				Grt in PG-Lage							
	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	
(Gew.%)	M	R zu Bt1	M	R zu Bt6	M	R zu Bt10	R zu Bt10	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	
SiO ₂	36.95	36.93	36.87	37.09	38.16	36.98	36.91	37.36	36.35	37.07	35.91	
Al ₂ O ₃	19.97	20.59	20.97	20.51	20.55	20.67	21.34	20.25	21.26	21.63	21.32	
Fe ₂ O ₃	2.16	1.15	2.09	0.68	0.00	0.50	0.12	1.38	0.00	0.23	0.00	
FeO	32.78	33.84	32.84	34.26	34.98	34.42	34.50	33.74	35.45	35.47	34.74	
MnO	1.41	1.37	1.46	1.47	1.25	1.49	1.38	1.51	0.73	0.59	0.77	
MgO	4.24	3.63	4.05	3.73	3.89	3.63	3.57	3.89	3.17	3.98	3.42	
CaO	1.89	1.94	1.99	1.54	1.92	1.44	1.47	1.92	0.88	0.92	0.88	
Σ	99.40	99.44	100.28	99.28	100.76	99.13	99.30	100.06	97.85	99.87	97.07	
Si	2.984	2.984	2.949	3.036	3.001	2.997	2.981	3.000	2.983	2.970	2.966	
Al ^{IV}	0.016	0.016	0.051	0.000	0.000	0.003	0.019	0.000	0.017	0.030	0.034	
ΣT	3.000	3.000	3.000	3.036	3.001	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	
Al ^{VI}	1.885	1.945	1.925	1.927	1.956	1.971	2.011	1.917	2.040	2.010	2.042	
Fe ³⁺	0.131	0.070	0.126	0.001	0.041	0.031	0.008	0.083	0.000	0.014	0.000	
ΣY	2.016	2.016	2.051	1.928	1.997	2.003	2.019	2.000	2.040	2.028	2.042	
Fe ²⁺	2.214	2.286	2.196	2.327	2.318	2.332	2.329	2.266	2.433	2.377	2.400	
Mn	0.096	0.094	0.099	0.084	0.101	0.102	0.094	0.103	0.051	0.040	0.054	
Mg	0.510	0.437	0.483	0.462	0.449	0.438	0.430	0.466	0.387	0.476	0.421	
Ca	0.164	0.168	0.171	0.164	0.133	0.125	0.127	0.165	0.077	0.079	0.078	
ΣX	2.984	2.984	2.949	3.036	3.001	2.997	2.981	3.000	2.948	2.972	2.954	
XMg	0.187	0.160	0.180	0.166	0.162	0.158	0.156	0.171	0.137	0.167	0.149	
alm	74.18	76.61	74.48	76.63	77.24	77.81	78.15	75.52	82.53	80.00	81.24	
pyrop	17.10	14.64	16.38	15.20	14.97	14.62	14.42	15.53	13.14	16.00	14.27	
spess	3.23	3.14	3.35	2.76	3.35	3.41	3.16	3.43	1.72	1.34	1.84	
gross	0.00	2.13	0.00	5.36	2.36	2.59	3.87	1.35	2.61	1.95	2.65	
andr	5.49	3.48	5.79	0.05	2.08	1.57	0.40	4.17	0.00	0.71	0.00	

Tab. 74: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5b: Feldspat

	Pl in KQ-Lage						Akfs in KQ-Lage				
	42 (Gew.%)	42	43	43	46	47	48	23	25	38	38
	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>
SiO ₂	61.16	61.25	62.72	61.67	61.39	62.44	64.88	64.31	64.45	64.14	64.43
Al ₂ O ₃	24.15	23.93	23.49	23.69	23.95	22.94	18.66	18.24	18.79	18.84	18.35
ΣFe ₂ O ₃	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
CaO	5.63	5.49	5.67	5.71	5.67	5.06	0.10	0.10	0.09	0.12	0.00
Na ₂ O	8.34	8.47	8.51	8.48	8.39	8.70	1.13	1.12	1.21	1.33	0.85
K ₂ O	0.20	0.26	0.23	0.24	0.24	0.59	14.71	14.97	15.00	15.13	14.97
Σ	99.47	99.41	100.62	99.79	99.63	99.73	99.49	98.75	99.55	99.58	98.59
<i>Si</i>	2.730	2.736	2.765	2.745	2.736	2.780	3.007	2.981	2.979	2.977	3.002
<i>Al</i>	1.270	1.260	1.220	1.243	1.258	1.204	0.996	1.026	1.026	1.022	1.008
<i>Fe³⁺</i>	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
<i>Z</i>	4.000	3.997	3.986	3.988	3.994	3.985	4.004	4.008	4.005	3.999	4.010
<i>Ca</i>	0.269	0.263	0.268	0.272	0.271	0.241	0.005	0.004	0.006	0.005	0.000
<i>Na</i>	0.722	0.734	0.728	0.732	0.725	0.751	0.102	0.101	0.109	0.120	0.077
<i>K</i>	0.011	0.015	0.013	0.013	0.014	0.034	0.870	0.885	0.884	0.896	0.890
<i>X</i>	1.002	1.012	1.009	1.018	1.009	1.026	0.977	0.991	0.999	1.021	0.967
Σ	5.002	5.008	4.995	5.006	5.004	5.010	4.981	4.998	5.004	5.020	4.977
An	26.85	25.99	26.56	26.76	26.84	23.52	0.50	0.45	0.59	0.54	0.01
Ab	72.04	72.52	72.14	71.92	71.80	73.21	10.43	10.19	10.88	11.75	7.94
Or	1.11	1.49	1.30	1.32	1.36	3.27	89.07	89.36	88.53	87.71	92.05

	Pl in BG-Lage 2										
	49 (Gew.%)	49	52	52	54	54	56	57	58	59	60
	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>
SiO ₂	61.24	61.12	59.60	61.58	60.50	62.20	60.96	60.87	61.82	60.32	61.39
Al ₂ O ₃	24.16	24.34	23.81	24.10	23.63	23.51	23.87	23.73	23.38	24.11	24.36
ΣFe ₂ O ₃	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.08	0.00
CaO	5.66	6.08	5.80	5.82	5.72	5.35	5.78	5.79	5.26	5.70	5.82
Na ₂ O	8.46	8.15	8.18	8.54	8.53	8.58	7.90	8.46	8.60	8.38	8.35
K ₂ O	0.29	0.24	0.25	0.21	0.21	0.34	0.27	0.21	0.37	0.31	0.18
Σ	99.81	99.93	97.63	100.25	98.58	99.98	98.79	99.06	99.43	98.81	100.10
<i>Si</i>	2.727	2.719	2.715	2.731	2.730	2.761	2.738	2.732	2.760	2.716	2.724
<i>Al</i>	1.268	1.276	1.278	1.259	1.257	1.230	1.263	1.255	1.230	1.280	1.274
<i>Fe³⁺</i>	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
<i>Z</i>	3.997	3.996	3.993	3.990	3.986	3.991	4.001	3.988	3.991	3.998	3.998
<i>Ca</i>	0.270	0.290	0.283	0.276	0.276	0.254	0.278	0.278	0.252	0.275	0.277
<i>Na</i>	0.731	0.703	0.723	0.735	0.746	0.738	0.688	0.736	0.744	0.731	0.718
<i>K</i>	0.016	0.014	0.014	0.012	0.012	0.019	0.016	0.012	0.021	0.018	0.010
<i>X</i>	1.017	1.007	1.020	1.023	1.035	1.012	0.982	1.027	1.017	1.024	1.005
Σ	5.012	5.003	5.014	5.013	5.021	5.003	4.983	5.014	5.007	5.021	5.003
An	26.55	28.80	27.75	27.01	26.71	25.14	28.34	27.10	24.74	26.85	27.52
Ab	71.86	69.84	70.83	71.81	72.13	72.96	70.06	71.72	73.19	71.44	71.48
Or	1.59	1.36	1.42	1.18	1.16	1.90	1.60	1.18	2.07	1.71	1.00

Tab. 75: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5b: Biotit

Bt in BG-Lage 2											
(Gew.%)	5	23	6	4	5	12	15	17	18	20	21
	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Incl. in Pl	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Incl. in Grt8
SiO ₂	34.34	34.91	35.08	34.93	35.34	35.36	34.47	36.24	35.34	35.49	36.05
TiO ₂	5.13	4.95	4.92	4.67	4.89	4.79	4.07	3.98	4.36	5.02	4.16
Al ₂ O ₃	16.69	16.59	16.49	16.56	17.15	16.82	16.48	18.28	17.27	17.37	18.28
ΣFeO	18.36	18.74	18.56	17.09	17.00	17.70	18.54	16.31	16.81	18.03	12.61
MnO	0.03	0.09	0.03	0.00	0.10	0.02	0.06	0.00	0.06	0.00	0.04
MgO	10.56	10.66	10.20	10.46	10.24	10.62	10.63	10.88	10.75	10.52	14.53
Na ₂ O	0.03	0.06	0.05	0.07	0.07	0.04	0.03	0.08	0.03	0.16	0.40
K ₂ O	9.18	8.72	9.47	9.22	9.52	9.71	9.14	9.67	9.62	8.65	9.14
F	0.32	0.37	0.50	0.45	0.37	0.32	0.41	0.59	0.44	0.39	0.37
H ₂ O	3.74	3.75	3.67	3.66	3.75	3.79	3.66	3.72	3.72	3.79	3.89
Σ	98.38	98.83	98.98	97.11	98.44	99.19	97.49	99.76	98.40	99.43	99.46
Si	2.643	2.669	2.688	2.706	2.699	2.691	2.681	2.714	2.699	2.680	2.659
Al ^{IV}	1.357	1.331	1.312	1.294	1.301	1.309	1.319	1.286	1.301	1.320	1.341
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.157	0.165	0.177	0.217	0.242	0.199	0.191	0.327	0.252	0.226	0.248
Ti	0.297	0.285	0.284	0.272	0.281	0.274	0.238	0.224	0.250	0.285	0.231
Fe ²⁺	1.182	1.198	1.190	1.108	1.085	1.126	1.206	1.022	1.073	1.139	0.778
Mn	0.002	0.006	0.002	0.000	0.007	0.002	0.004	0.000	0.004	0.000	0.002
Mg	1.212	1.215	1.165	1.208	1.166	1.205	1.233	1.214	1.223	1.184	1.598
Y	2.850	2.869	2.817	2.805	2.781	2.806	2.871	2.787	2.803	2.834	2.857
Na	0.004	0.009	0.008	0.010	0.010	0.007	0.004	0.012	0.005	0.023	0.057
K	0.901	0.850	0.926	0.911	0.927	0.942	0.907	0.924	0.937	0.833	0.860
X	0.905	0.859	0.933	0.922	0.937	0.949	0.911	0.936	0.942	0.857	0.918
F	0.078	0.088	0.122	0.111	0.090	0.078	0.101	0.141	0.107	0.092	0.086
OH	1.922	1.912	1.878	1.889	1.910	1.922	1.899	1.859	1.893	1.908	1.914
XMg	0.506	0.504	0.495	0.522	0.518	0.517	0.505	0.543	0.533	0.510	0.673

Bt in KQ-Lage											
(Gew.%)	11	3	2	4	7	10	8	9	13	14	15
	R zu Grt27	R zu Grt23	R zu Grt23	R zu Grt25	R zu Grt27	R zu Grt25	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.
SiO ₂	34.86	34.99	34.86	35.20	35.22	34.62	35.48	35.34	34.78	35.01	35.33
TiO ₂	4.49	4.36	4.36	4.56	3.60	4.24	4.51	4.44	4.72	3.84	3.35
Al ₂ O ₃	16.72	16.56	16.88	16.13	16.63	17.34	16.41	16.64	16.77	16.83	16.78
ΣFeO	15.24	15.31	15.71	17.16	16.81	17.18	17.52	17.90	18.35	19.76	19.38
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.14	0.00	0.08	0.02
MgO	12.79	12.64	12.48	11.47	12.55	11.44	10.87	10.70	10.66	10.12	10.17
Na ₂ O	0.09	0.14	0.13	0.11	0.09	0.08	0.06	0.03	0.05	0.07	0.06
K ₂ O	9.47	9.22	9.22	9.25	9.10	9.35	9.36	9.53	9.50	9.29	9.30
F	0.40	0.52	0.59	0.42	0.50	0.46	0.52	0.38	0.48	0.35	0.48
H ₂ O	3.73	3.66	3.64	3.70	3.68	3.70	3.67	3.74	3.69	3.73	3.66
Σ	97.80	97.41	97.88	98.02	98.20	98.46	98.40	98.84	98.99	98.87	98.54
Si	2.663	2.682	2.665	2.703	2.692	2.649	2.717	2.701	2.663	2.696	2.723
Al ^{IV}	1.337	1.318	1.335	1.297	1.308	1.351	1.283	1.299	1.337	1.304	1.277
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.169	0.179	0.186	0.163	0.190	0.212	0.198	0.200	0.176	0.205	0.247
Ti	0.258	0.251	0.251	0.264	0.207	0.244	0.260	0.255	0.272	0.222	0.194
Fe ²⁺	0.974	0.982	1.005	1.102	1.074	1.099	1.122	1.144	1.175	1.272	1.249
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.009	0.000	0.005	0.002
Mg	1.457	1.445	1.423	1.313	1.430	1.304	1.241	1.220	1.217	1.161	1.169
Y	2.858	2.857	2.864	2.843	2.902	2.863	2.821	2.828	2.840	2.866	2.859
Na	0.014	0.021	0.020	0.016	0.014	0.012	0.008	0.004	0.007	0.011	0.009
K	0.923	0.902	0.899	0.906	0.887	0.913	0.915	0.929	0.928	0.912	0.914
X	0.937	0.922	0.919	0.922	0.901	0.924	0.923	0.933	0.936	0.923	0.924
F	0.097	0.126	0.143	0.103	0.122	0.111	0.127	0.091	0.115	0.084	0.117
OH	1.903	1.874	1.857	1.897	1.878	1.889	1.873	1.909	1.885	1.916	1.883
XMg	0.599	0.595	0.586	0.544	0.571	0.543	0.525	0.516	0.509	0.477	0.483

Tab. 76: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5b: Granat

Grt in BG-Lage 2	1	1	1	4	4	5	5	8	9	9	10
	(Gew.%) R zu Qtz	M	R zu Qtz	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Bt21	R zu Qtz	M	M
SiO ₂	37.89	37.83	37.82	37.82	38.13	37.08	37.65	37.70	38.12	37.97	37.50
Al ₂ O ₃	21.55	21.82	21.29	21.60	21.53	21.72	21.84	21.02	21.46	21.41	21.42
Fe ₂ O ₃	0.71	2.19	1.02	1.20	0.77	2.15	1.34	0.09	1.27	0.87	1.16
FeO	32.41	33.32	32.60	32.50	32.35	32.25	32.09	35.97	34.22	32.95	33.02
MnO	0.51	0.63	0.38	0.50	0.52	0.59	0.51	0.60	0.53	0.53	0.45
MgO	6.67	6.80	6.72	6.84	6.89	6.92	7.02	4.20	6.09	6.48	6.19
CaO	0.88	0.88	0.92	0.86	0.88	0.85	0.87	0.85	0.88	0.90	1.06
Σ	99.92	101.29	99.72	100.12	100.30	99.41	99.98	100.34	101.31	100.25	99.64
Si	2.980	2.937	2.981	2.966	2.984	2.926	2.951	3.009	2.975	2.983	2.967
Al ^{IV}	0.020	0.063	0.019	0.034	0.016	0.074	0.049	0.000	0.025	0.017	0.033
Σ T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.009	3.000	3.000	3.000
Al ^{VI}	1.978	1.934	1.959	1.963	1.970	1.946	1.969	1.977	1.949	1.965	1.964
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.042	0.127	0.060	0.071	0.045	0.128	0.079	0.005	0.074	0.051	0.069
Σ Y	2.020	2.062	2.019	2.034	2.015	2.074	2.048	1.983	2.024	2.017	2.033
Fe ²⁺	2.090	2.036	2.088	2.061	2.073	2.001	2.025	2.395	2.159	2.113	2.116
Mn	0.034	0.042	0.025	0.033	0.035	0.039	0.034	0.040	0.035	0.035	0.030
Mg	0.782	0.787	0.790	0.799	0.804	0.814	0.820	0.500	0.708	0.759	0.731
Ca	0.074	0.073	0.077	0.072	0.074	0.072	0.073	0.073	0.073	0.076	0.090
Σ X	2.980	2.938	2.981	2.966	2.985	2.926	2.952	3.009	2.976	2.983	2.967
XMg	0.272	0.279	0.274	0.279	0.279	0.289	0.288	0.173	0.247	0.264	0.257
alm	70.13	69.31	70.06	69.49	69.45	68.38	68.60	79.61	72.56	70.84	71.33
pyrop	26.24	26.78	26.51	26.95	26.93	27.81	27.79	16.63	23.80	25.44	24.62
spess	1.14	1.42	0.84	1.12	1.16	1.35	1.14	1.34	1.18	1.17	1.01
gross	0.41	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	2.14	0.00	0.00	0.00
andr	2.08	2.49	2.59	2.44	2.24	2.46	2.47	0.28	2.46	2.55	3.04

Grt in BG-Lage 2	1	2	3	4	5	Grt in KQ-Lage					
	(Gew.%) R zu Bt1	M	M	M	M	17	18	18	20	20	21
						R zu Qtz	Incl. in Pl	Incl. in Pl	R zu Qtz	M	R zu Qtz
SiO ₂	37.19	37.61	37.56	37.97	37.48	38.01	38.11	38.32	37.90	37.75	37.20
Al ₂ O ₃	21.24	21.41	21.28	21.59	21.38	21.52	21.74	21.40	21.39	21.80	21.71
Fe ₂ O ₃	1.44	2.13	1.15	1.10	1.81	1.33	0.29	0.83	0.18	1.89	1.93
FeO	36.98	33.86	35.08	32.55	32.51	33.08	33.43	33.97	33.38	34.70	34.22
MnO	0.82	0.58	0.66	0.59	0.53	0.47	0.59	0.41	0.63	0.63	0.66
MgO	3.81	6.21	5.09	6.82	6.84	6.72	5.95	6.14	5.77	5.82	5.75
CaO	0.92	1.08	0.88	0.84	0.95	0.88	0.93	0.97	0.91	0.88	0.85
Σ	100.95	100.75	100.56	100.38	99.70	100.68	100.76	101.21	99.99	101.58	100.38
Si	2.960	2.948	2.973	2.972	2.953	2.970	2.987	2.991	2.997	2.943	2.934
Al ^{IV}	0.040	0.052	0.027	0.028	0.047	0.030	0.013	0.009	0.003	0.057	0.066
Σ T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al ^{VI}	1.953	1.926	1.958	1.963	1.939	1.952	1.996	1.960	1.991	1.946	1.952
Fe ³⁺	0.086	0.126	0.069	0.064	0.107	0.078	0.017	0.049	0.010	0.111	0.114
Σ Y	2.040	2.052	2.027	2.028	2.046	2.030	2.012	2.009	2.002	2.057	2.066
Fe ²⁺	2.375	2.094	2.253	2.066	2.035	2.083	2.175	2.169	2.198	2.152	2.143
Mn	0.055	0.038	0.044	0.039	0.036	0.031	0.039	0.027	0.042	0.041	0.044
Mg	0.452	0.725	0.601	0.796	0.803	0.783	0.696	0.714	0.681	0.676	0.676
Ca	0.078	0.091	0.074	0.071	0.080	0.074	0.078	0.081	0.077	0.074	0.072
Σ X	2.960	2.948	2.973	2.972	2.954	2.970	2.988	2.991	2.998	2.943	2.934
XMg	0.160	0.257	0.211	0.278	0.283	0.273	0.242	0.248	0.236	0.239	0.240
alm	80.24	71.03	75.78	69.52	68.90	70.13	72.80	72.50	73.31	73.11	73.02
pyrop	15.25	24.60	20.22	26.79	27.18	26.35	23.28	23.87	22.70	22.97	23.03
spess	1.86	1.30	1.49	1.32	1.21	1.04	1.32	0.91	1.41	1.41	1.50
gross	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.76	0.29	2.05	0.00	0.00
andr	2.65	3.07	2.51	2.37	2.71	2.48	0.84	2.43	0.53	2.51	2.45

Tab. 77: Mineralanalysen Probe A97-5, Schliff A5b: Granat (Fortsetzung)

Grt in KQ-Lage	23		24		25		26		27		28		30		31		32	
	(Gew.%)	R zu Bt7	R zu Bt7	R zu Bt10	M	R zu Bt11	R zu Qtz	M	M	R zu Qtz	R zu Bt11	R zu Bt7	M	M	R zu Qtz	R zu Bt11	R zu Bt7	
SiO ₂	37.06	38.01	36.91	37.99	36.81	36.90	35.95	37.42	35.92	38.19	36.83							
Al ₂ O ₃	21.24	21.37	21.28	21.69	21.20	21.36	21.04	21.58	21.25	20.05	20.56							
Fe ₂ O ₃	1.09	0.05	2.10	1.04	2.16	2.16	3.44	1.67	3.54	0.49	2.50							
FeO	35.50	34.89	34.17	33.06	33.63	32.35	31.26	31.86	31.28	35.49	34.56							
MnO	0.73	0.74	0.72	0.55	0.68	0.63	0.54	0.57	0.59	1.30	1.17							
MgO	4.44	4.87	4.54	5.96	4.81	5.58	5.65	6.25	5.60	3.86	3.44							
CaO	0.88	0.91	0.88	0.93	0.88	0.93	0.86	0.91	0.86	1.53	1.67							
Σ	99.85	100.80	100.61	101.22	100.17	99.90	98.75	100.26	99.03	100.91	100.74							
Si	2.966	3.003	2.938	2.970	2.938	2.934	2.897	2.948	2.886	3.044	2.953							
Al ^{IV}	0.034	0.000	0.062	0.030	0.062	0.066	0.103	0.052	0.114	0.034	0.047							
Σ T	3.000	3.003	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.044	3.000							
Al ^{VI}	1.969	1.990	1.936	1.968	1.932	1.936	1.895	1.953	1.899	1.883	1.896							
Fe ³⁺	0.065	0.003	0.126	0.061	0.130	0.129	0.209	0.099	0.214	0.03	0.151							
Σ Y	2.034	1.993	2.061	2.030	2.062	2.066	2.103	2.052	2.113	1.913	2.047							
Fe ²⁺	2.311	2.303	2.275	2.161	2.245	2.151	2.106	2.100	2.103	2.366	2.318							
Mn	0.049	0.049	0.049	0.036	0.046	0.042	0.037	0.038	0.040	0.088	0.079							
Mg	0.530	0.574	0.539	0.695	0.572	0.662	0.679	0.734	0.671	0.459	0.412							
Ca	0.076	0.077	0.075	0.078	0.075	0.079	0.074	0.077	0.074	0.131	0.144							
Σ X	2.966	3.003	2.939	2.970	2.938	2.934	2.897	2.948	2.887	3.043	2.953							
XMg	0.187	0.200	0.192	0.243	0.203	0.235	0.244	0.259	0.242	0.162	0.151							
alm	77.91	76.67	77.44	72.76	76.40	73.32	72.71	71.22	72.83	77.75	78.50							
pyrop	17.86	19.11	18.34	23.40	19.48	22.55	23.44	24.89	23.23	15.08	13.94							
spess	1.67	1.65	1.65	1.23	1.56	1.44	1.28	1.29	1.38	2.88	2.69							
gross	0.00	2.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.75	0.00							
andr	2.56	0.15	2.57	2.61	2.56	2.69	2.57	2.60	2.56	1.55	4.87							

Tab. 78: Mineralanalysen Probe O97-29, Schliff O29: Feldspat

Pl im Grt-Crd-Mc-Granit	1				3				4				5				7				8				11	
	(Gew.%)	R zu Akfs11	M	M	M	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Qtz	M	R zu Pl1					
SiO ₂	60.98	61.44	62.13	62.34	61.72	62.34	63.60	64.38	64.31	64.14	64.08															
Al ₂ O ₃	23.80	23.34	24.54	23.86	17.83	17.97	18.47	18.49	18.44	18.12	18.57															
Σ Fe ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02															
CaO	5.40	5.39	5.35	5.56	0.05	0.04	0.00	0.06	0.05	0.06	0.05															
Na ₂ O	8.48	8.54	8.66	8.41	1.13	0.93	1.05	1.27	1.23	1.23	1.14															
K ₂ O	0.15	0.19	0.13	0.18	14.73	15.10	15.22	15.00	14.93	14.91	15.23															
Σ	98.85	98.91	100.88	100.37	95.54	96.38	98.36	99.20	98.98	98.48	99.08															
Si	2.738	2.756	2.733	2.754	2.983	2.986	2.983	2.989	2.991	2.999	2.983															
Al	1.259	1.234	1.272	1.242	1.016	1.015	1.021	1.012	1.011	0.999	1.019															
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000															
Z	3.997	3.990	4.005	3.996	4.000	4.001	4.005	4.001	4.002	3.998	4.002															
Ca	0.260	0.259	0.252	0.263	0.003	0.002	0.000	0.003	0.002	0.003	0.002															
Na	0.738	0.742	0.738	0.720	0.106	0.087	0.096	0.114	0.111	0.112	0.103															
K	0.011	0.011	0.011	0.011	0.908	0.922	0.911	0.888	0.886	0.889	0.904															
X	1.009	1.013	1.001	0.994	1.017	1.011	1.006	1.005	1.000	1.004	1.010															
Σ	5.007	5.003	5.006	4.991	5.016	5.011	5.010	5.006	5.002	5.002	5.012															
An	25.72	25.59	25.17	26.45	0.26	0.20	0.01	0.28	0.25	0.29	0.25															
Ab	73.16	73.32	73.73	72.45	10.40	8.56	9.49	11.36	11.13	11.12	10.21															
Or	1.12	1.09	1.10	1.10	89.34	91.24	90.50	88.36	88.62	88.59	89.54															

Tab. 79: Mineralanalysen Probe O97-29, Schliff O29: Granat

Grt im Grt-Crd-Mikroclin-Granit											
(Gew.%)	1	2	2	3	3	4	4	5	5	7	8
	<i>R zu Bt4</i>	<i>R zu Bt5</i>	<i>M</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>R zu Bt5</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>
SiO ₂	36.99	37.58	37.83	38.33	36.64	37.75	37.41	37.46	37.32	37.97	36.99
Al ₂ O ₃	20.38	21.00	20.46	20.46	21.12	21.45	20.80	20.98	20.65	20.36	20.46
Fe ₂ O ₃	2.56	1.49	2.39	0.74	3.96	2.37	2.26	1.15	2.62	0.38	0.70
FeO	33.37	34.19	33.57	33.84	32.09	33.30	33.10	33.95	33.47	35.03	35.11
MnO	1.43	1.22	1.58	1.39	1.40	1.20	1.18	1.24	1.34	1.12	1.41
MgO	3.23	3.27	3.47	3.73	3.87	3.97	3.87	3.35	3.47	3.76	3.65
CaO	0.90	0.93	0.91	0.81	0.88	0.97	0.93	0.98	0.91	0.92	0.91
Σ	98.86	99.68	100.22	99.31	99.96	101.01	99.53	99.09	99.80	99.54	99.24
<i>Si</i>	2.961	2.976	2.980	3.026	2.898	2.944	2.962	2.982	2.958	3.031	3.001
<i>Al^V</i>	0.039	0.024	0.020	0.000	0.102	0.056	0.038	0.018	0.042	0.000	0.000
Σ <i>T</i>	3.000	3.000	3.000	3.026	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.031	3.001
<i>Al^{VI}</i>	1.884	1.935	1.879	1.904	1.867	1.917	1.903	1.950	1.886	1.916	1.956
<i>Fe³⁺</i>	0.154	0.089	0.142	0.044	0.236	0.139	0.135	0.069	0.156	0.023	0.043
Σ <i>Y</i>	2.039	2.024	2.020	1.948	2.102	2.056	2.038	2.018	2.042	1.938	1.999
<i>Fe²⁺</i>	2.234	2.265	2.211	2.234	2.122	2.172	2.192	2.260	2.218	2.338	2.382
<i>Mn</i>	0.097	0.082	0.106	0.093	0.094	0.079	0.079	0.084	0.090	0.076	0.097
<i>Mg</i>	0.386	0.386	0.407	0.439	0.456	0.461	0.456	0.397	0.410	0.447	0.442
<i>Ca</i>	0.077	0.079	0.077	0.069	0.075	0.081	0.078	0.083	0.078	0.079	0.079
Σ <i>X</i>	2.961	2.976	2.980	3.026	2.898	2.944	2.962	2.982	2.958	3.031	3.001
<i>XMg</i>	0.164	0.156	0.147	0.177	0.156	0.147	0.177	0.175	0.172	0.146	0.149
alm	79.96	80.55	78.95	78.80	77.27	77.75	78.12	80.02	79.32	79.54	79.39
pyrop	13.81	13.72	14.54	15.50	16.61	16.51	16.27	14.06	14.68	15.20	14.73
spess	3.47	2.92	3.77	3.27	3.41	2.83	2.81	2.97	3.22	2.58	3.23
gross	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.52	0.52
andr	2.76	2.81	2.74	2.27	2.71	2.91	2.80	2.95	2.78	1.16	2.13

Tab. 80: Mineralanalysen Probe O97-29, Schliff O29: Biotit und Muskowit

Bt im Grt-Crd-Mikroclin-Granit										Ms	
(Gew.%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2
	<i>Incl. in Pl</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>R zu Grt1</i>	<i>R zu Grt2</i>	<i>R zu Grt2</i>	<i>R zu Grt1</i>	<i>R zu Grt2</i>	<i>R zu Qtz</i>	<i>neu</i>	<i>neu</i>
SiO ₂	35.72	35.89	35.82	35.93	35.23	36.83	37.68	36.19	36.28	48.03	48.23
TiO ₂	4.08	3.09	3.45	3.68	3.86	4.06	3.37	4.17	4.53	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	17.81	17.92	18.36	18.77	18.45	18.96	18.25	17.53	16.97	35.87	34.81
ΣFeO	19.43	19.26	19.30	19.21	19.55	17.43	18.52	19.15	18.73	1.30	1.35
MnO	0.10	0.06	0.06	0.07	0.09	0.12	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	8.44	9.05	9.15	9.09	9.18	8.41	9.15	9.08	9.04	0.58	0.52
Na ₂ O	0.11	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.24	0.29
K ₂ O	9.43	9.45	9.44	9.49	9.34	9.48	9.73	9.52	9.49	9.81	10.23
F	0.15	0.36	0.39	0.29	0.31	0.51	0.64	0.59	0.43	0.08	0.09
H ₂ O	3.86	3.75	3.77	3.85	3.80	3.75	3.74	3.68	3.74	4.60	4.50
Σ	99.13	98.92	99.81	100.45	99.89	99.63	101.24	99.98	99.31	100.53	100.06
<i>Si</i>	2.726	2.744	2.714	2.700	2.672	2.764	2.797	2.739	2.759	3.146	3.181
<i>Al^V</i>	1.274	1.256	1.286	1.300	1.328	1.236	1.203	1.261	1.241	0.854	0.819
<i>T</i>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
<i>Al^{VI}</i>	0.329	0.359	0.352	0.362	0.321	0.440	0.394	0.303	0.280	1.914	1.888
<i>Ti</i>	0.234	0.178	0.197	0.208	0.220	0.229	0.188	0.238	0.259	0.001	0.002
<i>Fe²⁺</i>	1.241	1.231	1.223	1.208	1.240	1.094	1.150	1.212	1.191	0.071	0.074
<i>Mn</i>	0.006	0.004	0.004	0.004	0.006	0.008	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000
<i>Mg</i>	0.960	1.031	1.033	1.018	1.038	0.940	1.013	1.025	1.025	0.057	0.051
<i>Y</i>	2.771	2.803	2.808	2.800	2.825	2.710	2.750	2.778	2.754	2.044	2.015
<i>Na</i>	0.016	0.014	0.012	0.012	0.012	0.011	0.011	0.009	0.014	0.030	0.037
<i>K</i>	0.919	0.922	0.912	0.910	0.904	0.908	0.922	0.919	0.921	0.820	0.861
<i>X</i>	0.935	0.936	0.924	0.922	0.916	0.919	0.932	0.928	0.935	0.850	0.898
<i>F</i>	0.037	0.087	0.093	0.068	0.075	0.122	0.150	0.141	0.103	0.016	0.019
<i>OH</i>	1.963	1.913	1.907	1.932	1.925	1.878	1.850	1.859	1.897	1.984	1.981
XMg	0.436	0.456	0.458	0.457	0.456	0.462	0.468	0.458	0.462	0.444	0.407

Tab. 81: Mineralanalysen Probe O97-O1, Schliff O1: Cordierit

Crd (in-situ Leukosom)	Crd (in-situ Leukosom)						Crd (angrenzendes Mesosom)				
	1	1	3	4	5	6	7	7	9	9	11
(Gew.%)	M	R zu Bt1	M	M	M	M	R zu Bt5	M	R zu Bt7	M	M
SiO ₂	48.39	48.41	48.77	48.82	48.77	48.82	48.23	48.15	48.49	50.22	48.57
Al ₂ O ₃	34.50	33.57	33.10	33.84	33.10	33.84	33.84	33.93	33.42	33.09	33.87
ΣFeO	8.73	8.54	8.49	8.56	8.49	8.56	8.53	8.58	8.64	7.58	8.62
MgO	7.93	7.87	7.97	8.11	7.97	8.11	8.31	8.25	8.55	7.58	8.75
Na ₂ O	0.19	0.21	0.17	0.20	0.17	0.20	0.04	0.04	0.04	0.29	0.10
Σ	99.73	98.60	98.50	99.53	98.50	99.53	98.95	98.94	99.13	98.78	99.90
Si	4.917	4.971	5.010	4.967	5.010	4.967	4.937	4.930	4.957	5.111	4.929
Al	4.131	4.063	4.007	4.057	4.007	4.057	4.082	4.095	4.027	3.969	4.050
ΣT	9.047	9.034	9.017	9.024	9.017	9.024	9.019	9.025	8.984	9.079	8.979
Fe ²⁺	0.741	0.734	0.729	0.728	0.729	0.728	0.731	0.734	0.739	0.645	0.732
Mg	1.201	1.204	1.221	1.230	1.221	1.230	1.268	1.259	1.302	1.150	1.324
Na	0.037	0.043	0.034	0.039	0.034	0.039	0.007	0.007	0.007	0.058	0.019
Σ	11.026	11.015	11.001	11.021	11.001	11.021	11.024	11.025	11.032	10.933	11.054
XMg	0.618	0.621	0.626	0.628	0.626	0.628	0.634	0.632	0.638	0.641	0.644

Tab. 82: Mineralanalysen Probe O97-O1, Schliff O1: Biotit

Bt-Incl. in Crd (in-situ Leukosom)	Bt-Incl. in Crd (in-situ Leukosom)						Bt-Incl. in Crd (angrenzendes Mesosom)				
	1	1	2	2	3	3	4	5	5	6	7
(Gew.%)	R zu Crd1	M	R zu Crd1	M	M	R zu Crd1	M	M	R zu Crd7	M	R zu Crd9
SiO ₂	36.25	35.28	37.38	36.68	36.83	35.62	37.68	36.19	36.25	36.28	36.22
TiO ₂	3.89	4.53	3.63	3.80	4.06	4.35	3.37	4.17	3.89	4.53	4.53
Al ₂ O ₃	17.86	16.97	17.23	18.02	18.96	17.15	18.25	17.53	17.86	16.97	17.97
ΣFeO	19.46	18.73	18.15	18.22	17.43	18.93	18.52	19.15	19.46	18.73	18.43
MnO	0.04	0.00	0.00	0.02	0.12	0.04	0.08	0.01	0.04	0.00	0.00
MgO	9.64	9.04	9.47	8.79	8.41	9.31	9.15	9.08	9.64	9.04	9.23
Na ₂ O	0.08	0.09	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.06	0.08	0.09	0.09
K ₂ O	9.38	9.49	9.90	9.89	9.48	9.75	9.73	9.52	9.38	9.49	9.49
F	0.56	0.85	0.95	0.56	0.51	0.58	0.64	0.59	0.54	0.43	0.58
H ₂ O	3.73	3.49	3.54	3.71	3.75	3.65	3.74	3.68	3.74	3.74	3.71
Σ	100.89	98.47	100.32	99.75	99.63	99.46	101.24	99.99	100.88	99.31	100.26
Si	2.719	2.721	2.809	2.770	2.764	2.718	2.797	2.739	2.719	2.759	2.723
Al ^{IV}	1.281	1.279	1.191	1.230	1.236	1.282	1.203	1.261	1.281	1.241	1.277
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.297	0.263	0.336	0.374	0.440	0.261	0.394	0.303	0.297	0.280	0.315
Ti	0.220	0.262	0.205	0.216	0.229	0.249	0.188	0.238	0.220	0.259	0.256
Fe ²⁺	1.221	1.208	1.141	1.151	1.094	1.208	1.150	1.212	1.221	1.191	1.158
Mn	0.002	0.000	0.000	0.001	0.008	0.002	0.005	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg	1.078	1.039	1.061	0.989	0.940	1.060	1.013	1.025	1.078	1.025	1.034
Y	2.818	2.772	2.743	2.731	2.710	2.781	2.750	2.778	2.818	2.754	2.763
Na	0.012	0.014	0.009	0.009	0.011	0.011	0.011	0.009	0.012	0.014	0.014
K	0.897	0.934	0.949	0.952	0.908	0.949	0.922	0.919	0.897	0.921	0.910
X	0.909	0.948	0.958	0.961	0.919	0.961	0.932	0.928	0.909	0.935	0.924
F	0.133	0.207	0.226	0.134	0.122	0.140	0.150	0.141	0.128	0.103	0.138
OH	1.867	1.793	1.774	1.866	1.878	1.860	1.850	1.859	1.872	1.897	1.862
XMg	0.469	0.462	0.482	0.462	0.462	0.467	0.468	0.458	0.469	0.462	0.472

Tab. 84: Mineralanalysen Probe O97-O1, Schliff O1: Biotit (Fortsetzung)

Bt (Kontakt zu Grt, angrenzendes Mesosom)											
	22	22	23	24	24	25	101	102	110	111	112
(Gew.%)	R zu Grt4	M	M	R zu Grt7	M	M	R zu Grt3	R zu Grt4	R zu Grt4	R zu Grt1	R zu Grt2
SiO ₂	35.43	35.54	34.93	37.23	35.32	35.74	37.71	36.62	36.44	36.71	36.44
TiO ₂	4.32	3.69	3.52	2.86	2.99	2.84	2.77	2.63	4.33	3.63	3.34
Al ₂ O ₃	17.67	18.63	18.41	18.41	20.02	18.94	18.86	18.20	17.36	17.38	17.72
ΣFeO	18.52	18.55	18.15	17.65	18.81	18.55	15.97	16.31	16.07	16.18	15.73
MnO	0.04	0.00	0.00	0.14	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03
MgO	10.50	9.11	9.33	11.00	10.08	10.76	12.03	12.00	12.42	12.77	12.96
Na ₂ O	0.11	0.11	0.10	0.13	0.12	0.03	0.09	0.04	0.09	0.12	0.13
K ₂ O	9.43	9.51	9.42	8.57	8.30	8.42	8.99	8.72	9.53	9.20	9.01
F	0.51	0.56	0.59	0.55	0.68	0.69	0.59	0.43	0.46	0.35	0.32
H ₂ O	3.92	3.68	3.66	3.78	3.70	3.65	3.82	3.80	3.83	3.87	3.87
Σ	100.44	99.38	98.11	100.32	100.03	99.63	100.83	98.75	100.54	100.26	99.55
Si	2.710	2.699	2.658	2.763	2.634	2.694	2.760	2.741	2.700	2.725	2.716
Al ^{IV}	1.290	1.301	1.342	1.237	1.366	1.306	1.240	1.259	1.300	1.275	1.284
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.303	0.367	0.309	0.374	0.394	0.376	0.387	0.347	0.215	0.245	0.272
Ti	0.248	0.211	0.201	0.160	0.168	0.161	0.152	0.148	0.241	0.203	0.187
Fe ²⁺	1.187	1.153	1.197	0.991	1.157	1.113	0.998	1.006	1.040	1.004	0.981
Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.009	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002
Mg	1.038	1.057	1.143	1.331	1.197	1.237	1.310	1.386	1.346	1.413	1.440
Y	2.777	2.787	2.851	2.857	2.915	2.896	2.848	2.888	2.845	2.868	2.881
Na	0.017	0.016	0.015	0.018	0.017	0.005	0.013	0.006	0.012	0.017	0.019
K	0.920	0.922	0.914	0.811	0.790	0.810	0.840	0.833	0.901	0.871	0.856
X	0.937	0.938	0.929	0.829	0.807	0.815	0.853	0.839	0.913	0.888	0.875
F	0.123	0.135	0.142	0.129	0.160	0.165	0.136	0.103	0.107	0.083	0.076
OH	1.877	1.865	1.858	1.871	1.840	1.835	1.864	1.897	1.893	1.917	1.924
XMg	0.467	0.478	0.489	0.573	0.508	0.526	0.568	0.579	0.564	0.584	0.595

Tab. 85: Mineralanalysen Probe O97-O1, Schliff O1: Feldspat

Pl (in-situ Leukosom)	Akfs (in-situ Leukosom)				
	1	2	3	4	4
(Gew.%)	M	M	M	M	R zu Akfs1
SiO ₂	62.63	61.39	61.36	61.90	61.30
Al ₂ O ₃	24.10	24.63	24.12	24.12	24.92
ΣFe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03
CaO	5.46	5.38	5.74	5.43	5.50
Na ₂ O	8.56	8.64	8.67	8.57	8.58
K ₂ O	0.11	0.12	0.23	0.17	0.18
Σ	100.86	100.16	100.18	100.22	100.51
Si	2.748	2.717	2.723	2.737	2.706
Al	1.247	1.285	1.262	1.257	1.297
Fe ³⁺	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Z	4.001	4.008	3.991	4.001	4.010
Ca	0.257	0.255	0.273	0.257	0.260
Na	0.728	0.741	0.746	0.735	0.734
K	0.006	0.007	0.013	0.010	0.010
X	0.991	1.003	1.032	1.002	1.005
Σ	4.992	5.012	5.023	5.003	5.014
An	25.91	25.43	26.44	25.67	25.88
Ab	73.47	73.87	72.31	73.35	73.08
Or	0.62	0.70	1.25	0.98	1.04

Tab. 86: Mineralanalysen Probe O97-O1, Schliff O1: Granat

Grt (in-situ Leukosom)											
	1	2	3	4	4	7	7	8	8	10	11
(Gew.%)	M	M	M	M	R zu Bt22	R zu Bt24	M	M	R zu Bt24	R zu Bt22	R zu Qtz
SiO ₂	35.71	35.89	34.99	35.99	37.76	37.47	38.19	38.00	36.91	35.50	36.53
Al ₂ O ₃	19.96	19.61	19.71	19.58	20.13	20.43	20.12	20.30	20.91	21.06	20.99
Fe ₂ O ₃	5.42	5.07	4.31	4.53	0.04	0.00	0.83	1.61	0.96	3.68	2.61
FeO	32.70	32.99	32.80	33.18	36.76	37.31	35.31	34.65	35.95	34.12	34.77
MnO	0.87	0.74	0.79	0.62	1.12	0.89	0.82	0.85	0.82	0.54	0.64
MgO	4.53	4.43	4.53	4.40	2.91	2.95	5.05	5.35	3.45	3.71	3.92
CaO	0.91	0.93	0.90	0.91	1.61	0.98	0.40	0.30	0.95	0.90	0.99
Σ	100.10	99.64	98.03	99.19	100.34	100.03	100.73	101.06	99.95	99.52	100.45
Si	2.887	2.907	2.920	2.920	3.043	3.028	3.033	3.006	2.977	2.881	2.929
Al ^{IV}	0.113	0.093	0.080	0.080	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.119	0.071
Σ T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.043	3.028	3.033	3.006	3.000	3.000	3.000
Al ^{VI}	1.784	1.783	1.815	1.802	1.912	1.946	1.883	1.892	1.965	1.895	1.913
Fe ³⁺	0.329	0.310	0.265	0.278	0.003	0.000	0.050	0.096	0.058	0.225	0.157
Σ Y	2.113	2.093	2.080	2.080	1.915	1.946	1.933	1.988	2.023	2.119	2.071
Fe ²⁺	2.205	2.240	2.237	2.263	2.477	2.522	2.346	2.292	2.424	2.315	2.332
Mn	0.059	0.051	0.055	0.043	0.076	0.061	0.055	0.057	0.056	0.037	0.044
Mg	0.544	0.536	0.550	0.535	0.350	0.355	0.598	0.631	0.414	0.449	0.469
Ca	0.079	0.081	0.078	0.079	0.139	0.085	0.034	0.025	0.082	0.079	0.085
Σ X	2.887	2.907	2.920	2.920	3.043	3.023	3.033	3.006	2.977	2.881	2.929
XMg	0.198	0.193	0.197	0.191	0.124	0.123	0.203	0.216	0.146	0.163	0.167
alm	76.37	77.05	76.60	77.50	81.42	83.42	77.33	76.26	81.44	80.37	79.60
pyrop	18.86	18.43	18.84	18.31	11.49	11.75	19.73	21.00	13.92	15.60	15.99
spess	2.05	1.74	1.88	1.47	2.51	2.03	1.82	1.89	1.88	1.30	1.49
gross	0.00	0.00	0.00	0.00	4.44	2.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
andr	2.72	2.78	2.68	2.72	0.14	0.00	1.12	0.85	2.76	2.73	2.92

Tab. 87: Mineralanalysen Probe O97-O17, Schliff O17a: Feldspat

Pl (in-situ Leukosom)						Akfs (in-situ Leukosom)					
	1	2	3	4	4	1	1	2	3	4	4
(Gew.%)	M	M	M	M	R zu Akfs1	R zu Pl4	M	M	M	M	R
SiO ₂	62.63	61.39	61.36	61.90	61.30	64.64	64.98	64.41	64.79	64.26	63.87
Al ₂ O ₃	24.10	24.63	24.12	24.12	24.92	18.12	19.24	19.41	19.33	19.13	18.74
Σ Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
CaO	5.46	5.38	5.74	5.43	5.50	0.20	0.00	0.03	0.08	0.03	0.04
Na ₂ O	8.56	8.64	8.67	8.57	8.58	1.17	3.40	0.94	1.88	1.10	1.16
K ₂ O	0.11	0.12	0.23	0.17	0.18	15.25	12.85	14.71	13.07	15.08	14.43
Σ	100.86	100.16	100.18	100.22	100.51	99.38	100.47	99.49	99.16	99.65	98.29
Si	2.748	2.717	2.723	2.737	2.706	3.000	2.957	2.970	2.978	2.967	2.980
Al	1.247	1.285	1.262	1.257	1.297	0.991	1.032	1.055	1.047	1.041	1.031
Fe ³⁺	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.000	0.009	0.001	0.001	0.007	0.007
Z	4.001	4.008	3.991	4.000	4.009	3.991	3.998	4.026	4.026	4.015	4.018
Ca	0.257	0.255	0.273	0.257	0.260	0.010	0.000	0.001	0.004	0.002	0.002
Na	0.728	0.741	0.746	0.735	0.734	0.105	0.300	0.084	0.168	0.099	0.105
K	0.006	0.007	0.013	0.010	0.010	0.903	0.746	0.865	0.767	0.888	0.859
X	0.991	1.003	1.032	1.002	1.005	1.018	1.046	0.951	0.938	0.989	0.967
Σ	4.992	5.012	5.023	5.003	5.014	5.009	5.045	4.977	4.965	5.003	4.984
An	25.91	25.43	26.44	25.67	25.88	0.97	0.00	0.16	0.42	0.16	0.23
Ab	73.47	73.87	72.31	73.35	73.08	10.35	28.67	8.80	17.86	9.98	10.89
Or	0.62	0.70	1.25	0.98	1.04	88.68	71.33	91.04	81.72	89.86	88.88

Tab. 88: Mineralanalysen Probe O97-O17, Schliff O17a: Granat

Grt (Mesosom, R zum in-situ Leukosom)	1						Grt (in-situ Leukosom)				
	1	1	2	2	4	4	6	7	7	8	9
(Gew.%) R zu Bt1	M	R zu Bt2	M	M	R zu Bt4	M	M	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz	
SiO ₂	37.67	37.52	38.01	37.38	38.02	37.34	37.37	37.46	37.60	37.22	37.47
Al ₂ O ₃	20.66	20.43	20.65	20.83	20.52	20.52	20.41	20.75	20.32	20.14	20.06
Fe ₂ O ₃	2.15	2.34	1.56	3.41	1.41	2.36	1.48	1.64	1.27	0.72	0.23
FeO	34.40	34.11	34.02	33.01	33.86	34.88	35.27	35.00	36.04	37.40	37.24
MnO	0.86	0.71	0.80	1.02	0.85	0.93	0.91	0.89	1.09	1.35	1.04
MgO	4.83	4.93	5.37	5.34	5.36	4.26	4.07	4.32	3.71	2.51	2.98
CaO	0.90	0.97	0.82	0.89	0.91	0.95	0.96	0.92	0.94	0.99	0.93
Σ	101.47	101.00	101.22	101.88	100.94	101.24	100.47	100.99	100.98	100.33	99.95
Si	2.974	2.976	2.995	2.935	3.003	2.968	2.992	2.979	3.005	3.016	3.035
Al ^{IV}	0.026	0.024	0.005	0.065	0.000	0.032	0.008	0.021	0.000	0.000	0.000
Σ T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.003	3.000	3.000	3.000	3.005	3.016	3.035
Al ^{VI}	1.898	1.885	1.913	1.863	1.911	1.891	1.919	1.923	1.914	1.923	1.915
Fe ³⁺	0.128	0.139	0.092	0.201	0.084	0.141	0.089	0.098	0.076	0.044	0.014
Σ Y	2.026	2.024	2.005	2.065	1.994	2.032	2.008	2.021	1.991	1.967	1.929
Fe ²⁺	2.272	2.262	2.242	2.168	2.237	2.319	2.362	2.327	2.408	2.535	2.523
Mn	0.057	0.048	0.053	0.068	0.057	0.063	0.061	0.060	0.074	0.093	0.072
Mg	0.569	0.583	0.631	0.625	0.632	0.505	0.486	0.513	0.442	0.303	0.360
Ca	0.076	0.083	0.069	0.075	0.077	0.081	0.083	0.079	0.080	0.086	0.081
Σ X	2.974	2.976	2.995	2.935	3.003	2.968	2.992	2.979	3.005	3.016	3.035
XMg	0.200	0.205	0.220	0.224	0.220	0.179	0.171	0.180	0.155	0.107	0.125
alm	76.39	76.03	74.85	73.86	74.48	78.13	78.93	78.14	80.15	84.04	83.12
pyrop	19.13	19.58	21.06	21.28	21.03	17.02	16.25	17.21	14.72	10.05	11.86
spess	1.92	1.61	1.79	2.32	1.90	2.12	2.06	2.01	2.45	3.08	2.36
gross	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	1.93
andr	2.56	2.78	2.30	2.54	2.59	2.73	2.76	2.64	2.68	2.22	0.73

Tab. 89: Mineralanalysen Probe O97-O17, Schliff O17a: Cordierit

Crd (Mesosom, R zu in-situ Leukosom)	1						2					3			
	1	2	3	3	4	4	7	8	9	10	11				
(Gew.%)	M	M	M	R zu Qtz	M	R zu Bt8	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz				
SiO ₂	48.92	49.27	49.01	48.52	49.00	48.96	48.92	48.73	48.62	48.78	48.75				
Al ₂ O ₃	32.82	33.30	33.31	32.58	33.17	32.85	32.88	33.35	32.71	32.70	33.22				
ΣFeO	8.43	8.24	8.53	9.16	8.11	8.47	9.35	9.23	9.26	9.48	9.32				
MgO	8.27	8.66	8.42	8.13	8.46	7.71	8.03	7.97	8.16	8.08	8.18				
Na ₂ O	0.09	0.11	0.13	0.10	0.06	0.10	0.12	0.11	0.12	0.09	0.12				
Σ	98.52	99.58	99.40	98.50	98.79	98.07	99.29	99.38	98.86	99.14	99.60				
Si	5.023	5.001	4.992	5.004	5.009	5.046	5.007	4.980	4.998	5.005	4.976				
Al	3.971	3.984	3.999	3.960	3.996	3.990	3.966	4.017	3.963	3.955	3.997				
Σ T	8.994	8.985	8.991	8.964	9.005	9.036	8.973	8.997	8.961	8.960	8.973				
Fe ²⁺	0.723	0.700	0.726	0.790	0.693	0.730	0.800	0.788	0.796	0.814	0.796				
Mg	1.265	1.311	1.278	1.251	1.289	1.184	1.226	1.214	1.251	1.236	1.245				
Na	0.018	0.021	0.025	0.021	0.012	0.020	0.023	0.022	0.023	0.018	0.024				
Σ	11.000	11.017	11.021	11.026	10.999	10.969	11.022	11.022	11.032	11.026	11.037				
XMg	0.636	0.652	0.638	0.613	0.650	0.619	0.605	0.606	0.611	0.603	0.610				

Tab. 90: Mineralanalysen Probe O97-O17, Schliff O17a: Biotit

Bt (Mesosom, R zu in-situ Leukosom)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
(Gew.%) R zu	Grt1	R zu Grt2	Incl. in Grt4	Incl. in Grt4	Incl. in Crd	Incl. in Crd	Incl. in Crd	Incl. in Crd	Incl. in Qtz	Incl. in Qtz	Incl. in Pl
SiO ₂	36.90	36.24	35.98	36.34	36.00	36.42	36.79	36.01	35.76	35.82	35.56
TiO ₂	1.90	1.81	2.72	2.98	2.69	3.00	3.01	2.07	3.01	3.52	3.63
Al ₂ O ₃	18.69	18.97	19.04	19.14	19.35	19.24	18.42	17.69	18.99	18.01	17.37
ΣFeO	16.70	16.35	13.42	13.77	14.14	14.34	12.96	18.28	18.72	19.20	18.27
MnO	0.02	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08
MgO	11.57	11.63	15.05	15.02	14.55	14.13	15.25	12.15	10.25	9.20	9.23
Na ₂ O	0.07	0.09	0.32	0.39	0.54	0.26	0.31	0.10	0.15	0.05	0.07
K ₂ O	9.86	9.82	9.43	9.43	8.66	8.66	9.31	9.73	8.87	9.83	9.70
F	0.84	0.97	0.72	0.78	0.65	0.62	1.01	0.83	0.49	0.71	0.55
H ₂ O	3.62	3.52	3.74	3.76	3.78	3.80	3.62	3.59	3.76	3.61	3.63
Σ	100.16	99.42	100.46	101.64	100.35	100.48	100.70	100.43	100.02	99.94	98.09
Si	2.756	2.728	2.643	2.642	2.643	2.667	2.689	2.711	2.688	2.720	2.742
Al ^{IV}	1.244	1.272	1.357	1.358	1.357	1.333	1.311	1.289	1.312	1.280	1.258
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.401	0.411	0.292	0.282	0.318	0.328	0.276	0.281	0.370	0.332	0.321
Ti	0.107	0.103	0.150	0.163	0.149	0.165	0.165	0.117	0.170	0.201	0.211
Fe ²⁺	1.043	1.029	0.825	0.837	0.868	0.878	0.792	1.151	1.177	1.219	1.178
Mn	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005
Mg	1.288	1.306	1.649	1.627	1.592	1.543	1.662	1.364	1.148	1.041	1.061
Y	2.840	2.850	2.918	2.911	2.927	2.914	2.897	2.913	2.865	2.793	2.775
Na	0.010	0.013	0.045	0.055	0.077	0.037	0.044	0.014	0.022	0.007	0.011
K	0.939	0.943	0.884	0.875	0.811	0.809	0.868	0.934	0.851	0.952	0.954
X	0.949	0.956	0.929	0.930	0.888	0.846	0.911	0.948	0.873	0.959	0.965
F	0.198	0.232	0.168	0.179	0.150	0.144	0.233	0.199	0.117	0.172	0.134
OH	1.802	1.768	1.832	1.821	1.850	1.856	1.767	1.801	1.883	1.828	1.866
XMg	0.553	0.559	0.667	0.660	0.647	0.637	0.677	0.542	0.494	0.461	0.474

Bt (Mesosom, R zu in-situ Leukosom)											
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
(Gew.%) Incl. in Pl	grüner Bt	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.	Mat.
SiO ₂	35.67	39.02	35.62	35.45	35.27	35.48	35.95	35.69	35.42	35.32	35.98
TiO ₂	3.54	0.01	2.95	4.00	3.09	3.24	3.31	2.56	3.89	3.20	4.21
Al ₂ O ₃	17.45	18.13	18.75	17.78	17.01	17.35	17.68	17.47	17.47	17.69	17.18
ΣFeO	18.90	13.05	18.65	19.40	19.36	20.11	19.77	18.20	18.82	18.16	18.16
MnO	0.08	0.00	0.08	0.07	0.11	0.00	0.08	0.06	0.01	0.11	0.03
MgO	9.47	16.58	10.16	9.68	10.55	10.31	9.75	10.26	9.69	10.44	9.45
Na ₂ O	0.07	0.00	0.10	0.11	0.12	0.08	0.09	0.08	0.09	0.04	0.08
K ₂ O	9.66	9.00	9.82	9.02	9.27	9.79	9.53	10.00	9.67	9.80	10.12
F	0.65	0.80	0.75	0.79	0.59	0.71	0.84	0.81	0.61	0.71	0.61
H ₂ O	3.61	3.75	3.62	3.58	3.63	3.61	3.57	3.52	3.64	3.59	3.65
Σ	99.09	100.33	100.49	99.89	99.00	100.69	100.56	98.64	99.32	99.05	99.46
Si	2.730	2.833	2.684	2.690	2.707	2.691	2.719	2.743	2.705	2.701	2.739
Al ^{IV}	1.270	1.167	1.316	1.310	1.293	1.309	1.281	1.257	1.295	1.299	1.261
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.304	0.385	0.349	0.281	0.246	0.243	0.295	0.325	0.278	0.295	0.281
Ti	0.204	0.000	0.167	0.229	0.179	0.185	0.188	0.148	0.224	0.184	0.241
Fe ²⁺	1.209	0.792	1.175	1.232	1.243	1.275	1.251	1.170	1.202	1.161	1.156
Mn	0.005	0.000	0.005	0.005	0.007	0.000	0.005	0.004	0.001	0.007	0.002
Mg	1.080	1.794	1.141	1.095	1.208	1.166	1.100	1.175	1.103	1.190	1.073
Y	2.802	2.972	2.837	2.841	2.882	2.869	2.839	2.822	2.807	2.838	2.752
Na	0.011	0.000	0.014	0.016	0.017	0.012	0.013	0.011	0.013	0.006	0.012
K	0.943	0.834	0.944	0.874	0.907	0.947	0.919	0.980	0.942	0.956	0.983
X	0.954	0.836	0.958	0.889	0.925	0.959	0.932	0.992	0.956	0.962	0.994
F	0.156	0.184	0.179	0.190	0.143	0.171	0.200	0.197	0.147	0.171	0.148
OH	1.844	1.816	1.821	1.810	1.857	1.829	1.800	1.803	1.853	1.829	1.852
XMg	0.472	0.694	0.493	0.471	0.493	0.478	0.468	0.501	0.479	0.506	0.481

Tab. 91: Mineralanalysen Probe Q97-5, Schliff Q5b: Feldspat

Pl (Leukosomgang)									Akfs (Leukosomgang)		
(Gew.%)	1	1	3	4	5	6	7	7	16	17	18
	M	R zu Qtz	M	R zu Akfs16	M	M	R zu Akfs16	M	R zu Pl4	M	M
SiO ₂	61.52	61.40	61.51	61.35	61.83	61.40	61.30	61.12	64.51	64.12	64.51
Al ₂ O ₃	24.34	24.01	24.34	24.43	24.23	24.69	24.91	24.60	20.29	21.32	20.29
ΣFe ₂ O ₃	0.12	0.03	0.00	0.03	0.05	0.05	0.09	0.17	0.34	0.28	0.23
CaO	5.99	5.82	5.82	5.79	5.73	5.89	5.64	5.97	0.57	0.57	0.65
Na ₂ O	8.23	8.71	8.48	8.60	8.50	8.53	8.53	8.58	1.18	1.18	1.12
K ₂ O	0.15	0.10	0.11	0.19	0.13	0.14	0.16	0.17	12.09	13.12	13.13
Σ	100.34	100.07	100.26	100.40	100.45	100.69	100.64	100.60	98.97	100.60	99.92
Si	2.726	2.729	2.725	2.718	2.734	2.712	2.708	2.708	2.960	2.914	2.948
Al	1.271	1.258	1.271	1.276	1.263	1.285	1.297	1.285	1.097	1.142	1.093
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.003
Z	3.998	3.987	3.996	3.994	3.997	3.997	4.005	3.995	4.060	4.059	4.044
Ca	0.284	0.277	0.276	0.275	0.271	0.279	0.267	0.283	0.028	0.028	0.032
Na	0.707	0.751	0.729	0.739	0.728	0.731	0.731	0.737	0.105	0.104	0.099
K	0.008	0.006	0.006	0.011	0.007	0.008	0.009	0.009	0.708	0.761	0.766
X	1.000	1.034	1.011	1.025	1.007	1.017	1.007	1.030	0.840	0.892	0.896
Σ	4.997	5.021	5.007	5.019	5.003	5.015	5.013	5.025	4.901	4.951	4.941
An	28.43	26.81	27.33	26.82	26.94	27.39	26.51	27.52	3.34	3.12	3.55
Ab	70.72	72.63	72.06	72.13	72.35	71.85	72.59	71.57	12.45	11.61	11.04
Or	0.85	0.56	0.61	1.05	0.71	0.76	0.90	0.91	84.21	85.27	85.41

Tab. 92: Mineralanalysen Probe Q97-5, Schliff Q5b: Biotit

Bt Incl. in Grt (Leukosomgang)											
(Gew.%)	1	1	2	2	3	3	4	4	5	6	7
	M	R zu Grt6	M	R zu Grt8	M	R zu Grt8	M	R zu Grt9	M	R zu Grt11	R zu Grt13
SiO ₂	36.12	36.61	36.16	36.07	36.24	36.42	36.07	35.31	36.06	36.49	36.12
TiO ₂	5.19	4.86	5.14	4.59	4.72	4.24	5.42	3.44	3.68	3.29	3.10
Al ₂ O ₃	15.69	15.70	15.86	15.68	15.19	15.57	15.43	15.97	15.88	16.03	16.12
ΣFeO	19.16	18.48	19.26	19.54	19.78	19.16	19.29	21.62	17.96	17.63	17.68
MnO	0.00	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.05	0.05
MgO	10.70	10.96	10.82	11.04	10.85	11.43	10.90	11.47	12.45	12.81	12.90
Na ₂ O	0.14	0.12	0.14	0.18	0.27	0.12	0.25	0.19	0.23	0.21	0.22
K ₂ O	9.12	9.34	9.11	8.80	9.20	9.17	9.18	7.53	8.93	8.66	8.87
F	0.57	0.43	0.48	0.42	0.46	0.40	0.44	0.39	0.36	0.34	0.23
H ₂ O	3.70	3.78	3.76	3.76	4.01	3.79	4.01	4.01	4.00	4.00	4.00
Σ	100.40	100.35	100.76	100.08	100.74	100.29	101.00	99.98	99.55	99.50	99.29
Si	2.727	2.755	2.719	2.730	2.705	2.748	2.705	2.705	2.736	2.736	2.736
Al ^{IV}	1.273	1.245	1.281	1.270	1.295	1.252	1.295	1.295	1.264	1.264	1.264
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.122	0.146	0.125	0.129	0.319	0.133	0.319	0.319	0.123	0.123	0.123
Ti	0.295	0.275	0.290	0.261	0.203	0.240	0.203	0.203	0.293	0.293	0.293
Fe ²⁺	1.210	1.163	1.211	1.236	1.127	1.209	1.127	1.127	1.202	1.202	1.202
Mn	0.000	0.005	0.002	0.000	0.004	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000
Mg	1.204	1.230	1.213	1.246	1.171	1.286	1.171	1.171	1.197	1.197	1.197
Y	2.831	2.818	2.841	2.872	2.822	2.869	2.822	2.822	2.814	2.814	2.814
Na	0.021	0.017	0.020	0.026	0.010	0.018	0.010	0.010	0.021	0.021	0.021
K	0.879	0.896	0.874	0.850	0.911	0.883	0.911	0.911	0.904	0.904	0.904
X	0.899	0.913	0.894	0.875	0.923	0.901	0.923	0.923	0.926	0.926	0.926
F	0.135	0.103	0.114	0.101	0.000	0.095	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	1.865	1.897	1.886	1.899	2.000	1.905	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
XMg	0.499	0.514	0.500	0.502	0.510	0.515	0.510	0.510	0.499	0.499	0.499

Tab. 94: Mineralanalysen Probe Q97-5, Schliff Q5b: Biotit (Fortsetzung)

Bt-Matrix (angrenzendes Mesosom)											
	1	1	2	2	3	3	4	4	5	6	7
(Gew.%)	R	M	R	M	R	M	R	M	M	M	M
SiO ₂	36.71	36.59	35.94	35.94	36.35	35.91	36.14	35.87	35.72	36.03	35.98
TiO ₂	4.71	5.26	4.67	4.58	4.76	4.79	4.47	4.64	4.89	4.78	4.69
Al ₂ O ₃	14.85	14.57	14.88	14.81	14.64	14.63	14.82	14.62	14.70	14.72	14.86
ΣFeO	19.70	19.38	19.98	20.65	20.82	20.45	20.44	20.47	19.84	20.02	20.94
MnO	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00
MgO	10.87	10.37	10.23	10.05	10.27	10.11	10.30	10.33	10.06	10.14	10.31
Na ₂ O	0.17	0.18	0.12	0.08	0.09	0.14	0.13	0.15	0.15	0.15	0.13
K ₂ O	8.83	8.81	9.25	9.22	9.19	9.20	8.99	9.29	9.34	9.23	9.05
F	0.56	0.65	0.59	0.57	0.60	0.50	0.49	0.53	0.52	0.54	0.62
H ₂ O	3.70	3.62	3.62	3.63	3.65	3.66	3.68	3.65	3.64	3.65	3.63
Σ	100.19	99.44	99.27	99.57	100.38	99.41	99.46	99.59	98.86	99.28	100.20
Si	2.779	2.789	2.761	2.761	2.768	2.761	2.770	2.756	2.758	2.768	2.747
Al ^{IV}	1.221	1.211	1.239	1.239	1.232	1.239	1.230	1.244	1.242	1.232	1.253
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.104	0.097	0.108	0.102	0.083	0.086	0.109	0.079	0.095	0.100	0.084
Ti	0.268	0.302	0.270	0.265	0.273	0.277	0.257	0.268	0.284	0.276	0.269
Fe ²⁺	1.247	1.236	1.284	1.327	1.326	1.315	1.310	1.315	1.281	1.286	1.337
Mn	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001
Mg	1.227	1.179	1.172	1.151	1.166	1.159	1.177	1.183	1.158	1.162	1.174
Y	2.852	2.813	2.833	2.846	2.849	2.838	2.854	2.848	2.819	2.826	2.865
Na	0.024	0.027	0.018	0.012	0.013	0.021	0.020	0.023	0.022	0.022	0.020
K	0.852	0.857	0.907	0.904	0.893	0.903	0.879	0.910	0.920	0.905	0.881
X	0.877	0.883	0.925	0.916	0.906	0.924	0.899	0.933	0.942	0.926	0.901
F	0.134	0.158	0.143	0.139	0.144	0.121	0.118	0.129	0.128	0.131	0.150
OH	1.866	1.842	1.857	1.861	1.856	1.879	1.882	1.871	1.872	1.869	1.850
XMg	0.496	0.488	0.477	0.465	0.468	0.468	0.473	0.474	0.475	0.475	0.468

Tab. 95: Mineralanalysen Probe Q97-5, Schliff Q5b: Granat

Grt (Leukosomgang, R zu Mesosom)											
	1	2	3	4	5	6	6	7	7	8	9
(Gew.%)	R zu Qtz	R zu Qtz	R zu Qtz	M	M	M	R zu Bt1	M	M	R zu Bt2	R zu Bt4
SiO ₂	37.16	37.43	37.36	37.86	37.11	37.50	37.38	37.29	38.19	37.04	37.65
Al ₂ O ₃	20.27	20.23	20.46	20.60	20.65	20.66	20.41	20.89	20.05	20.66	19.29
Fe ₂ O ₃	1.82	0.70	2.11	0.85	1.61	2.08	0.76	1.47	0.49	0.80	0.96
FeO	34.96	35.67	35.12	35.82	34.32	34.97	36.94	34.56	35.49	36.63	37.53
MnO	1.23	1.05	1.20	1.10	1.19	1.20	1.08	1.24	1.30	1.21	1.40
MgO	3.49	3.42	3.55	3.54	3.77	3.68	2.56	3.78	3.86	2.47	2.29
CaO	1.56	1.49	1.56	1.57	1.65	1.63	1.64	1.59	1.53	1.59	1.55
Σ	100.48	100.01	101.35	101.34	100.31	101.72	100.76	100.82	100.91	100.39	100.65
Si	2.986	3.018	2.976	3.010	2.976	2.973	3.009	2.974	3.044	2.992	3.050
Al ^{IV}	0.014	0.000	0.024	0.000	0.024	0.027	0.000	0.026	0.000	0.008	0.000
ΣT	3.000	3.018	3.000	3.010	3.000	3.000	3.009	3.000	3.044	3.000	3.050
Al ^{VI}	1.905	1.922	1.898	1.930	1.927	1.904	1.936	1.938	1.883	1.959	1.842
Fe ³⁺	0.110	0.043	0.126	0.051	0.097	0.124	0.046	0.088	0.030	0.049	0.058
ΣY	2.015	1.965	2.024	1.981	2.025	2.027	1.982	2.026	1.913	2.008	1.900
Fe ²⁺	2.349	2.405	2.340	2.382	2.302	2.318	2.487	2.305	2.366	2.474	2.543
Mn	0.084	0.072	0.081	0.074	0.081	0.080	0.074	0.084	0.088	0.083	0.096
Mg	0.418	0.412	0.422	0.420	0.451	0.435	0.307	0.449	0.459	0.297	0.276
Ca	0.134	0.129	0.133	0.133	0.142	0.139	0.141	0.136	0.131	0.137	0.134
ΣX	2.985	3.017	2.976	3.009	2.975	2.973	3.009	2.974	3.043	2.992	3.050
XMg	0.151	0.146	0.153	0.150	0.164	0.158	0.110	0.163	0.162	0.107	0.098
alm	78.69	79.71	78.63	79.15	77.37	78.00	82.67	77.52	77.75	82.71	83.39
pyrop	14.00	13.64	14.17	13.95	15.16	14.63	10.20	15.10	15.08	9.93	9.07
spess	2.81	2.37	2.72	2.47	2.71	2.70	2.44	2.81	2.87	2.77	3.14
gross	0.00	2.10	0.00	1.88	0.00	0.00	2.37	0.21	2.75	2.15	1.34
andr	4.50	2.18	4.48	2.55	4.76	4.67	2.32	4.36	1.55	2.44	3.06

Teil A5: Fehlerbetrachtung

Die Aussagekraft der Ergebnisse wird entscheidend von der Qualität der Analyse bestimmt. Hierbei ist die Berücksichtigung der Fehlerquellen von besonderer Bedeutung. Neben dem präparativen Fehler kann grundsätzlich zwischen dem systematischen (Richtigkeit/Genauigkeit) und dem statistischen Fehler (Reproduzierbarkeit) unterschieden werden.

Richtigkeit der Analysen

Um die quantitative Genauigkeit der Analysen bewerten zu können, ist ein Vergleich mit bekannten Analyseergebnissen (einem Bezugswert) wichtig. Dazu ist es sinnvoll, Referenzproben, die nicht Bestandteil der Eichreihe sind, bei jeder Messung mitlaufen zu lassen. Die Referenzprobe (internationaler Standard) wird dabei wie eine unbekannte Probe behandelt, gleichermaßen präpariert und im gleichen Analysengang mitgemessen.

In den Geowissenschaften werden Gesteins- und Mineralproben bekannter chemischer Zusammensetzung als Referenzmaterial eingesetzt. Ihre Zusammensetzung wird als *recommended value* in den Geochemical Newsletters regelmäßig aktualisiert und veröffentlicht. Die Richtigkeit der eigenen Analysen kann so aus dem Vergleich der mitanalyisierten Referenzprobe mit den Literaturdaten ermittelt werden.

Da RFA-Analysen am Mineralogischen Institut der TU Clausthal und an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover durchgeführt wurden, wurden zum Vergleich der Analysen vier gleiche Proben des Profils 1 (Probe J97-11) sowohl in Clausthal als auch in der BGR gemessen (**Tab. 96**).

Zur Beurteilung der Haupt- und Spurenelementdaten (RFA-Daten) wurde der hausinterne Standard G1RF (Granit, Fichtelgebirge) des Mineralogischen Instituts der TU Clausthal und der internationale Standard G2 (Granit) ausgewählt und gemessen. In der BGR wurde ein hausinterner Standard mitgemessen (Granit, Bayerischer Wald). Zur Beurteilung der REE-Analysen, die mit der ICP-MS in Clausthal gemessen wurden, wurden die REE des internationalen Standards G2 (Granit) und des hausinternen Standards G1RF des Mineralogischen Instituts der TU Clausthal mitbestimmt (**Tab. 97a, b**). Bei den Laser-Ablation-ICP-MS-Messungen wurde Be, Re und Os als interne Standards mitanalysiert.

Die Richtigkeit der Mikrosondendaten wurde während der Messung überprüft. Dabei wurde nach 10 Messungen ein *verify* durchgeführt und falls notwendig, die Spektrometer neu kalibriert.

Reproduzierbarkeit der Analysen

Bei mehrfacher Messung der gleichen Probe können die Analyse-Daten leicht streuen. Zur Beurteilung der eigenen Meßwerte und der Reproduzierbarkeit wird anhand von Referenzproben die Häufigkeitsverteilung nach Gauß bestimmt. Dazu wird die Standardabweichung (1σ) zu den Analyseergebnissen gebildet. Zur Bewertung der Reproduzierbarkeit der RFA-Analysen und Kontrolle des präparativen Fehlers wurde eine Doppelbestimmung durchgeführt (2 x hausinterner Standard G1RF).

Der systematische Fehler bei den RFA-Daten entsteht dadurch, daß die Eichreihe über einen weiten Konzentrationsbereich greift. Dies kann sich auf die Gesamtsumme auswirken. Summen zwischen 98 und 102Gew.% liegen im Bereich des relativen Fehlers und sind noch quantitativ verwertbar.

Die Reproduzierbarkeit der Mikrosondendaten ist von der jeweiligen Matrix und dem zu messenden Element abhängig. Bei Haupt- und Nebenelementen ist mit einem relativen Fehler von 1-2% zu rechnen.

Meßbereich und Nachweisgrenzen

Der Meßbereich ist durch den linearen Verlauf der Kalibrierungsgeraden charakterisiert. Jedes Element hat einen spezifischen Meßbereich, der von der Konzentration des Elements in der zur Kalibrierung verwendeten Referenzprobe abhängig ist.

Die Messung ist mit einem sogenannten Untergrundrauschen unterlegt. Um als eindeutiger Peak (Meßsignal) identifiziert und gemessen zu werden, sollte sich das Meßsignal deutlich vom Untergrund abheben. Dieser untere Meßbereich wird als Nachweisgrenze bezeichnet. Die Konzentration eines Elements wird demzufolge erst ermittelt, wenn sie die Höhe der 3-fachen Standardabweichung des Untergrundrauschens deutlich überschritten hat. Die Nachweisgrenze ist methoden-, element- und matrixabhängig. Für die Spurenelemente der RFA-Analysen befindet sich die Nachweisgrenze im Bereich von 10ppm, als sichere Nachweisgrenze ist ein Bereich von 25ppm anzunehmen. Messungen, die deutlich unter der Nachweisgrenze liegen, sind mit *n.d.* gekennzeichnet.

Tab. 97: Vergleich der RFA-Daten aus Hannover und Clausthal

Messung am Min. Inst. TU-Clausthal					Messung an der BGR, Hanover			
(Gew.%)	J11KQ	J11P1	J11P2	J11BC	J11KQ	J11P1	J11P2	J11BC
SiO ₂	73.24	68.99	61.76	59.86	71.99	68.57	61.16	57.86
TiO ₂	0.02	0.11	0.04	0.91	0.02	0.13	0.06	0.89
Al ₂ O ₃	14.16	14.82	18.54	16.34	14.67	14.46	17.98	15.94
ΣFeO	1.21	6.37	9.07	7.81	1.34	6.14	8.92	7.57
MnO	0.02	0.11	0.18	0.09	0.06	0.12	0.17	0.10
MgO	0.18	1.34	1.81	6.25	0.6	1.12	1.92	6.04
CaO	0.59	1.70	2.43	2.18	0.66	1.82	2.12	2.23
Na ₂ O	2.46	2.96	3.82	3.04	2.24	2.79	3.62	3.24
K ₂ O	7.30	1.99	0.88	2.65	7.12	1.74	1.02	2.69
P ₂ O ₅	0.14	0.08	0.09	0.09	0.14	0.09	0.09	0.06
Σ	98.78	98.49	98.61	99.22	98.84	98.49	98.61	99.22
(ppm)								
Ba	629	162	52	285	620	147	67	235
Ce	25	48	63	72	38	41	58	61
Co	101	84	142	144	129	78	112	125
Cr	14	49	48	78	9	29	38	82
La	25	25	30	30	20	32	39	41
Nb	10	3	2	5	7	8	7	8
Ni	13	18	12	44	8	21	19	50
Ga	15	16	24	23	18	23	21	25
Pb	46	21	8	26	39	213	13	23
Pr	n.d.	n.d.	n.d.	12	n.d.	n.d.	n.d.	11
Rb	223	72	26	135	201	80	35	124
Sr	153	102	112	85	144	112	130	78
Th	5	10	11	13	8	11	9	11
V	7	23	17	92	6	30	20	86
Y	3	43	64	21	11	59	56	16
Zr	29	144	147	224	34	114	162	199
Zn	9	61	68	113	17	54	59	124

Tab. 98a, b: Vergleich des gemessenen Standard-Werte mit Literaturdaten

Messung 3/1998				Stand 9/1991		Messung 10/1998		Govindaraju (1989)
(Gew.%)	G1RFa	G1RFb	G1RF	2σ	(Gew.%)	G2	G2	
SiO ₂	68.20	68.53	68.80	0.43	SiO ₂	69.08	69.08	
TiO ₂	0.51	0.51	0.53	0.02	TiO ₂	0.51	0.40	
Al ₂ O ₃	15.25	15.23	15.20	0.04	Al ₂ O ₃	15.25	15.38	
MnO	3.1	3.16	3.20	0.07	MnO	3.16	0.03	
Fe ₂ O ₃	0.05	0.05	0.06	0.01	Fe ₂ O ₃	0.05	2.69	
MgO	0.85	0.86	0.86	0.01	MgO	0.86	0.75	
CaO	1.86	1.86	1.76	0.10	CaO	1.86	1.96	
Na ₂ O	3.36	3.34	3.42	0.07	Na ₂ O	3.34	4.08	
K ₂ O	4.80	4.79	4.89	0.09	K ₂ O	4.79	4.48	
P ₂ O ₅	0.30	0.33	0.32	0.01	P ₂ O ₅	0.33	0.14	
Σ	98.28	98.66	99.04	0.57	Σ	98.66	98.99	
(ppm)					(ppm)			
Ba	771	781	820	5.37	Rb	169.0	170.0	
Ce	88	108	125	21.60	Sr	489.0	478.1	
Co	5	6	5	10.00	Zr	293.0	309.3	
Cr	2	4	10	70.00	Hf	6.4	7.9	
La	72	86	50	58.00	Pb	24.6	30.0	
Nb	7	8	17	55.88	Th	23.8	24.7	
Ni	6	43	2	1125.00	U	2.4	2.1	
Ga	19	21	22	9.09	Y	11.4	11.1	
Pb	31	34	36	9.72	La	71.4	89.0	
Pr	17	14	-	0.00	Ce	134.2	160.0	
Rb	232	234	237	1.69	Pr	12.7	18.1	
Sr	207	208	213	2.58	Nd	42.6	55.0	
Th	29	31	32	6.25	Sm	6.0	7.2	
V	37	42	41	3.66	Eu	1.1	1.4	
Y	18	18	28	35.71	Gd	4.1	4.3	
Zr	207	212	250	16.20	Yb	0.7	0.8	
Zn	65	70	72	6.25	Lu	0.1	0.1	

Teil A6: Modellrechnungen

Methoden zur Ermittlung des Mineralbestandes

Die Kenntnis des Mineralbestandes der einzelnen Migmatit-Lagen ist von entscheidender Bedeutung. Zum einen erleichtert sie die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Migmatite während der Schmelzbildung. Zum anderen können mit ihr geochemische Modellrechnungen vorgenommen werden. Ist der Mineralbestand, der Schmelzprozeß und die Verteilungskoeffizienten der an der Schmelzbildung beteiligten Minerale bekannt, so kann die chemische Zusammensetzung der möglichen Schmelzphase und des dazugehörigen Restits berechnet (Allègre & Minster 1978) und mit der Zusammensetzung der Migmatitlagen verglichen werden.

Zur Ermittlung des Mineralbestandes wurden daher drei voneinander unabhängige Methoden durchgeführt:

- a) **Point-Counting:** Dabei wurden durch das Auszählen von parallelen Punktreihen in einen Dünnschliff die Anteile der Minerale an der Gesamtpunktzahl ermittelt. Dazu wurden mehrere Schläffe mit 800-1200 Punkten pro Schliff gezählt. Anschließend wurde aus der Gesamtzahl der Zählpunkte und mittels eines Korrekturfaktor der modale Mineralbestand ermittelt. Die Abstände der Punkte (Schrittweite), die Querabstände der Punktreihen und die Gesamtzahl der Punkte sind von der Korngröße und der Genauigkeit abhängig, die erreicht werden soll. (Van der Plas & Tobi 1965). Der Fehler liegt bei einem Mineralanteil von 20-40Vol.% zwischen 1.5 und 8% und bei einem Mineralanteil von 40 bis 60Vol.% zwischen 1.5 und 4% relativ.
- b) **Massenbilanz:** Dabei wurde mit Hilfe der durchschnittlichen Mineralzusammensetzung und der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins eine Massenbilanz erstellt. Die Berechnung des Mineralbestandes erfolgte über die Summe der kleinsten Fehlerquadrate. Das Ergebnis dieser Berechnung ist eine „Pauschalzusammensetzung“ für die die Massenbilanz zu 100% aufgeht. Diese wird mit der tatsächlichen Zusammensetzung des Gesteins verglichen. Die Massenbilanz gilt als ausgeglichen und qualitativ gut, wenn die Summe der kleinsten Fehlerquadrate unter 1% liegt.
- c) **RD-Analyse** Bei dieser Bestimmung des Mineralgehaltes konnte der absolute Gehalt von Quarz und Granat ermittelt werden. Dazu wurde ein Gesteinspulver (<20µm) der Probe hergestellt und röntgendiffraktometrisch untersucht. Aus der Beziehung zwischen der Peakhöhe des Röntgenbeugungsreflexes im Pulvergemisch und der Peakhöhe eines Standards läßt sich, unter Berücksichtigung des Massenschwächungskoeffizienten, der Anteil des Minerals in der Pulverprobe bestimmen. Mit dieser Methode können jedoch nur Anteile von Mineralen verläßlich bestimmt werden, deren Röntgenbeugungsreflexe keine oder nur geringe Koinzidenzen mit Röntgenbeugungsreflexen anderer Minerale aufweisen. Als besonders geeignet, haben sich die gut identifizierbaren Reflexe von Quarz (20.2°, 6.6° und 50.2°) erwiesen, die keine bzw. nur schwache Überlagerungen mit Reflexen anderer Minerale aufweisen. Bei Feldspäten ist die Überlagerung so groß, daß die Bestimmung des Feldspat-Anteils sehr schwierig und mit großem Fehler behaftet ist (Meyer & Klosa 1997). Der Quarz- und Granatgehalt der Probe ergibt sich aus dem Mittelwert der jeweiligen Einzelreflex-Berechnung. Die Reproduzierbarkeit wurde anhand mehrerer Messungen der gleichen Probe durchgeführt. Der Fehler liegt bei 6-7% relativ.

Die Ermittlung des Mineralbestandes von insgesamt 13 Proben (Profil 1, 3 und 4) wurde mit diesen drei Methoden durchgeführt (s. **Tab. 98**). (*PC = Point-Counting, MB = Massenbilanz, RD-Analyse = Röntgendiffraktometer-Analyse*).

Kurze Fehlerbetrachtung:

Die Ergebnisse der Massenbilanzierung, des Point-Countings und der röntgendiffraktometrischen Bestimmung des Mineralbestandes stimmen relativ gut überein. Die geringen Abweichungen lassen sich vor allem durch die Zonierung von Granat und Plagioklas erklären. Durch die Zonierung dieser Minerale ist es schwierig, eine repräsentative Durchschnittszusammensetzung für Granat und Plagioklas bei der Berechnung der Massenbilanz anzugeben. Als weitere Ursachen für die Abweichungen kann eine mögliche Inhomogenität des aufbereiteten Probenmaterials, daß jeweils für die RFA- und die RDA-Untersuchungen benutzt wurde, herangezogen werden. Aber vor allem die manuelle Bestimmung der Peakhöhen bildet eine große Fehlerquelle, da sie sehr stark von der Qualität der Röntgenreflexe abhängig ist.

Methoden zur Berechnung der Schmelzmenge

Die direkte Bestimmung der Schmelzmenge kann nur bei Schmelzexperimenten relativ verlässlich vorgenommen werden. Dabei wird auf mehrere vertikale und horizontale Schichten der Probe das Flächenzählverfahren angewandt.

Die Bestimmung von Schmelzmengen in Migmatiten/Anatexiten ist dagegen weitaus schwieriger. Obwohl partielle Schmelzbildung bei der Entstehung der Leukosome favorisiert wird, wird die Gleichsetzung der Leukosome mit der Schmelzphase noch immer konträr diskutiert (Ashworth 1985; Johannes & Holtz 1996; Kalt & Berger 1999). Problematisch sind bei dieser Gleichsetzung vor allem, die nicht bekannte Zusammensetzung der Schmelze und der unbekannte Anteil von Restitmineralen in den Leukosomen.

Weitere Probleme ergeben sich aus den meist nur 2-dimensionalen Aufschlußverhältnissen. Hierbei kann, je nach Schichtlagerung, der Anteil der Leukosome über- bzw. unterrepräsentiert sein. Die Bestimmung des Leukosom-Anteils im Aufschlußbereich mittels Bildverarbeitung (z.B. Nyman et al. 1995) sollte daher immer die Verbandsverhältnisse unbedingt berücksichtigen.

Die Schmelzmenge kann aber unabhängig vom Leukosom-Anteil und der Schmelzzusammensetzung ermittelt werden. Wichtig dabei ist jedoch, daß der Schmelzprozeß bekannt ist und die Änderung der Mineralzusammensetzung vom Ausgangsgestein zum Migmatit rekonstruiert werden kann.

Bei den Migmatiten im Gebiet von Turku kann die Bildung der Leukosome auf die *dehydration-melting* Reaktion von Ms und Bt zurückgeführt werden. Kann der Anteil dieser Minerale, der während der Schmelzbildung abgebaut wurde, abgeschätzt werden, so kann aus den sich daraus ergebenden, freigewordenen Wassermengen, die Schmelzmenge berechnet werden (s. S. a-71).

Im Gebiet Turku sind keine „unmigmatisierten“ metapelitischen Ausgangsgesteine aufgeschlossen (pers. Mitt. Ehlers 1997). Dennoch kann der Mineralbestand vor und während des Schmelzprozesses rekonstruiert werden. Unter der Annahme, daß Metapelite mit der gleichen chemischen Zusammensetzung, bei vergleichbaren PT-Bedingungen einen ähnlichen Mineralbestand ausbilden, kann der Mineralbestand des möglichen Ausgangsgestein der Migmatite in Turku berechnet werden. Als Zusammensetzung des möglichen metapelitischen Ausgangsgesteins wurde der Mittelwert aus mehreren Analysen verschiedener Wechsellagerungen von in-situ Leukosomen mit Mesosomen gebildet (**Tab. A10**, Seite a-17). Dabei wurde vorausgesetzt, daß noch keine Segregation von Teilschmelzmaterial aus den in-situ Leukosomen stattgefunden hat. Für die Mineralzusammensetzungen wurde angenommen, daß nur Ms, Bt, Grt und Crd ihre Zusammensetzung geändert haben bzw. vollständig zerfallen sind (Ms). Für die Ermittlung der Zusammensetzung von Bt und Ms in Grünschiefer-faziellen Metapeliten wurden Mittelwerte aus Zusammensetzungen von Ms und Bt aus Lundgren (1966), Mather (1970), Ramsay (1973), Kays (1976), Tracy (1976), Dietvorst (1980, 1982) und Guidotti (1984) gebildet (s. **Tab. A66**). Für die Zusammensetzung von Bt, Grt und Crd wurden die Zusammensetzungen der Turku-Migmatite eingesetzt (**Tab. A66**). Zuerst wurde der Mineralbestand des Ausgangsgesteins mit den Mineralzusammensetzungen,

Methode:	Quarz			Granat		
	(PC)	(MB)	(RDA)	(PC)	(MB)	(RDA)
PROFIL 3						
A97-1BG1	30.0	25.1	33.4	10.0	5.8	8.8
A97-1BG2	34.0	26.0	32.6	14.5	12.5	13.5
A97-1KQ	16.0	14.1	13.8	2.0	1.0	<1
A97-1PG1	14.0	12.6	12.4	4.0	2.8	1.2
A97-1PG2	28.0	25.2	31.6	10.0	7.4	9.1
PROFIL 4						
A97-5P	35.0	33.4	34.7	5.0	2.6	4.0
A97-5KQ	22.0	24.5	24.9	4.0	3.5	2.7
A97-5BG1	20.5	17.3	22.7	9.5	10.4	5.1
A97-5BG2	15.0	11.8	17.6	5.0	6.9	6.0
PROFIL 1						
J97-11KQ	30.0	27.5	29.9	5.0	2.5	4.3
J97-11PG1	35.0	35.1	40.1	20.0	19.0	17.1
J97-11PG2	20.0	18.1	17.6	25.0	25.9	27.4
J97-11-BC	33.0	24.3	40.2	4.0	2.0	4.3

Tab. 99: Vergleich des Mineralbestands der verschiedenen Lagen von drei Profilen (in Vol.%)

(Gew.%)	Ms	Bt	Pl
SiO ₂	46.30	35.20	61.90
TiO ₂	0.60	3.40	0.00
Al ₂ O ₃	34.00	19.32	24.10
ΣFeO	2.30	19.52	0.00
MnO	0.00	0.30	0.00
MgO	1.00	8.75	0.00
CaO	0.00	0.00	5.40
Na ₂ O	0.80	0.30	8.60
K ₂ O	10.00	9.91	0.20
Σ	95.00	95.70	100.20
(Gew.%)	Kfs	Grt	Crd
SiO ₂	64.80	37.19	48.50
Al ₂ O ₃	18.70	21.00	32.60
ΣFeO	0.00	34.90	8.70
MnO	0.00	0.90	0.00
MgO	0.00	4.80	8.00
Na ₂ O	1.40	0.00	0.20
K ₂ O	14.90	0.00	0.00
Σ	99.80	100.10	98.00

Tab. 100: Zusammensetzungen der Minerale für die Massenbilanz

die vor der Schmelzbildung angenommen werden, ermittelt. Dann wurde der Mineralbestand der Migmatite mit den Mineralzusammensetzungen, die jetzt in den Migmatiten von Turku zu finden sind, berechnet. Die Differenz des Mineralbestandes gibt die Menge an Ms und Bt, die während des Schmelzprozesses zerfallen sein müssen.

Das Ergebnis der Massenbilanz zeigt für den Mineralbestand des berechneten Metapelites, daß Qtz, Pl, Ms und Bt als Hauptmineralphasen mit wenig variierenden Anteilen auftreten. Grt, Sil, Crd und Kfs ergaben negative Werte bei der Berechnung bzw. die Massenbilanz war nicht ausgeglichen. Für die Berechnung des abgebauten Anteils an Ms und Bt wurde für die Schmelzzusammensetzung der Mittelwert der KQ-Lagen verwendet. Von dieser kann angenommen werden, daß sie der Zusammensetzung einer peralumischen Schmelze, wie sie bei den angenommenen P-T- $a_{\text{H}_2\text{O}}$ Bedingungen gebildet werden würde, am ehesten entspricht (pers. Mitt. Johannes 1998).

Für die Schmelzbildung kann der vollständige Zerfall von ca. 10Vol% Ms und ein Teilerfall von ca. 10-12Vol.% Bt angenommen werden. Aus den sich daraus ergebenden, frei gewordenen Wassermenge errechnen sich folgende Schmelzmengen.

Änderung des Mineralbestandes (in Vol.%) während des Schmelzprozesses und Berechnung der Schmelzmenge

Qtz 28.3%	Qtz 15.7%	Ms 1010.1.1%	Schmelzmenge bei 5kbar, 750°C und einem mindest H ₂ O-Gehalt von 4.8Gew.%. 19.2Gew.%
Bt 32.3%	Bt 20.6%	H ₂ O-Menge = 0.455%	
MS 10.1%	Pl 21.7%	Bt 11.7%	Schmelzmenge bei 5kbar, 800°C und einem mindest H ₂ O-Gehalt von 3.5Gew.%. 26.4Gew.%
Plag 29.3%	Crd 7.5%	H ₂ O-Menge = 0.468%	
Grt 0.0%	Grt 5.8%	Σ (H ₂ O-Menge) = 0.923%	
Crd 0.0%	Schmelze 28.7%	0.923% H ₂ O stehen für die Schmelzbildung zur Verfügung (Angaben in Gew.%)	
s ² = 0.33	s ² = 0.19		

Geothermobarometrie

Die Berechnung von Fe/Mg-Geothermometern basiert auf der hauptsächlich temperaturabhängigen Verteilung von Fe²⁺ und Mg zwischen Fe-Mg-haltigen Mineralen. Voraussetzung für die Berechnung von Bildungstemperaturen, ist die Druckunabhängigkeit der Austauschreaktion und das Erreichen des chemischen Gleichgewichts bei hohen Temperaturen, das bei sinkenden Temperaturen nicht mehr verändert wurde. Gleiches gilt für die Berechnung von Bildungsdrücken mittels Geobarometern; dabei ist die Austauschreaktion im wesentlichen temperaturunabhängig. Wichtig für die Berechnung ist der Verteilungskoeffizient (K_d -Wert) zwischen Fe²⁺ und Mg der beteiligten Mineralphasen. Zur Berechnung dieses K_d -Wertes muß, je nach Geothermometer, der Anteil von Fe, Mg, Ti, Mn, Ca und Al^{VI} in der entsprechenden Mineralphase berechnet werden. Die Boltzmann'sche Gaskonstante (R) wird mit 1.985 angegeben.

Im Gebiet von Turku bieten sich für die Abschätzung der PT-Bedingungen die Mineralpaare Bt-Grt (T) und Grt-Crd (T, P) in den metapelitischen Migmatiten, sowie Opx-Cpx-Paare (T) aus mafischen Granuliten an, die in die Migmatite eingeschaltet sind. Dazu wurden je nach Geothermobarometer verschiedene XGrt, XCrd, XBt, XOpx und XCpx ermittelt. Die Margules-Parameter, die sich aus thermodynamischen Daten zusammensetzen, sind in der Berechnungsformel *kursiv* gedruckt. Die genaue Berechnung dieser Margules-Parameter ist den Originalarbeiten zu entnehmen.

XGrt und XBt werden von den angegebenen Autoren wie folgt ermittelt:

Hodges & Spear (1982); Ganguly & Saxena (1984); Dasgupta, Sengupta, Guha & Fukuoka (1991)

$$\begin{array}{l}
 \mathbf{XBt}_{\text{Ti}} = \frac{\text{Ti}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\
 \mathbf{XBt}_{\text{Al}^{\text{VI}}} = \frac{\text{Al}^{\text{VI}}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\
 \mathbf{XBt}_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\
 \mathbf{XBt}_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\
 \mathbf{XGrt}_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})} \\
 \mathbf{XGrt}_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})} \\
 \mathbf{XGrt}_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})} \\
 \mathbf{XGrt}_{\text{Mn}} = \frac{\text{Mn}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})}
 \end{array}$$

XGrt und XBt werden von den angegebenen Autoren wie folgt ermittelt:
Ferry & Spear (1978); Thompson (1976)

$$\begin{aligned} \text{XBt}_{\text{Fe}} &= \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} & \text{XGrt}_{\text{Mg}} &= \frac{\text{Mg}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} \\ \text{XBt}_{\text{Mg}} &= \frac{\text{Mg}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} & \text{XGrt}_{\text{Fe}} &= \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} \end{aligned}$$

XGrt und XBt werden von den angegebenen Autoren wie folgt ermittelt:
Indares & Martingnole (1985)

$$\begin{aligned} \text{XBt}_{\text{Ti}} &= \frac{\text{Ti}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al}^{\text{VI}})} & \text{XBt}_{\text{Mg}} &= \frac{\text{Mg}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\ \text{XBt}_{\text{Fe}} &= \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al}^{\text{VI}})} & \text{XBt}_{\text{Al}^{\text{VI}}} &= \frac{\text{Al}^{\text{VI}}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al}^{\text{VI}})} \\ \text{XBt}_{\text{Mn}} &= \frac{\text{Mn}}{(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al}^{\text{VI}})} \end{aligned}$$

Der Grt-Bt-Gleichgewichts-Verteilungskoeffizient (K_D -Wert) wird von den angegebenen Autoren wie folgt berechnet:
Thompson (1976); Ferry & Spear (1978); Ganguly & Saxena (1984); Dasgupta, Sengupta, Guha & Fukuoka (1991),
Indares & Martingnole (1985)

$$K_D = \frac{(\text{XBt}_{\text{Fe}} * \text{XGrt}_{\text{Mg}})}{(\text{XBt}_{\text{Mg}} * \text{XGrt}_{\text{Fe}})}$$

Der Grt-Bt-Gleichgewichts-Verteilungskoeffizient (K_D -Wert) wird von den angegebenen Autoren wie folgt berechnet:
Hodges & Spear (1982)

$$K_D = \frac{(\text{XBt}_{\text{Fe}})^3 * (\text{XGrt}_{\text{Mg}})^3}{(\text{XBt}_{\text{Mg}})^3 * (\text{XGrt}_{\text{Fe}})^3}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Thompson (1976) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{2740 + 0.0234 \text{ P (bar)}}{1.56 + \ln K_{D_{\text{Thompson}}}}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Ferry & Spear (1978) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{12454 + 0.057 \text{ P (bar)}}{4.662 + 3 \text{ Rln} K_{D_{\text{Ferry \& Spear}}}}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Hodges & Spear (1982) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{12454 + 0.057 \text{ P (bar)}}{4.662 + \text{Rln} K_{D_{\text{Hodges \& Spear}}} * ((3300 - 1.5 T) * \text{XGrt}_{\text{Ca}}) \text{ RT}^{-1}}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Ganguly & Saxena (1984) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{2089 - 0.8 * (200 (\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))^{\text{Grt}} * 2500}{2500 + (\text{Fe} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))^{\text{Grt}} * R + 9.45 \text{ P (bar)} / \text{InKD}_{\text{Ganguly \& Saxena}} + 0.782}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Indares & Martingnole (1985) (Modell A) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{12454 + 0.057 * \text{P (bar)} + 3 (- 454 \text{XBt}_{\text{Al(VI)}} - 6767 \text{XBt}_{\text{Ti}}) - 3 (3300 - 15. T(\text{K})) * \text{XGrt}_{\text{Ca}}}{4.662 - 5.9619 \text{InKD}_{\text{Indares \& Martingnole}}}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Indares & Martingnole (1985) (Modell B) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{12454 + 0.057 \text{ P (bar)} + 3 (- 1590 * \text{XBt}_{\text{Al(VI)}} - 7451 * \text{XBt}_{\text{Ti}}) - 3 (3000 * (\text{XGrt}_{\text{Ca}} + \text{XGrt}_{\text{Ca}}))}{4.662 - 5.9619 \text{InKD}_{\text{Indares \& Martingnole}}}$$

Für die Berechnung des Grt-Bt-Geothermometers von Dasgupta, Sengupta, Guha & Fukuoka (1991) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \frac{4301 + 3000 \text{XGrt}_{\text{Ca}} - 1300 \text{XGrt}_{\text{Mn}} - 495 (\text{XGrt}_{\text{Mn}} - \text{XGrt}_{\text{Fe}})^{\text{Grt}} - 3595 \text{XBt}_{\text{Ti}} + 1073 * (\text{XMg} - \text{XFe})^{\text{Bt}} * 0.0246 \text{ P (bar)}}{1.85 - R \text{InKD}_{\text{Dasgupta, Sengupta, Guha \& Fukuoka}}}$$

Der Grt-Crd-Gleichgewichts-Verteilungskoeffizient (K_D -Wert) wird von den angegebenen Autoren wie folgt berechnet: Thompson (1976); Holdaway & Lee (1977); Battacharya et al. (1988)

$$K_D = \frac{(\text{XGrt}_{\text{Fe}} * \text{XCrd}_{\text{Mg}})}{(\text{XGrt}_{\text{Mg}} * \text{XCrd}_{\text{Fe}})}$$

Für die Berechnung des Grt-Crd-Geothermometers von Thompson (1976) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \left(\frac{2725 + 0.0155 \text{ P (bar)}}{\text{InK}_{\text{Thompson (Crd)}} + 0.896} \right) - 273.15$$

Für die Berechnung des Grt-Crd-Geothermometers von Holdaway & Lee (1977) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \left(\frac{6150 + 0.0303 \text{ P (bar)}}{\text{RInKD}_{\text{Holdaway \& Lee (Crd)}} + 2.69} \right) - 273.15$$

Für die Berechnung des Grt-Crd-Geothermometers von Battacharya et al. (1988) dient folgende Formel:

$$T(\text{C}^\circ) = \left(\frac{1814 + 0.0152 \text{ P (bar)} + \text{Kf}_{\text{Crd/Grt}} + 1510 (\text{XGrt}_{\text{Ca}} + \text{XGrt}_{\text{Mn}})}{1.028 + \text{InKD}_{\text{Battacharya et al.}}} \right) - 273.15$$

Battacharya et al. (1988) gibt für sein Geothermometer noch folgenden, zusätzlichen Korrekturfaktor an:

$$\text{Kf}_{\text{Crd/Grt}} = (1122 ((\text{XCrd}_{\text{Mg}} * \text{XCrd}_{\text{Fe}}) - 1258 (\text{XGrt}_{\text{Mg}} * \text{XGrt}_{\text{Fe}}))$$

Der Grt-Crd-Gleichgewicht-Verteilungskoeffizient (K_D -Wert) wird von den angegebenen Autoren wie folgt berechnet:
Thompson (1976); Holdaway & Lee (1977)

$$K_D = \frac{X_{\text{Grt}}^{\text{Fe}}}{X_{\text{Crd}}^{\text{Fe}}}$$

Für die Berechnung des Geobarometers von Thompson (1976) dient folgende Formel:

$$P(\text{bar}) = \left(\frac{27808 - 15.103 - 6 \text{Rln}K_{D_{\text{Thompson}}} * T}{3886} \right)$$

Für die Berechnung des Geobarometers von Holdaway & Lee (1977) dient folgende Formel:

$$P(\text{bar}) = 7631 + (4.28770 \text{Rln}K_{D_{\text{Holdaway \& Lee}}} - 4.59) * T$$

Der Opx-Cpx-Gleichgewichts-Verteilungskoeffizient (K_D -Wert) wird von den angegebenen Autoren wie folgendermaßen berechnet:

Brey & Köhler (1990)

$$K_D = \frac{(1 - \text{Ca}^*)^{\text{Cpx}}}{(1 - \text{Ca}^*)^{\text{Opx}}} \quad \text{Ca}^* = \frac{\text{Ca}}{1 - \text{Na}}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})}$$

Für die Berechnung des Geothermometers von Brey & Köhler (1990) dient folgende Formel:

$$T_{\text{BKN}} = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{\text{Cpx}}^{\text{Fe}}) * P}{13.38 + \text{ln}K_D^2 + 11.59 * X_{\text{Opx}}^{\text{Fe}}}$$