

Ursprung und Entwicklung des Altkristallins
Ostkretas, Griechenland:
Geochronologische und strukturelle
Untersuchungen

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften/Geographie
der Johann Wolfgang Goethe - Universität
in Frankfurt am Main

von
Sandra Susanne Romano
aus Frankfurt am Main

Frankfurt 2005

vom Fachbereich Geowissenschaften / Geographie der
Johann Wolfgang Goethe - Universität als Dissertation angenommen.

Dekan : Prof. Dr. H. Thiemeyer

Gutachter: Prof. Dr. G. Zulauf, Prof. Dr. G. Kowalczyk, Dr. W. Dörr

Datum der Disputation: 19.12.2005

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde überwiegend im Fachbereich Naturwissenschaften III der Friedrich-Alexander-Universität in Erlangen angefertigt. Sie geht auf ein von Prof. Dr. G. Zulauf initiiertes Projekt (Zu 73/8) zurück. Zudem möchte ich Prof. Dr. G. Zulauf und Dr. W. Dörr zum einen für die Vergabe des Themas und des Weiteren für die Betreuung und die wertvollen Anregungen danken.

Des Weiteren danke ich J. Schastok (Universität Giessen) für ihre Hilfe bei den U-Pb-Isotopenanalysen und H. Kirsch (Universität Giessen) für die Präparation der Dünnschliffe und Streupräparate.

Auch Prof. Dr. F. Finger und E. Krenn (Universität Salzburg, Österreich) sei für die Elektronenstrahl-Mikrosonden-Datierungen der Monazite gedankt. Darüber hinaus möchte ich Dr. V. von Seckendorff (Universität Erlangen) und Dr. H. Höfer (Universität Frankfurt) für Einweisung und Hilfe an den Mikrosonden in Erlangen bzw. Frankfurt danken.

Ein weiteres Dankeschön geht an Dr. M. Brix für die Zirkon-Spaltspurenanalysen (Universität Bochum) sowie Ing. J. Fiala (Akademie der Wissenschaft Prag, Tschechien) für die Grobaufbereitung der Sfaká- und Exo Mouliaaná2-Probe.

Auch meinen ehemaligen Kommilitonen S. Barthelmes, N. Beau, R. Bolte, B. Borsányi, C. Josenhans und S. Schwanz (Universität Frankfurt) sei für die Bereitstellung ihrer digitalisierten geologischen Karten gedankt.

Ein weiteres Dankeschön geht an Dr. J. Krahl für seine Einführung im Gelände sowie Prof. Dr. Doutsos (Universität Patras, Griechenland) für Bereitstellung des restlichen Kartenmaterials. Auch beim IGME möchte ich mich für die Erteilung einer Arbeitserlaubnis bedanken.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) sei zudem für die Unterstützung mit Sachmitteln gedankt. Ein weiterer Dank geht an die, innerhalb des Projektes angestellten, wissenschaftlichen Hilfskräfte E. Anders (Universität Erlangen) sowie B. Herrmann (Universität Giessen) für ihre gewissenhafte Arbeit.

Nicht zu vergessen seien E. Galadí-Enríquez, D. Hildmann, M. Hoch, T. Klein, S. Weber, J. Zulauf für wertvolle Diskussion. Letztlich möcht ich mich bei meinen Eltern für die moralische und finanzielle Unterstützung in der Endphase der Doktorarbeit bedanken.

Zusammenfassung

Basierend auf Gefügeuntersuchungen, U-(Th)-Pb-Datierungen von Zirkonen, Monaziten und Rutilen mittels TIMS und EMPs, ergänzenden geochemischen und Kathodolumineszenz-Analysen, Quarz-c-Achsen-Untersuchungen sowie petrologischen Untersuchungen an Phengiten und Granaten konnte das ostkretische Altkristallin der Phyllit-Quarzit-Serie (PQS) erstmals in vier Kristallinkomplexe gegliedert werden. Letztere unterscheiden sich im Gesteinsinventar, Edukt- und Metamorphosealter sowie im Grad der präalpidischen Metamorphose.

Zwischen Kavousi und Sitiá tritt an der Basis der Altkristallin-Einheit das aus einer Melangé von Glimmerschiefern, Paragneisen und Marmoren bestehende **Kalavros-Kristallin (KCC)** auf. Dieses weist eine permische (U-(Th)-Pb-Monazitalter) Barrow-Metamorphose (Staurolith-Zone) auf. Unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen bildeten sich liegende Isoklinalfalten sowie eine mylonitische bis protomylonitische Foliation. Auch die Verteilung der -c-Achsen von Quarzen weist auf eine amphibolitfazielle non-koaxiale Deformation hin; meist trat Rhomben<a>- und Prismen<a>Gleitung auf, die sich zudem in einer hochtemperierten Grenzflächenwanderung (GBM) äußert. Außerdem bildete sich ein vierphasiges Granatwachstum aus, bei dem die äußerste Zone einen nochmaligen Druckanstieg andeutet. Darüber hinaus werden die Granate von einer weiteren Muskovit-Generation, die aus einer Deformation mit Top-E- bis Top-NE-Scherung resultiert, überwachsen. Die Phengite wuchsen bei Drucken von 4 - 6 kbar.

Das überlagernde **Myrsini-Kristallin (MCC)** besteht aus Glimmerschiefern, Gneisen, Quarziten und Marmoren. Das Zirkonspektrum eines Paragneises weist ein vergleichbares Altersmuster wie die kambrisch/ordovizischen Sandsteinserien Elats (S-Israel), Paragneise des Kykladen-Kristallins und Paragneise des Menderes Massivs auf. Es existieren amazonische- (2,8 Ga), eburnische- (1,9 Ga), kibaran/sunsasische- (0,9 - 1,1 Ga), panafrikanische- (0,9 - 0,6 Ga) und kambrische Zirkone. Darüber hinaus intrudierten im Mittelkambrium A- bis I-Typ-Granite in sedimentäre/kristalline Gesteine, belegt durch U-(Th)-Pb Zirkon- und -Monazitalter (514 ± 14 Ma zrn & 507 ± 189 Ma mnz). Während des Unterkarbons (Monazit-Modellalter) fand eine Barrow-Metamorphose (Staurolith-Zone) mit non-koaxialer Top-N-Scherung statt. Hierbei bildeten sich in den Gneisen geschlossene, liegende Falten sowie eine mylonitische Foliation. Die Quarz-c-Achsen-Untersuchungen belegen non-koaxiale Rhomben<a>- bis Prismen<a>Gleitung, die sich zudem in Subkornrotations-Rekristallisation (SGR) sowie einer hochtemperierten Korngrenzwanderungs-Rekristallisation (GBM) äußert. Im Gegensatz zu den Granaten des KCC bildeten sich nur dreiphasige Granate. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich hierbei um Granate einer panafrikanischen Überprägung handelt. Während der retrograden variszischen Deformation entstanden Top-NE-Scherzonen. Ein langsamer Aufstieg der Gesteine setzte bis in die Unterkreide fort, aufgezeigt durch Zirkon-Spaltspurenalter (150 ± 14 Ma FT).

Bisher wurden die Amphibolite (Eduktalter unbekannt) dem MCC zugehörig angesehen (Franz 1992; Seidel et al. 1982), jedoch werden diese hier gesondert beschrieben, da sie eine jüngere oberkarbonische amphibolitfazielle Überprägung aufweisen. Zudem fand mehrphasige amphibolitfazielle Überprägung statt und es trat unter anderem eine statische Sprossung großer Amphibole (≤ 5 cm) auf, was einen neuerlichen Temperaturanstieg andeutet.

Das hangende **Chamezí-Kristallin (CCC)** besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern. In Sediment/Kristallin-Serien intrudierten während des Mittelkambriums S-Typ-Granite (511 ± 16 Ma zrn & 521 ± 28 Ma mnz; U-(Th)-Pb-Altersbestimmungen). Relikte einer prävariszischen Orogenese stellen die Granatkerne und Margarite in den Glimmerschiefern dar. Das Alter der variszischen Barrow-Metamorphose (Granat-Zone) mit Top-N-Scherung konnte mangels geeigneter Minerale nicht bestimmt werden. Die Verteilung der Quarz-c-Achsen resultiert aus einer non-koaxialen Deformation bei der überwiegend Basis<a>- und Rhomben<a>Gleitung mit

Subkornrotations-Rekristallisation (SGR) auftrat. Makroskopisch bildete sich eine protomylonitische Foliation sowie liegende offene N-S Falten, die anschließend mehrphasig überprägt wurden. Für einen langsamen Aufstieg der Gesteine sprechen die semiduktilen Top-NE-Scherzonen sowie die jurassischen Zirkon-Spaltpurenalter (158 ± 16 Ma FT).

Eine unbekannt Position innerhalb des Altkristallins nimmt das aus einer Melange von Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten bestehende **Vaí-Kristallin (VCC)** ein. Während der Trias intrudierten hier Granite in Sedimente/Metamorphite (223 ± 11 Ma zrn, U-Pb-Altersbestimmung). Eine spätere amphibolitfazielle Überprägung zeigt Top-NW-Scherung. Der schnelle Aufstieg der Gesteine wird durch jurassische Zirkon-Spaltpurenalter dokumentiert (184 ± 11 Ma FT).

Die Kristallingerölle der hangenden skythischen Metakalkkonglomerate können auf Grund der permischen bis triassischen Metamorphose der kretischen Altkristalline, der triassischen Intrusion der Granite des Vaí-Kristallins sowie den jurassischen Zirkon-Spaltpurenaltern nicht aus der unterlagernden Altkristallin-Einheit stammen. Daher kann die Altkristallin-Einheit nicht das autochthone Unterlager bilden. Der Kontakt zwischen dem Altkristallin und dem Metakalkkonglomerat ist das Ergebnis der alpidischen Orogenese.

Auch die Zirkone, Monazite und Rutile wurden von der Niedertemperatur/Hochdruck-Metamorphose der alpidischen Orogenese beeinflusst. Vor allem die Zirkone des Chamezí-Orthogneises zeigen einen Pb- und vermutlich auch einen U-Verlust sowie einen Austausch von radiogenem Blei durch rezentes Blei. Dieser niedergradige Fluidtransport äußerte sich zudem in einem Lösen der Zirkone sowie einer zerstörten Zirkonstruktur. Darüber hinaus fand ein Einbau von Ca^{2+} , Mn^{2+} sowie Mg^{2+} statt. Dieser Einbau wurde von den Ca-reichen Fluiden, die auf Grund der Karbonat-reichen Deckenstapel auftraten, forciert. Keinen Einfluss auf den Blei-Verlust der Zirkone zeigt dagegen die amphibolitfazielle bis grünschieferfazielle präalpidische Überprägung.

Auf Grund der Zirkonspektren und der tektonischen Transportrichtungen werden die Kristallinkomplexe als Fragmente von Gondwana angesehen. Im Rahmen der spät-panafrikanischen Metamorphose und Deformation erfolgte der Aufstieg der Plutonite. Daran schließt sich eine Riftingphase an, in der sich die verschiedenen Fragmente abspalteten. Während des Karbons bis Perms unter Top-N-Kinematik die Kollision des MCC, CCC und KCC. Letztlich erfolgte in der Trias der Aufstieg der Plutonite des VCC und dessen anschließende Überprägung. Die Heraushebung der Gesteine erfolgte im Jura, wobei das VCC zuerst exhumiert wurde.

In eastern Crete, between Kavousi and Sitiá, the Phyllite-Quartzite-unit (PQu) contains a pre-Alpine basement, which is sliced between a Pennsylvanian/Permian marble/phyllite sequence and upper Scythian metaconglomerates and metavolcanic rocks. Based on structural analyses, U-Pb-dating of zircon, monazite and rutile, and geochemical studies of zircon, phengite and garnet, the pre-Alpine basement can be subdivided into four complexes. They differ in age and grade of the pre-Alpine metamorphism and in lithology.

The lowermost complex, the **Kalavros crystalline complex (KCC)**, consists of a melange of micaschists and marbles. The KCC underwent Permian Barrovian-type metamorphism (staurolithe zone), associated with recumbent folding and mylonitic shearing. The four-stage garnet-zonation is a characteristic feature in the KCC. Investigations of quartz-c-axis indicate non-coaxial deformation under amphibolite facies conditions. Principally, rhomb<a>-to-prism<a>gliding were associated with high grade grain boundary migration recrystallisation (GBM). The garnets were overgrown and replaced by white micas under top-to-the-E to top-to-the-NE shearing. The phengites yielded to a pressure of 4 to 6 kbar.

The KCC is overlain by the **Myrsini crystalline complex (MCC)**, which consists of gneisses, quartzites, micaschists and marbles. The age pattern of zircons of one paragneiss shows high affinity to the Cyclades blueschist unit, the Menderes Massif and the Cambrian/Ordovician sandstones of Elat, southern Israel. The latter are the sedimentary cover of the Arabian-Nubian-Shield. The zircon spectra consists of Amazonian (2,8 Ga), Eburnian (1,9 Ga), Kibarian/Sunsasian (0,9 -

1,1 Ga), pan-African (0,9 - 0,6 Ga) and Cambrian zircons. U-Pb dating of zircon and monazite revealed Middle Cambrian (514 ± 14 Ma zrn & 507 ± 189 Ma mnz) intrusion of granitoids into a crystalline/sedimentary basement. In Mississippian times (U-(Th)-Pb dating of monazite) top-to-the-N shearing was active under Barrovian-type metamorphism (staurolithe zone). The quartz-c-axis distributions show non-coaxial deformation with rhomb<a>- to prism<a> gliding, together with subgrain rotation recrystallisation (SRG) to grain boundary migration recrystallization (GBM). The garnets of the MCC show a three-phase growth. During retrograde 'Variscan' metamorphism top-to-the-NE shear zones developed. Slow uplift of the MCC is indicated by Jurassic fission track ages of zircon (150 ± 14 Ma FT).

The **Chamezí crystalline complex (CCC)**, consists of gneisses and micaschists. U-(Th)-Pb dating of zircon and monazite suggest Middle Cambrian (511 ± 16 Ma zrn & 521 ± 28 Ma mnz) intrusion of S-type granites into a sedimentary/crystalline basement. The distribution of quartz-c-axis results from non-coaxial deformation based on basal<a>- and rhomb<a>-gliding with subgrain rotation recrystallisation (SGR). A protomylonitic foliation and open recumbent folds developed. The latter were overprinted by several further deformations. The slow uplift is documented by semibrittle shear zones and Jurassic fission track ages of zircons (158 ± 16 Ma FT).

An unknown position within the basement takes the **Vaí crystalline complex (VCC)**, that is a melange of gneisses, micaschists and amphibolites. In Triassic times granites intruded into a cover sequence (223 ± 11 Ma zrn). Top-to-the-NW shearing took place under conditions within the amphibolite facies. The fast uplift is documented by Jurassic fission track ages of the zircons (184 ± 11 Ma FT).

The recent basement cannot be regarded as source of the crystalline pebbles of the hanging Scythian metalimestone conglomerates. This statement is based on (1) the Permian to Triassic metamorphism of the basement itself, (2) the Triassic intrusion of granites in the Vaí crystalline complex, and (3) the Jurassic to Cretaceous cooling as is indicated by the fission track ages of zircon. The contact between the basement and the metalimestone conglomerate results from Alpine shearing.

Zircon, monazite and rutile show significant influence of the Alpine low temperature/ high pressure metamorphism and related fluid flow. Especially the zircons of the Chamezí orthogneiss show lead and probably uranium loss as well as an exchange of radiogenic Pb^{2+} by common Pb^{2+} . This low grade fluid flow results in leaching of zircon and a destroyed zircon structure. Furthermore Ca^{2+} , Mn^{2+} and Mg^{2+} were build-in the zircon structure. This build-in was driven by Ca-rich fluids, which occur because of the carbonate dominated nappe pile. On the other hand, the pre-Alpine overprint under amphibolite to greenschist facies conditions did not support lead loss in zircons.

Based on the zircon spectra and the direction of tectonic transport, the crystalline complexes are interpreted to be fragments of Gondwana. In late Pan-African times plutons intruded, followed by rifting and separation of several fragments. In Carboniferous to Permian times the collision and accretion of the MCC, CCC and KCC was caused by top-to-the-N shearing. The magmatic intrusion of plutonites into the host rocks of the VCC occurs in Triassic times, therefore the metamorphic overprint is younger. The basement cooled to $T = \sim 350$ °C in Jurassic times. During this phase of cooling the VCC was exhumed first, followed by the other basement units.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	5
1.1. Zielsetzung der Arbeit	5
1.2. Zur Geologie des Mediterranen Raumes	5
1.3. Geologischer Aufbau Kretas	7
1.4. Alpidische Tektonik	10
1.5. Altkristallinkomplexe	12
1.5.1. Altkristallin in der Phyllit-Quarzit-Serie Ostkretas	12
1.5.2. Präalpidische Altkristallinkomplexe der Mittelmeerregion	13
2. Methodik	15
2.1. Mikrogefüge und Scherkriterien	15
2.2. Texturelle Analyse	15
2.3. Chemische Zusammensetzung der Granate	17
2.4. Chemische Zusammensetzung der Phengite	19
2.5. Geochronologie	20
2.5.1. Massenspektrometer-Analysen (TIMS)	21
2.5.2. Th-U-Pb-Datierungen mittels Elektronenstrahlmikrosonde	23
2.5.3. Spaltspurenanalyse	23
2.6. Rückstreuielektronen (BSE)- und Kathodolumineszenz-Analyse (KL)	24
2.7. Element-Verteilung in Zirkonen	24
2.8. RDA- und RFA-Analysen	25
2.8.1. Magmentemperatur der Granitoide	26
3. Ergebnisse	27
3.1. Struktureller Aufbau des Altkristallins	27
3.1.1. Petrografie und Gefüge in Bezug auf die prograde präalpidische Metamorphose	27
3.1.2. Alpidische Tektonik	52
3.2. Quarztexturen	53
3.2.1. Kalavros-Kristallin (KCC)	53
3.2.2. Myrsini-Kristallin (MCC)	53
3.2.3. Chamezí-Kristallin (CCC)	53
3.3. Chemische Zusammensetzung der Granate	54
3.3.1. Kalavros-Kristallin (KCC)	54
3.3.2. Myrsini-Kristallin (MCC)	57
3.3.3. Chamezí-Kristallin (CCC)	59
3.3.4. Relative PT-Pfade	60
3.4. Phengit-Barometrie an Gesteinen des Kalavros-Kristallins	63
3.5. U-(Th)-Pb-Datierungen und geochemische Analysen	64
3.5.1. Geochemische Analysen	64
3.5.2. Zirkon- und Rutil-Datierungen mittels TIMS	65
3.5.3. Monazit-Datierung mittels EMP	72

3.5.4. Spaltspuren-Datierungen	73
3.6. Ergänzende Untersuchungen der Zirkone	73
3.6.1. Rückstreuелектронен (BSE)- und Kathodolumineszenz (KL)-Analyse von Zirkonen	73
3.6.2. Element-Verteilung in Zirkonen	75
3.7. Tektonometamorphe Entwicklung	78
3.7.1. Kalavros-Kristallin (KCC)	78
3.7.2. Myrsini-Kristallin (MCC)	78
3.7.3. Chamezí-Kristallin (CCC)	80
3.7.4. Vaí-Kristallin (VCC)	81
4. Diskussion	83
4.1. Vorbemerkung	83
4.2. Qualität der Daten	83
4.2.1. Einfluss der alpidischen Orogenese auf das U-Pb-Isotopensystem	83
4.2.2. Magmatite	85
4.2.3. PT-Indikatoren	85
4.3. Edukt- und Metamorphosealter der Altkristalline	88
4.3.1. T-t-Pfade	90
4.4. Paläogeografische Situation und geodynamische Modelle der für Kreta relevanten Regionen und Zeiträume	92
4.4.1. Zeitraum 2,8 Ga	93
4.4.2. Zeitraum 2 Ga	93
4.4.3. Zeitraum 1 Ga	94
4.4.4. Zeitraum 0,9 bis 0,6 Ga	95
4.4.5. Zeitraum Kambrium bis Devon	95
4.4.6. Zeitraum Devon bis Kreide	97
4.5. Alternatives Modell zur Entstehung und Überprägung des Altkristallins der kretischen PQS	100
5. Ausblick	105
6. Literaturverzeichnis	107
A. Anhang	123
A.1. Chemische Analysen: Granate (EMP)	126
A.2. Geochemische Analysen der Orthogneise (RFA)	139
A.3. U-Pb- und Pb-Pb-Tabellen (ID-TIMS)	140
A.4. Elementverteilung in Zirkonen (EMP)	143
A.5. Messkonfiguration der Mikrosonde (JEOL [®] Superprobe JXA-8200)	146
A.6. Probenbeschreibung (der in Kapitel 4.2 bis 4.5 erwähnten Proben)	147
A.7. Probenliste	152
A.8. Karten	154
A.8.1. Geologische Karte Nordostkreta (verändert nach Haude 1989)	154
A.8.2. Geologische Karte Sitia-Mochlos	155
A.8.3. Gefügekarte Sitia-Mochlos und Verteilung der Quarz-c-Achsen	156
A.8.4. Probenkarte Sitia-Mochlos	157

Abkürzungsverzeichnis

Kürzel	Bedeutung	Kürzel	Bedeutung
Allgemein			
Am	Amphibolit	BLG	Bulging-Rekristallisation
COLG	Kollisionsgranite	EMP	Elektronenstrahlmikrosonde
FT	Spaltspuren	GBM	Korngrenzwanderungs-Rekristallisation
Gl	Glimmerschiefer	HREE	Schwere Seltenen-Erd-Elemente
HIMU	Hoch μ Ozeanische Inselbasalte	HP	Hochdruck
HT	Hochtemperatur	HV	Harzvolumen
LP	Niederdruck	LREE	Leichte Seltenen-Erd-Elemente
LT	Niedertemperatur	MOR	Mittelozeanische-Rücken
OG	Orthogneis	OIB	ozeanische Inselbasalte
ORG	Ozeanische Rückengranite	PG	Paragneis
REE	Seltenen-Erd-Elemente	SGR	Subkornrotations-Rekristallisation
S_i	Interngefüge	TIMS	Thermionen-Massenspektrometer
VAG	Vulkanbogengranite	whr	Gesamtgestein
WPG	Intraplattengranite		
Geologische Einheiten			
ANS	Arabisch-Nubischer Schild	CCC	Chamezi-Kristallin
KCC	Kalavros-Kristallin	KyK	Kykladen-Kristallin
MCC	Myrsini-Kristallin s. str.	MM	Menderes Massiv
PiS	Pindos-Serie	PKS	Plattenkalk-Serie
PQS	Phyllit-Quarzit-Serie	TrS	Tripolitza-Serie
UP	Obere Decken Einheit	VCC	Vaí-Kristallin
Minerale nach Kretz (1983)			
Act	Aktinolith	Ab	Albit
Alm	Almandin	Adr	Andradit
Ann	Annit	Arg	Aragonit
As	Alumosilikate	Bt	Biotit
Cal	Kalzit	Chl	Chlorit
Cor	Cordierit	Crp	Karpholith
Czo	Klinozoisit	Ep	Epidot
Grt	Granat	Grs	Grossular
Hbl	Hornblende	Jd	Jadeit
Kfs	Kalifeldspat	Ky	Disthen
Mnz	Monazit	Mrg	Margarit
Ms	Muskovit	Phe	Phengit
Phl	Phlogopit	Pl	Plagioklas
Prp	Pyrop	Qtz	Quarz
Rbk	Riebeckit	Sps	Spessartin
St	Staurolith	Tur	Turmalin
Ts	Tschemakit	Zrn	Zirkon

1. Einführung

1.1. Zielsetzung der Arbeit

Diese Arbeit soll Aufschluss über die präalpidische Entstehung und Deformation der Altkristallin-Einheiten innerhalb der Phyllit-Quarzit-Serie Ostkretas geben. Hierzu wurden sowohl die Altkristallinkomplexe selbst als auch Altkristallin-Gerölle in den überlagernden Meta-Vulkaniten, dem sythischen Metakalkkonglomeraten I und anisichen Metakalkkonglomerat II (Krahl et al. 1983, 1986) untersucht.

Bisherige Altersbestimmungen an metamorphen Mineralen der Altkristallinkomplexe (Seidel et al. 1982) ließen zwar auf eine variszische Überprägung schließen, zeigten aber auf Grund der späteren alpidischen Überprägung starke Beeinflussung und Variation. Darüber hinaus bestand durch die Entdeckung mehrerer Orthogneiskörper erstmals die Möglichkeit einer Bestimmung des Ursprungsalters. Zur Datierung der präalpidischen Metamorphose und des Magmatismus wurden daher das U-(Th)-Pb Isotopensystem gewählt. Auf Grund ihrer hohen Schließungstemperaturen, oberhalb der variszischen grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphose, wurden Zirkone und Monazite datiert.

Basierend auf petrologischen Untersuchungen und der PT-Pfade von Franz (1992) sollte die präalpidische Deformation näher beschrieben und bestimmt werden. Hierfür werden neben Gefügebildungen im Gelände und Mikrogefüge-Analysen an Dünnschliffen, die Verteilung der Quarz-c-Achsen und die chemische Zusammensetzung an Granaten untersucht.

Abschließend sollen die neu gewonnenen Daten in Bezug auf bereits existierende Modelle diskutiert werden.

1.2. Zur Geologie des Mittelmeeran Raumes

Kreta, die drittgrößte Insel der Mittelmeerregion, befindet sich im Zentralbereich des Hellenischen Bogens (Abb. 1.1), welcher sich vom Peloponnes über die Griechischen Inseln bis in die Tauriden (Türkei) zieht. Er ist das Resultat der alpidischen bis rezenten Subduktion/Kollision des Pindos und Vardar Ozeans, der Apulischen-, Pelagonischen- und Rhodopen Mikroplatten sowie der Eurasischen und Afrikanischen Platte. In Abbildung 1.2 ist ein schematisches S/N-Profil mit Anordnung und Position der Subduktionszonen, Ozeane und Platten dargestellt.

Die Helleniden lassen sich in die externen und internen Deckeneinheiten untergliedern (Jacobshagen 1986). Zu den externen Decken zählen die Plattenkalk-Serie (PKS), die Phyllit-Quarzit-Serie (PQS), die Tripolitza-Serie (TrS) und die Pindos-Serie (PiS), die auf der Apulischen Mikroplatte abgelagert wurden (Abb. 1.1). Im Rahmen der alpidischen Subduktion wurden während des Oligozäns die PKS und PQS in eine Tiefe von bis zu 35 km subduziert und dadurch hochdruckmetamorph überprägt (Fassoulas et al. 1994; Jolivet et al. 1994; Kiliyas et al. 1994). Untersuchungen von Feldhoff et al. (1990) zeigen auch in der TrS anchimetamorphe Überprägung. Weitere Illit-Kristallinitätsbestimmungen und Kalzit-Deformationsuntersuchungen von Campbell et al. (2003) sowie Zulauf et al. (2002) stützen diese Beobachtung. Die Internen Deckeneinheiten bestehen aus den „Upper units“ (UP), der Sub-Pelagonischen Zone, der Pelagonischen Zone und der Axios Zone. Zum Hinterland gehören die Vardar-Izmir-Ankara Zone, die Serbomazedonische Zone und das Rhodopen Massiv (Seidel et al. 1982; Bonneau 1984; Jacobshagen 1986; Fassoulas

1. Einführung

et al. 1994; Ring und Reischmann 2002).

Kreta befindet sich im Bereich des „fore-arcs“ der rezent noch aktiven Subduktionszone. Letztere taucht 100 - 150 km S' von Kreta im Lybischen Meer nach N ab (Jolivet et al. 1996). Der vulkanische Bogen liegt ca. 100 km nördlich von Kreta und zieht sich von Patmos über Milos, Thira bis Kos (Abb. 1.1).

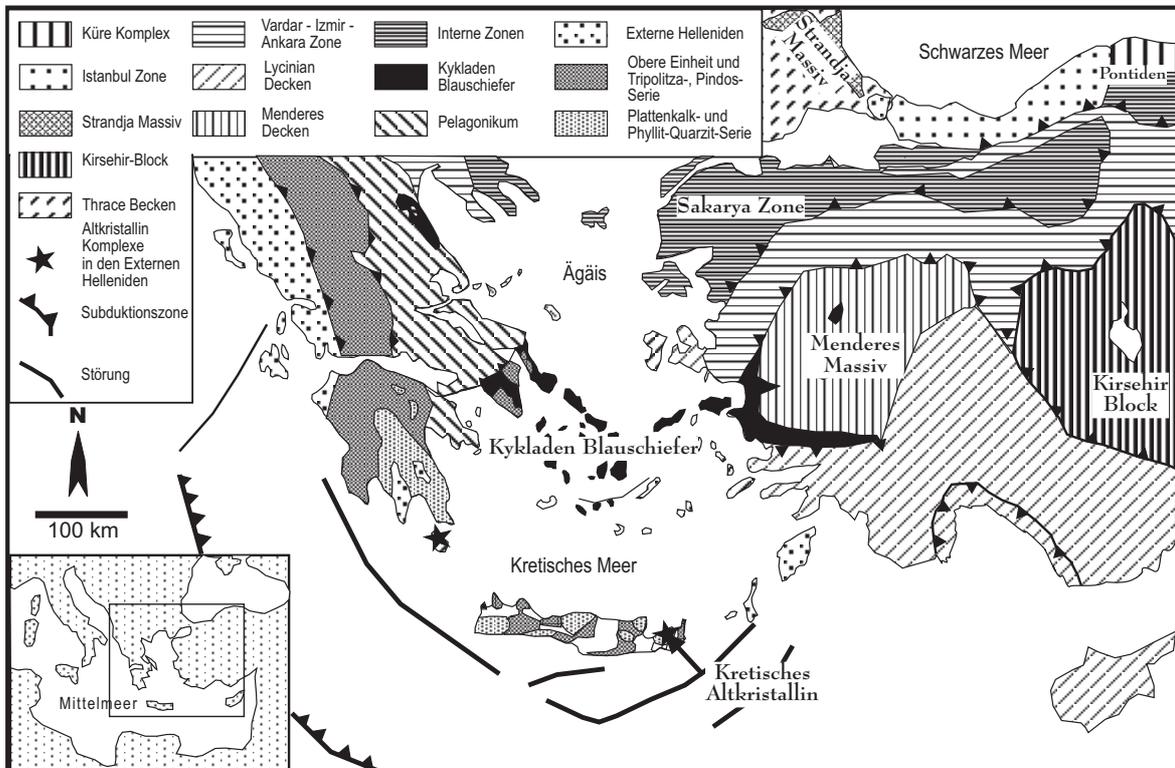


Abbildung 1.1.: Geologie des östlichen Mittelmeerraums (Griechenland, Türkei, Bulgarien); Aufbau der Helleniden (verändert nach Ring et al. 1999).

Kreta entstand im Rahmen der nordwärts gerichteten alpidischen Subduktion, bei der während des Oligozäns die Adria/Apulische Mikroplatte unter die Eurasische Platte subduziert wurde (Thomson et al. 1998b). Seit 12 - 11 Ma kommt es zum Rückschreiten der Subduktionszone („roll back“), welches ein Ausdünnen der überfahrenden Ägäischen (Pelagonischen) Platte sowie Beckenbildung verursacht (Meulenkamp et al. 1988, 1994). Die ältesten post-orogenen (fluvio-lakustrinen) Sedimente Kretas wurden im späten Seravall abgelagert. Das späte Neogen ist von mehrphasiger Beckenbildung und darauf folgender N-S Kompression geprägt (Ten Veen und Postma 1999a, b). Auf dem Peloponnes und auf Kretafindens noch rezent Extensionsbewegungen statt.

Die geologische Entwicklung Kretas ist nach wie vor umstritten. Dies betrifft vor allem die Stapelung und den Kontakt der metamorphen und nicht-metamorphen Decken. Im Folgenden werden die wichtigsten Modelle vorgestellt:

Fassoulas (1999) sieht die Exhumierung und damit verbundenen Dehnung der **HP**-metamorphen Gesteine im Kykladen-Kristallin (KyK) als Antrieb zur Bildung der rezenten noch aktiven Subduktionszone: Das während der Oberkreide deformierte Asteroussia-Kristallin und die Ophiolithe bildeten während des Paläozäns bis Eozäns die hangende Platte einer Subduktionszone. Zu dieser Zeit wurden die KyK blauschieferfaziell überprägt. Während des späten Eozäns bis frühen

Oligozän kam es zur Hebung der Gesteine des KyK und zur westwärtigen Stapelung der UP. Verbunden mit dem Deckenschub erfolgte ein Ausdünnen der Decken in Richtung Süden. Dies führte im späten Oligozän/frühen Miozän zur Bildung einer neuen Subduktionszone und Überprägung der PKS und PQS. Die Extension der Kruste verursacht im Miozän die Hebung der PKS und PQS.

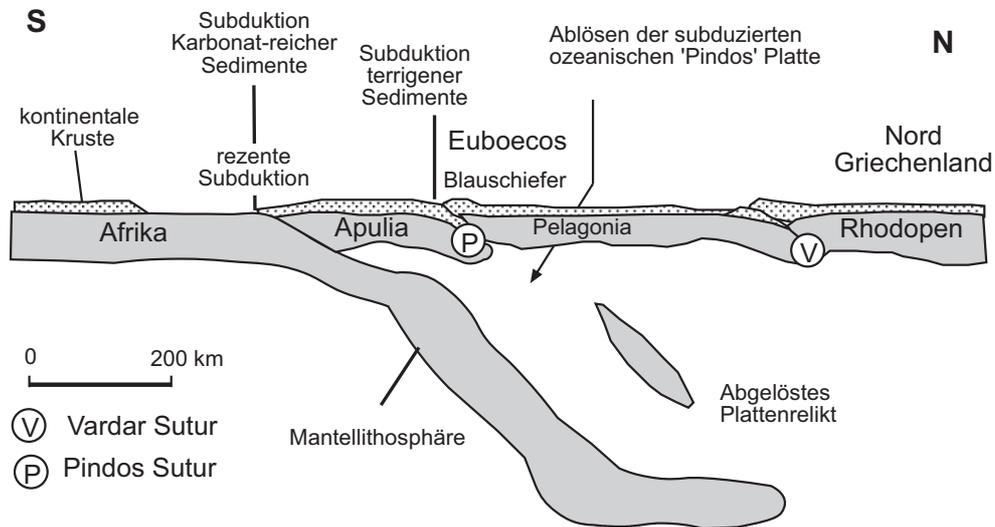


Abbildung 1.2.: N/S-Querprofil der Ägäis mit rezentem Anordnen der Kontinente und Ozeane (Pe-Piper 1998)

Thomson et al. (1998a, b) beschäftigen sich mit dem Mechanismus, der das Auftauchen der PKS und PQS verursachte. Hierfür wird eine „slab pull“ Bewegung mit „buoyant escape“ der Kruste des Mikrokontinents nach Ablösung von der abtauchenden Lithosphäre angenommen. Die TrS bildet das natürliche Auflager der PQS (Bonneau 1984).

Ring und Reischmann (2002) gehen von einer **Detachment-Zone** zwischen den metamorphen und den nicht-metamorphen Decken aus. Die TrS wird als metamorph mit abnehmendem Metamorphosegrad von N nach S angesehen. Das Detachment wurde während des Miozäns als Abschiebung parallel zur Subduktionszone angelegt, wobei es das KyK unterlagerte. Es wird von einem Versatz von ≥ 100 km ausgegangen (Ring et al. 2001).

Jolivet et al. (1996) gehen von einer **koaxialen extensionalen Scherzone** N' von Kreta aus, durch welche die TrS auf die oberen Stockwerke der PQS geschoben wurden. Es kam zur schnellen Exhumierung der PQS während der Extension. Die stark schwankenden Mächtigkeiten der oberen Decken werden durch interne Abschiebungen verursacht.

1.3. Geologischer Aufbau Kretas

Kreta setzt sich aus Einheiten der Externen und Internen Helleniden zusammen, die jedoch eine geringere Mächtigkeit als auf dem Peloponnes aufweisen (Abb. 1.3; Jolivet et al. 1996). Auf Kreta treten die **Plattenkalk-Serie (PKS)**, die **Phyllit-Quarzit-Serie (PQS)**, die **Tripolitza-Serie (TrS)**, die **Pindos-Serie (PiS)** und die **Upper Units (UP)** auf. Die interne Gliederung der Decken basiert auf Untersuchungen von Fytrolakis (1972); Bonneau (1984) und Krahl et al. (1983, 1986). Die Gliederung der überlagernden neogenen Sedimente basiert auf Untersuchungen von Meulenkamp et al. (1988).

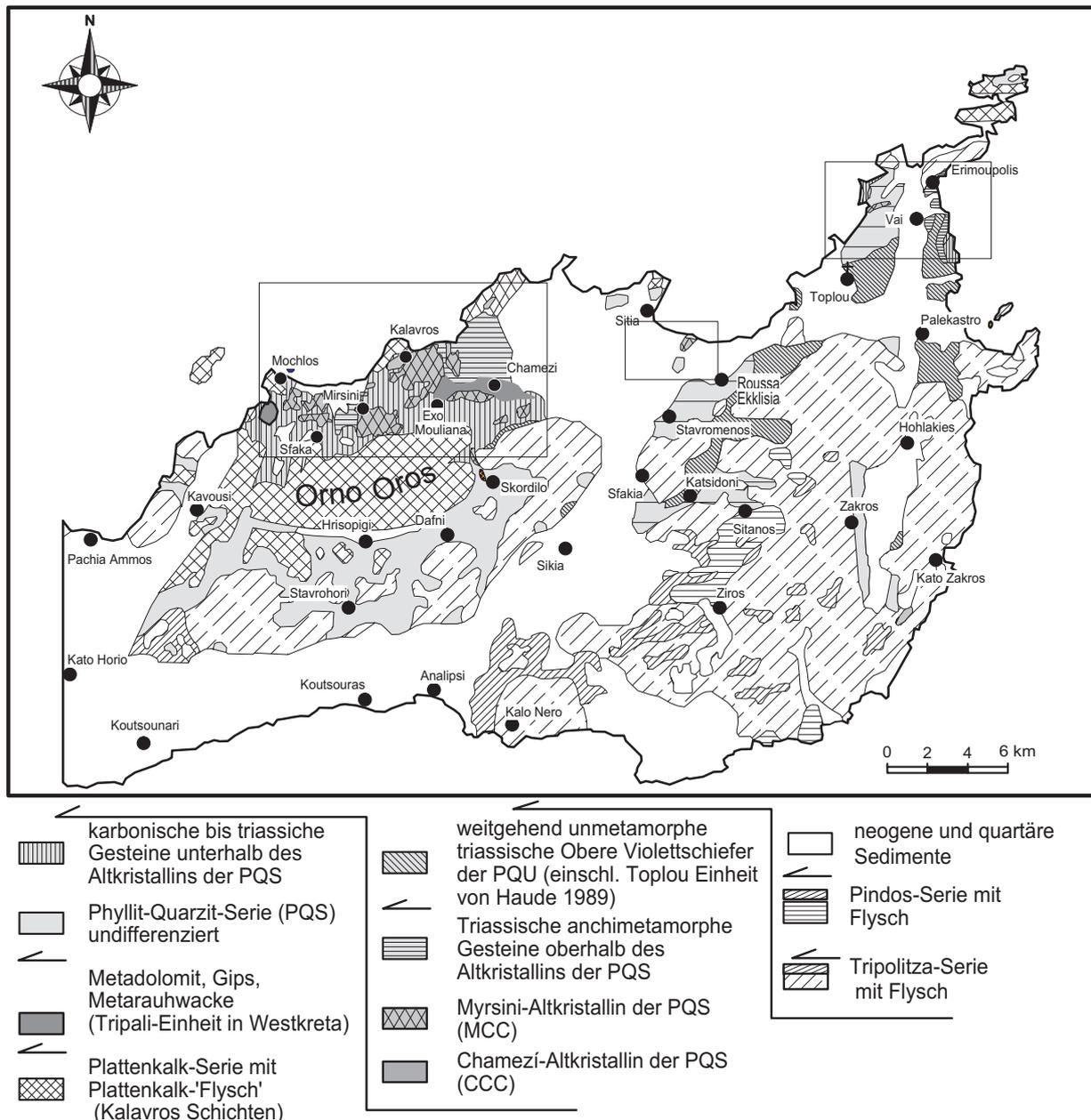


Abbildung 1.3.: Geologische Karte Ostkretas; Kästen markieren die bearbeiteten Gebiete; verändert nach Zulauf et al. (2002). Gliederung des Altkristallins nach Franz (1992).

Die Sedimentation der kretischen **Plattenkalk-Serie (PKS)** erfolgte vom Perm bis Unteroligozän. Das tiefste bekannte Schichtglied ist der Galinos-Tonschiefer, auf den Flachwasser-Karbonate folgen (Jacobshagen 1986). Ab dem mittleren Jura wurde der nahezu fossilfreie Plattenkalk auf einer neritischen Plattform abgelagert, die bereichsweise in pelagische Ablagerungsräume übergangen (Fytrolakis 1980; Wachendorf et al. 1980). Der Plattenkalk besteht aus einer 1500 m mächtigen Kalkstein-Abfolge in dem vereinzelt Hornstein-Einschaltungen auftreten. Ab dem Paläogen kam es zur Flysch-Sedimentation (Kalavros-Schichten) (Fytrolakis 1972). Auf Grund eines tektonischen Kontakts tritt in Mittel- und Westkreta oberhalb der Phyllit-Quarzit-Serie (PQS) die triassische bis unterjurassische **Tripali Einheit** auf (Creutzburg und Seidel 1975; Kopp und Ott 1977; Fytrolakis 1980). Sie besteht aus Karbonatgesteinen, Konglomeraten und Gipsen. Die Marmore werden von Krahl et al. (1983) als permotriassischer Übergang

der PQS gesehen. Franz (1992) dagegen interpretiert sie als Hangend-Scholle der PQS, welche durch intensive tektonische Beanspruchung in ihre heutige Position gelangte.

Die **Phyllit-Quarzit-Serie (PQS)** besteht aus mehreren Teildecken, die im Zeitraum Oberkarbon bis Obertrias abgelagert wurden (Abb. 1.4; Fytrolakis 1980; Krahl et al. 1983). In Westkreta besteht sie meist aus Quarzit- und Phyllit-reichen Lagen, in Richtung Osten nimmt der Kalkgehalt der Einheiten zu. Die PQS in Ostkreta ist aus mehreren Schuppen aufgebaut, die sich sowohl im Gesteinsinventar als auch in Alter und Metamorphosegrad unterscheiden.

Als basales Schichtglied werden oberanisische Meta-Dolomite und -Rauwacken beschrieben. Darüber folgen meist violette, selten grüne Phyllite bis kalkige Meta-Sandsteine mit eingeschalteten Vulkaniten und Marmor-Lagen des Perms. Diese werden von oberkarbonisch bis unterskythischen Kalkphyllit/Marmor-Wechselfolgen abgelöst. Als nächsthöhere Einheit folgt das präalpidisch überprägte Altkristallin, auf dem Meta-Vulkanite und -Tuffite lagern. Darüber folgt ein skythisches Meta-Kalkkonglomerat, in dem Altkristallingerölle enthalten sind. Dieses bildet zusammen mit den darüber folgenden oberskythischen Marmoren die *Chamezi-Schichten*. Die nächsthöheren Einheiten sind Meta-Quarzit-Konglomerate (ohne Altkristallinkomponenten), darüber folgen violette Schiefer und ein oblat deformiertes Meta-Kalkkonglomerat. Nach einer Profillücke folgen ankeritische Meta-Dolomite. Im Hangenden wurden Quarzite und Sandsteine abgelagert. Darüber folgen weitere violette Schiefer der Obertrias.

Eine unterschiedliche alpidische Überprägung ist anhand von Quarz-Rekristallisation, dem Auftreten von Karpholith und der Illit-Kristallinität zu erkennen (Schwanz 2000; Zulauf et al. 2002; Barthelmes et al. 2003). Die Profillücke im oberen Profilbereich wird auf extensionale alpidische Tektonik zurückgeführt (Zulauf et al. 2002).

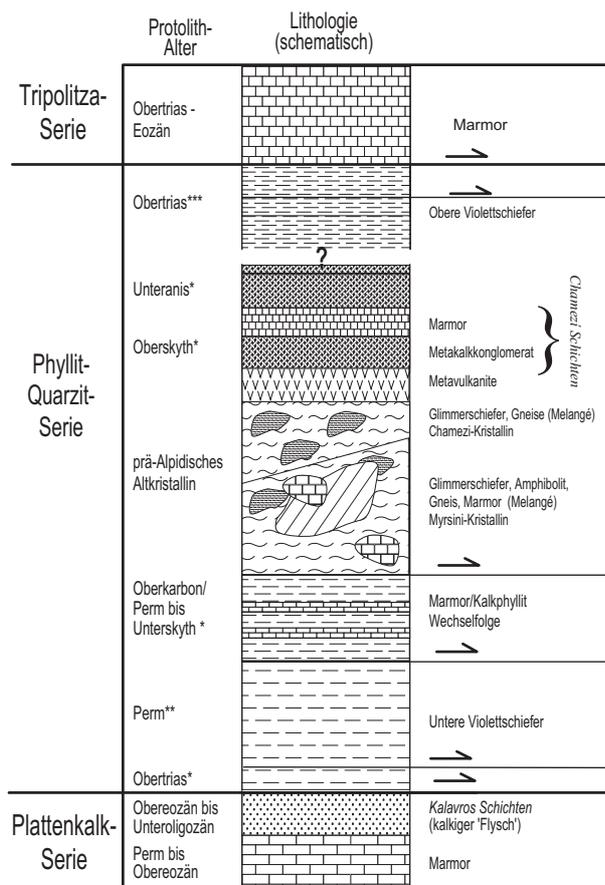


Abbildung 1.4.: Tektonostratigrafische Gliederung der Phyllit-Quarzit-Serie Ostkretas. Die zeitliche Einstufung der PQS erfolgte anhand von Conodonten- und Ostracoden-Funden (Krahl et al. 1983). * Krahl et al. (1986); ** Kozur und Krahl (1987), *** Haude (1989).

Die **Rawducha-Schichten**, mittel- bis obertriassische, anchimetamorph überprägte Dolomi-

1. Einführung

te, Schiefer und klastischen Sedimente, wurden von Sannemann und Seidel (1976) als Basis der Tripolitza-Serie (TrS) angesehen. Auf Grund der Lithologie und des Alters werden sie von Krahl et al. (1986) aber als oberste Einheit der PQS interpretiert.

Die **Tripolitza-Serie (TrS)** besteht aus einer obertriassischen bis mitteleozänen Plattformsequenz aus monotonen Flachwasser-Karbonaten. Im Obereozän bis Oligozän kam es zu einer max. 200 m mächtigen Flyschablagerung. Die Gesamtmächtigkeit wurde von Jolivet et al. (1996) auf 2 - 3 km geschätzt.

Die **Pindos-Serie (PiS)** besteht aus obertriassischen bis obereozänen Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen. Diese wurden im Zeitraum von Jura bis Unterkreide von kalkigen oder tonigen Sedimenten mit Einschaltungen von Kalkturbiditen mit Ophiolith-Detritus und kleineren Basalt-Körpern abgelöst. Es bildeten sich Teilschwellen und -tröge aus. Im Cenoman/Turon entstanden erstmals Flysch-Sedimente, die wiederum von Kalksteinen abgelöst wurden. Ab der Oberkreide kam es zur eigentlichen Flysch-Bildung (Jacobshagen 1986).

Die **Upper Units (UP)** lassen sich in drei Untereinheiten gliedern, die sich im Gesteinsinventar, Bildungsalter sowie im Alter und Grad der präalpidischen Metamorphose unterscheiden: Die unterste Einheit wird auf Grund ihrer Internstruktur und Verbreitung als **Tektonische Melangé** angesehen und besteht wiederum aus mehreren Untereinheiten. Die *Vatos-Arvi-Miamou-Gruppe* enthält LP/LT-metamorph überprägte oberjurassische bis eozäne Kalksteine und Flysch-Ab lagerungen. Währenddessen besteht die *Spili-Gruppe* aus zerscherten Serpentinitten und Amphiboliten, die HT/LP-metamorph überprägt wurden (Seidel 1977; Krahl et al. 1982). Die *Preveli-Gruppe* besteht aus paläozänen bis eozänen (Kilias et al. 1994) oder oberjurassischen (Seidel et al. 1982) HP/LT-metamorph überprägten Blauschiefern und Marmoren. Fassoulas et al. (1994) interpretieren sie als Relikt einer Subduktion. Die nächst höhere **Asteroussia-Einheit**, bestehend aus Gneisen, Marmoren, Quarziten, Glimmerschiefern und Amphiboliten, wurde in der Oberkreide HT/LP-metamorph überprägt (700 °C; 5 kbar; Creutzburg und Seidel 1975; Seidel et al. 1981). Die **Ophiolith-Einheit** besteht aus oberjurassischen basischen Gesteinen, Serpentinitten und Sedimenten. Die Relikte alter ozeanischer Kruste sind LP/LT-metamorph überprägt. K-Ar Datierungen von Amphibolen zeigen ein Alter zwischen 140 und 156 Ma (Seidel et al. 1981).

1.4. Alpidische Tektonik

Die PKS und PQS wurden im Rahmen der alpidischen Subduktion mehrphasig deformiert. Der Metamorphosegrad der subduzierten Decken steigt von 250 - 310 °C bei 4,5 - 6 kbar (Ostkreta) auf 450 °C bei 17 kbar (Peloponnes) an (Abb. 1.5, Theye und Seidel 1993; Stöckhert et al. 1995).

Auf Grund der niedriggradigeren Metamorphose in Ostkreta, unterhalb der Ausheiltemperatur für Zirkon-Spaltspuren, geben letztere keinen Aufschluss über den Zeitpunkt der alpidischen Subduktion (Brix et al. 2002). Für Westkreta wurde anhand von Apatit-Spaltspuren- (Thomson et al. 1998a) und K-Ar- und Ar-Ar-Hellglimmer-Altern eine Exhumierung der Gesteine der PQS und PKS vor mindestens 12 Ma festgestellt (Seidel et al. 1982; Jolivet et al. 1996). Für Ostkreta konnte einzig das K-Ar-Alter von alpidischem Riebeckit, separiert aus Meta-Vulkaniten der PQS, mit $57 \pm 2,6$ Ma datiert werden. Dieser spiegelt hier eventuell den Peak der alpidischen Metamorphose wider (Seidel et al. 1982).

Nach Zulauf et al. (2002) sind in der PQS Ostkretas sechs alpidische Deformationsphasen ausgebildet (Abb. 1.6). Die älteste Deformationsphase (D_1) ist in Form von E-W verlaufenden Isoklinalfalten und einer S_1 -Schieferung, die subparallel zu S_0 verläuft, dokumentiert. Während der D_2 -Deformation kam es zu Top-SSE-Scherung, verbunden mit NNW-SSE gerichteter coaxialer Streckung. Gleichzeitig bildeten sich streckungsfaserparallele N-S verlaufende D_2 -Falten und die Hauptfoliation (S_2). Bei abnehmenden Temperaturen kam es zur Bildung von semiduktilen Scher-

zonen mit non-koaxialer Top-N Scherung (D_3 -Deformation), die auf N-S Extension hinweisen. Anhand von Kalzit-Zwillingen kann von $T \geq 200 \text{ }^\circ\text{C}$ ausgegangen werden (Zulauf et al. 2002). Während der D_4 -Deformation bildeten sich offene E-W Falten mit schwacher S-Vergenz. Meist sind 'buckle'- oder Chevronfalten ausgebildet. Des Weiteren entwickelte sich eine weitständige Schieferung (S_4).

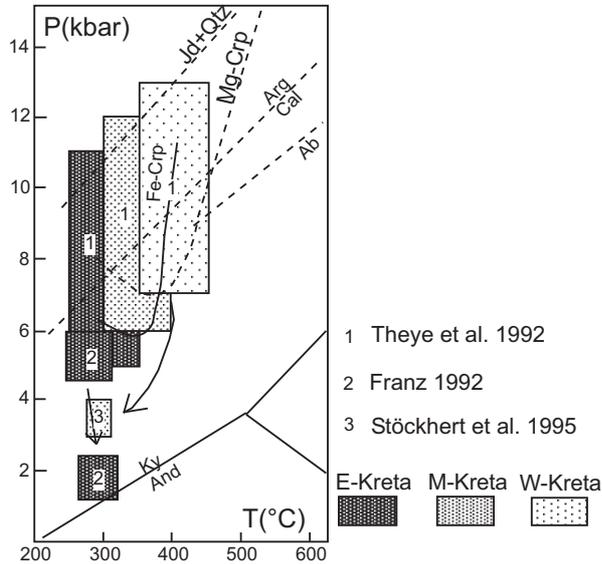


Abbildung 1.5.: Unterschiedliche PT-Bedingungen der PQS Kretas während der alpidischen Orogenese.

Die D_5 - und D_6 - Deformation sind bruchhaft. Während der D_5 -Deformation entstehen steile, E-W verlaufende Abschiebungen. Während der D_6 -Deformation erfolgt eine Inversion der Abschiebungen und es entstehen Blattverschiebungen. Darüber hinaus treten auf Kreta, resultierend aus dieser neogenen Bruchtektonik und Exhumierung, Sprunghöhen von bis zu 1 km auf.

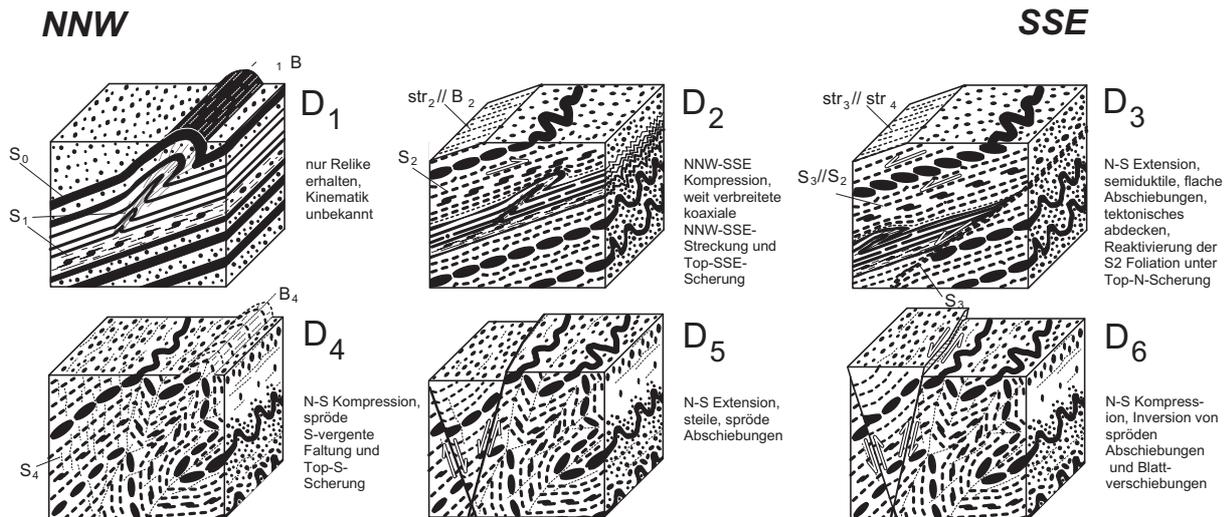


Abbildung 1.6.: Deformationsphasen der alpidischen Orogenese (Zulauf et al. 2002).

1.5. Altkristallinkomplexe

1.5.1. Altkristallin in der Phyllit-Quarzit-Serie Ostkretas

Neben den Kristallin-Anteilen der **UP** und jener der basalen **PKS** treten in der **PQS** im Gebiet zwischen Kavousi und Sitiá zusammenhängende Altkristallinkomplexe auf. Diese sind mit jeweils tektonischem Kontakt zwischen oberkarbonische bis unterskythische Kalkphyllit/Marmor-Wechselfolgen im Liegenden und Meta-Vulkaniten und -Tuffiten im Hangenden eingeschaltet. Bei Toploú und Vaf ist in gleicher tektonostratigrafischer Position ein kleineres Kristallinvorkommen aufgeschlossen. Zudem treten in den skythischen *Chamezi-Schichten* Altkristallingeröle auf (siehe Kapitel 3.1.1).

Bisherige Untersuchungen des Altkristallins wurden von Seidel (1978); Seidel et al. (1982) und Franz (1992) durchgeführt (Abb. 1.7).

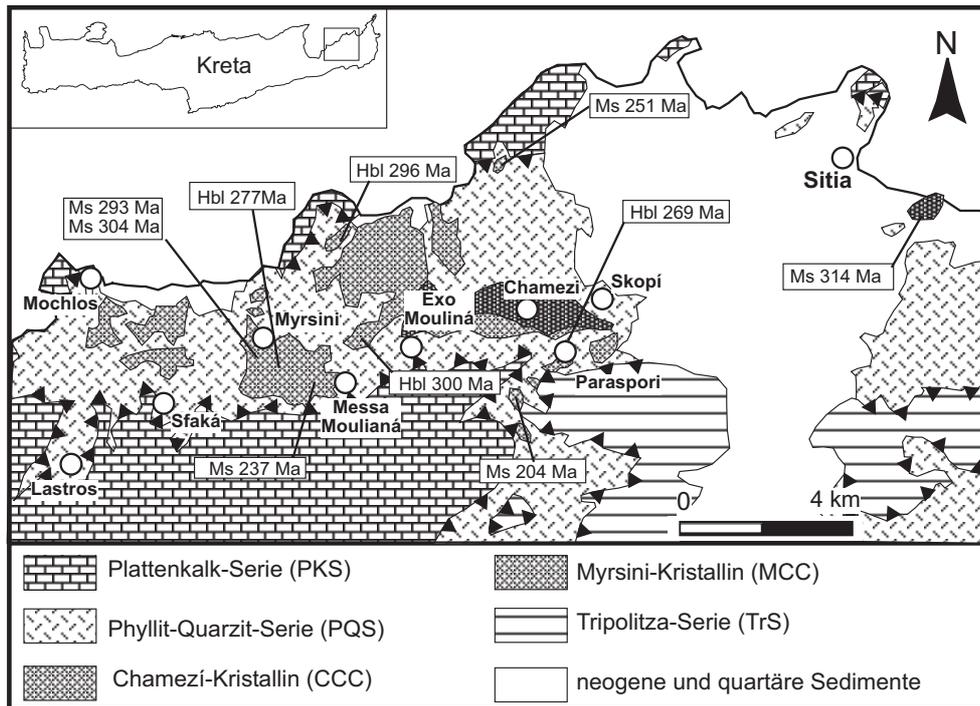


Abbildung 1.7.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Mochlos und Sitiá (nach Franz 1992), ergänzt mit Hbl- und Muskovit-K-Ar-Metamorphosealtern von Seidel et al. (1982).

Seidel (1978) beschreibt eine 'Barrow-Typ' Metamorphose mit Mineralparagenese Staurolith + Disthen + Biotit + Granat in Metapeliten, sowie die Paragenese grüne Hornblende + Plagioklas + Epidot in Amphiboliten. Die K-Ar-Datierungen an Muskoviten und primären Hornblenden zeigen eine breite Streuung zwischen 204 und 312 Ma, mit einem Maximum zwischen 291 und 312 Ma. Die jüngeren Alter werden als Verjüngung auf Grund der alpidischen Überprägung interpretiert (Seidel et al. 1982). Zudem konnte das Altkristallin von Franz (1992) in zwei Komplexe gegliedert werden. Diese unterscheiden sich im Gesteinsinventar und im Grad der präalpidischen Metamorphose. Das hangende Chamezi-Kristallin, bestehend aus vorwiegend metapelitischen, Albit-führenden Gesteinen, wurde grünschieferfaziell überprägt (500 - 550 °C; 5,5 - 6,5 kbar), während das liegende Myrsini-Kristallin (Gneise, Glimmerschiefer, Marmore und Amphibolite) amphibolitfaziell überprägt wurde (Franz 1992). Die abgeleiteten PT-Pfade sind in Abbildung 1.8 dargestellt.

Die Ergebnisse geochemischer Untersuchungen zeigen, dass die Amphibolite magmatischen Ur-

sprungs sind (Seidel 1978; Franz 1992). Für die 'Grobkörnigen Amphibolite' werden als Edukt Olivin-Tholeiite mit alkalibasaltischen Tendenzen angenommen. Auf Grund der Vergesellschaftung mit reifen Metasedimenten und des flächenhaften Auftretens wird eine Position im Bereich des Schelfs postuliert. Ein Intraplatten-Setting mit Ozeanischen Inseln wird von Franz (1992) auf Grund diverser Diskriminierungen ausgeschlossen. Als Quelle der Amphibolit-Protolithen wird ein durch Rifting induzierter Vulkanismus im Randbereich der Alpidischen Mikroplatte angesehen (Franz 1992).

Anhand isoklinal gefalteter und wieder gefalteter Quarzmobilisate leitet Franz (1992) drei 'variszische' Bewegungsphasen ab. Die Bildung der Mobilisate schreibt er der D1-Drucklösung während des Beginns einer Regionalmetamorphose zu. Diese Mobilisate werden während D2 isoklinal verfaltet. Eine weitere Deformation (D3) verfaltet wiederum diese Isoklinalfalten. Die drei Phasen werden als progressive Deformation innerhalb des gleichen Beanspruchungsplans angesehen.

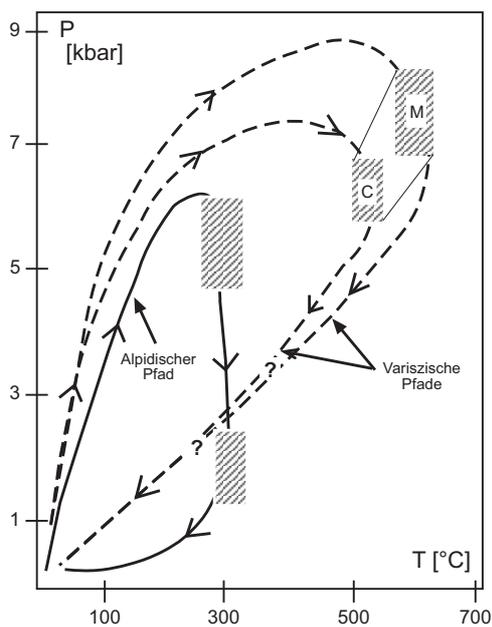


Abbildung 1.8.: Präalpidische PT-Pfade und alpidischer PT-Pfad des Myrsini (M)- und Chamezi (C)-Kristallins (Franz 1992)

1.5.2. Präalpidische Altkristallinkomplexe der Mittelmeerregion

In der Mittelmeerregion weisen einige Altkristallinkomplexe (siehe Abb. 1.1) eine mehrphasige präalpidische Entwicklung auf (Tab. 1.1). So sind panafrikanische Orogene am Nordrand Gondwanas vorhanden [**Hoggar Pluton** und **Arabisch-Nubischer-Schild (ANS)**]. Magmatische Intrusionen des vulkanischen Bogens sind in Teilen der Istanbul Zone/Pontiden (**Bolu Massiv**) und im **Menderes Massiv (MM)** aufgeschlossen. Auch Rb-Sr Gesamtgesteins-Analysen an Orthogesteinen des **Kykladen-Kristallins (KyK)** lassen auf panafrikanische Ereignisse schließen. Die Nebengesteine (Para-Serien) des KyK und des MM sowie kambrische Arkose-Sandsteine des sedimentären Auflagers des ANS (Israel) belegen durch komplexe Altersspektren ihres Zirkoninventars archaische bis variszische Gesteine als Ressourcen der Liefergebiete. Die Relikte der variszischen Orogene sind weitaus häufiger. Zudem scheint die Orogenese im Bereich der Ägäis sehr komplex verlaufen zu sein. So fand im Karbon die Orogenese mit anschließendem Vulkanismus in den Kykladen, der Sakarya Zone, Teil der Intern Zone, dem UP Kretas (Asteroussia-Kristallin) dem Altkristallin der PQS (Kretas und Kythira) statt (Tab. 1.1). Der Magmatismus des MM sowie die metamorphe Überprägung der Sakarya Zone, des Strandja Massivs, des Kirsehir Blocks, Teile des kretischen Altkristallins (Altkristallin der PQS und Altkristallingerölle an der Basis der

1. Einführung

PKS, Lämmerhirt et al. 1998) und Teile des KyK reichte vom Perm bis in die Trias (Tab. 1.1). Die meisten der oben genannten Komplexe werden von Stampfli (2000) dem ehemaligen Cimmerian-Terrane zugeordnet, nur der **Kirsehir Block** und Teile des Anatoliden-Tauriden-Blocks werden als Gondwana zugehörig angesehen (Okay 2000).

Kristallin	Alter	Methode	Referenz
Strandja Massiv	~ 271 Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Okay et al. (2001)
	155 Ma	Rb-Sr Bt*	Okay et al. (2001)
Istanbul Zone	590 - 560 Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$; U-Pb Zrn $^\circ$	Chen et al. (2002b)
Bolu Massiv	590 Ma	U-Pb Zrn $^\circ$	Ustaömer (1999)
			Ustaömer und Rogers (1999)
Sakarya Zone	320 - 303 Ma	Rb-Sr; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Okay (2000)
	192 - 214 Ma	Ar-Ar Muskovit*	Monod et al. (1996)
Menderes Massiv	> 520 Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Hetzel und Reischmann (1996)
		U-Pb Zrn $^\circ$	Hetzel et al. (1998)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Loos und Reischmann (1999)
	> 230 Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Grt*	Ring et al. (2004)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Bozkurt und Oberhänsli (2001)
			Koralay et al. (2001)
43 - 37 Ma	Ar-Ar Muskovit*	Hetzel und Reischmann (1996)	
Kykladen-Kristallin	> 500 Ma	Rb-Sr whr $^\circ$	Henjes-Kunst und Kreuzer (1982)
		U-Pb Zrn $^\circ$	Keay et al. (2001)
	325 - 230 Ma	U-Pb Zrn $^\circ$; Rb-Sr Ms*	Henjes-Kunst und Kreuzer (1982)
		U-Pb Zrn $^\circ$	Andriessen et al. (1987)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Reischmann (1998)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zrn $^\circ$	Engel und Reischmann (1998)
	42 Ma	K-Ar und Rb-Sr Phengit*	Altherr et al. (1979)
35 - 31 Ma	Ar-Ar Phengit*	Wijbrans et al. (1990)	
Externe Helleniden	321 Ma	U-Pb Zrn $^\circ$	Xypolias et al. (2006)
Altkristallin Kreta PQS	312 -219 Ma	K-Ar Ms*; K-Ar Hbl*	Seidel et al. (1982)
Altkristallin Kreta PKS	Perm	K-Ar Ms*	Lämmerhirt et al. (1998)
Kirsehir Block	Trias		Okay (2000)
Arabisch-Nubischer Schild	> 529 Ma	U-Pb Zrn $^\circ$	Halpern und Tristan (1981)
		Rb-Sr und K-Ar whr $^\circ$	Ayalon et al. (1987)
		Rb-Sr whr $^\circ$	Moghazi (1999)
		Pb-Pb Zrn $^\circ$	Avigad et al. (2003)
Hoggar	> 530 Ma	U-Pb Zrn $^\circ$	Bertrand et al. (1986)
		K-Ar Bt*, K-Ar Protolithionit*	Cheilletz et al. (1992)
		Rb-Sr whr $^\circ$	Cheilletz et al. (1992)
		U-Pb Zrn $^\circ$	Black et al. (1994)

Tabelle 1.1.: Vorkommen und Alter präalpidischer Kristallin-Gebiete im östlichen Mittelmeerraum; siehe auch Abb. 1.1, * Metamorphose- bzw. Abkühlalter; $^\circ$ Eduktalter.

2. Methodik

2.1. Mikrogefüge und Scherkriterien

Basierend auf unterschiedlichen PT-Bedingungen bilden sich unterschiedliche Gefüge und Faltenstile. Während in der oberen Grünschieferfazies weitgehend offene bis geschlossene Falten auftreten, herrschen in der Amphibolitfazies liegende Falten vor (Zulauf et al. 1999). Ebenso zeigen durch Scherbewegungen verursachte Störungen meist charakteristische Texturen und Strukturen, die vom geothermischen Gradienten und von der Strainrate abhängen. In Störungszonen treten entweder kataklastische Gesteine ohne Orientierung bestehend aus eckigen Bruchstücken oder mylonitische Gesteine mit einer Foliation und Lineation, welche subparallel zur Störungszone verlaufen, auf (Twiss und Moores 1992).

Häufig können anhand von Störungen und duktilen Scherzonen Versatz-Vektoren und Schersinn bestimmt werden. An spröden Scherzonen bilden sich Brüche und es kann eine Harnischstriemung parallel der Bewegungsrichtung auftreten. In duktilen Scherzonen existieren meist eine Reihe von Kleinstrukturen, die den Schersinn abbilden. Plattige Minerale erfahren eine Regelung, sodass sich eine Foliation bildet. Meist entsteht eine flaserige Foliation mit Druckschatten an Porphyroklasten und -blasten.

In Ostkreta wurden Altkristallinkomplexe und Altkristallingerölle der *Chamezí-Schichten* der PQS in den Gebieten von Mochlos bis Sitiá und zwischen Toploú und Itanos beprobt und Gefügedaten (Faltenachsen, Lineare, Schieferungsflächen, Harnischstriemungen und Klüfte) mittels Gefügekompass aufgenommen. Die Lokalitäten sind in der Probenliste (Kapitel A.7) sowie einer Probenkarte (Abb. A.8.4) vermerkt. Als Kartengrundlage dienten geologische Karten im Maßstab 1:5000 (Romano 2000; Schwanz 2000; Barthelmes 2003; Bolte 2003; Borsányi 2003; Josenhans 2005; Beau in prep.), die geologische Karte nach I. Möller aus Krahl et al. (1986), die geologische Übersichtskarte von Dornsiepen und Manutsoglu (1994) und die geologische Übersichtskarte von Franz (1992). Die Auswertung der Geländedaten erfolgte mit 'StereoNett 2.02' (Duyster 1997). Zur näheren Bestimmung der präalpidischen Scherkriterien wurden anschließend aus wenig alterierten Kristallinbereichen und präalpidischen Scherzonen 300 orientierte Proben entnommen und Dünnschliffe in XZ- und YZ-Richtung angefertigt und untersucht. Zusätzlich wurden polierte und mit Graphit bedampfte Dünnschliffe für Mikrosonden-Analysen hergestellt.

2.2. Texturelle Analyse

In metamorphen Gesteinen zeigen eine Reihe von Mineralen eine deformationsbedingte Einregelung in bezug auf ihre Form. Letztere kann u.a. auch auftreten, wenn diese Minerale in einem bestimmten Spannungsfeld wachsen. Im Falle von Phyllosilikaten (Biotit, Muskovit, Chlorit) und längsgerichteten kurz- bis langprismatischen Mineralen (Plagioklas, Disthen, Staurolith, Sillimanit) ist dieses anhand der Mineralform zu erkennen.

In anderen Mineralen wie z. B. Quarz kann jedoch nur eine kristallografische Vorzugsorientierung bestimmt werden. Diese Orientierung resultiert aus einer Aktivierung mehrerer Gleitsysteme, so dass komplexe Mechanismen existieren. Die aktiven Gleitsysteme sind von dem kritischen Scherstress und somit indirekt von Temperatur und chemischer Aktivität abhängig.

Eine kristallografische Vorzugsorientierung der Quarze und die Aktivierung der verschiedenen

2. Methodik

Gleitsysteme können durch eine Häufigkeitsverteilung der Quarz-*c*-Achsen bestimmt werden. Hierfür sollten nur monomineralische Bereiche untersucht werden, da Phasengrenzen mit anderen Mineralen das Wachstum beeinflussen.

Als Referenz wird eine existierende Foliation oder Lineation (L_r), welche während desselben Ereignisses entstand, verwendet. Besteht eine kristallografische Vorzugsorientierung, treten entweder Punkt-Maxima oder Einfachgürtel oder Kreuzgürtel auf. Dies ist unter anderem von der Deformations- bzw. Wachstumstemperatur abhängig. Die Abbildung 2.1 zeigt diese Abhängigkeit bei zunehmender Temperatur und der damit verbundenen Aktivierung der unterschiedlichen Gleitsysteme.

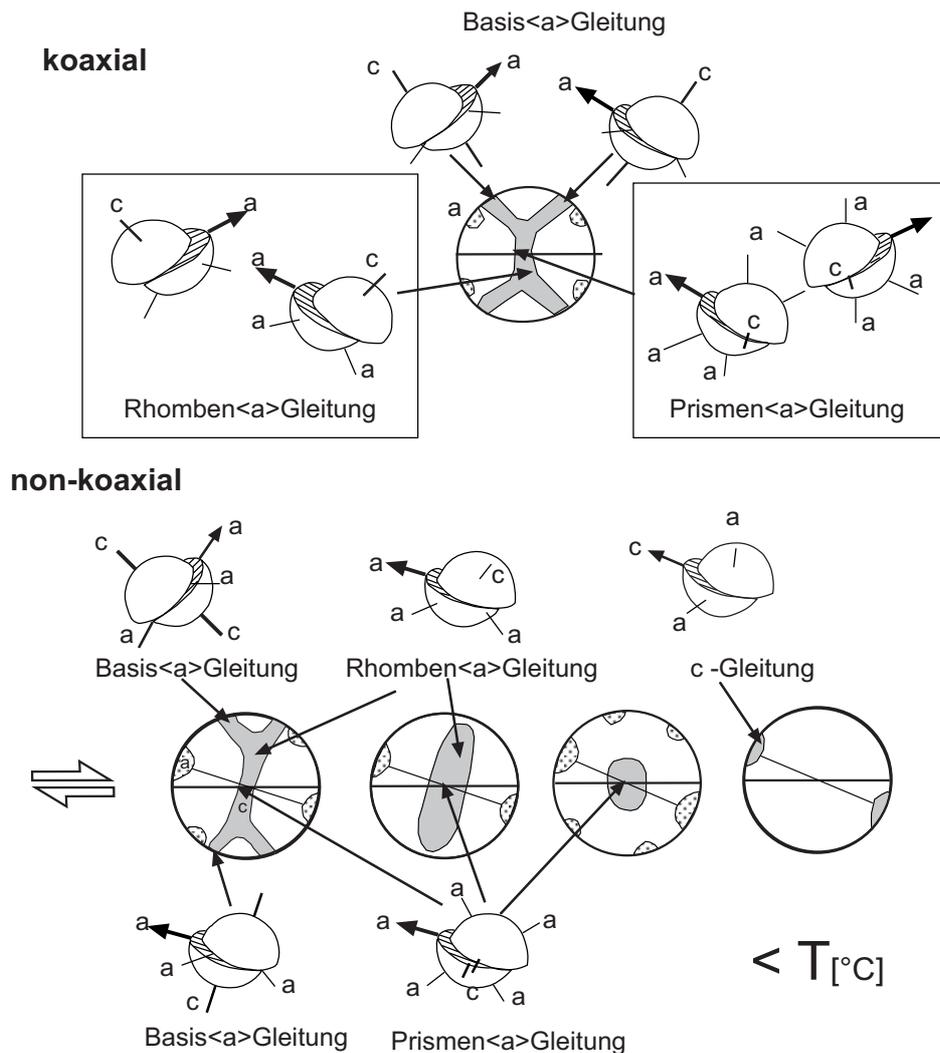


Abbildung 2.1.: Auswirkung des Deformationsstils und der Temperatur auf die in Quarz aktiven Gleitsysteme (Passchier und Trouw 1996).

Plastisches Fließen, das von Basis- oder Prismen-Gleitung verursacht wird, tritt in den Quarzen unter atmosphärischem Druck bei Temperaturen $> 600 \text{ }^{\circ}C$ ($\dot{\epsilon}) = 10^{-4} s^{-1}$ auf. Hierbei wird (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ (Basis $\langle a \rangle$ Gleitung) aktiv. Ab Temperaturen von $\sim 700 \text{ }^{\circ}C$ entsteht Prismen-Gleitung:

$10\bar{1}0$ [0001] Prisma erster Ordnung in *c*-Richtung

$10\bar{1}0$ $\langle 1\bar{2}10 \rangle$ Prismaebene erster Ordnung in a -Richtung

$10\bar{1}0$ $\langle 1\bar{2}13 \rangle$ Prismaebene erster Ordnung in $(a + c)$ -Richtungen (Nicolas und Poirier 1976).

Die dynamische Rekristallisation von Quarz resultiert aus zwei Prozessen, zum einen aus progressiver Rotation von Subkörnern, zum anderen aus Korngrenzwanderung (Guillopé und Poirier 1979; Urai et al. 1986; Stipp et al. 2002). Auf Grund der Interaktion dieser beiden Prozesse treten drei Mechanismen auf. Der niedrigst temperierte Mechanismus ist die Bulging-Rekristallisation (BLG; Bailey und Hirsch 1962; Drury et al. 1985). Bei höheren Temperaturen tritt Subkornrotations-Rekristallisation (SGR; Hobbs 1968; White 1973; Guillopé und Poirier 1979) auf. Korngrenzwanderungs-Rekristallisation meist ohne Kornverkleinerung (GBM; Guillopé und Poirier 1979; Urai et al. 1986) tritt bei den höchsten Temperaturen auf (Abb. 2.2).

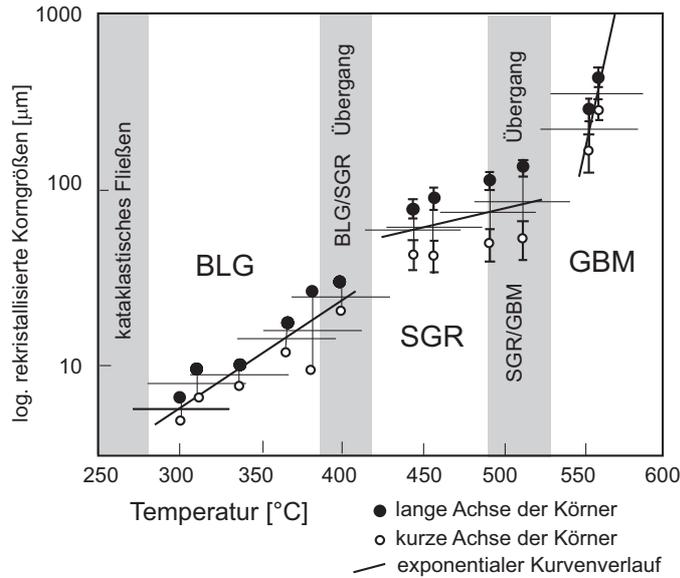


Abbildung 2.2.: Abhängigkeit der Quarz-Rekristallisationstypen von Temperatur und Korngröße; BLG = Bulging-Rekristallisation; SGR = Subkornrotations-Rekristallisation; GBM = Korngrenzwanderungs-Rekristallisation (Stipp et al. 2002).

Die Verteilung der Quarz- c -Achsen wurde an orientierten $30\ \mu\text{m}$ dicken Dünnschliffen (XZ-Schnitt) mittels Bildanalyse (DIAna) bestimmt. Anschließend wurden mittels StereoNett 2.02⁷ (Duyster 1997) Verteilungskarten der Quarz- c -Achsen erstellt.

Basierend auf der Annahme, dass Gefüge in der Regel symmetrisch ausgebildet werden, wird nur der Bereich $0 - 180^\circ$ berücksichtigt, die übrigen 180° werden von dem Programm automatisch ergänzt. Je Probe wurden 200 - 500 Körner gemessen. Die Verteilung der Quarz- c -Achsen ist in der Gefügekarte (Abb. A.8.3) aufgetragen. Die Probenbeschreibung der erwähnten Proben ist in Kapitel A.6 zusammengestellt.

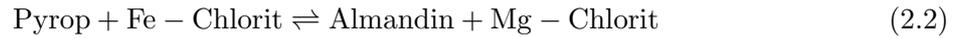
2.3. Chemische Zusammensetzung der Granate

Die chemische Zonierung in Granat wird u.a. vom Auftreten von Plagioklas, Klinozoisit, Chlorit, Biotit und Staurolith beeinflusst. Gemeinsam mit Chlorit und Biotit bildet Granat eine Löslichkeitskurve (Abbildung 2.3). Das Fe-Mg-Verhältnis ändert sich in Abhängigkeit von Temperatur und Druck. Durch eine Dehydratationsreaktion bei sinkender Temperatur nimmt das Fe-Endglied des Granates auf Kosten des Mg-Endglieds zu (Spear 1993). Es zeigt sich daher eine Phasenabhängigkeit des $\text{Fe}^\# = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ -Wertes. Zwei der wichtigsten Fe-Mg-Austauschreaktionen sind:

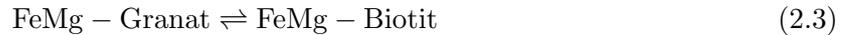


2. Methodik

und

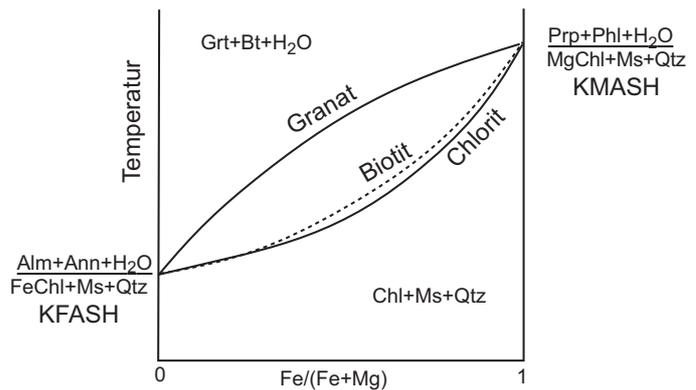


Es lassen sich daher folgende Beziehungen feststellen:



In geschlossenen Systemen erfahren Biotit und Chlorit auf Grund ihrer hohen Diffusionsraten bei entsprechend hohen Metamorphosetemperaturen, eine Homogenisierung. Granat dagegen hat nahe der Granat-Isograden sehr geringe Diffusionsraten von Fe, Mg, Ca und Mn. Da keine Homogenisierung stattfindet, entsteht eine *metamorphe Fraktionierungskristallisation*. Ein kontinuierlich gewachsener Granat sollte eine chemische Zonierung von einem Fe-reichen Kern zu einem Mg-reichen Rand besitzen. Häufig wird dieses 'theoretische' Wachstum von Staurolith + Biotit-Wachstum gestoppt. Für die chemische Zonierung der Granate sind daher zwei Prozesse verantwortlich: zum einen die primäre *Wachstums-Zonierung*, die von den jeweiligen P-T-Bedingungen abhängt, zum anderen die *Diffusionszonierung*, bei der auf Grund einer Änderung der externen Bedingungen eine Diffusion stattfindet. Je höher die Metamorphosebedingungen, desto eher wird anstelle einer *Wachstums-Zonierung*, eine *Diffusionszonierung* auftreten. Typisch für die Zonierung innerhalb der Staurolith-Zone ist ein Anstieg des Fe- und Mg-Gehaltes und eine Abnahme des Mn- und Ca-Gehaltes vom Kern zum Rand. Auch der $\text{Fe}^\#$ nimmt von Kern zum Rand hin ab.

Abbildung 2.3.: Mg- und Fe-Austausch zwischen Granat, Biotit und Chlorit in Abhängigkeit von der Temperatur (verändert nach Spear 1993).



In der Grünschiefer- und seichten Amphibolitfazies ist eine sprunghafte Veränderung des Mn-Wertes zu erkennen („Mn-Glocken-Kurve“), da das im Gestein vorhandene Mn stark bevorzugt in die Spessartin-(Mn)-Komponente des Mischkristalls fraktioniert (Hollister 1966; Atherton 1968). Der Spessartin-Gehalt wird daher vom Kern zum Rand abnehmen und möglicherweise auf Grund retrograder Austausch-Reaktion am äußersten Rand wieder zunehmen (Olimpio und Anderson 1978; Karabinos 1984; Robinson 1991). Die Addition der MnO- und CaO-Komponente im Granat ruft keine Veränderung im $\text{Fe}^\#$ hervor. Bei steigender Temperatur findet eine Zonierung von einem Mn-reichen zu einem Fe-reichen bis hin zu einem Mg-reichen Granat statt.

$$T_{Mn} < T_{Fe} < T_{Mg} \quad (2.5)$$

Pyrop und Grossular sind auch bei höheren Drucken stabil, wobei die Grossular-Komponente mit wachsendem Druck ansteigt. Da das Grossular-Wachstum mit dem Plagioklas-Wachstum zusammenhängt, findet eine Netztransfer-Reaktion statt. Der Granat wird anstelle der Plagioklase das Ca in seine Struktur einbauen, sodass die Plagioklase immer Albit-reicher werden. Diese Reaktion

wird von dem Gesamt-Ca-Gehalt des Gesteins stark beeinflusst, unter anderem vom Auftreten von Klinozoisit. Weiteren Einfluss auf die Granatzonierung haben die 'Staurolith-in'-Reaktion und die 'Chlorit-out'-Reaktion.

Deutlich wird die Zonierung in einer Elementverteilungskarte oder einem Linienprofil mit Darstellung der Mn-, Fe-, Mg-, Ca-Granat-Komponenten und des $Fe^{\#}$. Auf Grund der kompositionellen Vormacht der Almandin-(Fe)-Komponente ergibt das Auftragen der Pyrop-Spessartin-Grossular-Komponenten in ein ternäres System eine deutlichere grafische Auflösung des möglichen PT-Verlaufs (Spear 1993).

Eine semiquantitative Aussage über den relativen Verlauf von Druck (XCa) und Temperatur (XMg) während des Granat-Wachstums ergibt das Auftragen des Zonierungstrends XCa gegen XMg (Miyashiro und Shido 1973; Martignole und Nantel 1982; Spear et al. 1990). Aus der Änderung des XCa-Wertes $[Ca/(Ca + Mg + Mn + Fe)]$ und XMg-Wertes $[Mg/(Ca + Mg + Mn + Fe)]$ kann sodann ein PT-Pfad entwickelt werden. Der Zusammenhang zwischen PT-Entwicklung aus XCa gegen XMg wurde von Martignole und Nantel (1982) beschrieben (Abb. 2.4).

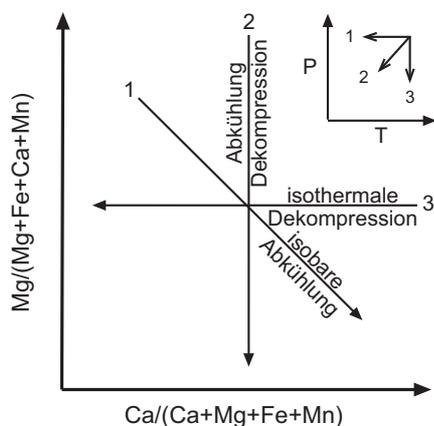


Abbildung 2.4.: Bestimmung des PT-Pfades anhand des XCa vs. XMg. Das Diagramm zeigt die verschiedenen Trends, die für ein chemisches Ungleichgewicht der Granat-Komponenten verantwortlich sind (Martignole und Nantel 1982). Eine Abnahme des XMg bei ansteigendem XCa bedeutet eine Temperaturabnahme bei gleich bleibendem Druck (Pfad 1); eine Abnahme des XMg bei gleich bleibendem XCa ist auf eine Temperatur- und Druckabnahme zurückzuführen (Pfad 2); Eine Abnahme des XCa bei gleich bleibendem XMg wird von einer Druckabnahme bei gleich bleibender Temperatur verursacht (Pfad 3).

Zur Differenzierung der Metamorphosepfade, vor allem des Myrsini- und des Kalavros-Kristallins, wurde daher die chemische Zonierung von 22 Granaten (Glimmerschiefern, Paragneisen und Amphiboliten) bestimmt. Hierfür wurden 30 μm dicke, polierte und mit Graphit- bedampfte Dünnschliffe angefertigt und Linienprofile basierend auf 25 - 50 Punkten pro Granat gemessen. Die Messung erfolgte mittels Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL[®] Superprobe JXA-8200, Mineralogisches Institut der Universität Erlangen) unter Messbedingungen von 20 nA; 15 kV. Die Elemente Ca ($K\alpha$), Na ($K\alpha$), Fe ($K\alpha$), Ti ($K\alpha$), Si ($K\alpha$), Cr ($K\alpha$), Al ($K\alpha$), Mg ($K\alpha$), wurden mit je 20 s bestimmt, während der Mn-Gehalt ($K\alpha$) 40 s gemessen wurde. Die Berechnung der Zusammensetzung der Granate erfolgte auf der Basis von 12 Sauerstoff und 8 Kationen.

Es wurden Zonierungsprofile der Spessartin-, Grossular-, Pyrop-, Almandin-, Andradit- und Uvarovit-Komponenten angefertigt und die jeweiligen $Fe^{\#}$ berechnet sowie Elementverteilungskarten der Ca-, Mg-, Mn- und Fe-Gehalte mittels EMP angefertigt. Die Analysebedingungen waren wie folgt: 20 kV, 20 nA. Die Zählzeit pro Messpunkt betrug 0,4 s, der Punktabstand 10 μm . Die verwendeten Standards sowie Messzyklen sind in Tabelle A.27 und Tab. A.28 aufgeführt.

2.4. Chemische Zusammensetzung der Phengite

Hellglimmer sind in niedergradigen bis hochgradigen Metasedimenten und Metagraniten weit verbreitet und treten in Hochdruck-Metabasiten auf. Die Hellglimmer bilden Mischkristalle von Muskovit ($KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$) bis Al-Celadonit ($K(Mg, Fe^{2+})Al[Si_4O_{10}](OH)_2$). Phengite bilden die intermediären Mischkristalle.

Auf Grund der Tschermak-Substitution ($(\text{Mg, Fe}) + \text{Si} = \text{Al}^{[4+]} + \text{Al}^{[6+]}$) ist ein variabler Si-Gehalt Kalium-reicher Hellglimmer möglich (Massonne und Schreyer 1986). Phengite zeigen eine Abhängigkeit des Si-Gehaltes von Druck, Temperatur und Mineralparagenese. Für bestimmte Mineralparagenesen wurde der Si-Gehalt der Phengite von Massonne und Schreyer (1987) experimentell kalibriert und eignet sich daher zur Geobarometrie.

Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Phengite erfolgte mittels Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL[®] Superprobe JXA-8200, Mineralogisches Institut der Universität Erlangen) unter Messbedingungen von 15 nA; 15 kV und einem auf 5 μm aufgeweiteten Elektronenstrahl. Die Elemente Ca ($K\alpha$), K ($K\alpha$), Na ($K\alpha$), Fe ($K\alpha$), F ($K\alpha$), Si ($K\alpha$), Al ($K\alpha$), Mg ($K\alpha$), wurden mit je 20 s bestimmt. Die Muskovite wurden auf Basis von 22 Sauerstoffen berechnet. Die verwendeten Standards sowie Messzyklen sind in Tabelle A.27 und Tab. A.28 aufgeführt.

2.5. Geochronologie

Zur Bestimmung der Intrusions- und Metamorphosealter wurden U-Pb-Alter von Zirkonen und Rutilen an vier Orthogneisen, einem Paragneis und einem Orthoamphibolit ermittelt. U-(Th)-Pb-Monazit-Modellalter wurden an diversen Glimmerschiefern und Gneisen von Prof. F. Finger und Mag. E. Krenn (Universität Salzburg) bestimmt.

Auf Grund unterschiedlicher Wachstums- und Schließungstemperaturen (Dodson 1973; Spear 1993) spiegeln die o.g. Minerale verschiedene Stadien der Gesteinsentwicklung, Entstehung oder metamorphen Überprägung, wider (Abb. 2.5). Daher kann, basierend auf den ermittelten Modellaltern, ein Metamorphose-Pfad des entsprechenden Kristallinkomplexes erstellt werden.

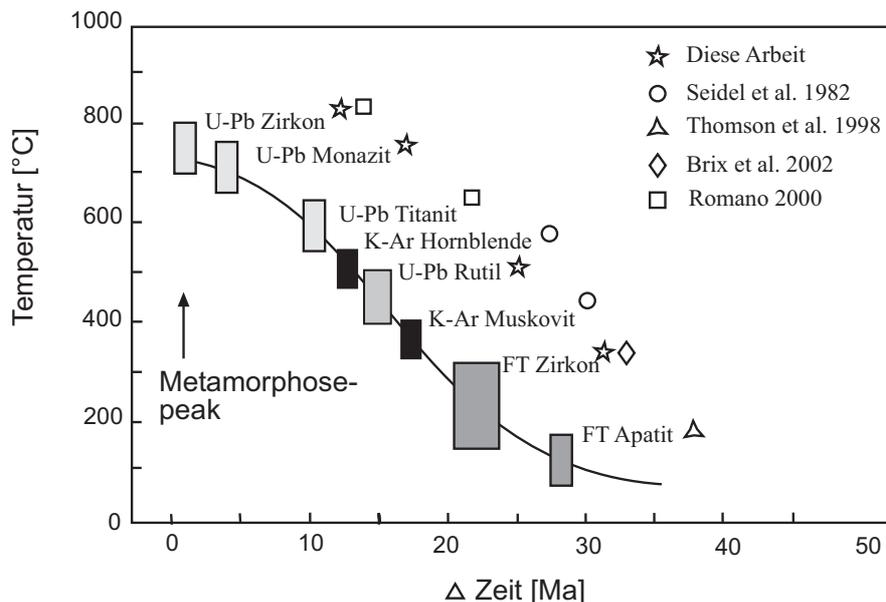


Abbildung 2.5.: Schematische Rekonstruktion eines Temperaturpfades einer Metamorphose basierend auf den Schließungstemperaturen und Spaltspur-, „Ausheilungstemperaturen“ (FT) sowie dem relativen Alter der Minerale. Aufgetragen wurden die in dieser Arbeit und in Ostkreta datierten Minerale der PQS (verändert nach Spear 1993; Jolivet et al. 1996; Mezger et al. 1989; Parrish 1990). Die Größe der Kästen spiegelt die Ungenauigkeit in der Temperaturbestimmung und der Altersbestimmung der Minerale wider.

Monazit eignet sich zur Datierung des U-(Th)-Pb-Systems, da er bevorzugt Uran und Thorium aufnimmt, während der Gehalt an gewöhnlichem Blei gering ist. Das U-Th-Pb-Isotopensystem

der Monazite besitzt eine Schließungstemperatur von $725 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ (Parrish 1990). Die Schließungstemperatur des U-Pb-Systems für Zirkon mit typischer Korngröße ist $> 900 \text{ }^\circ\text{C}$ (Cherniak und Watson 2000). Bisherige Studien gingen davon aus, dass unterhalb dieser Temperatur Zirkon auf Grund niedriger Diffusionsraten nicht mehr beeinflusst wird (Cherniak et al. 1997a, b; Lee et al. 1997; Cherniak und Watson 2000). Zahlreiche Untersuchungen zeigten jedoch, dass Zirkone die niedriggradiger Metamorphose ausgesetzt waren, diskordante Alter liefern (Black 1987; Mezger und Kroogstad 1997). Bisher wurde dies auf eine Mischung mehrerer Zirkon-Generationen (Vavra et al. 1996; Chen et al. 2002a) oder auf Pb-Diffusion aus dem Zirkon (Wetherill 1956; Wasserburg 1963) zurückgeführt. Diese Pb-Diffusion wurde als Resultat von Rekristallisation oder durch 'radiation damage' verursachten Fluidtransport interpretiert (Mattinson 1997; Mezger und Kroogstad 1997).

Neben den Schließungstemperaturen existieren noch Spaltspur-, „Ausheilungstemperaturen“, die in wesentlich niedrigeren Temperaturbereichen liegen und somit meist die letzten datierbaren Phasen der Metamorphose und Exhumierung widerspiegeln. Zirkon-Spaltspuren verheilen oberhalb ca. $350 \text{ }^\circ\text{C}$ (Brix et al. 2002).

U-Pb- und Pb-Pb-Verhältnisse werden häufig zur Altersbestimmung eines Minerals bzw. Gesteins herangezogen, da mehrere stabile Blei-Isotope existieren (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb), von denen zwei aus dem Zerfall von Uran ($^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ und $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$) und eines aus dem Zerfall von Thorium ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$) stammen. Auf Grund der Zerfallskonstanten (siehe Tabelle 2.1) eignet sich das U-Pb und Pb-Pb Isotopensystem zur Datierung präalpidischer Ereignisse.

Isotop	Zerfallskonstante (a^{-1})	Halbwertszeit (a)	Häufigkeit (%)
^{238}U	$1,5512 \times 10^{-10}$	$4,4680 \times 10^9$	99,2743
^{235}U	$9,8485 \times 10^{-10}$	$0,7038 \times 10^9$	0,72
^{234}U	$2,8060 \times 10^{-6}$	$2,4600 \times 10^5$	0,00057
^{232}Th	$0,4947 \times 10^{-11}$	$14,010 \times 10^9$	100

Tabelle 2.1.: Zerfallskonstanten und Halbwertszeiten der U-Isotope und des Th-Isotops (aus Wendt 1988).

Zur Bestimmung dieser Verhältnisse wurden sowohl ein Thermionen-Massenspektrometer (für Zirkon- und Rutil-Altersbestimmungen) als auch eine Elektronenstahl-Mikrosonde (für Monazit-Datierungen) verwendet.

2.5.1. Massenspektrometer-Analysen (TIMS)

Basierend auf der Isotopenverdünnungsanalyse (ID) können die Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse und Isotopenkonzentration der Probe mittels Massenspektrometer bestimmt werden. Hierfür wird einer bestimmten Probenmenge mit unbekannter Isotopenzusammensetzung/-Konzentration eine bestimmte Menge an Lösung ("Spike") zugefügt. Dieser "Spike" enthält eine bestimmte Konzentration der in der Probe vorhandenen Isotope, wobei ein Isotop stark angereichert ist. Das Gemisch wird homogenisiert und anschließend die Isotopenverhältnisse bestimmt (Probe + Spike). Das Prinzip der Isotopenverdünnung bzw. der Konzentrationsberechnung kann exemplarisch anhand der zwei Uran-Isotope beschrieben werden:

Die Zahl der Atome des U^{235} -Isotops der Probe sei U_{Pr}^{235} und des U^{238} -Isotops der Probe sei U_{Pr}^{238} . Die Atome des Spikes seien entsprechend U_{Spike}^{235} und U_{Spike}^{238} ; die Mischung (Probe + Spike) sei U_{Mix}^{235} und U_{Mix}^{238} . So ergibt sich auf Grund der Massenbilanz folgende Beziehung:

$$\frac{U_{Mix}^{235}}{U_{Mix}^{238}} = \frac{U_{Pr}^{235} + U_{Spike}^{235}}{U_{Pr}^{238} + U_{Spike}^{238}} \quad (2.6)$$

2. Methodik

man schreibe nun im Zähler für

$$U_{Pr}^{235} = U_{Pr}^{238} \times \left(\frac{U_{Pr}^{235}}{U_{Pr}^{238}} \right) = U_{Pr}^{238} \times \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Pr} \quad (2.7)$$

sowie

$$U_{Spike}^{235} = U_{Spike}^{238} \times \left(\frac{U_{Spike}^{235}}{U_{Spike}^{238}} \right) = U_{Spike}^{238} \times \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Spike} \quad (2.8)$$

so ergibt sich:

$$\left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Mix} = \frac{U_{Pr}^{238} \times \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Pr} + U_{Spike}^{238} \times \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Spike}}{U_{Pr}^{238} + U_{Spike}^{238}} \quad (2.9)$$

Da das Verhältnis U^{235}/U^{238} des Spikes bekannt ist, und die Probe einem konstanten Verhältnis entspricht, ist die einzige Unbekannte U_{Pr}^{238} . Daher ergibt sich:

$$U_{Pr}^{238} = \frac{U_{Spike}^{238} \times \left[\left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Spike} - \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Mix} \right]}{\left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Mix} - \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Pr}} \quad (2.10)$$

Die Anzahl der U_{Pr}^{235} -Atome in der Probe berechnet sich aus:

$$U_{Pr}^{235} = U_{Pr}^{238} \times \left(\frac{U^{235}}{U^{238}} \right)_{Pr} \quad (2.11)$$

Aufbereitung

Zur Separation der zu analysierenden Minerale wurden jeweils 30 bis 50 kg Probenmaterial aufbereitet. Letzteres wurde gesäubert, Verwitterungskrusten entfernt und anschließend mittels Backenbrecher und Scheibemühle zerkleinert. Durch den 'Wilfley'-Nassrütteltisch erfolgte eine erste Konzentration der Schwerminerale, welche durch Schwerentrennung in Bromoform und Di-jodmethan weiter angereichert wurden. Zudem fand eine magnetische Separation der Minerale durch den 'Franz'-Magnetscheider statt. Danach wurden die zu untersuchenden Minerale per Hand unter dem Mikroskop ausgelesen.

Die Einwaage der zu untersuchenden Minerale richtet sich neben dem zu erwartenden U-Gehalt auch nach dem gewöhnlichen Pb-Gehalt des Minerals. Zur Übersicht sind in Tabelle 2.2 die zu erwartenden Gehalte aufgeführt.

Mineral	Formel	Uran-Gehalt (ppm)	Gew. Blei-Gehalt (%)
Zirkon	ZrSiO ₄	1 → 10000	< 1
Monazit	CePO ₄	282 – 13730	< 1
Rutil	TiO ₂	< 1 – 390	2 – 95

Tabelle 2.2.: Uran-Blei Gehalte der in dieser Arbeit analysierten Minerale (verändert nach Heaman und Parrish 1991).

Zur Analyse von Zirkonen wurde ein mit ^{235}U und dem künstlichen Isotop ^{205}Pb angereicherter Doppel-Spike verwendet, wohingegen den Rutilen auf Grund des hohen gewöhnlichen Blei-Gehaltes ein ' $^{235}\text{U} - ^{208}\text{Pb}$ ' Doppel-Spike beigefügt wurde. Ein Teil der Zirkone wurde nach der Methode von Krogh (1982) abradiert. Anschließend wurden Zirkone mit '205 - Spike' in HF

und Rutilen mit '208 - Spike' in HF und HNO₃ aufgelöst. Die Separation des U und Pb der Zirkone erfolgte nach Krogh (1973) [siehe auch Dörr et al. (2002a, b) sowie Tab. A.18] und der Rutilen nach der Methode für Gesamtgestein von Todt (1988).

Die mit Phosphor-Säure (H₃PO₄) versetzten PbO₂- und UO₂-Depots wurden mit 4 µl Silika-Gel vermischt und auf ein Rhenium-Single-Filament geladen.

Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mittels Feststoff-Thermionenmassenspektrometer (TIMS) (Finnigan 'MAT 261') mit Messung der Massen im Multi-Kollektor-Status durch Faraday-Auffänger und auf Grund der geringen Konzentration des ²⁰⁴Pb in Zirkonen und Monaziten, dieses durch Ionenzählung. Die Messtemperatur für Blei lag zwischen 1360 und 1420 °C, die für Uran zwischen 1450 und 1550 °C.

Die Auswertung und Fehlerkorrektur der Daten erfolgte nach Ludwig (1980) mit dem Programm PB-Dat (Ludwig 1991). Der Blank-Blei betrug 5 - 10 pg. Die initialen Blei-Verhältnisse wurden Stacey und Kramers (1975) entnommen. Zur Berechnung der Alter wurden die von Jaffey et al. (1971) angegebenen Zerfallskonstanten verwendet. Die Erstellung der Konkordia-Diagramme und Regressionsgeraden erfolgte mit Isoplot 2.A (Ludwig 1999) sowie Geodate 2.2 (Elington und Harmer 1991).

Die Grobaufbereitung des *Sfaká*-Paragneises und des *Exo Moulíaná2*-Amphibolits wurde von Dr. J. Fiala an der Akademie der Wissenschaften in Prag durchgeführt.

2.5.2. Th-U-Pb-Datierungen mittels Elektronenstrahlmikrosonde

Eine Altersbestimmung von Monaziten mittels Elektronenstrahlmikrosonde (EMP) bringt schnellere Ergebnisse sowie die Möglichkeit der Einzelkorn-Messung kleinerer Monazite. Des Weiteren reicht gegenüber der konventionellen Altersbestimmung eine wesentlich geringere Probenmenge zur Analyse aus, sodass unter anderem auch kleinere Gerölle analysiert werden können. Ein großer Nachteil gegenüber einer TIMS-Analyse ist jedoch der wesentlich größere Fehler in der Altersbestimmung.

Das Modellalter des Monazit-Korns wird durch Messung der U-, Th- und Blei-Gehalte bestimmt (Finger et al. 1996; Montel et al. 1996). Ein 1σ-Fehler des Alters ergibt sich aus den analytischen Messfehlern des Pb, Th und U (Zählstatistik der EMS). Durch lange Zählzeiten kann dieser auf ca. 20 - 30 Ma reduziert und durch Messung mehrerer Punkte und Mittelwertberechnung mit Fehlergewichtung in günstigen Fällen statistisch bis auf ~ 10 Ma eingegrenzt werden. Das Alter wird basierend auf einer Gesamt-Pb-Th-Isochrone berechnet.

Zur Altersbestimmung der Monazite wurden 50 Dünnschliffe von Gneisen und Glimmerschiefern von Prof. F. Finger und Mag. E. Krenn, Mineralogisches Institut der Universität Salzburg analysiert.

2.5.3. Spaltspurenanalyse

Durch spontane Spaltung des ²³⁸U entstandene Spaltkerne verursachen Gitterstörungen im Kristall. Das ²³⁸U erleidet neben dem α-Zerfall noch eine Spontanspaltung. Die Spaltung des ²³⁵U und ²³²Th können auf Grund der niedrigen Zerfallskonstanten vernachlässigt werden.

Durch Ätzung können die Gitterdefekte soweit vergrößert werden, dass sie unter dem Mikroskop als Kanäle sichtbar werden. Durch Messung der Dichte der Spaltspuren und des U-Gehalts kann das Alter des Materials bestimmt werden. Zirkon wird mit NaOH angeätzt und danach in einem Kernreaktor bestrahlt. ²³⁵U erleidet hierbei eine Spaltung durch Neutronen-Einfang und seinerseits eine Spur, die ausgemessen werden kann.

Zur Berechnung des Alters werden die Zerfälle (D) von ²³⁸U in einem cm³ Probenvolumen in der Zeit *t* ermittelt. Ein kleiner Teil φ der Spuren wird die Oberfläche kreuzen und kann ausgezählt werden.

Das einzige Problem der Spaltspur-Methode ist, dass schon bei sehr niedrigen Temperaturen die Gitterdefekte ausheilen und somit die Spaltspuren verschwinden, sodass die 'Spaltspur-Uhr' wieder auf Null gestellt wird. Die Heilungstemperaturen für Spaltspuren von Zirkon liegen zwischen 210 bis 350 °C (Yamada et al. 19965; Tagami und Dumitru 1996; Brix et al. 2002) und für Apatit bei 60 bis 120 °C (Naeser und Faul 1969; Gleadow und Duddy 1981; Green et al. 1989) (Abb. 2.5). Die Zirkon-Separate wurden von Dr. M. Brix an der Ruhr-Universität (Bochum) bearbeitet und gemessen.

2.6. Rückstreuelektronen (BSE)- und Kathodolumineszenz-Analyse (KL)

Lumineszenz ist die Emission von Licht in einer festen Substanz. Durch die Energie der β -Strahlen (Elektronen) wird ein Atom oder Molekül zu einem Quantensprung angeregt, fällt aber nach kurzer Zeit (10^{-8} s) unter Emission von Strahlung wieder in seinen ursprünglichen Energiezustand zurück. Die Wellenlänge der Emmissionsstrahlung ist stets länger als die der Erregerstrahlung. Die Intensität der Kathodolumineszenz (KL) ist eine Funktion der Stromdichte am Präparat und an der Spannung (Beschleunigungspotential) des eingesetzten Elektronenstrahls. Unterschiedliche Intensität in den Kristallen ist auf Gitterfehlbesetzungen und -defekte innerhalb des Kristalls zurückzuführen. Unter Einfluss eines Kathodenstrahls neigen solche Bereiche zu einer stärkeren Energieabsorption aus dem Strahl als benachbarte Gitterplätze. Daher finden dort häufiger Elektronensprünge statt und somit werden häufiger Lumineszenzelektronen abgegeben. Neben Rissen ist der Einbau von Ionen mit ähnlicher Ladung in den Kristall für Gitterverbiegungen verantwortlich, jedoch reicht in einigen Ionen das Strahlungsniveau nicht aus, um einen Quantensprung zu erreichen. Daher emittieren diese Bereiche keine Lumineszenz, während Seltenen-Erd-Elemente (REE) eine spätere Lumineszenz fördern.

Bei der Rückstreuelektronen-Analyse (BSE) werden Elektronen des Primärstrahls an der Objekttoberfläche reflektiert und geben somit Informationen über Zusammensetzung und Orientierung des Minerals. Die Helligkeit der BSE-Bilder steht im Zusammenhang mit der Ordnungszahl des Minerals. In Zirkon nimmt die Helligkeit durch Einbau der schweren Elemente U, Hf und wahrscheinlich Y, HREE, Th und Pb zu.

Die Internstruktur der Zirkone besteht häufig aus einer primären magmatischen Wachstumszonierung und einer sekundären post-kristallinen Struktur. KL-Aufnahmen magmatischer Zirkone zeigen eine euhedrale, konzentrische, oszillatorische Zonierung und Sektor-Zonierung (Vavra 1990, 1993; Pidgeon et al. 1998). Sekundäre Zonierung ist eher selten und wurde nur bei hochgradigen Gneisen beobachtet (Pidgeon et al. 1998). Die genauere Ursache der Lumineszenz wird jedoch noch immer diskutiert, sicher ist die Lumineszenz-Eigenschaft von ZrSiO_4 selbst (Hanchar und Miller 1993) und von REE (besonders Dy^{3+} und Tb^{3+}). Die Metamiktisierung dagegen unterdrückt die Lumineszenz (Nasdala et al. 2002; Möller et al. 2002).

Zur Untersuchung der Zirkone wurden Streupräparate mittels Epoxidharz auf Objektträger gebettet und anschließend poliert. Danach wurden die Schliche mit Graphit bedampft und mittels Mikrosonde (JEOL ® Superprobe JXA-8900) an der Universität Frankfurt, Institut für Mineralogie untersucht. Die Messparameter waren im BSE-Modus: Spannung 15 kV; Strahlintensität 6 - 9 nA und im KL-Modus: Spannung 15 kV; Strahlintensität 21 - 43 nA.

2.7. Element-Verteilung in Zirkonen

Tracht und Habitus der Zirkone (tetragonales ZrSiO_4) hängen vom Chemismus bzw. von der Entstehung der Zirkone ab. Nach dem Modell von Pupin (1980) ist für die Ausbildung von Tracht

und Habitus die Entstehungstemperatur verantwortlich. Untersuchungen von Vavra (1990); Benisek und Finger (1993) und Vavra (1993) zeigen hingegen, dass der Einbau von Hf und REE die Form beeinflusst. U^{4+} wird an die Position des Zr^{4+} eingebaut und $Y^{3+}(PO_4^{3-})$ an Stelle von $2[(Zr^{4+})(SiO_4^{4-})]$. Auf Grund des Uran-Zerfalls werden U-reicher Zonen metamiktisiert. Hier findet verstärkt Diffusion statt, sodass Zr^{4+} von Y^{3+} und Yb^{3+} und anderen REE an den Oktaeder-Plätzen sowie Si^{4+} durch P^{5+} an den Tetraeder-Plätzen ersetzt wird (siehe Pidgeon et al. 1998). Diese Kationen können auf Grund ähnlicher Ionenradien von $< \pm 15\%$ zu Si^{4+} und Zr^{4+} eingebaut werden (Goldschmidt-Regel). Hierdurch entstehen Xenotim-Domänen. Von Cherniak et al. (1997b) wurden O^- -Zentren beschrieben. Zudem wird Zr^{4+} von U^{4+} , Th^{4+} , Ti^{4+} und Ce^{4+} ersetzt, während Si^{4+} von Fe^{3+} und Al^{3+} ersetzt wird. Der Einbau der Fremdelemente Ca^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} und Mn^{2+} in hydratisierte Zirkonbereiche erfolgt sekundär. Hier kommt es zum Verlust von Si^{4+} , Zr^{4+} sowie von radiogenem Pb^{2+} und manchmal U^{4+} (Geisler und Schleicher 2000; Geisler et al. 2003). Zudem entsteht Baddeleyit (ZrO_2) (Balan et al. 2001). Metamorphe oder magmatische Zirkone unterscheiden sich wesentlich im Gehalt an Y, REE, Th und U (Pan 1997; Hoskin und Ireland 2000).



Die Bestimmung der Elementverteilungsmuster erfolgte an den zuvor durch BSE- und KL-Bildern untersuchten Zirkonen. Hierfür wurden 4-10 Punkte (Linienprofile) von jeweils sechs Zirkonen des *Chamezí-*, *Parasporí-* und *Exo Moulianá-*Orthogneises untersucht. Die Analysen wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL ® Superprobe JXA-8200) an der Universität Erlangen, Institut für Mineralogie durchgeführt. Die Messbedingungen waren 20 kV und 100 nA. Es standen drei PET- und ein TAP-Kristall zur Verfügung. Die Konzentration der Zirkon-Hauptelemente Zr ($L\alpha$) und Si ($K\alpha$) wurden mit jeweils 10 s Zählzeit bestimmt. Die Zählzeit der Zirkon-Nebenelemente Mn ($K\alpha$), Fe ($K\alpha$), Al ($K\alpha$), Ca ($K\alpha$) und Y ($L\alpha$) betrug je 20 s. Die Spurenelemente U ($M\beta$) und Th ($M\alpha$) wurden jeweils mit 100 s gemessen. Zur Verbesserung der Zählstatistik wurde jedes Profil dreimal gemessen.

2.8. RDA- und RFA-Analysen

Die Bestimmung des tektonischen Settings der 'Granite' kann durch geochemische Analysen erfolgen. Granite werden von Pearce et al. (1984) als plutonische Gesteine mit mehr als fünf Prozent modalem Quarz-Gehalt definiert. Die Granite können in Ozeanische-Rücken-Granite (ORG), Vulkanbogen-Granite (VAG), Intraplatten-Granite (WPG) und Kollisionsgranite (COLG) untergliedert werden. Zur Diskriminierung der Granite können die Y-, Yb-, Pb-, Ba-, K-, Nb-, Ta-, Ce-, Sm-, Zr- und Hf-Konzentration herangezogen werden (Rollinson 1993). Die effizienteste Unterscheidung erfolgt auf Grund ihrer Rb-, Y- (und ihre analoge Yb-Gehalte) und Nb- (und ihre analoge Ta-Gehalte) (Pearce et al. 1984).

- **Ozeanische-Rücken Granite (ORG):** Granite, die mit normalen und anormalen Ozeanischen-Rücken sowie mit 'fore-arc'- und 'back-arc'- Beckenrücken assoziiert sind.
- **Vulkanbogen Granite (VAG):** Granite, die in von tholeiitischen oder kalkalkalinen Basalten dominierten Ozeanbögen sowie an aktiven Kontinentalrändern auftreten.

- **Intraplatten Granite (WPG):** Granite in interkontinentalen Ringkomplexen und Ozeanischen Inseln oder aus kontinentaler Kruste stammend.
- **Kollisionsgranite (COLG):** Syn- und post-tektonische Granite, welche mit Kontinent-Kontinent- oder mit Kontinent-Bogen-Kollision assoziiert sind.

2.8.1. Magmentemperatur der Granitoide

Untersuchungen von Watson und Harrison (1983) zeigen, dass der Zirkonium-Gehalt einer magmatischen Schmelze von ihrem Chemismus und ihrer Entstehungstemperatur abhängt.

$$\ln D_{Zr}^{Zirkon/Schmelze} = \{-3,80 - [0,85(M - 1)]\} + 12900/T \quad (2.12)$$

hierbei ist $\ln D_{Zr}^{Zirkon/Schmelze}$ das Konzentrations-Verhältnis von Zr, T ist die absolute Temperatur und M ist das Kationen-Verhältnis von $(Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ des Gesamtgesteins.

Daher kann der Zr-Gehalt zur Bestimmung der Magmentemperatur herangezogen werden. Da Zr gewöhnlich ein inkompatibles Spurenelement ist, reichert es sich meist in felsischen Gestein an, bis eine Sättigung auftritt. Zwar kann auf Grund der Bildung von Zirkon eine fraktionierte Rekristallisation stattfinden, jedoch reichern sich im Zirkon, wie schon zuvor beschrieben, schwere REE an, sodass auf Grund des Zirkon/Flüssigkeits-Partitions-Koeffizients für diese angereicherten Elemente im Zirkon, der ursprüngliche Zr-Gehalte der Schmelze abgeleitet werden kann. Einfluss auf dieses Verhältnis haben jedoch ererbte Zirkone, da hier eine Diffusion zwischen Schmelze und Mineral stattfinden wird.

Die Gesteinschemie und die Mineralzusammensetzung der Granite wurden durch RFA- und RDA-Analysen ermittelt. Zur Herstellung von Schmelztabletten für RFA-Analysen wurde das Probenmaterial in einem Wolfram-Karbit Einsatz und anschließend mittels Scheibenschwingmühle mit Achat-Einsatz auf eine Korngröße von $< 20 \mu\text{m}$ zerkleinert. Die Aufbereitung der Proben erfolgte an der Universität Frankfurt. Die Messung der Schmelztabletten wurden von Prof. F. Finger (Universität Salzburg) mittels RFA (Bruker AXS; Pioneer S4) durchgeführt. Zur Bestimmung der Gesamtgesteinschemie (RDA-Analysen) wurden die Gesteinsproben mittels Kugelmühle zerkleinert und anschließend Pulverpresslinge hergestellt. Die Messung erfolgte an der Siemens D5000 (Universität Erlangen) sowie die anschließende Auswertung unter Verwendung von Winfit (Krumm 1996).

3. Ergebnisse

3.1. Struktureller Aufbau des Altkristallins

Basierend auf den im Folgenden dargestellten Ergebnissen wird das kretische Altkristallin der Phyllit-Quarzit-Serie (PQS) in vier Komplexe, die sich im Gesteinsinventar, präalpidischem Metamorphosegrad und präalpidischem Metamorphosealter unterscheiden, gegliedert. Diese Einheiten wurden nach Lokalisationen nahe dem jeweiligen Vorkommen benannt. Der von Franz (1992) als Myrsini-Kristallin beschriebene Komplex lässt sich in das **Myrsini-Kristallin s. str. (MCC)** und das **Kalavros-Kristallin (KCC)** untergliedern, zudem treten das **Vaí-Kristallin (VCC)** und das ebenfalls von Franz (1992) beschriebene **Chamezí-Kristallin (CCC)** auf. Die Verbreitung dieser Komplexe wurde in der Gefügekarte Sitia-Mochlos (Abb. A.8.2.) dokumentiert, die darüber hinaus Gefügeelemente wie präalpidische Faltenachsen, streckungsfaserparallele Faltenachsen, Streckungslineare und Foliationen enthält.

Des Weiteren wurden die Altkristallingerölle der Meta-Konglomerate untersucht. Die Nomenklatur dieser Einheiten wurde den Arbeiten von Krahl et al. (1983, 1986) und Haude (1989) entnommen. Auch für die eigentlichen Altkristallinkomplexe wurden, soweit übereinstimmend, die bisherigen Termini beibehalten.

Die Großstruktur des Altkristallins ist von dem alpidischen Großfaltenbau geprägt. Das innerhalb der 'Mulde von Myrsini' auftretende Altkristallin nimmt eine Position zwischen den skythischen Chamezí-Schichten und der karbonisch-permischen Kalkphyllit-Marmor-Wechselfolge ein. Unter Berücksichtigung der alpidischen Tektonik sowie der regionalen Verbreitung der Altkristalline ist in Abbildung 3.1 die vermutliche Lagerung innerhalb des alpidischen Großmuldenbaus skizziert. So beißt das KCC an der Nord- und Südflanke aus, da es den basalen Komplex bildet. Das KCC wird von den Amphiboliten überlagert, auf denen das MCC s. str. folgt. Den Muldenkern bildet das CCC. Die tektonostratigrafische Position des VCC innerhalb des Altkristallins kann auf Grund seiner isolierten geografischen Position nicht bestimmt werden.

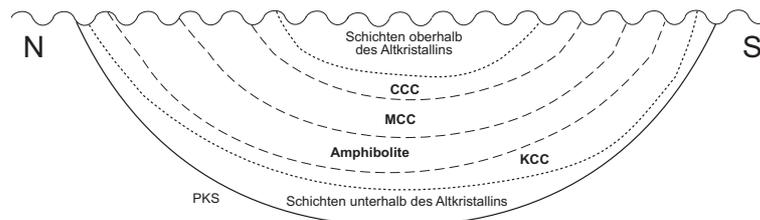


Abbildung 3.1.: Schematischer alpidischer Großmuldenbau mit Verteilung der Altkristalline innerhalb der PQS.

3.1.1. Petrografie und Gefüge in Bezug auf die prograde präalpidische Metamorphose

In allen Kristallinkomplexen finden sich bei simultanem Wachstum von Muskovit und Quarz Muskovit-kontrollierte Phasengrenzen und elongierte Quarze parallel der formgeregelten Muskovite. Die im Folgenden beschriebenen Quarzkornengrenzen werden nicht von anderen Mineralen beeinflusst, andernfalls werden sie gesondert beschrieben.

Kalavros-Kristallin (KCC)

Das Kalavros-Kristallin (KCC) umfasst zwei räumlich getrennte Areale: eines an der Nordküste, zwischen den Ortschaften Kalavros und Chamezí, und ein weiteres in der Umgebung der Ortschaft Parasporí. Das KCC setzt sich aus Marmoren und diversen Glimmerschiefern (Quarz-Glimmerschiefer, Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer, Granat-Glimmerschiefer, Staurolith-Granat-Glimmerschiefer) zusammen (Abb. 3.3). Die Deformationsphasen wurden mit $D_{K...} = \text{KCC}$ bezeichnet.

Die Glimmerschiefer zeigen eine prägnante Hauptfoliation mit Isoklinalfaltung der Quarz-Feldspat-Lagen. Zudem ist eine Runzelschieferung entwickelt, die mit Bildung von 's'-'z'-Falten und großräumigen E-W Falten einherging. Die Verteilung der Flächenpole der Hauptfoliation, Streckungslineare sowie Faltenachsen und Faltenachsebenen ist in Abb. 3.2 dargestellt. Die Hauptrichtungen wurden basierend auf gemeinsam auftretenden Linearen und Faltenachsen im Gestein separiert.

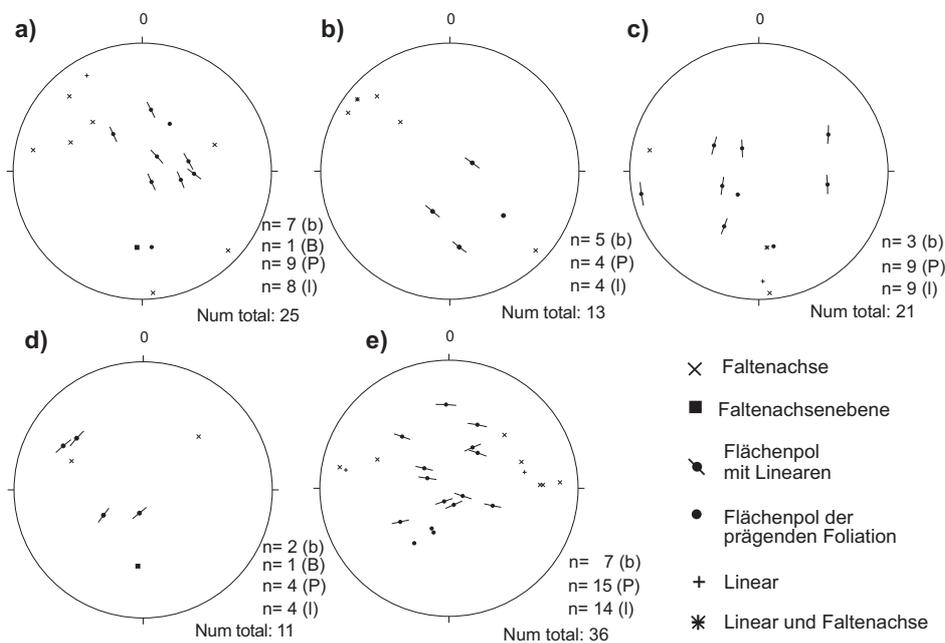


Abbildung 3.2.: Flächenpole der Hauptfoliation, Faltenachsen und Minerallineare in Glimmerschiefern und Marmoren des KCC. P = Flächenpol der Foliation, B = Flächenpol der Faltenachsebene, b = Faltenachse, l = Linear. Flächentreue Projektion auf der unteren Halbkugel. Flächen und Lineare wurden z.T. gemeinsam nach Hoepfner dargestellt.

Glimmerschiefer Das älteste Gefüge der hellbraunen **Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer** ist eine engständige kontinuierliche S_{K1} -Foliation, die aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen resultiert. Diese Foliation ist als S_i in Muskoviten und Biotiten gepanzert (D_{K3}). Die S_{K3} -Hauptfoliation wird aus einer weitständigen, zonalen Foliation aufgebaut, die aus einer lagenweisen Anreicherung von Quarz-reichen- und formgeregelten Phyllosilikat-reichen Domänen besteht. In den Quarz-reichen Domänen tritt ein mylonitisches Gefüge aus Quarz und Feldspat sowie formgeregelten Muskovit auf. Zudem entstanden während der D_{K4} -Deformation foliationsparallele Muskovit-Biotit-Verwachsungen. Die Kalifeldspäte sind vollständig serizitisiert, eher selten entwickelten sich Deformationslamellen in den Plagioklasen. Auch die hochtemperierte GBM der Quarze ist selten konserviert, da diese von alpidischer BLG und Subkornbau überprägt wurde. Zudem sind die max. 2 cm mächtigen Quarz-reichen Lagen auf Grund der D_{K5} -Deformation boudiniert.

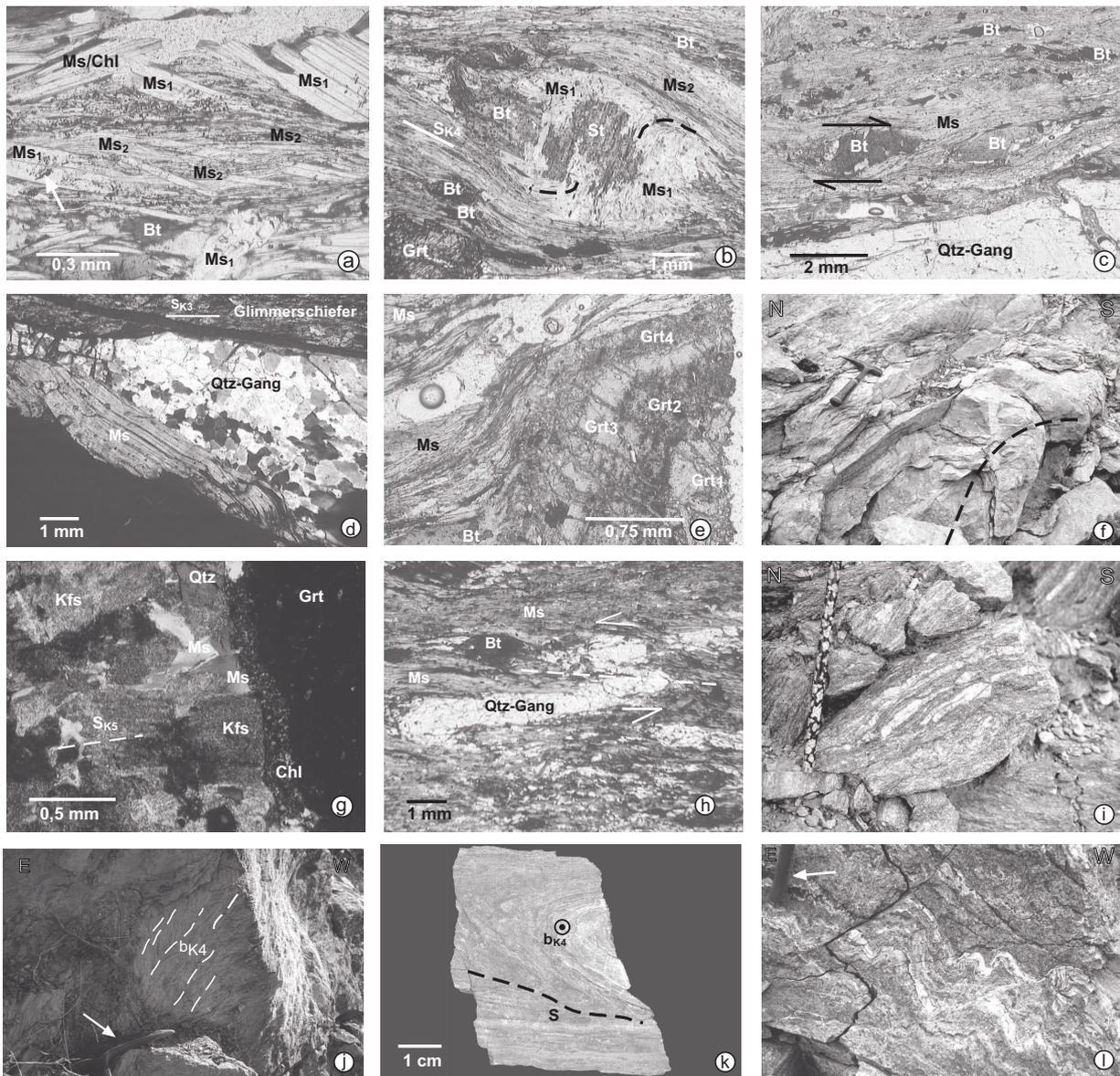


Abbildung 3.3.: Kalavros-Kristallin: a) Ms-Glimmerschiefer mit mehreren Muskovit-Generationen. Die größten, teilweise rotierten, Ms_1 (D_{K3}) überwachen eine engständige S_{K1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen (S_{K1pra}), während die kleineren Ms_2 parallel der Opakphasen wuchsen (S_{K1}). Ein großer Muskovit (Ms_1) am unteren rechten Bildrand weist zudem Knickung auf, || Nicols, XZ-Schnitt (00140922). b) Der Staurolith (D_{K3}) überwächst eine vertikal verlaufende engständige S_{K1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen. Randlich wächst Muskovit (Ms_1) pseudomorph nach Staurolith (D_{K3}). Dies bildet einen δ -Klasten, der von einer jüngeren Foliation überprägt wurde (S_{K4}); Glimmerschiefer, || Nicols, XZ-Schnitt, (01150504). c) Hauptfoliation (S_{K4}) umflasert präkinematische Biotit-Blasten. Den Top-E-Transport zeigen sowohl die Biotit-Glimmerfische im oberen Bildbereich als auch die Biotit- σ -Klasten an, Glimmerschiefer, || Nicols, XZ-Schnitt (02080503). d) Glimmerschiefer mit großem Muskoviten (~ 2 cm), welcher auf Grund der alpidischen Überprägung Knickbänder aufweist. Die S_{K3} -Hauptfoliation verläuft subhorizontal zu dem Quarz-Gang und den Muskoviten, + Nicols, XZ-Schnitt (Aufschluss 051102). e) Grt-Glimmerschiefer mit vierphasigem Granatwachstum (Grt1-4). Der Granat wird von einer subhorizontalen Hauptfoliation S_{K5} umflossen. Muskovit bildet dabei asymmetrische Druckschatten am Granat, || Nicols; XZ-Schnitt, (02060501). f) Faltung in Marmor (02080503). g) Druckschatten aus Muskovit an Granat wird von Kfs aufgezehrt. Dieser ist von Einschlüssen durchsetzt, Glimmerschiefer, + Nicols; XZ-Schnitt (3111). h) Glimmerschiefer mit subhorizontal verlaufender Hauptfoliation (S_{K3}), die von einer Runzelschieferung (S_{K5}) überprägt wurde und so einen älteren gefalteten Quarz-Gang (D_{K3}) verfault (b_{K5}). Es kam zur Boudinage des Ganges, angezeigt durch verdickte Faltscharniere und ausgedünnte Faltschenkel; || Nicols, XZ-Schnitt (01150504). i) Isoklinal gefaltetes Quarzmobilisat, Glimmerschiefer (00140914). j) Paragneiss des KCC mit S_{K4} -Bruchschieferung (00121002). k) Quarzit mit liegenden b_{K4} -Falten. Mikrogefüge zeigen non-koaxiale Bewegung mit Top-E-Transport (00180901). l) St-Grt-Glimmerschiefer mit E-vergenten b_{K4} -Falten (02080504).

3. Ergebnisse

Selten kommt es zum Ausbiss der graubraunen **Quarz-Glimmerschiefer**, deren ältestes Gefüge eine weitständige S_{K3} -Foliation ist, die aus einer Formregelung der Biotite und Muskovite sowie elongiertem Plagioklas resultiert. Untergeordnet treten Domänen mit bis zu 5 cm großen, verbogenen Muskoviten auf. Während D_{K3post} wurden die Plagioklase saussuritisiert und es entstanden Pseudomorphosen von Muskovit nach Plagioklas oder es kam zur Umwandlung von Plagioklas zu Klinozoisit und Albit. Eine weitere weitständige Foliation (S_{K4}) resultiert aus einer Formregelung von Klinozoisit und Muskovit. Die D_{K5} -Deformation führte unter anderem zur Rotation der älteren Biotitblasten. Die undulöse Auslöschung einiger statisch gesprosser Muskovite belegt weitere Deformation (D_{K5}). Auf Grund der alpidischen Deformation sind zahlreiche Muskovite serizitisiert und Biotite chloritisiert. Die Quarze der Quarzgänge besitzen suturierte Korngrenzen und eine amöboide Kornform. Sie weisen Subkornbau und Hinweise auf BLG auf. Die ältesten Mineralrelikte der **Granat-Glimmerschiefer** sind xenomorphe, einschlussfreie Granatkerne (D_{K1pra}), die von einer engständigen, kontinuierlichen S_{K1} -Foliation, die aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen resultiert, umflasert werden. Während der amphibolitfaziellen Überprägung bildete sich eine weitständige, zonale Foliation (S_{K3}), die aus einer lagenweisen Anreicherung aus granoblastischen Quarz-Feldspat-reichen- und lepidoblastischen Phyllosilikat-reichen- (Biotit, Muskovit) Domänen resultiert. In den granoblastischen Domänen schwimmen formgeregelte Muskovite, Biotite und Granate (D_{K3}). Bei weiter steigenden PT-Bedingungen wuchsen die Kalifeldspäte auf Kosten der Muskovite (D_{K3}) (Abb. 3.3g). Zudem sind die Kalifeldspäte von Einsprenglingen durchsetzt und die Plagioklase sind rekristallisiert (D_{K4}). Während der D_{K5} -Deformation entwickelten sich E-W Isoklinalfalten (b_{K5}). Auf Grund von Albitisierung der Kalifeldspäte entstand während der retrograden präalpidischen oder alpidischen Überprägung Schachbrettalbit. Des Weiteren kam es zur Albitisierung der Plagioklase, einhergehend mit der Ausfällung von Kalzit.

Die einschlussfreien Granatkerne (D_{K1pra}) der **Staurolith-Granat-Glimmerschiefer** werden von einer kontinuierlichen, engständigen S_{K1} -Foliation, resultierend aus einer Formregelung von Opakphasen und Muskoviten, umflasert. Während der nächsten Deformation wird die weitständige, zonale S_{K1} -Foliation von einer lagenweisen Anreicherung von Phyllosilikat- und Quarz-Feldspat-reichen Domänen überwachsen, sie ist jedoch als S_i in syn- bis postkinematisch gesprossstem Biotit, Staurolith, Granat, Muskovit und Turmalin gepanzert ($D_{K3-3post}$). Eine hochtemperierte D_{K3} -Deformation bewirkt Pseudomorphosen von Muskovit nach Staurolith, Biotit und Granat. Die Quarze zeigen hochtemperierte GBM und Schachbrettfelderung. Die reliktschen Porphyroblasten (Staurolith, Granat und Biotit) werden von der kontinuierlichen S_{K5} -Foliation, resultierend aus Formregelung von Muskovit, umflasert. Sie bildet zudem asymmetrische Druckschatten an den Granaten und Staurolith, die Top-E-Transport anzeigten (Abb 3.3b, e, h). Darüber hinaus bilden sich E-W verlaufende b_{K5} -Falten. Außerdem entwickelte sich eine mit der Faltung assoziierte S_{K5} -Runzelschieferung. In den Quarz-reichen, max. 1 cm mächtigen Lagen entwickelten sich zudem Isoklinalfalten bis Heringbone-Falten (D_{K5}). Des Weiteren zeigen Muskovit und Biotit undulöse Auslöschung und Knickbänderung (D_{K5}) (Abb 3.3l).

Quarzite Die isolierten Vorkommen der dunkelgrauen bis graubraunen Granat-Quarzite besitzen eine Mächtigkeit von max. 1 m. Der modale Mineralbestand setzt sich aus 65 % Quarz, 15 % Biotit, 10 % Chlorit, 5 % Muskovit und 3 % Granat sowie Akzessorien (Serizit, Pyrit, Hämatit und Zirkon) zusammen. Das älteste Gefüge bildet eine weitständige zonale parallele Foliation (S_{K3}), resultierend aus mylonitischen Quarz-Domänen sowie einer Formregelung der Glimmer in Quarz-Glimmer-Granat-Plagioklas-Domänen. Während der nächsten Deformation entstanden geschlossene Falten mit WNW/ESE verlaufenden Achsen (b_{K4}) und einem hierzu parallel verlaufendem Runzellinear (S_{K4}) (Abb. 3.3k). Zudem werden die Quarze von zwei Richtungsnetzen an Fluidbahnen durchzogen, von denen die älteren Bahnen die Schieferungsflächen der (b_{K4} -)Faltung

nachbilden. Die Muskovite weisen eine Formregelung parallel S_{K3} und S_{K4} auf, und wurden auf Grund der späteren Deformation verbogen. Eine spätere Schieferung zeigt anhand von σ -Klatten und Köcherfalten einen Top-NW-Transport mit gleichzeitiger Boudinage an (D_{K5}). An reaktivierten Scherbahnen kam es zum Auflösen und zur Entstehung einer Skelett-Struktur der Granate sowie deren Umwandlung in Chlorit. Auf Grund des erhöhten Fluiddurchsatzes während der retrograden präalpidischen und prograden alpidischen Überprägung erfolgte an diesen Bahnen eine Chloritisierung der Biotite und Granate, eine Serizitisierung der Plagioklase und Korngrößenreduktion der Quarze.

In Abbildung 3.4 ist das Mineralwachstum der Glimmerschiefer in Bezug auf die präalpidische Deformation aufgetragen.

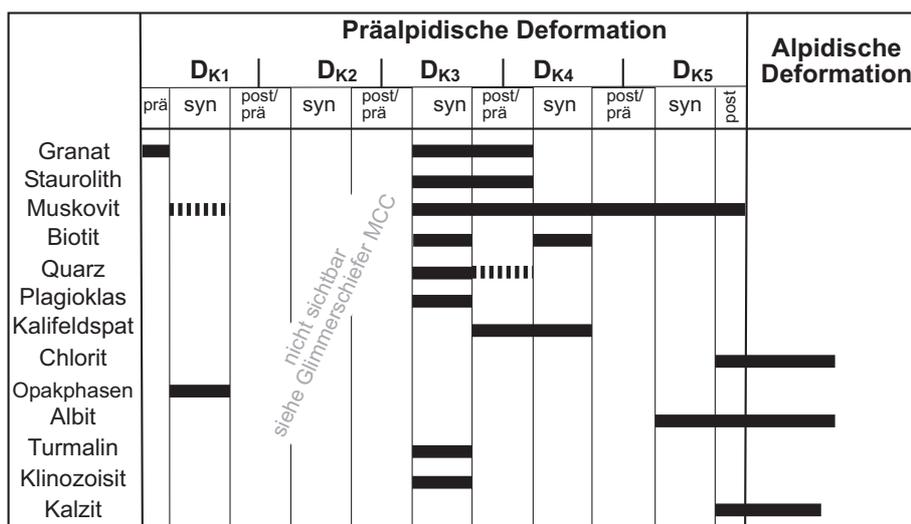


Abbildung 3.4.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Glimmerschiefer des KCC.

Marmore Die weiß bis hellgrauen grobkristallinen Dolomit-Marmore, mit hellgrau bis gelbgrauen Verwitterungskrusten treten nur vereinzelt in max. 5 m mächtigen Vorkommen auf. Eine schwach ausgeprägte Foliation wird von zerscherten und undulös auslöschenden, max. 2 mm, meist 0,5 - 1 mm großen, formgeregelten Muskoviten abgebildet. Die Hauptbestandteile sind Kalzit und Dolomit (max. 20 %). Die Kalzite zeigen ältere Typ-IV-Deformationszwillinge sowie jüngere Typ-I-II-Zwillinge (Burkhard 1993). Letztere resultieren aus der niedriggradigen alpidischen Überprägung. Größere Kalzite (1,5 - 5 mm) schwimmen in einer Matrix aus Kalzit und Dolomit mit Korngrößen von ca. 0,5 mm. Viele Kalzite zeigen suturierte Korngrenzen, Drucklösungssutturen und GBM. Quarze zeigen Subkornbau oder Deformationslamellen. Des Weiteren fand an den Dolomit-Mineralgrenzen eine Anreicherung von Opakphasen, häufig Pyrit, statt. Eher selten kam es zu einem großräumigen Faltenbau (Abb. 3.3f).

Myrsini-Kristallin s. str. (MCC)

Das Myrsini-Kristallin, der größte ostkretische Kristallinkomplex, zieht sich von Mochlos bis Skopí als mehr oder weniger zusammenhängender Komplex. Im Gebiet zwischen Myrsini und Messa Moulianá ist es mit dem KCC verschuppt und nahe dem Minoischen Hof steht es im Kontakt mit dem CCC. Entlang der Küste und zwischen Parasporí und Skopí steht es ebenfalls im Kontakt mit dem KCC.

Das MCC besteht aus großen Klippen-bildenden Amphibolit-Arealen, Glimmerschiefer-Serien, die häufig mit Paragneis-Serien wechseln, kleineren Orthogneis-Komplexen und Marmor-Vor-

3. Ergebnisse

kommen. Basierend auf simultan auftretenden Linearen und Faltenachsen lassen sich fünf präalpidische Richtungen ableiten (Abb. 3.5). Die N-S orientierten Gefüge treten überwiegend in den kompetenten Gneisen auf, während die E-W orientierten Gefüge in den Glimmerschiefern entwickelt sind. Die Deformationsphasen wurden mit $D_{M...}$ = Gneise, Glimmerschiefer und Marmore des MCC und $D_{A...}$ = Amphibolite bezeichnet. Die Hauptrichtungen wurden basierend auf gemeinsam auftretenden Linearen und Faltenachsen im Gestein separiert.

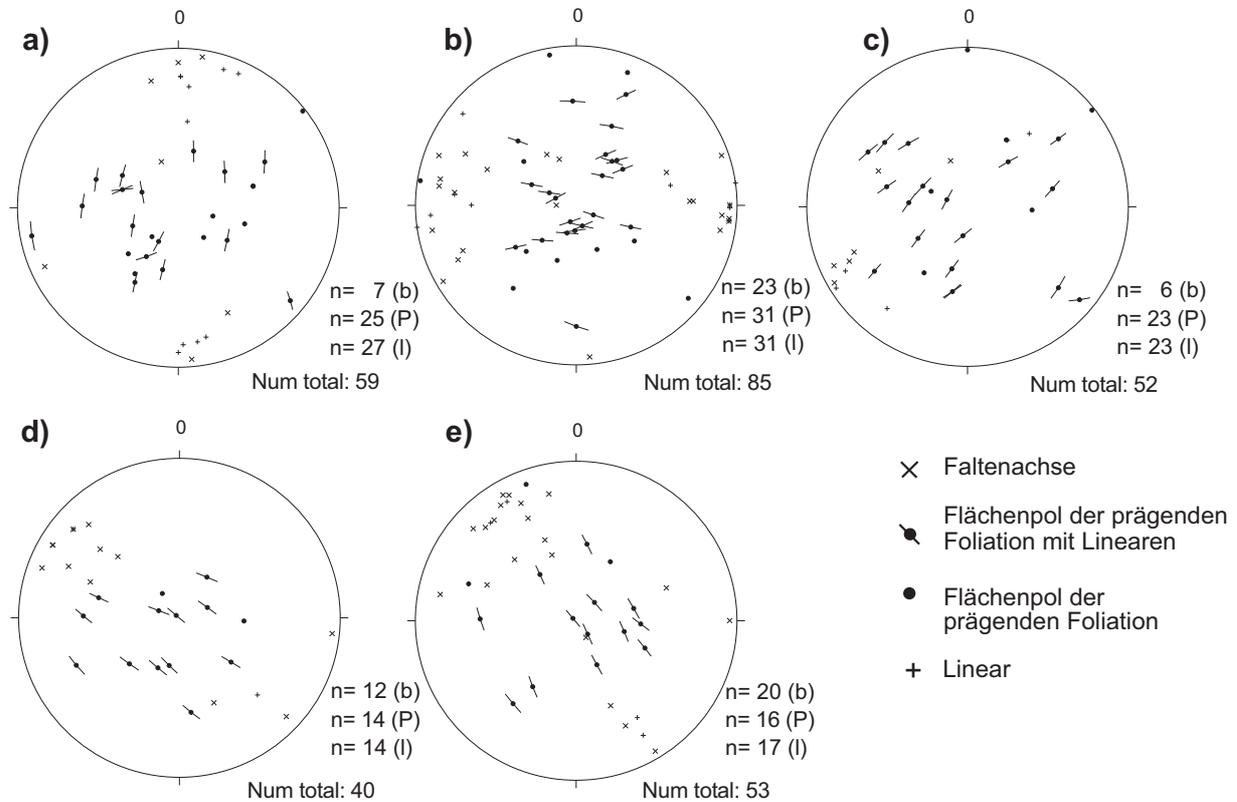


Abbildung 3.5.: Präalpidische Flächenpole der Foliationsflächen, Faltenachsen und Minerallineare der Glimmerschiefer, Gneise und Marmore des MCC. P = Flächenpol der Foliation, b = Faltenachse, l = Linear. Flächentreue Projektion auf unterer Halbkugel. Gemeinsame Darstellung der Flächenpole und Lineare nach Hoeppener.

Orthogneise Die hell- bis dunkelgrauen, bis zu 20 m mächtigen, mylonitischen Orthogneise treten 1,5 km N' von Exo Moulianá bis 2 km N' von Messa Moulianá auf. Das prägende Gefüge bildet eine mylonitische Foliation (S_{M3}), die aus einer Formregelung von Muskovit, elongiertem Quarz und dynamisch rekristallisiertem Plagioklas resultiert. Magmatische Kalifeldspat- und Plagioklasblasten und auch senkrecht und parallel zur Hauptfoliation (S_{M3}) verlaufende Plagioklasgänge (S_{M1}) sind während der D_{M3} -Deformation dynamisch rekristallisiert. Während der amphibolitfaziellen Überprägung traten non-koaxialen Top-N-Scherbewegungen auf, erkennbar anhand eines SC-Gefüges, Glimmerfischen, σ -Klasten aus Feldspat und streckungsfaserparallele Falten mit N-S verlaufenden Achsen (b_{M3}). Diese wurden von einer E-W streichenden Runzel- bis Bruchschieferung überprägt (S_{M5}) (Abb. 3.8a, e, o).

Die ältesten Mineralrelikte des hellgrauen protomylonitischen Orthogneises 'SW' von Skopí sind Klasten aus Plagioklas-Albit-Verwachsungen (D_{M1}). Während der späteren amphibolitfaziellen Überprägung (D_{M3}) entwickelten sich geschlossene streckungsfaserparallele NNW-SSE verlaufende Falten (b_{M3}) (Abb. 3.8c).

Eine weitere Varietät bilden die hellrosa bis grauen Protomylonite, deren Foliation (D_{M3}) aus einer Regelung von Muskovit sowie elongiertem Plagioklas und Quarz resultiert. Gleichzeitig bil-

detete sich eine liegende streckungsfaserparallele Großfalte mit einer N-S verlaufenden Achse (b_{M3}) aus. Zudem kam es zur SGR der Albitblasten (Abb. 3.8d). Während einer weiteren Deformation (D_{M5}) entwickelte sich zum einen eine Knickbänderung der Muskovite in Phyllosilikat-reichen Lagen, zum anderen fanden Scherbewegungen entlang der 001-Flächen der Glimmer statt. Letzteres führte zum Fluidtransport, einhergehend mit Serizitisierung und Anreicherung von Opakphasen (Abb. 3.6).

Magmatische Ganggesteine S' von Chamezi beißt ein hellgrau-weißes magmatisches mylonitisches Ganggestein mit einem E-W verlaufenden Streckungslinear und nadeligem Minerallinear aus (D_{M3}). Das Gestein besteht zu 65 % aus Feldspäten, 30 % Quarz und 5 % Opakphasen. Die Feldspäte weisen zu 60 % Plagioklas- und zu 40 % Kalifeldspat-Zusammensetzung auf, zudem sind Perthit/Antiperthit-Entmischung zu finden. Des Weiteren existieren Albit-Quarz-Verwachsungen. Während der amphibolitfaziellen Überprägung entmischten die Feldspäte, bildeten Deformationszwillinge oder rekristallisierten (D_{M3}). Des Weiteren trat eine Myrmekitisierung auf (Abb. 3.8l). Die Quarze sind meist von Feldspäten umgeben und weisen lobate Phasengrenzen auf.

Paragneise Die ältesten Gefügerelikte der grau-ocker farbigen **Plagioklas-Gneise** sind Quarz-Plagioklas-Verwachsungen (D_{M1}), die Klasten in der prägenden protomylonitischen S_{M3} -Foliation, resultierend aus einer Regelung von Muskovit, Quarz und Plagioklas, bilden. Die Plagioklasklasten zeigen häufig Entmischung oder Rekristallisation. Außerdem trat während der retrograden präalpidischen Metamorphose eine Albitisierung der Plagioklase ein und es entstanden Schachbrettalbite (D_{M5-6}). Die Muskovite zeigen Lösung und besitzen deshalb xenomorphe Ausbildung, während die Plagioklase lobate Korngrenzen aufweisen. Die alpidische Überprägung älterer Quarzgänge (D_{M6}), die einen Top-S-Transport anzeigt, verursacht eine dynamische Rekristallisation der Leistenquarze und ein Chlorit-Wachstum parallel dieser Quarze, während die Plagioklase spröde deformiert wurden. Zudem trat in den Muskoviten eine Zerschierung parallel der 001-Flächen mit Kluftbildung auf. Diese Klüfte wurden mit Chlorit verfüllt.

In einem Paragneis entstanden während der D_{M3} -Deformation Köcherfalten sowie eine subhorizontale Foliation (S_{M3}) (Abb. 3.8b).

Eine weitere Varietät der Paragneise bilden die **Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise**. Typisch ist ein pseudomorphes Wachstum von Plagioklas nach Biotit, Granat und Staurolith. Zudem entstand eine Pseudomorphose von Plagioklas nach Biotit und Granat (Abb. 3.8j). Des Weiteren entstanden Plagioklasgänge, in denen sich Plagioklase mit Deformationszwillingen entwickelten (Abb. 3.22l).

	Präalpidische Deformation												Alpidische Deformation						
	D_{M1}			D_{M2}			D_{M3}			D_{M4}				D_{M5}			D_{M6}		
	prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn		post/prä	syn	post			
Muskovit																			
Quarz		■																	
Albit		■																	
Plagioklas	■	■	■																
Kalifeldspat	■																		
Chlorit																			

Abbildung 3.6.: Kristallisations/Deformations-Reaktionen in den Gneisen des MCC.

Glimmerschiefer Die in den folgenden Unterkapiteln dokumentierten Glimmerschiefer-Varietäten zeigen alle ähnliche Deformation, die sich auf Grund der unterschiedlichen Mineralzusammensetzung der Glimmerschiefer verschiedenen äußert. Auf Grund ihrer Inkompetenz sind die Glimmerschiefer mehrphasig gefaltet. Aus einer amphibolitfaziellen Deformation resultieren N-S orientierte Faltenachsen von geschlossenen, liegenden Falten, die von einer zweiten, offenen bis geschlossenen E-W Faltung überprägt wurden. Jedoch ist die N-S Faltungsphase intensiver und häufiger ausgebildet. Vereinzelt treten zudem ptygmatische Kleinfalten in Quarz-Feldspat-Lagen auf (Abb. 3.8n). In Abbildung 3.7 ist das Mineralwachstum der Glimmerschiefer in Bezug auf die präalpidische Deformation aufgetragen.

Das älteste Gefüge der 2 - 8 m mächtigen braun-grünen **Muskovit-Chlorit-Glimmerschiefer** bildet eine kontinuierliche Foliation von Opakphasen (D_{M1}), die in reliktschen Muskoviten und Chloriten gepanzert ist (D_{M3}). Das prägende Gefüge ist eine weitständige zonale Foliation, resultierend aus geregelten Phyllosilikat- und Quarz-reichen Domänen (S_{M3}). Die Quarz-reichen Bänder zeigen anhedrale Quarz-Feldspat-Verwachsungen sowie formgeregelte Chlorite mit Anwachssäumen aus braun-grünem Biotit. Die formgeregelten Muskovite zeigen zum einen an den Korngrenzen Drucklösungssuturen und zum anderen eine Reaktivierung der 001-Flächen als Scherbahnen (S_{M4}). Die nächste Deformation äußert sich in der Anlage einer weiteren Schieferung (S_{M5}). Chlorite und Muskovite löschen undulös aus oder weisen Knickbänder auf. Darüber hinaus zeigen die Quarze auf Grund der alpidischen Deformation eine Überprägung durch BLG, Subkornbau und Deformationslamellen.

Die hellgrauen **Biotit-Muskovit-Turmalin-Glimmerschiefer** besitzen eine weitständige parallele zonale Foliation, die aus einer Anreicherung von geregelten Biotit-, Muskovit- und Turmalin-reichen sowie mylonitischen Quarz- und Feldspat-reichen Lagen (S_{M3}) resultiert. Zudem weisen die Turmaline einen Zonarbau von einem gelbgrünen Kern zu einem blaugrünen Rand auf. Darüber hinaus finden sich im Kern häufig geregelte nadelige opake Einschlüsse ($S_i = S_{M1}$). Auf Grund der amphibolitfaziellen Überprägung entwickelten die Quarze eine amöboide Form resultierend aus einer GBM. Die Kalifeldspäte sind meist vollständig serizitisiert, während die Plagioklase meist amöboide Form mit entweder Deformations- oder Wachstumszwillingen aufweisen. Während der nächsten Deformation entstanden liegende, geschlossene, disharmonische Falten mit N-S verlaufender Faltenachse (D_{M3}). Die assoziierte Schieferung wird von geregelten Muskoviten und einem Subkornbau im Quarz abgebildet. Zudem erfolgte eine Boudinage der Quarz-reichen Lagen.

Die ältesten Relikte der graubraunen **Granat-Glimmerschiefer** sind Granatkerne (G_1), die von einer feinkörnigen engständigen Foliation aus länglichen geregelten Opakphasen, Muskoviten und Biotiten (D_{M1}) umflossen werden. Die Foliation wiederum ist als S_i in Biotit, Muskovit, Granat (G_2) und Quarz gepanzert (D_{M2}). Anschließend bildete sich eine kontinuierliche engständige Foliation (S_{M3}), die aus einer Formregelung von Biotit und Muskovit, Plagioklas und Quarz sowie Granat resultiert. In dieser Foliation treten ältere Biotite, Muskovite und Granate als xenomorphe Blasten auf. Die Quarze in den boudinierten Quarz-Domänen weisen eine hochtemperierte Korngrenzwanderungs-Rekristallisation (GBM) auf. Während der nächsten Deformation entstand ein lepidoblastisches Gefüge (S_{M4}) aus Muskovit und Turmalin. Der Turmalin bildet ein NNE-SSW orientiertes Minerallinear. Während der D_{M5} -Deformation erfolgte die Anlage einer E-W-Faltung mit assoziierter (Krenulations-)Schieferung, die von formgeregeltem Muskovit sowie Knickbändern in den Glimmern abgebildet wird.

Die ältesten Mineralrelikte der graubraunen **Granat-Staurolith-Glimmerschiefer** sind Granatkerne (D_{M1pra}), die von einer feinkörnigen engständigen Foliation (S_{M1}) umflossen werden. Letztere resultiert aus einer Formregelung von Opakphasen und Muskoviten (D_{M1}). Die S_{M1} -Foliation wurde gefaltet (D_{M2}) und anschließend von Staurolith, Biotit, Granat und Quarz überwachsen (D_{M3}) (Abb 3.8 h). Während der statischen Überprägung überwachsen Staurolithe z.T. ältere Quarze, sodass die hochtemperierten 120° Korngrenzen der Quarze konserviert

wurden (D_{M3post}). In den später boudinierten Quarz-Domänen erfolgte eine hochtemperierte Korngrenzwanderungs-Rekristallisation (GBM) der Quarze. Während einer retrograden Deformation erfolgte zum einen eine Chloritisierung der Granate und Biotite und zum anderen entstanden Druckschatten aus Mg-Chlorit an den Granaten und Biotiten (Abb 3.8h). Während der D_{M4} -Deformation entwickelte sich eine weitere engständige Foliation, die aus einer Einregelung von Muskoviten resultiert. Zudem erfolgte eine Rotation älterer Biotit-Blasten. Während der D_{M5} -Deformation bildeten sich Biege- bis Knickfalten mit einer assoziierten E-W verlaufenden Schieferung, woraus unter anderem das undulöse Auslöschen der Muskovite resultiert.

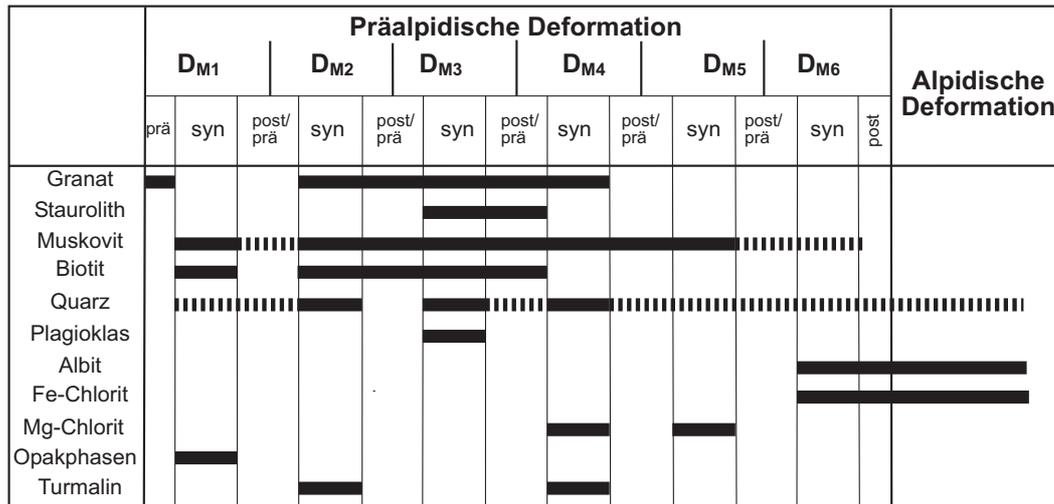


Abbildung 3.7.: Kristallisations-Deformations-Reaktionen in den Glimmerschiefern des MCC.

Marmore und Dolomite In den hellen, polyphas verfalteten Marmoren entwickelten sich mehrere Biegegleitfaltungsgenerationen mit liegenden 'z'-Falten. Des Weiteren treten mittel- bis dunkelgrau und ockerfarben verwitterte, dreiphasig duktil verfaltete Dolomit-Marmor-Wechselfolgen auf. Diese Vorkommen sind zum einen weitaus mächtiger als bisher beschrieben (SE' von Myrsini; mindestens 15 m), zum anderen beträgt der Dolomit-Anteil der Wechselfolgen bis zu 50 %. Die Wechsellagerung liegt im cm- bis dm-Bereich mit einer häufig auftretenden Boudinage der Dolomit-reichen Domänen. Es treten sowohl E-W Falten mit Amplituden im dm-Bereich als auch Kleinfalten auf.

In den dunkelgrauen, unreinen Marmoren entwickelten sich geschlossene, liegende Falten oder Schlepplagen (Abb. 3.8m). Unverzwilligte und verzwilligte Kalzite (Typ-III-Zwillinge; Burkhard 1993) zeigen suturierte Korngrenzen und Drucklösungsuturen, während die Dolomite Typ-I-II-Zwillinge aufweisen. Die alpidischen Kalzitgänge bestehen aus unverzwilligten Kalziten. Die Dolomitkörner (0,3 - 0,5 mm) besitzen in der Regel kleinere Korngrößen als die Kalzite (max. 2 mm, 0,5 - 1 mm). Die Dolomit-reichen Lagen sind zudem mit Pyrit und hämatitisiertem Pyrit angereichert. Des Weiteren treten zwei Muskovit-Generationen mit durchschnittlichen Korngrößen von ≥ 1 mm (G_2) und max. 4 mm (G_1) auf. Die Gangquarze zeigen suturierte Korngrenzen oder BLG, während die Albitklasten Deformationszwillinge entwickelten.

3. Ergebnisse

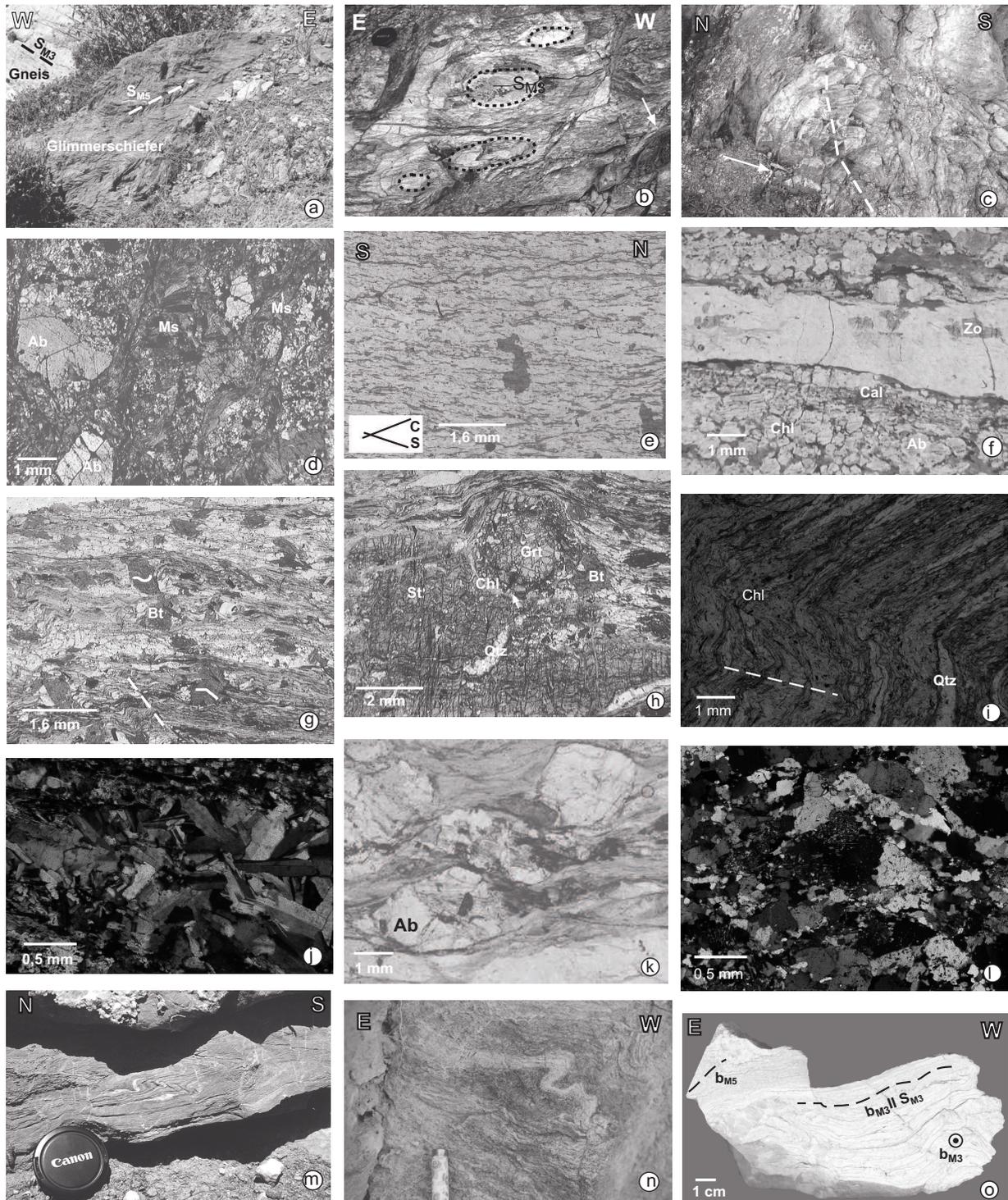


Abbildung 3.8.: Myrsini-Kristallin a) Heller Orthogneis (070501) mit mylonitischer S_{M3} -Foliation und Chlorit-Glimmerschiefer mit isoklinal gefaltetem Quarzmobilisat (b_{M3}) und b_{M5} -Knickfalten (280404). b) Gneis mit liegenden Köcherfalten und subhorizontaler Foliation (S_{M3}) (01040504). c) Großfalte im Gneis mit SSE-NNW verlaufender Achse (02040501). d) Randlich rekristallisierter Ab (SGR) im Orthogneis.+ Nicols, XZ-Schnitt (00170902). e) Top-N-Transport im Orthogneis erkennbar anhand eines SC-Gefüges || Nicols, XZ-Schnitt (070501). f) Xenolith (in Amphibolit) mit Albit, Chlorit und Plagioklas; || Nicols, XZ-Schnitt (00120908). g) Glimmerschiefer zeigt Biotit-Blasten, welche eine grünschieferfazielle S_{M1} -Foliation überwachsen. Die D_{M5} führt zur Krenulation der Hauptfoliation; || Nicols, XZ-Schnitt (01010501). h) Stauroolith, Granat und Biotit überwachsen während D_{M3} die gefaltete grünschieferfazielle S_{M1} -Foliation. Zudem überwächst Stauroolith getemperten Quarz. Am Kontakt zwischen Stauroolith und Granat bildete sich Chlorit; Glimmerschiefer, || Nicols, XZ-Schnitt (01010501). i) Faltung mit assoziierter Schieferung eines Chl-Glimmerschiefers; || Nicols, XY-Schnitt (280404). j) Grt-Bt-Pl-Gneis mit Plagioklasgängen. Es entstand eine Pseudomorphose von Plagioklas nach Biotit und Granat. Die Plagioklas in den Gängen sind rekristallisiert; + Nicols, XZ-Schnitt (01080504). k) Albit mit gefaltetem S_i aus Opakphasen || Nicols, XZ-Schnitt, Glimmerschiefer (260404). l) Myrmekitbildung und magmatische Feldspäte in magmatischem Ganggestein; + Nicols, XZ-Schnitt (01070507). m) Marmor mit liegenden Z-Falten (01280405). n) Glimmerschiefer mit ptygmatischen Falten (00100907). o) Mylonitischer Orthogneis (070501). Neben einer S_{M3} -Foliation aus regeltem Muskovit, Quarz und Plagioklas (S_{M3}) treten streckungsfasernparallele N-S Falten (b_{M3}) und Heringbone-Falten (b_{M4}) auf.

Eine weitere Varietät bilden die bis zu 3 m großen, grobkristallinen, hellgrau bis graugelb verwitternden Dolomit-Marmor-Blöcke. Diese weisen, erkennbar anhand des unterschiedlichen Dolomit-Gehaltes der Lagen, einen metamorphen Lagenbau auf. Die Dolomite (70 %) der boudinierten Dolomit-reichen Lagen besitzen equigranulare Kornform, während die max. 0,5 mm großen Kalzite suturierte Korngrenzen ausbildeten. Außerdem existiert ein älteres Typ-IV- und ein jüngeres Typ-I-II-Kalzit-Zwillingsset. Des Weiteren erfuhren die zerfransten Muskovite (max. 0,3 mm) eine Formregelung parallel der Foliation. Darüber hinaus entstanden Kalzit- und Quarzgänge mit BLG oder Subkornbau der Quarze. Auf Grund einer weiteren Deformation entstanden in den Gangquarzen Fluidbahnen, während sich in den Kalziten Drucklösungsstrukturen bildeten. Außerdem werden die Quarzgänge von zwei Kalzitgang-Generationen durchschlagen, und es tritt eine Boudinage der Quarzgänge auf.

Amphibolite Die auf Grund ihrer Verwitterungsresistenz Klippen-bildenden Amphibolite nehmen einen Großteil des MCC ein. Flächenpole, Lineare und Faltenachsen sind in Abhängigkeit von ihrer Orientierung in Abb. 3.9 dargestellt. Basierend auf den gemeinsam auftretenden Linearen oder Faltenachsen ergaben sich fünf Hauptorientierungsrichtungen. Falten entstanden selten, einzig in den grünblauen Amphiboliten entwickelte sich eine prägnante Hauptfoliation, die mehrphasig verfaltet wurde. Es entstanden sowohl ein E-W verlaufendes Amphibollinear als auch E-W verlaufende Knickfalten. Selten bildeten sich Schleppefalten. Zudem kam es zur statischen richtungslosen Sprossung und einem Wachstum von großen Amphibolen.

In Abbildung 3.10 ist das Mineralwachstum der Amphibolite in Bezug auf die präalpidische Deformation, basierend auf den im Folgenden zusammengestellten Varietäten der Amphibolite, aufgetragen ($D_{A...}$).

Innerhalb der Amphibolite treten **Para- und Orthoamphibolit-Wechselfolgen** aus ehemaligen Tuffen und Sedimenten auf. Die folgende semiduktile Überprägung führte zum Zerreiben und zur Boudinage der tonreichen Lagen und einer sprödduktilen Beanspruchung der Magmatite mit Bildung von Plagioklas- und Klinozoisit-reichen Gängen.

Die wenige dm-mächtigen Vorkommen der grünbraunen **Granat-Amphibolite** treten am Kontakt zwischen Glimmerschiefern und Amphiboliten auf. Zudem werden von Franz (1992) dm-mächtige Einschaltungen in Paraamphiboliten beschrieben. Makroskopisch sind Granate und vereinzelt auch Amphibole erkennbar. Die Bildung der bis zu 1 cm großen Granate ist auf erhöhten Fluidaustausch im Kontakt zwischen den Metapeliten und den Amphiboliten zurückzuführen. Die Amphibolite weisen eine weitständige anastomosierende Foliation aus lepidoblastisch bis nematoblastischen Glimmer-Chlorit-Amphibol-Domänen und granoblastischen Plagioklas-Epidotgruppen-Domänen mit idioblastischem Granat und poikiloblastischem Amphibol auf. Der Mineralbestand setzt sich aus Epidotgruppen-Mineralen, tafeligem xenomorphem Biotit, formgeregeltem Muskovit, Granat, tafeligen poikiloblastischen Amphibolen, Quarz, serizitisiertem Plagioklas und xenomorphem Chlorit zusammen. In den Biotit-reichen Domänen treten zudem Bänder aus zonierte Turmalin auf.

Häufig ist das Gefüge dem der 'gebänderten Amphibolite' ähnlich. Die Granate und Amphibole wuchsen syn- bis postkinematisch in Bezug zur weitständigen Hauptfoliation (S_{A2}), die von formgeregelten Rutilen, Plagioklasen und Epidotgruppen-Mineralen aufgebaut wird. Darüber hinaus entwickelte sich ein E-W-verlaufendes Amphibol-Linear. Eine weitere Amphibolgeneration zeigt regelloses, statisches Wachstum sowie eine alpidische Umwandlung zu Riebeckit und Aktinolith. Die Granate zeigen eine zweiphasige optische Zonierung, obwohl ein dreiphasiges Wachstum anhand von Mikrosondenuntersuchungen (Kapitel 3.3.3) abgeleitet werden kann. Zusätzlich bildeten sich an den Granaten asymmetrische Druckschatten aus Biotit oder Muskovit (D_{A4}). In den Muskoviten und Chloriten entwickelten sich Knickbänder (D_{A5}).

Die Granat-Amphibolite zwischen Kalavros und Messa Moulianá (Aufschluss 00180902) weisen

3. Ergebnisse

präalpidische blaue Amphibole mit Verzwilligung und undulöser Auslöschung auf. Hier ist zudem keine Chloritisierung der Amphibole erkennbar.

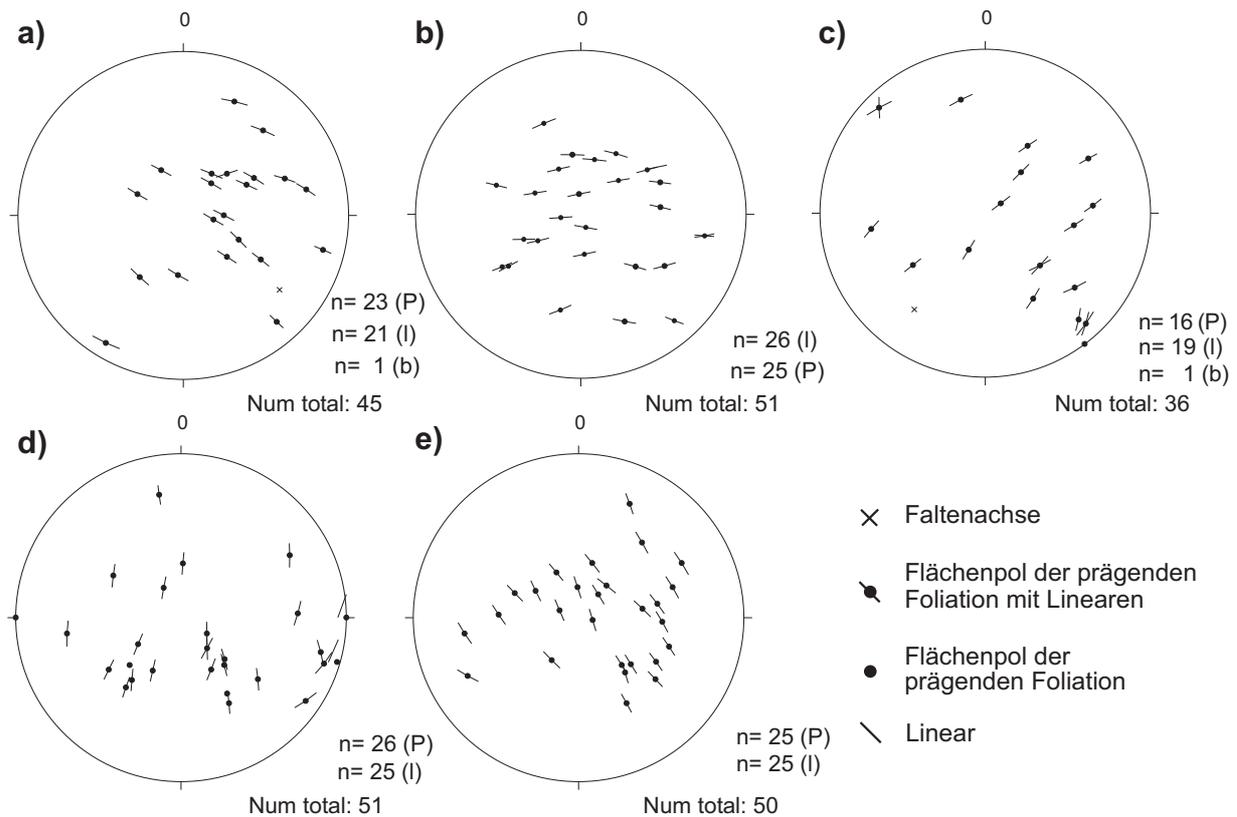


Abbildung 3.9.: Flächenpole der Hauptfoliation, Faltenachsen und Minerallineare der Amphibolite des MCC. P = Flächenpol der Hauptfoliation, b = Faltenachse, l = Linear. Flächentreue Projektion auf unterer Halbkugel. Gemeinsame Darstellung der Flächenpole und Lineare nach Hoepfner.

Die **gebänderten Amphibolite** zeigen eine steil stehende, E-W streichende, weitständige zonale Foliation (S_{A2}) (Abb. 3.12f). Die Amphibol-reichen Domänen besitzen ein lepidoblastisches Gefüge aus xenoblastischem Eckermannit und Tschermakit, die häufig durch Mg-Riebeckit und Crossit ersetzt wurden. Zudem treten in diesen Lagen elongierte Plagioklase, Chlorite sowie equigranulare Epidotgruppen-Mineralen auf. Die grauen Lagen besitzen ein nematoblastisches Gefüge aus elongierten Quarzen und Plagioklasen, equigranularen Epidotgruppen-Mineralen sowie Opakphasen. Die nadeligen Opakphasen zeigen eine Ausrichtung parallel S_{A2} . Des Weiteren existiert ein E-W orientiertes Minerallinear aus dunklen Amphibolen. Die Plagioklase wurden weitgehend serizitisiert, während die Quarze Subkornbau und Deformationslamellen sowie BLG an reaktivierten Kornrändern zeigen. Präalpidische Quarzgänge (D_{A6}) wurden durch alpidische BLG überprägt.

Die grün bis grau **gebänderten Amphibolite mit großen Amphibolen** bestehen aus einer weitständigen zonalen Foliation, die aus einer Wechsellagerung von grünen Amphibol-reichen- und grauen Epidot-Plagioklas-reichen-Domänen (S_{A2}) (Abb. 3.12a) resultiert. Darüber hinaus ist das Auflösen einer älteren, reliktsch erhaltenen Amphibol-Generation (G_{A1}), die $\perp S_{A2}$ orientiert ist, erkennbar. Die Amphibol-reichen-Domänen zeigen eine Vorzugsregelung der Amphibole parallel S_{A2} . Die Epidot-Plagioklas-reichen-Domänen bilden eine porphyroblastisches Gefüge mit grünen regellos orientierten, (Bow-tie) idiomorphen, großen Amphibolen. Diese besitzen eine Siebstruktur mit Korngrößen von max. 5 cm. In wenig beanspruchten Bereichen wird eine ältere kontinuierliche engständige Foliation durch eine Vorzugsorientierung von Rutil nachgezeichnet

(S_{A2}), die präkinematisch zum Wachstum der großen Amphibole angelegt wurde. Eine weitere Generation großer Amphibole überwächst diese Foliation (D_{A4}). Die Minerale der Epidotgruppe bestehen aus drei Generationen, von denen die ältesten großen G_1 -Epidote angelöst wurden (S_{A2}). Die idiomorphen G_2 -Epidote besitzen geringere Korngrößen und sind von Einschlüssen durchsetzt, meist ist zudem ein jüngerer Anwachssaum G_3 ausgebildet. Außerdem treten tafelige, xenomorphe Biotit-Chlorit-Verwachsungen auf. Akzessorisch entstand Titanit, der Lösungserscheinungen aufweist.

	Präalpidische Deformation												Alpidische Deformation
	D_{A1}		D_{A2}		D_{A3}		D_{A4}		D_{A5}		D_{A6}		
	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post	
Plagioklas													
Albit													
Quarz													
Hornblende													
Eckermannit/ Tschermakit													
Aktinolith													
Mg-Riebeckit/ Crossit													
Granat													
Chlorit													
Muskovit													
Biotit													
Epidotgr.													
Kalzit													
Rutil													
Titanit													
Zoisit													

Abbildung 3.10.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen in den Amphiboliten des MCC.

Die grünblauen **grobkörnigen Amphibolite** besitzen ein nematoblastisches Gefüge mit einer E-W streichenden Foliation (S_{A2}), resultierend aus einer mm-mächtigen lagenweisen Anreicherung von Tschermakit, Titanit sowie Plagioklas. Einige Plagioklase besitzen diffuse Zwillinglamellen, andere sind vollständig rekristallisiert (BLG). Die foliationsparallelen Tschermakite zeigen zerfrante Korngrenzen und Boudinage. Die Tschermakite wurden randlich zu Riebeckit umgewandelt, hierbei entstand Kalzit (mit Typ-I-Zwillingen; Burkhard 1993). Die Plagioklase dagegen wurden durch Epidotgruppen-Mineralen und Opakphasen ersetzt. Eine zweite Schieferung (S_{A5}) entstand und Amphibole zerbrachen oder verbogen. Eine spröde Deformation mit Bildung von Epidot-Kalzit-Gängen führt zu einer Kataklase (D_{A6}). An den Gangrändern wurden die Tschermakite boudiniert oder verbogen. Des Weiteren durchschlagen jüngere Kalzit- und ältere Epidot-Kalzitgänge das Gestein (Abb. 3.12c).

Die grün-blauen **Aktinolith-Amphibolite** zeigen eine weitständige zonale parallele Foliation, die aus einer 1 - 5 mm mächtigen lagenweisen Anreicherung von geregelten Amphibol-Titanit-Chlorit- und Plagioklas-Quarz-Zoisit-Domänen resultiert. Es bildeten sich harmonische Chevronfalten (b_{A3}). Diese Faltung ging mit der Rekristallisation der Plagioklase und Quarze sowie mit Verbiegen, Zerbrecen und undulöser Auslöschung der Amphibole einher. Während der nächsten Deformation wurden die Foliationsflächen reaktiviert und dadurch die Amphibole sowie auch Plagioklas-Quarz-Lagen boudiniert. Anschließend bildeten sich Knickfalten mit assoziierter Achsenflächenschieferung (D_{A5}). Das Gestein wurde nochmals gefaltet und hieraus entstanden mit Quarz gefüllte Klüfte und eine Runzelung (D_{A6}). Während der alpidischen Deformation entwickelten sich mit Quarz verfüllte Fiederspalt (D_{alp}) und durch spröde Deformation entstanden Brüche D_{alp6} (Abb. 3.12h).

Innerhalb der Amphibolite treten graugrüne 2 bis 10 cm mächtige Lagen aus Plagioklas, Epidotgruppen-Mineralen, Chlorit, Riebeckit und Kalzit auf. Diese **Amphibol-Gneise** bestehen aus

3. Ergebnisse

einer equigranularen Plagioklas-Epidotgruppen-Matrix, in der nadelige Amphibole schwimmen (D_{A4}). Die Plagioklase weisen sowohl Wachstums- als auch Deformationszwillinge auf. Sie zeigen GBM, SGR und BLG sowie eine randliche Saussuritisierung. Durch die alpidische Überprägung wurden die Amphibole zum einen boudiniert, zum anderen wurden Chlorit und Kalzit ausgefällt, wobei die Kalzite unverzwilligt sind. Die Plagioklase weisen Albitisierung auf. Für ein weiteres, sprödes Stadium spricht das Zerbrechen der Epidotgruppen-Minerale mit anschließendem Fluid-durchsatz.

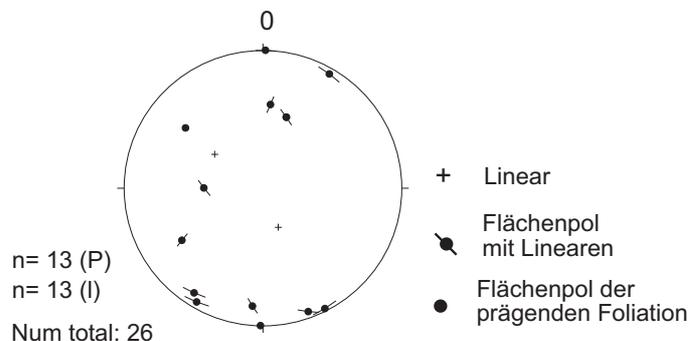
Die grünen **feinkörnigen Amphibolite** (Abb. 3.12f) zeigen eine amphibolitfazielle Foliation (S_{A2}) aus einer weitständigen zonalen anastomosierenden Foliation von Plagioklas-Epidot-Quarz-Zoisit-reichen- und Amphibol-Opakphase-Chlorit-Domänen. Es bildete sich ein granoblastisches Gefüge in den Plagioklas-Epidot-Quarz-reichen Lagen, während die Amphibole und Chlorite eine Vorzugsorientierung aufweisen. Grüne Amphibole wurden zu Riebeckit und Chlorit umgewandelt. Des Weiteren rekristallisierten Plagioklasblasten (D_{A1}) oder wurden von Epidot ersetzt. Zudem ist die ältere der beiden Epidot-Generationen häufig rekristallisiert. Es bildeten sich N-S gerichtete fibroblastische Chlorit- und Epidotgänge (D_{A4}), die später verfaltet und von einer jüngerer Schieferung (S_3) überprägt wurden. Außerdem verursachte die alpidische Überprägung eine Serizitisierung der Plagioklase sowie BLG und Subkornbau der Quarze.

Der grüne **Amphibolit** tritt S' von Chamezí als eingeschuppter Block von wenigen Metern Mächtigkeit auf. Mikroskopisch ist ein nematoblastisches Gefüge von zerfranstem Aktinolith, xenomorphem tafeligem Riebeckit, Titanit, elongiertem Plagioklas, Muskovit, Serizit und kataklas-tisch beanspruchte, nicht näher bestimmbare, ursprünglich braune Amphibole abgebildet (D_{A4}). Die Plagioklase, Serizite und Muskovite bilden häufig Zwickelfüllungen zwischen den regellos orientierten Amphibolen. Auf Grund der alpidischen Deformation entstanden in den Muskoviten Knickbänder, während die braunen Amphibole zerbrachen und zerschert wurden.

Das granoblastische Gefüge (S_{A3}) der grün-gelbgrauen **Epidot-Amphibolite** wird von Epidot und Plagioklas abgebildet. In dieser Matrix schwimmen ältere Epidotblasten (D_{A2}) und nadelige Aktinolithe. Vereinzelt treten mm-mächtige Plagioklaslagen mit Relikten großer, meist zu Riebeckit umgewandelter, xenomorpher Amphibole auf. Außerdem entstand ein E-W verlaufendes Amphibollinear.

Epidot-Harnische Innerhalb der feinkörnigen Amphibolite kam es neben einer Anreicherung von Epidot zwischen Quarzgängen und dem Nebengestein (Abb. 3.12c) zur Bildung zweier Harnischstriemungen aus Epidot (Abb. 3.12e). Diese belegen präalpidische bruchhafte Deformation. Die Verteilung der zwei Harnisch-Generationen ist in Abb. 3.11 dargestellt. Die alpidische Reaktivierung der Flächen verursacht die breite Streuung der Daten.

Abbildung 3.11.: Verteilung der Epidot-Harnische auf Klüften der feinkörnigen Amphibolite; Stereografische Projektion. P = Flächenpol der Harnischflächen; l = Richtung des Harnischs. Flächentreue Projektion auf unterer Halbkugel. Gemeinsame Darstellung der Flächenpole und Lineare nach Hoepfner.



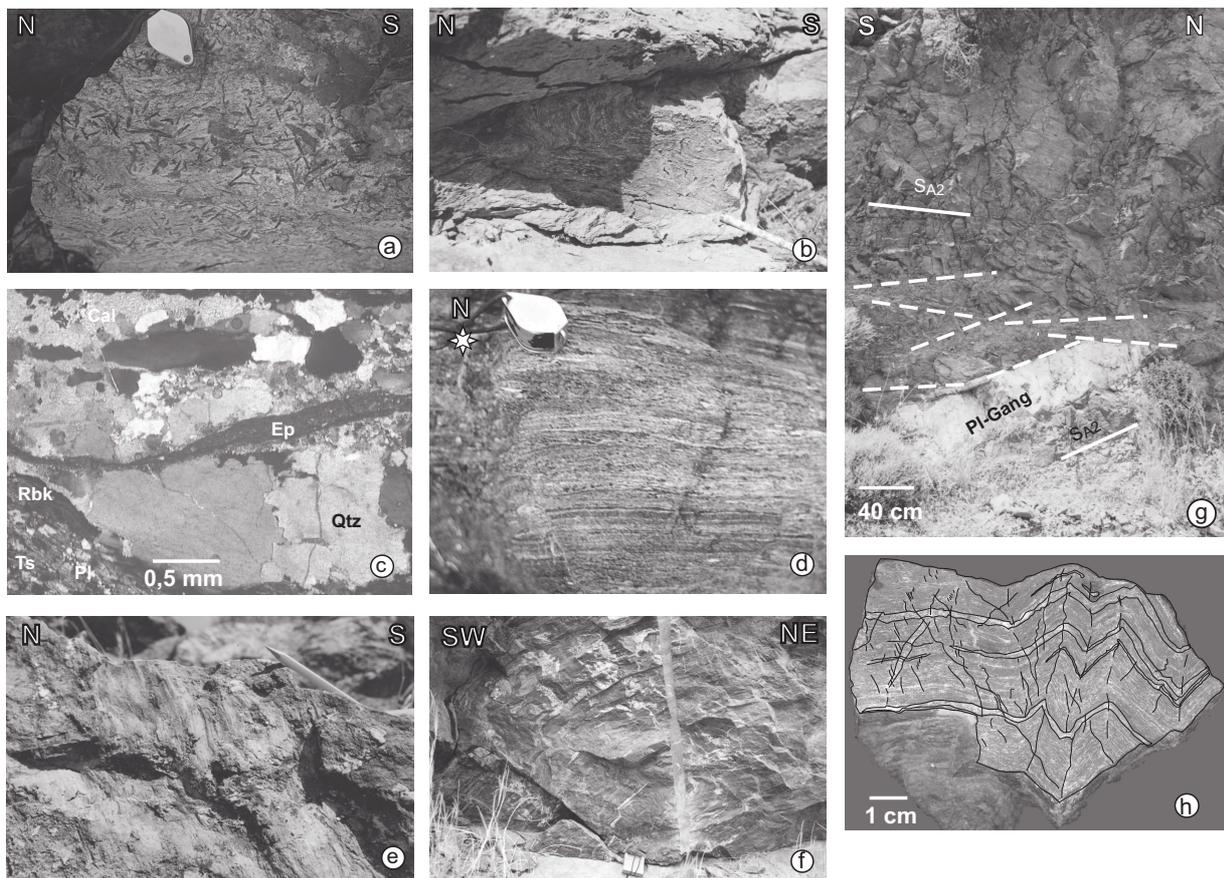


Abbildung 3.12.: Amphibolite a) Amphibolit mit statischem richtungslosem Wachstum von übergroßen Amphibolen (D_{A4}) (00141001). b) Amphibolit mit Bildung von 's'-Falten, sichtbar in Plagioklas- und Epidot-reichen Lagen (D_{A5}) (00070902). c) Amphibolit mit Kalzit-Quarz-Gang. Mehrphasige Gangöffnung mit Epidot-Anreicherung im Zentrum; Quarz zeigt GBM. + Nicols, XZ-Schnitt (Aufschluss 02020501). d) Gebänderter Amphibolit mit Wechsellagerung von Epidot- und Amphibol-reichen Lagen (3112). e) Amphibolit mit zweiphasiger Epidot-Hornschistrierung (00170901). f) Feinkörniger Amphibolit mit E-W verlaufender gekippter Scherfalte (00070909). g) Präalpidischer Plagioklasgang (D_{A6}) im Amphibolit verstellt die Hauptfoliation (S_{A2}). Während alpidischer Beanspruchung bildeten sich spröde Störungen (080512). h) Amphibolit mit Knickfalten und assoziierter Schieferung. Zudem sind junge Fiederspaltent entwickelt. Die wichtigsten Gefüge wurden nachgezeichnet (00080911).

Xenolithe SE' von Myrsini treten in Orthoamphiboliten dunkelgrau-grüne, massige Xenolithe mit einem protomylonitischen Gefüge (S_{A2}) aus Aktinolith, Chlorit, Kalzit und Albit auf (Abb. 3.8f). Die Chlorite bilden auf Grund einer Top-WNW-Scherung asymmetrische Druckschatten an den Albiten. Darüber hinaus wuchsen die Albite zweiphasig mit größtenteils geregelten Aktinolith-Einschlüssen im Kern ($\parallel S_{A2}$) und einem einschlussfreien Rand. Einige der Aktinolithe sind boudiniert und in den Zwickelfüllungen tritt akzessorisch Kalzit mit Typ-IV-Zwillingen (Burkhard 1993) auf, was auf eine Pseudomorphose nach grünem Amphibol hindeutet (D_{A5}).

Chamezí-Kristallin (CCC)

Auch im Chamezí-Kristallin weisen die Gesteine ein variables Gefügebild auf (Abb. 3.13). In den Gneisen entstanden offene N-S Falten, die von einer offenen E-W Faltung überprägt wurden, während dessen in den Glimmerschiefern N-S orientierte Achsen isoklinal gefalteter Quarzmobilisate auftreten. Die Deformationsphasen werden mit $D_{C...} = CCC$ bezeichnet. Die Hauptrichtungen wurden basierend auf gemeinsam auftretenden Linearen und Faltenachsen im Gestein separiert.

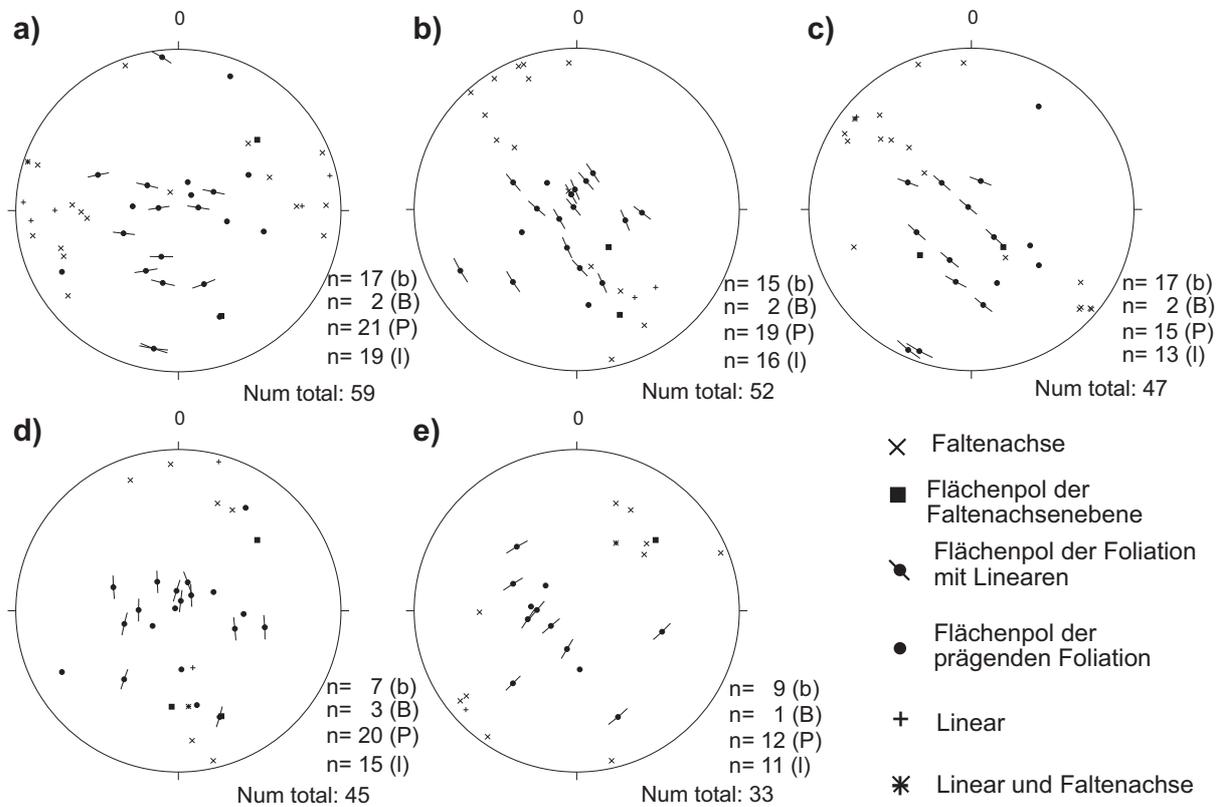


Abbildung 3.13.: Flächenpole der Foliation, Faltenachsen, Streckungslineare und Minerallineare der Glimmerschiefer und Gneise des CCC. P = Flächenpol der Foliation, b = Faltenachse, l = Linear, B = Flächenpol der Faltenachsebene. Flächentreue Projektion auf unterer Halbkugel. Gemeinsame Darstellung der Flächenpole und Lineare nach Hoepfener.

Glimmerschiefer Das älteste Gefüge der hellgrau-braunen **Albit-Glimmerschiefer** ist eine engständige kontinuierliche S_{C1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen, formgeregelten Hellglimmern und Biotiten sowie Quarz. Die Foliation wurde während der D_{C2} -Deformation verfaultet und später als S_i in Albit, Hellglimmer und Turmalin gepanzert. Die prägende Foliation ist eine engständige Wechsellagerung aus Albit-Biotit-reichen- und Quarz-Albit-reichen-Domänen (S_{C3}). Die foliationsparallel formgeregelten Biotite, die zudem Druckschatten an den Albiten bilden, weisen kein S_i auf. Auch der äußere Saum der Albite ist einchlussfrei. Zudem existiert ein granoblastisches Gefüge aus Quarz und Plagioklas (S_{C3}). Während der D_{C4} -Deformation wurden die 001-Schichtflächen der formgeregelten Biotite als Scherbahnen reaktiviert. Daher entstanden sowohl σ - als auch δ -Klasten mit Top-W oder Top-E Schersinn. Auch Biotit- und Muskovit-Glimmerfische zeigen beide Bewegungsrichtungen an. Jedoch spricht in den rigideren Quarz-Albit-Lagen die Rekristallisation von Albit in asymmetrischen Druckschatten für einen höher temperierten Top-E-Transport. In den Quarz dominierten Lagen treten Quarze mit Mikrobrüchen vertikal bis subvertikal zu S_{C4} auf. Während der D_{C4} -

Deformation bilden sich Knickbänder in den Muskoviten und Biotiten. Zudem zeigen die Biotite undulöse Auslöschung und es existiert ein pseudomorphes Wachstum von Hellglimmer nach Albit (Abb. 3.14).

	Präalpidische Deformation												Alpidische Deformation
	D _{C1}		D _{C2}		D _{C3}		D _{C4}		D _{C5}		D _{C6}		
	prä	syn	post/prä	syn									
Granat	■					■	■	■	■	■	■	■	
Quarz		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■
Opakphasen		■				■	■	■	■	■	■	■	
Albit		■				■	■	■	■	■	■	■	■
Biotit		■				■	■	■	■	■	■	■	■
Muskovit		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■
Turmalin						■	■	■	■	■	■	■	

Abbildung 3.14.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Glimmerschiefer des CCC.

Die ältesten Mineralrelikte der **Granat-Glimmerschiefer** sind Granatkerne (D_{C1pra}), die von einer engständigen kontinuierlichen Foliation, resultierend aus einer Formregelung länglicher Opakphasen und Hellglimmern, umflossen wird (S_{C1}). Eine Faltung dieser Foliation, die der D_{C2} -Deformation in den Albit-Glimmerschiefern entsprechen würde, tritt hier nicht auf. Die Foliation wurde aber ebenfalls als S_i in Biotiten und Granaten der Glimmer-Granat-reichen Domänen, die während der D_{C3} -Deformation entstanden, konserviert. Zudem bildeten sich Quarzmobilisate, die während der D_{C3} -Deformation isoklinal verfault wurden. Während der D_{C3post} -Überprägung wurden Biotite und Granate gelöst. Eine Faltung dieser Foliation wie in den Aktinolith-Schiefern ausgebildet (D_{C4}), fehl hier jedoch. Eine weitere diskrete weitständige Foliation wird aus einer lagenweisen Anreicherung aus formgeregelten Glimmer + Turmalin-Domänen sowie elongierten Quarz + Plagioklas-Domänen gebildet (S_{C5}). Zudem existieren asymmetrische Druckschatten aus Hellglimmern an Granat- und Biotitblasten, so dass ein Top-NE-Transport abgeleitet werden kann. Außerdem trat durch die S_{C6} -Schieferung eine Boudinage der isoklinal gefalteten Quarzmobilisate auf. Auf Grund der niedergradigen alpidischen Deformation weisen die Quarze Deformationslamellen, Subkornbau und suturierte Korngrenzen sowie BLG auf.

Der rosa-silbrige **Margarit-Glimmerschiefer** tritt am Kontakt von Glimmerschiefern zu den Orthogneisen auf. Im Gegensatz zu den übrigen Glimmerschiefern wurde in den Glimmern und Feldspäten keine ältere Foliation konserviert (Abb. 3.15). Jedoch wurde zur besseren Übersicht und Korrelation die D_{C1} und D_{C2} -Deformation der übrigen Glimmerschiefer mitgezählt. Basierend auf röntgendiffraktometrischer Untersuchung handelt es sich bei den zerfransten, schlierigen, spröden Hellglimmern um Margarit und Paragonit (Abb. A.1). Aussagen über die Kinematik der Deformation können nicht getroffen werden, da der Margarit-Glimmerschiefer lediglich in Form von Lesesteinen vorliegt.

Die ältesten Minerale sind Granat, Biotit, Albit und Turmalin (D_{C3}), die als Blasten in der weitständigen anastomosierenden S_{C3} -Foliation aus formgeregelten Hellglimmern, Biotiten und Quarz schwimmen. Zudem bildeten sich asymmetrische Druckschatten aus Biotit an den Granaten. Während der D_{C3post} -Überprägung fand ein pseudomorphes Wachstum von Albit und Biotit nach Granat statt. Hierbei lagert sich das Eisen des Granats als Hämatit am Kornrand des Albites ab. Die Streckungsfaser einer Kleinfältelung wird von formgeregelten Biotiten und zonierte Turmalin abgebildet (D_{C4}). Darüber hinaus wachsen die Margarite auf Kosten der Albite. Die Quarze zeigen meist Subkornbau und Fluidanreicherungen an ihren Korngrenzen. Darüber hinaus führt eine weitere Deformation zur Bildung einer Kleinfältelung mit Amplituden im mm- Bereich mit assoziierter Schieferung sowie zur Bildung von Knickbändern in Biotit und

3. Ergebnisse

einem undulösem Auslösen der Muskovite.

	Präalpidische Deformation											Alpidische Deformation	
	D _{C1}		D _{C2}		D _{C3}		D _{C4}		D _{C5}		D _{C6}		
	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn		
Granat													
Quarz					=====								=====
Albit					=====								=====
Biotit					=====								=====
Muskovit					=====								=====
Margarit													
Chlorit													
Turmalin					=====								

nicht entwickelt
siehe Glimmerschiefer

nicht entwickelt
siehe Glimmerschiefer

Abbildung 3.15.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Margarit-Glimmerschiefer des CCC.

Aktinolith-Schiefer Die feinkörnigen grün-grauen Gesteine besitzen ein nematoblastisches Gefüge mit einem modalen Mineralbestand aus 60 % Aktinolith, 20 % Epidotgruppen-Mineralen und 20 % Albit. Die älteste der drei Faltungsphasen bildet eine Isoklinalfaltung mit N-S orientierten Faltenachsen, die auf Grund der N-S-Bewegungen und den grünschieferfaziellen PT-Bedingungen und der Deformationsrichtung mit der D_{C3} -Deformation der Glimmerschiefer korreliert wird. Zudem wurden die Plagioklase zum einen epidotisiert und zum anderen wurde Kalzit frei D_{C3post} . Darüber hinaus entstanden geschlossene E-W-Falten (b_{C4}). Diese wurde von einer Top-E-Scherung, welche zur Bildung von asymmetrischen Druckschatten aus Quarz und Aktinolith an Albitblasten und zur Bildung von σ -Klasten aus Plagioklas führte, überprägt (D_{C5} , Abb. 3.18 d). Zudem trat eine dynamische Rekristallisation der Albite und Epidote (G_2) auf. Anschließend wurden die Epidot-Relikte boudiniert und es bildeten sich Typ-I- und Typ-II-Kalzitwillinge (Burkhard 1993) sowie Chloritgänge (D_{C6}). Während einer weiteren Deformation bildeten sich offene E-W Falten und eine assoziierte (Runzel-)schieferung ($S_{alp1?}$), zudem entstand eine Knickbänderung der Aktinolithe sowie eine Boudinage der aus D_{C3post} resultierenden Plagioklasgänge (Abb. 3.16).

	Präalpidische Deformation												Alpidische Deformation	
	D _{C1}		D _{C2}		D _{C3}		D _{C4}		D _{C5}		D _{C6}			
	prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn	post/prä	syn		post
Plagioklas						=====								=====
Albit						=====								=====
Quarz						=====								=====
Aktinolith						=====								=====
Chlorit														=====
Epidotgr.						=====								=====
Kalzit														=====

nicht sichtbar
siehe Glimmerschiefer

Abbildung 3.16.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Aktinolith-Schiefer des CCC.

Orthogneise Die hellgrau-rosa farbenen Protomylonite erstrecken sich nördlich bis nordöstlich der Ortschaft Chamezí. Das älteste Gefüge bilden formgeregelte Glimmer und elongierte Quarze (D_{C1}), die als S_i in Klinozoisiten und Albiten gepanzert vorliegen. Dieses Interngefüge deutet auf eine ältere, nahezu senkrecht zu S_{C3} verlaufende S_{C1} -Foliation hin. Während der nächsten Deformation bildete sich eine subhorizontal verlaufende weitständige anastomosierende S_{C3} -Foliation aus. Charakteristische Minerale sind Albit, Quarz, formgeregelter Muskovit und

Mg-Chlorit. Ein N-S- verlaufendes Streckungslinear, aufgezeigt durch elongierten Albit, resultiert aus Top-N-Scherung (D_{C3}). Non-koaxiale Deformation zeigen Klinozoisite, Albit-Quarz- σ -Klasten und Glimmerfische. Während der Anlage der S_{C3} -Foliation rekristallisierten die Albit-Quarz-Porphyroblasten. Darüber hinaus weisen einige Klinozoisite jüngere Anwachssäume auf, während die Quarze SGR zeigen.

Paragneise Die grau-hellbraunen **Albit-Paragneise** nehmen einen Großteil des CCC ein. Das älteste Gefüge ist eine engständige kontinuierliche S_{C1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung formgeregelter Opakphasen und Hellglimmer. Während der D_{C2} -Deformation wurde die Foliation gefaltet und während der D_{C3} -Deformation von 2 - 3 mm großen Albitblasten überwachsen (S_i). Die prägende S_{C3} -Foliation resultiert aus einem ~ 1 mm-mächtigen metamorphen Lagenbau von Quarz-Albit-Muskovit- und Muskovit-Biotit-Albit-Turmalin-Domänen. Es erfolgte eine Formregelung der Muskovite parallel der Foliation, und es bildete sich ein Anwachssaum an den Albitblasten. Die D_{C5} -Deformation führte zur randlichen Rekristallisation der Albitblasten und zur Bildung von asymmetrischen Druckschatten aus Biotit. Des Weiteren entwickelte sich in den Phyllosilikat-reichen Lagen eine undulierende S_{C5} -Runzelschieferung subparallel der S_{C3} -Foliation. Darüber hinaus reicherten sich im Zuge des pseudomorphen Wachstums von Albit nach Granat Opakphasen am Kornrand der Albite an. Auch Hellglimmer bildeten sich pseudomorph nach Albit. Die Quarz Lagen weisen SGR und eine spätere Überprägung mit Bildung von neuen Subkörnern und undulöser Auslöschung auf (Abb. 3.17).

	Präalpidische Deformation														Alpidische Deformation
	Dc1		Dc2		Dc3		Dc4		Dc5		Dc6				
	prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn		post/ prä	
Quarz															
Opakphasen															
Albit															
Biotit															
Muskovit															
Klinozoisit															
Chlorit															
Turmalin															
Granat															

nicht sichtbar
siehe Glimmerschiefer

Abbildung 3.17.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen in Gneisen des CCC.

Vaí-Kristallin (VCC)

Nördlich des Klosters Toploú nahe der Küste, am Strand von Vaí und an der Straße N' Itanos treten kleinere Kristallingebiete zu Tage. Den Großteil des VCC nehmen Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer und Albit-Muskovit-Gneise ein. Da die Vorkommen bei Vaí und Itanos nur wenige dm mächtig und zudem stark alteriert sind, wurden sie nicht beprobt. Die Vorkommen N' von Toploú waren mehrere 10er m mächtig und nur bereichsweise stark alteriert, daher wurden hier in den geringer alterierten und alpidisch überprägten Bereichen Amphibolite, Glimmerschiefer und Gneise beprobt.

In den Glimmerschiefern entwickelten sich zwei Schieferungsebenen. Die ältere Hauptfoliation wird von einer jüngeren Runzelschieferung überprägt. In Quarz-Feldspat-reichen Domänen bildeten sich Knickbänder. In den Gneisen treten duktile NNW-SSE Streckungslineare aus elongiertem Feldspat und Quarz auf. Die Verteilung der Lineare und der entsprechenden Flächenpole der prägenden Foliation sind in Abb. 3.19 dokumentiert. Darüber hinaus sind in Abbildung 3.20 die Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Glimmerschiefer zusammengestellt. Die Deformationsphasen wurden mit $D_{V...} = VCC$ bezeichnet.

3. Ergebnisse

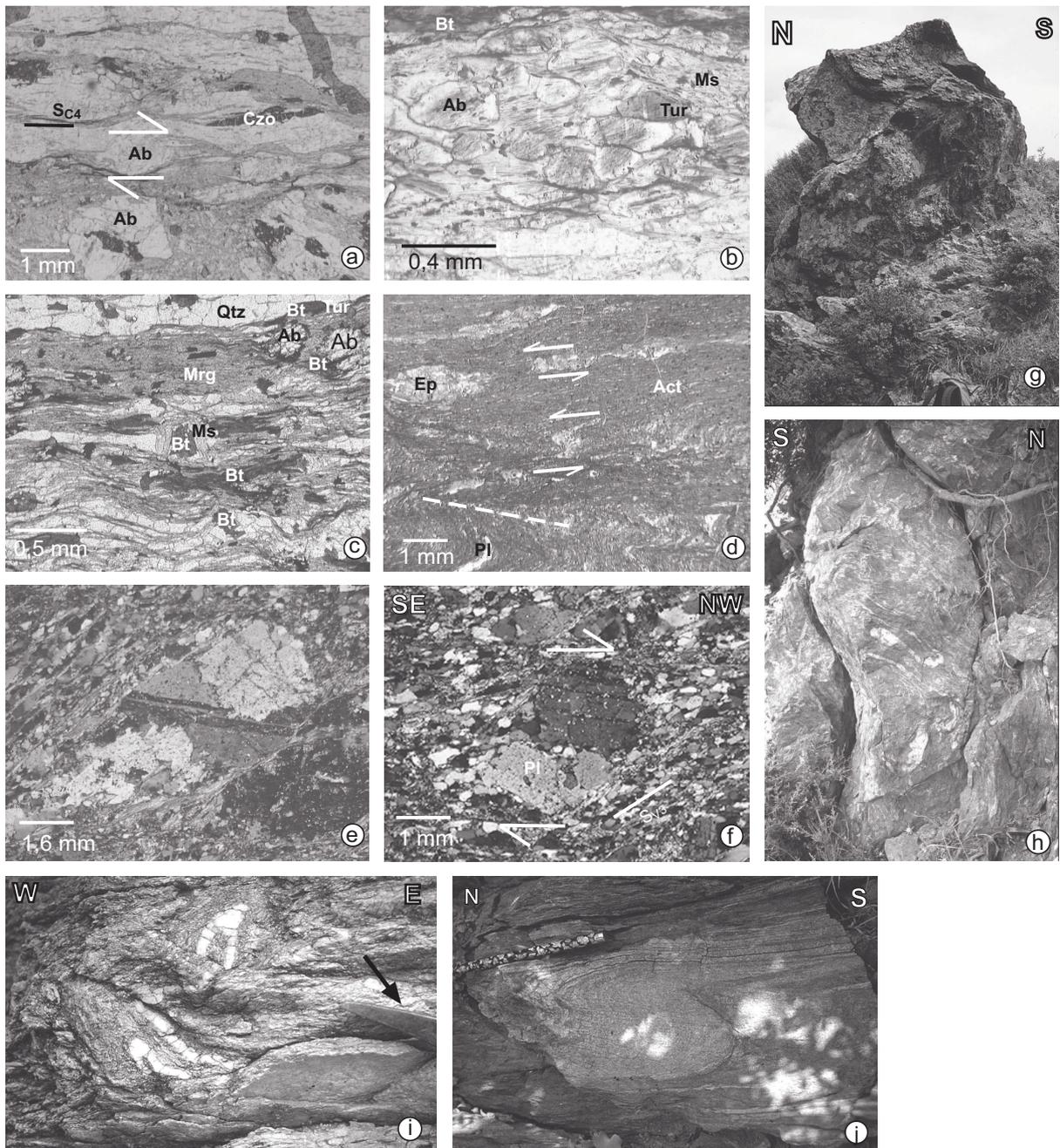


Abbildung 3.18.: Chamezi- & Vaf-Kristallin a) Die rotierten präkinematischen Klinozoisite und Albite (D_{C3}) des *Chamezi*-Orthogneises weisen auf non-koaxiale Top-N-Deformation hin, || Nicols, XZ-Schnitt (070502). b) Albit- und Turmalin-Blasten panzern in ihrem Kern eine engständige Foliation. Letztere resultiert aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen. Albit und zonierter Turmalin zeigen xenomorphe Formen. Die Albite zeigen zweiphasiges Wachstum mit einschussfreiem Rand; Glimmerschiefer, CCC, || Nicols, XZ-Schnitt (00170903). c) Mrg-Glimmerschiefer des CCC mit Pseudomorphose von Muskovit nach Biotit und nach Granat, sowie von Albit nach Granat. Die Foliation resultiert aus einer Formregelung von Margarit; || Nicols, XZ-Schnitt (02230404, Lesestein). d) Das nematoblastische Gefüge des Aktinolith-Schiefers des CCC wird von mehrphasiger Faltung überprägt. Die Runzelschieferung wurde von einer Top-E-Scherung überprägt. || Nicols, XZ-Schnitt (00110904). e) und f) σ -Feldspatklaster des *Vaf*-Orthogneises, der von der Hauptfoliation S_{V3} umflossen wird. In den asymmetrischen Druckschatten kam es zur Rekristallisation des Plagioklases. + Nicols, XZ-Schnitt (00210901). g) Offene liegende b_{C5} -Falte eines Glimmerschiefers des CCC (01010502). h) Glimmerschiefer des CCC mit mehrphasig gefaltetem Quarzmobilisat. Das isoklinal gefaltete Quarzmobilisat wurde nochmals gefaltet (b_{C3} - und b_{C5} -Falten). Es trat eine Verdickung der Faltscharniere auf. (02240405). i) Ab-Gneis des CCC mit liegender offener Faltung. Zudem ist ein isoklinal gefalteter Quarzgang zu erkennen (02240401). j) Glimmerschiefer des CCC mit Kleinfalte (N-S Faltenachse) in Quarz-Plagioklas-reicheren Lagen. Die mit der Faltung assoziierte Schieferung (S_2) verläuft nahezu parallel S_1 (02280402).

Orthogneise Das einzige Orthogneis-Vorkommen ist nur 15 m mächtig. Das hellgraue bis weiße Gestein setzt sich aus 35 % Quarz, 40 % Feldspäten, 20 % Muskovit und 5 % Opakphasen zusammen. Die protomylonitische S_{V3} -Foliation mit einem aus elongierten Plagioklas gebildetem, NW-SE verlaufendem Streckungslinear, besteht aus einem Quarz-Muskovit-Teilgefüge, in dem max. 1 mm große magmatische Kalifeldspat-, Plagioklas- und albitisierte Plagioklas-Porphyrklasten schwimmen. Neben einem schwach ausgeprägten SC-Gefüge zeigen die Kalifeldspäte asymmetrische Druckschatten aus Muskovit, so dass für die non-koaxiale Deformation Top-NW-Transport bestimmt werden kann. Zudem fand eine dynamische Rekristallisation der Plagioklase statt (Abb.3.18e, f). Während der alpidischen Überprägung kam es zur Anlage von Scherbahnen mit BLG von Quarz. In diesen stark beanspruchten Bereichen zerbrachen die Biotite und Muskovite oder wurden von Chlorit, Serizit und Opakphasen ersetzt. Des Weiteren bildeten sich vertikal verlaufende N-S- und E-W-Störungen.

Paragneise Das älteste Gefüge der Protomylonite bis Mylonite, eine engständige Foliation ($S_i = S_{V1}$), resultierend aus einer Formregelung von Hellglimmern, Biotit, Turmalin sowie Granat und Opakphasen, wurde in Plagioklasen gepanzert (D_{V2}). Die Plagioklase besitzen lobate Phasengrenzen, resultierend aus Verwachsungen mit Quarz. Außerdem bilden sie Blasten in einer ~ 1 mm-mächtigen, subhorizontal verlaufenden weitständigen parallelen S_{V3} -Foliation, resultierend aus einer Formregelung von Muskovit und Biotit sowie elongiertem Quarz, Plagioklas und akzessorisch auftretendem Kalifeldspat. Ein SSE-NNW-verlaufendes Streckungslinear wird von elongiertem Feldspat und formgeregeltem Hellglimmer nachgezeichnet. Darüber hinaus entstanden asymmetrische Druckschatten aus Biotit an den Plagioklasen, woraus ein Top-NNW-Transport abgeleitet werden konnte. Die Quarze zeigen SGR, welche später durch BLG überprägt wurden. Des Weiteren ist eine beginnende Rekristallisation der Plagioklase zu beobachten. Die Muskovite besitzen meist xenomorphe Ausbildung und zeigen eine Boudinage parallel S_{V3} . Auf Grund der niedergradigen Überprägung zerbrachen die Plagioklasblasten, und es erfolgte eine Anreicherung von Kalzit an den Brüchen, was auf eine Albitisierung der Plagioklase zurückzuführen ist.

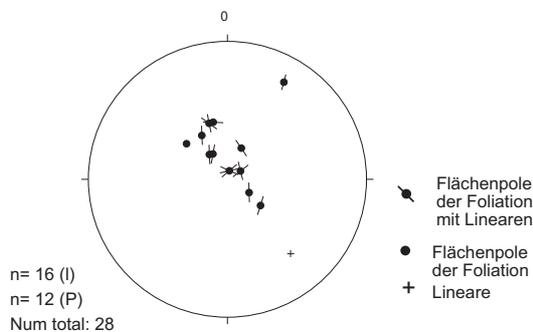


Abbildung 3.19.: Flächenpole der Foliation sowie Streckungslineare der Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite des VCC; l = Linear, P = Flächenpol der Foliation. Flächentreue Abbildung auf unterer Halbkugel, z.T. nach Hoepfener.

Glimmerschiefer Das älteste Gefüge (D_{V1}) der **Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer** bildet eine engständige Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen, die als Interngefüge in Turmalin oder D_{V2} -Albit gepanzert wurde. Sowohl Turmalin als auch Albit sind wiederum Blasten in der S_{V3} -Foliation, die sich aus einer 1 - 6 mm breiten, lagenweisen Anreicherung von Albit-Quarz- und formgeregelten Muskovit-Biotit-Domänen resultiert. Akzessorisch treten zudem Zoisit und Granat auf. Die Albite sind selten rekristallisiert, so dass reliktsche Albite häufig σ -Klasten bilden. Darüber hinaus existieren Deformationszwillinge in Albiten. Des Weiteren zeigen Muskovit und Chlorit häufig Verwachsungen, ebenso wie Albit und Quarz. Eine S_{V4} -Runzelschieferung ist nur selten entwickelt, sichtbar anhand einer Formregelung von Muskovit und grünem Biotit. Außerdem entstand in den grünen Biotiten eine Knickbänderung (S_{V4}). Es ist jedoch nicht möglich, ein primäres Wachstum oder eine retrograde Umwandlung aus

3. Ergebnisse

braunem Biotit zu unterscheiden. Auf spätere oblate Deformation weist sowohl eine Boudinage der Muskovite als auch vertikal zu S_{V3} verlaufende Fluidbahnen (Mikrobrüche) in den Quarzen hin.

	Präalpidische Deformation										Alpidische Deformation	
	D _{V1}		D _{V2}		D _{V3}		D _{V4}		D _{V5}			
	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä	syn	post/ prä		
Granat	■											
Plagioklas			■		■							
Albit			■							■	■	■
Quarz			■	■	■							
Biotit (braun)	■				■							
Biotit (grün)					■							
Muskovit	■				■	■	■	■				
Chlorit					■							
Turmalin	■	■	■									
Opakphasen	■											
Kalifeldspat					■							
Kalzit										■	■	■

Abbildung 3.20.: Kristallisations-/Deformations-Reaktionen der Glimmerschiefer des VCC.

Kristallingerölle in der PQS

Altkristallingerölle treten in den skythischen Chamezí-Schichten und vereinzelt im obertriassischen Meta-Kalkkonglomerat II auf. Beprobt wurden die Vorkommen bei Vaí (*Basis der Mittleren Tektonischen Einheit* sensu Haude 1989), zwischen Chamezí und Skopí (*Chamezí-Schichten* sensu Krahl et al. 1986) und bei Sitia (*Meta-Kalkkonglomerat II* sensu Krahl et al. 1986). Die geografische Verbreitung sowie die Probenpunkte sind in den Karten A.8.2 und A.8.4 dargestellt. Die Altkristallinkomponenten des **Meta-Kalkkonglomerat I** der *Chamezí-Schichten* bestehen aus Paragneisen und Granat-Quarziten. Glimmerschiefer sind eher selten, da diese vermutlich auf Grund der Alteration der Schichtsilikate und ihrer Inkompetenz während des Transports nicht erhalten blieben.

Die Gneise zeigen eine Albitisierung der Plagioklase, zudem existiert ein SC-Gefüge aus Biotit, Muskovit und Albit. Des Weiteren existieren Albit-Quarz-Verwachsungen, welche für eine grünschieferfazielle Überprägung der Gesteine sprechen. Die alpidische Überprägung führte zur Chloritisierung der Granate und Biotite, zur Serizitisierung der Muskovite sowie zu mehrphasiger Quarz- und Kalzitgang-Bildung (Typ-IV-Zwillinge oder Rekristallisat).

In den Granat-Quarziten resultiert die zonale weitständige Hauptfoliation aus einer lagenweisen Anreicherung von Albit-Quarz-reichen- und Granat-reichen Domänen. Die idiomorphen kleinen Granate (0,5 mm) weisen keine sichtbare Zonierung auf. Eine Ausnahme bildet ein chloritisierter Granat (Abb. 3.21a), der als skelettartiger Porphyroblast ('Schneeballgranat') erhalten blieb und eine ältere Foliation nachzeichnet.

Die Altkristallingerölle bei Vaí wurden von Haude (1989) als Teil der **Mittleren Tektonischen Einheit** angesehen. Nach meiner Auffassung handelt es sich hierbei aber um die Chamezí-Schichten (sensu Krahl et al. 1986), welche in entsprechender tektonostratigrafischer Position auftreten und ein vergleichbares Geröllinventar zu den Chamezí-Schichten zwischen Skopí und Chamezí beinhalten. Im Raum Vaí ist eine geringmächtige kondensierte Abfolge, vermutlich durch Ausdünnung und intensive Verschuppung der Einheiten, zu erkennen.

Die Albit-Gneis-, Granat-Gneis- und Granat-Glimmerschiefer-Gerölle erfuhren im Gegensatz zu den Geröllen bei Chamezí eine intensivere alpidische Überprägung und stärkere Alteration. In den Gneisen sind die Quarze fast vollständig rekristallisiert. Auf Grund der alpidischen Überprägung zeigen die Quarze undulöse Auslöschung, Subkornbau und straininduzierte Grenzflächenwände-

nung. Das mylonitische Gefüge wird von Quarz, Feldspat und formgeregelten Hellglimmern aufgebaut. Die Glimmer sind xenomorph und häufig durch Chlorit ersetzt. Biotite zeigen Knickbänder, während die Muskovite verbogen sind. Albite sind porphyroblastisch ausgebildet. Glimmerfische und asymmetrische Druckschatten an den Albiten weisen auf non-koaxiale präalpidische Deformation hin.

In den Granat-Gneisen sind neben Quarz, Feldspat und chloritisiertem Biotit, welcher Knickbänderung aufweist, Granate, Zoisit, Titanit und Rutil vorhanden. Die kleinen Granate (0,5 mm) sind randlich durch Chlorit ersetzt. Einige sind vollständig von einzelnen Muskoviten umwachsen. Es ist ein metamorpher Lagenbau aus Biotit-Granat-Chlorit-reichen und Quarz-Feldspat-reichen Domänen ausgebildet. In den Quarz-Feldspat-reichen Domänen 'schwimmen' zudem xenomorphe Zoisite. Selten sind alpidische Kalzitgänge vorhanden.

Das älteste Gefüge der Albit-Gneise ist eine engständige Foliation, die aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen resultiert. Diese Foliation wurde in Albit- und Turmalin-Porphyroblasten als S_i gepanzert. Das prägende SC-Gefüge wird von formgeregeltem Biotit und Muskovit sowie Quarz und Albit nachgezeichnet. Die Quarze sind entweder rekristallisiert (BLG) oder zeigen suturierte Korngrenzen, es ist jedoch keine Vorzugsorientierung zu erkennen. Die Albit-Porphyroblasten sind Pseudomorphosen nach Plagioklas, worauf die Ausfällung von Kalzit hinweist. Zudem existieren Verwachsungen mit Quarz. Auch hier weist die sigmoidale Ausbildung der Albite auf non-koaxiale präalpidische Deformation hin.

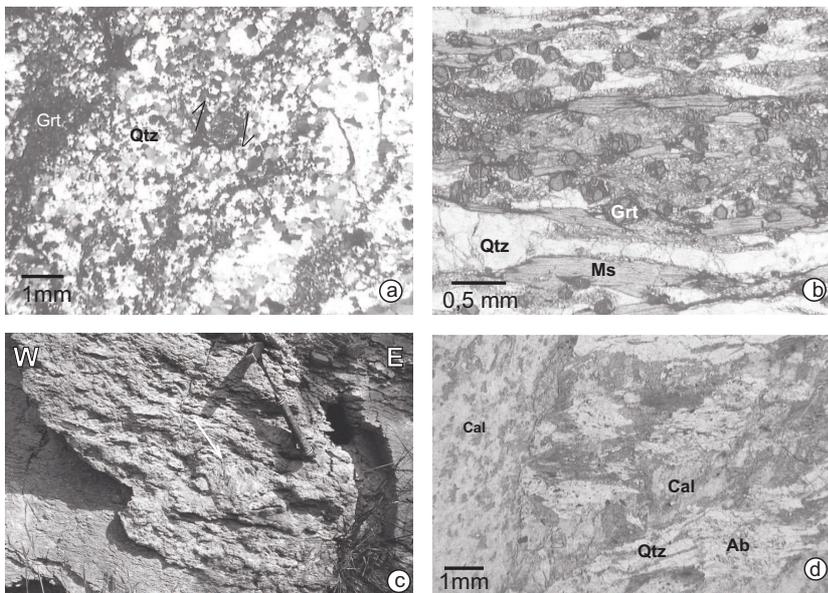


Abbildung 3.21.: a) Feinkörniges Grt-Quarzit-Geröll in den *Chamezí-Schichten*; Schneeballgranat in Bildmitte zeigt dextrale Rotation; || Nicols, XZ-Schnitt (02200408b). b) Grt-Glimmerschiefer-Geröll in der *Mittleren Tektonischen Einheit* mit S_H aus Quarz-reichen Domänen sowie formgeregeltem Muskovit und Granat; || Nicols, XZ-Schnitt (02190404e). c) Meta-Kalkkonglomerat I (*Chamezí-Schichten*) mit Paragneis-Geröll (weißer Pfeil) (02200404). d) Altkristallingeröll in dem *Meta-Kalkkonglomerat II*. Im linken Bildbereich ist ein Kalzitgang zu sehen; || Nicols, XZ-Schnitt (00170907).

Auch das Geröllspektrum der **Meta-Vulkanite** bei Sitiá beinhaltet präalpidisch überprägte Gneise. Das älteste Gefüge bildet hier eine engständige kontinuierliche Foliation, resultierend aus einer Formregelung der Hellglimmer und elongiertem Quarz. Relikte dieser Foliation wurden in Plagioklasblasten als Interngefüge gepanzert. Das prägende, protomylonitische Gefüge wird aus Quarz, Feldspat und formgeregeltem Muskovit aufgebaut. Darüber hinaus rekristallisierten Plagioklase oder weisen Deformationszwillinge auf. Eine spröde Deformation führte zur Bildung von Quarz- und Kalzitgängen. Ein Großteil der Quarz-reichen-Matrix ist auf Grund der alpidischen Deformation dynamisch rekristallisiert. Zudem treten hämatitisierte Pyrite mit mehrphasiger Bildung asymmetrischer Druckschatten aus Quarz, mit Rekristallisation der ältesten Phase auf. Außerdem führte die alpidische Metamorphose zur Albitisierung der Plagioklase und zur Serizitierung der Hellglimmer.

Die Gerölle des **Meta-Kalkkonglomerat II** bei Sitia sind Marmore, Dolomite und Hornsteine.

3. Ergebnisse

Akzessorisch treten auch Altkristallinkomponenten auf, die weder den Altkristallingeröllen der *Chamezí-Schichten* noch dem Gesteinsinventar der anstehenden Altkristallinkomplexe entsprechen. Die dunkelgraublauen Altkristallingerölle bestehen aus Kalzit (25 %), Quarz (20 %), Albit (20 %), Chlorit (20 %) und Muskovit (10 %). Akzessorisch treten Opakphasen und Turmalin auf. Das älteste Gefüge bildet eine engständige Foliation $\neq S_H$, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Quarz. Diese Foliation ist als Interngefüge in Albitblasten gepanzert. Die prägende weitständige zonale Foliation, resultiert aus einer lagenweisen Anreicherung von Albit-Blasten und Quarz- sowie Chlorit-Muskovit-Domänen. Die Quarze zeigen Deformationslamellen, undulöse Auslöschung oder sind rekristallisiert (BLG). Es wurde aber keine Vorzugsorientierung der Quarze ausgebildet. Die Kalzite zeigen dynamische Rekristallisation, selten sind Typ-II-Zwillinge erhalten. Das Gestein ist mehrphasig deformiert, nach Anlage von S_H kam es zur Faltung, später zu einer Kalzitgang-Bildung, welche parallel zur Runzelschieferung (S_1) verläuft (Abb. 3.21d).

Präalpidische Scherzonen

Innerhalb des VCC treten retrograde Scherzonen auf. Hier wurden Glimmer-reiche Lagen reaktiviert, es erfolgte eine Chloritisierung der Biotite und Muskovite zeigen undulöses Auslöschen. Die Plagioklas- und Quarz-reichen Domänen wurden kataklastisch deformiert, und die Plagioklase wurden serizitisiert, während die Quarze häufig alpidisch dynamisch rekristallisierten. Außerdem entstanden C'-Typ-Scherbänder und die Plagioklasklasten zeigen stairstepping. Auch diese Risse sind häufig mit dynamisch rekristallisiertem Quarz oder Kalzit verfüllt. All diese Gefüge entstanden durch Top-N-Scherung.

Innerhalb des MCC treten schwarz-grüne (Chlorit-reich) bis dunkelgraue (Quarz-Feldspat-reich) retrograde Scherzonen auf. Ein Top-NE-Transport führte zur Bildung von Myloniten und Phylloniten. Hierbei entstanden Albit- und Quarz-(σ)-Klasten. Die K-Ar Datierung der Muskovite aus einer retrograden Scherzone ('Strassenanschnitt in der Kehre zwischen Chamezí und dem Minoischen Hof, ca. 500 m SW' von Chamezí', Abb. 3.22i) mit Top-NE-Transport, ergibt ein karbonisches bis permisches Wachstum der Muskovite (persönliche mündliche Mitteilung G. Zulauf).

Die Kontaktzone des MCC und CCC ist 1 km N' Exo Moulianás aufgeschlossen. Hier ist im Kontaktbereich zweier Gneise eine 1 m mächtige, 20 ° N einfallende, semiduktile Scherzone ausgebildet (Abb. 3.22b, f). Die dunkelgrün-braune Matrix des Kataklastits setzt sich aus Chlorit, Muskovit, Serizit und Quarz zusammen. Die Klasten bestehen aus Gneis-Relikten oder Quarz-Knauern. In den Gneisen ist noch die primäre Foliation (S_{M3}) erhalten, welche später vorzugsweise in Glimmer-reichen Lagen während einer Scherung reaktiviert wurde.

Einige der Quarz-Knauern sind später rekristallisiert oder zeigen eine ‚mortar‘ Struktur (Abb. 3.22f). Darüber hinaus ist ein schwaches SC-Gefüge ausgebildet und in den asymmetrischen Druckschatten der Gneis-Porphyrklasten kam es zur Rekristallisation von Quarz. Der unterlagernde Gneis des MCC zeigt zum Kontakt zur Scherzone nur bruchhafte Deformation. Die Größe der Porphyroklasten nimmt zur Mitte der Scherzone hin ab.

Der Kontaktbereich beider Kristalline ist selten direkt aufgeschlossen, da bei Kontakt zwischen Glimmerschiefer/Gneis und Glimmerschiefer/Glimmerschiefer auf Grund der inkompetenten Glimmerschiefer eine phyllonitische Beanspruchung mit mächtigen Zerrüttungszonen entstand. Selbst in den Granat-Glimmerschiefern nahe der Scherzone (Abb. 3.22a) ist eine phyllonitische Beanspruchung der Glimmer-reichen Lagen zu beobachten.

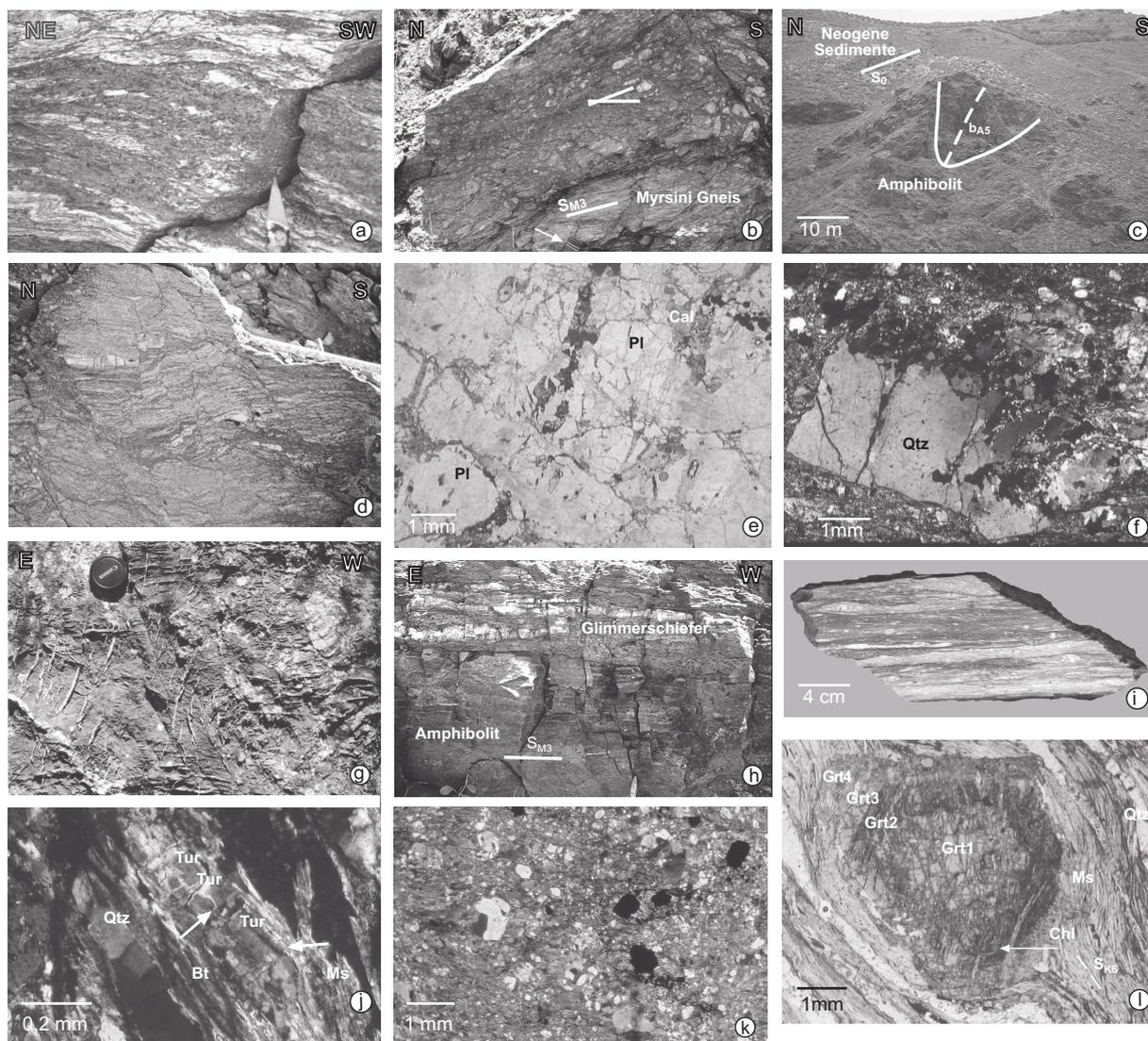


Abbildung 3.22.: Präalpidische & alpidische Tektonik a) Kataklastisch beanspruchter Grt-Gneis; Glimmerreiche Lagen sind vollständig phyllonitisiert, oberhalb des Kontaktes MCC/CCC (02110501). b) Kataklastische Zone zwischen MCC und CCC. Hier stößt der unterlagernde Gneis des MCC an den überlagernden Gneis des CCC (02110502). c) Die angekippte E-W-Muldenstruktur eines gefalteten Amphibolites (b_{A5}) wird diskordant von neogenen Sedimenten überlagert (02080505). d) Mylonitischer Gneis des KCC mit bruchhaften Einengungs- und Extensionsstrukturen (00140914). e) Auf Grund der Albitisierung der Plagioklase wurde in dem *Exo Moulianá*-Orthogneis Cal ausgefällt (070501). f) Kataklastit mit verstärktem BLG von Quarz an Schwäche-zonen; Kontakt MCC/CCC, +Nicols (02110502C). g) Aufsicht auf einen Glimmerschiefer des MCC mit zweiphasiger Quarzgang-Bildung. Die N-S verlaufenden Gänge versetzen die E-W gerichteten Gänge (00050902). h) Kontaktzone zwischen Glimmerschiefer des MCC und Amphibolit. Der Glimmerschiefer zeigt an der Basis eine geringmächtige Zerrüttungszone. Zudem zeigt der Glimmerschiefer eine offene Faltung (b_{M5}), während der Amphibolit einzig eine mylonitische Foliation (S_{M3}) aufweist (01140508). i) Anschliff einer präalpidischen retrograden phyllonitisch-mylonitischen Scherzone; dunkle Zonen Chlorit-reich, helle Zonen Quarz-Plagioklas-reich (970413/1-1; Probe von G. Zulauf). j) Glimmerschiefer des KCC mit boudiniertem und zoniertem Turmalin. Am Turmalin bildeten sich breite asymmetrische Druckschatten aus Quarz (weiße Pfeile); + Nicols, XZ-Schnitt (01160501). k) Kataklastit-Geröll, Pyrite zeigen mehrphasige Druckschatten aus Quarz. Die älteste Quarzphase ist bereits rekristallisiert; + Nicols XZ-Schnitt (00170906). l) Grt-Glimmerschiefer des KCC. Die äußeren Zonen des Granats sind durch Chlorit ersetzt. Auch die Risse innerhalb des Granats sind mit grünem Chlorit verfüllt. Zudem wird der Granat von einer Foliation aus Muskovit und Quarz umflossen (S_{K6}) (02080502).

3.1.2. Alpidische Tektonik

Zur Unterscheidung der alpidischen von den präalpidischen Gefügen wurden ebenfalls die Gefüge der nur alpidisch überprägten Schichtglieder der PQS untersucht. Hierbei zeigte sich, dass sich die alpidische Überprägung in Form von Gangbildung sowie BLG, undulösem Auslöschern und Subkornbau der Quarze sowohl in den überlagernden Chamezí-Schichten als auch den unterlagernden Kalkphyllit/Marmor-Wechselfolgen äußert. Zudem waren keine Typ III- und Typ IV-Kalzitwillinge entwickelt. Des Weiteren bildeten sich mehrphasige Druckschatten von Quarz an Pyriten (siehe zudem Abb. 1.6).

Da alle Kristalline von der alpidischen Überprägung gleichermaßen betroffen waren, ist kein Unterschied zwischen den gleichen Gesteinen der unterschiedlichen Kristalline feststellbar. Auf Grund der niedergradigen Beanspruchung äußert sich die alpidische Überprägung in den kompetenten Gesteinen wie z.B. Amphiboliten, Quarziten und Gneisen in Form von Brüchen sowie Kalzit- und Quarzgängen. In den inkompetenten Marmoren und Glimmerschiefern bilden sich Knickfalten.

In den **Amphiboliten** verursachte die alpidische Subduktion ein pseudomorphes Wachstum von Riebeckit und Aktinolith nach grünem Amphibol. Zusätzlich trat entweder eine Saussuritisierung oder Albitisierung der Plagioklase sowie eine BLG der Quarze auf. Einige Quarze zeigen zudem Subkornbau. Während der späteren retrograden Überprägung zerbrachen die Amphibole oder wurden alteriert, sodass sich zum einen Opak-Anreicherungen bildeten und zum anderen entstanden Mikroboudins und die Amphibole wurden randlich von Chlorit ersetzt. Auch die Titanite zeigen kataklastische Beanspruchung. Darüber hinaus wurden präalpidische Schwächezonen reaktiviert und es bildeten sich Quarz- und Kalzitgänge. Zudem weisen die Quarze Fluideinschlüsse (Mikrobrüche) auf.

In den **Gneisen** ließ sich eine Albitisierung der Plagioklase und eine BLG der Quarze feststellen. Zudem trat eine Chloritisierung der Biotite auf. Meist ist jedoch nur bruchhafte Deformation mit Bildung von Quarz- und vereinzelt auch Kalzitgängen erkennbar.

In den **Quarziten** kam es entlang alter Schieferungsflächen zur BLG der Quarze. Zudem zeigen die Quarze Subkornbau und undulöses Auslöschern.

Die **Glimmerschiefer** weisen eine Albitisierung der Plagioklase, eine Serizitisierung der Muskovite und Staurolithe, eine Chloritisierung der Biotite und Granate sowie eine Fe-Mg-Diffusion in den Chloriten auf (Abb. 3.22l). Des Weiteren bildeten die Biotite und Muskovite Knickbänder aus oder die Glimmer-reichen Lagen wurden als Scherflächen reaktiviert. Außerdem entstanden mehrere Generationen von Kalzit- und Quarzgängen. Die älteren reliktschen Quarze zeigen Subkornbau, undulöses Auslöschern und BLG. Zudem bildeten sich asymmetrische Druckschatten aus Quarz an Pyriten sowie Turmalinen (Abb. 3.22k), wobei die Pyrite zudem in Hämatit umgewandelt wurden.

Die **Marmore** zeigen Typ-I-II-Verzwillingung der Kalzite (Burkhard 1993) sowie die Bildung neuer Kalzit- und Quarzgänge. Die Quarze präalpidischer, boudinierter Gänge besitzen suturierte Korngrenzen.

3.2. Quarztexturen

Die niedergradige alpidische Deformation der Quarze äußert sich in BLG, Subkornbau, undulösem Auslöschen und der Bildung von Deformationslamellen. Die rekristallisierten Quarze besitzen eine Korngröße von max. 0,1 mm (Abb. 3.23a).

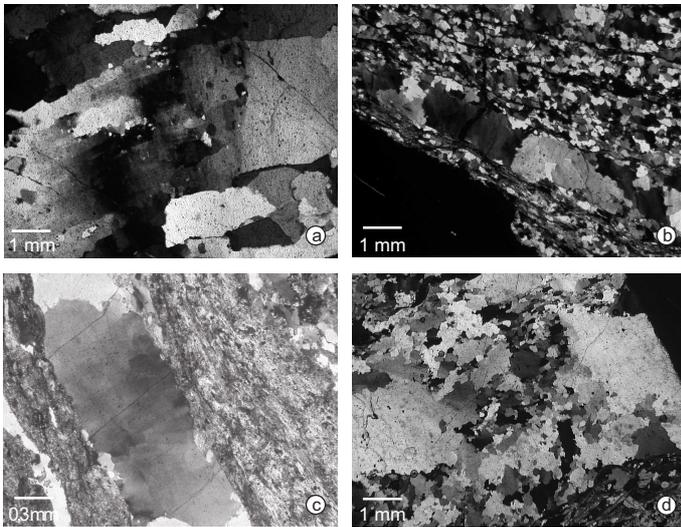


Abbildung 3.23.: a) Quarze zeigen BLG, Subkornbau und Deformationslamellen; Untere Violette Schiefer (Einheit unterhalb des Altkristallins). + Nicols (151001). b) Granat-Quarzit: die Quarze zeigen meist GBM mit non-koaxialem Top-E-Transport. In unreinen Lagen (Phyllosilikat-reich) ist die Korngröße der Quarze geringer; KCC, + Nicols, XZ-Schnitt (00180901). c) Schachbrettfeldung in Quarz. KCC, + Nicols, XZ-Schnitt (3111). d) Glimmerschiefer mit Quarzgang; die Quarze zeigen überwiegend SGR; CCC, + Nicols (260402).

3.2.1. Kalavros-Kristallin (KCC)

Die untersuchten Granat-Glimmerschiefer des KCC (3111 und 3113) weisen bis zu 4 cm große, amöboide Quarze auf. Die Kornform resultiert aus einer hochtemperierten GBM (Abb. 3.23b). Seltener ist zudem eine Schachbrettfeldung der Quarze ausgebildet (Abb. 3.23c).

Die Verteilung der Quarz-c-Achsen (Abb. A.8.3) weist auf eine non-koaxiale Deformation mit dextraler Scherung hin [rotierter Typ-I-Kreuzgürtel (3113)]. Die aktiven Gleitsysteme waren Prismen<a>- bis Rhomben<a>Gleitung sowie (untergeordnet) Basis<a>Gleitung.

3.2.2. Myrsini-Kristallin (MCC)

Im MCC wurden Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite untersucht. Die amöboiden Quarze zeigen präalpidische hochtemperierte Deformation durch GBM oder es bildete sich ein equigranulares Gefüge durch SGR. Die Quarze in den Quarz-reichen Domänen sind in der Regel größer (max. 4 mm; Durchschnitt 0,6 - 0,8 mm) als in den unreinen Quarz-Lagen (0,2 - 0,4 mm) (Abb. 3.23d). Die Verteilung der Quarz-c-Achsen (Abb. A.8.3) zeigt überwiegend die Bildung von rotierten Typ-I-(01010504, 00170902) und Typ-II-Kreuzgürteln (00070906A), seltener treten zudem rotierte Einfachgürtel (280404, 981105/1-4a) und rotierte Kleingürtel (00170903, 070501) auf. Die aktiven Gleitbewegungen während der non-koaxialen Deformation waren Prismen<a>- und Rhomben<a>Gleitung. Darüber hinaus trat untergeordnet Prismen<c>- und Basis<a>Gleitung auf.

3.2.3. Chamezí-Kristallin (CCC)

Die Quarze der Gneise und Glimmerschiefer des CCC zeigen SGR und BLG. Die Korngröße der reliktschen Quarze beträgt bis zu 6 mm, während die rekristallisierten Körner eine Größe zwischen 1 - 0,5 mm aufweisen.

Die Verteilung der Quarz-c-Achsen (Abb. A.8.3) zeigt die Ausbildung eines rotierten Typ-II-Kreuzgürtel (970413/1-3), resultierend aus non-koaxialer Scherung. Die Hauptbewegungen basie-

ren auf Rhomben<a>- und Basis<a>Gleitung. Von geringerer Bedeutung war Prismen<a>Gleitung.

3.3. Chemische Zusammensetzung der Granate

Ein Großteil der Granat-führenden Gesteine der Kristallinkomplexe zeigt mehrphasige optische Zonierung der Granate. Auf Grund der nur niedergradigen alpidischen Überprägung (untere Grünschieferfazies) sind die Granate präalpidischen Ursprungs. Da die Wachstumszonen verschiedenen Metamorphosestadien entsprechen, eignen sie sich zur genaueren Untersuchung des präalpidischen Metamorphoseverlaufs. Frühere Untersuchungen von Franz (1992) unterschieden anhand einer Korrelation der optischen und chemischen Zonierung drei Wachstumsphasen der Granate sowohl des Myrsini s.l.- als auch des Chamezí-Kristallins (Z1 - Z3). Die Granate des Kalavros-Kristallins weisen jedoch eine vierphasige chemische und optische Zonierung auf (Z1 - Z4). Die zusätzlich auftretende äußerste Wachstumszone (Z4) ist meist retrograd zu Chlorit umgewandelt oder nur teilweise, auf Grund eines asymmetrischen Wachstums der Granate, ausgebildet.

3.3.1. Kalavros-Kristallin (KCC)

Die Granate des KCC besitzen eine vierphasige optische Zonierung. Die Z1-Phase besteht aus einem einschchlussfreien Kern. Die nächste Wachstumsphase (Z2) überwächst eine engständige kontinuierliche Foliation (S_{K2}), resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen. Die Z3-Phase ist wiederum einschlussfrei. Die letzte Wachstumsphase (Z4) überwächst opake Einschlüsse, die nicht parallel zur S_{K5} -Foliation orientiert sind. Meist ist die äußere Zone auf Grund einer weiteren, retrograden variszischen und niedriggradigen alpidischen Überprägung weggelöst oder von Chlorit ersetzt (siehe Abb. 3.22l).

Neben der optischen Zonierung weisen die Granate eine vierphasige chemische Zonierung auf (Abb. 3.24, Tab. A.10 - A.15). Auf Grund der vielen Einschlüsse schwankt die Zusammensetzung in einigen Granaten innerhalb der einzelnen Zonen merklich. Generell bildet die Almandin-Komponente die höchsten Gehalte aus. Die Gehalte steigen vom Kern (min. 63 %) kontinuierlich auf bis zu 74 % in Z2 an. In Z3 und Z4 wird der Anstieg geringer bzw. sind in Z3 konstante Gehalte entwickelt. Eine ähnliche Entwicklung weist die Pyrop-Komponente auf. Die Spessartin- und Grossular-Komponenten zeigen eine gegenläufige Entwicklung. Die Spessartin-Komponente bildet meist eine Mn-Glockenkurve (max. 12 %) aus, die in Z3 und Z4 eine Verflachung erfährt. Auch der Grossular-Gehalt sinkt in Z2, während in Z3 konstant niedrige Gehalte auftreten. In Z4 steigt sie erneut an. Zudem besitzen einige Granate einen Andradit-Gehalt von bis zu 4 %. Der $Fe^{\#}$ ist in Z1 (0,94) am höchsten, sinkt in Z2 und Z3 diskontinuierlich und steigt in Z4 minimal. Auch die Entwicklung des Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnisses (Abb. 3.25) spiegelt die vierphasige Zonierung wider. Zwar besteht auf Grund von Anschnitteffekten eine große Variabilität des Mn-Anfangsgehalt, jedoch ist die Entwicklung von Z1 - Z3 mit der Entwicklung der MCC Granate vergleichbar. Darüber hinaus steigt in Z4 die Grs-Komponente erneut an (40 → 60 %), während die Pyp-Komponente abnimmt. Auch die Sps-Komponente ist niedriger als in Z3.

In der Element-Verteilungskarte (Abb. 3.26) wird deutlich, dass Z1 und Z2 eine xenomorphe Ausbildung besitzen und zudem eine randliche Lage einnehmen, während Z3 und Z4 eine idiomorphe konzentrische Ausbildung besitzen. Darüber hinaus ist ein weiterer Ca-Anstieg in der äußeren Zone des Granates zu verzeichnen.

3.3. Chemische Zusammensetzung der Granate

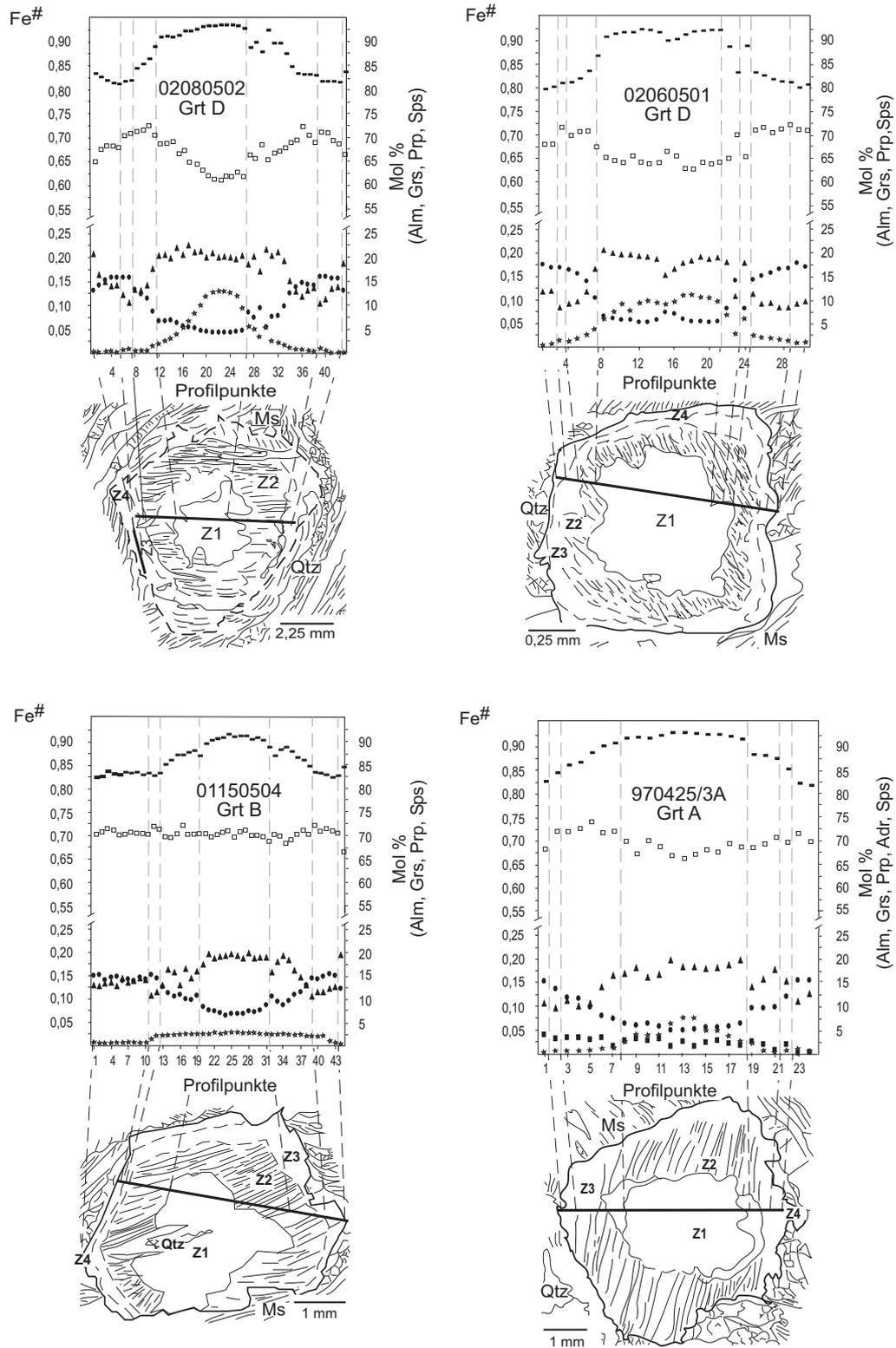


Abbildung 3.24.: Die Granate des Kalavros-Kristallins weisen eine vierphasige optische sowie chemische Zonierung auf (Z1 - Z4). Exemplarisch wurde jeweils ein Granat der untersuchten Proben dargestellt. Legende siehe Abb. 3.31.

3. Ergebnisse

Abbildung 3.25.: Chemische Zonierung der Granate des KCC, dargestellt sind die Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnisse. Im Vergleich zu den Granaten des MCC tritt hier am Rand eine vierte Wachstumszone auf, die sich in einem neuerlichen Grossular-Anstieg äußert. Die Pfeile symbolisieren den Zonierungstrend vom Kern zum Rand. K = Kern.

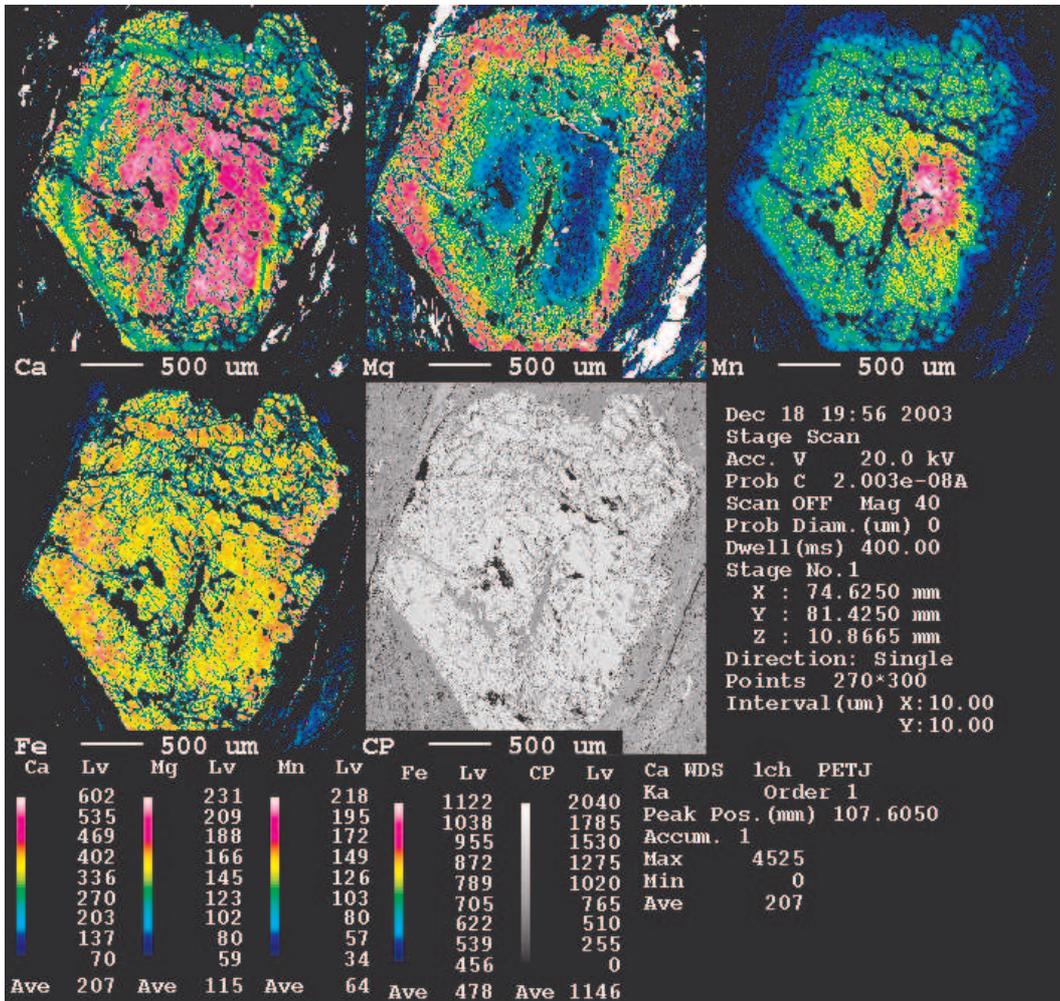
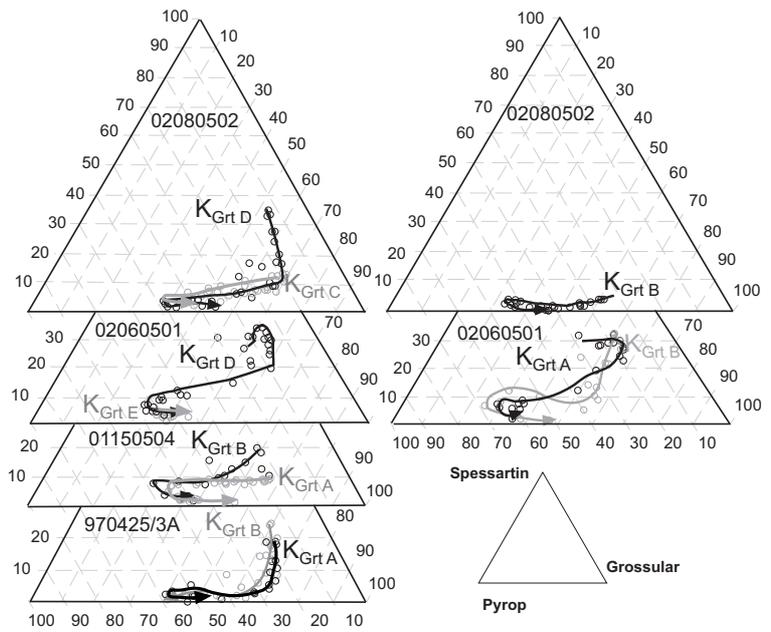


Abbildung 3.26.: Element-Verteilungskarte und BSE-Aufnahme eines Granates des KCC (01150504 Grt B). Auffällig ist der wiederholte Anstieg der Ca-Konzentration im äußeren Bereich des Granates.

3.3.2. Myrsini-Kristallin (MCC)

Die Granate des MCC zeigen meist eine dreiphasige optische Zonierung. Die älteste Wachstumsphase (Z1) wird von einschlussfreien Kernen repräsentiert. In der nächsten Z2-Wachstumsphase wird eine gefaltete engständige Foliation überwachsen, die jüngste Wachstumsphase (Z3) ist wiederum einschlussfrei.

Die untersuchten Granate der Granat-Glimmerschiefer (Abb. 3.27; Tab. A.5 - A.9) weisen eine optische Zonierung, einhergehend mit einer chemischen Zonierung auf. Durch Korrelation der Zonierungen kann mehrphasiges Wachstum belegt werden.

Die insgesamt höchsten Gehalte besitzt die Almandin-Komponente (min. 56 %) in Z1, zunehmend auf max. 78 % in Z2, während in Z3 die Gehalte konstant bleiben. Einen ähnlichen Verlauf zeigt die Pyrop-Komponente, jedoch mit bedeutend niedrigeren Gehalten. Gegenläufige Entwicklungen zeigen die Spessartin- und Grossular-Komponente. Meist bildete sich eine Mn-Glockenkurve (Spessartin-Komponente), bei der in Z3 eine Verflachung auftritt. Deutlich erkennbar wird diese Mn-Zonierung zudem in der Elementverteilungskarte (Abb. 3.29). Einen ähnlichen Entwicklungstrend zeigt die Grossular-Komponente mit dem höchsten Gehalt von 20 % im Kern (Z1), in Z2 abnehmend und in Z3 weiter sinkend. Die Andradit- und Uvarovit-Komponenten sind auf Grund ihres geringen Anteils zu vernachlässigen. In den Kernen (Z1) tritt der höchste $Fe^{\#}$ (max. 0,92) auf, der in Z2 kontinuierlich abnimmt und in Z3 konstant bleibt.

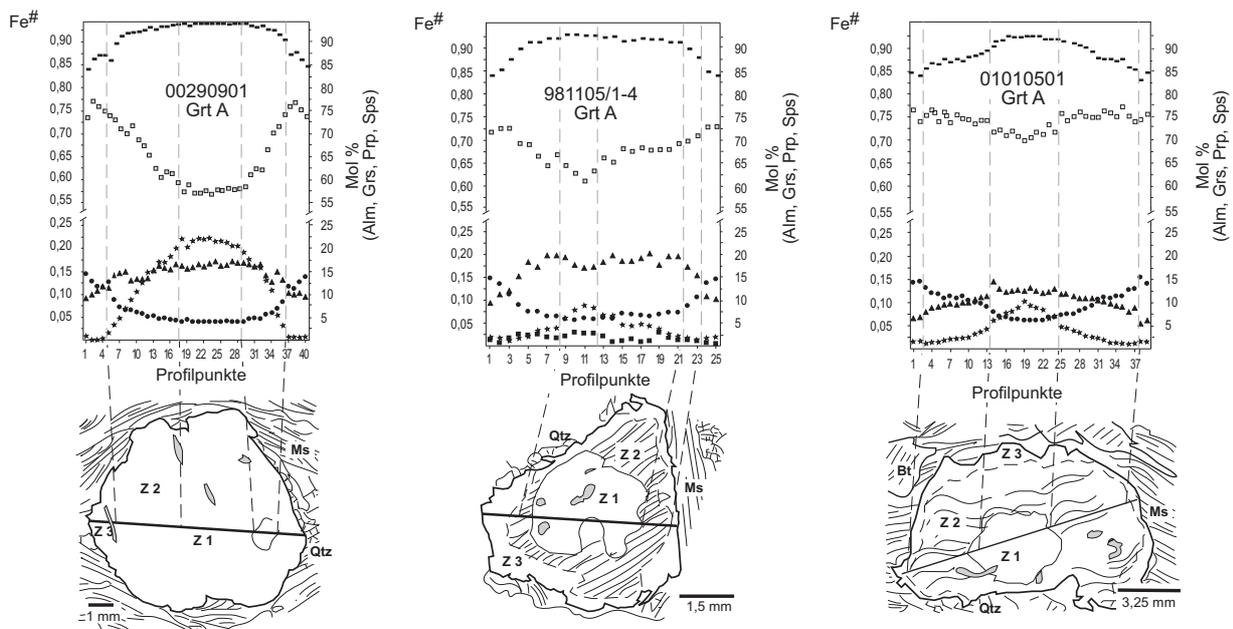


Abbildung 3.27.: In den Glimmerschiefern des MCC entwickelten sich dreiphasig chemisch und optisch zonierte Granate. Exemplarisch wurde jeweils ein Granat der untersuchten Proben dargestellt. Legende siehe Abb. 3.31.

Die optisch unzonierten Granate der Granat-Amphibolite weisen eine, mit den Glimmerschiefern vergleichbare chemische Zonierung auf (Abb. 3.28; Tab. A.4). Den höchsten Komponenten-Anteil bildet auch hier der Almandin mit Gehalten von 73 % im Kern, sinkend auf 67 % an den Rändern. Einen gegenläufigen Verlauf zeigt der Pyrop-Gehalt (8 - 19 %). Die Varianz der Spessartin- (1 bis 3 %) und der Grossular-Komponente (10 bis 9 %), ist gering und Andradit sowie Uvarovit-Komponenten (max. $\sim 0,5$ %) sind auf Grund des zu geringen Gehaltes zu vernachlässigen. Der $Fe^{\#}$ nimmt vom Kern (0,85 - 0,90) kontinuierlich auf 0,80 ab.

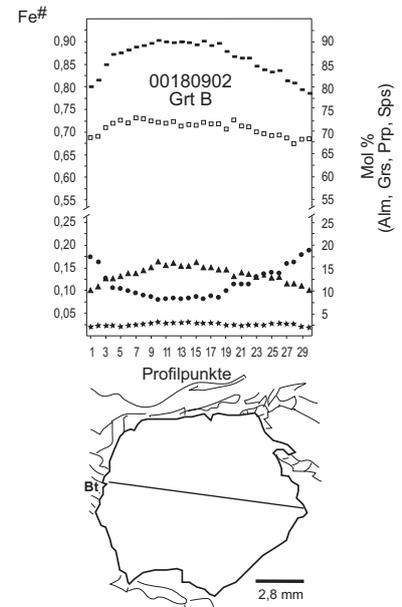


Abbildung 3.28.: Der Granat-Amphibolit (00180902) des MCC weist eine chemische Zonierung der Granate auf. Exemplarisch wurde jeweils ein Granat der untersuchten Proben dargestellt. Legende siehe Abb. 3.31.

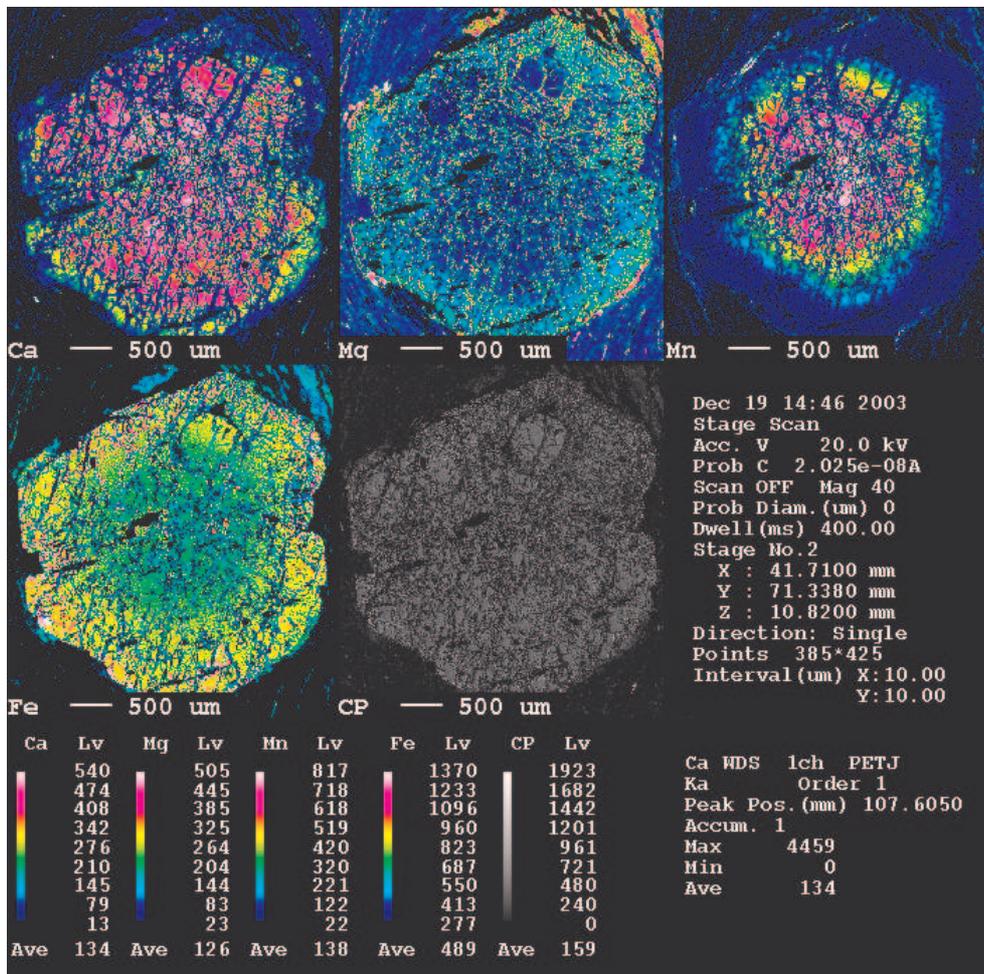


Abbildung 3.29.: Element-Verteilungskarte und BSE-Aufnahme eines Granates des MCC (00290901 Grt A).

Auch die Entwicklung des Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnisses spiegelt die dreiphasige

Entwicklung der Granate des MCC wider (Abb. 3.30). Eine große Varianz existiert im Entwicklungstrend von Z1, vor allem im Sps-Anteil. Im Allgemeinen ist in Z2 ein Anstieg der Grs-Komponente und Abnahme der Sps-Komponente bei gleich bleibender Pyp-Komponente ausgebildet. In Z3 steigt die Pyp- auf Kosten der Grs-Komponente, bei gleich bleibend niedrigen Sps-Anteilen (< 10 %) an.

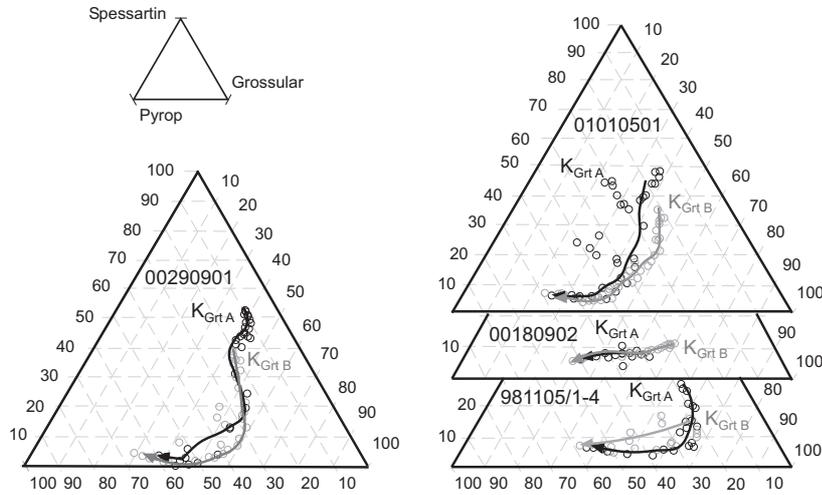


Abbildung 3.30.: Chemische Zonierung der Granate des MCC, dargestellt ist das Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnis. Die Pfeile symbolisieren den Zonierungstrend vom Kern zum Rand. K = Kern.

3.3.3. Chamezí-Kristallin (CCC)

Die untersuchten Granate der Granat-Glimmerschiefer des CCC (Abb. 3.31; Tab. A.3) weisen neben der optischen dreiphasigen Zonierung, auf Grund ihrer präalpischen grünschieferfaziellen Überprägung nur eine geringe Schwankung in ihrer chemischen Zonierung auf.

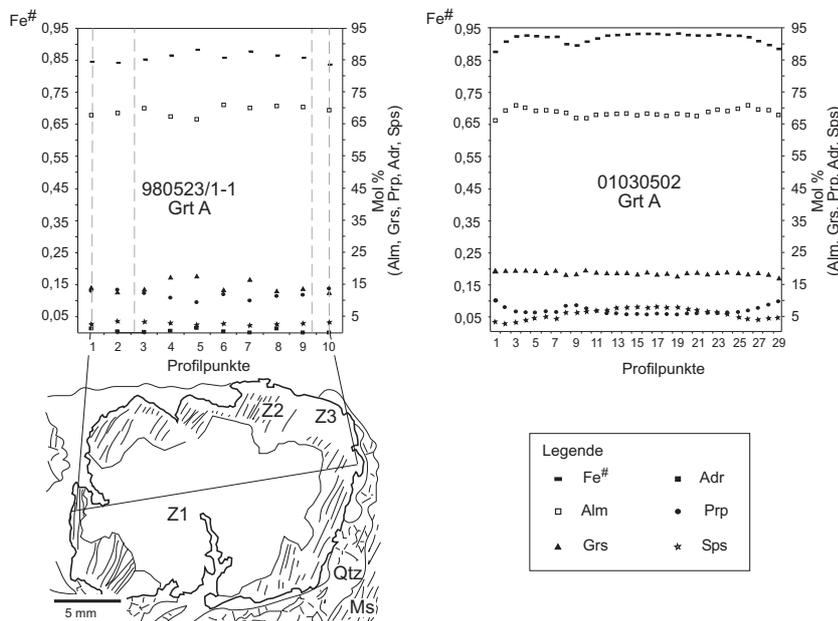


Abbildung 3.31.: Chemische und optische Zonierung der Granate des Chamezí-Kristallins. Die chemische Zonierung ist mit der optischen Zonierung Z1 - Z3 korrelierbar. Die Profillänge des Granates 01030502 beträgt 0,2 cm.

Die chemische Zonierung der Granate deutet auf ein dreiphasiges Wachstum hin, die mit der optischen Zonierung korrelierbar ist. Im Granat A der Probe 980523/1-1 spiegelt sich diese chemische Zonierung am deutlichsten in der Grossular-Komponente wider, die von 18 - 17 % im Kern (Z1) sprunghaft auf 12 - 14 % im äußeren Bereich (Z3) abnimmt. Im Granat A der Probe

3. Ergebnisse

01030502 bildete sich dagegen eine Mn-Glockenkurve (Sps), die typisch für ein progrades Wachstum ist. Die übrigen Komponenten zeigen in allen Granaten nur eine geringe Schwankung. Auch der $Fe^\#$ nimmt nur geringfügig vom Kern zum Rand ab.

Darüber hinaus weist auch das Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnis nur eine geringe Varianz auf (Abb. 3.32). Prinzipiell ist eine Zunahme der Pyrop-Komponente auf Kosten der Spessartin- und Grossular-Komponente festzustellen. Auf Grund der grünschieferfaziellen Überprägung bildeten sich zwei Punktwolken.

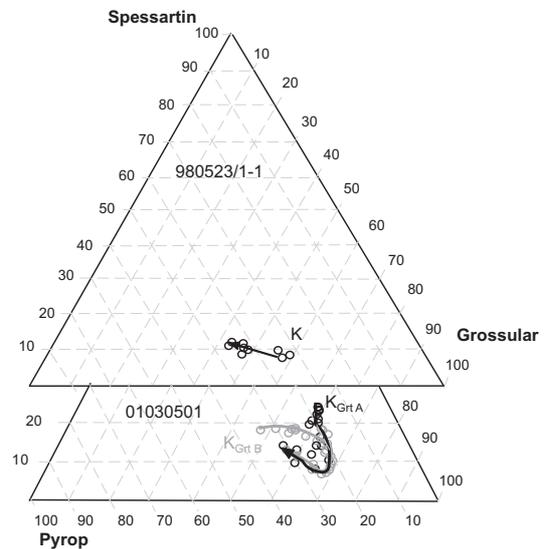


Abbildung 3.32.: Pyrop-Spessartin-Grossular-Verhältnis der Granate des CCC. Typisch für die Granate des CCC ist die Bildung von Punktwolken. Die Pfeile symbolisieren den Zonierungstrend vom Kern zum Rand. K = Kern.

3.3.4. Relative PT-Pfade

Zur Bestimmung des relativen PT-Verlaufes wurden die XCa- gegen XMg-Verhältnisse der Granate aufgetragen. Es wurden jedoch nur Granate untersucht, da auf Grund der alpidischen Orogenese eine Albitisierung der Plagioklase und Chloritisierung der Biotite und Staurolithe auftrat. Daher kann nur ein relativer PT-Verlauf angegeben werden.

Kalavros-Kristallin (KCC)

Die Granate des KCC zeigen in den Kernen eine geringe Varianz ihrer XCa- XMg-Verhältnisse (Abb. 3.33). In den äußeren Bereichen ist jedoch in allen Granaten zuerst eine Verringerung des XCa bei ansteigendem XMg ausgebildet, gefolgt von einer Zone mit steigendem XCa bei gleich bleibendem XMg. In den Randbereichen nimmt der XMg ab, während der XCa steigt.

Die Transkription des XCa vs. XMg-Verlaufs in relative PT-Pfade zeigt, dass die Granate bei wechselnden Druck- bzw. Temperaturanstiegen wuchsen (progrades Wachstum). Einige Granate zeigen zuletzt einen Druckanstieg ohne weiteren Temperaturanstieg. In den Randbereichen erfolgte z.T. eine isobare Abkühlung bzw. handelt es sich hierbei vermutlich um Alteration oder Fluid-gesteuerte Diffusion. Zudem ist die Zu- und Abnahme der unterschiedlichen Gehalte der Granate des KCC, im Gegensatz zu den Granaten des MCC, viel sprunghafter. Deutlich wird dies im Verlauf des Mg-Gehaltes (siehe Abb. 3.26).

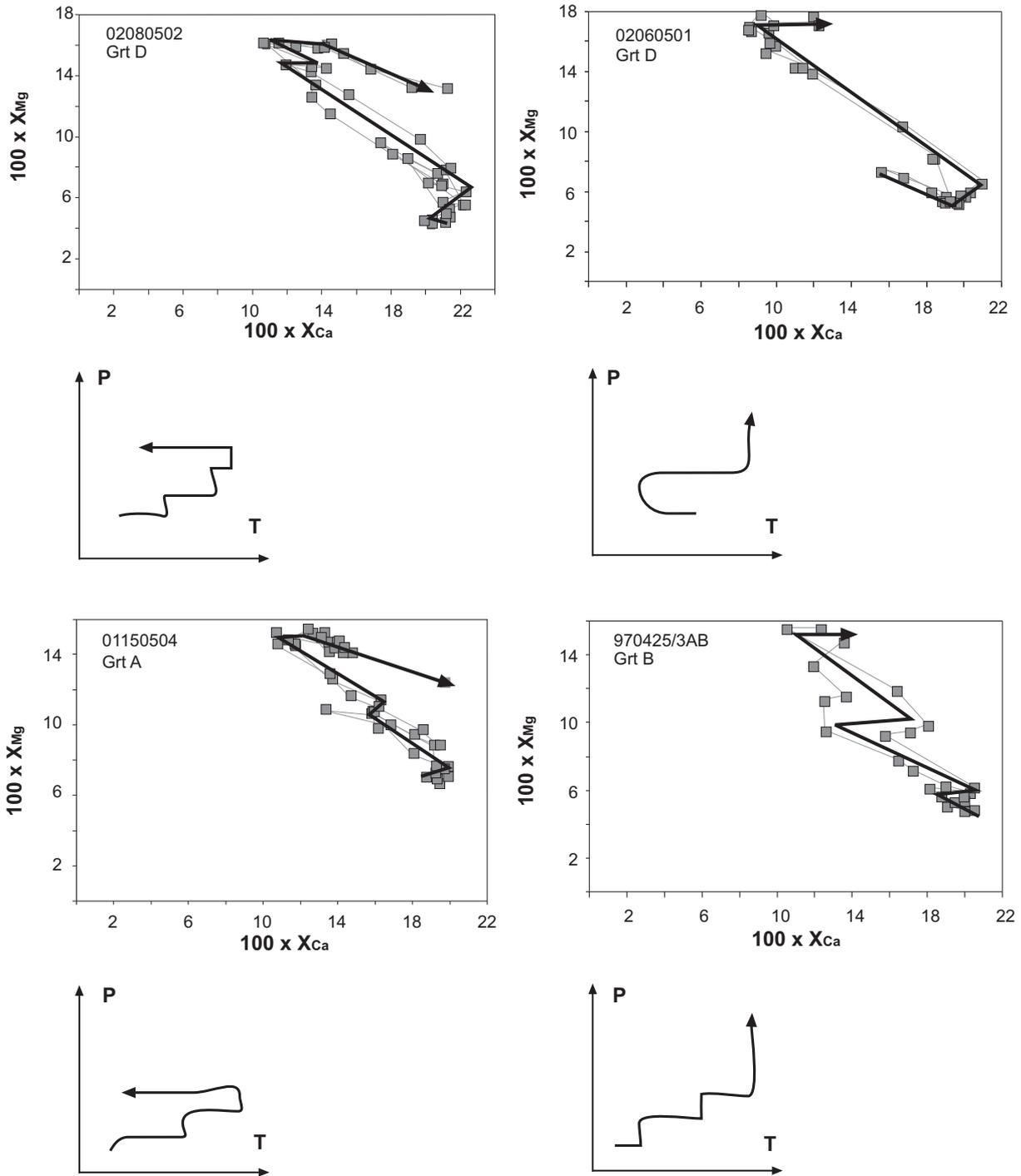


Abbildung 3.33.: XCa vs. XMg der Granate des KCC und daraus resultierender PT-Pfad; der Pfeil symbolisiert den Zonierungstrend vom Kern zum Rand.

Myrsini-Kristallin (MCC)

Die XCa -XMg-Verhältnisse der Granate des MCC zeigen in den Kernen inhomogene komplexe Zonierungstrends (Abb. 3.34). Erst die äußeren Bereiche belegen gleiche Entwicklung von abnehmenden XCa bei ansteigenden XMg. Die Transkription der XCa-XMg-Verhältnisse in relative PT-Verläufe zeigt die Existenz mehrerer Granat-Generationen (z. B. 00290901). Erst in der äußeren Zone ist in allen Granaten ein ähnlicher PT-Pfad mit isobarer Aufheizung entwickelt. Auch

3. Ergebnisse

der Granat-Amphibolit zeigt eine vergleichbare Entwicklung.

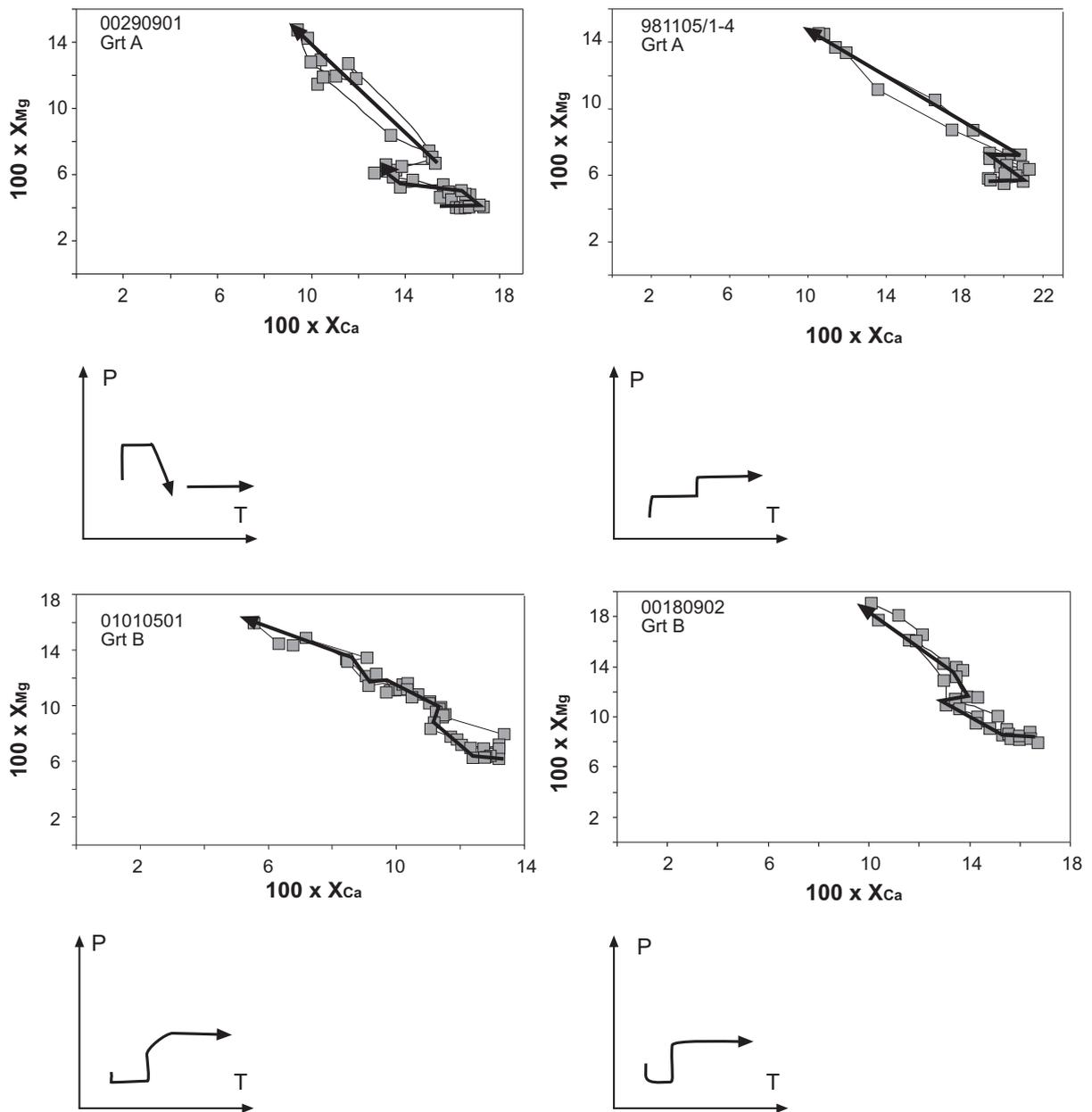


Abbildung 3.34.: XCa vs. XMg der Granate des MCC und daraus resultierender PT-Pfad; der Pfeil symbolisiert den Zonierungstrend vom Kern zum Rand.

Chamezí-Kristallin (CCC)

Die XCa- vs. XMg-Werte in Abbildung. 3.35 zeigen nur geringe Varianz. Es sind jeweils Punktwolken ausgebildet, die auf ein für die Grünschieferfazies typisches, progrades Wachstum hindeuten.

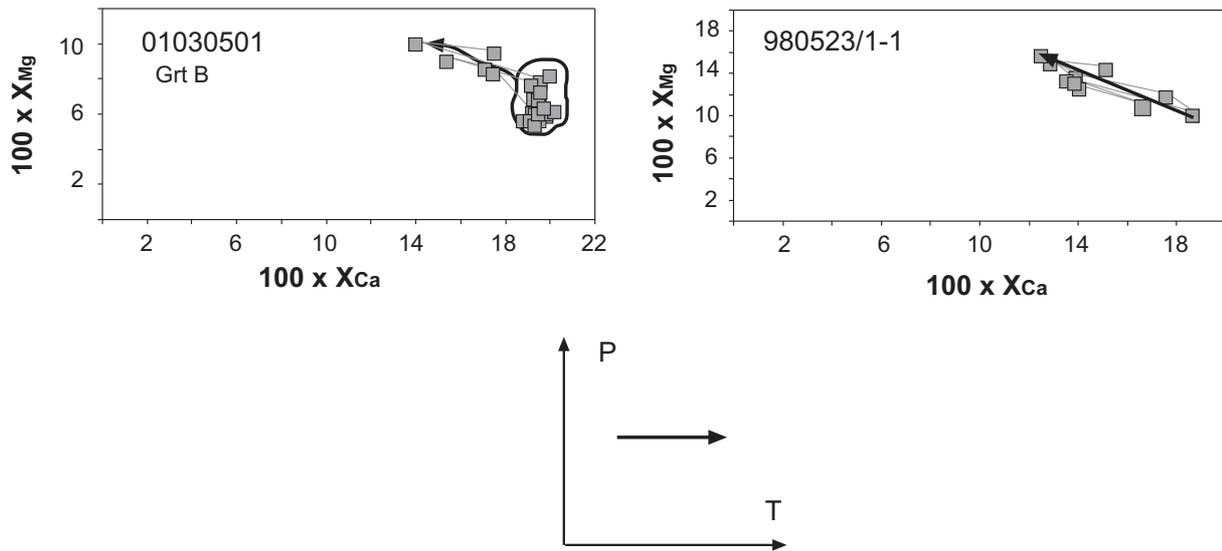


Abbildung 3.35.: XCa vs. XMg der Granate des CCC sowie die Transkription in einen relativen PT-Pfad; Der Pfeil symbolisiert den Zonierungstrend vom Kern zum Rand.

3.4. Phengit-Barometrie an Gesteinen des Kalavros-Kristallins

Die präalpidisch gebildeten Muskovite des KCC (Granat-Glimmerschiefer 3111) zeigen nur geringe Varianz in ihrer Zusammensetzung. Es liegen keine signifikanten chemischen Unterschiede zwischen syn- oder post-kinematisch gesprossenen Muskoviten vor. Die Si-Gehalte variieren zwischen 6,13 und 6,34 p.f.u., und auch die Fe-Gehalte zeigen nur geringe Schwankungen (0,13 - 0,17). Ein Muskovit zeigt höheren Fe-Gehalt von 0,33 und besitzt zudem einen höheren Mg-Gehalt von 0,4 (Abb. 3.36).

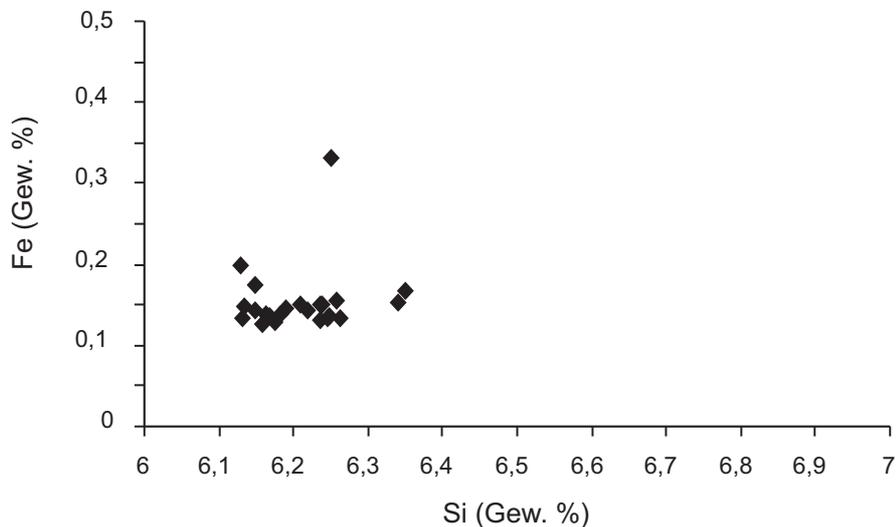


Abbildung 3.36.: Si- und Fe-Gehalte der Muskovite des KCC.

Zur Bestimmung der Drucke wurden die Si/2-Gehalte und ihre Varianz ermittelt. Die Schwankungsbreite aus 24 Analysen beträgt 3,07 - 3,18, daraus ergibt sich ein Mittelwert von 3,10 mit einem Fehler von 0,03 (Abb. 3.37). Da die ergebenden Drucke von der Temperatur und den Mineralparagenesen abhängen, sind sie in Kapitel 4.2.3 dargestellt.

3. Ergebnisse

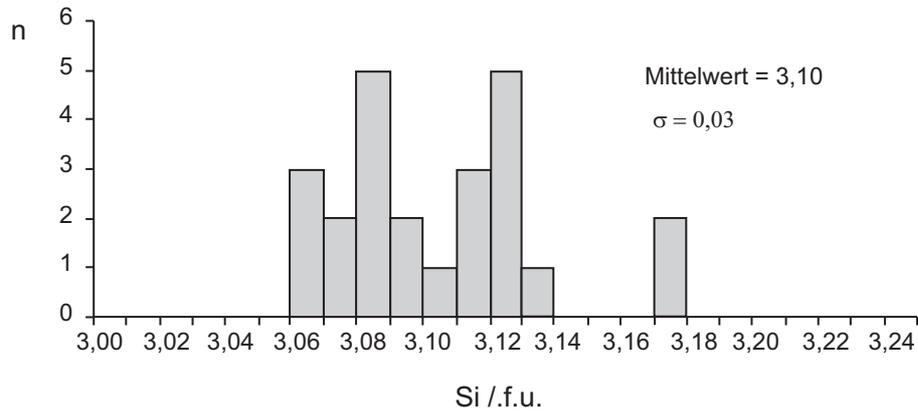


Abbildung 3.37.: Si/f.u. der Muskovite eines Granat-Glimmerschiefers des KCC.

3.5. U-(Th)-Pb-Datierungen und geochemische Analysen

Zur Altersbestimmung und Gliederung der Kristallin-Komplexe erfolgten neben den U-Pb Analysen von Zirkonen (6 Proben) und Rutilen (1 Probe) mittels TIMS, auch EMP/SEM Monazit-Analysen von 16 Proben. Die Gesteins- und Aufschlussbeschreibungen sind in Kapitel A.6 und der Probenliste (Kapitel A.7) zusammengestellt.

3.5.1. Geochemische Analysen

Exo Moulianá-Orthogneis (MCC)

Die chemische Zusammensetzung des Orthogneises (Tab. A.16) zeigt, dass das Edukt ein Niedrig-Ca-Granit sensu Turekian und Wedepohl (1961) ist. Eine eindeutige Zuordnung zum A- oder I-Typ-Granit (sensu Chappell und White 1974) kann nicht erfolgen. Eine Anreicherung der Neben- und Spurenelemente sowie geringere CaO- und MgO-Gehalte sprechen für einen A-Typ-Granit. Die niedrigen $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -Gehalte hingegen deuten auf einen I-Typ-Granit hin. Die Diskriminierung nach Pearce et al. (1984) in Abbildung 3.38 zeigt einen Ursprung im Bereich der Intraplatten-Granite. Die Verteilung der Zirkontracht (nach Pupin 1980) sowie Pupin und Turco (1972) ergibt eine Bildungstemperatur der Zirkone von 850 - 800 °C (Abb. 3.40). Eine vergleichbare Magmatemperatur von 815 °C erbrachte die Zirkonium-Thermometrie nach Watson und Harrison (1983).

Chamezí-Orthogneis (CCC)

Der *Chamezí*-Orthogneis (070502) stellt einen rosa-grauen, schwach foliierten und verfalteten Protomylonit dar (Romano 2000). Im binären Diagramm zur Gliederung der Magmatite ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ gegen SiO_2 ; Le Maitre 1989) ist der *Chamezí*-Orthogneis (Tab. A.17) als Meta-Granodiorit zu klassifizieren. Auf Grund eines Na_2O - Gehaltes von $< 3,2\%$ und eines Al_2O_3 zu $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnis größer 1,1, ist er als S-Typ-Granit anzusprechen (Chappell und White 1974). Die Diskriminierung nach Pearce et al. (1984) in Abbildung 3.38 zeigt einen Ursprung im Bereich der vulkanischen Bogen- bis syn-Kollisionsgranite.

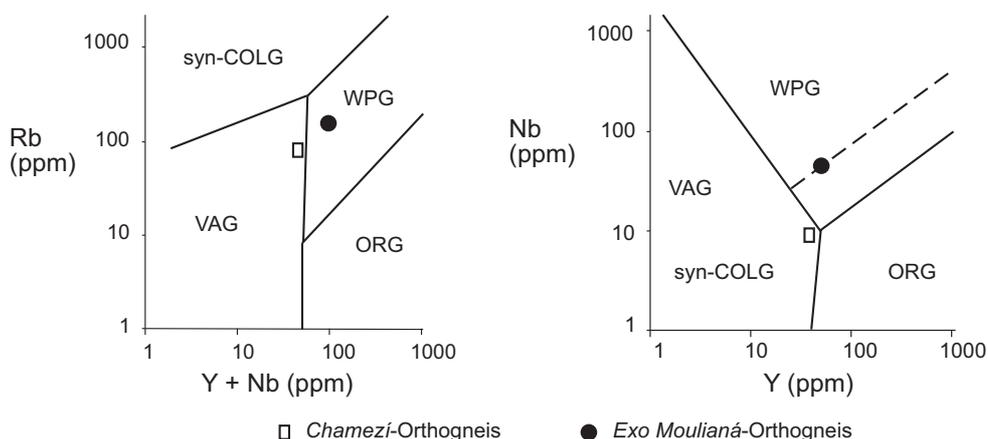


Abbildung 3.38.: Diskriminierung des Exo Moulianá- und Chamezí-Orthogneises anhand von geochemischen Daten a) Rb-(Nb + Y) Diskriminierung; b) Nb-Y Diskriminierung; beide Diagramme zeigen die Felder der Vulkanbogen-Granite (VAG), Syn-Kollisionsgranite (syn-COLG), Intraplatten-Granite (WPG) und ozeanische Rücken-Granite (ORG) (Pearce et al. 1984).

3.5.2. Zirkon- und Rutil-Datierungen mittels TIMS

Exo Moulianá-Orthogneis (MCC)

Die Zirkone des *Exo Moulianá*-Orthogneises zeigen die geringste Alteration, wie anhand der BSE- und KI-Bilder in Abbildung 3.50 und der petrologischen Zusammensetzung zu erkennen ist. Ebenso wie der *Chamezí*-Orthogneis besitzt dieser Gneis für Granitoide ungewöhnlich wenig Zirkone (ca. 3000 Zirkone). Hiervon sind zudem dreiviertel der Zirkone zwischen 250 und 80 μm zerbrochen, zeigen Einschlüsse und Rissbildung (Abb. 3.39a).

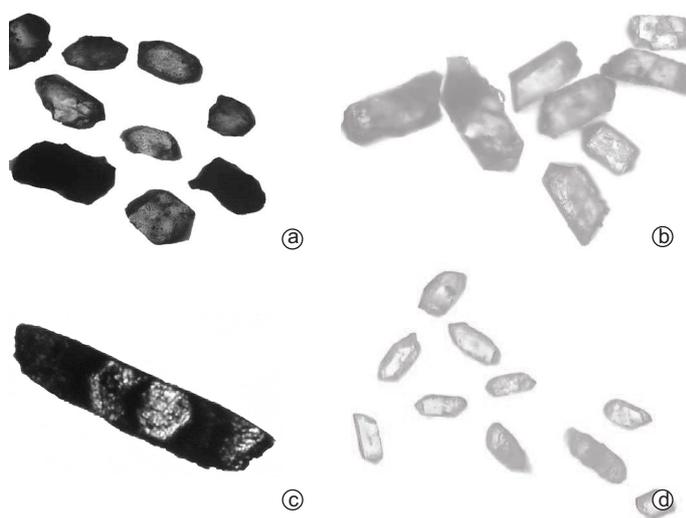


Abbildung 3.39.: Durchlichtaufnahmen von Zirkonen des: a) Exo Moulianá-Orthogneises, b) Parasporí-Orthogneises. c) Dünnschliffphoto eines Chamezí-Zirkons (160 μm). d) Durchlichtaufnahme von Zirkonen des Vaí-Orthogneises.

Das Zirkonspektrum ist heterogen (P_1 -, P_4 -, P_5 -, J_5 -, G-, G_1 -, D-, L_4 -, S_{10} -Typen, Abb. 3.40) und besteht aus farblosen bis rosafarbenen, teilweise langprismatischen Zirkonen. Auf Grund der geringen Korngröße der idiomorphen Zirkone war nur eine Einzelzirkon-Analyse (23) möglich, für die übrigen Analysen wurden aus den einzelnen Fraktionen 2 - 8 Zirkone herangezogen. Farbe, Form, Typologie und Gewicht sind in Tabelle A.21 dokumentiert.

3. Ergebnisse

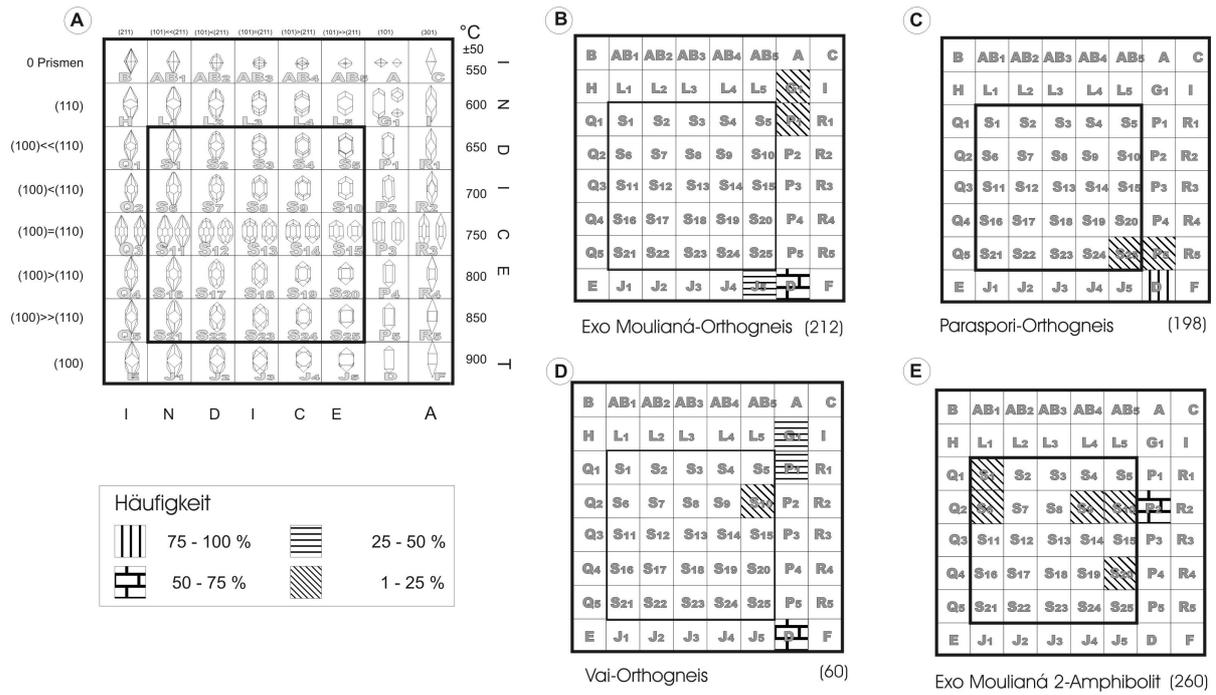


Abbildung 3.40.: a) Zirkontypologie nach Pupin (1980); b-e) Prozentuale Verteilung der Zirkone der untersuchten Gesteine.

Die Alter der Zirkone 30 - 39 wurden auf Grund ihrer niedrigen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und Uran-Gehalte nicht berechnet, da diese bedeutungslos wären. Die übrigen Zirkone (22 - 28) zeigen keine Abhängigkeit von Typologie, Korngröße oder Form zu ihrer Diskordanz.

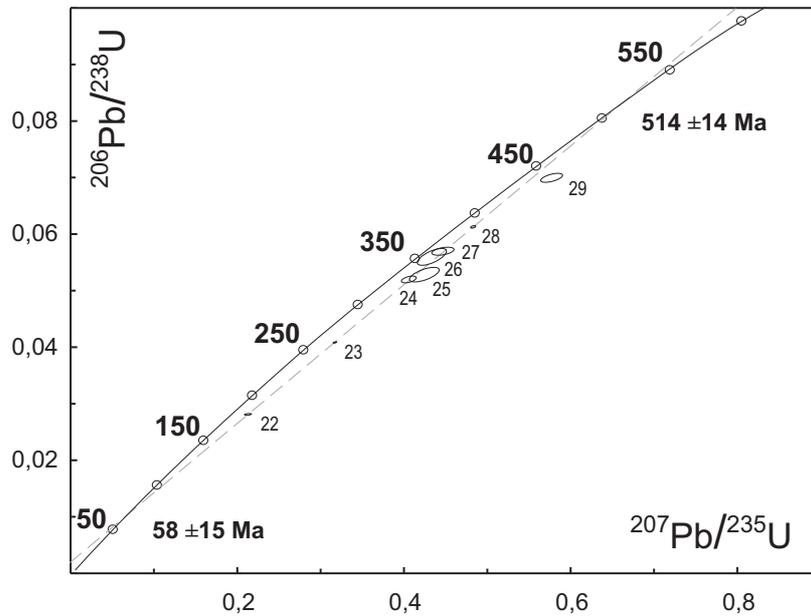


Abbildung 3.41.: Diskordia der Zirkone des *Exo Moulianá*-Orthogneises. Ellipsen stellen 2σ -Fehler dar.

Nur die Farbe der Zirkone scheint vom U-Gehalt abzuhängen, denn die Dunkelrosafarbenen besitzen hohe U-Gehalte, während die farblosen Zirkone niedrige U-Gehalte aufweisen. Probe 29 ist zwar im Konkordia-Diagramm dargestellt, wurde jedoch nicht zur Berechnung herangezogen, da sie entweder aus zwei Alterspopulationen besteht oder Kern-Einschlüsse aufweist. Daher wurden nur sieben Analysen zur Diskordia-Berechnung herangezogen (Abb. 3.41). Diese basiert auf einer Modell-1 Kalkulation mit einem oberen Schnittpunkt von 514 ± 14 Ma und einem unteren Schnittpunkt von 58 ± 15 Ma bei einem MSWD von 1,12. Die Berechnung erfolgte durch Isoplot (Ludwig 1999). Die initialen Blei-Verhältnisse wurden nach Stacey und Kramers (1975) angegeben: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,918$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,584$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,708$.

Paraspori-Orthogneis (MCC)

Zahlreiche der rosa-milchigen bis orange-braunen, langprismatischen Zirkone ($> 160 \mu\text{m}$) sind zerbrochen, bilden Aggregate oder zeigen Resorbtionssäume. Die zerbrochenen Zirkone sind meist rosa gefärbt. Auch die Zirkone der 160 - 125 μm Korngrößen-Fraktion waren braun und rosa, selten farblos. Sie zeigten häufig Lösungssäume, waren zerbrochen oder wiesen Risse auf. Metallisch-glänzende Überzüge auf Rissen oder der gesamten Zirkonoberfläche belegen tektonische Bruchbildung (Abb. 3.39b). Nach Pupin (1980) treten D-, G₁-, S₂₅- und P₅-Typen auf, deren Häufigkeitsverteilung in Abbildung 3.40 dargestellt ist.

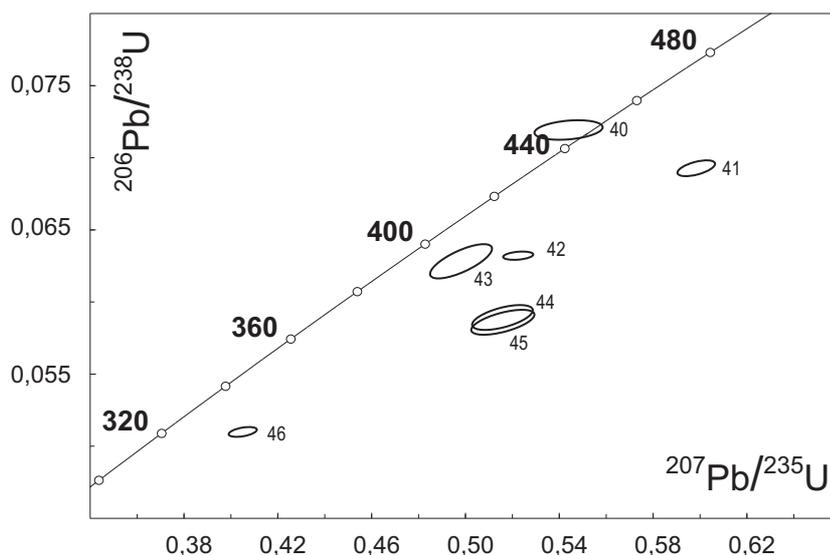


Abbildung 3.42.: Diskordia der Zirkone des *Paraspori*-Orthogneises; die Ellipsen stellen 2σ -Fehler dar.

Farbe, Form und Gewicht der Zirkone sind in Tabelle A.21 zusammengefasst. Zwei Analysen von idiomorphen Zirkonen ($> 160 \mu\text{m}$) mit 280 ppm U, konnten auf Grund ihres niedrigen Blei-Gehaltes nicht in radiogenes und gewöhnliches Pb separiert werden (nicht im Konkordia-Diagramm dargestellt). Ein hoher gewöhnlicher Blei-Gehalt ist typisch für die Zirkone des *Paraspori*-Orthogneises. Die Zirkone 48, 51 und 52 mit U-Gehalten von 204 - 634 ppm zeigen die geringsten $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter (288 - 195 Ma), die folglich auf einen radiogenen Blei-Verlust zurückzuführen sind. Dennoch wurden die Proben 47 - 53 nicht im Konkordia-Diagramm dargestellt, da die gewöhnliche Pb-Korrektur großen Einfluss auf das $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Alter hat. Die initialen Blei-Verhältnisse wurden wie folgt angenommen: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,918$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,584$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,708$ (Stacey und Kramers 1975).

3. Ergebnisse

Das U-Pb-System der Zirkone scheint gestört zu sein, da kein Zusammenhang zwischen Uran und radiogenem Blei-Gehalt besteht. Auch die Farbe der Zirkone ist nicht von ihrer Pb- oder U-Konzentration abhängig. Dies führt zu einer Punktwolken-Anordnung, sodass die Berechnung einer Diskordia ohne Sinn wäre.

Chamezí-Orthogneis (CCC)

Im Gegensatz zu anderen Granitoiden besitzt der *Chamezí-Orthogneis* nur eine kleine homogene Zirkon-Population aus ausschließlich rosafarbenen, langprismatischen (L/W Verhältnis = 6:1/2:1; G₁-Typen, Abb. 3.39c Pupin 1980). Die 21 Analysen ergeben ein oberes Schnittpunktalter von 511 ± 16 Ma und ein unteres Schnittpunktalter von $2,5 \pm 9$ Ma (Abb. 3.43). Genauere Beschreibungen sind in Romano (2000) dokumentiert.

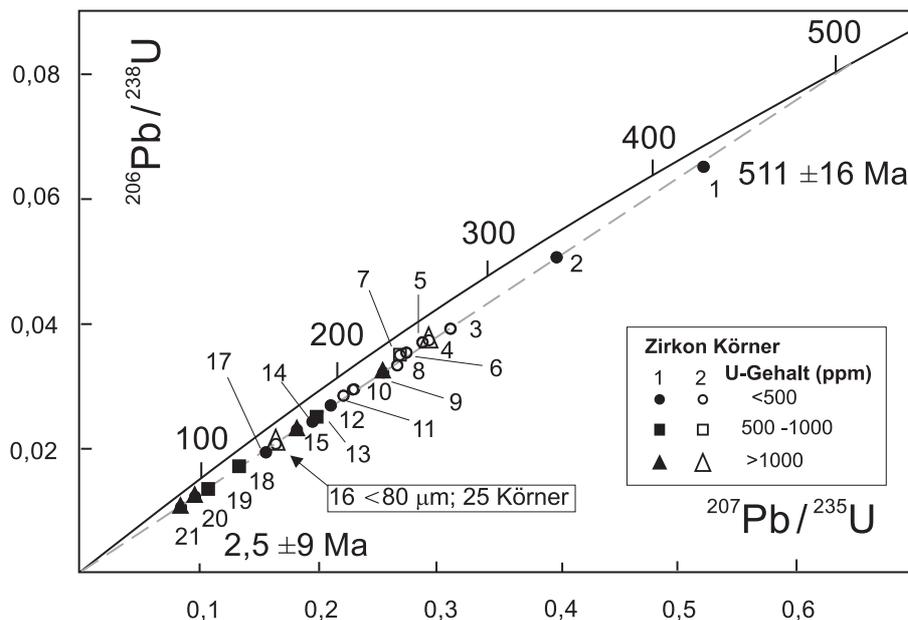


Abbildung 3.43.: Diskordia der Zirkone des *Chamezí-Orthogneises* (nach Romano 2000).

Vaí-Orthogneis (VCC)

Die ca. 5000 Zirkone des *Vaí-Orthogneises* waren hellrosa-milchig, braun-orange durchscheinend oder klar langprismatisch; eine Vielzahl der kleineren Zirkone war zudem diamantglänzend und zeigte Resorbtionssäume (Abb. 3.39d). Darüber hinaus wiesen viele Zirkone Einschlüsse und Mikrobrüche auf. Meist traten D-, seltener P₁-, G₁- und S₁₀-Typen auf (Pupin 1980, Pupin-Klassifizierung).

Form, Farbe und Gewicht der Zirkone sind in Tabelle A.21 dokumentiert. Weder die Einzel-Zirkone noch die Fraktionen aus 2 - 10 Zirkonen zeigten eine Abhängigkeit der Diskordanz von Korngröße oder Färbung. Das Auftragen der Daten in das Konkordia-Diagramm zeigt, dass die Probe aus mindestens drei Zirkon-Populationen besteht (Abb. 3.44). Zum einen lässt sich nach Ludwig (1999) eine Diskordia aus vier Analysen (58 - 55) mit einem unteren Schnittpunkt-Alter von 223 ± 11 Ma und einem oberen Schnittpunkt-Alter von 767 ± 23 Ma, bei einem MSWD von 0,52 berechnen. Die Zirkone besitzen neoproterozoische Kerne, die von einer triassischen Generation überwachsen werden.

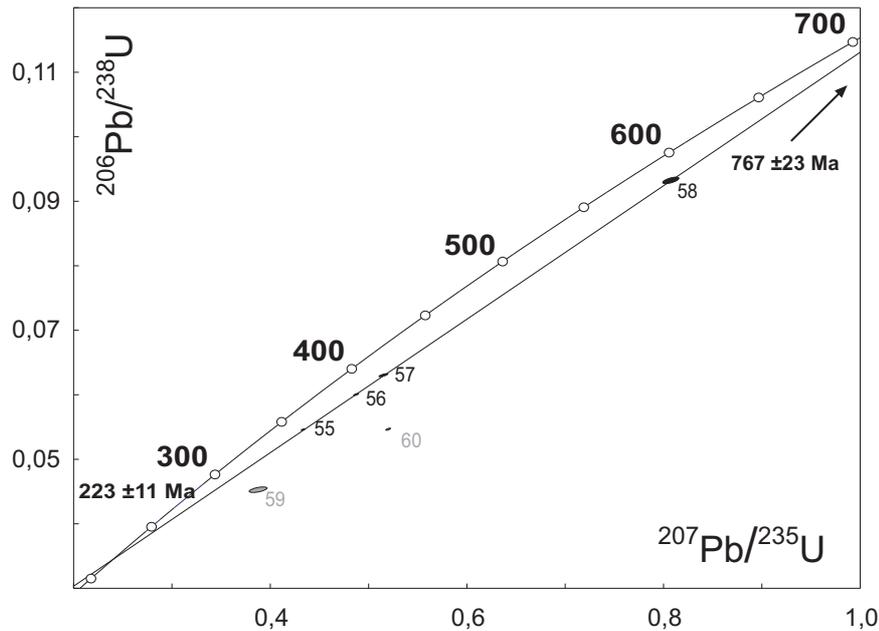


Abbildung 3.44.: Diskordia der Zirkone des Vaí-Orthogneis. Ellipsen stellen 2σ -Fehler dar.

Die Zirkone 59 und 60 zeigen höhere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 678 und 898 Ma. Trotz unterschiedlicher $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 1643 (60) und 405 (59), weisen die Zirkone ähnlich hohen Pb-Verlust auf. Eine Gerade durch diese Ellipsen weist auf eine dritte Generation bei 1534 ± 91 Ma hin. Die initialen Blei-Verhältnisse wurden wie folgt angenommen: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,918$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,584$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,708$ (Stacey und Kramers 1975).

Sfaká-Paragneis (MCC)

Der graugrüne Paragneis ist in Glimmerschiefer-Serien eingeschaltet. Die Altersbestimmung der Probe erfolgte anhand der Analyse des U-Pb-Isotopensystems von Zirkonen und Rutilen.

Zirkon-Datierung Die Probe enthielt zahlreiche detritische Zirkone, daher wurden die Zirkone der Fraktion $> 125 \mu\text{m}$ untersucht. Da davon auszugehen war, dass mehrere Populationen vorliegen, wurden nur Einzelzirkon-Analysen vorgenommen. Form, Farbe und Gewicht der Zirkone sind in Tabelle A.21 dokumentiert. Die Zirkone waren rosa trüb, farblos, gelb oder violett, gerundet bis kantengerundet. Zudem fanden sich in dieser Fraktion neun idiomorphe Zirkone (G_1 -, P_1 - und P_5 -Typen; Pupin-Klassifizierung). Im Blei-Verlust, Uran-Gehalt oder scheinbaren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter zeigt sich kein Unterschied zwischen den idiomorphen, den kantengerundeten oder den gerundeten Zirkonen. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter zeigen Zirkonwachstum bei 850, 1010, 1960 und 2823 Ma (Abb. 3.45). Nur drei Analysen besitzen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter unter 600 Ma. Im Konkordia-Diagramm zeigt sich, dass viele Zirkone hohen Blei-Verlust erlitten und hoch diskordant sind (Abb. 3.46). Eine Häufung der Zirkone tritt nahe 300 - 400 Ma und nahe 950 Ma auf. Die Abweichung von Analyse 72 kann unter anderem an niedrigen U- und Pb-Gehalten liegen. Die Berechnung der Alter erfolgte mit dem Programm Isoplot von Ludwig (1999). Da es sich um detritische Zirkone handelt, ist eine Diskordia-Berechnung sinnlos.

3. Ergebnisse

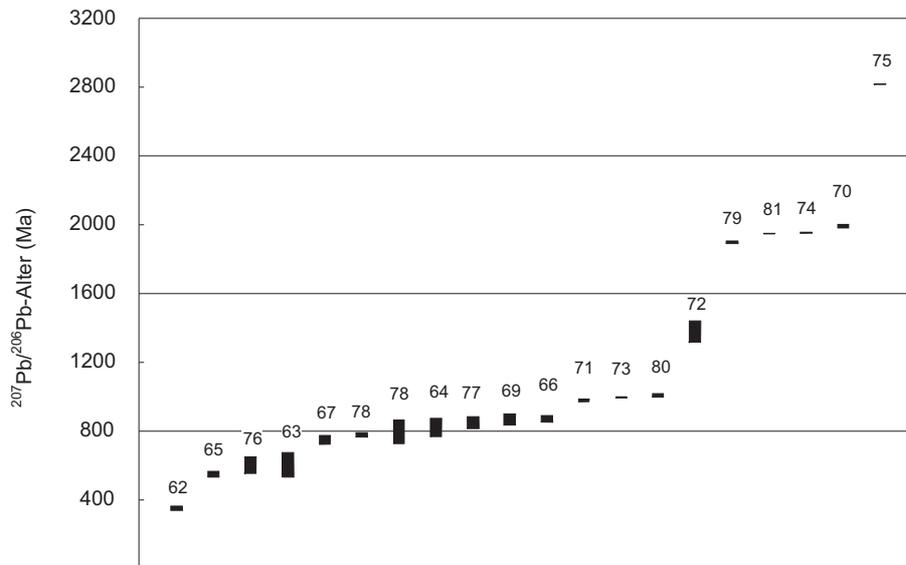


Abbildung 3.45.: Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter des *Sfaká* Paragneises; Fehlerbalken sind 2σ -Fehler.

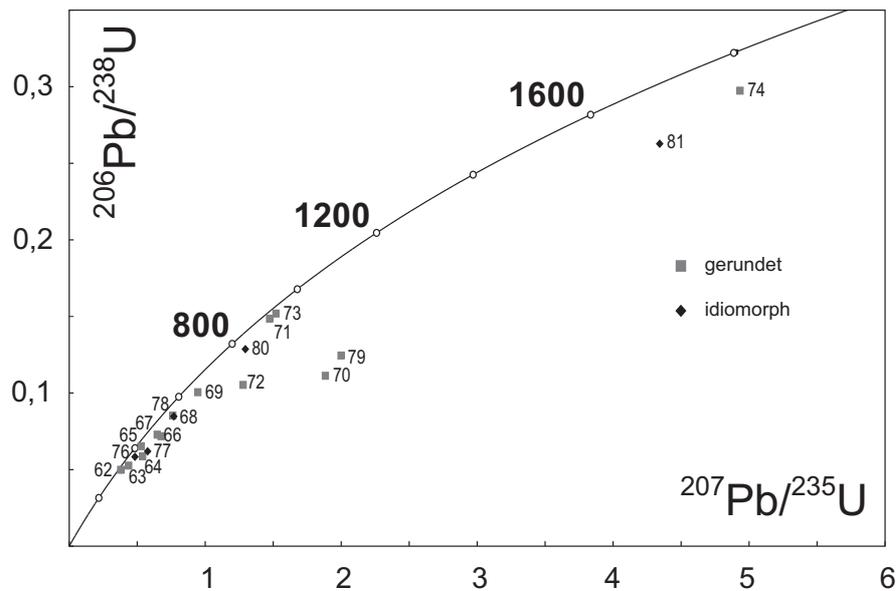


Abbildung 3.46.: Zirkone des *Sfaká*-Paragneises im Konkordia-Diagramm.

Rutil-Datierung Die Rutilen waren dunkelrot bis rotbraun gefärbt und zerbrochen. Es wurden Fraktionen von 7 - 1 mg mit Korngrößen von $> 500 \mu\text{m}$, $500 - 140 \mu\text{m}$ und $140 - 80 \mu\text{m}$ analysiert und eine U/Pb-Pb Isochrone berechnet (Ludwig 1999). Die Fraktionen (94, 95 und 96) besitzen überwiegend gewöhnliches Pb, jedoch einen ähnlichen geringen Anteil an radiogenem Blei. Im $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm ergibt sich aus den Analysen 94 bis 96 ein Alter von $146 \pm 13 \text{ Ma}$ mit einem MSWD von 0,86 (Abb. 3.47). Das errechnete initiale $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis beträgt $18,73 \pm 0,22$ (Tab. A.22).

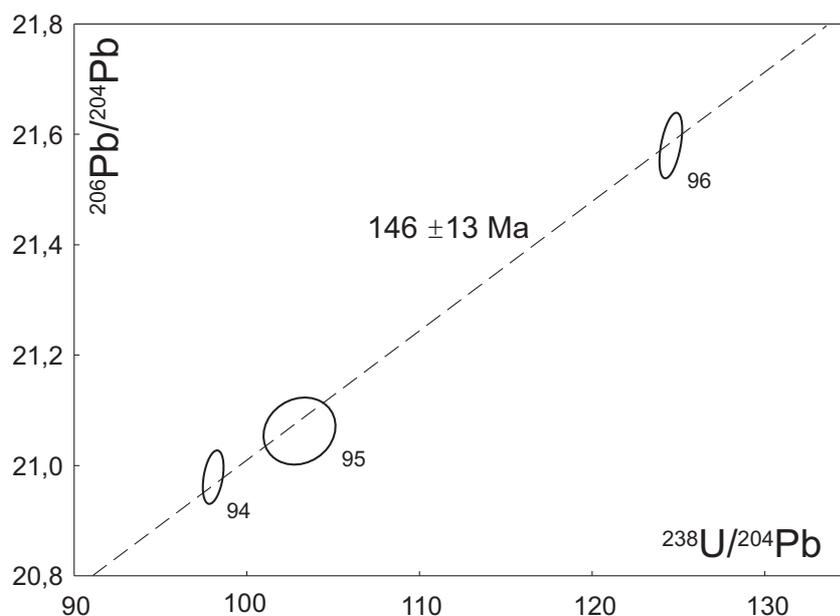


Abbildung 3.47.: Das Alter der Rutilite wurde aus dem $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis ermittelt. Ellipsen stellen 2σ -Fehler dar.

Exo Moulianá 2-Amphibolit

Der Amphibolit beinhaltete kleine, wenig beanspruchte Zirkone. Zum einen waren nadelig-langprismatische, klare P_2 -Typ Zirkone, zum anderen diamantglänzende klare, hellrosa oder hellgelbe S-Typen ausgebildet. Dreiviertel der Zirkone wiesen farblose oder braune Einschlüsse auf. Eine prozentuale Typen-Verteilung nach Pupin (1980) ist in Abbildung 3.40 dargestellt. Form, Farbe, Gewicht und Anzahl der Zirkone sind in Tabelle A.21 dokumentiert. Da die Zirkone des Orthoamphibolites niedrigere Uran und Blei-Gehalte aufwiesen als die Zirkone der Ortho- und Paragneise, wurden pro Analyse höhere Einwaagen verwendet. Es wurden ein Einzelzirkon (82), eine Fraktion aus zwei Zirkonen (92) und 10 Fraktionen (7 - 32 Zirkone) analysiert. Auch in dieser Probe wurden die Analysen 90 - 93 auf Grund der niedrigen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse und des daraus resultierenden hohen Einflusses der Fehlerkorrektur auf das $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Alter nicht berechnet. Es zeigte sich, dass der Einzelzirkon (82) mit dem höchsten $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis von 2413 das scheinbar niedrigste $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Probe von 417 Ma aufweist.

Ingesamt sind in allen Proben die Uran- (479 - 22 ppm) und radiogenen Blei-Gehalte (33 -1 ppm) niedrig, wobei die hellrosa bis farblosen langprismatisch-nadeligen Zirkone (85, 92 und 93) die niedrigsten Uran- und Blei-Gehalte aufweisen. In dieser Probe zeigen die Analysen 90 und 89 niedrige $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 138 (89) und 113 bei Uran-Gehalten von 479 ppm (89) und 280 ppm. Im Konkordia-Diagramm zeigt sich eine Punktwolken-Verteilung der hoch diskordanten Analysen (Abb. 3.48), sodass auf eine Diskordia-Berechnung verzichtet wurde. Die initialen Blei-Verhältnisse wurden nach Stacey und Kramers (1975) angenommen: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,753$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,572$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,521$.

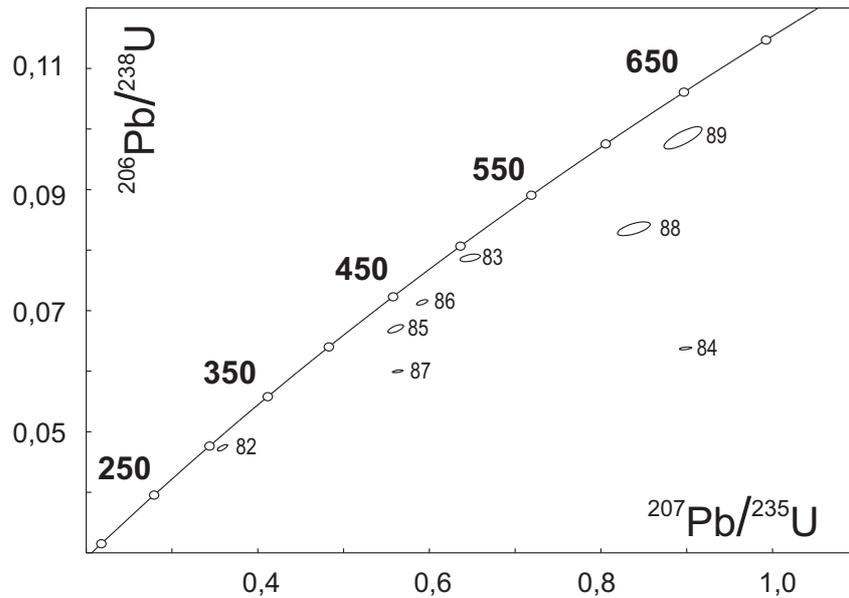


Abbildung 3.48.: Diskordia der Zirkone des *Exo Moulianá2*-Amphibolits. Ellipsen stellen 2σ -Fehler dar.

3.5.3. Monazit-Datierung mittels EMP

Zur Bestimmung der präalpidischen Edukt- und Metamorphosealter wurden 50 Dünnschliffe von Gneisen und Glimmerschiefern von Prog. Dr. F. Finger und Mag. E. Krenn, Mineralogisches Institut der Universität Salzburg untersucht. Hierbei traten neben kambrischen magmatischen Monaziten in den Orthogneisen des CCC und MCC auch karbonische Monazite im MCC sowie permische Monazite im KCC auf (Tab 3.1). Zudem fanden sich in allen Proben alpidische Monazite oder Raphdofane (H_2O -haltiges Ce-Phosphat). Wie in Abbildung 3.49 zu sehen, sind die Monazite des MCC selbst im Fehler signifikant älter als die des KCC.

Proben-Nr.	Gestein	U-(Th)-Pb Mnz (Ma)	Proben-Nr.	Gestein	U-(Th)-Pb Mnz (Ma)
Myrsini-Kristallin s. str.			Kalavros-Kristallin		
070501	OG	507 \pm 189 345 \pm 18	5111a	Gl	261 \pm 20
00170902a	OG	341 \pm 39	5111b	Gl	257 \pm 19
00170903	Gl	379 \pm 140	11115a	Gl	263 \pm 19
01010501	Gl	298 \pm 38	00101003	Gl	268 \pm 40
01020504	Gl	325 \pm 50	00300901a	Gl	258 \pm 44
01040503	Gl	327 \pm 21	00110916	Gl	273 \pm 140
981105/3-1	Gl	336 \pm 19			
981105/1-3a	Gl	330 \pm 13	Chamezí-Kristallin		
981105/1-3b	Gl	335 \pm 20	070502	OG.	521 \pm 28

Tabelle 3.1.: Ergebnisse U-(Th)-Pb Datierungen von Monazit. OG = Orthogneis, Gl = Glimmerschiefer

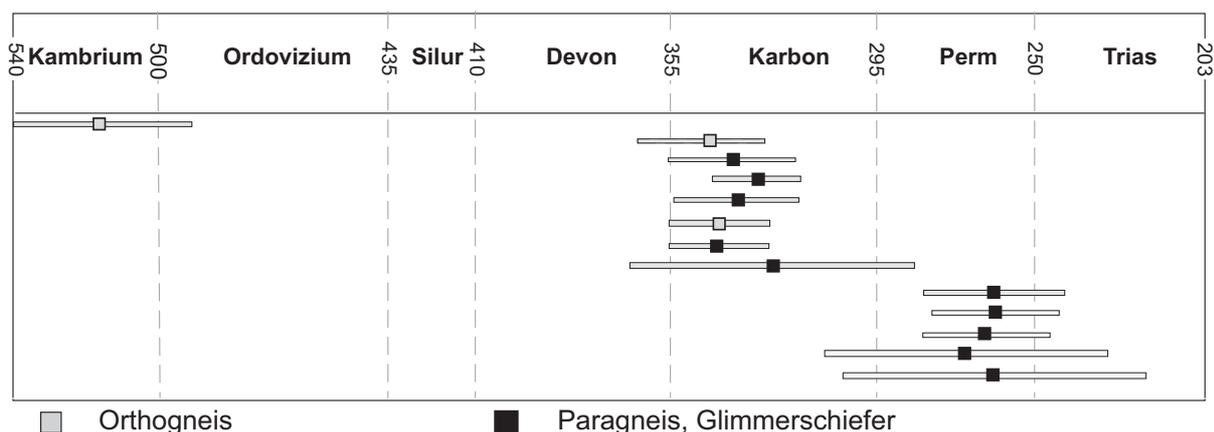


Abbildung 3.49.: Verteilung der Monazit-Modellalter. Fehlerbalken sind 2σ -Fehler.

3.5.4. Spaltspuren-Datierungen

Zur Bestimmung der Zirkon-Spaltspurenalter wurden jeweils ca. 100 Zirkone des *Vaí* (160 - 80 μm)-, *Exo Moulianá* (< 80 μm)-, *Chamezí* (< 100 μm)- und *Parasporí* (160 - 125 μm) Orthogneises separiert. Die Präparation und Analyse wurden von Dr. M. Brix, Universität Bochum durchgeführt.

Die Zirkone zeigen hier eine stärkere regionale Abhängigkeit. So sind die ältesten Spaltspuren im *Vaí*-Orthogneis erhalten (184 ± 11 Ma), die nächst jüngeren Alter zeigen die Zirkone des *Chamezí* (158 ± 16 Ma)- und *Parasporí*-Orthogneises (150 ± 14 Ma). Das jüngste Alter existiert im *Exo Moulianá*-Orthogneis mit 112 ± 15 Ma (Tab. A.23).

Unter Umständen liegt eine Verjüngung der Alter durch das Verheilen der Spuren vor. Ursache hierfür kann die alpidische Überprägung des Altkristallins sein.

3.6. Ergänzende Untersuchungen der Zirkone

3.6.1. Rückstreuielektronen (BSE)- und Kathodolumineszenz (KL)-Analyse von Zirkonen

Die Zirkone des *Chamezí*-Orthogneises sind häufig zerbrochen oder wurden resorbiert. Letzteres äußert sich in Form einer Siebstruktur des Randes, erkennbar in den BSE-Bildern (Abb. 3.50b, d, e). In den Kernbereichen ist meist, für magmatische Zirkone typisch, eine oszillierende Zonierung vorhanden (Abb. 3.50a, c). Die dunklen äußeren Bereiche der Zirkone in den KL-Bildern (Abb. 3.50f, g) entsprechen dieser zerstörten Struktur (Zirkon e). Zirkon g zeigt zusätzlich zu einem Apatit-Einschluss einen zerstörten Kern. Die dunklen Ränder resultieren aus einer zerstörten Zirkonstruktur.

Auch die KL-Bilder der *Exo Moulianá*-Zirkone zeigen oszillierende Zonierung, jedoch mit geringer Änderung in Breite und Farbe (Abb. 3.50h, i). Auch der Kern des Zirkons h ist zerstört. Insgesamt zeigen die Zirkone eine geringere Varianz in ihrem Lumineszenzspektrum. Wie in Zirkon i zu beobachten, treten helle Zonen häufig diskordant zur inneren Struktur der Pyramidenflächen auf. Dies weist auf Anlösen durch niedrig temperierte Fluide hin (Pidgeon et al. 1998).

Das BSE-Bild des Zirkons j (*Parasporí*-Orthogneis) zeigt keine großen Unterschiede von Kern und Rand. Es sind keine Anzeichen für Lösung oder Rissbildung zu erkennen. In Zirkon l ist zwar eine oszillierende Zonierung vorhanden, der Kern jedoch ist zerstört.

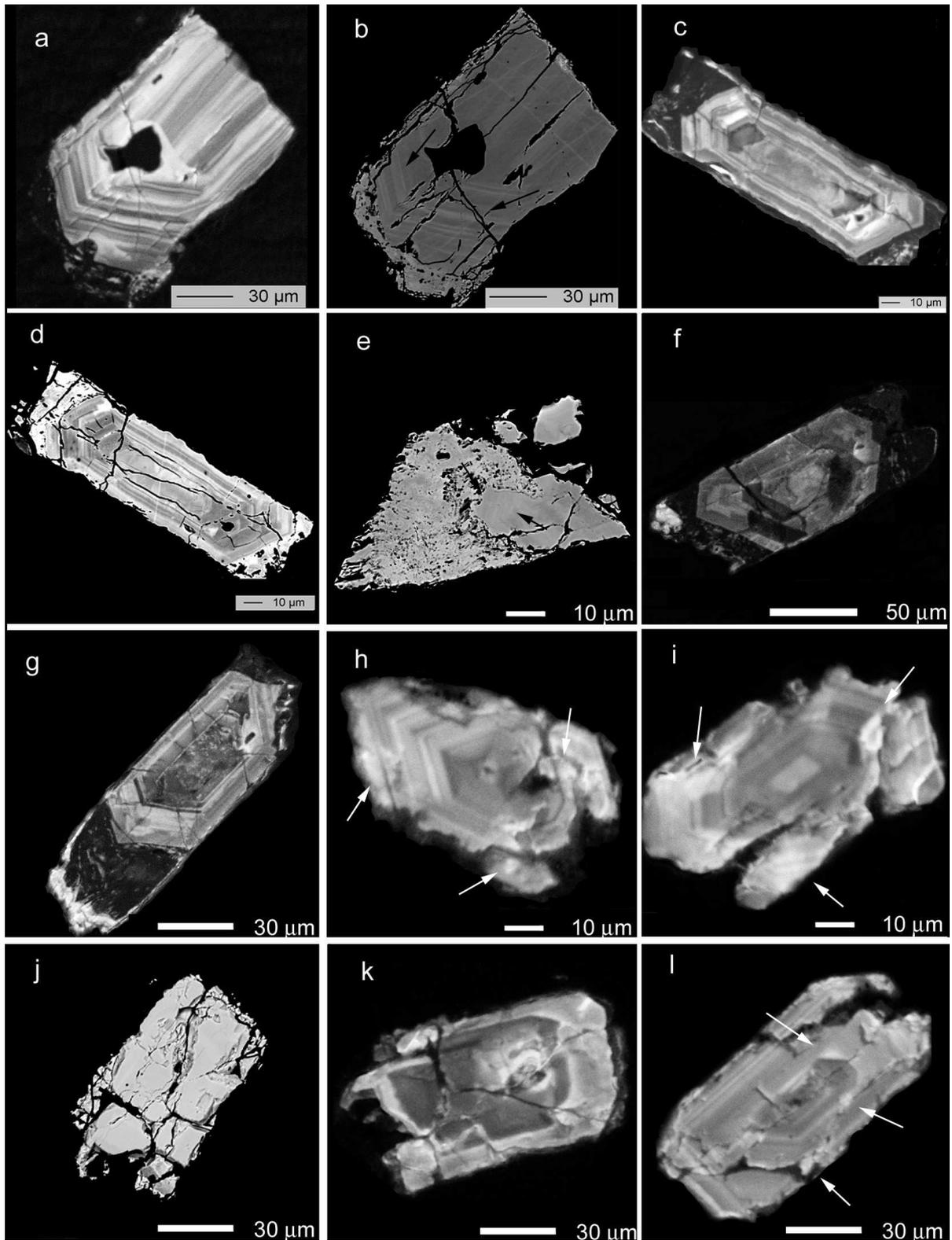


Abbildung 3.50.: Kathodolumineszenz (KL)- und Rückstreuelektronen (BSE)-Bilder von Zirkonen des ostkretischen Altkristallins. (a) - (g): *Chamezí* Orthogneis; (h) und (i) *Exo Moulianá* Orthogneis; (j) - (l) *Parasporí* Orthogneis; weiße Pfeile markieren angelöste Domänen; schwarze Pfeile markieren Zonierung.

3.6.2. Element-Verteilung in Zirkonen

Element-Verteilungsprofile

Die Linienprofile der *Chamezí*-Zirkone zeigen eine positive Korrelation ihrer U-, Th-, Y- und Ca-Gehalte (Abb. 3.51a, b). Während U und Y in vergleichbarer Konzentration eingebaut wurden, sind die Th-Gehalte deutlich geringer. Jedoch förderte der hohe U- und Th-Gehalt die spätere Substitution des entstandenen radiogenen Pb^{2+} durch Mn^{2+} , Ca^{2+} und gewöhnliches Pb^{2+} . Zudem ist ein Anstieg der U-, Th-, Ca- und Mn-Gehalte in den durch dunkle Zonen in den KL-Bildern dokumentierten Bereichen zu beobachten.

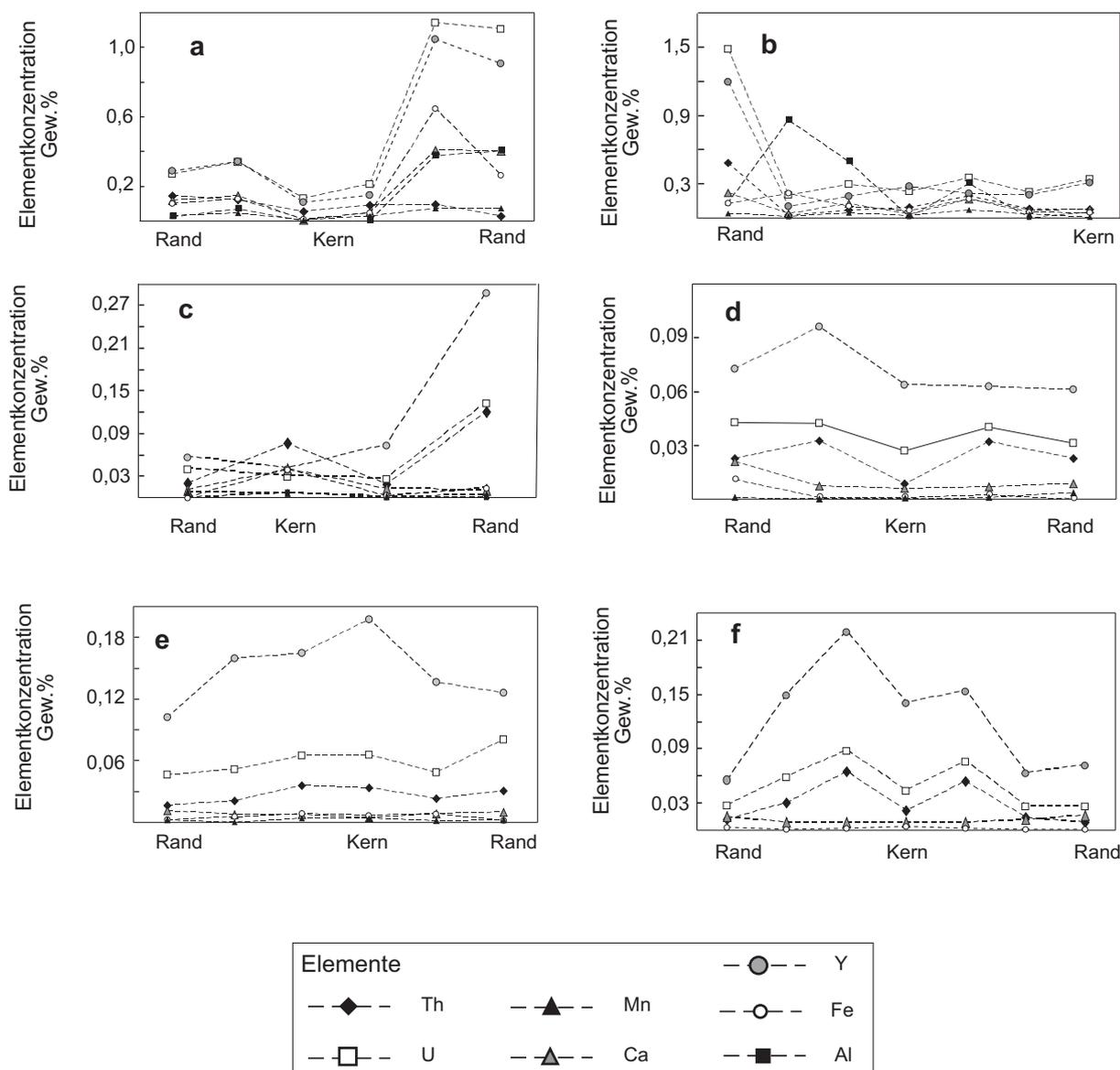


Abbildung 3.51.: Linienprofile der Elementkonzentrationen der *Chamezí*- (a, b), *Exo Moulíaná*- (c, d) und *Parasporí*-Zirkone (e, f).

Die Mobilität des Zr^{4+} ist an die zerstörten Bereiche der *Chamezí* Zirkone gebunden, erkennbar an dunklen Zonen in den KL-Bildern in Abbildung 3.50. In diesen Bereichen ist zudem eine erhöhte Konzentration an Fremdelementen von bis zu 1,5 Gew. % feststellbar. Des Weiteren

nimmt der Zr-Gehalt mit ansteigendem U-Gehalt ab. Fe^{3+} und Al^{3+} zeigen den gleichen Einbautrend, wobei die Konzentration an Fe^{3+} deutlich geringer ist. Es ist jedoch keine Korrelation zu den übrigen untersuchten Ionen erkennbar.

Die *Exo Moulianá*- (Abb. 3.51c, d) und *Parasporí*-Zirkone (Abb. 3.51e, f) weisen deutlich höhere Y-Gehalte als U- und Th-Gehalte auf, wobei U und Th ähnlichen Verlauf zeigen. Auf Grund des geringen U- und Th-Gehaltes spielt die spätere Substitution durch Mn^{2+} und Ca^{2+} keine Rolle. Nur an den Zirkonrändern kam es vermutlich durch Alteration zu einem Einbau von Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{2+} und Ca^{2+} . Es muss deshalb ein Mindestgehalt von Uran und daraus resultierend von radiogenem Pb bestehen, damit eine Substitution durch Fremdelemente stattfinden kann.

Verteilung und Varianz der Elemente

Die ZrO_2 - gegen SiO_2 -Gehalte der Zirkone des *Parasporí*- und *Exo Moulianá*-Orthogneises zeigen eine geringe Varianz (Abb. 3.52a), allerdings sind die Gehalte der *Exo Moulianá*-Zirkone ungewöhnlich niedrig. Die *Chamezí*-Zirkone hingegen weisen eine breite Streuung in den ZrO_2 -Gehalten von typischen 62 - 58 Gew. % bis hin zu ungewöhnlich niedrigen 48 Gew. % auf. Diese niedrigen Zr-Gehalte der *Chamezí*-Zirkone sind auf eine Mobilität des Zr in den zerstörten Bereichen (dunkle Bereiche in KL-Bildern und helle angelöste Zonen in den BSE-Bildern) zurückzuführen.

Die Darstellung Y-Gehalt gegen Th/U-Verhältnis (Abb. 3.52b) zeigt eine jeweilige Populationsverteilung. So besitzen die *Chamezí*-Zirkone die niedrigsten Th/U-Verhältnisse (0,5 - 0,02), jedoch die größte Schwankungsbreite in den Y-Gehalten (0,1 - 1,5 Gew. %). Die *Exo Moulianá*-Zirkone zeigen dagegen die niedrigsten Y-Gehalte (0,04 - 0,28 Gew. %) bei einer hohen Varianz der Th/U-Verhältnisse (0,3 - 1; max. 2,5). Die *Parasporí*-Zirkone besitzen Th/U-Verhältnisse von 0,23 - 1 und moderate Y-Gehalte.

Aus dem Verteilungsmuster und der Häufigkeit von U, Th und Y im Zirkongitter wird ersichtlich, dass es sich bei den Zirkonen des *Exo Moulianá*-, *Parasporí*- und *Chamezí*-Orthogneises um magmatische Zirkone handelt, denn diese besitzen für magmatische Zirkone typische Th/U-Verhältnisse von $> 0,2$ (Hoskin und Ireland 2000). Des Weiteren spricht der hohe Y-Gehalt von bis zu 1,5 Gew. % der *Chamezí*-Zirkone für einen magmatischen Ursprung der Zirkone.

Der Einbau der Fremdionen (Ca^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} und Al^{3+}) spielt nur für die *Chamezí*-Zirkone eine Rolle (Abb. 3.52c, d). Diese besitzen sowohl Zonen mit niedrigen bis moderaten U+Th-Gehalten, die keinen Einbau von Fremdelementen zeigen, als auch Bereiche mit U+Th-Gehalten von bis zu 2 Gew. % mit Fremdionen-Einbau $\leq 1,5$ Gew. %. Die *Exo Moulianá*- und *Parasporí*-Zirkone bauen an den Rändern bis zu 0,1 Gew. % Fremdionen, bei niedrigen bis moderaten U+Th-Gehalten von max. 0,3 Gew. %, ein. Eine lineare Korrelation besteht hier zwischen dem Ca- und U-Gehalt der *Chamezí*-Zirkone (Abb. 3.52d).

Die Darstellung Th- gegen U-Gehalt zeigt in jeder Probe einen linearen Zusammenhang. Nur einige *Chamezí*-Zirkone mit U-Gehalten > 1 Gew. % und Th-Gehalten von $> 0,25$ Gew. % zeigen keine Korrelation.

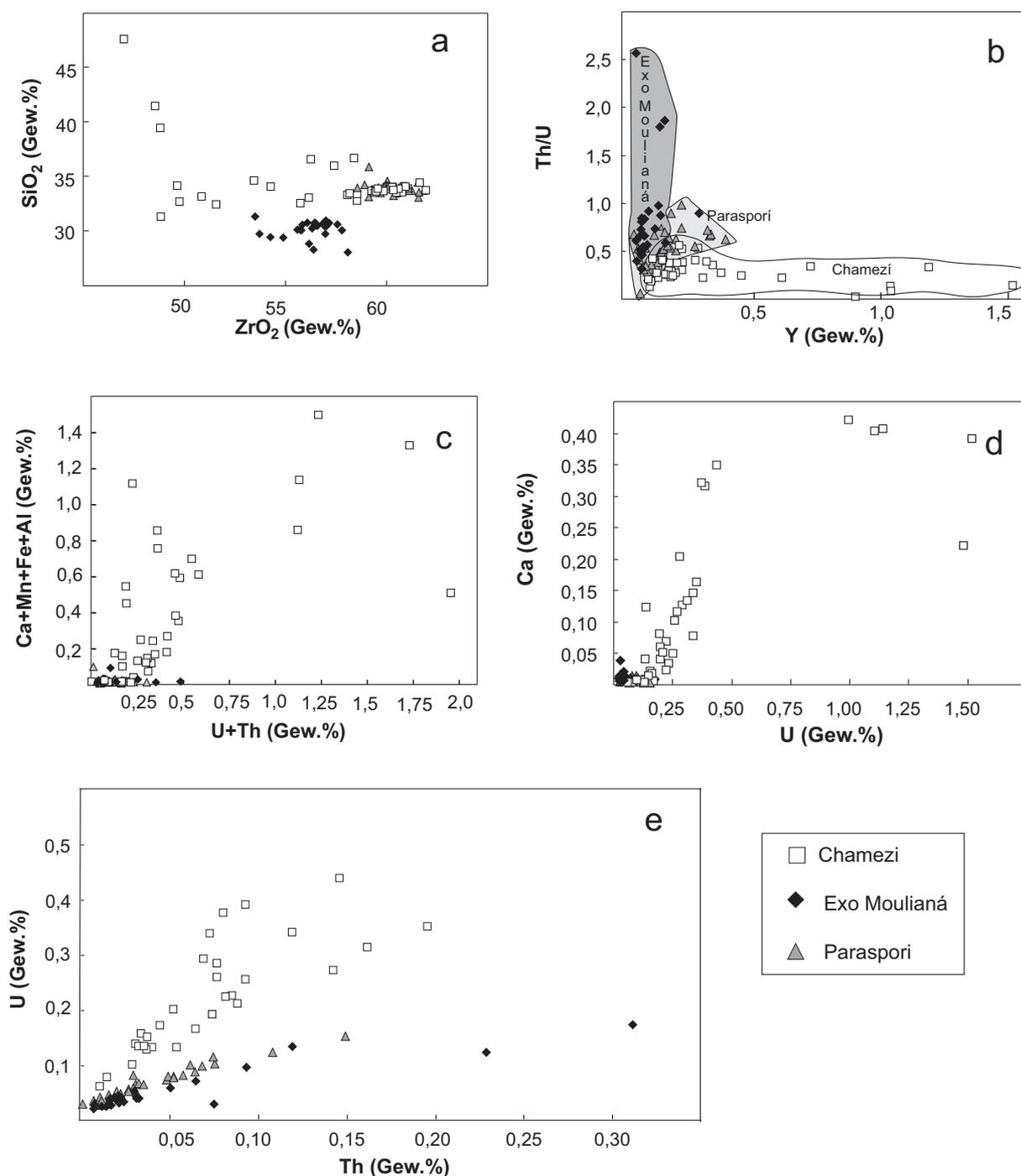


Abbildung 3.52.: Elementverteilung der *Exo Moulianá*-, *Chamezi*- und *Paraspori*-Zirkone: a) ZrO₂- vs. SiO₂-Gehalt; b) Y-Gehalt vs. Th/U-Verhältnis; c) U+Th- vs. Fremdelementgehalt; d) Ca- vs. U-Gehalt; e) Th- vs. U-Gehalt.

3.7. Tektonometamorphe Entwicklung

Basierend auf einer Korrelation der in Kapitel 3.1.1. beschriebenen Gefüge und Deformationsrichtungen sowie Mineralparagenesen und T-P-Intervallen ergeben sich für die einzelnen Kristalline die im Folgenden beschriebene tektonometamorphe Entwicklung (Abb 3.53).

3.7.1. Kalavros-Kristallin (KCC)

Die ältesten metamorphen Mineralrelikte des KCC bilden die Granatkerne ($Z1$; D_{K1pra}) der Glimmerschiefer.

Duktile Deformation ($D_{K1} - D_{K5}$) und Metamorphose

D_{K1} -Deformation Das älteste Gefüge besteht aus einer engständigen kontinuierlichen Foliation. Auf Grund des Wachstums von Muskovit ist eine Überprägung unter grünschieferfaziellen PT-Bedingungen zu vermuten. Da diese Foliation nur als Interngefüge in Muskovit, Biotit, Granat und Staurolith konserviert ist, und letztere nochmals polyphas überprägt wurden, kann über die Kinematik keine Aussage getroffen werden (Abb 3.53).

D_{K2} -Deformation Es ist zwar keine Faltung der S_{K1} -Foliation zu erkennen (siehe unten MCC), es wird aber grundsätzlich nicht ausgeschlossen, da in den Granaten des MCC zu beobachten ist, dass Granate des selben Gesteins sowohl eine gefaltete als auch nicht gefaltete Foliation überwachsen.

D_{K3} -Deformation Während der Überprägung des 'Barrow'-Typs (Staurolith-Zone) entsteht eine metamorphe Wechsellagerung in den Glimmerschiefern. Die Quarze zeigen GBM und die Plagioklase sind dynamisch rekristallisiert. Simultan bilden sich in den Quarz-Plagioklas-Muskovit-Lagen NNE-SSW orientierte Isoklinalfalten. In den Quarz-Glimmerschiefern bilden sich bis zu 4 cm große Muskovite. Es erfolgt eine Saussuritisierung der Plagioklase und ein pseudomorphes Wachstum von Muskovit nach Plagioklas sowie von Muskovit nach Staurolith und Muskovit nach Granat. Es entstehen Quarz- und Kalifeldspatgänge.

D_{K4} -Deformation Während dieser amphibolitfaziellen Deformation wachsen Granat und Kalifeldspat, es entwickelt sich eine weitere kontinuierliche, weitständige Foliation und es entstehen Isoklinalfalten mit E-W orientierten Faltenachsen.

D_{K5} -Deformation Die grünschieferfazielle Überprägung führt zur Bildung einer weiteren kontinuierlichen Foliation sowie zur Rotation älterer Plagioklasblasten mit Top-E-Transport. Biotite werden zerschert und es entstehen Glimmerfische. An den Granaten bilden sich asymmetrische Druckschatten aus Muskovit.

3.7.2. Myrsini-Kristallin (MCC)

Sedimentäre und vulkano-sedimentäre Reliktgefüge der Gneise, Glimmerschiefer, Marmore und Quarzite (S_{M0})

Die einzigen prämetamorphen Relikte der Gesteine des MCC bilden magmatische Kalifeldspäte in den Orthogneisen.

Duktile Deformation ($D_{M1} - D_{M5}$) und Metamorphose der Gneise, Glimmerschiefer, Marmore und Quarzite

Die ältesten metamorphen Mineralrelikte bilden die Granatkerne der Granat-Glimmerschiefer und Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Da hier keine zugehörige Foliation erhalten blieb, werden sie als D_{M1pra} angesehen.

	D1	D2	D3	D4	D5	D6
MCC		Gr Ms Bt ? 	oGr Grt ? 	Am Grt St Top-N 	Gr Bt Ms Top-E 	Gr Qtz E-W
Amphibolite		uGr 	Am Am E-W 	Am Am 	Am Qtz, Am 	Am Qtz E-W
KCC		uGr Ms ? eventuell Faltung vergleichbar mit D2 im MCC und CCC		Am Grt, St SSE-NNW 	Am Grt, Kfs E-W 	oGr Ms, Bt Top-E
CCC		uGr Ms ? 	Gr Ms ? 	oGr Bt, Grt Top-N 	Gr Ms E-W 	Gr Ms Top-E
VCC		uGr Ms ? 	Gr Ms, Ab ? 	Am Ms, Pl Qtz Top-NW 	Gr Ms 	uGr Ms Top-N ← T vermutet ← Index-Mineralie ← Bewegungs-richtung

Abbildung 3.53.: Strukturen, Kinematik, Metamorphosebedingungen und metamorphe Indexminerale in Bezug auf die unterschiedlichen Deformationen. Am = Amphibolitfazies, Gr = Grünschieferfazies, oGr = obere Grünschieferfazies, uGr = untere Grünschieferfazies.

D_{M1} -Deformation Das älteste grünschieferfazielle Gefügerelikt ist eine kontinuierliche Foliation (S_{M1} ; Abb 3.53).

D_{M2} -Deformation Auch die Kinematik einer Biegefaltung der älteren Foliation ist auf Grund der späteren polyphasen Überprägung nicht mehr bestimmbar. In Glimmerschiefern bildet sich ein grünschieferfazieller Lagenbau. Die Phyllosilikat-reichen Lagen weisen zonierte Turmaline auf und in Quarz-Plagioklas-Lagen wächst erneut Granat (anhedral).

D_{M3} -Deformation Unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen (Staurolith-in) mit Top-N-Transport entsteht in den Gneisen ein protomylonitisches bis mylonitisches SC-Gefüge mit streckungsfaserparallelen N - S Falten. Weitere Indikatoren sind σ -Blasten (Feldspat) und Glimmerfische. Überdies rekristallisieren Plagioklase (dynamisch) und Quarz (GBM). Faltenbau ist eher selten, es entstehen liegende, geschlossene Falten mit Amplituden im dm- bis 10er-m Bereich oder vereinzelt Köcherfalten.

3. Ergebnisse

D_{M4} -Deformation In den Glimmerschiefern entwickelt sich während grünschieferfazieller Metamorphosebedingungen eine kontinuierliche Foliation. Non-koaxiale Deformation mit Top-E-Transport wird von asymmetrischen Druckschatten aus Biotit oder Muskovit an Granaten dokumentiert.

D_{M5} -Deformation Es entstehen Knickfalten und ein großräumiger Faltenbau mit offenen bis geschlossenen E - W Falten. In den inkompetenteren Glimmerschiefern entwickelt sich zusätzlich eine (Runzel-)Schieferung.

Sprödduktile Deformation (D_{M6})

Es entstehen retrograde Top-NE-Scherzonen mit einer mylonitischen bis kataklastischen S_{M6} -Foliation. In den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern bildet sich Mg-Chlorit und Hellglimmer am Kontakt zwischen Granat, Biotit und Staurolith. Es entstehen breite Druckschatten aus Quarz. Zudem reagieren Quarz und Feldspat spröde.

Sedimentäre und vulkano-sedimentäre Reliktgefüge der Amphibolite (S_{A0})

Die Amphibolite weisen trotz polyphaser Deformation Relikte der vulkano-sedimentären Schichtung auf. Diese zeigt sich u.a. in Form einer ausgeprägten Bänderung der Epidot-Amphibolite.

Duktile Deformation der Amphibolite ($D_{A1} - D_{A5}$) und Metamorphose

D_{A1} -Deformation Unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen bildet sich eine Foliation, aber auch hier ist auf Grund der späteren polyphasen Überprägung die Kinematik nicht bestimmbar (Abb 3.53).

D_{A2} -Deformation Die amphibolitfazielle Überprägung führt zur Bildung einer Foliation mit einem E-W orientiertem Amphibollinear.

D_{A3} -Deformation Unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen bildet sich eine weitere Foliation und es entsteht ein protomylonitisches bis mylonitisches Gefüge. Faltenbau ist eher selten.

D_{A4} -Deformation

Plagioklas-Quarz-Gänge durchschlagen die älteren Foliationen. Zudem wachsen große Amphibole richtungslos, es bilden sich Anwachssäume an älteren Amphibolen oder ältere Amphibole werden gelöst.

D_{A5} -Deformation Selten bilden sich während der amphibolitfaziellen Überprägung offene bis geschlossene Falten mit E-W verlaufenden Achsen.

Sprödduktile Deformation (D_{A6})

Es entstehen Epidot- und Quarzgänge sowie Epidotlagenharnische.

3.7.3. Chamezı-Kristallin (CCC)

Duktile Deformation ($D_{C1} - D_{C5}$) und Metamorphose

D_{C1} -Deformation Die ältesten Mineralrelikte bilden auch hier die D_{C1pra} -Granatkerne, die von einer kontinuierlichen Foliation umflossen werden. Die Kinematik dieser grünschieferfaziellen Überprägung/Deformation ist auf Grund der späteren, polyphasen Überprägung nicht bestimmbar (Abb 3.53).

D_{C2} -Deformation Unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen bildet sich eine Kleinfältelung der S_{C1} -Foliation aus.

D_{C3} -Deformation In Gneisen entsteht eine protomylonitische Foliation mit offenen N-S-Falten mit einem Minerallinear aus elongiertem Feldspat. Rotierte Albit- und Klinozoisit-Blasten weisen auf einen Top-N-Transport hin. Untergeordnet treten ebenfalls N-S orientierte Achsen von sz-Falten auf. In den Glimmerschiefern entsteht eine zonale weitständige Foliation (Granat-in). Quarzmobilisate werden isoklinal gefaltet (NNW-SSE, Typ-3-Falten, Ramsay und Huber 1987). Typisch ist eine synkinematische Mineralblastese und pseudomorphes Wachstum von Muskovit, Biotit und Albit. Zudem bilden sich Quarzgänge.

D_{C4} -Deformation Während der niedergradigeren, grünschieferfaziellen Überprägung bilden sich liegende offene E-W-Falten bis hin zu Knickfalten.

D_{C5} -Deformation Epidot- und Plagioklas-(σ)-Klasten sowie eine Boudinage der Epidot-Plagioklasreichen Domänen dokumentiert in den Aktholith-Schiefern eine non-koaxiale Deformation mit Top-E-Transport.

Sprödduktile Deformation (D_{C6})

In den Gneisen entstehen Scherzonen mit mylonitischem/phyllonitischem SC-Gefüge, das einen Top-NE-Transport belegt.

3.7.4. Vaı-Kristallin (VCC)

Sedimentäre und vulkano-sedimentäre Reliktgefüge (S_{V0})

Auf Grund der polyphasen Deformation sind auch im Vaı-Kristallin selten magmatische Mineralrelikte erhalten. Lediglich der Orthogneis weist ein ehemals porphyrisches Gefüge mit magmatischen Feldspäten auf.

Duktile Deformation ($D_{V1} - D_{V4}$) und Metamorphose

D_{V1} - Deformation Das älteste Gefügerelikt ist eine lagenweise Anreicherung von Opakphasen, deren Kinematik auf Grund der späteren polyphasen Überprägung nicht bestimmt werden konnte (Abb 3.53).

D_{V2} -Deformation Während der grünschieferfaziellen Überprägung entsteht eine weitständige Foliation sowie eine Blastese von Plagioklas, Albit und Turmalin.

D_{V3} -Deformation In den Gneisen entsteht ein amphibolitfaziell gebildetes protomylonitisches Gefüge mit einem Streckungslinear aus elongiertem Plagioklas. Der non-koaxiale Top-NW-Transport führt zur Bildung von σ -Klasten. Faltung spielt nur eine untergeordnete Rolle.

3. Ergebnisse

D_{V4} -Deformation Die niedergradigere Deformation führte zur Anlage einer (Runzel-)schieferung sowie Knickbandbildung der Biotite und einem Verbiegen der Hellglimmer.

Sprödduktile Deformation (D_{V5})

Es entstehen kataklastische- und phyllonitische Top-N-Scherzonen.

4. Diskussion

4.1. Vorbemerkung

Wie zuvor im Ergebniskapitel aufgezeigt, setzt sich das kretische Altkristallin der PQS aus vier Komplexen zusammen, die sich in Alter, Grad und Verlauf der präalpidischen Metamorphose unterscheiden. Zudem treten Altkristallingerölle in den hangenden Metakalk-Konglomeraten der PQS auf. Auf Grund der alpidischen Orogenese wurden alle präalpidischen Gesteine überprägt und von niedergradigen Fluiden beeinflusst, sodass sich Quarz-, Feldspat- und Kalzitgänge bildeten. Auch Lösungs-Fällungs-Kriechen und der dazugehörige Volumenstrain während der Subduktion sind auf Fluidaktivität zurückzuführen (Zulauf et al. 2002). Die Untersuchungen verschiedener Arbeitsgruppen zeigten einen vielfältigen Fluiddurchsatz, so konnten innerhalb der PQS von Ostkreta CH₄- und H₂O-Fluide bestimmt werden (Fluideinschluss-Untersuchungen, Küster und Stöckhert 1997) und es erfolgte ein Ar-Verlust der Phengite der oberen Schichtglieder der PQS (Jolivet et al. 1996). Darüber hinaus wird das Streuen der K-Ar-Alter von Muskoviten und Hornblenden aus Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten der Altkristalline auf partiellen Ar-Verlust zurückgeführt (Seidel et al. 1982) und auch das Wachstum von Raphdofan lässt auf Cl- und F-haltige Fluide schließen (Krenn und Finger 2002). Der hohe Fluiddurchsatz beeinflusst zudem die Bestimmbarkeit der PTt-Pfade und stört das U-Pb-Isotopensystem. Daher wird zuerst die Qualität der ermittelten Daten besprochen, bevor diese in einen regionalen und zeitlichen Zusammenhang mit den bereits existierenden Modellen gebracht werden.

4.2. Qualität der Daten

4.2.1. Einfluss der alpidischen Orogenese auf das U-Pb-Isotopensystem

Die U-Pb- und Pb-Pb-Alter von Zirkonen, Titaniten und Rutilen besitzen meist hohe Fehler oder waren nicht bestimmbar. Dies ist auf einen hohen Blei-Verlust auf Grund der alpidischen Orogenese zurückzuführen, der zudem das rezente untere Schnittpunktalter der *Chamezí*-Diskordia verursacht. Ein weiteres Indiz für den hohen Fluiddurchsatz sind die zerstörten Ränder der ehemals oszillatorisch zonierten *Chamezí*-Zirkone (Abb. 3.50). Die Kathodolumineszenz- und BSE-Bilder zeigen Lösungssäume und Bruchbildung der *Chamezí*-Zirkone, während die *Exo Moulianá*- und *Parasporí*-Zirkone auf Grund niedrigerer Uran-Gehalte [1839 (23) bis 85 ppm (32)] keine Lösungserscheinungen aufweisen. Die hellen diskordanten Flächen in den Kathodolumineszenz-Bildern deuten aber auch hier auf Auslaugen hin, jedoch ist dies wahrscheinlich nicht die Hauptursache für den Blei-Verlust dieser Zirkone. Die dunklen Ränder der *Chamezí*-Zirkone (Kathodolumineszenz-Bilder, Abb. 3.50) deuten auf Uran-reiche Zonen hin, wobei die Zirkonstruktur, wie auch auf den BSE-Bildern zu erkennen, vollständig zerstört ist (Skelettstruktur). Die oben angesprochenen Lösungssäume verursachen eine Oberflächenvergrößerung, welche die Pb²⁺-Diffusion weiter fördert.

Der Blei-Verlust kann durch verschiedene Prozesse verursacht werden, die von den PT-Bedingungen und dem Fluiddurchsatz abhängen. Bei Temperaturen >1000 °C tritt in Zirkon eine von Druck und wässriger Lösung unabhängige Volumendiffusion auf, während bei niedrigen Temperaturen ein schnellerer Ionenaustausch auf Grund von Fluiddurchsatz entsteht (Villa 1998). Da die präalpidische und alpidische Metamorphosetemperatur unterhalb von 650 °C blieb, ist eine Vo-

lumendiffusion unwahrscheinlich.

Darüber hinaus zeigen die *Chamezí*-Zirkone nicht nur Blei-Verlust, sondern weisen in den zerstörten und angelösten Domänen einen Anstieg der Ca^{2+} -, Fe^{2+} -, Al^{2+} - und Mn^{2+} -Konzentration sowie eine Abnahme des Zr^{4+} -Gehaltes auf. Folglich ist der hohe Blei-Verlust in den Uran-reichen Zonen auf H_2O - und Ca-reiche Fluide zurückzuführen. Auch die Zirkone des Kykladen-Kristallins weisen eine Skelettstruktur auf, welche durch Fluide während der eozänen HP-Metamorphose verursacht wurde. Auf Grund von Lösungs- und Fällungs-Prozessen erfolgte hier unter anderem die Mobilisation von Zr^{4+} (Tomaschek et al. 2003).

Eine alleinige Abhängigkeit der Diskordanz der Zirkone von ihrem Uran-Gehalt, wie von Silver und Deutsch (1963) beschrieben, konnte jedoch nicht festgestellt werden, da die Abrasion der Uran-reichen Ränder der *Chamezí*-Zirkone keine geringere Diskordanz ergab. Folglich fand auch in den Kernbereichen der Zirkone ein Pb-Verlust statt, der durch partielles Auslaugen, Zerstörung der Zonierung (Metamiktisierung) und Rissbildung verursacht wurde. Anzeichen für den Fluiddurchsatz sind u.a. die metallisch-glänzenden Überzüge auf Rissen der *Parasporí*-Zirkone, die darüber hinaus eine präparationsbedingte Bruchbildung in den Zirkonen ausschließt. Das 'dilatancy'-Modell von Goldich und Mudrey (1972) erklärt den Pb-Verlust durch Exhumierung und Druckentlastung des Gesteins, was allerdings dem unteren Schnittpunktalter (2 ± 9 Ma) des *Chamezí*-Orthogneises eine geologische Relevanz geben würde. Jedoch wurden im Seravall bereits die ersten post-alpidischen Sedimente auf dem Kristallin abgelagert und das Altkristallin wurde dem zufolge schon zuvor exhumiert (siehe Abb. 3.22c).

Wäre Alteration der einzige Grund für den Blei-Verlust der Zirkone (Black 1987), müssten zum einen Reaktionssäume an den Zirkonen zu erkennen sein, zum anderen müsste bei einem 87 % Blei-Verlust die Zonierung der Zirkone vollständig zerstört sein. Lediglich die Ränder der *Exo Moulíaná*- und *Parasporí*-Zirkone zeigen eine Anreicherung von Fremdelementen, die hier auf Alteration zurückzuführen ist, jedoch tritt trotzdem eine Punktwolke im Konkordia-Diagramm der *Parasporí*-Zirkone auf. Zwar wird bei $T \leq 500$ °C und unter hydrothermalen Bedingungen ein Auslaugen in metamikten Zirkonen beschrieben, aber die kritische Amorphisierungstemperatur bei Zirkonen mit einem Uran-Gehalt von 1000 ppm beträgt ~ 360 °C. Bei geringeren Temperaturen verlangsamt sich dieser Prozess rapide (Cherniak und Watson 2000). Jedoch besitzen nur wenige Zirkone hohe U-Gehalte und die alpidische Metamorphosetemperatur lag bei max. ~ 320 °C. Darüber hinaus trat in den *Parasporí*-Zirkonen nicht nur radiogener Pb^{2+} -Verlust auf Grund der größeren Inkompatibilität im Gegensatz zu Uran auf, sondern auch ein Austausch zwischen radiogenem und gewöhnlichem Blei (Zirkone 51, 52 & 53). Diese Zirkone weisen alle niedrige $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Gehalte auf, besitzen aber hohe U-Konzentrationen mit niedrigen radiogenen, aber höheren initialen Blei-Gehalten. Der Pb^{2+} -Einbau in Uran-reiche, metamikte Zirkone wurde auch von Wiedenbeck et al. (1995); Mattinson et al. (1996) und Corfu (2000) beobachtet und beschrieben.

Untersuchungen von Hansen und Friderichsen (1989) zeigten, dass auch nicht-metamikte Zirkone in mit Ca^{2+} angereichertem H_2O schon nach wenigen Stunden bis zu 15 % Pb- und 17 % U-Verlust aufweisen. Wird dieser Lösung noch Na_2CO_3 zugefügt, werden metamikte Zirkone zu Baddeleyit umgewandelt, während kristalline Zirkone unbeeinflusst bleiben (Rizvanova et al. 2000). Der Pb^{2+} -Verlust der Altkristallin-Zirkone wurde vermutlich durch die Karbonat-reichen Metasedimente der PQS und PKS gefördert. Jedoch erklären die zuvor genannten Modelle weder den Pb^{2+} - noch den U^{4+} -Einbau in die *Parasporí*-Zirkone. Gewöhnlich erfolgt der Pb-Einbau zusammen mit einem S-Einbau im hexavalenten Zustand: $\text{Pb}^{2+} + \text{S}^{6+} \rightarrow \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$. Untersuchungen mit CaCl_2 -Lösungen von Geisler et al. (2002) zeigen hydrothermales Auslaugen bei $T \leq 350$ °C, und Untersuchungen mit $\text{HCl} - \text{CaCl}_2$ -Lösungen zeigen ein inkongruentes Lösen der Zirkone. Es ist anzunehmen, dass Zr-OH Brücken gebildet wurden. Der Einbau von H_2O in die Zirkon-Struktur erfolgt nach der Gleichung: $\text{Zr}(\text{OH})_4 \rightarrow \text{ZrO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. Das Wasser nimmt hierbei die SiO_4 -Position ein. Als Ergebnis von strukturellen Heilungsprozessen tritt Schrumpfung

und Bruchbildung der Zirkone auf. Während der hydrothermalen Überprägung kam es entlang dieser Brüche zu hohem Fluiddurchsatz. Dieser Prozess fand vermutlich auch in den Parasporí-Zirkonen statt. Anzeichen hierfür ist die intensive Bruchbildung sowie die Bildung von metallisch glänzenden Überzügen auf den Bruchflächen. Aber auch diese Prozesse sollen nur metamikte Zirkone beeinflussen. Von Geisler und Schleicher (2000), Geisler et al. (2001, 2002, 2003) wurde eine Substitution von Pb^{2+} durch Ca^{2+} beobachtet. Dies ist auf Grund ähnlicher Ionenradien möglich. Die Mikrosondenanalysen der Chamezí-, Parasporí- und Exo Moulianá-Zirkone zeigen, dass der Pb-Verlust und der Ca-Einbau umso höher ist, je höher der ursprüngliche Pb-Gehalt war. Dies führt zu einem gestörten U-Pb-System und endet in einer Punktwolken-Verteilung im Konkordia-Diagramm, wie bei dem Parasporí-Orthogneis zu beobachten.

Dieser Ionenaustausch wird als Hauptmechanismus bei nicht metamikten Zirkonen herangezogen, da angenommen wird, dass zonierte Zirkone aus Spurenelement-reichen Zonen bestehen, die sofort metamikt werden, während die übrigen Zonen ihre kristalline Struktur behalten (Sommerauer 1976; Finch et al. 2001; Hanchar et al. 2001).

4.2.2. Magmatite

Die Diskriminierung der Magmen sensu Pearce et al. (1984) ergibt für den *Chamezí*-Orthogneis des CCC einen Ursprung im Bereich der vulkanischen Bogen- bis syn-Kollisionsgranite, während der *Exo Moulianá*-Orthogneis des MCC in den Bereich der Intraplattengranite fällt. Zudem ergab sich für den Orthogneis des MCC ein Näherungswert der Magmatemperatur von $\sim 850 - 800$ °C, basierend auf einer Klassifizierung der Zirkontracht (Pupin-Klassifizierung; Pupin 1980; Pupin und Turco 1972). Das von der Zirkontracht abgeleitete Temperaturintervall kann nur als Näherung betrachtet werden, da unter anderem der Hf-Einbau in die Zirkone deren Tracht beeinflusst (Finger et al. 1996). Jedoch erbrachte die Zirkonium-Thermometrie nach Watson und Harrison (1983) eine vergleichbare Magmatemperatur von 815 °C.

Nach dem Modell von Pearce (1996) fallen in den Bereich nahe dem Tripelpunkt von syn-Kollisions-Granitoide, Intraplatten-Granitoide und Vulkanbogen-Granitoide die post-Kollisionsgranite. Daher ist es nicht möglich, eine eindeutige Aussage über die tektonische Entstehung der Magmen zutreffen. Die Streubreite der Magmatite des Menderes Massivs (Pearce-Diagramm; Pearce et al. 1984) umfasst die Bereiche, in welche beide Kreta Orthogneise fallen. Die Magmatite des Menderes Massivs werden von Gürsu et al. (2004) als post-Kollisions-Granitoide interpretiert.

4.2.3. PT-Indikatoren

Zonierung der Granate

Ein Kriterium zur Unterscheidung der Altkristalline der PQS stellt das präalpidische Granatwachstum dar. Jedoch konnten die Granate auf Grund der retrograden präalpidischen und prograden alpidischen Metamorphose nicht zur genauen Druck- und Temperatur-Bestimmung herangezogen werden. Denn zum einen fand in den Chloriten und Biotiten ein Fe-Mg-Austausch statt, und zum anderen änderte sich auf Grund der Albitisierung sowie der Bildung von Klinozoisit der Ca-Gehalt der Plagioklase. Daher können sämtliche Geothermobarometer, in welche die zuvor genannten Minerale bzw. Kationen einbezogen werden, nicht verwendet werden!

In den inneren Zonen (Z1 und Z2) der Granate des KCC, MCC und CCC entwickelte sich eine ähnliche optische Zonierung mit einem xenomorphen, einschussfreien Kern, der von einer zweiten Wachstumsphase abgelöst wurde, die eine Foliation, resultierend aus einer Formregelung länglicher Opakphasen, überwuchs. Die chemische und optische Zonierung der Granate des MCC und CCC resultiert aus einer prograden, dreiphasigen Entwicklung, während die Granate des KCC ein progrades, vierphasiges Wachstum aufweisen. In einigen Granaten entwickelte sich jedoch eine höhere Schwankung in den Gehalten, was vermutlich auf Diffusion zurückzuführen ist.

4. Diskussion

In den Granaten des MCC wurde wie bereits von Franz (1992) für das Myrsini-Kristallin s. l. beschrieben, ein progrades Wachstum festgestellt. Dies äußert sich in einer kontinuierlichen Abnahme der Spessartin-Komponente sowie dem X_{Ca} vs. X_{Mg} -Verhältnis. Letzteres verdeutlicht, dass die Höchsttemperatur der Metamorphose jeweils während Z3 erreicht wurde, die von einer einchlussfreien-Wachstumsphase repräsentiert wird (Abb. 4.1). Die Paragenese Staurolith + Biotit + Granat spricht für eine prograde Metamorphose in der Amphibolitfazies.

Ein ähnlicher Entwicklungstrend wurde im KCC festgestellt, jedoch ist die Zu- und Abnahme der Kationen der Granate des KCC im Gegensatz zu den Granaten des MCC sprunghafter (siehe Abb. 3.26). Dies kann zum einen durch In- und Out-Reaktionen von u.a. Klinozoisit, Staurolith und Chlorit (Spear 1993) verursacht werden sowie durch Stapelung verursachte fortschreitende PT-Änderungen (Davy und Gillet 1986).

Von Franz (1992) wurde auch für Granate des CCC ein chemischer Zonarbau festgestellt. Jedoch war hier ebenso häufig nur eine schwache Zonierung der beispielsweise Almandin-Komponente ausgebildet. Franz (1992) beschrieb auch hier einen syndeformativen Kern bis hin zum postdeformativen, idioblastischen Granatrand. Jedoch zeigen die hier vorgestellten Daten eine Ausbildung zweier Punktwolken im Pyp-Sps-Grs-Diagramm, was eher für zwei Metamorphosen mit unterschiedlichen PT-Bedingungen in der Grünschieferfazies spricht. Typisch für eine grünschieferfazielle Überprägung ist die geringe Schwankung in den Gehalten (Spear 1993).

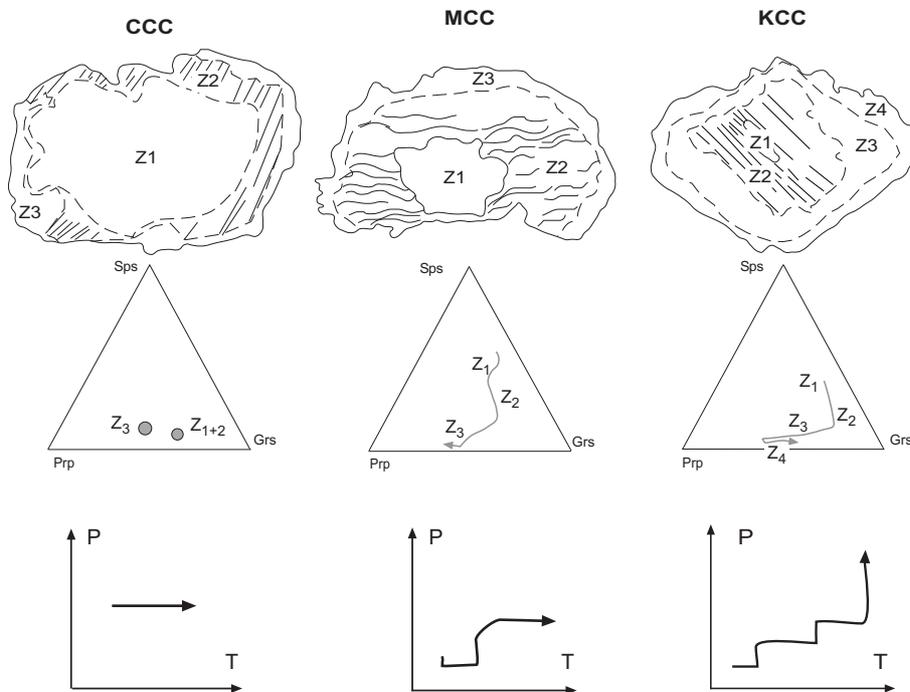
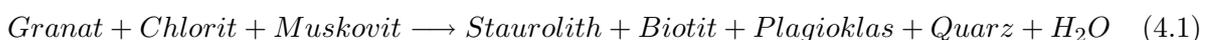


Abbildung 4.1.: Schematische Darstellung der optischen und chemischen Zonierung von Granaten des CCC, MCC und KCC; Pfeil symbolisiert den Zonierungstrend.

Die Mn-'Glockenkurve' der Granate des MCC, KCC und CCC schließt zudem einen detritischen Ursprung der Granatkerne aus, da die Sps-Komponente nicht erneut ansteigt.

Die zweite Zone der Granate des KCC wuchs in Gegenwart der Paragenese Biotit + Granat + Staurolith und spiegelt daher PT-Bedingungen in der Amphibolitfazies wider. Da aber sowohl die Zone 1 und 2 eine xenomorphe Ausbildung aufweisen als auch eine randliche Lage innerhalb der Granate einnehmen (siehe Abb. 3.26), müssen die Granate resorbiert worden sein. Dies erfolgte entweder während eines retrograden Metamorphosepfades oder auf Grund der Reaktion:



Diese Reaktion startet bei einem Druck von 6 kbar bei ~ 577 °C (Staurolith-in, Spear 1993) und endet mit dem Verbrauch von Chlorit bzw. mit Chlorit-out (~ 582 °C, Spear 1993). Oberhalb Chlorit-out tritt folgende Paragenese auf:



Z4 bildete sich bei weiter steigendem Druck (XC_a vs. XMg-Verhältnis). Eine Diffusion als Ursache für den Anstieg des Ca-Gehaltes wird ausgeschlossen, da sowohl eine konzentrische optische und chemische Zonierung vorliegt (siehe Abb. 3.26). Zudem müssten bei einer Diffusion von Mg und Fe in angrenzende Biotite/Chlorite größere lokale Schwankungen vorliegen. Des Weiteren bildeten sich an vielen vierphasigen Granaten asymmetrische Druckschatten aus Muskovit. Jedoch wurde Z4 durch die retrograde variszische und niedriggradige alpidische Überprägung häufig weggelöst oder durch Chlorit ersetzt (siehe Abb. 3.221).

Quarz-c-Achsen

Die Verteilung der Quarz-c-Achsen in Quarz-reichen Gesteinen aller Kristallinkomplexe deutet auf präalpidische non-koaxiale Deformation hin (Abb. A.8.3). Aus den differierenden präalpidischen Metamorphosebedingungen der Kristalline resultiert die Aktivierung unterschiedlicher Gleitsysteme. So zeigen die Quarze des CCC überwiegend Basis<a>Gleitung und untergeordnet Rhomben<a> Gleitung, während im KCC überwiegend Rhomben<a>- und Prismen<a> Gleitung aktiv waren. Die Quarze des MCC weisen ebenfalls auf Deformation durch Rhomben<a>- und Prismen<a>Gleitung hin, selten trat zudem Prismen<c>Gleitung auf.

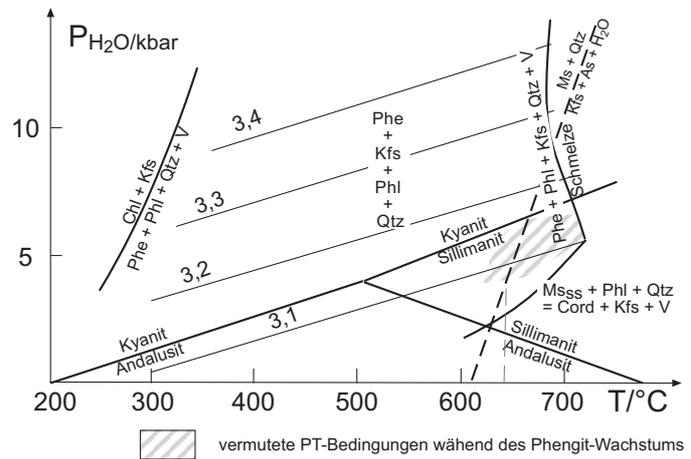
Die präalpidische grünschieferfazielle Metamorphose des CCC äußert sich in BLG und SGR der Quarze. Die SGR der Quarze des CCC entstand vermutlich aus einer Kombination aus Versetzungsklettern und -gleiten. Das amphibolitfaziell überprägte MCC zeigt eine SGR bis hin zu GBM der Quarze und auch im KCC resultiert die GBM der Quarze aus der amphibolitfaziellen Überprägung. Die SGR führte zur Kornverkleinerung der Quarze, während die GBM eine amöboide bis mosaik Form der Quarze zur Folge hatte. Folglich ergeben sich für die Quarze des MCC und KCC Erholung/Rekristallisation auf Grund von Versetzungskriechen.

Durch die alpidische Deformation bildeten sich in den Quarzen Subkörner, Deformationslamellen und es fand BLG statt. Die BLG ging mit einer Korngrößenreduktion der Quarze einher. Da aber Bereiche mit neu entstandenem Rekristallinat vor der Berechnung aus dem Bildanalyseprogramm manuell entfernt wurden, sollte die Verteilung der Quarz-c-Achsen in Kapitel 3.2 nur geringen Einfluss der alpidischen Deformation zeigen.

Phengitbarometrie

Zur Bestimmung der Druckbedingungen des KCC wurden die Phengite eines Granat-Glimmerschiefers untersucht. Auf Grund des Kalifeldspat-Wachstums mit einem Aufzehren der Muskovite ist davon auszugehen, dass die Kalifeldspat-in erreicht wurde. Auch das Auftreten einer Schachbrettfelderung in Quarz spricht für Temperaturen > 650 °C (Mainprice et al. 1986; Kruhl und Huntemann 1991). Da das Gestein die kritische Paragenese Phe + Kfs + Phl + Qtz aufweist, ergeben sich für das Wachstum der Phengite (nach Massonne und Szpurka 1997) Drucke von 6,5 - 8 kbar. Selbigen Druckbereich ermittelt Franz (1992), jedoch ist von einer Temperatur 650 – 700°C auszugehen (Abb.4.2).

Abbildung 4.2.: Si/.f.u.-Gehalte der Phengite (p.f.u./2) in Abhängigkeit von Druck und Temperatur. Der limitierende Faktor ist hier eine Schmelzbildung. Si-Isoplethen beim Vorhandensein der kritischen Paragenese Kalifeldspat + Quarz + Biotit (nach Massonne und Szpurka 1997).



4.3. Edukt- und Metamorphosealter der Altkristalline

Hinweise auf einen magmatischen Ursprung der Zirkone des *Chamezí*-, des *Exo Moulianá*-, des *Parasporí*-, des *Vai*-Orthogneises und des *Exo Moulianá2*-Amphibolits sind die Zirkontypologie mit überwiegend P-, D- und G-Typen (Abb. 3.40, Pupin und Turco 1972; Pupin 1980), das Th/U-Verhältnis $> 0,2$ der *Chamezí*-, *Exo Moulianá*- und *Parasporí*-Zirkone (Abb. 3.52) (Hoskin und Black 2000; Hoskin und Ireland 2000), der hohe Y- und REE-Gehalt sowie die oszillatorische chemische Zonierung (Abb. 3.50, Pupin und Turco 1972; Vavra 1990; Benisek und Finger 1993; Hanchar und Miller 1993; Finger und Helmy 1998; Hoskin und Ireland 2000). Der detritische Ursprung der Zirkone des *Sfaká*-Paragneises wird durch eine Vielzahl gerundeter, kantengerundeter Zirkone verdeutlicht. Ein weiteres Indiz ist die Streuung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter.

Da der Temperaturpeak der präalpidischen und alpidischen Metamorphose unterhalb der Schließungstemperatur des U-Pb-Isotopensystems für Zirkon lag ($> 900\text{ °C}$; Cherniak und Watson 2000), ist eine Rekristallisation der Zirkone auszuschließen. Auch die Kathodolumineszenz-Bilder und die einheitlichen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter sprechen gegen die Existenz mehrerer Zirkon-Generationen in dem *Chamezí*-, *Exo Moulianá*- und *Parasporí*-Orthogneis sowie gegen ein metamorphes Wachstum. Daher ist das obere Schnittpunktalter des *Chamezí* ($511 \pm 16\text{ Ma}$)- und *Exo Moulianá* ($514 \pm 14\text{ Ma}$)-Orthogneises als Intrusionsalter zu sehen. Aber sowohl die diskordanten Zirkone des *Parasporí*-Orthogneises und des *Exo Moulianá2*-Amphibolits als auch die unteren Zirkon-Schnittpunktalter des *Chamezí* ($2 \pm 11\text{ Ma}$)- und *Exo Moulianá* ($58 \pm 15\text{ Ma}$)-Orthogneises resultieren aus einem hohen Blei-Verlust der Zirkone durch Fluiddurchsatz während der alpidischen Subduktion. Da der Einzelzirkon des *Exo Moulianá2*-Amphibolits jedoch das niedrigste $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter aufweist, ist hier die Existenz mehrerer Zirkon-Populationen nicht auszuschließen. Zudem sind in dem Amphibolit oft S-Typ Zirkone ausgebildet, welche häufig metamorph wachsen (Abb. 3.40, Pupin und Turco 1972; Pupin 1980).

Die Zirkonalter der Granite des CCC und des MCC belegen die Intrusionen im mittleren Kambrium. Diese spät bis post panafrikanischen Magmatite intrudierten vermutlich in ein proterozoisches Kristallin und/oder neoproterozoische Sediment-Serien.

Die Paragesteine des MCC beinhalten archaische, proterozoische, kambrische und karbonische Zirkone (2,8 Ga, 1,9 Ga, 1 Ga, 0,9 - 0,75 Ga, 0,6 Ga, 0,55 Ga und 0,35 Ga). Es können daher sowohl panafrikanische Kristallinkomplexe, deren Zirkone während der 'variszischen' und alpidischen Metamorphose einen Blei-Verlust erlitten als auch prä-Devonische Sediment-Serien vorliegen, die erst während der 'variszischen' Orogenese dem Einfluss von Fluiden ausgesetzt waren. Auf Grund der idiomorphen Form ist von einem kurzen Transportweg dieser Zirkone auszugehen. Jedoch können für die verschiedenen Kristallin-Komplexe unterschiedliche Liefergebiete

existiert haben.

Auf Grund der niedrigen Temperatur, die zur Ausheilung der Spaltspuren in Zirkonen führt (320 °C bis 160 °C), spiegelt das hieraus resultierende Alter eine der letzten datierbaren Metamorphosestadien wider. In diesem Falle führte die präalpidische Orogenese zur Ausheilung jeglicher älterer Spuren, während die alpidische Orogenese die Spuren nicht beeinflusste. Das Zirkon-Spaltspurenalter und das Eduktalter des VCC [*Vaí*-Orthogneis (Eduktalter: 223 ±11 Ma; FT: 184 ±11 Ma)] belegen den kurzen Zeitraum, in dem das VCC metamorph überprägt und exhumiert wurde. Das CCC (*Chamezí*-Orthogneis [FT: 158 ±16 Ma]) und das MCC [*Parasporí*-Orthogneis (FT: 150 ±14 Ma)] zeigen jüngere Abkühlalter. Das FT-Alter des *Exo Moulíaná*-Orthogneises (113 ±15 Ma) scheint eine spätere Störung erfahren zu haben oder bildete die tiefste Einheit der Kristallinkomplexe und erreichte daher erst später die Spaltspur-Ausheilungs-Zone. Die U-(Th)-Pb-Altersbestimmung der Monazite belegt die Existenz von vier Monazit-Generationen in der Altkristallineinheit der PQS. Die älteste, kambrische Monazit-Generation wurde in magmatischen Kalifeldspäten der Orthogneise konserviert (*Chamezí*-Orthogneis: 521 ±28 Ma; *Exo Moulíaná*-Orthogneis: 507 ±189 Ma). Diese Monazitalter spiegeln hier, ebenso wie die oberen Schnittpunktalter der Zirkone, das Intrusionsalter der Granitoide wider. Zusätzlich bildete sich im *Exo Moulíaná*-Orthogneis eine karbonische Monazit-Generation, die aus der amphibolitfazialen Überprägung resultiert. Diese karbonische Generation findet sich in vielen Glimmerschiefern und Gneisen des MCC (Abb. 4.4). Da die Schließungstemperatur für das U-Pb-Isotopensystem der Monazite (725 ± 25°C; Parrish 1990) während dieser Überprägung nicht erreicht wurde (580 - 630 °C; 6,5 - 8 kbar Franz 1992), muss es sich bei den U-Pb-Altern der Monazite um Wachstumsalter handeln.

In den Glimmerschiefern des KCC tritt eine, selbst im Fehler, jüngere permische Monazit-Generation auf (Abb. 4.4), während ältere Monazite fehlen. Zwar war die Metamorphose im KCC vermutlich etwas höher temperiert (Kapitel 4.2.3) als im MCC, jedoch wurde auch hier das U-Pb-Isotopensystem nicht geöffnet. Dafür spricht zudem, dass keine Relikte karbonischer Monazite auftreten und die Monazite einheitliche Alter besitzen, was auf keinen jüngeren Anwachsraum hindeutet. Daher sind auch hier die Monazitalter als Wachstumsalter zu interpretieren. Zu beachten ist zudem, dass die Zirkone im Gegensatz zu den Monaziten weder eine Neubildung noch einen Einfluss der karbonischen Metamorphose aufweisen.

Die jüngste, alpidische Monazit-Generation tritt in allen Kristallin-Komplexen auf. Wegen der nur niedergradigen Überprägung handelt es sich hierbei um Wachstumsalter. Daher blieben auch die älteren Monazite erhalten. Auf Grund des geringen Gehaltes der alpidischen Monazite an radiogenem Blei, lässt sich das U-Pb-Alter dieser Monazite nur schlecht bestimmen.

Im CCC fanden sich keine 'variszischen' Monazite. Grund hierfür kann die intensive niedergradige spät-variszische Überprägung sein. Erhalten blieben einzig die in K-Feldspäten gepanzerten Monazite. Zudem trat eine alpidische Monazit-Generation auf.

Die Rutilite des Paragneises des MCC spiegeln dagegen Abkühlalter der karbonischen Metamorphose wider. Da die U-Pb-Schließungstemperatur für Rutil zwischen 600 °C bis 380 °C liegt (Mezger et al. 1989; Cherniak 2000) und das U-Pb-Isotopensystem im Rutil somit geöffnet wurde, sind jegliche prävariszische Altersinformationen verloren. Die Rutilite geben mit 146 ±13 Ma ein vergleichbares Alter wie die Zirkon-Spaltspurenalter (150 ±14 Ma). Dies kann auf den ähnlichen Temperaturbereich zurückzuführen sein, da das Zirkonspaltspurenalter den Zeitpunkt der Unterschreitung von 350 °C (Brix et al. 2002) angibt.

Das untere Schnittpunktalter der Diskordia des *Vaí*-Orthogneises (223 ±11 Ma), welches als Eduktalter zu interpretieren ist, belegt die triassische amphibolitfaziale Metamorphose des VCC. Die oberen Schnittpunktalter (767 ± 23 Ma und ~ 1500 Ma) spiegeln hier zwei ererbte Generationen wider. Der Einzelzirkon resultiert aus einer Mischung dieser Generationen. Die weiter oben beschriebenen Kriterien schließen jedoch metamorphes Wachstum sowie eine Rekristallisation aus. Zudem steht das Eduktalter des *Vaí*-Orthogneises mit der Ablagerung der skythischen

Chamezí-Schichten der PQS, die das sedimentäre Auflager bilden, im zeitlichen Konflikt. Die jurassischen Zirkon-Spaltspurenalter aus Zirkonen des MCC (*Parasporí*-Orthogneis) und des VCC (*Vai*-Orthogneis) sind weiterer Beleg für die Annahme, dass die Altkristalline nicht als Liefergebiet für die übrigen Schichtglieder der PQS in Frage kommen, da diese zu diesem Zeitpunkt bereits sedimentiert waren und selbst Spaltspurenalter zwischen 145 ± 10 Ma und 414 ± 24 Ma ihrer detritischen Zirkone besitzen (Brix et al. 2002). Dies beweist, dass die Altkristallingerölle in den skythischen Chamezí-Schichten von einem anderen Kristallinkomplex stammen müssen und der Kontakt zwischen den Chamezí-Schichten und den Kristallin-Komplexen tektonisch ist. Da während der karbonischen bis triassischen Orogenese der ägäischen Kristallingebiete alle Zirkon-Spaltspuren hätten ausheilen müssen, ist keines dieser Kristallinkomplexe das Liefergebiet der PQS. Mögliches Liefergebiet kann dagegen der Arabisch-Nubische Schild sein, da hier devonische bis karbonische Zirkon- und Titanit-Spaltspurenalter auftreten, die gleichzeitig Aufstieg und Erosion des Schildes dokumentieren (Bojar et al. 2002).

4.3.1. T-t-Pfade

Von Franz (1992) wurden die präalpidischen Metamorphosepfade für das Chamezí- und Myrsini-Kristallin s.l. bestimmt. Auf Grund der permischen und karbonischen Monazit-Modellalter des Myrsini-Kristallins s.l. kann letzteres jedoch in das MCC s. str. und das KCC unterteilt werden. Sowohl die verschiedenen Monazit-Modellalter des MCC (Karbon) und des KCC (Perm) als auch die unterschiedlichen Deformationen weisen auf eine unterschiedliche Entwicklung hin (Abb. 4.3). Da in Glimmerschiefern des KCC die Minerale Phengit, Phlogopit, Quarz und Kalifeldspat bei einem Si (p.f.u.) der Muskovite von 3,07 bis 3,18 auftreten, werden P-Bedingungen von 4 bis 6 kbar vermutet (siehe Abb. 4.2; Massonne und Szpurka 1997). Die Schachbrettfelderung der Quarze spricht für Temperaturen > 650 °C (Mainprice et al. 1986; Kruhl und Huntemann 1991) und die höheren UO_2 - und Y_2O_3 -Gehalte der Monazite deuten auf eine höhere Metamorphosetemperatur hin (Heinrich et al. 1997; Finger et al. 2002).

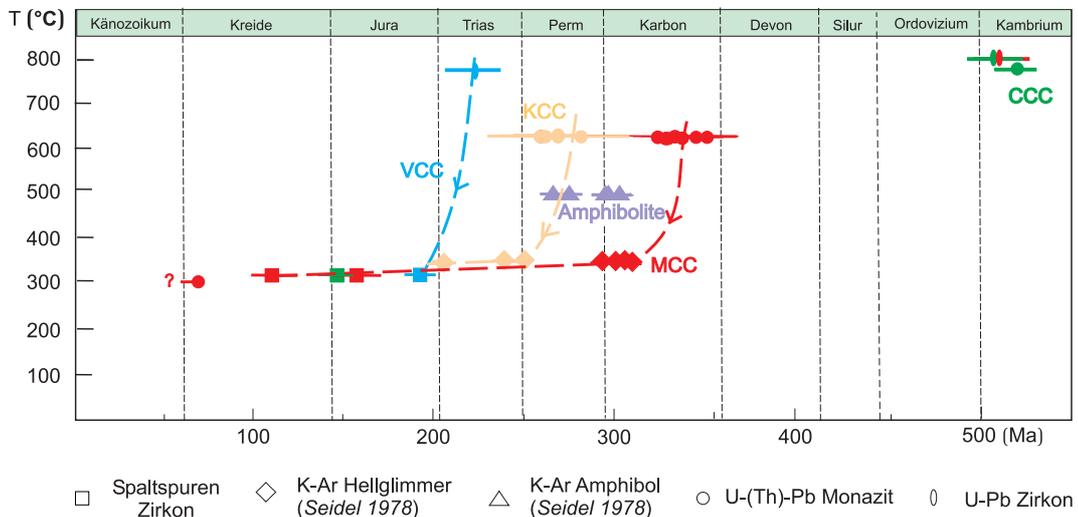


Abbildung 4.3.: T-t-Pfade in den unterschiedlichen Kristallinkomplexen; basierend auf radiometrischen und Spaltspurenaltern.

Obwohl in beiden Altkristallinen Staurolith und Granat auftreten, konnte der Kontakt zwischen Staurolith und Granat nur im MCC beobachtet werden. Im KCC fand ein präalpidisches pseudomorphes Wachstum von Muskovit nach Staurolith statt. Zudem steht die letzte Granatwachstumsphase (Z4) des KCC nicht im Gleichgewicht mit dem Wachstum von Staurolith. Außerdem tritt im MCC eine präalpidische Chlorit-Generation im Druckschatten von Granat auf,

was für niedrigere PT-Bedingungen spricht. Des Weiteren treten im MCC während der amphibolitfaziellen Überprägung meist liegende geschlossene N-S-Falten auf, im KCC aber Isoklinalfalten. Überhaupt ist die präalpidische Überprägung nach Entstehung der Granat + Staurolith + Biotit + Disthen-Paragenese im MCC deutlich schwächer ausgeprägt als im KCC. Die gleichen Druckbedingungen der präalpidischen Metamorphose, die Franz (1992) für das Myrsini-Kristallin s.l. bestimmt hatte, ergeben sich basierend auf der Phengit-Barometrie aber auch für das KCC. Für das MCC liegen leider keine weiteren Daten vor.

Aus einer Kombination der datierten Monazite und Zirkone sowie den von Seidel (1978) datierten Hornblenden und Hellglimmern wurde ein relativer T-t-Pfad entwickelt (Abb. 4.3). So erfolgte die amphibolitfazielle Metamorphose des MCC im Karbon und auch der Aufstieg in einen Temperaturbereich von $\sim 330\text{ }^{\circ}\text{C}$ ereignete sich im Oberkarbon/Unterperm. Die amphibolitfazielle Metamorphose des KCC dagegen erfolgte erst im Perm. Der Aufstieg dauerte bis in die Trias an. Die regionale Verbreitung der Altkristalline wird durch eine Korrelation der Probenpunkte der untersuchten Wachstumszonierung der Granate mit den Probenpunkten der Gesteine der datierten Monazite sowie den Probenpunkten der Gesteine der datierten Muskovite (Seidel et al. 1982) deutlich (Abb. 4.4).

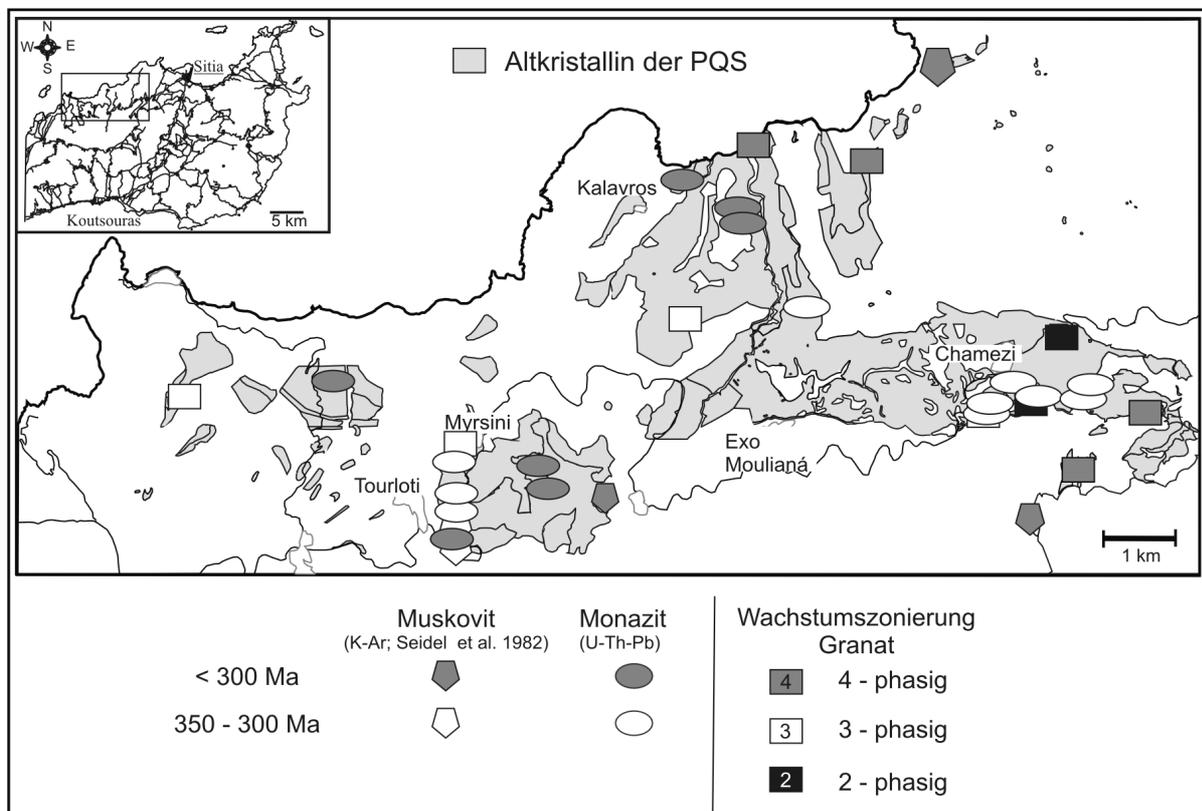


Abbildung 4.4.: Regionale Verbreitung der Monazit- und Muskovit-Generationen sowie der verschiedenphasigen Granate.

Diese Zuordnung war zuerkennen, da in einigen Proben sowohl dreiphasige Granate als auch Monazite zu finden waren. Des Weiteren ist eine Muskovit-Generation (Seidel et al. 1982) deutlich älter als eine zweite Monazit-Generation, obwohl die Muskovite niedrigere Schließungstemperaturen als die Monazite besitzen. Die zeitliche Einteilung in die Altersgruppen 350 - 300 Ma und < 300 Ma (mit 2σ -Fehler) beinhaltet daher jeweils die Monazit-Generation mit der dazugehörigen jüngeren Muskovit-Generation. Wie in Abbildung 4.4 aufgezeigt, ist eine regionale Abhängigkeit

der Alter und Granat-Wachstumsphasen festzustellen, die somit die Verbreitung der Kristalline verdeutlicht. Die weißen Symbole sind dem MCC zu zuordnen, während die grauen Symbole die Verbreitung des KCC aufzeigen. Da aus dem CCC weder Monazit noch Muskovitalter existieren, markieren die schwarzen Symbole einzig die Probenpunkte der zweiphasigen Granate. Südlich Chamezí liegt der Kontaktbereich zwischen dem CCC und dem MCC.

4.4. Paläogeografische Situation und geodynamische Modelle der für Kreta relevanten Regionen und Zeiträume

Um die nähere Zugehörigkeit sowie die relative Lage und Entwicklung der ostkretischen Kristalline vor und während der Intrusion der Orthogneise im mittleren Kambrium zu bestimmen, wurde als Pilotprojekt das Zirkonspektrum eines Paragneises des MCC bestimmt. Anschließend wurde dieses (Abb. 4.5) mit den Zirkonaltersspektren der umgebenden Kristallinkomplexe verglichen (Abb. 4.6).

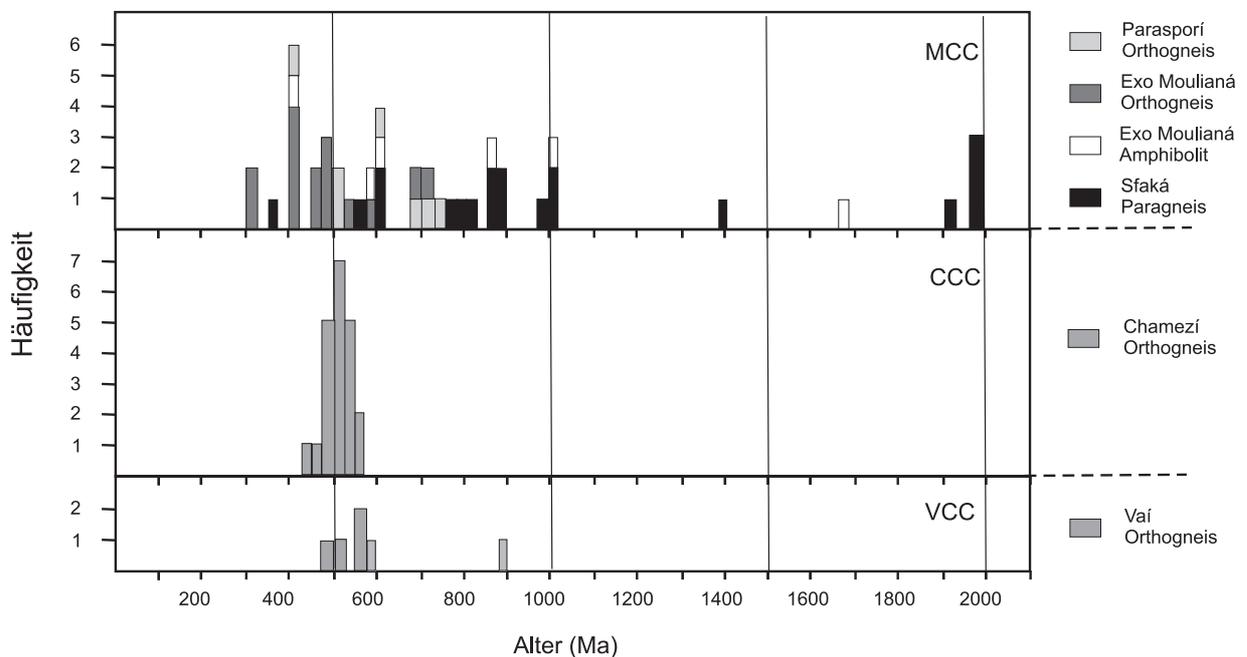


Abbildung 4.5.: Häufigkeit und Auftreten der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Zirkone in den diversen Kristallinkomplexen. Der Einzelzirkon des *Sfaká*-Paragneises (MCC) bei 2,8 Ma wurde nicht dargestellt.

Mit Vorsicht ist jedoch die Aussagekraft der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Zirkone zu betrachten, da eine Vielzahl der Zirkone der gesamten Ägäis auf Grund der präalpidischen und alpidischen Überprägung diskordant sind und somit auch das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis beeinflusst wurde (siehe Kapitel 4.2.1).

Im MCC und im Kykladen-Kristallin (KyK) fehlen meist mesoproterozoische Zirkonpopulationen, während im Menderes Massiv Zirkonpopulationen mit Altern zwischen 0,9 - 0,7 Ga fehlen (Abb. 4.6c Kröner und Sengör 1990; Reischmann et al. 1991). Daher werden in dieser Studie für den Zeitraum von Archaikum bis Kambrium die gleichen Liefergebiete für die Zirkone des Kykladen-Kristallins und dem MCC angenommen (Abb. 4.6a).

Das Kykladen-Kristallin und das MCC werden im Präkambrium/Kambrium zwischen Gondwana und Laurasia vermutet. Das Fehlen der mesoproterozoischen Zirkone spricht für eine Korrelation mit Gondwana. Die Kruste Laurentias weist hingegen keine panafrikanischen Alter, jedoch

mesoproterozoische Zirkone auf (Williams und Claesson 1987). Das Fehlen mesoproterozoischer Zirkonpopulationen ist charakteristisch für die gondwanazugehörige westafrikanischen Kruste (Cahen et al. 1984). Sie treten aber im Sahara-Metakraton (siehe Abb. 4.6d, Abdelsalam et al. 2002), in Ost-Gondwana und im Amazonas-Kraton auf (Teixiera et al. 1989).

Zwar weisen die europäischen Varisziden ähnliche Alterspopulationen von Zirkonen auf, jedoch wird von Keay und Lister (2002) postuliert, dass im Kykladen-Kristallin eine bimodale Häufung der Zirkonalter von 0,65 Ga und 0,55 Ga existiert, die in den Varisziden nicht zu beobachten ist. Ein ähnliches Muster der Zirkonalter des Archaikums und Proterozoikums wie das vom Kykladen-Kristallin und Kreta, findet sich in den kambrisch/ordovizischen Sandsteinen Elats, Israel (Abb. 4.6b; Avigad et al. 2003), welche die Sedimentauflage des nördlichen Arabisch-Nubischen-Schilds (neoproterozoisches Altkristallin) bilden. Dies stützt die Vermutung, dass der Arabisch-Nubische-Schild das Liefergebiet für die Sedimente war. Denkbar ist zudem ein Sedimenteintrag durch Erosion des Sahara-Metakratons (Zirkon-Altersspektrum: Abb. 4.6d).

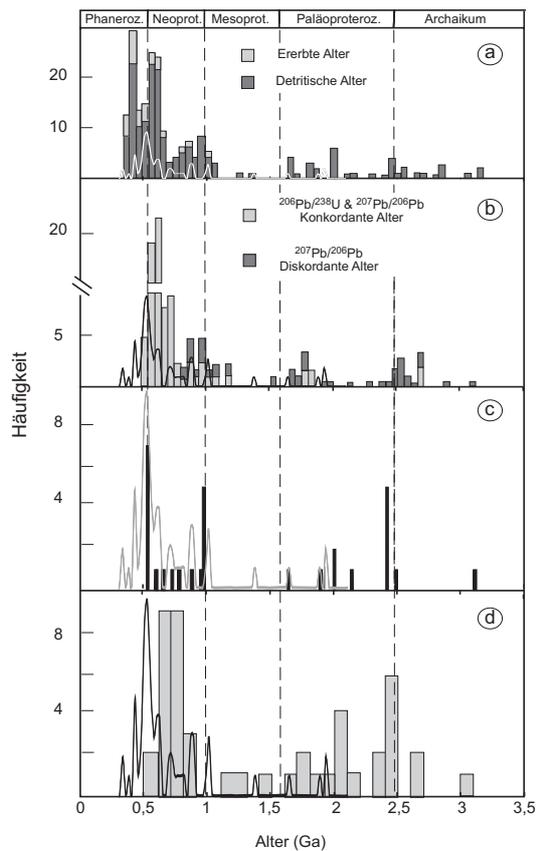


Abbildung 4.6.: Zirkonspektrum: a) der Gesteine des Kykladen-Kristallins (Keay et al. 2001; Keay und Lister 2002); b) der kambrischen Sandsteine Elats (Israel, Avigad et al. 2003); c) des Menderes-Taurus-Block (Kröner und Sengör 1990) und d) der Gesteine des Sahara-Metakratons (Abdelsalam et al. 2002). Die Kurve spiegelt jeweils die Verteilung und Häufigkeit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonalter des kretischen Altkristallins der PQS wider.

4.4.1. Zeitraum 2,8 Ga

Der älteste Zirkon des *Sfaká*-Paragneises besitzt ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von $\sim 2,8$ Ga. Zwischen 2,75 und 2,5 Ga ist eine magmatische Aktivität im Orogengürtel des 'Central Amazonian', Teil des Amazonas-Kratons bekannt (Teixiera et al. 1989). Darüber hinaus treten im Hoggar Massiv archaische Gneise auf (2,7 Ga; 3,2-3,0 Ga; Peucat et al. 2003). Der Zirkon des Paragneises ist vermutlich ein Relikt dieser Orogenese.

4.4.2. Zeitraum 2 Ga

Die $\sim 1,9$ Ga alten Zirkone ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter) wuchsen während der eburnischen Orogenese. Die Liefergebiete für diese Zirkone bilden Teile des Sahara-Metakratons und des Arabisch-

Nubischen-Schilds (ANS). Im ANS existieren 2,1 Ga alte Zirkone sowohl im Afif-Terrane (SE' Saudi-Arabien, Stacey und Hedge 1984) als auch in Madagaskar (2,4 Ga; Stern 2002), während im Sahara-Metakraton gehäuft Zirkone mit Altern zwischen 2,7 - 1,65 Ga auftreten (Abdelsalam et al. 2002).

Für die in den Cadomiden auftretenden Zirkone mit ~ 2 Ga wird die Aufarbeitung einer 2 Ga alten Kruste vermutet. Als Liefergebiet von Nordarmorika, dem Saxothuringikum, dem Moldanubikum sowie Südarmorika, Ossa Morena und dem Tepla-Barrandium wird die Westafrikanische Kruste angenommen (Dörr et al. 2002b; Fernández-Suárez et al. 2003; Gutiérrez-Alonso et al. 2003; Murphy et al. 2004). Wie aber in Abb. 4.7 von Fernández-Suárez et al. (2002) zusammengestellt, unterscheidet sich das Zirkonspektrum Cadomias von dem der Kykladen, Kretas und des Menderes Massivs.

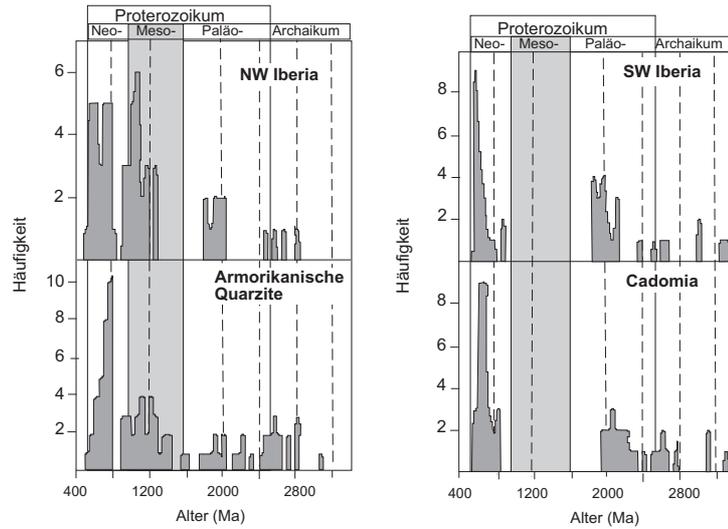


Abbildung 4.7.: Verteilung der Zirkonspektren von Armorika, Cadomia und Iberia (Fernández-Suárez et al. 2002). In Cadomia und SW Iberia fehlt ein Einfluss der Sunsas-Orogene, während in NW Iberia und Avalonia Zirkone mit rhodonischen Altern auftreten.

4.4.3. Zeitraum 1 Ga

Der *Sfaká*-Paragneis zeigt anhand der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Zirkone von ~ 1 Ga, dass das Liefergebiet der Paragesteine des MCC von der Kibaran/Sunsas-Orogenese (0,9-1,1 Ga) beeinflusst wurde. Jedoch befinden sich hierfür keine rezent anstehenden Liefergebiete in der Nähe Nordostafrikas. Das nächste anstehende Gestein befindet sich mehr als 3000 km südlich Kretas, zum einen am Rand des Mozambique-Gürtels (Malawi; Kröner 2001) und zum anderen in Zentralafrika (Burundi, Ruanda; Cahen et al. 1984). Am pazifischen Gürtel Gondwanas fehlen ähnlich alte detritische Zirkone (Ireland 1992; Williams et al. 2002). Auch die Rekonstruktion von Rodinia (Abb. 4.8, 1 Ga; Keppie et al. 2001) beinhaltet keine Orogenese oder Subduktionszone am damaligen Südostrand Afrikas.

Die ebenfalls im Menderes Massiv auftretenden detritischen Zirkone von ~ 1 Ga nimmt Winchester (2003) zum Anlass, eine Decke des Menderes Massivs und die Istanbulzone Avalonia zu zuordnen und dieses Fragment später durch dextrale Scherung an ihre heutige Position gelangen zu lassen. Das Liefergebiet der Sedimente sollte hier der Oaxacan-Komplex (Mexiko, Solari et al. 2003) bilden. Aber auch im Kykladen-Kristallin, im MCC und in den Elat-Sandsteinen treten sowohl gerundete als auch idiomorphe Zirkone mit gleichen Altern auf. Da das Auftreten idiomorpher Zirkone jedoch lange Transportwege ausschließt, wird von Avigad et al. (2003) für die Zirkone des Elat-Sandsteins entweder eine noch nicht datierte Schuppe innerhalb des Arabisch-Nubischen-Schilds oder ein Transport der Zirkone mittels Gletscher propagiert.

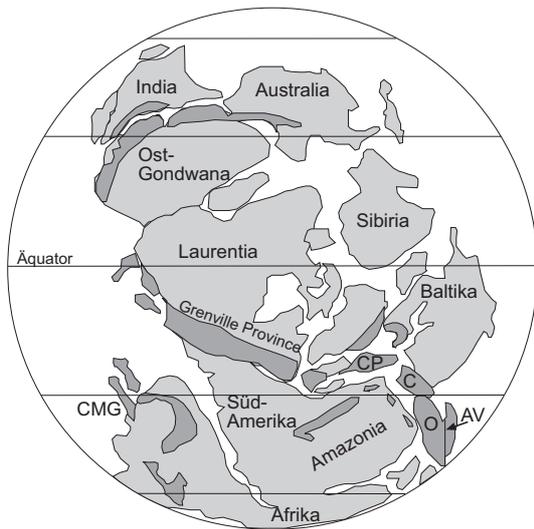


Abbildung 4.8.: Rekonstruktion von Rodinia (~ 1 Ga) nach Keppie et al. (2001). Hier wird keine Subduktion oder Orogenese am SE-Rand Afrikas vermutet; AV = Avalonia, C = Cor-tisblock, CMG = Coast Land-Maudheim-Grunehogna Provinz der Ostantarktis, CP = Carolina-Piedmont Terrane, O = Oa-xaquia.

4.4.4. Zeitraum 0,9 bis 0,6 Ga

Neben neoproterozoischen Zirkonen im Paragneis des MCC treten ähnliche Zirkonaltersspektren sowohl in den Elat-Sandsteinen als auch in den Paragesteinen des Kykladen-Kristallins auf. Als Liefergebiet der Elat-Sandsteine Israels wird der Arabisch-Nubische-Schild (ANS) postuliert, der gleichzeitig das kristalline Basement bildet (Avigad et al. 2003). Da im MCC Kretas vergleichbare Zirkonaltersspektren auftreten (Abb. 4.6b), ist auch hier der ANS als Liefergebiet zu vermuten. Ein prägendes Ereignis während des Neoproterozoikums war die Schließung des Mozambique Ozeans. Die panafrikanische Orogenese führte zum Kollaps und zur Akkretion mehrerer vulkanischer Bögen, Mikroterranes und letztendlich zur Kollision von Ost- und West-Gondwana. So bildete sich der Superkontinent Pannotia und an der Suturzone Ost/West-Gondwanas entwickelte sich das Ostafrikanische Orogen (Veevers 2003). Der nördlichste Bereich dieses Orogens ist der Arabisch-Nubische-Schild, der südlichste der Mozambique-Gürtel. Die panafrikanische Deformation, Metamorphose und magmatische Aktivität umfasst den Zeitraum zwischen 0,8 und 0,45 Ga. Sie kann in zwei Hauptphasen untergliedert werden, zum einen in die ostafrikanische Orogenese, die den zentralen Bereich Gondwanas erfasste (0,8 - 0,65 Ga; Stern und Dawoud 1991), zum anderen in die Schließung der australischen und antarktischen Segmente (0,55 Ga; Meert und van der Voo 1996). Zudem entstanden auf Grund der Kollision von Ost- mit West-Gondwana während des obersten Neoproterozoikums im Nordosten Afrikas und Arabiens Riftbecken.

4.4.5. Zeitraum Kambrium bis Devon

Ab dem Kambrium spalteten sich am Nordrand Gondwanas mehrere Terranes ab (u.a. Avalonia, Armorika und Iberia). Jedoch herrscht Uneinigkeit hinsichtlich der Anzahl, der geografischen Lage und der Bewegungsrichtung der abgespalteten 'Peri-Gondwana'-Terranes sowie der Positionierung von Baltika und Sibiria, die Terminierung der Öffnung des Rheic Ozeans und die Erstreckung des Rheic Ozeans und der Prototethys.

Die paläogeografische Positionierung der kretischen Altkristallinkomplexe wird gerade durch die Unstimmigkeit in der Positionierung der Decken des MM am Nordrand Gondwanas verkompliziert. Zum einen werden die Decken des MM von Winchester et al. (2002) und Winchester (2003) sowohl Avalonias als auch Armorikas zugeordnet und der (heutige) Kontakt der Decken auf dextrale Blattverschiebung zurückgeführt. Zum anderen werden die türkischen kristallinen Blöcke am Nordostrand Afrikas angesiedelt (Abb. 4.9; Robertson et al. 1996; Kusky et al. 2003). Der Plutonismus am NE-Rand Gondwanas wird hier durch die Subduktion der Prototethys verursacht. Basierend auf dem Zirkonspektrum der Elat-Sandsteine (Avigad et al. 2003) nehmen

4. Diskussion

Linnemann et al. (2004) ebenfalls den Arabisch-Nubischen-Schild als Liefergebiet für die Sedimente der östlichen Peri-Gondwana-Terranes an (hier von Relevanz MM und KyK).

Auch die Existenz von 0,50 - 0,55 Ga alten detritischen Zirkonen in den Elat-Sandsteinen (Avigad et al. 2003) belegt kambrische magmatische Aktivität im nördlichen Arabisch-Nubischen-Schild (Beyth und Heimann 1999). Zudem treten Magmatite in Jordanien (~ 540 Ma; Jarrar et al. 2003) und den östlichen Peri-Gondwana-Terranes [Bolu-Massiv (~ 560 Ma; Ustaömer 1999; Ustaömer und Rogers 1999) und Menderes Massiv (~ 540 Ma; Reischmann et al. 1991; Hetzel und Reischmann 1996; Hetzel et al. 1998)] auf.

Murphy und Nance (2002) und Nance und Murphy (1994) konstruieren nahe der Peri-Gondwana-Terranes (Avalonia, Iberia und Cadomia) eine große sinistrale Scherzone und einen extensionalen magmatischen Bogen. Die Liefergebiete für die Sedimente Avalonias, Iberias und Cadomias sind der Westafrikanische-Kraton und der Amazonas-Kraton. Wie in Abbildung 4.7 zusammengestellt, unterscheidet sich das Altersspektrum der Zirkone des Altkristallins Ostkretas von den Altersspektren der Zirkone Armorikas, Avalonias und Iberias. Daher müssen die ostkretischen Altkristallinkomplexe östlich Cadomias und nördlich Afro-Arabias gelegen haben, sodass als Liefergebiet der Arabisch-Nubische-Schild zur Verfügung steht. Für den Zeitraum zwischen 520 und 530 Ma wird die Öffnung des Rheic-Ozeans angenommen, da dies den jüngsten Altern der detritischen Zirkonen aus armorikanischen Quarziten entspricht (Gutiérrez-Alonso et al. 2003). Da der Aufstieg der Plutonite des MCC und CCC im Kambrium stattfand, was auf ein Subduktionsregime, anstelle eines Rifting hindeutet, müsste aber die oben angesprochene Blattverschiebung im Bereich des ANS jünger sein.

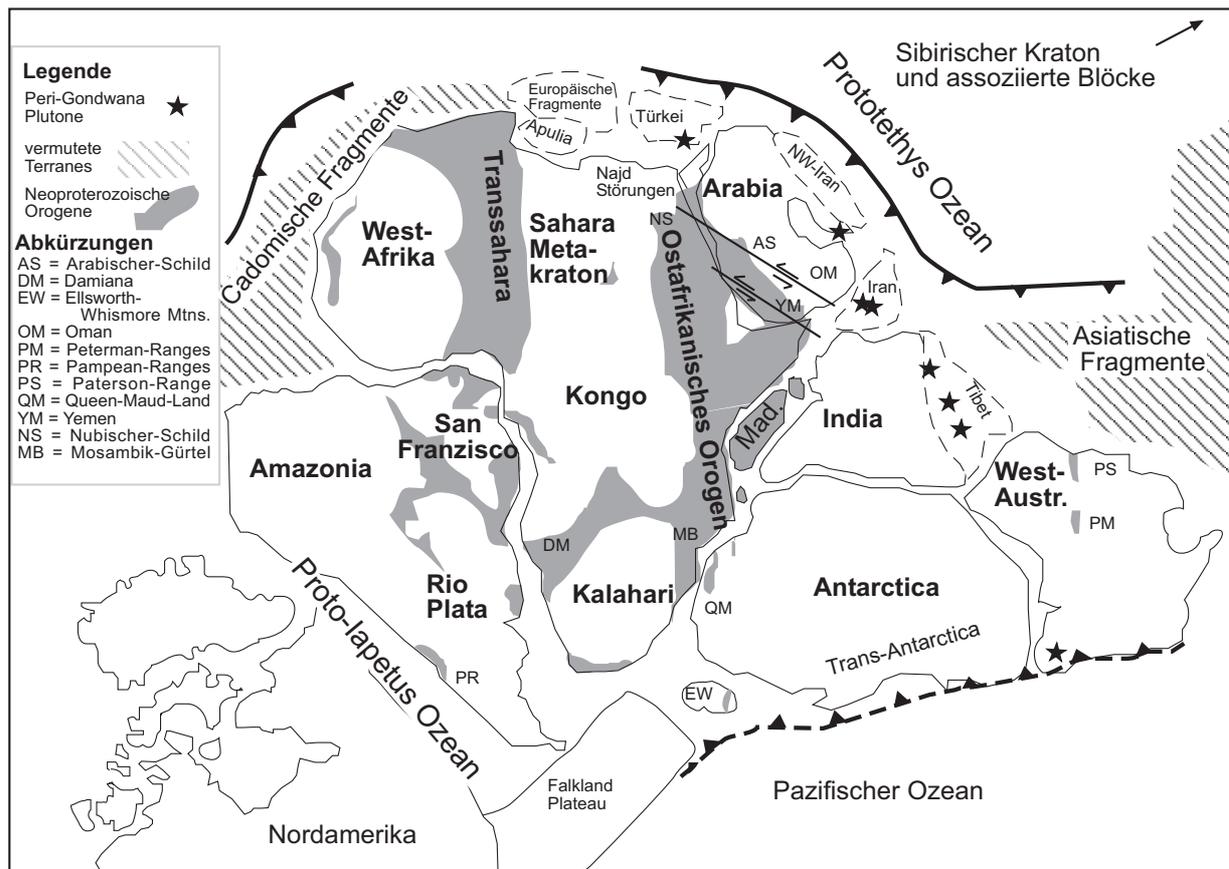


Abbildung 4.9.: Gondwana vor ca. 544 Ma (nach Kusky et al. 2003). Panafrikanische Orogene und ältere Kratone wurden grau hervorgehoben. Kreta nimmt zu diesem Zeitpunkt vermutlich eine Position, nahe der Türkei am Nordrand Gondwanas ein.

Weitere Anzeichen für eine Orogenese am Nordostrand Gondwanas sind Granate (512 ± 56 Ma und 526 ± 31 Ma) sowie Zirkone aus undeformierten Graniten des MM (Ring et al. 2004). Die zweite, amphibolitfaziell gebildete Granatgeneration [519 ± 10 Ma; Cine-Decke (MM)] besitzt gleiches Alter wie der Magmatismus im kretischen MCC und CCC. Leider konnte für die Granatkerne der Glimmerschiefer des CCC und MCC kein Alter bestimmt werden, denn hierbei handelt es sich entweder um Relikte einer panafrikanischen Metamorphose oder um Relikte einer 'variszischen' Überprägung. Zudem fehlen mangels Orthogneisen im KCC und Metamorphosealter des CCC Anhaltspunkte zur Rekonstruktion der Terranebewegungen.

4.4.6. Zeitraum Devon bis Kreide

Auch für den Zeitraum von Devon bis rezent differieren die existierenden geodynamischen Modelle erheblich (Sengör et al. 1984; Robertson und Dixon 1984; Stampfli 2000). Einzige Gemeinsamkeit aller Modelle ist die Öffnung der Tethys seit dem späten Paläozoikum (siehe Abb. 4.10).

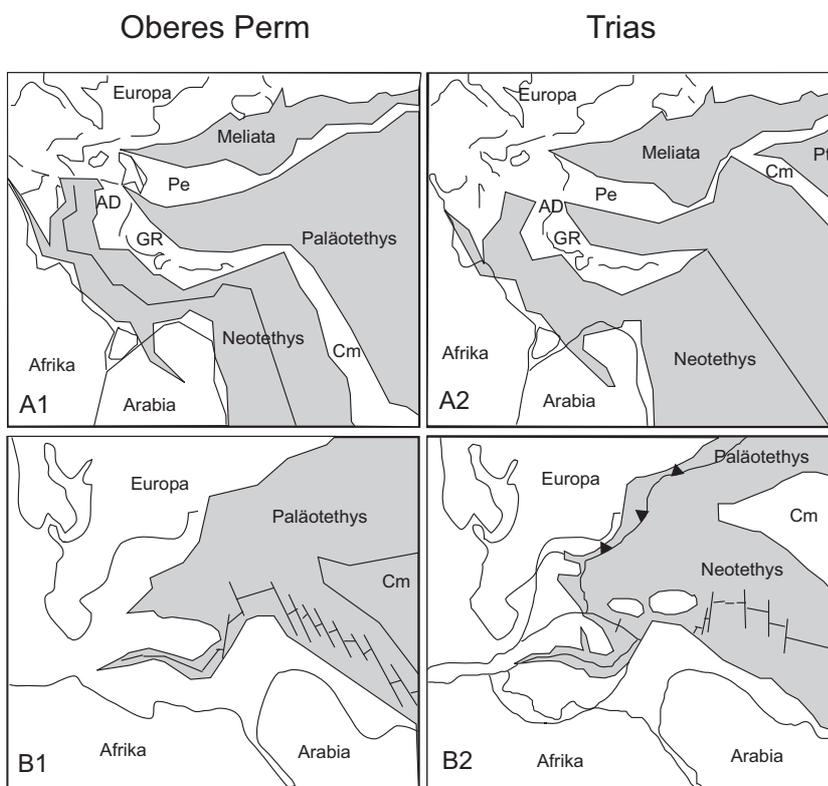


Abbildung 4.10.: Paläogeografische Situation im östlichen Mittelmeerraum während des Perms und der Trias, zusammengestellt von Dornsiepen et al. (2001). A = Geodynamisches Modell nach Stampfli et al. (1998); B = Geodynamisches Modell nach Baud et al. (1993); Marcoux et al. (1993b, a). AD = Adriatische Platte, Cm = Cimmerische Terranes, GR = Griechenland, Pe = Penninikum, Pt = Pindos Ozean.

Das geodynamische Modell von Stampfli et al. (1998) und Stampfli und Borel (2002) geht von der Bildung des Hun-Superterrane während des Devons/Karbons aus. Diesem Superterranen werden alle Avalonia-Terranes sowie die variszischen Terranes, die sich im Paläozoikum vom Nordrand Gondwanas lösten, zugeordnet, wobei Gondwana als aktiver Plattenrand angesehen wird. Das Abspalten der Terranes erfolgte durch die Öffnung des Rheic-Ozeans. Daher driftete zum einen Avalonia ab, und zum anderen wurde die Lithosphäre der Prototethys subduziert. Auf Grund der Öffnung der Paläotethys schreitet das Ablösen des europäischen- und asiatischen Hun-Terranes (Varisziden) von Gondwana weiter fort und kollidiert mit dem europäischen Plattenrand (Abb. 4.11). Ab dem Oberkarbon kollidiert Laurussia mit Gondwana, wodurch der Superkontinent Pangäa entsteht. Darauf folgt die nordwärts gerichtete Subduktion der Lithosphäre der Paläotethys während der cimmerischen Orogenese (Trias bis Jura), die mit der Öffnung der Neo-

4. Diskussion

tethys einhergeht. Diese führte schon im Perm zum Ablösen des Cimmerian-Superterrane (Abb. 4.11). Als Indiz für die letzte Schließung der Paläotethys wird die Bildung von Melangén und fore-arc Becken in den Dinariden, Helleniden und Tauriden (Eocimmerisches Ereignis) gesehen. Ab dem Oberjura erfolgte die diachrone Subduktion der Neotethys und ein Auseinanderbrechen von Pangäa. Auf die intra-ozeanische Subduktion des Meliata-Maliac-Ozeans folgte die obertriassische/unterjurassische Obduktion/Kollision der Vardar-Platte mit den umgebenden passiven Plattenrändern.

Die Zugehörigkeit der Gebiete des rezenten östlichen Mittelmeerraums zum Neotethys-Bereich, seit dem oberen Paläozoikum basiert auf folgenden Annahmen: Das Ionische Meer und das ost-mediterrane Becken besitzen ähnliche geophysikalische Eigenschaften sowie einen Ozeanboden, der jünger als Unterjura ist. Zudem bestätigt das Senkungsmuster des Kontinentalrandes von Sinai, des tunesischen Jeffara-Rifts, Siciliens und Apuliens s. str. ein oberpermisches thermisches Absinken des östlichen Mittelmeerraums und des Ionischen Meeres. Des Weiteren treten in Zypern triassische MORB auf. Darüber hinaus lagerten sich vergleichbare permische pelagische Kalksteine des Hallstatt-Typs mit Mikrofaunen im Oman (als Auflager von MORB), in Sizilien und in Timor ab.

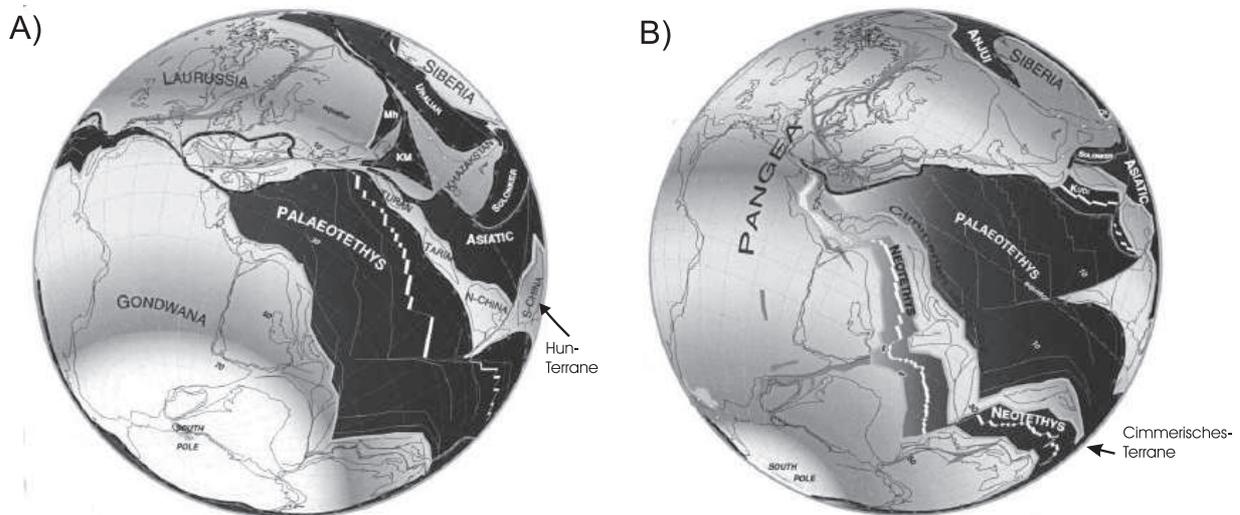


Abbildung 4.11.: Der Nordrand Gondwanas vor a) 320 Ma: hier existieren noch Gondwana und Laurussia; b) 260 Ma: zum einen entstand Pangäa, zum anderen spalteten sich die Cimmerian-Terranes ab (Stampfli und Borel 2002).

Das Modell von Stampfli und Borel (2002) würde aber im Karbon eine nordwärts gerichtete Subduktion implizieren, jedoch treten zum einen Top-N-Bewegungen im MCC und CCC auf und zum anderen ändert sich die Bewegungsrichtung nur minimal auf Top-NW-Bewegungen während der Überprägung des VCC. Daher ist eine auf Grund der Metamorphosealter des MCC und KCC angenommene Zuordnung zum Hun-Terrane (MCC und CCC) und zu den Cimmerian-Terrane (KCC und VCC) eher unwahrscheinlich. Das Modell von von Raumer et al. (2003) erklärt zwar Top-N-Bewegungen während des Karbons für das Hun-Terrane, es erklärt jedoch nicht die Top-N- bis Top-E-Bewegungen des permisch überprägten KCC sowie des VCC. Das Alter der präalpidischen Exhumierung des Kykladen-Kristallins und des Menderes Massivs konnte auf Grund der hochgradigen alpidischen Überprägung bisher nicht bestimmt werden, da präalpidische Apatit- oder Zirkon-Spaltspuren des Kykladen-Kristallins ausheilten (Heijl et al. 2002; Ring et al. 2003). Einzige Anhaltspunkte für die Exhumierung bilden Ophiolithe, die im Altkristallin der PQS jedoch nicht auftreten. Aber es kann im frühen Känozoikum keine Verbindung zum Kykladen-Kristallin bestanden haben, da das Kykladen-Kristallin PT-Bedingungen von 15 - 20

kbar bei 450 - 550 °C unterworfen war (Altherr et al. 1982), sodass im Falle einer Verbindung mit dem kretischen Altkristallin, dessen Zirkon-Spaltspurenalter sowie K-Ar-Alter der Muskovite umgestellt wären. Das Kykladen-Kristallin wird wegen der karbonischen Überprägung und dem Fehlen panafrikanischer Magmatite der adriatischen Platte zugeordnet (Dornsiepen et al. 2001). Das genaue Alter der Orogenese des MM konnte bisher zwar nicht bestimmt werden, jedoch sind die triassischen Granite von der Überprägung unbeeinflusst (Ring et al. 1999). Auf Grund der permotriassischen Überprägung wird es den Cimmerian-Terranes zugeordnet (Stampfli 2000; Stampfli und Borel 2002). Das MM weist ebenso wie das kretische MCC präalpidischen Top-N-Transport während einer amphibolitfazialen Metamorphose auf (Ring et al. 1999).

Im geodynamischen Modell von Pe-Piper (1998) wird die Paläotethys-Lithosphäre während des Karbons subduziert. Vom Oberkarbon bis in die Trias erfolgte am Nordrand Gondwanas Rifting, wodurch mehrere kleine triassische bis jurassische Ozeanbecken entstanden. Zwar spaltete sich Apulia schon während der oberpermischen Riftphase von Gondwana ab, die Hauptaktivität des Riftings wird jedoch in der Mitteltrias angenommen. Zudem bildeten sich in der Permotrias verstärkt Rift-bezogene magmatische Gesteine. Aber auf Grund des kalkalkalischen Charakters dieser Gesteine nehmen einige Autoren eine Entstehung in einem back-arc-Setting in Verbindung mit einer Subduktion der Paläotethys an (Robertson und Pickett 2000). Basierend auf ihrer geochemischen Zusammensetzung wird von Pe-Piper (1998) vermutet, dass die 302 Ma alten, im Pelagonikum auftretenden, Andentyp-Granitoide einer auf Grund eines Mantelplumes kontaminierten Kruste entstammen. Dieser Mantelplume ist aber an ein Riftregime gekoppelt, welches wegen fehlender Anzeichen einer Subduktion für die Bildung der vulkanischen Sequenz von Basalt-Andesit angeführt wird. Doch zeigt die Subduktion/Akkretion des KCC und seine metamorphe Überprägung im Perm, dass die geodynamische Entwicklung modifiziert werden sollte. Seit der Untertrias (234 ±5 Ma) bildete sich dann die ozeanische Kruste des Pindos Ozeans (⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierung von Wehrolithen in Ophiolithen, Ref. in Robertson 2002).

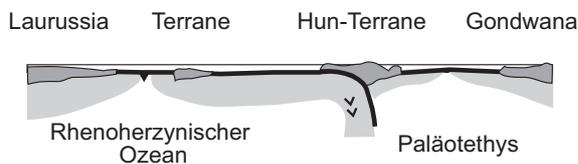


Abbildung 4.12.: Im geodynamischen Modell von Raumer et al. (2003) ist das Hun-Terrane Gondwana vorgelagert, sodass hier Top-N-Bewegungen auftreten.

Während der karbonischen bis triassischen Orogenese des kretischen Altkristallins lagerten sich die Sedimente der PKS und PQS ab. Auf Grund der auftretenden Sedimente wird von Dornsiepen et al. (2001) eine Position am Nordostrand von Afrika vermutet. Im westlichen Sinai und der Nilregion herrschte während der Permotrias ein siliziklastisches fluviomarines System, während sich im östlichen Sinai und Israel in der Untertrias eine Karbonatplattform ausbildete. Der kalkalkalische Charakter der triassischen Meta-Vulkanite der *Chamezi-Schichten* der PQS würde zwar auf ein Subduktionsregime hindeuten, jedoch fehlen Anzeichen eines Vulkanbogens. Daher wird auch hier, unter Berücksichtigung der Nd- und Pb-Gehalte, ein extensionales Regime in Form von orogenen Riftbasalten angenommen (Pe-Piper 1998). Da das weitere Modell von Dornsiepen et al. (2001) auf dem Fehlen einer Subduktionszone bzw. Orogenese ab der Trias ausgeht, wäre die daraus gründenden Plattenbewegungen zu modifizieren, denn zum einen könnte der Vaí-Orthogneis diesen Vulkanbogen-Magmatismus darstellen und zum anderen ist auf Grund der permotriassischen Metamorphose des KCC eine Subduktions- bzw. Kollisionszone notwendig. Selbst der Ursprung der Ophiolith-Komplexe ist umstritten. Von einigen Autoren wird eine Entstehung an mittelozeanischen Rücken angenommen, während andere sie als subduktionsbezogen ansehen (Ref. in Robertson 2002). Gerade über die Troodos-Ophiolithe (Zypern) herrscht große Uneinigkeit, da hier vulkanische Glase auftreten, die typisch für subduktionsbezogene Andesite sind. Außerdem treten vergleichbare rezente hoch-Mg-Andesite in fore-arc-Settings auf,

nicht jedoch in ozeanischen MOR-Settings. Bisher wird aber ein Riftingszenario bevorzugt, jedoch herrscht über den Zeitpunkt große Uneinigkeit, so wird von Robertson und Dixon (1984) die Öffnung der Neotethys im östlichen Mittelmeerraum in der Trias angenommen, während Stampfli (2000) sie im Permokarbon annimmt. Anzeichen für das Öffnen der Neotethys in der Mittel-Obertrias sind die prä-triassischen Riftvulkanite, die obertriassischen MOR-Typ-Extrusiva sowie die obertriassischen Radiolarite. Die Ophiolithe des frühen Mesozoikums wurden in 'back-arc'-Becken entlang des eurasischen Randes abgelagert (Pontiden und Helleniden). Die Mehrzahl der in der Unterkreide entstandenen Ophiolithe des östlichen Mittelmeerraums (Türkei, Zypern und Syrien) entstammen der Subduktions-bezogenen, ozeanischen Lithosphäre (Ref. in Robertson 2002). Auch die *Ophiolith-Einheit* der UP, die Relikte alter ozeanischer Kruste, sind LP/LT-metamorph überprägt. In der Pindos-Serie treten in Ablagerungen des Zeitraums Jura bis Unterkreide ebenfalls Einschaltungen von Kalkturbiditen mit Ophiolith-Detritus und kleineren Basalt-Körpern auf (Jacobshagen 1986).

4.5. Alternatives Modell zur Entstehung und Überprägung des Altkristallins der kretischen PQS

Anhand der neuen Edukt-, Metamorphose- und Exhumierungsalter sowie des strukturellen Inventars wird im Folgenden ein alternatives Modell für die geodynamische Entwicklung vom Zeitraum Kambrium bis Oberjura der ostkretischen Kristallinkomplexe vorgestellt. Da die Kristallgebiete von der alpidischen Metamorphose beeinflusst wurden, wird letztere zuerst behandelt. Während der alpidischen Subduktion und Kollision verhielt sich das Altkristallin als mehr oder weniger rigider Körper zwischen den weicheren Meta-Vulkaniten und -sedimenten. Auf Grund der karbonischen bis obertriassischen Sedimentation (Krahl et al. 1986; Kozur und Krahl 1987; Haude 1989) sowie der devonischen bis karbonischen Zirkon-Spaltpurenalter der Sedimente der PQS (Brix et al. 2002), müssen die einzelnen Schichtglieder der PQS an verschiedenen Orten abgelagert worden und im Zuge der alpidischen Bewegungen zusammen gekommen sein.

Auf Grund fehlender Sedimentationsalter und nicht bestimmbarer Kinematik der D_1 bis D_3 -Deformation des MCC, KCC und CCC wird das Modell mit dem Aufstieg der Plutonite im Kambrium beginnen. Es ist zu vermuten, dass die Granatkerne (D_{1pra}) sowie die älteste grünschieferfazielle Foliation panafrikanischen Alters sind. Der Margaritschiefer des CCC stellt vermutlich das Kontaktgestein zum Orthogneis dar. Sein Edukt ist somit vermutlich ebenfalls präkambrisch entstanden.

Während der spät-panafrikanischen Überprägung im Kambrium erfolgte der Aufstieg der Granite am Nordrand Gondwanas (Abb. 4.13a). Daher ist eine Position ähnlich des Menderes Massivs an der Plattengrenze zur ozeanischen Platte und Subduktionszone der Prototethys zu vermuten. Auch ein Vergleich der Pb-Pb-Zirkonalter der datierten Gesteine Ostkretas (Abb. 4.5) mit den Zirkonaltern des Kykladen-Kristallins (Keay et al. 2001; Keay und Lister 2002) und den Elat-Sandsteinen (Avigad et al. 2003) zeigt ein ähnliches Altersspektrum, ergo gleiche Liefergebiete (Abb. 4.6), sodass eine ähnliche geografische Positionen zu vermuten ist. Während des Aufstiegs des Arabisch-Nubischen-Schilds und hiermit verbundener Extension spalten sich jedoch mehrere Terranes von Gondwana ab (Abb. 4.13b). Basierend auf den Spaltpurenaltern der Zirkone (Devon-Oberkarbon; Bojar et al. 2002) und fehlender Sedimente des Arabisch-Nubischen-Schilds ist von einer Extension bis ins Perm auszugehen.

Das CCC setzt sich überwiegend aus Paragneisen zusammen. Hier können proterozoische oder altpaläozoische Sedimente vorliegen. Über den Kontakt zwischen Metapeliten und Metasandsteinen kann auf Grund der intensiven Überprägung nichts ausgesagt werden.

Die Vormacht der Paragneise tritt im MCC zurück, dafür treten zusätzlich Amphibolite, Marmor-

4.5. Alternatives Modell zur Entstehung und Überprägung des Altkristallins der kretischen PQS

Dolomit-Wechselagerungen und Glimmerschiefer auf. Das Sedimentationsalter der Paragesteine und das Eduktalter der Amphibolite kann auch hier nicht zweifelsfrei bestimmt werden, denn zum einen müssen proterozoische Gesteine vorliegen, in welche die (Meta)-Granite intrudierten und zum anderen können zusätzlich aber auch kambrische bis unterkarbonische Sedimente auftreten (Abb. 4.13a). Franz (1992) nimmt auf Grund der chemischen Zusammensetzung der Amphibolite und der auftretenden Sedimente eine Position am Schelfrand an.

Spätestens im Unterkarbon müssen sich die zuvor abgespaltenen Terranes wieder auf Gondwana zubewegt haben und mit dem 'back arc' kollidiert sein (Abb. 4.13 c), denn im Rahmen einer N-S-Konvergenz mit Top-N-Transport wurden während des Karbons die Gesteinsserien des MCC und des CCC Barrow-metamorph überprägt (D_{M3} und D_{C3}). Es wird angenommen, dass MCC und CCC ein kohärentes Krustenprofil repräsentieren, wobei das MCC die tiefere Einheit bildet, da dieses amphibolitfaziell überprägt wurde, während das grünschieferfazielle CCC das höhere Stockwerk abbildet (Abb. 4.13c, d). In den Gesteinen des MCC entwickelte sich eine amphibolitfazielle Foliation und es entstanden streckungsfaserparallele und/oder liegende geschlossene Falten, deren Achsen N-S verlaufen. Das gleiche Verformungsregime herrschte im CCC, in dem sich auf Grund des höheren tektonischen Stockwerks liegende offene Falten mit N-S orientierten Achsen bildeten. Die D_{M4-} , D_{C4-} , D_{M5} und D_{C5-} -Deformation mit Bildung von E-W-Falten resultieren aus der fortschreitenden Kompression, verursacht durch Akkretion und Subduktion des KCC und VCC. Der Aufstieg und die Stapelung der Gesteine des MCC und CCC wird durch retrograde, mylonitische/phyllonitische bis kataklastische Scherzonen dokumentiert, die Top-NE-Transport anzeigen (D_{M6} & D_{C6} ; Abb. 4.13e).

Das CCC scheint von stärkerem Fluiddurchsatz betroffen als das MCC, da eine Serizitisierung der Muskovite sowie eine Albitisierung der Plagioklase und Granate erfolgte. Das oberkarbonische bis permotriassische K-Ar-Bildungsalter der Muskovite aus den oben genannten retrograden Scherzonen und die Spaltspurenalter der Zirkone des *Parasporí-* und *Chamezí-*Orthogneises (~ 150 Ma) sprechen für einen Verbleib des MCC und CCC in einem Temperaturbereich von 400 bis 320 °C zwischen Oberkarbon und Jura. Dies wiederum würde die intensive, niedergradige Beanspruchung erklären. Diese Daten stehen zudem im Einklang mit den K-Ar-Abkühlaltern der Muskovite von 314 - 293 Ma aus Gesteinen des MCC (Seidel et al. 1982).

Auf Grund der Unklarheiten betreffend des Alters der Metamorphose der Amphibolite werden diese hier gesondert betrachtet, denn die Bildungs-/Abkühlalter der Hornblenden in den Amphiboliten sind jünger als die Bildungs-/Abkühlalter der Monazite und Hellglimmer aus den Gneisen und Glimmerschiefern des MCC (Seidel et al. 1982). Die jüngeren Alter der Amphibole können erstens auf einer generell jüngeren Metamorphose basieren, zweitens auf Diffusionsprozessen (Ar-Transport) durch alpidische Fluide beruhen, oder drittens aus einer Mischung mehrerer Amphibolgeneration resultieren. Auffällig ist, dass die Alter zwar jünger als die K-Ar-Alter der Muskovite und die U-(Th)-Pb-Alter der Monazite des MCC sind, jedoch älter bzw. gleiches Alter besitzen wie die Monazite des KCC. Dies würde zumindest gegen Diffusionsprozesse sprechen.

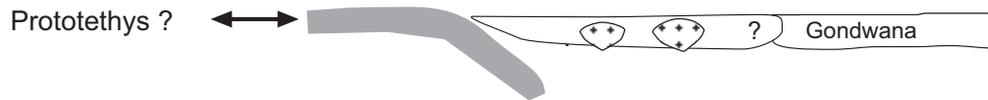
Das hier vorgestellte Modell geht auf Grund der amphibolitfaziellen Überprägung von einem vergleichbaren Krustenstockwerk der Amphibolite aus, das zuvor die Gneise und Glimmerschiefer des MCC erreichten. Jedoch fehlen Belege sowohl für einen Top-N-Transport als auch für Faltenbildung (Abb. 4.13 d).

Bei anhaltender Konvergenz werden MCC und CCC über die Amphibolite geschoben (Abb. 4.13e). Auf Grund des höheren Stockwerks werden weder die U-(Th)-Pb-Modellalter der Monazite noch die K-Ar-Alter der Muskovite des MCC beeinflusst. Basierend auf den U-(Th)-Pb-Modellaltern der Monazite (274 - 244 Ma) wurde das KCC im Perm metamorph überprägt (Barrow-Typ, Staurolith-Zone, Abb. 4.13 f). Auch hier deutet der Deformationsverlauf auf eine Akkretion an das Orogen während D_{K1} - D_{K3} hin.

N

S

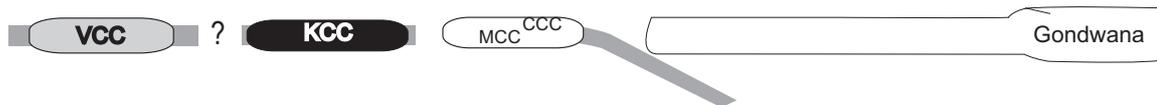
a) Kambrium (spät-panafrikanisch)



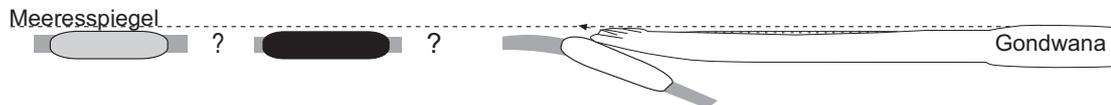
b) Ordovizium-Devon



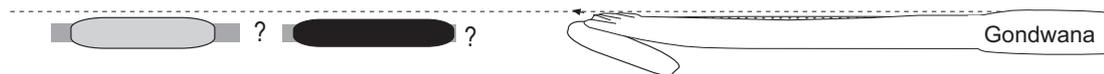
c) ~ 350 Ma



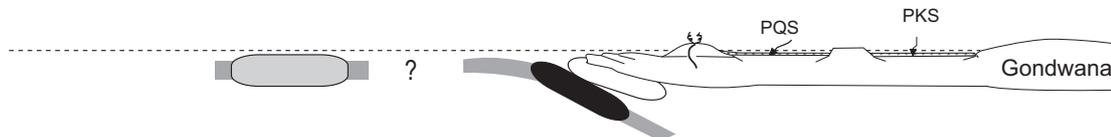
d) ~ 340 Ma



e) ~ 315 Ma



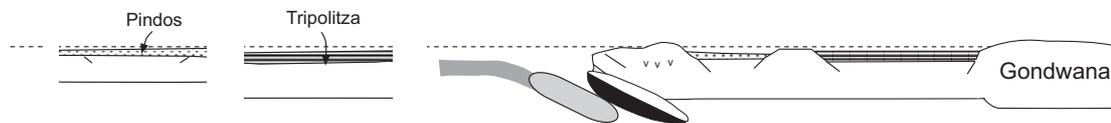
f) ~ 260 Ma



g) ~223 Ma



h) 223 - 200 Ma



i) ~190 Ma

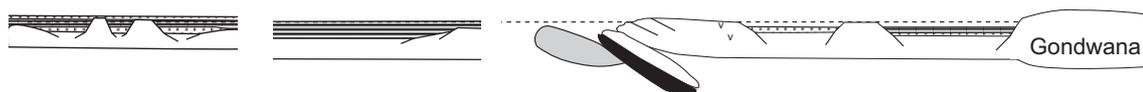


Abbildung 4.13.: Geodynamische Entwicklung der ostkretischen Kristallinkomplexe im Zeitraum Kambrium - Jura a) Aufstieg der Plutonite am Nordrand Gondwanas; b) Abspalten mehrerer Terranes vom NE-Rand Gondwanas; c) Relative Lage des VCC, KCC, MCC und CCC vor dem Karbon; d) Top-N-Kinematik, Akkretion und Barrow-Metamorphose des MCC an ein 'back arc' Becken Gondwanas; e) Anlage der retrograden Top-NE-Scherzonen im CCC und MCC. f) Akkretion des KCC an das Orogen; g) Aufstieg der Magmatite des VCC; h) Überprägung des VCC, Runzelschieferung und Bildung von E-W Falten im KCC und den Amphiboliten; i) Umkehr der Transportrichtung durch Extension und daher Exhumierung des VCC und anschließend der übrigen Kristallin-Komplexe.

4.5. Alternatives Modell zur Entstehung und Überprägung des Altkristallins der kretischen PQS

Anzeichen sind der steigende Grad der Metamorphose (Grünschieferfazies → Amphibolitfazies) sowie die auf Grund der Kompression entstehenden SSE-NNW-Isoklinalfalten. Die D_{K4} -Deformation resultiert aus einem Druckanstieg und Kompression unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen, es bildete sich eine straffe Foliation und W - E orientierte Isoklinalfalten. Auf Grund fortschreitender Konvergenz mit Top-NE-Kinematik wird das KCC von den Amphiboliten und dem überlagernden MCC überschoben (Abb. 4.13g). Daher steigt zuerst der Druck in den Glimmerschiefern des KCC an (erkennbar an Granat-Wachstum (G_4) und Kalifeldspatwachstum) und gleichzeitig steigt die Temperatur in den Amphiboliten, wodurch Amphibole wuchsen (statische Sprossung).

Auch die Glimmerschiefer zeigen im Kontaktbereich mit den Amphiboliten Wachstum großer Muskovite (~ 5 cm) was eine statische Temperung vermuten lässt. Sowohl das Granat- als auch das Amphibolwachstum spricht für PT-Bedingungen der Amphibolitfazies. Vermutlich verblieben die Komplexe einige Zeit in dieser Tiefe, sodass es zur langsamen Aufheizung der Gesteine kam, was sich im KCC zunächst durch pseudomorphes Wachstum von Phengit nach Staurolith und nach Granat und später durch Wachstum von Kalifeldspat äußert. Außerdem bilden sich Plagioklas- und Kalifeldspatgänge in den Gesteinen des KCC sowie Quarz-Kalzit-Epidotgänge in den Amphiboliten.

Auf Grund einer Änderung des Spannungsregimes entstehen im KCC NE-SW verlaufende, geschlossene Falten. In den Glimmerschiefern entwickelt sich ein großräumiger Faltenbau mit Paritätärfalten, während in den kompetenteren Gneisen und Amphiboliten meist Knickfalten und eine Runzelschieferung auftritt. Die fortschreitende Kompression und Stapelung äußert sich zudem im D_{K5} - Top-E-Transport, es entstehen σ -Klasten, Glimmerfische, asymmetrische Druckschatten. Jedoch deutet die grünschieferfazielle Überprägung der Gesteine auf einen gleichzeitigen Aufstieg des Kristallins hin. Die permischen bis jurassischen K-Ar-Abkühlalter der Muskovite des KCC (251 - 204 Ma; Seidel et al. 1982) belegen eine Abkühlung der Gesteine auf $T < 400$ °C. Die Glimmeralter des KCC belegen eine Exhumierung in der Trias, dies könnte mit der Akkretion des VCC an das Orogen einhergehen. Zudem intrudierten während der Trias (223 ± 11 Ma) Granite in die Sedimentserien des VCC (Abb. 4.13g).

Im Zeitraum von 223 bis 184 ± 11 Ma wurde das VCC an den orogenen Keil akkretioniert. Die D_{V1} - D_{V3} -Deformationen des **Vai-Kristallins** resultieren ebenfalls aus einer NW-SE-Konvergenz mit Top-NW-Transport (Minerallinear und asymmetrischen Gefüge im Orthogneis). Die Überprägung ist durch das Staurolith- und Granat-Wachstum in den Glimmerschiefern sowie der Rekristallisation der Plagioklase im Orthogneis belegt (Abb. 4.13h). Diese fortschreitende Konvergenz ist ebenfalls durch einen Anstieg des Metamorphosegrades dokumentiert. Auch hier ist das P-T-Maximum in D_{V3} erreicht. Während eines Kompressionsregimes bildet sich eine weitere Schieferung, da die Biotite jedoch Knickbandbildung aufweisen, muss ein gleichzeitiger Aufstieg der Gesteine erfolgt sein. Weiteres Indiz für den Aufstieg bilden retrograde Top-N-Scherzonen (D_{V5}). Das Zirkon-Spaltspurenalter des Orthogneises von 184 ± 11 Ma ist ein weiterer Beleg für den schnellen Aufstieg der Gesteine (Abb. 4.13i). Die Exhumierung wird durch eine Umkehr der Transport-Richtung verursacht und das äußerste Kristallin, hier das VCC, zuerst vom Orogen entkoppelt.

Weitere Anzeichen für eine Umkehr der Transportrichtung gibt der bis heute anhaltende Top-S-Transport der Mikrokontinente in der Ägäis seit der Oberkreide sowie das Auftreten von Riftbasalten und Ophiolithkomplexen in den heute nördlicher gelegenen Mikrokontinenten. Seit dem Jura wird für die Parcon-Einheit eine nordwärts einfallende Subduktionszone angenommen (Robertson 2002). Dies geht mit einer Änderung von einem Kompressions- zu einem Extensionsregime einher. Auf Grund der fortschreitenden Dehnung steigen schließlich auch das CCC, MCC und KCC vor ~ 150 Ma (Zirkon-Spaltspurenalter) auf. Die Altkristalline scheinen hierbei als Einheit zu fungieren, da keine jüngeren Sediment- oder Ophiolithrelikte im Kontaktbereich zwischen KCC und MCC auftreten.

4. Diskussion

Der Kontakt zwischen der Phyllit-Quarzit-Serie (PQS) und Altkristallin resultiert aus der alpidischen Subduktion. Als Liefergebiet der karbonischen bis triassischen Gesteine der PQS müssen ein oder mehrere weitere Kristallinkomplexe gedient haben, da die detritischen Zirkone der Sedimente devonische bis karbonische Spaltspurenalter besitzen und somit unbeeinflusst von der karbonisch bis triassischen Orogenese blieben. Das Liefergebiet kann zum einen der Arabisch-Nubische-Schild sein oder ein weiterer, heute abgetragener oder nicht aufgeschlossener Kristallinkomplex (siehe Abb. 4.13). Eine alternative Position des Terranes wäre zwischen Gondwana und dem kretischen Altkristallin gelegen. Dieses äußere (nördlichere) Terrane sollte deutlich ältere, mindestens devonische Zirkon-Spaltspurenalter besitzen, denn die Kalkphyllit/Marmor-Wechselfolge wurde bereits im Karbon sedimentiert.

5. Ausblick

Im Rahmen der durchgeführten Untersuchungen gelang eine neue Gliederung des kretischen Altkristallins in vier Kristallinkomplexe. Zudem konnte basierend auf den U-Pb-Zirkon- und Spaltspurenaltern gezeigt werden, dass der Kontakt zwischen dem Altkristallin und den überlagernden *Chamezí-Schichten* tektonisch sein muss. Darüber hinaus zeigte sich, dass das Altkristallin eine ähnliche prävariszische Entwicklung wie das MM, das KyK und die Elat-Sandsteine erfuhren. Des Weiteren zeigen alle Kristallinkomplexe non-koaxiale Deformation, resultierend aus einem Top-N-Transport.

Wie die Ergebnisse und die Diskussion zeigen, konnten einige Probleme jedoch nicht geklärt werden. Unklar bleiben:

- die exakte Ausbreitung der Kristalline;
- die genaue Position des VCC innerhalb des Altkristallins;
- das exakte Alter der variszischen Metamorphose des CCC und VCC;
- die prävariszische Metamorphose bzw. das Alter der D_1 bis D_3 -Deformation des MCC, CCC und KCC;
- das Sedimentationsalter der Paragesteine der Kristallinkomplexe;
- die präalpidischen PT-Bedingungen des VCC, KCC und MCC, da nicht auszuschließen ist, dass die von Franz (1992) ermittelten PT-Bedingungen des Myrsini-Kristallins s. l. eine Mischung aus PT-Daten des MCC und KCC darstellen;
- das Eduktalter der Amphibolite;
- das Metamorphosealter der Kristallin-Gerölle in den übrigen Schichtgliedern der PQS.

Zur Beantwortung dieser Fragen sollten die folgenden Untersuchungen durchgeführt werden:

- Phengit-Barometrie an Phengiten des MCC;
- detailliertere Probennahme und Kartierung im Kontaktbereich MCC/KCC;
- U-Pb-Datierungen von Paragneisen zur genaueren Eingrenzung und Bestimmung der Liefergebiete;
- Altersbestimmung der Granatkerne zur Klärung des Alters einer möglichen prävariszischen Orogenese.

6. Literaturverzeichnis

- ABDELSALAM, M.G. ; LIÉGEOIS, J.P. ; STERN, R.J.: The Saharan Metacraton. In: *Journal of African Earth Sciences* 34 (2002), S. 119–136
- ALTHERR, R. ; KREUZER, H. ; WENDT, I. ; LENZ, H. ; WAGNER, G.H. ; KELLER, J. ; HARRE, W. ; HÖHNDORF, A.: A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). In: *Geologisches Jahrbuch* E23 (1982), S. 97–164
- ALTHERR, R. ; SCHLIESTEDT, M. ; OKRUSCH, M. ; SEIDEL, E. ; KREUZER, H. ; HARRE, W. ; LENZ, H. ; WENDT, I. ; WAGNER, G.A.: Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 70 (1979), S. 245–255
- ANDRIESEN, P.A.M. ; BANGA, G. ; HEBEDA, E.H.: Isotopic age study of pre-alpine rocks in the basal unit on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. In: *Geologie en Mijnbouw* 66 (1987), S. 3–14
- ATHERTON, M.P.: The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 18 (1968), S. 347–371
- AVIGAD, D. ; KOLODNER, K. ; MCWILLIAMS, M. ; PERSING, H. ; WEISSBROD, T.: Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating. In: *Geology* 31 (2003), Nr. 3, S. 227–230
- AYALON, A. ; STEINITZ, G. ; STARINSKY, A.: K-Ar and Rb-Sr whole rock ages reset during Pan-African event in the Sinai Peninsula (Ataqua Area). In: *Precambrian Research* 37 (1987), S. 191–197
- BAILEY, J.E. ; HIRSCH, P.B.: The recrystallization process in some polycrystalline metals. In: *Proceedings of the Royal Society of London* A267 (1962), S. 11–30
- BALAN, E. ; NEUVILLE, D.R. ; TROCELLIER, E. ; MULLER, J.P. ; CALAS, G.: Metamictization and chemical durability of detrital zircon. In: *American Mineralogist* 86 (2001), S. 1025–1033
- BARTHELMES, S.: *Strukturgeologische Untersuchungen in der Phyllit-Quarzit-Serie im Gebiet nordwestlich von Skopi (Ostkreta)*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2003
- BARTHELMES, S. ; BORSANYI, B. ; KOWALCZYK, G. ; ZULAUF, G.: Structural evolution, kinematics and strain of the Phyllite-Quarzite unit on top of the pre-Alpine basement of eastern Crete (Greece). In: *Z. dt. geol. Ges.* 154 (2003), Nr. 4, S. 519–536
- BAUD, A. ; MARCOUX, J. ; GIRAUD, R. ; RICOU, L.E. ; GAETANI, M.: Late Murghabian (266–264 Ma). In: DECOURT, J. ; RICOU, L.E. ; VRIELYNCK, B. (Hrsg.): *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps*. Paris : Gauthier-Villars, 1993, S. 9–21
- BEAU, N.: *Ostkreta*, Goethe Universität, Diploma thesis, in prep.

6. Literaturverzeichnis

- BENISEK, A. ; FINGER, F.: Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 144 (1993), S. 441–451
- BERTRAND, J.M. ; MERIEM, D. ; LAPIQUE, F. ; MICHARD, A. ; DAUTEL, D. ; GRAVELLE, M.: Nouvelles données radiométriques sur l'âge de la tectonique Pan-Africaine dans le rameau oriental de la chaîne Pharusienne (région de Tingaouine, Hoggar, Algérie). In: *C. R. Acad. Sci. Paris* 302 (1986), S. 437–440
- BEYTH, M. ; HEIMANN, A.: The youngest igneous event in the crystalline basement of the Arabian-Nubian shield, Timna igneous complexe. In: *Isr. Journal Earth Science* 48 (1999), S. 113–120
- BLACK, L.P.: Recent Pb loss in zircon: A natural or laboratory-induced phenomenon? In: *Chemical Geology* 65 (1987), S. 25–33
- BLACK, R. ; LATOUCHE, L. ; LIÉGEOIS, J.P. ; CABY, R. ; BERTRAND, J.M.: Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (Central Sahara). In: *Geology* 22 (1994), S. 641–644
- BOJAR, H. ; KARGL, S. ; UNZOG, W.: Phanerozoic tectonothermal history of the Arabian-Nubian shield in the Eastern Desert of Egypt: evidence from fission track and paleostress data. In: *Journal of African Earth Sciences* 34 (2002), S. 191–202
- BOLTE, R.: *Sedimentologische Untersuchungen in den Kalavros-Schichten (Plattenkalk-Flysch) Ost-Kretas, Griechenland. In Gebieten um Kalavros und Mochlos*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2003
- BONNEAU, M.: Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: DIXON, J.E. ; ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): *The geological evolution of the Eastern Mediterranean* Bd. 17. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1984, S. 517–527
- BORSÁNYI, B.: *Strukturgeologische Untersuchungen in der Phyllit-Quarzit-Serie im Gebiet NW Chamezi (Ostkreta)*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2003
- BOZKURT, E. ; OBERHÄNSLI, R.: Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis. In: *Int. J. Earth Sciences* 89 (2001), S. 679–708
- BRIX, M.R. ; STÖCKHERT, E. ; THEYE, T. ; THOMSON, S.N. ; KÜSTER, M.: Thermobarometric data from a fossil zircon partial annealing zone in high pressure-low temperature rocks of eastern and central Crete, Greece. In: *Tectonophysics* 349 (2002), S. 309–326
- BURKHARD, M.: Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. In: *Journal of Structural Geology* 15 (1993), S. 351–368
- CAHEN, N.J. ; DELHAL, T. ; VAIL, J.R.: *The geochronology and evolution of Africa*. London : Oxford Science, 1984
- CAMPBELL, H.K. ; CRADDOCK, J.P. ; KLEIN, T.H.: Calcite twinning constraints on alpine nappe emplacement, hellenic arc, Crete, Greece. In: *GSA Annual Meeting (November 2-5, 2003)*. Seattle, 2003, S. 1
- CHAPPELL, B.W. ; WHITE, A.J.R.: Two contrasting granite types. In: *Pacif. Geol.* 8 (1974), S. 173–174

- CHEILLETZ, A. ; BERTRAND, J.M. ; CHAROY, B. ; MOULAHOU, O. ; BOUABSA, L. ; FARRAR, E. ; ZIMMERMANN, J.L. ; DAUTEL, D. ; ARCHIBALD, D.A. ; BOULLIER, A.M.: Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des complexes granitiques pan-africains de la région de Tamanrasset (Algérie): relation avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. In: *Bull. Soc. Géol. Fr.* 163 (1992), S. 733–750
- CHEN, F. ; SIEBEL, W. ; SATIR, M.: Zircon U-Pb and Pb-isotope fractionation during stepwise HF acid leaching and geochronological implications. In: *Chemical Geology* (2002)
- CHEN, F. ; SIEBEL, W. ; SATIR, M. ; TERZIOGLU, M.N.: Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. In: *Int. J. Earth Sciences* 91 (2002), S. 469–481
- CHERNIAK, D.J.: Pb diffusion in rutile. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 139 (2000), S. 198–207
- CHERNIAK, D.J. ; HANCHAR, J.M. ; WATSON, E.B.: Diffusion of tetravalent cations in zircon. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 127 (1997), S. 383–390
- CHERNIAK, D.J. ; HANCHAR, J.M. ; WATSON, E.B.: Rare-earth diffusion in zircon. In: *Chemical Geology* 134 (1997), S. 289–301
- CHERNIAK, D.J. ; WATSON, E.B.: Pb diffusion in zircon. In: *Chemical Geology* 172 (2000), S. 5–24
- CORFU, F.: Extraction of Pb with artificially too-old ages during stepwise dissolution experiments on Archean zircon. In: *Lithos* 53 (2000), S. 279–291
- CREUTZBURG, N. ; SEIDEL, E.: Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta. In: *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 149 (1975), S. 363–383
- DAVY, P. ; GILLET, P.: The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. In: *Tectonics* 5 (1986), S. 913–929
- DODSON, M.H.: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 40 (1973), S. 259–274
- DORNSIEPEN, U.F. ; MANUTSOGLU, E.: Zur Gliederung der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. In: *Z. dt. geol. Ges.* 145 (1994), S. 286–304
- DORNSIEPEN, U.F. ; MANUTSOGLU, E. ; MERTMANN, D.: Permian-Triassic palaeogeography of the external Hellenides. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172 (2001), Nr. 3-4, S. 327–338
- DÖRR, W. ; BELKA, Z. ; MARHEINE, D. ; SCHASTOK, J. ; VALVERDE-VAQUERO, P. ; WISZNIEWSKA, J.: U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury complex, NE Poland. In: *Precambrian Research* 119 (2002), S. 101–120
- DÖRR, W. ; ZULAUF, G. ; FIALA, J. ; FRANKE, W. ; VEJNAR, Z.: Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit - a correlation of U-Pb isotopic-dilution - TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). In: *Tectonophysics* 352 (2002), S. 65–85
- DRURY, M.R. ; HUMPHREYS, F.J. ; WHITE, S.H.: Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanism at high temperatures. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 40 (1985), S. 208–222

6. Literaturverzeichnis

- ELINGTON, B.M. ; HARMER, R.E.: *Geodate*. 1991
- ENGEL, M. ; REISCHMANN, T.: Single zircon geochronology of orthogneisses from Paros, Greece. In: *Bull. Geol. Soc. Greece* 32 (1998), Nr. 3, S. 91–99
- FASSOULAS, C.: The structural evolution of central Crete: insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). In: *Geodynamics* 27 (1999), S. 23–45
- FASSOULAS, C. ; KILIAS, A. ; MOUNTRAKIS, D.: Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/ low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. In: *Tectonics* 13 (1994), Nr. 1, S. 127–138
- FELDHOFF, R.A. ; LÜCKE, A. ; RICHTER, J.K.: Über die Diagenese-/Metamorphosebedingungen der Pindos- und Tripolitza-Serie auf der Insel Kreta (Griechenland). In: *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1 (1990), Nr. H. 11, S. 1611–1622
- FERNÁNDES-SUÁREZ, J. ; GARCÍA, F.D. ; JEFFRIES, T.E. ; ARENAS, R. ; ABATI, J.: Constraints on the provenance of the uppermost allochthonous terrane of the NW Iberian Massif: inferences from detrital zircon U-Pb ages. In: *Terra Nova* 15 (2003), Nr. 3, S. 138–144
- FERNÁNDES-SUÁREZ, J. ; GUTIÉRREZ-ALONSO, G. ; JEFFRIES, T.E.: The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. In: *Earth and Planetary Science Letters* 204 (2002), S. 75–88
- FINCH, R.J. ; HANCHAR, J.M. ; HOSKIN, P.W.O. ; BURNS, P.C.: Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A single-crystal X-ray study of xenotime substitution. In: *American Mineralogist* 86 (2001), S. 681–689
- FINGER, F. ; BENISEK, A. ; BROSKA, I. ; FRIEDL, G. ; HAUNSCHMID, B. ; SCHERMAIER, A. ; SCHINDLMAYR, Aa. ; SCHITTER, F. ; STEYRER, H.P.: Altersdatieren von Monaziten mit der Elektronenmikrosonde - eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften. In: AMANN, G. ; HANDLER, R. ; KUNZ, W. ; STEYRER, H.P. (Hrsg.): *Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie 10.-15.05.1996*. Salzburg, 1996, S. 1
- FINGER, F. ; HELMY, H.M.: Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, southern Eastern Desert, Egypt. In: *Mineralogy and Petrology* 62 (1998), S. 269–289
- FINGER, F. ; KRENN, E. ; RIEGLER, G. ; ROMANO, S. ; ZULAUF, G.: Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe. In: *Terra Nova* 14 (2002), S. 233–240
- FRANZ, L.: *Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): Eine geologische, geochemische und petrologische Bestandsaufnahme*. Stuttgart : Ferdinand Enke Verlag, 1992
- FYTROLAKIS, N.: Die Entwicklung gewisser orogener Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). In: *Bull. Geol. Soc. Greece* 9 (1972), S. 81–100
- FYTROLAKIS, N.: *Der geologische Bau von Kreta. Probleme, Beobachtungen und Ergebnisse*, Techn. Univ. Athens, Habil. Thesis, 1980

- GEISLER, T. ; PIDGEON, R.T. ; BRONSWIJK, W. van ; KURTZ, R.: Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions. In: *Chemical Geology* 191 (2002), S. 141–154
- GEISLER, T. ; RASHWAN, A.A. ; RAHN, M.K. ; POLLER, U. ; ZWINGMANN, H. ; PIDGEON, R.T. ; SCHLEICHER, H. ; TOMASCHEK, F.: Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. In: *Mineralogical Magazine* 67 (2003), Nr. 3, S. 485–508
- GEISLER, T. ; SCHLEICHER, H.: Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon. In: *Chemical Geology* 163 (2000), S. 269–285
- GEISLER, T. ; ULONSKA, M. ; SCHLEICHER, H. ; PIDGEON, R.T. ; BRONSWIJK, W. van: Leaching and differential recrystallisation of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 141 (2001), S. 53–65
- GLEADOW, A.J.W. ; DUDDY, I.R.: A natural long-term track annealing experiment for apatite. In: *Nuclear Tracks* 5 (1981), S. 169–174
- GOLDICH, S.S. ; MUDREY, M.G.: Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. In: TUGARINOV, A.I. (Hrsg.): *Contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry*. Moscow Nauka Publ. Office : Vinogradov, A.I., 1972, S. 415–418
- GREEN, P.F. ; DUDDY, I.R. ; LASLETT, G.M. ; HEGARTY, K.A. ; GLEADOW, A.J.W. ; LOVERING, J.F.: Thermal annealing of fission track in apatite: 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological time scales. In: *Chemical Geology* 79 (1989), S. 155–182
- GÜRSU, S. ; GÖNCÜOĞLU, M.C. ; BAYHAN, H.: Geology and geochemistry of the pre-early cambrian rocks in the Sandikli area: Implications for the pan-African evolution of NW Gondwanaland. In: *Gondwana Research* 7 (2004), Nr. 4, S. 923–935
- GUILLOPÉ, M. ; POIRIER, J.P.: Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. In: *Journal Geophysical Research* 84 (1979), S. 5557–5567
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. ; FERNÁNDES-SUÁREZ, J. ; JEFFRIES, T.E. ; JENNER, G.A. ; TUBRETT, M.N. ; COX, R. ; JACKSON, S.E.: Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. In: *Tectonophysics* (2003), S. in press
- HALPERN, M. ; TRISTAN, N.: Geochronology of the Arabian-Nubian Shield in the southern Israel and eastern Sinai. In: *J. of Geol.* 89 (1981), S. 639–648
- HANCHAR, J.M. ; FINCH, R.J. ; HOSKIN, P.W.O. ; WATSON, E.B. ; CHERNIAK, D.J. ; MARIANO, A.N.: Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare earth element and phosphorus doping. In: *American Mineralogist* 86 (2001), S. 667–680
- HANCHAR, J.M. ; MILLER, C.F.: Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal history. In: *Chemical Geology* 110 (1993), Nr. 1/3, S. 1–13
- HANSEN, B.T. ; FRIDERICHSEN, J.D.: The influence of recent lead loss on the interpretation of disturbed U-Pb systems in zircons from igneous rocks in East Greenland. In: *Lithos* 3 (1989), S. 209–223

6. Literaturverzeichnis

- HAUDE, G.: *Geologie der Phyllit-Einheit im Gebiet um Palekastro (Nordost-Kreta, Griechenland)*, Technische Universität, PhD, 1989
- HEAMAN, L.M. ; PARRISH, R.R.: U-Pb geochronology of accessory minerals. In: HEAMAN, L. ; LUDDEN, N. (Hrsg.): *Applications of radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology* Bd. 19. Toronto : Mineral association of Canada, 1991, S. 59–102
- HEIJL, E. ; RIEDL, H. ; WEINGARTNER, H.: Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece). In: *Tectonophysics* (2002)
- HEINRICH, W. ; ANDREHS, G. ; FRANZ, G.: Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration. In: *J. metamorphic Geol.* 15 (1997), S. 3–16
- HENJES-KUNST, F. ; KREUZER, H.: Isotopic dating of pre-Alpidic rocks from the island of Ios (Cyclades Greece). In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 80 (1982), S. 245–253
- HETZEL, R. ; REISCHMANN, T.: Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. In: *Geological Magazine* 133 (1996), S. 565–572
- HETZEL, R. ; ROMER, R.L. ; CANDAN, O. ; PASSCHIER, C.W.: Geology of the Bozdag area, central Menders massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. In: *Geol. Rundschau* 87 (1998), S. 394–406
- HOBBS, B.E.: Recrystallization of single crystals of quartz. In: *Tectonophysics* 6 (1968), S. 353–401
- HOLLISTER, L.S.: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. In: *Science* 154 (1966), S. 1647–1651
- HOSKIN, P.W.O. ; BLACK, L.P.: Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallisation of protholith igneous zircon. In: *Journal of Metamorphic Geology* 18 (2000), S. 423–439
- HOSKIN, P.W.O. ; IRELAND, T.R.: Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. In: *Geology* 28 (2000), Nr. 7, S. 627–630
- IRELAND, T.R.: Crustal evolution of New Zealand: Evidence from age distributions of detrial zircons in Western Province parageneses and Torlesse greywacke. In: *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 (1992), S. 911–920
- JACOBESHAGEN, V.: *Geologie von Griechenland*. Berlin : Gebrüder Bornträger, 1986
- JAFFEY, A.H. ; FLYNN, K.F. ; GLENDENIN, L.E. ; BENTLEY, W.C. ; ESSLING, A.M.: Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . In: *Phys. Rev. Ser. C4* (1971), S. 1889–1906
- JARRAR, G. ; STERN, R.J. ; SAFFARINI, G. ; AL-ZUBI, H.: Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen. In: *Precambrian Research* 123 (2003), S. 295–319
- JOLIVET, L. ; DANIEL, J.M. ; TRUFFERT-LUXEY, C. ; GOFFÉ, B.: Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in back-arc regions. In: *Lithos* 33 (1994), Nr. 1/2, S. 3–30

- JOLIVET, L. ; GOFFÉ, B. ; MONIÉ, P. ; TRUFFERT-LUXEY, C. ; PATRIAT, M. ; BONNEAU, M.: Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. In: *Tectonics* 15 (1996), Nr. 6, S. 1129–1153
- JOSEPHANS, C.: *Strukturgeologische Untersuchungen in der Phyllit-Quarzit-Serie im Gebiet zwischen Sfaka und Myrsini (Ostkreta)*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2005
- KARABINOS, P.: Polymetamorphic garnet zoning from southeastern Vermont. In: *American Journal of Science* 284 (1984), S. 1008–1025
- KEAY, S. ; LISTER, G.S.: African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece. In: *Geology* 30 (2002), Nr. 3, S. 235–238
- KEAY, S. ; LISTER, G.S. ; BUICK, I.: The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. In: *Tectonophysics* 342 (2001), S. 275–312
- KEPPIE, J.D. ; DOSTAL, J. ; ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. ; LOPEZ, R.: A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. In: *Precambrian Research* 112 (2001), S. 165–181
- KILIAS, A. ; FASSOULAS, C. ; MOUNTRAKIS, D.: Tertiary extension of continental crust and exhumation of Psiloritis 'metamorphic core complex' in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece). In: *Geol. Rundschau* 83 (1994), S. 417–430
- KOPP, K.-O. ; OTT, E.: Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitza-Kalken Westkretas. In: *N. Jb. Geol. Paläont.* 1977 (1977), S. 217–238
- KORALAY, O.E. ; SATIR, M. ; DORA, O.Ö.: Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey. In: *Int. J. Earth Sciences* 89 (2001), S. 822–835
- KOZUR, H. ; KRAHL, J.: Erster Nachweis von Radiolarien im tethyalen Perm Europas. In: *N. Jb. Geol. Paläont.* 174 (1987), S. 357–372
- KRAHL, J. ; HERBART, H. ; KATZENBERGER, S.: Subdivision of the allochthonous Ophiolites-bearing formation upon the Pindos group, south-western part of central Crete, Greece. In: *H.E.A.T., proc.* Bd. 1. Athens, 1982, S. 324–342
- KRAHL, J. ; KAUFFMANN, G. ; KOZUR, H. ; RICHTER, D. ; FÖRSTER, O. ; HEINRITZI, F.: Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). In: *Geol. Rundschau* 72 (1983), Nr. 3, S. 1147–1166
- KRAHL, J. ; KAUFFMANN, G. ; RICHTER, D. ; KOZUR, H. ; MÖLLER, I. ; FÖRSTER, O. ; HEINRITZI, F. ; DORNSIEPEN, U.: Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland). In: *Z. dt. geol. Ges.* 137 (1986), S. 523–536
- KRENN, E. ; FINGER, F.: Zur Stabilität von Monaziten bei der Metamorphose. In: *Erlanger geol. Abh.* Sonderband 3 (2002), S. 54–55
- KRETZ, R.: Symbols for rock-forming minerals. In: *American Mineralogist* 68 (1983), Nr. 1-2, S. 277–279

6. Literaturverzeichnis

- KRÖNER, A.: The Mozambique belt of East Africa and Madagascar: Significance of zircon and Nb model ages for Rodinia and Gondwana supercontinent formation and dispersal. In: *South African Journal of Geology* 104 (2001), S. 151–166
- KRÖNER, A. ; SENGÖR, A.M.C.: Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating. In: *Geology* 18 (1990), Nr. 12, S. 1186–1190
- KROGH, T.E.: A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. In: *Geochim. Cosmochim. Acta* 46 (1973), S. 637–649
- KROGH, T.E.: Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. In: *Geochim. Cosmochim. Acta* 46 (1982), S. 637–649
- KRUHL, J. ; HUNTEMANN, T.: The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S. Italy). In: *Geologische Rundschau* 80 (1991), S. 289 – 302
- KRUMM, S.: An interactive Windows program for profile fitting and size/strain analysis. In: *Materials Science Forum* 228-231 (1996), S. 183–188
- KÜSTER, M. ; STÖCKHERT, B.: Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. In: *Lithos* 41 (1997), S. 151–167
- KUSKY, T.M. ; ABDELSALAM, M.G. ; STERN, R.J. ; TUCKER, R.D.: Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. In: *Precambrian Research* 123 (2003), S. 81–85
- LE MAITRE, R.W.: *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the Internat.* Oxford : Blackwell, 1989 (Subcommiss. on the Systematics of Igneous Rocks)
- LEE, J.K.W. ; WILLIAMS, I.S. ; ELLIS, D.J.: Pb, U and Th diffusion in natural zircon. In: *Nature* 390 (1997), S. 159–162
- LINDEMANN, U. ; ROMER, R.L. ; GEHMLICH, M. ; DROST, K.: Paläogeographie und Provenance des Saxothuringikums unter besonderer Beachtung der Geochronologie von prävariszischen Zirkonen und der Nd-Isotopie von Sedimenten. In: LINDEMANN, U. (Hrsg.): *Das Saxothuringikum: Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen* Bd. 48. Dresden : Geologica Saxonica, 2004, S. 121–132
- LÄMMERHIRT, A. ; HAUSMANN, R. ; THEYE, T. ; SEIDEL, E. ; STÖCKHERT, B.: Gerölle im Liegenden der Plattenkalkeinheit auf Kreta - Das Grundgebirge des im Oligozän/Miozän kollidierten Mikrokontinents. In: *ICDP/KTB-Kolloquium*. Ruhr-Universität Bochum : Wiss. Prog. und Abstr., 1998, S. 1
- LOOS, S. ; REISCHMANN, T.: The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. In: *J. of the Geol. Soc.* 156 (1999), S. 1021–1030
- LUDWIG, K.R.: Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. In: *Earth and Planetary Science Letters* 46 (1980), S. 212–220
- LUDWIG, K.R.: *PBDAT version 1.23*. 1991
- LUDWIG, K.R.: *Spec. Pub.*. Bd. 1a: *Users manual for Isoplot/EX, version 2.A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. 4fdgdf, 1999

- MAINPRICE, D. ; BOUCHEZ, J.-L. ; BLUMENFELD, P. ; TUBIÁ, J.M.: Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. In: *Geology* 14 (1986), S. 819–822
- MARCOUX, J. ; BAUD, A. ; RICOU, L.E. ; GAETANI, M. ; KRYSZYN, L. ; BELLION, Y. ; GUIRAUD, R. ; BESSE, J. ; GALLET, Y. ; JAILLARD, E. ; MOREAU, C. ; THEVENIAUL, H.: Late Norian (212-214 Ma). In: DECOURT, J. ; RICOU, L.E. ; VRIELYNCK, B. (Hrsg.): *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps*. Paris : Gauthier-Villars, 1993, S. 35–43
- MARCOUX, J. ; BAUD, A. ; RICOU, L.E. ; GAETANI, M. ; KRYSZYN, L. ; BELLION, Y. ; GUIRAUD, R. ; MOREAU, C. ; BESSE, J. ; GALLET, Y. ; JAILLARD, E. ; THEVENIAUL, H.: Late Anisian (237-234 Ma). In: DECOURT, J. ; RICOU, L.E. ; VRIELYNCK, B. (Hrsg.): *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps*. Paris : Gauthier-Villars, 1993, S. 21–34
- MARTIGNOLE, J. ; NANTEL, S.: Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville province, Quebec. In: *Canad. Mineral.* 20 (1982), S. 307–318
- MASSONNE, H.-J. ; SCHREYER, W.: High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . In: *Neues Jahrbuch Miner. Abh.* 153 (1986), S. 177–215
- MASSONNE, H.-J. ; SCHREYER, W.: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 96 (1987), S. 212–224
- MASSONNE, H.-J. ; SZPURKA, Z.: Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . In: *Lithos* 41 (1997), S. 229–250
- MATTINSON, J.M.: Analysis of zircon by multi-step partial dissolutions: the good, the bad, and the ugly. In: *GAC/MAC Annual Meeting Bd. Abstract Volume*. Ottawa : Geological Association of Canada, 1997, S. A98
- MATTINSON, J.M. ; GRAUBARD, C.M. ; PARKINSON, D.L. ; MCCLELLAND, W.C.: U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-micron transport of Pb. In: *Am. Geophys. Union Monogr.* 95 (1996), S. 355–370
- MEERT, J.G. ; VOO, S. van der: Paleomagnetic and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of the Sinyai Dolerite, Kenya: implications for Gondwana assembly. In: *J. Geol.* 104 (1996), S. 131–142
- MEULENKAMP, J.E. ; WORTEL, M.J.R. ; WAMEL, W.A. van ; SPAKMAN, W. ; HOODGER-DUYN STRATING, E.: On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. In: *Tectonophysics* 146 (1988), S. 203–215
- MEULENKAMP, J.E. ; ZWAAN, G.J. van der ; WAMEL, W.A. van: On Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. In: *Tectonophysics* 234 (1994), S. 53–72
- MEZGER, K. ; HANSON, G.N. ; BOHLEN, S. R.: High precision U-Pb ages of metamorphic rutile: applications to the cooling history of high-grade terranes. In: *Earth and Planetary Science Letters* 96 (1989), S. 106–118
- MEZGER, K. ; KROOGSTAD, E.J.: Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. In: *J. metamorphic Geol.* 15 (1997), S. 127–140

6. Literaturverzeichnis

- MIYASHIRO, A. ; SHIDO, F.: Progressive compositional change of garnet in metapelite. In: *Lithos* 6 (1973), S. 13–20
- MÖLLER, A. ; O'BRIEN, P.J. ; KENNEDY, A. ; KÖRNER, A.: Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constrains for Pb diffusion in zircon. In: *J. metamorphic Geol.* 727-740 (2002)
- MOGHAZI, A.M.: Magma source and evolution of the late Neoproterozoic granitoids in the Gabal El Urf area, Eastern Desert, Egypt: geochemical and Sr-Nd isotopic constrains. In: *Geological Magazine* 136 (1999), S. 285–300
- MONOD, O. ; OKAY, A.I. ; MALUSKI, H. ; MONIÉ, P. ; AKKÖK, R.: Schistes blues du Trias supérieur en Turquie du NW: comment s'est fermée la Palaeo-tethys? In: PARIS, edit (Hrsg.): *Proceedings of the 16th Réunion des Sciences de la Terre, 10-12 Avril.* Orléans : Société Géologique de France, 1996, S. 43
- MONTEL, J.M. ; FORET, S. ; VESCHAMBRE, M. ; NICOLLET, Ch. ; PROVOST, A.: A fast, reliable, inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. In: *Chemical Geology* 131 (1996), S. 37–53
- MURPHY, J.B. ; NANCE, R.D.: Sm-Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. In: *Earth-Science Reviews* 59 (2002), S. 77–100
- MURPHY, J.B. ; PISARESKY, S.A. ; NANCE, R.D. ; KEPPIE, J.D.: Neoproterozoic- Early Paleozoic configuration of Peri-Gondwana terranes: Implications for Laurentia-Gondwana connections. In: *Int. J. Earth Sciences* in press (2004), S. in press
- NAESER, C.W. ; FAUL, H.: Fission track annealing in apatite and sphene. In: *Journal of Geophysical Research* 74/2 (1969), S. 705–712
- NANCE, R.D. ; MURPHY, J.B.: Contrasting basement signatures and the palinspastic restoration of peripheral restoration of peripheral orogens: an example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. In: *Geology* 22 (1994), S. 617–620
- NASDALA, L. ; LENGAUER, L. ; HANCHAR, J.M. ; KRONZ, A. ; WIRTH, R. ; BLANC, P. ; KENNEDY, A.K. ; SEYDOUX-GUILLAUME, A.M.: Annealing radiation damage and recovery of cathodoluminescence. In: *Chemical Geology* 191 (2002), S. 121–140
- NICOLAS, A. ; POIRIER, A.: *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks.* London, New York, Sydney, Toronto : John Wiley and Sons, 1976
- OKAY, A.I.: Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: BOZKURT, E. ; WINCHESTER, J.A. ; PIPER, D.J.W. (Hrsg.): *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* Bd. 173. London : The Geological Society, 2000, S. 25–42
- OKAY, A.I. ; SATIR, M. ; TÜYSÜZ, O. ; AKYÜZ, S. ; CHEN, F.: The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. In: *Int. J. Earth Sciences* 90 (2001), S. 217–233
- OLIMPIO, J.C. ; ANDERSON, D.E.: The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. In: *American Mineralogist* 63 (1978), S. 677–689

- PAN, Y.: Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. In: *The Canadian Mineralogist* 35 (1997), S. 105–118
- PARRISH, R.R.: U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. In: *Can. J. Earth. Sci.* 27 (1990), S. 1431–1450
- PASSCHIER, C.W. ; TROUW, R.A.J.: *Microtectonics*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer, 1996
- PE-PIPER, G.: The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. In: *Geological Magazine* 135 (1998), Nr. 3, S. 331–348
- PEARCE, J.A.: Source and settings of granitic rocks. In: *Episodes* 19 (1996), S. 120–125
- PEARCE, J.A. ; HARRIS, N.B.W. ; TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. In: *Journal of Petrology* 25 (1984), S. 956–983
- PEUCAT, J.J. ; DRARENI, A. ; LATOUCHE, L. ; DELOULE, E. ; VIDAL, P.: U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. In: *Journal of African Earth Sciences* 37 (2003), S. 229–239
- PIDGEON, R.T. ; NEMCHIN, A.A. ; HITCHEN, G.J.: Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 132 (1998), S. 288–299
- PUPIN, J.P.: Zircon and Granit Petrology. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 73 (1980), S. 207–220
- PUPIN, J.P. ; TURCO, G.: Une typologie originale du zircon accessoire. In: *Bull. de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie* 95 (1972), S. 348–359
- RAMSAY, J.G. ; HUBER, M.I.: *The techniques of Modern Structural Geology: Folds and fractures*. Bd. 2. New York : Academic Press, 1987
- RAUMER, J.F. von ; STAMPFLI, G. ; BUSSY, F.: Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. In: *Tectonophysics* 365 (2003), Nr. 1-4, S. 7–22
- REISCHMANN, T.: Pre-alpine origin of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece, identified by single zircon Pb/Pb dating. In: *Bull. Geol. Soc. Greece* 32 (1998), Nr. 3, S. 101–111
- REISCHMANN, T. ; KRÖNER, A. ; TODT, W. ; DÜRR, S.: Episodes of crustal growth in the Menders Massif, W. Turkey, inferred from zircon dating. In: *Terra Abstracts* 3 (1991), S. 34
- RING, U. ; BUCHWALDT, R. ; GESSNER, K.: Pb/Pb dating of garnet from the Anatolide belt in western Turkey: Regional implications and speculations on the role Anatolia played during the amalgamation of Gondwana. In: *Z. dt. geol. Ges.* 154 (2004), Nr. 4, S. 537–556
- RING, U. ; GESSNER, K. ; GÜNGÖR, T. ; PASSCHIER, C.W.: The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean - do they really correlate? In: *J. of the Geol. Soc.* 156 (1999), S. 3–6
- RING, U. ; LAYER, P.W. ; REISCHMANN, T.: Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: Evidence for large-magnitude displacement on the Cretan detachment. In: *Geology* 29 (2001), S. 395–398

6. Literaturverzeichnis

- RING, U. ; REISCHMANN, T.: The weak and superfast Cretan detachment, Greece: exhumation at subduction rates in extruding wedges. In: *Journal of the Geological Society* 159 (2002), S. 225–228
- RING, U. ; THOMSON, S.N. ; BRÖCKER, M.: Fast extension but little exhumation: the Vari detachment in the Cyclades, Greece. In: *Geological Magazine* 140 (2003), Nr. 3, S. 245–252
- RIZVANOVA, N.G. ; LEVCHENKOV, O.A. ; BELOUS, A.E. ; MASLENIKOV, A.V. ; KOMAROV, A.N. ; MAKEEV, A.F. ; LEVSKIY, L.K.: Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 139 (2000), S. 101–114
- ROBERTSON, A.H.F.: Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. In: *Lithos* 65 (2002), S. 1–67
- ROBERTSON, A.H.F. ; DIXON, J.E.: Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: DIXON, J.E. ; ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* Bd. 17. London : Geol. Soc., 1984, S. 1–74
- ROBERTSON, A.H.F. ; DIXON, J.E. ; BROWN, S. ; COLLINS, A.S. ; PICKETT, E.A. ; SCHARP, I. ; USTAÖMER, T.: Alternativ tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: MORRIS, A. ; TARLING, D.H. (Hrsg.): *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean region* Bd. 105. Belfast : Geol. Soc. Lond. Spec. Publs., 1996, S. 239–263
- ROBERTSON, A.H.F. ; PICKETT, E.A.: Palaeozoic-Early Tertiary Tethyan evolution of mélanges, rift and passive margin units in the Karaburun Peninsula (western Turkey) and Chios Island (Greece). In: BOZKURT, E. ; WINCHESTER, J.A. ; PIPER, D.J.W. (Hrsg.): *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* Bd. 173. London : The Geological Society, 2000, S. 43–82
- ROBINSON, P.: The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. In: *American Mineralogist* 76 (1991), S. 1781–1810
- ROLLINSON, H.: *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York : John Wiley & Sons, 1993 (Longman Scientific & Technical)
- ROMANO, S.: *Geologische Untersuchungen im Bereich der Phyllit-Quarzit-Serie zwischen Kalavros und Messa Moulianá (Ostkreta) unter besonderer Berücksichtigung der Geochronologie des Altkristallins*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2000
- SANNEMANN, W. ; SEIDEL, E.: Die Trias-Schichten von Rawducha/ NW-Kreta. Ihre Stellung im kretischen Deckenbau. In: *N. Jb. Geol. Paläont.* 1976 (1976), S. 221–228
- SCHWANZ, S.: *Geologische Untersuchungen und quantitative Verformungsanalyse im Gebiet zwischen Chamezi und Exo Moulianá*, Goethe Universität, Diploma thesis, 2000
- SEIDEL, E.: Lawsonite-bearing metasediments in the Phyllit-Quarzite serie of SW-Crete (Greece). In: *N. Jb. Miner.* 130 (1977), S. 134–144
- SEIDEL, E.: *Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas*, Univ. Braunschweig, Habil. Schr. Techn, 1978
- SEIDEL, E. ; KREUZER, H. ; HARRE, W.: A Late Oligocene/ Early Miocene High Pressure Belt in the External Hellenides. In: *Geol. Jb* E 23 (1982), S. 165–206

- SEIDEL, E. ; OKRUSCH, M. ; KREUZER, H. ; RASCHKA, H. ; HARRE, W.: Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 76 (1981), S. 351–361
- SENGÖR, A.M.C. ; YILMAZ, Y. ; SÜNGÜRLÜ, O.: Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: DIXON, J.E. ; ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Bd. 17. London : Geol. Soc. London, Spec. Publ, 1984, S. 77–112
- SILVER, L.T. ; DEUTSCH, S.: Uranium-lead isotopic variations in zircons: a case study. In: *J. of Geol.* 71 (1963), S. 721–758
- SOLARI, L.A. ; KEPPIE, J.D. ; ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. ; CAMERON, K.L. ; LOPEZ, R. ; HAMES, W.E.: 990 and 1100 Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. In: *Tectonophysics* 365 (2003), S. 257-282
- SOMMERAUER, J.: *Die chemisch-physikalische Stabilität natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb System*, Eidgenössische Technische Hochschule, PhD Dissertation, 1976
- SPEAR, F.S.: *Mineralogical Society of America Monograph Series*. Bd. 1: *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington : Mineralogical Society of America Monograph Series, 1993
- SPEAR, M.J. ; FLORENCE, F.P. ; MENARD, T.: A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. In: *Journal of Metamorphic Geology* 8 (1990), S. 683–696
- STACEY, J.S. ; HEDGE, C.E.: Geochronologic and isotopic evidence for early Proterozoic crust in the eastern Arabian shield. In: *Geology* 12 (1984), S. 310–313
- STACEY, J.S. ; KRAMERS, J.D.: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. In: *Earth and Planetary Science Letters* 26 (1975), S. 207–221
- STAMPFLI, G.: Tethyan oceans. In: BOZKURT, E. ; WINCHESTER, J.A. ; PIPER, D.J.W. (Hrsg.): *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* Bd. 173. London : The Geological Society, 2000, S. 1–24
- STAMPFLI, G. ; BOREL, G.: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. In: *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002), S. 17–33
- STAMPFLI, G. ; MOSAR, J. ; DE BONO, A. ; VAVASSIS, I.: Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys. In: *Bull. Geol. Soc. Greece* 32 (1998), Nr. 1, S. 113–120
- STÖCKHERT, B. ; WACHMANN, M. ; SCHWARZ, S.: Structural evolution and reology of high-pressure/low-temperature. In: *Bochumer geol. u. geotech. Arb.* 44 (1995), S. 235–242
- STERN, R.J.: Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. In: *Journal of African Earth Sciences* 34 (2002), S. 109–117
- STERN, R.J. ; DAWOUD, A.S.: Late Precambrian (740 Ma) charnockite, enderbite, and granite from Jebel Moya, Sudan: a link between the Mosambique Belt and the Arabian-Nubian Shield? In: *J. Geol.* 99 (1991), S. 648–659

6. Literaturverzeichnis

- STIPP, M. ; STÜNITZ, H. ; HEILBRONNER, R. ; SCHMID, S.M.: The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. In: *Journal of Structural Geology* 24 (2002), S. 1861–1884
- TAGAMI, T. ; DUMITRU, T.: Provenance and thermal history of the Franciscan accretionary complex: Constraints from zircon fission track thermochronology. In: *Journal of Geophysical Research* 101 (1996), Nr. B5, S. 11353–11364
- TEN VEEN, J.H. ; POSTMA, G.: Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece). In: *Basin Research* 11 (1999), S. 223–241
- TEN VEEN, J.H. ; POSTMA, G.: Roll-back controlled vertical movements of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece). In: *Basin Research* 11 (1999), S. 243–266
- TEIXIERA, W. ; TASSINARI, C.C.G. ; CORDANI, U.G. ; KAWASHITA, K.: A review of the geochronology of the Amazonian craton: Tectonic implications. In: *Precambrian Research* 42 (1989), S. 213–299
- THEYE, T. ; SEIDEL, E.: Uplift related retrogression history of aragonite marbles in western Crete (Greece). In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 114 (1993), S. 349–356
- THEYE, T. ; SEIDEL, E. ; VIDALO, O.: Carpholite, sudoite and chloritoid in low-temperature high-pressure metapelites from Crete and the Peloponneses, Greece. In: *Eur. J. Mineral.* 4 (1992), S. 487–507
- THOMSON, S.N. ; STÖCKHERT, B. ; BRIX, M.R.: Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. In: *Geology* 26 (1998), Nr. 3, S. 259–262
- THOMSON, S.N. ; STÖCKHERT, B. ; RAUCHE, H. ; BRIX, M.R.: Apatite fission-track thermochronology of the uppermost tectonic unit of Crete, Greece: Implications for the post-eocene tectonic evolution of the hellenic subduction system. In: HAUTE, P. Van den ; DE CORTE, F. (Hrsg.): *Advances in Fission-Track Geochronology*. Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 1998, S. 187–205
- TODT, W.: Isotope dilution measurements of Pb, U and Th concentrations in lorandite from Allchar. In: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A* 271 (1988), Nr. 2, S. 251–252
- TOMASCHEK, F. ; KENNEDY, A. ; VILLA, I.M. ; LAGOS, M. ; BALLHAUS, C.: Zircons from Syros, Cyclades, Greece - Recrystallisation and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. In: *Journal of Petrology* 44 (2003), Nr. 11, S. 1977–2002
- TUREKIAN, K. ; WEDEPOHL, K.H.: Distribution of some elements in some major units of the Earth's crust. In: *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72 (1961), S. 175–191
- TWISS, R.J. ; MOORES, E.M.: *Structural Geology*. New York : W.H. Freeman, 1992
- URAI, J.L. ; MEANS, W.D. ; LISTER, G.S.: Dynamic recrystallization of minerals. In: HOBBS, B.E. ; HEARD, H.C. (Hrsg.): *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies* Bd. 36. Geophysical Monograph, 1986, S. 161–199
- USTAÖMER, P.A.M.: Cadomian arc-type granitoids in the west Pontides, northern Turkey: Geochemical Evidence. In: *Int. J. Earth Sciences* 88 (1999), S. 2–12

- USTAÖMER, P.A.M. ; ROGERS, G.: The Bolu Massif: Remnant of a pre-Early Ordovician active margin in the west Pontides, northern Turkey. In: *Geological Magazine* 136 (1999), S. 579–592
- VAVRA, G.: On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 106 (1990), S. 90–99
- VAVRA, G.: A guide to quantitative morphology of accessory zircon. In: *Chemical Geology* 110 (1993), S. 15–28
- VAVRA, G. ; GEBAUER, D. ; SCHMID, R. ; COMPSTON, W.: Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 122 (1996), S. 337–358
- VEEVERS, J.J.: Pan-African is Pan-Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650-500 Ma assembly. In: *Geology* 31 (2003), Nr. 6, S. 501–504
- VILLA, I.M.: Isotopic closure. In: *Terra Nova* 10 (1998), Nr. 1, S. 42–47
- WACHENDORF, H. ; GRALLA, P. ; KOLL, J. ; SCHULZE, I.: Geodynamik des mittelmittelkretischen Deckenstapels (nördliches Dikti-Gebirges). In: *Geotekt. Forsch.* 59 (1980), S. 1–72
- WASSERBURG, D.J.: Diffusion processes in lead - uranium systems. In: *Journal Geophysical Research* 68 (1963), S. 4823–4846
- WATSON, E.B. ; HARRISON, T.M.: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in variety of crustal magma types. In: *Earth and Planetary Science Letters* 64 (1983), S. 295–304
- WENDT, I.: *Clausthaler Tektonische Hefte. Bd. 23: Radiometrische Methoden in der Geochronologie.* 2. Verlag Ellen Pilger, 1988
- WETHERILL, G.W.: Discordant uranium-lead ages, I. In: *Transactions, American Geophysical Union* 37 (1956), S. 320–326
- WHITE, S.H.: Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. In: *Nature* 244 (1973), S. 276–277
- WIEDENBECK, M. ; ALLÉ, P. ; CORFU, F. ; GRIFFIN, W.L. ; MEIER, M. ; OBERLI, F. ; QUADT, A. von ; RODDICK, J.C. ; SPIEGEL, W.: Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. In: *Geostandards Newsletter* 19 (1995), Nr. 1, S. 1–23
- WIJBRANS, J.R. ; YORK, D. ; SCHLIESTEDT, M.: Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 104 (1990), S. 582–593
- WILLIAMS, I.S. ; CLAESSEON, S.: Isotopic evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. In: *Contrib. Mineral. Petrol.* 97 (1987), S. 205–217
- WILLIAMS, I.S. ; GOODGE, J. ; MYROW, P. ; BURKE, K. ; KRAUS, J.: Large scale sediment dispersal associated with the late Neoproterozoic assembly of Gondwana. In: *Australian Geological Convention, 16th Bd.* 67. Adelaide, Australia, 2002, S. 238

- WINCHESTER, J.A.: Fragmentation of microcontinents accreting to Baltica: Did it happen and are the detached terranes traceable. In: VRÁNA, S. (Hrsg.): *Geology without Frontiers: Magmatic and Metamorphic Evolution of Central European Variscides* Bd. 48. Blansko-Ceskovice : Journal of the Czech Geological Society, 2003, S. 133–134
- WINCHESTER, J.A. ; PHARAOH, T.C. ; VERNIERS, J.: Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In: WINCHESTER, J.A. ; PHARAOH, T.C. ; VERNIERS, J. (Hrsg.): *Palaeozoic amalgamation of Central Europe* Bd. 201. Belfast : Geol. Soc. Lond. Spec. Publs., 2002, S. 1–18
- XYPOLIAS, P. ; DÖRR, W. ; ZULAUF, G.: Upper Carboniferous plutonism within the pre-Alpine basement of the External Hellenides (Kithira, Greece): Evidence from U-Pb zircon dating. In: *J. Geol. Soc. London* (2006), in press
- YAMADA, R. ; TAGAMI, S. ; NISHIMURA, S.: Annealing kinetics of fission track in zircon: An experimental study. In: *Chemical Geology* 122 (1996), S. 249–258
- ZULAUF, G. ; KOWALCZYK, G. ; KRAHL, J. ; PETSCHICK, R. ; SCHWANZ, S.: The tectonometamorphic evolution of high-pressure low-temperature metamorphic rocks of eastern Crete, Greece: Constraints from microfabrics, strain, illite crystallinity and paleostress. In: *Journal of Structural Geology* 24 (2002), Nr. 11, S. 1805–1828
- ZULAUF, G. ; SCHITTER, F. ; RIEGLER, G. ; FINGER, F. ; FIALA, J. ; VEJNAR, Z.: Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandium unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. In: *Z. dt. Geol. Ges.* 150 (1999), Nr. 4, S. 627–639

A. Anhang

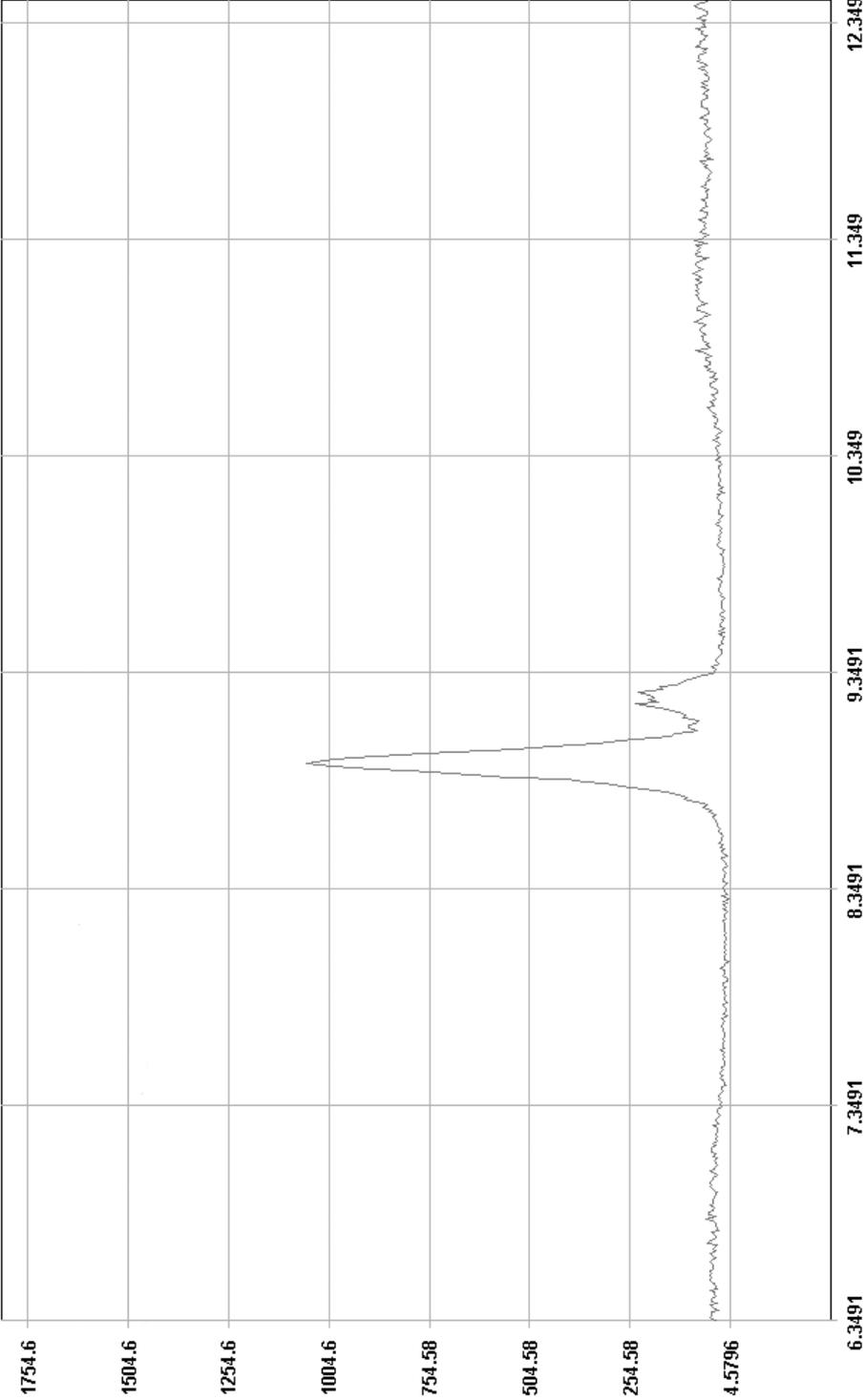


Abbildung A.1.: RDA-Analyse Glimmerschiefer CCC

Kristallin	Probe	Gestein	Max. Dichte (%)	Konturen (%)
MCC	280404	Gl	4,25	1, 2, 3, 4
	01010504	Gl	4,05	1, 2, 3, 4
	981105/1-4a	Gl	4,33	1, 2, 3, 4
	00070906A	PG	3,81	1, 2, 3
	00170902	PG	5,13	1, 2, 3, ..., 5
	00170903	PG	4,78	1, 2, 3, 4
	290401A; 070501	OG	13,08	1, 2, 3, ..., 13
	00180901A	Qz	7,08	1, 2, 3, ..., 7
KCC	3111	Gl	5,59	1, 2, 3, ..., 5
	3113	Gl	7,69	1, 2, 3, ..., 7
CCC	970413/1-3	PG	2,91	1, 2
	980523/1-1	Gl	18,01	2, 4, 6, ..., 18

Tabelle A.1.: Quarz-Texturen; Ergänzung zu Abb. A.8.3

	Ca	F	K	Fe	Na	Mg	Si	Al	OH	Total	14/ Total-OH-F	Si (14)	Fe (14)
1	0,0002	0,0314	1,621	0,141	0,261	0,218	6,272	5,540	1,8462	15,931	0,996	6,248	0,1400
2	0,0002	0	1,613	0,154	0,267	0,216	6,263	5,545	1,8462	15,905	0,996	6,236	0,1537
4	0,0011	0,0524	1,691	0,203	0,291	0,263	6,209	5,518	1,8462	16,076	0,988	6,131	0,2004
7	0,0029	0	1,660	0,134	0,279	0,210	6,222	5,595	1,8462	15,950	0,993	6,177	0,1330
8	0,0065	0	1,632	0,132	0,284	0,185	6,198	5,651	1,8462	15,935	0,994	6,159	0,1311
9	0,0022	0,0222	1,625	0,141	0,271	0,193	6,203	5,643	1,8462	15,946	0,994	6,169	0,1399
10	0,0009	0	1,662	0,151	0,296	0,236	6,245	5,532	1,8462	15,969	0,991	6,191	0,1494
11	0	0	1,647	0,180	0,267	0,208	6,199	5,608	1,8462	15,954	0,992	6,151	0,1781
12	0	0,0565	1,664	0,155	0,271	0,201	6,253	5,550	1,8462	15,996	0,993	6,212	0,1539
13	0,0003	0,0435	1,686	0,147	0,285	0,169	6,203	5,630	1,8462	16,011	0,991	6,150	0,1460
14	0,0016	0,0373	1,714	0,138	0,285	0,188	6,196	5,624	1,8462	16,029	0,990	6,132	0,1364
16	0	0	1,609	0,138	0,292	0,196	6,286	5,532	1,8462	15,898	0,996	6,263	0,1372
17	0	0	1,587	0,156	0,279	0,193	6,259	5,570	1,8462	15,889	0,997	6,240	0,1550
18	0,0018	0	1,660	0,152	0,284	0,202	6,188	5,633	1,8462	15,967	0,991	6,136	0,1510
20	0,0079	0,0363	1,632	0,159	0,272	0,227	6,291	5,485	1,8462	15,955	0,995	6,258	0,1584
23	0,0128	0,1167	1,613	0,136	0,447	0,224	6,311	5,420	1,8462	16,126	0,988	6,238	0,1348
24	0,0001	0	1,633	0,139	0,280	0,198	6,277	5,538	1,8462	15,911	0,995	6,248	0,1379
25	0	0	1,658	0,143	0,292	0,183	6,229	5,597	1,8462	15,947	0,993	6,185	0,1416
26	0,0019	0	1,662	0,157	0,233	0,257	6,364	5,376	1,8462	15,896	0,996	6,341	0,1561
27	0,0004	0,0549	1,656	0,172	0,236	0,246	6,371	5,364	1,8462	15,948	0,997	6,350	0,1715
28	0	0	1,676	0,141	0,288	0,182	6,217	5,609	1,8462	15,960	0,992	6,167	0,1403
31	0,0015	0	1,657	0,143	0,277	0,188	6,209	5,624	1,8462	15,946	0,993	6,165	0,1423
32	0,0011	0	1,597	0,335	0,237	0,381	6,310	5,267	1,8462	15,974	0,991	6,253	0,3324
33	0	0,0781	1,617	0,149	0,277	0,197	6,250	5,575	1,8462	15,988	0,995	6,221	0,1480

Tabelle A.2.: Chemische Zusammensetzung der Phengite des KCC

A.1. Chemische Analysen: Granate (EMP)

9823/1-1B

Line	2	4	5	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	35,961	36,253	36,128	35,79	35,158	36,634	36,591	35,602	36,516	36,619
Al ₂ O ₃	20,36	20,038	20,274	20,478	20,499	20,737	20,332	20,118	20,293	20,68
FeO	30,448	30,579	30,512	29,81	30,387	31,47	30,457	31,161	30,888	30,317
MnO	1,169	1,495	1,412	1,284	1,063	1,267	0,959	1,165	1,218	1,399
MgO	3,157	3,22	2,965	2,616	2,293	2,957	2,411	2,761	2,866	3,339
CaO	5,219	4,391	4,719	5,983	6,401	4,685	5,604	4,79	4,716	4,231
Summe	96,406	95,999	96,05	95,997	95,924	97,789	96,367	95,65	96,551	96,635
Si	2,973	3,014	3,003	2,974	2,929	2,992	3,028	2,977	3,019	3,012
Al	1,983	1,963	1,986	2,005	2,012	1,996	1,983	1,983	1,977	2,004
Fe(III)	0,026	0,006	0,005	0,010	0,027	0,006	0,000	0,025	0,000	0,000
Fe(II)	2,079	2,120	2,116	2,062	2,089	2,143	2,108	2,154	2,135	2,085
Mn	0,082	0,105	0,099	0,090	0,075	0,088	0,067	0,083	0,085	0,097
Mg	0,389	0,399	0,367	0,324	0,285	0,360	0,297	0,344	0,353	0,409
Ca	0,462	0,391	0,420	0,533	0,571	0,410	0,497	0,429	0,418	0,373
Ca ₂ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	1,28	0,32	0,25	0,48	1,37	0,31	0,00	1,23	0,00	0,00
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	14,07	12,71	13,62	17,27	17,67	13,35	16,56	12,96	13,75	12,43
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	67,98	68,64	70,12	67,56	66,58	71,15	70,25	70,71	70,49	69,50
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	2,73	3,51	3,31	3,01	2,50	2,92	2,24	2,75	2,84	3,25
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	12,97	13,30	12,25	10,80	9,49	12,00	9,91	11,47	11,77	13,65
Fe/(Fe+Mg)	0,844	0,842	0,852	0,865	0,881	0,857	0,876	0,864	0,858	0,836
Pyrop	43,57	45,06	41,96	34,75	32,00	42,44	34,52	42,21	41,50	46,54
Spessartin	9,17	11,89	11,35	9,69	8,43	10,33	7,80	10,12	10,02	11,08
Grossular	47,27	43,06	46,68	55,56	59,57	47,22	57,67	47,67	48,47	42,38
100 x XCa	15,22	12,95	13,97	17,65	18,74	13,63	16,73	14,14	13,96	12,58
100 x XMg	14,69	15,22	13,91	12,03	10,31	13,60	11,13	12,79	13,39	16,02

1030501 Granat B

Line	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pyrop	30,64	34,08	26,10	24,85	23,51	22,06	20,67	20,20	20,22	19,00	21,96	23,96	30,25
Spessartin	12,99	18,29	9,25	6,62	7,52	9,07	10,52	11,51	13,38	14,58	15,44	16,60	18,45
Grossular	56,37	47,63	64,65	68,53	68,98	68,86	68,81	68,29	66,40	66,42	62,60	59,44	51,29
100 x XCa	17,64	14,14	19,74	19,41	19,55	19,36	19,97	19,52	18,93	19,56	19,39	19,32	15,60
100 x XMg	9,59	10,08	7,97	6,99	6,62	6,18	6,00	5,77	5,75	5,59	6,76	7,79	9,19

Line	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Pyrop	27,71	26,54	19,09	18,66	18,97	18,23	19,90	20,43	21,21	22,50	25,32	26,57
Spessartin	17,33	18,45	18,79	18,50	17,50	16,99	14,66	12,85	10,12	8,33	6,94	8,10
Grossular	54,96	55,00	62,12	62,84	63,52	64,77	65,44	66,72	68,68	69,17	67,74	65,33
100 x XCa	17,25	17,61	19,35	19,27	19,55	19,45	19,90	19,52	20,37	19,89	19,74	20,03
100 x XMg	8,65	8,43	5,94	5,71	5,84	5,48	6,00	5,98	6,28	6,45	7,37	8,15

1030501 Granat A

Line	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Pyrop	30,05	25,70	21,47	20,72	20,59	21,09	20,73	25,30	25,37	21,71	20,46	18,63	17,94	17,40	17,17
Spessartin	9,84	8,18	10,47	12,21	14,23	15,91	14,34	18,27	18,51	19,48	20,48	21,85	23,21	23,87	24,68
Grossular	60,11	66,12	68,06	67,07	65,19	63,00	64,93	56,43	56,12	58,81	59,06	59,52	58,85	58,73	58,14
100 x XCa	19,60	19,34	19,27	19,39	19,35	18,73	19,47	17,80	18,08	19,17	18,77	18,48	18,41	18,55	18,27
100 x XMg	9,69	7,50	6,08	5,96	6,09	6,26	6,18	7,98	8,17	7,07	6,44	5,76	5,61	5,46	5,40

Line	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Pyrop	16,85	17,34	17,78	17,42	18,18	18,54	19,39	18,98	19,70	20,27	22,62	24,88	27,95	30,43
Spessartin	23,98	24,48	23,72	24,30	22,72	20,94	20,19	19,47	18,32	16,13	14,20	12,14	13,09	14,31
Grossular	59,18	58,19	58,51	58,28	59,10	60,52	60,42	61,54	61,98	63,60	63,18	62,98	58,96	55,26
100 x XCa	18,61	18,14	18,26	17,89	18,56	18,91	18,36	18,40	18,66	18,77	18,15	18,61	17,80	17,17
100 x XMg	5,29	5,39	5,55	5,30	5,66	5,74	5,83	5,66	5,92	5,94	6,44	7,32	8,44	9,39

Tabelle A.3.: Granate CCC

Granat B	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	39,012	36,838	38,808	39,077	38,721	38,688	38,254	37,875	38,742	37,594	38,472	37,911	38,785	38,628	38,406
TiO ₂	0,000	0,039	0,034	0,015	0,091	0,077	0,065	0,084	0,080	0,135	0,182	0,090	0,141	0,075	0,028
Al ₂ O ₃	22,058	20,950	21,755	22,059	21,859	21,652	21,402	21,812	21,740	21,165	21,541	21,356	21,882	21,638	21,622
Cr ₂ O ₃	0,016	0,022	0,032	0,027	0,066	0,083	0,106	0,071	0,082	0,098	0,089	0,074	0,073	0,116	0,035
FeO	31,892	31,349	32,716	33,288	33,500	33,028	33,247	33,196	33,407	32,425	32,972	32,796	32,945	32,935	32,709
MnO	0,896	0,971	1,060	1,010	0,977	1,066	1,112	1,144	1,248	1,366	1,277	1,308	1,346	1,373	1,239
MgO	4,517	4,040	3,293	2,762	2,705	2,533	2,389	2,298	2,213	1,998	2,093	2,111	2,086	2,149	2,226
CaO	3,691	4,055	4,611	4,602	4,818	5,018	5,031	5,213	5,552	5,843	5,656	5,797	5,645	5,660	5,815
Summe	102,10	98,28	102,32	102,84	102,77	102,22	101,64	101,72	103,09	100,64	102,31	101,45	102,93	102,58	102,11
Si	3,017	2,977	3,019	3,026	3,010	3,022	3,014	2,984	3,011	2,998	3,012	2,999	3,014	3,015	3,010
Al	2,010	1,995	1,994	2,013	2,003	1,993	1,988	2,026	1,991	1,990	1,988	1,991	2,004	1,990	1,997
Fe(II)	2,063	2,104	2,128	2,156	2,178	2,158	2,191	2,188	2,171	2,163	2,159	2,170	2,141	2,150	2,144
Mn	0,059	0,066	0,070	0,066	0,064	0,071	0,074	0,076	0,082	0,092	0,085	0,088	0,089	0,091	0,082
Mg	0,521	0,487	0,382	0,319	0,313	0,295	0,281	0,270	0,256	0,238	0,244	0,249	0,242	0,250	0,260
Ca	0,306	0,351	0,384	0,382	0,401	0,420	0,425	0,440	0,462	0,499	0,474	0,491	0,470	0,473	0,488
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	10,15	10,90	12,71	12,65	13,17	13,74	13,83	14,45	15,16	16,34	15,54	16,15	15,44	15,42	16,17
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	68,75	69,08	70,94	71,87	72,59	71,92	73,03	72,92	72,38	72,09	71,96	72,18	71,37	71,66	71,47
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,96	2,22	2,33	2,21	2,14	2,35	2,47	2,55	2,74	3,08	2,82	2,92	2,95	3,03	2,74
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	17,36	16,22	12,73	10,63	10,45	9,83	9,35	9,00	8,55	7,92	8,14	8,30	8,05	8,34	8,67
Fe/(Fe+Mg)	0,798	0,813	0,848	0,871	0,874	0,880	0,886	0,890	0,894	0,901	0,898	0,897	0,899	0,896	0,892
Pyrop	58,92	55,29	45,84	41,71	40,55	37,92	36,46	34,62	32,32	28,97	30,72	30,32	30,45	31,12	31,43
Spessartin	6,64	7,55	8,38	8,67	8,32	9,07	9,64	9,79	10,36	11,26	10,65	10,67	11,16	11,30	9,94
Grossular	34,44	37,15	45,78	49,62	51,13	53,01	53,90	55,59	57,32	59,77	58,63	59,00	58,38	57,58	58,63
100 x XCa	10,37	11,61	12,96	13,06	13,57	14,27	14,30	14,80	15,56	16,69	16,02	16,39	15,98	15,97	16,42
100 x XMg	17,67	16,10	12,88	10,91	10,60	10,02	9,45	9,08	8,63	7,94	8,25	8,30	8,22	8,44	8,74

Granat B	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	38,345	38,453	38,746	38,693	37,787	38,522	38,470	39,131	38,551	38,842	38,662	38,900	38,837	39,103	38,770
TiO ₂	0,135	0,142	0,059	0,082	0,030	0,067	0,053	0,014	0,050	0,017	0,051	0,025	0,007	0,033	0,012
Al ₂ O ₃	21,705	21,631	21,840	21,887	21,406	21,497	21,996	22,152	22,069	21,954	21,713	21,640	22,151	22,038	22,041
Cr ₂ O ₃	0,105	0,070	0,113	0,063	0,031	0,051	0,016	0,095	0,022	0,000	0,100	0,070	0,101	0,039	0,000
FeO	32,947	32,918	33,067	32,525	33,037	32,606	32,675	32,678	32,176	32,011	31,953	31,704	31,200	31,908	31,754
MnO	1,256	1,262	1,249	1,137	1,058	1,011	1,069	1,105	1,144	1,245	1,256	1,209	1,172	1,004	0,817
MgO	2,073	2,275	2,163	2,550	2,893	2,935	2,931	3,396	3,529	3,636	3,557	4,120	4,205	4,691	4,907
CaO	5,513	5,480	5,397	5,304	4,747	5,054	4,901	4,828	4,910	4,618	4,799	4,252	4,298	4,057	3,612
Summe	102,10	102,25	102,64	102,24	101,00	101,74	102,13	103,41	102,45	102,35	102,10	101,92	101,97	102,88	101,94
Si	3,007	3,010	3,018	3,017	2,993	3,019	3,002	3,009	2,992	3,012	3,010	3,023	3,008	3,005	3,002
Al	2,006	1,995	2,005	2,011	1,998	1,986	2,023	2,007	2,019	2,007	1,992	1,982	2,022	1,996	2,011
Fe(II)	2,161	2,155	2,154	2,121	2,186	2,137	2,132	2,101	2,088	2,076	2,080	2,060	2,021	2,051	2,056
Mn	0,083	0,084	0,082	0,075	0,071	0,067	0,071	0,072	0,075	0,082	0,083	0,080	0,077	0,065	0,054
Mg	0,242	0,265	0,251	0,296	0,342	0,343	0,341	0,389	0,408	0,420	0,413	0,477	0,486	0,537	0,566
Ca	0,463	0,460	0,450	0,443	0,403	0,424	0,410	0,398	0,408	0,384	0,400	0,354	0,357	0,334	0,300
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	15,12	15,10	14,67	14,57	13,20	13,99	13,609	12,970	13,542	12,791	13,035	11,586	11,581	11,018	9,99
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	72,03	71,82	71,80	70,68	72,58	71,23	71,073	70,044	69,613	69,203	69,342	68,681	67,367	68,361	68,54
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	2,78	2,79	2,75	2,50	2,37	2,24	2,355	2,399	2,507	2,726	2,761	2,653	2,563	2,179	1,79
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	8,08	8,85	8,37	9,88	11,39	11,43	11,365	12,976	13,610	14,012	13,760	15,910	16,185	17,915	18,88
Fe/(Fe+Mg)	0,899	0,890	0,896	0,877	0,865	0,862	0,862	0,844	0,836	0,832	0,834	0,812	0,806	0,792	0,784
Pyrop	31,10	33,09	32,47	36,65	42,25	41,33	41,59	45,78	45,89	47,45	46,56	52,77	53,37	57,58	61,59
Spessartin	10,71	10,43	10,65	9,28	8,78	8,09	8,62	8,46	8,45	9,23	9,34	8,80	8,45	7,00	5,83
Grossular	58,19	56,48	56,88	54,07	48,97	50,58	49,80	45,76	45,66	43,32	44,10	38,43	38,18	35,41	32,58
100 x XCa	15,70	15,51	15,33	15,10	13,41	14,28	13,87	13,44	13,70	12,96	13,45	11,92	12,13	11,18	10,07
100 x XMg	8,22	8,96	8,55	10,10	11,37	11,54	11,54	13,15	13,70	14,19	13,87	16,06	16,51	17,99	19,03

Granat A	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	13	14	15
Pyrop	59,03	53,40	50,71	53,84	50,58	48,13	42,98	79,82	80,18	41,02	39,03	37,67	41,99
Spessartin	6,31	8,71	8,25	7,51	7,04	7,47	8,52	20,18	19,82	8,54	8,35	9,11	8,71
Grossular	34,66	37,88	41,04	38,66	42,37	44,40	48,49	0,00	0,00	50,44	52,61	53,22	49,30
100 x XCa	10,43	11,29	12,36	11,33	12,97	12,97	14,00	12,44	12,41	13,68	14,37	14,54	13,24
100 x XMg	17,76	15,55	15,00	15,55	15,30	13,63	12,12	8,50	8,50	10,95	10,66	9,93	11,22

Granat A	16	17	18	19	20	21	22	23	25	26	27	28	29
Pyrop	39,64	43,44	38,52	38,28	39,07	40,60	43,59	42,87	49,01	58,31	62,13	65,09	54,30
Spessartin	7,87	7,06	7,17	8,16	7,81	7,86	8,80	8,36	9,73	7,13	5,13	4,75	3,74
Grossular	52,49	49,50	54,31	53,56	53,12	51,54	47,61	48,77	41,26	34,57	32,74	30,16	41,96
100 x XCa	14,64	14,45	15,16	15,37	14,91	14,70	13,20	13,90	12,83	10,40	9,68	9,01	13,12
100 x XMg	11,01	12,46	10,54	10,75	10,84	11,33	11,86	12,13	14,94	17,51	18,36	19,43	16,98

Tabelle A.4.: Granate 00180902 MCC

Granat A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	39,015	38,675	38,752	38,943	38,443	38,609	38,768	38,892	38,076	38,452	38,410	38,621	38,500	38,770
Al ₂ O ₃	22,129	21,724	21,865	22,138	21,631	21,899	21,928	22,057	21,474	21,839	21,570	21,645	21,597	21,708
FeO	33,833	35,292	34,713	34,523	33,720	33,430	32,520	32,159	32,370	31,269	30,419	29,685	28,231	27,617
MnO	0,430	0,098	0,099	0,176	0,731	1,498	2,218	3,180	3,957	4,827	5,664	6,652	6,828	7,712
MgO	3,754	3,303	3,033	3,005	3,254	2,288	1,858	1,712	1,678	1,583	1,482	1,331	1,342	1,209
CaO	3,319	3,569	3,878	4,228	4,106	5,060	5,265	5,385	4,668	4,794	4,734	4,844	5,413	5,834
Summe	102,56	102,77	102,42	103,03	101,96	102,85	102,62	103,46	102,35	102,83	102,34	102,89	102,01	102,96
Si	3,019	3,009	3,019	3,013	3,010	3,007	3,023	3,015	3,002	3,009	3,021	3,023	3,029	3,026
Al	2,018	1,992	2,007	2,019	1,996	2,010	2,015	2,015	1,995	2,014	2,000	1,997	2,003	1,997
Fe(II)	2,189	2,296	2,261	2,234	2,208	2,177	2,121	2,085	2,134	2,047	2,001	1,943	1,858	1,803
Mn	0,028	0,006	0,007	0,012	0,048	0,099	0,147	0,209	0,264	0,320	0,377	0,441	0,455	0,510
Mg	0,433	0,383	0,352	0,347	0,380	0,266	0,216	0,198	0,197	0,185	0,174	0,155	0,157	0,141
Ca	0,275	0,297	0,324	0,351	0,344	0,422	0,440	0,447	0,394	0,402	0,399	0,406	0,456	0,488
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	9,17	9,92	10,70	11,68	11,34	14,07	14,63	14,91	13,05	13,40	13,27	13,44	15,21	16,16
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	72,98	76,54	75,38	74,47	73,59	72,58	70,69	69,50	71,14	68,22	66,70	64,78	61,92	60,09
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0,94	0,22	0,22	0,38	1,62	3,29	4,88	6,96	8,81	10,67	12,58	14,70	15,17	16,99
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	14,43	12,77	11,74	11,55	12,66	8,86	7,20	6,60	6,57	6,16	5,79	5,18	5,25	4,69
Fe/(Fe+Mg)	0,835	0,857	0,865	0,866	0,853	0,891	0,908	0,913	0,915	0,917	0,920	0,926	0,922	0,928
Pyrop	58,81	55,76	51,81	48,91	49,42	33,77	26,96	23,17	23,12	20,37	18,31	15,54	14,73	12,39
Spessartin	3,83	0,94	0,96	1,63	6,31	12,56	18,28	24,45	30,98	35,29	39,76	44,12	42,58	44,91
Grossular	37,37	43,30	47,23	49,46	44,27	53,67	54,76	52,38	45,90	44,34	41,94	40,34	42,70	42,70
100 x XCa	9,41	9,97	11,00	11,91	11,56	14,25	15,05	15,22	13,19	13,61	13,52	13,79	15,59	16,59
100 x XMg	14,80	12,84	11,96	11,78	12,74	8,96	7,39	6,73	6,60	6,25	5,89	5,27	5,38	4,78

Granat A	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	38,477	38,359	37,721	38,092	38,171	38,452	37,866	37,705	37,344	37,678	37,743	37,759	38,246	38,387
Al ₂ O ₃	21,546	21,629	21,415	21,477	21,565	21,547	21,553	21,570	21,423	21,681	21,541	21,537	21,700	21,697
FeO	28,046	27,847	26,719	25,741	26,586	25,734	25,692	25,737	25,640	26,044	25,819	26,353	26,173	26,290
MnO	7,688	8,287	8,945	9,929	9,167	9,746	9,892	9,775	9,904	9,594	9,707	9,588	9,289	9,283
MgO	1,220	1,160	1,080	1,006	1,131	1,012	1,011	1,020	1,006	1,039	1,033	1,064	1,033	1,039
CaO	5,592	5,506	5,836	5,754	5,596	5,655	5,864	5,667	5,822	5,871	5,717	5,815	6,099	6,074
Summe	102,70	102,89	101,83	102,15	102,46	102,28	102,06	101,60	101,27	102,04	101,69	102,33	102,63	102,90
Si	3,018	3,008	2,992	3,008	3,004	3,025	2,994	2,994	2,979	2,981	2,995	2,982	3,003	3,007
Al	1,991	1,999	2,002	1,999	2,000	1,998	2,009	2,019	2,014	2,022	2,015	2,005	2,008	2,003
Fe(II)	1,839	1,826	1,774	1,700	1,750	1,693	1,699	1,709	1,714	1,735	1,713	1,742	1,719	1,722
Mn	0,511	0,550	0,601	0,664	0,611	0,649	0,663	0,657	0,669	0,643	0,652	0,641	0,618	0,616
Mg	0,143	0,136	0,128	0,118	0,133	0,119	0,119	0,121	0,120	0,123	0,122	0,125	0,121	0,121
Ca	0,470	0,463	0,496	0,487	0,472	0,477	0,497	0,482	0,498	0,498	0,486	0,492	0,513	0,510
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	15,66	15,38	16,59	16,23	15,59	15,89	16,52	16,04	16,71	17,15	16,20	16,37	17,11	16,92
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	61,31	60,87	58,92	56,67	58,33	56,44	56,64	56,97	56,42	57,27	57,11	57,45	57,30	57,40
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	17,02	18,35	20,03	22,14	20,37	21,65	22,09	21,92	22,31	21,43	21,75	21,38	20,60	20,53
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	4,75	4,52	4,26	3,95	4,42	3,96	3,97	4,03	3,99	4,09	4,07	4,18	4,03	4,04
Fe/(Fe+Mg)	0,928	0,931	0,933	0,935	0,930	0,934	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
Pyrop	12,70	11,82	10,41	9,33	10,95	9,53	9,33	9,59	9,27	9,58	9,69	9,96	9,66	9,75
Spessartin	45,47	47,97	49,00	52,32	50,44	52,17	51,87	52,21	51,87	50,23	51,75	51,00	49,35	49,47
Grossular	41,83	40,21	40,59	38,35	38,61	38,29	38,80	38,20	38,85	40,19	38,56	39,04	40,99	40,78
100 x XCa	15,86	15,55	16,55	16,40	15,91	16,23	16,69	16,24	16,60	16,67	16,34	16,41	17,27	17,17
100 x XMg	4,81	4,56	4,26	3,99	4,47	4,04	4,00	4,07	3,99	4,10	4,11	4,18	4,07	4,09

Tabelle A.5.: Granate 00290901 MCC

Granat A	29	30	31	32	33	34	35	36	37	39	40
SiO ₂	38,701	38,098	38,251	38,233	38,134	37,928	38,419	38,447	38,918	38,534	38,661
Al ₂ O ₃	21,490	21,585	21,501	21,580	21,509	21,456	21,690	21,657	21,965	21,741	21,800
FeO	26,526	27,544	28,236	28,064	29,917	31,537	32,497	33,663	34,858	34,272	33,612
MnO	8,657	7,955	7,153	7,137	5,801	4,909	2,429	1,478	0,308	0,276	0,388
MgO	1,041	1,176	1,251	1,204	1,424	1,541	1,783	2,130	3,022	3,266	3,569
CaO	6,007	5,894	5,771	5,860	4,998	4,456	5,298	4,695	3,711	3,658	3,440
Summe	102,56	102,33	102,33	102,18	101,88	101,87	102,21	102,15	102,83	101,76	101,54
Si	3,034	3,002	3,011	3,011	3,014	3,005	3,016	3,017	3,020	3,018	3,024
Al	1,985	2,004	1,995	2,003	2,004	2,003	2,006	2,003	2,009	2,007	2,010
Fe(II)	1,739	1,815	1,859	1,849	1,977	2,090	2,133	2,209	2,262	2,245	2,199
Mn	0,575	0,531	0,477	0,476	0,388	0,329	0,161	0,098	0,020	0,018	0,026
Mg	0,122	0,138	0,147	0,141	0,168	0,182	0,209	0,249	0,350	0,381	0,416
Ca	0,504	0,498	0,487	0,495	0,423	0,378	0,446	0,395	0,309	0,307	0,288
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	16,82	16,49	16,04	16,47	14,11	12,61	14,85	13,16	10,22	10,23	9,50
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	57,96	60,50	61,96	61,62	65,91	69,65	71,10	73,65	75,41	74,83	73,30
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	19,16	17,70	15,90	15,87	12,94	10,98	5,38	3,27	0,67	0,61	0,86
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	4,05	4,60	4,89	4,71	5,59	6,07	6,95	8,31	11,65	12,71	13,87
Fe/(Fe+Mg)	0,93	0,93	0,93	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,87	0,85	0,84
Pyrop	10,13	11,87	13,29	12,72	17,13	20,46	25,58	33,57	51,69	53,97	57,26
Spessartin	47,86	45,62	43,16	42,83	39,65	37,03	19,80	13,24	2,99	2,59	3,54
Grossular	42,01	42,51	43,55	44,45	43,22	42,52	54,62	53,19	45,31	43,44	39,20
100 x XCa	17,16	16,69	16,39	16,70	14,31	12,70	15,11	13,38	10,49	10,40	9,84
100 x XMg	4,14	4,63	4,94	4,78	5,67	6,11	7,08	8,44	11,89	12,92	14,21

Granat B	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pyrop	62,06	60,16	57,05	53,35	42,60	40,62	38,87	50,99	34,41	24,59
Spessartin	3,11	3,32	1,68	2,33	3,52	4,56	7,71	8,24	13,94	21,60
Grossular	34,84	36,52	41,27	44,32	53,88	54,83	53,42	40,77	51,66	53,80
100 x XCa	8,37	8,71	9,75	10,10	12,67	13,25	13,35	9,12	13,06	15,23
100 x XMg	14,72	14,25	13,44	12,16	9,92	9,79	9,67	11,37	8,67	6,92

Granat B	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Pyrop	22,55	20,58	21,90	20,75	19,51	17,86	19,64	18,92	20,40	19,36
Spessartin	24,74	35,86	34,60	37,98	39,78	40,44	39,75	40,62	38,44	35,43
Grossular	52,71	43,56	43,50	41,27	40,71	41,70	40,61	40,45	41,16	45,21
100 x XCa	15,18	12,79	12,77	12,46	12,71	13,41	12,62	13,29	12,56	14,04
100 x XMg	6,49	6,04	6,39	6,26	6,06	5,74	6,02	6,16	6,19	5,99

Granat B	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Pyrop	21,32	23,45	24,32	33,18	35,62	27,82	28,23	28,79	32,31	34,23
Spessartin	31,85	29,95	26,53	20,05	16,57	17,53	16,29	13,11	9,92	7,32
Grossular	46,83	46,60	49,15	46,77	47,81	54,66	55,48	58,10	57,77	58,45
100 x XCa	14,34	13,76	14,61	12,64	13,02	15,56	14,92	15,16	14,55	14,42
100 x XMg	6,46	6,91	7,21	8,94	9,63	7,92	7,55	7,50	8,13	8,39

Granat B	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Pyrop	37,60	39,67	42,01	44,57	49,43	54,08	58,63	59,23	65,90	63,99
Spessartin	6,12	4,81	3,91	3,46	2,09	1,84	1,81	4,31	4,84	3,96
Grossular	56,27	55,52	54,09	51,97	48,48	44,08	39,56	36,46	29,26	32,05
100 x XCa	13,44	13,42	12,75	11,94	10,66	10,49	9,27	9,02	6,92	7,57
100 x XMg	8,98	9,52	9,79	10,09	10,79	12,87	13,65	14,65	15,35	15,11

Tabelle A.6.: Granate 00290901 MCC

Granat B	1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	37,741	38,407	38,850	38,253	38,053	38,910	38,623	38,036	38,416	38,223	37,735	37,559
Al ₂ O ₃	21,422	21,905	21,924	21,828	21,674	22,090	21,875	21,670	21,685	21,688	21,718	21,694
FeO	34,349	33,679	34,613	34,747	34,467	33,969	34,393	33,695	33,762	33,248	33,405	33,339
MnO	0,741	0,715	0,545	0,579	0,798	0,882	0,922	0,993	1,156	1,386	1,649	1,913
MgO	3,592	3,698	3,377	3,046	2,787	2,922	2,783	2,856	2,641	2,523	2,472	2,307
CaO	2,355	2,476	2,972	3,166	3,481	3,606	3,416	3,531	3,637	3,793	3,951	3,982
Summe	100,273	100,951	102,411	101,650	101,407	102,477	102,049	100,873	101,416	100,920	101,026	100,824
Si	3,006	3,021	3,023	3,008	3,004	3,025	3,023	3,012	3,026	3,024	2,994	2,991
Al	2,011	2,031	2,010	2,023	2,017	2,024	2,018	2,022	2,013	2,022	2,031	2,036
Fe(II)	2,288	2,215	2,252	2,285	2,276	2,208	2,251	2,231	2,224	2,200	2,217	2,220
Mn	0,050	0,048	0,036	0,039	0,053	0,058	0,061	0,067	0,077	0,093	0,111	0,129
Mg	0,427	0,434	0,392	0,357	0,328	0,339	0,325	0,337	0,310	0,298	0,292	0,274
Ca	0,201	0,209	0,248	0,267	0,294	0,300	0,286	0,300	0,307	0,322	0,336	0,340
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	6,58	6,87	7,94	8,87	9,58	9,77	9,47	9,90	10,06	10,72	11,07	11,30
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	76,26	73,85	75,07	76,16	75,86	73,61	75,04	74,37	74,12	73,33	73,89	74,00
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,67	1,59	1,20	1,29	1,78	1,94	2,04	2,22	2,57	3,10	3,69	4,30
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	14,22	14,45	13,06	11,90	10,93	11,29	10,82	11,24	10,34	9,92	9,75	9,13
Fe/(Fe+Mg)	0,84	0,84	0,85	0,86	0,87	0,87	0,87	0,87	0,88	0,88	0,88	0,89
Pyrop	63,30	63,10	58,82	53,97	49,05	49,09	48,47	48,11	45,01	41,80	39,76	36,91
Spessartin	7,419	6,932	5,393	5,829	7,980	8,419	9,124	9,504	11,194	13,045	15,071	17,387
Grossular	29,281	29,971	35,790	40,204	42,969	42,488	42,403	42,387	43,793	45,160	45,166	45,707
100 x XCa	6,777	7,182	8,463	9,050	9,977	10,338	9,799	10,208	10,518	11,042	11,364	11,467
100 x XMg	14,383	14,925	13,380	12,115	11,114	11,655	11,107	11,488	10,627	10,220	9,893	9,243
Granat B	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	36,784	37,702	38,117	36,869	38,243	37,833	37,915	37,900	38,383	37,237	38,384	37,152
Al ₂ O ₃	21,667	21,623	21,569	21,149	21,627	21,370	21,485	21,350	21,633	21,057	21,652	21,121
FeO	32,028	32,475	32,110	32,539	32,094	31,379	31,753	32,256	32,320	32,449	32,606	33,950
MnO	2,726	3,063	3,391	3,595	3,933	4,520	4,124	3,980	3,770	2,856	3,154	2,099
MgO	1,975	1,795	1,722	1,573	1,599	1,543	1,544	1,550	1,563	1,717	1,744	1,789
CaO	4,603	4,598	4,382	4,465	4,504	4,336	4,591	4,394	4,294	4,212	4,614	4,193
Summe	99,876	101,372	101,394	100,266	102,095	101,017	101,466	101,532	102,052	99,574	102,253	100,382
Si	2,961	2,994	3,019	2,971	3,015	3,017	3,010	3,011	3,025	3,011	3,017	2,988
Al	2,056	2,024	2,014	2,009	2,009	2,008	2,010	1,999	2,009	2,007	2,006	2,002
Fe(II)	2,181	2,156	2,127	2,185	2,116	2,092	2,108	2,143	2,130	2,194	2,143	2,281
Mn	0,186	0,206	0,228	0,245	0,263	0,305	0,277	0,268	0,252	0,196	0,210	0,143
Mg	0,237	0,212	0,203	0,189	0,188	0,183	0,183	0,184	0,184	0,207	0,204	0,214
Ca	0,397	0,391	0,372	0,386	0,380	0,370	0,390	0,374	0,363	0,365	0,389	0,361
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	14,47	12,89	12,31	12,47	12,61	12,35	13,02	12,41	12,08	12,16	12,95	11,79
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	71,38	71,88	70,90	71,71	70,52	69,74	70,27	71,43	70,99	73,15	71,45	75,64
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	6,20	6,87	7,58	8,18	8,75	10,18	9,24	8,93	8,39	6,52	7,00	4,77
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	7,90	7,08	6,78	6,30	6,26	6,11	6,09	6,12	6,12	6,90	6,81	7,15
Fe/(Fe+Mg)	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91
Pyrop	27,66	26,39	25,42	23,38	22,68	21,35	21,48	22,28	23,02	26,97	25,45	30,16
Spessartin	21,690	25,586	28,437	30,356	31,689	35,532	32,603	32,509	31,541	25,486	26,152	20,104
Grossular	50,653	48,024	46,146	46,267	45,635	43,119	45,913	45,207	45,444	47,547	48,396	49,737
100 x XCa	13,340	13,188	12,694	12,796	12,910	12,551	13,199	12,600	12,383	12,321	13,189	12,035
100 x XMg	7,964	7,163	6,940	6,272	6,377	6,214	6,176	6,184	6,272	6,988	6,936	7,144

Tabelle A.7.: Granate 01010501 MCC

A.1. Chemische Analysen: Granate (EMP)

Granat B	26	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	38,081	38,066	38,337	38,434	38,414	37,427	38,386	38,985	38,280	38,768	38,689	38,623
Al ₂ O ₃	21,627	21,597	21,785	21,792	21,918	21,363	21,931	21,970	21,602	22,176	21,801	21,984
FeO	33,918	34,383	34,112	34,038	34,168	34,054	34,520	34,547	34,985	34,490	33,727	34,493
MnO	1,693	1,475	1,244	1,137	1,003	0,819	0,536	0,575	0,488	0,453	0,529	0,717
MgO	1,926	2,077	2,185	2,389	2,724	2,780	2,788	2,905	2,860	3,295	3,335	3,606
CaO	4,047	3,845	3,856	3,912	3,737	3,583	3,518	3,350	3,179	2,940	3,132	2,198
Summe	101,436	101,518	101,583	101,777	102,090	100,116	101,720	102,388	101,468	102,193	101,273	101,636
Si	3,015	3,012	3,022	3,021	3,009	2,996	3,014	3,034	3,018	3,019	3,035	3,023
Al	2,018	2,014	2,024	2,019	2,023	2,016	2,029	2,015	2,008	2,035	2,016	2,028
Fe(II)	2,246	2,275	2,249	2,237	2,238	2,280	2,267	2,249	2,307	2,246	2,213	2,258
Mn	0,114	0,099	0,083	0,076	0,067	0,056	0,036	0,038	0,033	0,030	0,035	0,048
Mg	0,227	0,245	0,257	0,280	0,318	0,332	0,326	0,337	0,336	0,382	0,390	0,421
Ca	0,343	0,326	0,326	0,329	0,314	0,307	0,296	0,279	0,269	0,245	0,263	0,184
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	11,23	10,81	10,79	10,96	10,34	10,07	9,80	9,18	8,95	8,02	8,71	6,13
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	74,85	75,85	74,95	74,58	74,60	76,00	75,55	74,96	76,90	74,86	73,75	75,26
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	3,78	3,30	2,77	2,52	2,22	1,85	1,19	1,26	1,09	1,00	1,17	1,58
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	7,58	8,17	8,56	9,33	10,60	11,06	10,88	11,24	11,21	12,75	13,00	14,03
Fe/(Fe+Mg)	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87	0,85	0,85	0,84
Pyrop	33,54	36,67	38,69	40,91	45,79	48,12	49,75	51,82	52,75	58,58	56,81	64,53
Spessartin	16,751	14,797	12,516	11,061	9,578	8,055	5,435	5,828	5,114	4,576	5,120	7,290
Grossular	49,710	48,529	48,793	48,033	44,636	43,821	44,811	42,353	42,139	36,845	38,073	28,183
100 x XCa	11,717	11,069	11,175	11,273	10,681	10,332	10,120	9,623	9,122	8,448	9,074	6,333
100 x XMg	7,759	8,319	8,811	9,579	10,832	11,154	11,158	11,611	11,418	13,173	13,444	14,457

Granat A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pyrop	60,84	51,31	47,46	42,55	37,70	36,24	47,06	42,98	47,71	50,35	29,69	18,63
Spessartin	6,99	5,55	8,00	11,18	16,37	19,47	20,21	26,81	22,55	24,68	35,59	44,44
Grossular	32,17	43,14	44,53	46,28	45,93	44,29	32,73	30,21	29,74	24,96	34,72	36,93
100 x XCa	7,66	9,53	9,81	10,23	10,94	10,89	8,03	7,63	7,21	6,07	10,23	12,50
100 x XMg	14,49	11,33	10,28	9,40	8,86	8,91	11,50	10,85	11,45	12,11	8,75	6,25

Granat A	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Pyrop	17,79	15,48	14,30	15,43	30,08	32,43	30,71	24,07	22,48	24,48	30,45	31,33
Spessartin	44,28	48,25	48,36	46,53	45,10	44,58	43,57	39,63	40,86	39,75	37,81	37,25
Grossular	37,93	36,27	37,34	38,03	24,82	22,99	25,72	36,30	36,66	35,77	31,74	31,42
100 x XCa	12,64	12,53	13,42	13,51	7,32	6,20	7,21	11,10	11,27	10,49	8,66	8,47
100 x XMg	5,93	5,27	5,14	5,48	8,66	8,75	8,61	7,36	6,87	7,18	8,29	8,45

Granat A	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Pyrop	31,01	28,29	41,63	42,08	43,55	50,74	58,78	55,13	55,21	60,71	59,03	66,74
Spessartin	40,34	29,89	18,97	17,81	12,77	9,35	6,43	6,33	5,05	5,48	6,29	6,68
Grossular	28,65	41,83	39,40	40,11	43,68	39,90	34,79	38,54	39,74	33,81	34,68	26,59
100 x XCa	10,42	12,53	10,44	9,80	10,90	9,82	9,21	8,85	8,55	7,76	8,49	5,99
100 x XMg	7,57	8,39	11,04	10,16	10,82	12,26	15,56	12,41	11,86	13,70	14,41	15,03

Tabelle A.8.: Granate 01010501 MCC

Granat A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36,395	36,920	36,267	35,761	35,979	35,270	34,820	36,048	35,556	35,389	34,353	34,960	35,846
Al ₂ O ₃	20,879	21,154	20,796	20,818	20,321	20,789	20,865	20,666	20,734	20,745	20,756	20,494	20,264
FeO	32,745	32,917	33,256	32,756	31,494	31,610	30,509	30,586	30,120	30,230	29,689	29,901	29,812
MnO	0,822	0,691	0,552	0,703	0,915	1,425	1,635	1,737	2,696	3,451	3,796	3,518	2,848
MgO	3,659	3,361	2,804	2,212	1,812	1,851	1,587	1,609	1,418	1,397	1,446	1,422	1,509
CaO	3,709	4,198	4,753	6,152	7,049	6,758	7,391	7,411	7,311	7,062	6,697	6,708	6,917
Summe	98,222	99,282	98,504	98,576	97,693	97,821	96,900	98,172	97,941	98,416	96,815	97,099	97,340
Si	2,955	2,968	2,948	2,909	2,955	2,894	2,881	2,946	2,917	2,894	2,855	2,899	2,960
Al	1,998	2,004	1,992	1,996	1,967	2,010	2,035	1,991	2,005	1,999	2,033	2,003	1,972
Fe(III)	0,027	0,013	0,034	0,050	0,048	0,049	0,038	0,034	0,040	0,058	0,055	0,053	0,041
Fe(II)	2,197	2,200	2,227	2,179	2,116	2,120	2,073	2,057	2,026	2,009	2,008	2,020	2,018
Mn	0,057	0,047	0,038	0,048	0,064	0,099	0,115	0,120	0,187	0,239	0,267	0,247	0,199
Mg	0,443	0,403	0,340	0,268	0,222	0,226	0,196	0,196	0,173	0,170	0,179	0,176	0,186
Ca	0,323	0,362	0,414	0,536	0,620	0,594	0,655	0,649	0,643	0,619	0,596	0,596	0,612
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	1,346	0,656	1,686	2,477	2,381	2,454	1,910	1,701	2,019	2,887	2,761	2,663	2,033
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	9,369	11,309	12,103	15,242	18,238	17,255	19,850	19,809	19,299	17,733	17,120	17,202	18,344
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	71,104	71,892	71,876	68,537	68,307	65,810	63,850	66,032	63,786	62,188	60,417	62,668	65,427
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,884	1,569	1,267	1,615	2,122	3,301	3,820	4,008	6,245	7,967	8,908	8,236	6,639
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	14,764	13,428	11,326	8,941	7,395	7,547	6,525	6,535	5,781	5,676	5,972	5,859	6,191
Fe/(Fe+Mg)	83,389	84,601	86,934	89,256	90,698	90,548	91,514	91,426	92,258	92,389	92,011	92,185	91,724
Pyrop	56,75	51,05	45,86	34,66	26,65	26,85	21,61	21,53	18,45	18,09	18,66	18,72	19,86
Spessartin	7,24	5,96	5,13	6,26	7,64	11,75	12,65	13,21	19,94	25,39	27,84	26,32	21,30
Grossular	36,01	42,99	49,01	59,08	65,71	61,40	65,74	65,26	61,61	56,52	53,50	54,96	58,84
100 x XCa	10,59	11,96	13,56	17,40	20,21	19,24	21,30	21,24	20,93	19,99	19,20	19,27	20,03
100 x XMg	14,54	13,32	11,13	8,71	7,23	7,33	6,36	6,42	5,65	5,50	5,77	5,68	6,08

Granat A	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	36,317	36,650	36,397	36,556	36,568	36,093	36,713	36,701	36,545	37,318	37,159	37,359
Al ₂ O ₃	20,996	20,970	20,914	20,789	20,742	20,219	21,003	20,747	21,037	21,303	21,119	21,216
FeO	29,865	31,063	31,053	30,622	30,417	31,359	31,557	31,346	32,111	32,804	32,963	32,867
MnO	2,926	2,027	1,937	2,124	1,885	1,610	1,109	0,911	0,743	0,545	0,770	0,830
MgO	1,496	1,745	1,705	1,623	1,613	1,673	1,840	1,817	2,197	2,688	3,447	3,673
CaO	7,177	6,762	6,930	6,868	7,289	7,055	7,379	7,280	6,478	5,874	4,004	3,765
Summe	98,887	99,271	99,012	98,636	98,537	98,097	99,668	99,033	99,184	100,605	99,539	99,797
Si	2,949	2,963	2,950	2,975	2,977	2,957	2,951	2,970	2,950	2,965	2,980	2,984
Al	2,009	1,998	1,998	1,994	1,990	1,953	1,990	1,979	2,001	1,995	1,996	1,997
Fe(III)	0,018	0,021	0,027	0,018	0,021	0,059	0,034	0,026	0,025	0,021	0,011	0,008
Fe(II)	2,009	2,080	2,077	2,066	2,050	2,090	2,088	2,096	2,143	2,158	2,199	2,187
Mn	0,201	0,139	0,133	0,146	0,130	0,112	0,076	0,062	0,051	0,037	0,052	0,056
Mg	0,181	0,210	0,206	0,197	0,196	0,204	0,221	0,219	0,264	0,318	0,412	0,437
Ca	0,624	0,586	0,602	0,599	0,636	0,619	0,636	0,631	0,560	0,500	0,344	0,322
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	0,919	1,038	1,371	0,892	1,038	2,937	1,694	1,283	1,231	1,069	0,565	0,416
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	19,803	18,444	18,506	19,064	20,146	17,619	19,474	19,636	17,293	15,484	10,738	10,213
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	64,734	67,610	66,973	67,753	67,174	67,399	67,326	68,571	69,154	70,331	72,384	72,270
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	6,707	4,627	4,432	4,880	4,332	3,725	2,517	2,081	1,693	1,223	1,743	1,872
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	6,036	7,011	6,867	6,563	6,525	6,812	7,351	7,307	8,813	10,613	13,737	14,577
Fe/(Fe+Mg)	91,803	90,898	91,085	91,368	91,363	91,316	90,585	90,635	89,129	87,255	84,288	83,388
Pyrop	18,55	23,31	23,04	21,51	21,05	24,19	25,05	25,17	31,70	38,85	52,39	54,68
Spessartin	20,61	15,38	14,87	16,00	13,97	13,23	8,58	7,17	6,09	4,48	6,65	7,02
Grossular	60,85	61,31	62,09	62,49	64,98	62,58	66,37	67,65	62,21	56,68	40,96	38,31
100 x XCa	20,58	19,30	19,76	19,79	20,97	20,08	20,82	20,80	18,41	16,48	11,40	10,70
100 x XMg	5,97	6,93	6,76	6,51	6,46	6,63	7,22	7,22	8,69	10,49	13,65	14,52

Granat B	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pyrop	58,45	49,57	49,96	49,19	31,51	22,34	22,59	19,20	19,84	19,61	19,71	22,40
Spessartin	7,74	5,28	5,74	7,55	8,31	11,68	10,86	16,02	16,17	16,39	16,09	15,14
Grossular	33,81	45,15	44,30	43,26	60,18	65,98	66,55	64,78	64,00	64,01	64,20	62,46
100 x XCa	9,07	12,19	11,78	12,11	19,27	20,99	20,85	20,64	20,13	21,12	20,77	20,32
100 x XMg	14,94	13,46	13,25	13,48	9,65	6,80	6,71	6,11	6,24	6,22	6,21	6,97

Granat B	13	14	15	16	18	19	20	21	22	23	24	25
Pyrop	21,69	21,93	29,63	30,71	42,94	41,83	30,96	30,16	36,57	31,28	42,89	53,05
Spessartin	15,00	16,29	17,50	14,94	9,50	11,73	8,74	7,46	6,33	5,60	6,69	6,97
Grossular	63,30	61,78	52,87	54,35	47,56	46,44	60,30	62,38	57,10	63,12	50,41	39,98
100 x XCa	20,07	21,16	16,69	19,03	13,76	13,57	17,78	18,75	15,83	18,01	12,70	11,24
100 x XMg	6,88	6,78	8,82	9,33	11,41	10,89	8,88	8,34	9,49	8,86	10,72	13,27

Tabelle A.9.: Granate 9811051-4 MCC

Granat D	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	38,624	38,780	38,483	38,708	38,546	38,378	37,974	38,364	37,962	37,833	37,887	38,490	37,555	37,931	37,860
TiO ₂	0,140	0,088	0,071	0,038	0,025	0,030	0,035	0,013	0,019	0,030	0,043	0,059	0,046	0,046	0,039
Al ₂ O ₃	21,876	21,996	21,968	22,126	21,942	22,102	21,740	21,863	21,664	21,609	21,780	21,957	21,446	21,624	21,579
FeO	30,010	31,193	31,453	31,533	31,127	32,347	32,187	32,555	32,389	32,830	32,002	31,472	31,000	31,416	30,193
MnO	0,087	0,031	0,078	0,093	0,121	0,241	0,396	0,187	0,256	0,260	0,629	0,907	1,183	1,411	1,771
MgO	3,388	3,680	3,944	4,092	4,077	4,068	4,032	3,382	3,124	2,891	2,221	1,747	1,704	1,765	1,618
CaO	7,582	5,930	5,389	5,038	5,092	4,413	3,750	4,747	4,595	5,027	6,271	7,321	7,238	7,048	7,789
Summe	101,80	101,74	101,41	101,63	100,93	101,61	100,13	101,12	100,03	100,50	100,89	101,96	100,23	101,24	100,85
Si	2,998	3,011	2,999	3,006	3,012	2,991	3,003	3,010	3,014	3,001	2,996	3,010	2,997	2,998	3,000
Al	2,001	2,013	2,018	2,025	2,020	2,030	2,026	2,022	2,027	2,020	2,030	2,024	2,017	2,015	2,015
Fe(II)	1,948	2,025	2,050	2,048	2,034	2,109	2,129	2,136	2,150	2,177	2,117	2,058	2,069	2,077	2,001
Mn	0,006	0,002	0,005	0,006	0,008	0,016	0,027	0,012	0,017	0,017	0,042	0,060	0,080	0,094	0,119
Mg	0,392	0,426	0,458	0,474	0,475	0,473	0,475	0,396	0,370	0,342	0,262	0,204	0,203	0,208	0,191
Ca	0,631	0,493	0,450	0,419	0,426	0,369	0,318	0,399	0,391	0,427	0,531	0,613	0,619	0,597	0,661
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	20,73	16,37	14,97	13,97	14,21	12,27	10,59	13,27	13,03	14,18	17,61	20,42	20,57	19,90	22,04
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	64,94	67,50	68,34	68,26	67,79	70,29	70,96	71,21	71,68	72,58	70,55	68,62	68,96	69,23	66,69
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0,19	0,07	0,17	0,20	0,27	0,53	0,88	0,41	0,57	0,58	1,40	2,00	2,67	3,15	3,96
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	13,07	14,20	15,28	15,79	15,83	15,76	15,85	13,19	12,32	11,39	8,73	6,79	6,76	6,93	6,37
Fe/(Fe+Mg)	0,83	0,83	0,82	0,81	0,81	0,82	0,82	0,84	0,85	0,86	0,89	0,91	0,91	0,91	0,91
Rest	0,008	0,018	0,012	0,018	0,019	0,011	0,017	0,019	0,024	0,012	0,016	0,021	0,010	0,008	0,009
Pyrop	38,45	46,35	50,22	52,69	52,24	55,18	58,00	49,07	47,54	43,56	31,46	23,24	22,53	23,13	19,68
Spessartin	0,56	0,22	0,56	0,68	0,88	1,86	3,24	1,54	2,21	2,23	5,06	6,86	8,89	10,50	12,24
Grossular	60,98	53,43	49,22	46,63	46,88	42,96	38,77	49,39	50,25	54,22	63,48	69,90	68,58	66,37	68,08
100 x XCa	21,19	16,74	15,19	14,22	14,48	12,43	10,78	13,56	13,35	14,41	18,00	20,90	20,83	20,06	22,25
100 x XMg	13,17	14,46	15,46	16,08	16,14	15,94	16,12	13,44	12,63	11,53	8,87	6,94	6,82	6,99	6,43
Granat D	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	37,785	37,403	37,696	37,394	37,640	37,351	37,692	37,614	37,399	37,448	38,258	38,066	38,001	37,927	37,728
TiO ₂	0,054	0,101	0,070	0,060	0,083	0,102	0,098	0,075	0,059	0,093	0,092	0,055	0,068	0,015	0,050
Al ₂ O ₃	21,617	21,212	21,674	21,403	21,555	21,285	21,684	21,363	21,620	21,377	21,821	21,532	21,729	21,731	21,672
FeO	30,418	28,794	29,157	28,717	27,958	27,531	27,663	27,983	27,730	28,818	28,188	30,044	29,835	31,167	29,493
MnO	2,410	3,050	3,769	4,450	5,310	5,589	5,745	5,721	5,562	5,317	4,279	2,427	2,298	1,657	2,405
MgO	1,438	1,374	1,321	1,200	1,144	1,106	1,095	1,085	1,087	1,150	1,227	2,158	1,915	2,428	1,378
CaO	7,303	7,601	7,453	7,483	7,030	7,320	7,078	7,097	7,023	7,001	7,240	6,610	7,199	6,072	7,655
Summe	101,09	99,72	101,16	100,78	100,75	100,31	101,06	100,96	100,52	101,22	101,16	100,97	101,09	101,02	100,40
Si	2,995	3,002	2,989	2,982	2,998	2,993	2,994	2,997	2,988	2,979	3,019	3,008	2,999	2,996	3,002
Al	2,019	2,007	2,025	2,011	2,023	2,010	2,030	2,006	2,036	2,004	2,029	2,005	2,021	2,023	2,032
Fe(II)	2,016	1,949	1,933	1,918	1,862	1,845	1,837	1,865	1,853	1,912	1,860	1,986	1,969	2,059	1,962
Mn	0,162	0,207	0,253	0,301	0,358	0,379	0,386	0,386	0,376	0,358	0,286	0,162	0,154	0,111	0,162
Mg	0,170	0,164	0,156	0,143	0,136	0,132	0,130	0,129	0,129	0,136	0,144	0,254	0,225	0,286	0,163
Ca	0,620	0,654	0,633	0,639	0,600	0,628	0,602	0,606	0,601	0,597	0,612	0,560	0,609	0,514	0,653
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	20,51	22,55	21,08	21,32	19,97	20,88	20,08	20,14	19,96	19,64	20,30	18,47	20,15	17,06	21,70
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	67,21	64,97	64,44	63,30	62,08	61,49	61,25	62,16	61,76	62,93	62,01	66,19	65,64	68,63	65,41
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	5,39	6,91	8,44	10,02	11,94	12,64	12,88	12,87	12,55	11,94	9,53	5,42	5,12	3,70	5,40
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	5,66	5,48	5,20	4,75	4,53	4,40	4,32	4,30	4,32	4,55	4,81	8,47	7,51	9,53	5,45
Fe/(Fe+Mg)	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93	0,934	0,935	0,935	0,934	0,928	0,886	0,897	0,878	0,923
Rest	0,011	0,008	0,008	0,005	0,015	0,005	0,015	0,005	0,013	0,006	0,032	0,013	0,014	0,010	0,020
Pyrop	17,94	15,68	14,99	13,17	12,43	11,61	11,59	11,52	11,72	12,58	13,89	26,19	22,91	31,47	16,74
Spessartin	17,08	19,78	24,30	27,76	32,77	33,33	34,55	34,50	34,07	33,05	27,52	16,73	15,62	12,20	16,60
Grossular	64,97	64,54	60,71	59,07	54,80	55,06	53,85	53,98	54,21	54,37	58,60	57,08	61,47	56,32	66,66
100 x XCa	20,90	22,10	21,28	21,33	20,29	21,06	20,38	20,29	20,31	19,83	21,09	18,90	20,59	17,31	22,19
100 x XMg	5,72	5,56	5,25	4,76	4,59	4,43	4,39	4,32	4,37	4,53	4,97	8,58	7,62	9,63	5,56
Granat D	32	33	34	35	36	37	38	39	41	42	43	44	45		
SiO ₂	38,498	38,191	38,071	38,469	39,360	38,109	38,360	38,731	38,187	38,388	38,580	38,350	38,282		
TiO ₂	0,074	0,086	0,076	0,037	0,013	0,000	0,044	0,040	0,000	0,000	0,051	0,033	0,074		
Al ₂ O ₃	21,679	21,642	21,592	21,995	22,527	21,756	21,921	21,846	21,894	21,809	22,074	21,799	22,068		
FeO	30,542	30,582	30,939	31,628	32,556	32,951	32,256	31,705	32,595	32,550	31,967	31,463	30,602		
MnO	1,137	1,037	0,750	0,502	0,412	0,450	0,214	0,286	0,493	0,285	0,078	0,075	0,061		
MgO	1,972	1,995	2,487	3,215	3,647	3,761	3,694	3,643	4,092	4,120	4,041	4,002	3,361		
CaO	7,339	7,463	6,877	5,419	4,731	4,206	4,686	4,963	3,723	4,046	4,856	4,942	6,761		
Summe	101,33	101,02	100,82	101,30	103,25	101,23	101,21	101,29	101,01	101,24	101,68	100,71	101,25		
Si	3,022	3,011	3,005	3,009	3,015	2,994	3,004	3,023	2,998	3,005	3,000	3,008	2,990		
Al	2,006	2,011	2,008	2,028	2,034	2,015	2,023	2,010	2,026	2,012	2,023	2,015	2,031		
Fe(II)	2,005	2,016	2,042	2,069	2,086	2,165	2,112	2,070	2,140	2,131	2,079	2,064	1,999		
Mn	0,076	0,069	0,050	0,033	0,027	0,030	0,014	0,019	0,033	0,019	0,005	0,005	0,004		
Mg	0,231	0,234	0,293	0,375	0,416	0,441	0,431	0,424	0,479	0,481	0,468	0,468	0,391		
Ca	0,617	0,630	0,582	0,454	0,388	0,354	0,393	0,415	0,313	0,339	0,405	0,415			

Granat A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Pyrop	59,37	52,10	44,79	35,42	22,94	20,71	16,89	14,69	15,92	16,31	15,15	14,89	15,14	
Spessartin	3,52	2,52	2,49	6,66	8,08	9,04	18,21	23,62	22,78	24,63	24,90	28,39	23,55	
Grossular	37,11	45,37	52,72	57,92	68,98	70,24	64,90	61,68	61,29	59,06	59,95	56,71	61,31	
100 x XCa	10,56	13,69	14,83	16,97	20,83	21,34	22,35	21,91	21,92	20,95	21,11	20,74	21,66	
100 x XMg	14,81	12,82	10,43	8,00	6,28	5,61	4,86	4,42	4,91	4,89	4,79	4,81	4,71	
Granat A	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
Pyrop	18,69	24,21	24,12	21,10	23,77	30,56	38,06	51,46	52,45	56,02	52,21	52,35		
Spessartin	18,76	10,12	10,13	8,68	7,96	6,37	4,83	2,16	2,66	2,37	0,68	0,53		
Grossular	62,56	65,67	65,75	70,21	68,27	63,08	57,12	46,38	44,89	41,61	47,11	47,12		
100 x XCa	21,24	21,15	20,52	21,95	21,56	18,91	16,01	12,85	12,83	12,49	14,59	14,21		
100 x XMg	5,64	7,01	6,82	6,14	6,41	8,22	9,64	12,05	13,47	14,93	14,65	14,95		
Granat B	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Pyrop	51,33	53,00	55,46	61,39	62,57	63,91	60,29	60,26	58,86	49,73	49,38	50,34	42,14	
Spessartin	0,66	0,69	0,85	2,05	2,57	2,94	4,22	3,35	3,87	1,94	1,45	2,30	2,77	
Grossular	48,01	46,31	43,70	36,56	34,86	33,14	35,49	36,39	37,27	48,33	49,17	47,36	55,09	
100 x XCa	14,97	14,40	13,59	12,50	11,85	11,30	10,65	10,27	10,73	13,63	13,14	12,96	15,84	
100 x XMg	14,83	14,79	15,03	14,57	14,67	15,22	14,93	14,98	14,66	13,11	12,18	11,73	10,47	
Granat B	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
Pyrop	38,57	35,07	34,38	35,67	41,01	42,25	45,43	50,00	53,78	62,10	57,40	52,11		
Spessartin	3,69	4,23	4,19	4,44	2,18	2,11	1,72	1,82	2,23	4,50	1,73	0,70		
Grossular	57,73	60,70	61,43	59,89	56,81	55,64	52,85	48,18	43,99	33,41	40,88	47,18		
100 x XCa	16,73	17,90	17,47	16,49	15,14	14,69	13,87	13,27	12,71	9,77	11,92	14,18		
100 x XMg	9,36	9,11	8,91	8,98	10,34	10,50	11,18	12,48	13,55	14,73	15,19	15,06		
Granat C	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15
Pyrop	39,64	33,39	33,76	37,38	37,64	33,54	49,29	40,58	45,71	37,60	31,10	30,57	38,58	42,40
Spessartin	6,37	6,05	6,28	6,91	6,01	6,89	6,81	6,90	5,72	6,63	8,84	10,72	8,96	8,45
Grossular	54,00	60,56	59,96	55,71	56,35	59,57	43,90	52,52	48,57	55,77	60,06	58,71	52,46	49,16
100 x XCa	16,40	17,39	17,65	16,18	16,35	17,41	16,34	14,90	14,04	17,12	19,65	19,87	16,46	14,40
100 x XMg	12,03	9,59	9,94	10,74	10,89	9,81	13,65	11,42	12,84	11,49	10,16	10,34	12,00	12,34
Granat C	16	17	19	20	21	22	23	24	25	26	28	29	30	31
Pyrop	17,89	21,33	19,07	19,19	23,35	23,80	28,98	29,73	42,78	36,45	25,89	23,29	35,41	25,47
Spessartin	13,26	12,80	11,87	10,45	10,11	8,69	7,77	6,97	7,20	6,77	7,75	7,42	7,00	7,74
Grossular	68,85	65,87	69,06	70,35	66,54	67,51	63,26	63,30	50,02	56,78	66,35	69,29	57,59	66,80
100 x XCa	23,26	22,25	21,92	22,67	20,50	21,66	19,85	19,71	13,96	17,31	20,19	21,42	17,51	20,02
100 x XMg	6,02	7,19	6,02	6,17	7,17	7,61	9,09	9,18	11,80	11,01	7,86	7,17	10,37	7,66
Granat C	32	33	34	35	36	37	38	41	42	43	44	45	46	47
Pyrop	28,33	32,32	35,12	40,78	44,99	50,51	45,90	49,59	44,00	47,60	46,65	49,24	46,41	45,10
Spessartin	7,20	6,69	6,44	3,92	4,03	3,87	4,00	4,37	3,68	4,22	4,00	4,28	4,07	4,52
Grossular	64,47	60,99	58,44	55,30	50,99	45,62	50,10	46,04	52,32	48,18	49,36	46,48	49,52	50,39
100 x XCa	18,80	17,02	16,02	15,65	14,48	13,42	15,32	13,59	15,46	13,69	14,20	13,45	13,82	15,24
100 x XMg	8,21	8,95	9,63	11,53	12,78	14,65	14,03	14,61	13,01	13,37	13,30	14,25	12,89	13,47

Tabelle A.11.: Granate 02080502 KCC

Granat D	1	2	3	4	6	7	8	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	39,21	38,742	38,568	38,613	38,121	38,132	38,011	37,84	37,979	37,729	37,93	38,137	37,789	38,18	37,871	37,782
TiO2	0,023	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,070	0,056	0,096	0,048	0,086	0,099	0,083	0,085	0,012
Al2O3	22,299	22,071	21,872	21,792	21,584	21,660	21,437	21,429	21,726	21,420	21,423	21,605	21,323	21,536	21,253	21,460
Cr2O3	0,004	0,000	0,007	0,037	0,017	0,001	0,000	0,028	0,023	0,050	0,009	0,040	0,031	0,000	0,000	0,009
FeO	31,749	31,399	32,904	31,992	32,067	32,296	30,508	29,404	29,236	28,911	29,583	29,193	28,726	29,142	29,928	29,497
MnO	0,213	0,265	0,625	0,611	0,869	1,124	1,826	2,670	3,406	3,986	3,552	4,154	4,330	4,283	4,075	4,303
MgO	4,571	4,357	4,357	4,187	3,983	3,562	2,637	1,683	1,551	1,456	1,486	1,344	1,354	1,477	1,868	1,770
CaO	4,252	4,310	3,020	3,322	3,456	4,199	5,821	7,269	7,077	6,966	6,907	6,876	6,762	6,629	5,393	5,819
Summe	102,34	101,20	101,36	100,56	100,11	100,98	100,32	100,40	101,05	100,62	100,94	101,46	100,45	101,35	100,48	100,67
Si	3,016	3,015	3,013	3,031	3,017	3,004	3,016	3,010	3,004	3,004	3,011	3,011	3,014	3,017	3,020	3,008
Al	2,022	2,025	2,014	2,016	2,013	2,011	2,005	2,009	2,025	2,010	2,004	2,011	2,005	2,005	1,997	2,013
Fe(II)	2,042	2,044	2,150	2,100	2,122	2,128	2,024	1,956	1,934	1,925	1,964	1,928	1,916	1,926	1,996	1,964
Mn	0,014	0,017	0,041	0,041	0,058	0,075	0,123	0,180	0,228	0,269	0,239	0,278	0,293	0,287	0,275	0,290
Mg	0,524	0,506	0,507	0,490	0,470	0,418	0,312	0,200	0,183	0,173	0,176	0,158	0,161	0,174	0,222	0,210
Ca	0,350	0,359	0,253	0,279	0,293	0,354	0,495	0,620	0,600	0,594	0,587	0,582	0,578	0,561	0,461	0,496
Ca ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	11,67	11,98	8,41	9,20	9,72	11,81	16,50	20,56	19,92	19,65	19,55	19,27	19,17	18,71	15,36	16,52
Fe ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	68,08	68,13	71,66	70,01	70,75	70,92	67,48	65,20	64,47	64,16	65,46	64,26	63,87	64,18	66,52	65,46
Mn ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	0,46	0,58	1,38	1,35	1,94	2,50	4,09	6,00	7,61	8,96	7,96	9,26	9,75	9,55	9,17	9,67
Mg ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	17,47	16,85	16,92	16,33	15,66	13,94	10,40	6,65	6,10	5,76	5,86	5,27	5,37	5,80	7,40	7,00
Fe/(Fe+Mg)	0,80	0,80	0,81	0,81	0,82	0,84	0,87	0,91	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,90	0,90
Pyrop	59,02	57,29	63,36	60,75	57,33	49,35	33,56	20,03	18,13	16,76	17,56	15,60	15,65	17,03	23,18	21,10
Spessartin	1,56	1,98	5,16	5,04	7,11	8,85	13,20	18,05	22,62	26,07	23,85	27,40	28,44	28,05	28,73	29,14
Grossular	39,42	40,73	31,48	34,21	35,56	41,80	53,24	61,91	59,25	57,17	58,59	57,00	55,90	54,92	48,09	49,76
100 x XCa	11,96	12,28	8,57	9,60	9,96	11,91	16,75	20,97	20,37	20,07	19,81	19,75	19,61	19,04	15,60	16,77
100 x XMg	17,88	17,28	17,19	16,84	15,96	14,06	10,56	6,75	6,21	5,84	5,93	5,37	5,46	5,90	7,52	7,10

Granat D	19	20	21	22	23	24	25	26	28	29	30	32	33	34	35
SiO2	38,186	38,324	37,598	37,98	37,994	38,542	38,465	38,83	37,916	38,193	38,699	38,292	38,242	38,455	38,722
TiO2	0,082	0,056	0,092	0,099	0,107	0,088	0,013	0,096	0,031	0,020	0,001	0,000	0,000	0,001	0,026
Al2O3	21,343	21,654	21,430	21,445	21,605	21,672	21,827	22,050	21,660	21,657	21,902	21,876	21,831	21,988	21,970
Cr2O3	0,035	0,018	0,036	0,022	0,000	0,009	0,002	0,009	0,030	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,014
FeO	28,476	28,569	28,943	28,937	29,109	29,739	32,018	30,177	32,279	32,502	32,305	32,485	32,900	32,681	32,788
MnO	4,955	5,072	4,708	4,707	4,367	3,105	1,337	2,765	1,161	0,958	0,850	0,719	0,671	0,470	0,440
MgO	1,527	1,407	1,395	1,365	1,392	2,121	3,649	2,131	3,651	3,860	4,041	4,225	4,301	4,596	4,426
CaO	6,325	6,560	6,774	6,616	6,717	6,460	3,838	6,439	4,009	3,279	3,362	3,015	2,993	3,268	3,503
Summe	100,98	101,66	100,98	101,18	101,30	101,74	101,15	102,52	100,75	100,48	101,18	100,66	100,97	101,49	101,89
Si	3,027	3,019	2,992	3,011	3,006	3,020	3,017	3,017	2,995	3,016	3,025	3,011	3,003	2,999	3,008
Al	1,994	2,010	2,010	2,004	2,015	2,002	2,018	2,019	2,016	2,015	2,018	2,027	2,020	2,021	2,011
Fe(II)	1,888	1,882	1,926	1,919	1,926	1,949	2,100	1,960	2,132	2,146	2,112	2,136	2,161	2,131	2,130
Mn	0,333	0,338	0,317	0,316	0,293	0,206	0,089	0,182	0,078	0,064	0,056	0,048	0,045	0,031	0,029
Mg	0,180	0,165	0,165	0,161	0,164	0,248	0,427	0,247	0,430	0,454	0,471	0,495	0,504	0,534	0,513
Ca	0,537	0,554	0,578	0,562	0,569	0,542	0,323	0,536	0,339	0,277	0,282	0,254	0,252	0,273	0,292
Ca ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	17,80	18,40	19,14	18,66	18,98	18,05	10,74	17,836	11,215	9,247	9,387	8,393	8,394	9,101	9,675
Fe ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	62,92	62,73	64,21	63,95	64,20	64,97	70,00	65,346	71,068	71,543	70,403	71,205	72,020	71,039	70,998
Mn ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	11,09	11,28	10,58	10,54	9,76	6,87	2,96	6,064	2,589	2,136	1,876	1,596	1,488	1,035	0,965
Mg ₃ Al ₂ Si ₅ O ₁₂	6,01	5,51	5,52	5,38	5,47	8,26	14,22	8,226	14,329	15,146	15,699	16,509	16,783	17,809	17,084
Fe/(Fe+Mg)	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,89	0,83	0,888	0,832	0,825	0,818	0,812	0,811	0,800	0,806
Pyrop	17,23	15,65	15,66	15,55	16,00	24,89	50,92	25,60	50,93	57,09	58,23	62,30	62,94	63,73	61,62
Spessartin	31,77	32,06	30,02	30,47	28,52	20,70	10,60	18,88	9,20	8,05	6,96	6,02	5,58	3,70	3,48
Grossular	50,99	52,29	54,32	53,98	55,49	54,40	38,47	55,52	39,86	34,86	34,82	31,67	31,48	32,57	34,90
100 x XCa	18,28	18,84	19,34	19,00	19,29	18,42	10,98	18,32	11,39	9,43	9,64	8,66	8,51	9,19	9,84
100 x XMg	6,14	5,62	5,54	5,45	5,56	8,41	14,52	8,44	14,43	15,44	16,12	16,88	17,01	17,99	17,30

Tabelle A.12.: Granate 02060501 KCC

Granat A	1	2	3	4	5	8	9	10	12	13	14
Pyrop	62,64	60,81	58,80	61,14	64,55	56,57	56,76	38,22	19,52	19,49	17,52
Spessartin	2,02	3,32	5,40	5,80	7,40	8,66	7,45	12,43	24,67	23,14	26,92
Grossular	35,34	35,87	35,80	33,06	28,04	34,76	35,80	49,35	55,81	57,37	55,56
100 x XCa	11,74	11,40	9,50	9,72	8,71	9,13	8,52	15,30	19,63	19,55	19,95
100 x XMg	16,29	15,66	15,19	15,40	15,03	14,58	17,48	10,55	5,64	6,07	5,37

Granat A	15	16	18	19	20	21	22	23	24	27	29
Pyrop	17,14	18,05	16,89	20,65	23,83	28,72	18,75	23,31	28,99	58,20	64,41
Spessartin	27,73	30,88	30,15	29,46	28,52	30,85	29,91	28,39	19,58	7,35	6,06
Grossular	55,12	51,07	52,96	49,88	47,65	40,43	51,33	48,30	51,43	34,44	29,52
100 x XCa	19,49	18,73	19,18	18,43	17,00	14,68	19,01	17,56	17,61	11,03	9,89
100 x XMg	5,41	5,60	5,37	6,29	7,17	7,99	5,85	6,57	8,17	13,61	15,05

Granat B	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Pyrop	61,36	69,81	64,14	51,56	59,54	34,96	25,44	18,20	16,67	17,04	18,19	31,51	24,69	33,15	35,09	34,84	40,95	53,12
Spessartin	2,09	6,20	7,89	9,79	11,49	13,77	21,41	26,17	29,32	31,75	29,97	23,57	21,10	12,78	10,13	8,53	5,09	1,36
Grossular	36,56	23,99	27,97	38,65	28,97	51,28	53,15	55,63	54,01	51,20	51,83	44,92	54,21	54,08	54,78	56,63	53,96	45,53
100 x XCa	13,00	9,01	9,55	11,96	9,79	16,76	18,58	19,78	19,76	19,10	19,08	14,90	19,29	17,10	14,90	17,25	15,87	15,44
100 x XMg	16,38	15,55	14,92	12,33	13,18	9,74	7,13	5,34	5,21	5,31	5,44	8,74	7,22	8,71	9,53	9,07	10,29	15,26

Gr E1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Pyrop	57,56	58,96	58,51	56,86	56,92	60,63	59,23	59,41	59,46	58,29	58,69	59,78	59,69	58,74	59,48	59,05	58,08	57,98
Spessartin	1,10	1,80	1,77	1,63	2,04	2,06	2,39	3,08	3,35	2,73	2,80	2,44	2,10	2,09	1,46	2,00	2,27	1,86
Grosular	41,34	39,24	39,72	41,51	41,05	37,32	38,38	37,51	37,19	38,97	38,51	37,78	38,21	39,18	39,06	38,95	39,65	40,16
100 x XCa	12,70	11,71	11,98	12,34	12,46	10,83	10,97	10,69	10,57	10,79	11,05	10,92	11,40	11,76	11,71	12,03	12,06	12,24
100 x XMg	17,69	17,42	17,65	16,88	17,12	17,41	16,81	16,91	16,91	16,62	16,73	17,28	17,55	17,42	17,81	18,07	17,60	17,92

Gr E2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Pyrop	52,65	57,87	57,99	58,45	56,74	60,05	59,48	60,07	59,81	60,35	61,21	59,80	60,95	60,31	60,12	60,70	58,29
Spessartin	1,36	1,41	1,77	1,81	2,01	2,03	1,91	1,47	2,34	2,50	2,47	3,14	3,00	2,64	2,10	1,88	2,14
Grosular	46,00	40,73	40,24	39,74	41,24	37,92	38,62	38,46	37,85	37,15	36,32	37,07	36,05	37,05	37,78	37,42	39,57
100 x XCa	14,30	12,68	12,42	12,28	11,81	11,34	11,24	11,20	11,17	10,86	10,42	10,42	10,37	10,75	10,80	11,23	11,99
100 x XMg	16,37	17,61	17,84	17,90	17,56	17,87	17,31	17,44	17,48	17,52	17,37	17,21	17,20	17,35	17,62	17,95	17,56

Tabelle A.13.: Granate 02060501

Granat C	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,359	38,231	38,062	37,913	37,924	37,891	37,781	38,048	38,036	37,826	37,996	37,963	37,184	37,647	37,363
TiO ₂	0,009	0,046	0,489	0,030	0,038	0,070	0,045	0,024	0,036	0,021	0,040	0,000	0,006	0,019	0,024
Al ₂ O ₃	21,863	22,089	21,642	21,529	21,248	21,531	21,473	21,587	21,866	21,667	21,873	21,540	21,504	21,573	21,571
FeO	32,221	33,017	32,704	32,397	32,505	31,928	32,387	32,010	32,242	31,833	33,312	32,829	32,619	31,746	32,272
MnO	0,320	0,290	0,265	0,220	0,339	0,301	0,313	0,304	0,217	0,284	0,659	0,932	1,022	1,028	1,036
MgO	3,861	3,912	3,589	3,720	3,772	3,554	3,637	3,542	3,748	3,611	3,896	3,692	3,205	2,880	2,679
CaO	4,680	4,525	4,783	4,753	4,986	5,185	4,867	4,994	4,977	5,018	3,801	4,152	4,852	5,730	5,548
Summe	101,37	102,16	101,55	100,62	100,89	100,53	100,52	100,55	101,15	100,29	101,66	101,11	100,45	100,64	100,57
Si	3,000	2,973	2,982	2,994	2,988	2,995	2,989	3,004	2,986	2,993	2,974	2,991	2,954	2,983	2,969
Al	2,015	2,024	1,998	2,003	1,973	2,006	2,002	2,009	2,023	2,021	2,018	2,000	2,013	2,015	2,020
Fe(II)	2,108	2,155	2,142	2,142	2,119	2,110	2,140	2,113	2,129	2,107	2,185	2,157	2,154	2,107	2,147
Mn	0,021	0,019	0,018	0,015	0,023	0,020	0,021	0,020	0,014	0,019	0,044	0,062	0,069	0,069	0,070
Mg	0,450	0,454	0,419	0,438	0,443	0,419	0,429	0,417	0,439	0,426	0,455	0,434	0,380	0,340	0,317
Ca	0,392	0,377	0,401	0,402	0,421	0,439	0,413	0,422	0,419	0,425	0,319	0,350	0,413	0,487	0,472
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	13,02	12,80	13,33	13,45	12,71	14,47	13,58	13,95	14,48	14,11	10,65	11,41	12,93	16,34	15,65
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	70,25	70,78	71,41	71,30	70,05	70,34	70,88	70,45	70,47	70,22	71,90	71,48	69,76	69,59	70,31
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0,71	0,64	0,59	0,49	0,75	0,67	0,70	0,68	0,48	0,63	1,46	2,07	2,29	2,30	2,32
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	15,01	15,12	13,97	14,60	14,77	13,96	14,30	13,90	14,62	14,20	15,15	14,45	12,65	11,34	10,58
Fe/(Fe+Mg)	0,82	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,85	0,86	0,87
Pyrop	52,23	52,94	50,11	51,15	52,31	47,97	50,03	48,72	49,42	49,06	55,58	51,74	45,39	37,82	37,05
Spessartin	2,46	2,23	2,10	1,72	2,67	2,31	2,45	2,38	1,63	2,19	5,34	7,42	8,22	7,67	8,14
Grossular	45,31	44,83	47,79	47,14	45,01	49,73	47,53	48,91	48,95	48,74	39,07	40,84	46,39	54,50	54,81
100 x XCa	13,20	12,58	13,47	13,43	13,90	14,69	13,73	14,21	14,01	14,29	10,63	11,65	13,64	16,22	15,72
100 x XMg	15,15	15,13	14,06	14,63	14,63	14,01	14,27	14,02	14,68	14,31	15,17	14,41	12,53	11,34	10,56
Granat C	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	37,386	37,772	36,987	37,966	37,960	37,706	37,783	37,814	38,166	37,929	37,811	38,044	37,774	37,937	38,111
TiO ₂	0,007	0,069	0,013	0,182	0,033	0,021	0,052	0,000	0,092	0,082	0,058	0,085	0,026	0,078	0,087
Al ₂ O ₃	21,556	21,507	20,902	21,651	21,503	21,451	21,315	21,280	21,694	21,328	21,408	21,577	21,563	21,571	21,533
FeO	33,392	32,220	32,633	32,331	32,569	31,497	32,224	32,099	32,437	31,479	31,986	32,452	31,715	31,868	31,721
MnO	1,109	1,129	1,084	1,136	1,147	1,130	1,208	1,177	1,215	1,221	1,230	1,209	1,244	1,240	1,176
MgO	2,756	2,533	2,482	2,735	2,137	1,907	1,873	1,804	1,682	1,749	1,733	1,771	1,883	1,814	1,920
CaO	4,717	5,946	5,702	5,618	6,437	6,965	6,899	6,789	6,880	6,920	6,760	6,605	6,917	6,724	6,745
Summe	100,98	101,24	99,85	101,67	101,86	100,74	101,39	100,99	102,21	100,73	101,00	101,74	101,17	101,33	101,32
Si	2,965	2,984	2,968	2,985	2,986	2,996	2,989	3,003	2,995	3,012	3,001	2,999	2,990	2,998	3,007
Al	2,015	2,002	1,977	2,006	1,993	2,009	1,987	1,992	2,007	1,996	2,003	2,004	2,012	2,009	2,003
Fe(II)	2,209	2,126	2,156	2,130	2,134	2,093	2,118	2,131	2,129	2,091	2,123	2,139	2,106	2,106	2,093
Mn	0,074	0,076	0,074	0,076	0,076	0,076	0,081	0,079	0,081	0,082	0,083	0,081	0,083	0,083	0,079
Mg	0,326	0,298	0,297	0,321	0,251	0,226	0,221	0,214	0,197	0,207	0,205	0,208	0,222	0,214	0,226
Ca	0,401	0,503	0,490	0,473	0,543	0,593	0,585	0,578	0,579	0,589	0,575	0,558	0,587	0,569	0,570
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	12,91	16,48	14,50	15,85	17,47	19,62	18,74	19,14	19,22	19,56	19,16	18,59	19,80	18,75	18,94
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	72,13	70,22	70,24	70,51	70,55	69,76	70,08	70,69	70,97	69,69	70,77	71,31	69,94	70,21	69,78
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	2,48	2,52	2,46	2,52	2,55	2,53	2,70	2,64	2,69	2,74	2,76	2,69	2,78	2,77	2,62
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	10,86	9,94	9,90	10,68	8,35	7,53	7,36	7,12	6,56	6,90	6,84	6,94	7,41	7,12	7,53
Fe/(Fe+Mg)	0,87	0,88	0,88	0,87	0,90	0,90	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,90	0,91	0,90
Pyrop	41,37	34,36	36,86	36,78	29,44	25,36	25,56	24,63	23,04	23,64	23,77	24,58	24,70	24,87	25,89
Spessartin	9,46	8,70	9,15	8,68	8,98	8,54	9,37	9,13	9,45	9,38	9,59	9,53	9,27	9,66	9,01
Grossular	49,17	56,94	53,99	54,55	61,58	66,10	65,07	66,23	67,51	66,98	66,64	65,89	66,03	65,47	65,10
100 x XCa	13,29	16,74	16,07	15,80	18,01	19,85	19,37	19,24	19,38	19,83	19,25	18,68	19,61	19,16	19,21
100 x XMg	10,80	9,92	9,73	10,70	8,32	7,56	7,32	7,11	6,59	6,97	6,87	6,97	7,43	7,19	7,61
Granat C	31	32	34	35	36	37	38	39	41	42	43	44	45		
SiO ₂	37,963	38,288	38,175	38,126	37,929	38,105	37,955	38,202	37,800	38,322	38,076	37,935	38,778		
TiO ₂	0,061	0,084	0,050	0,065	0,063	0,000	0,032	0,021	0,134	0,010	0,047	0,035	0,018		
Al ₂ O ₃	21,671	21,715	21,656	21,769	21,638	21,691	21,769	21,978	21,168	21,806	21,643	21,649	22,179		
FeO	31,852	32,134	31,228	31,628	31,940	32,521	33,067	33,100	31,814	32,871	32,388	32,830	30,864		
MnO	1,122	1,077	1,160	1,067	1,038	1,063	0,963	0,896	0,886	1,031	0,396	0,282	0,196		
MgO	2,250	2,708	2,225	2,467	2,786	2,959	3,324	3,706	3,609	3,790	3,910	3,841	3,156		
CaO	6,812	5,604	6,839	6,573	5,700	5,193	4,872	3,803	4,022	4,032	4,361	4,679	7,004		
Summe	101,79	101,63	101,35	101,72	101,10	101,53	101,99	101,74	99,44	101,87	100,83	101,31	102,21		
Si	2,981	3,004	3,005	2,992	2,993	2,996	2,968	2,989	3,018	2,995	2,998	2,977	3,002		
Al	2,006	2,008	2,009	2,013	2,012	2,010	2,007	2,027	1,992	2,008	2,008	2,002	2,024		
Fe(II)	2,090	2,109	2,055	2,075	2,108	2,138	2,151	2,166	2,125	2,153	2,132	2,146	1,998		
Mn	0,075	0,072	0,077	0,071	0,069	0,071	0,064	0,059	0,060	0,068	0,026	0,019	0,013		
Mg	0,263	0,317	0,261	0,289	0,328	0,347	0,388	0,432	0,430	0,442	0,459	0,449	0,364		
Ca	0,573	0,471	0,577	0,553	0,482	0,437	0,408	0,319	0,344	0,338	0,368	0,393	0,581		
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	18,92	15,68	19,22	18,40	16,04	14,58	13,01	10,53	11,45	11,45	12,26	12,54	19,37		
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	69,00	70,29	68,51	69,18	70,26	71,28	70,29	72,20	70,82	71,58	71,08</				

Granat B	1	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	36,04	36,58	36,83	35,72	36,09	36,74	36,45	36,02	36,07	36,65	36,36	36,88
Al ₂ O ₃	20,32	20,46	20,58	20,36	20,78	21,07	20,67	20,44	20,18	20,83	20,66	20,54
FeO	32,47	33,48	33,87	33,95	34,88	33,31	32,74	31,49	31,88	32,81	30,26	30,34
MnO	0,09	0,27	0,21	0,22	0,30	0,67	1,07	1,66	1,68	1,73	2,74	3,44
MgO	3,77	3,39	2,98	2,85	2,43	1,83	1,60	1,48	1,54	1,46	1,22	1,23
CaO	4,78	4,18	4,85	4,37	4,43	6,03	6,67	7,08	6,25	6,67	7,06	7,00
Summe	97,55	98,38	99,42	97,52	98,96	99,70	99,34	98,37	97,68	100,26	98,42	99,51
Si	2,94	2,97	2,97	2,94	2,93	2,96	2,95	2,95	2,98	2,95	2,97	2,99
Al	1,95	1,96	1,95	1,97	1,99	2,00	1,97	1,97	1,96	1,97	1,99	1,96
Fe(III)	0,07	0,05	0,05	0,06	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,04
Fe(II)	2,15	2,22	2,23	2,28	2,33	2,23	2,17	2,11	2,16	2,16	2,05	2,02
Mn	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,07	0,11	0,12	0,12	0,19	0,24
Mg	0,46	0,41	0,36	0,35	0,29	0,22	0,19	0,18	0,19	0,17	0,15	0,15
Ca	0,42	0,36	0,42	0,38	0,39	0,52	0,58	0,62	0,55	0,57	0,62	0,61
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	3,38	2,46	2,61	2,76	2,19	0,92	2,17	2,42	2,09	2,43	0,90	1,78
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	10,54	9,67	11,26	9,98	10,57	16,46	17,02	18,14	16,21	16,67	19,72	18,45
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	68,62	72,58	72,51	72,93	74,45	72,53	70,23	67,64	70,55	69,30	67,24	66,52
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0,21	0,61	0,48	0,51	0,68	1,52	2,44	3,83	3,91	3,92	6,32	7,86
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	15,28	13,70	11,93	11,64	9,81	7,31	6,43	6,02	6,31	5,83	4,94	4,95
Fe/(Fe+Mg)	0,83	0,85	0,86	0,87	0,89	0,91	0,92	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93
Pyrop	58,70	57,12	50,41	52,61	46,56	28,91	24,83	21,52	23,86	22,07	15,94	15,84
Spessartin	0,79	2,55	2,03	2,30	3,25	6,00	9,43	13,68	14,80	14,84	20,41	25,14
Grossular	40,51	40,32	47,56	45,09	50,20	65,09	65,75	64,81	61,34	63,09	63,66	59,03
100 x XCa	13,49	11,87	13,63	12,47	12,55	17,19	18,90	20,22	18,06	18,70	20,45	19,93
100 x XMg	14,79	13,40	11,65	11,33	9,58	7,23	6,30	5,88	6,19	5,69	4,90	4,87

Granat B	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	37,61	36,42	36,44	36,82	36,80	35,59	36,43	37,63	37,28	37,44	37,40
Al ₂ O ₃	21,29	20,64	20,53	20,61	21,14	20,89	21,21	21,50	20,99	21,85	21,79
FeO	31,15	31,49	31,43	31,67	31,98	32,71	33,07	32,02	32,25	32,96	32,43
MnO	3,38	2,18	2,12	1,61	1,10	0,99	0,24	0,22	0,26	0,42	0,18
MgO	1,31	1,36	1,37	1,44	1,57	2,35	2,42	2,48	3,03	3,95	3,96
CaO	6,75	6,78	6,99	6,95	7,20	5,50	6,04	6,27	5,78	3,68	4,33
Summe	101,57	98,99	99,01	99,16	99,86	98,13	99,56	100,17	99,70	100,30	100,12
Si	2,98	2,96	2,96	2,99	2,96	2,91	2,93	3,00	2,98	2,97	2,96
Al	1,99	1,98	1,97	1,97	2,00	2,01	2,01	2,02	1,98	2,04	2,04
Fe(III)	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,00	0,02	-0,01	-0,01
Fe(II)	2,05	2,11	2,10	2,12	2,13	2,20	2,20	2,13	2,13	2,20	2,16
Mn	0,23	0,15	0,15	0,11	0,07	0,07	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
Mg	0,15	0,16	0,17	0,17	0,19	0,29	0,29	0,29	0,36	0,47	0,47
Ca	0,57	0,59	0,61	0,60	0,62	0,48	0,52	0,54	0,50	0,31	0,37
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	0,78	1,64	2,11	1,40	0,97	1,95	1,35	0,00	1,17	-0,65	-0,47
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	18,32	17,92	18,10	18,72	19,71	14,01	15,76	17,79	15,21	11,07	12,65
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	67,57	68,57	68,07	69,96	69,15	69,09	70,09	71,06	70,21	72,00	70,58
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	7,57	5,01	4,87	3,69	2,49	2,28	0,54	0,49	0,60	0,94	0,40
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	5,15	5,50	5,52	5,80	6,28	9,54	9,69	9,80	12,06	15,53	15,59
Fe/(Fe+Mg)	0,93	0,93	0,93	0,93	0,92	0,89	0,88	0,88	0,86	0,82	0,82
Pyrop	16,59	19,35	19,39	20,56	22,05	36,94	37,27	34,90	43,28	56,42	54,43
Spessartin	24,38	17,62	17,08	13,07	8,76	8,81	2,09	1,74	2,14	3,40	1,39
Grossular	59,03	63,04	63,53	66,37	69,19	54,25	60,64	63,36	54,58	40,19	44,18
100 x XCa	18,98	19,39	19,92	19,88	20,45	15,69	17,05	17,98	16,34	10,45	12,27
100 x XMg	5,12	5,41	5,42	5,73	6,21	9,31	9,52	9,88	11,93	15,58	15,60

Granat A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pyrop	48,61	55,79	42,29	33,25	31,59	26,34	23,52	21,06	21,46	49,28	17,90
Spessartin	0,43	3,32	1,38	1,90	2,67	5,31	6,62	10,60	13,15	5,38	17,92
Grossular	50,96	40,89	56,33	64,85	65,73	68,35	69,86	68,34	65,39	45,34	64,18
100 x XCa	15,15	11,96	15,57	18,70	18,14	19,79	20,20	20,19	19,93	13,39	20,35
100 x XMg	13,94	13,58	11,19	8,33	7,65	6,12	6,57	5,64	6,04	12,31	5,24

Granat A	12	14	15	17	18	19	21	22	23	24	25
Pyrop	17,20	19,79	20,81	23,75	26,73	31,66	42,67	50,76	58,29	52,92	42,26
Spessartin	19,21	19,00	13,89	9,36	4,11	2,98	1,51	2,05	2,21	0,28	0,81
Grossular	63,59	61,21	65,29	66,89	69,16	65,35	55,82	47,19	39,50	46,79	56,92
100 x XCa	20,04	19,05	18,79	19,35	19,81	18,04	15,39	13,54	12,11	13,90	18,48
100 x XMg	5,42	5,57	5,52	5,86	6,58	7,63	9,67	11,14	14,63	15,15	12,73

Tabelle A.15.: Granate 970425/3 KCC

A.2. Geochemische Analysen der Orthogneise (RFA)

Verbindung	(%)	Element	(PPM)
SiO ₂	75,60	Ba	362,2
Al ₂ O ₃	13,06	Cl	34,8
MnO	0,00	Co	0,0
MgO	0,16	Cr	2,3
CaO	0,03	Ga	22,5
Na ₂ O	3,27	Nb	44,4
K ₂ O	5,32	Ni	5,1
TiO ₂	0,24	Pb	5,2
P ₂ O ₅	0,05	Rb	154,0
Fe ₂ O ₃	1,34	Sc	3,6
SO ₃	0,01	Sr	21,1
F	0,07	Th	38,6
		U	21,30
Sum	99,15	V	3,5
		Y	50,8
		Zn	16,9
		Zr	265,8

Tabelle A.16.: RFA-Analyse Exo Moulianá Orthogneis

Verbindung	(%)	Element	(PPM)
SiO ₂	71,11	Ba	615,5
Al ₂ O ₃	16,02	Cl	48,1
MnO	0,04	Co	2,6
MgO	1,96	Cr	8,6
CaO	0,86	Ga	17,7
Na ₂ O	2,86	Nb	8,8
K ₂ O	2,77	Ni	4,7
TiO ₂	0,08	Pb	16,5
P ₂ O ₅	0,02	Rb	79,3
Fe ₂ O ₃	1,75	Sc	6,6
SO ₃	0,01	Sr	142,1
F	0,11	Th	19,7
		U	8,2
Sum	97,59	V	12,4
		Y	38,4
		Zn	41,1
		Zr	105,0

Tabelle A.17.: RFA-Analyse Chamezí Orthogneis

A.3. U-Pb- und Pb-Pb-Tabellen (ID-TIMS)

Isotopic Dilution
Probe mit 0,2 ml 3N HCl_{matt} aufnehmen
10 HV H_2O
10 HV 6N HCl
5 HV H_2O
5 HV 3N HCl
Probe aufgeben
3 HV 3N HCl
8 HV 6N HCl in Becher mit 2 Tropfen H_3PO_4 auffangen
8 HV H_2O in Becher mit 2 Tropfen H_3PO_4 auffangen

Tabelle A.18.: Separation von Pb und U aus Zirkon

Datum	Menge (μ l)	$^{208}Pb/^{206}Pb$ -Verhältnis	2σ -Fehler	Blöcke	Konversionsfaktor
04.07.2002	70	0,99777	0,003	3	60,07
20.06.2002	110	0,99791	0,013	3	69,31
28.01.2002	110	0,99826	0,009	2	75,33
28.01.2002	110	0,99758	0,010	3	54,41
29.01.2002	110	0,99835	0,003	3	70,46
09.01.2002	114	0,99820	0,007	3	58,62
07.11.2001	150	0,99810	0,002	1	82,43
06.11.2001	150	0,99751	0,006	4	80,02
21.12.1999	70	0,99736	0,002	4	87,37
27.10.1999	60	0,99760	0,002	5	
11.11.1999	60	0,99843	0,003	3	83,89
17.09.1999	60	0,99844	0,005	3	93,55
17.09.1999	60	0,99756	0,005	2	

Tabelle A.19.: Standard Blei

$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{204}Pb/^{206}Pb$	$f(^{208}Pb/^{206}Pb)$	$f(^{207}Pb/^{206}Pb)$	$f(^{204}Pb/^{206}Pb)$
1,00016	0,46707	0,027219	0,00036	0,0002	0,000027

Tabelle A.20.: Verhältnisse des NBS 982 Standards

A.3. U-Pb- und Pb-Pb-Tabellen (ID-TIMS)

Probe	Typologie	Gewicht (µg)	Pb r. (ppm)	Pb i. (ppm)	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Radiogene Verhältnisse						Alter (Ma)								
							²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			
							2 σ (%)		2 σ (%)		2 σ (%)		±	2 σ		2 σ		2 σ			
														±	±	±	±				
Exo Mouliana																					
22	1436	3 dp	D, J ₅	10	43,25	13,7	1403	199	0,2129	1,64	0,0281	0,42	0,05494	1,54	0,35	179	1	196	3	410	34
23	1242	1 dp	D	27	73,68	6,6	1839	726	0,3171	0,44	0,0409	0,25	0,05630	0,35	0,61	258	1	280	1	464	2
24	1906	6 lp	D, G ₁	11	17,02	2,1	301	488	0,4058	1,74	0,0519	0,91	0,05666	1,43	0,57	326	3	346	6	478	32
25	1437	8 lp	G ₁	13	7,83	1,7	137	280	0,4246	3,32	0,0529	2,05	0,05825	2,53	0,65	332	7	359	12	539	14
26	1431	4 hp	D, J ₅	10	7,50	1,3	124	347	0,4331	3,23	0,0560	2,19	0,05614	2,29	0,71	351	8	365	12	458	51
27	1907	8 lp	D, G ₁ , P ₁	10	17,86	1,9	284	541	0,4471	2,39	0,0569	0,97	0,05697	2,16	0,43	357	3	375	9	490	48
28	1243	2 dp	D	18	41,97	3,1	620	773	0,4826	0,54	0,0613	0,31	0,05713	0,44	0,60	383	1	400	2	497	2
29	1245	2	D	10	19,02	1,6	259	708	0,5771	1,89	0,0699	0,92	0,05988	1,63	0,51	436	4	463	9	599	10
30	1432	3	J ₅	15	10,26	3,0	147	214	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	1701	5 lp, p	D	12	15,60	4,2	286	234	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	1697	2 lp	G ₁	10	6,13	1,6	85	245	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	1433	5 lp	D, J ₅	18	4,70	1,4	69	202	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	1903	2	J ₅	10	3,94	1,5	52	161	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35	1699	4 p	G ₁	10	9,81	6,8	179	103	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	1905	7	D	10	3,16	2,4	54	93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
37	1435	6	D, J ₅	12	5,33	4,7	84	82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38	1438	6 lp	D	10	10,60	17,3	198	56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39	1700	5 p, lp	G ₁	26	8,11	20,5	99	37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Paraspori																					
40	1669	3 c,m	D	10	25,84	5,7	331	280	0,5438	2,22	0,0720	0,71	0,05481	2,07	0,35	448	3	441	10	405	46
41	1383	2 c	D	10	32,40	7,0	426	280	0,5985	1,12	0,0693	0,64	0,06266	0,90	0,60	432	3	476	5	697	19
42	1669	3 p-b	D	29	25,10	6,9	375	232	0,5225	1,08	0,0632	0,37	0,05996	0,98	0,44	395	1	427	5	602	21
43	1672	2p	D	13	12,36	2,2	183	343	0,4982	2,20	0,0628	1,51	0,05752	1,53	0,72	393	6	410	9	512	34
44	1675	5 c	D	10	10,03	3,1	159	205	0,5157	2,03	0,0589	1,23	0,06347	1,55	0,65	369	5	422	9	724	33
45	1909	7 lp, c	D	15	8,97	1,4	144	407	0,5159	2,16	0,0586	1,21	0,06379	1,75	0,59	367	4	422	9	735	37
46	1911	4 b, m	D	13	25,58	5,0	464	311	0,4052	1,19	0,0510	0,52	0,05762	1,04	0,45	321	2	345	4	515	23
47	1671	2 b, m	P ₅ , S ₂₅	11	26,77	9,7	242	169	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	1702	3 p	D	27	9,36	3,9	204	157	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
49	1908	5 p	D, P ₅	12	24,37	10,5	337	150	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
50	1670	2 b	D	24	6,09	3,4	85	120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	1704	3 c,p	D	12	10,60	11,9	212	69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
52	1910	3 b, m	D	14	21,29	38,8	634	49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53	1673	3 c	D	10	31,44	53,6	350	48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vai																					
54	1377	1 c		10	15,69	2,4	293	416	0,4186	1,93	0,0518	1,04	0,05858	1,59	0,64	326	3	355	7	551	35
55	1341	3 p		58	15,08	0,9	270	1044	0,4332	0,44	0,0546	0,23	0,05755	0,37	0,55	343	1	365	2	513	2
56	1381	8 e		27	25,55	1,1	411	1393	0,5650	0,57	0,0600	0,30	0,05887	0,47	0,55	376	1	403	2	562	10
57	1379	5 p		12	65,92	6,7	1039	626	0,5151	0,58	0,0630	0,36	0,05927	0,43	0,67	394	1	422	2	577	9
58	1375	1c		10	29,94	3,1	332	647	0,8078	0,87	0,0933	0,53	0,06280	0,67	0,64	575	3	601	5	701	14
59	1380	6 p		22	8,03	1,3	173	405	0,3878	1,92	0,0458	0,90	0,06211	1,66	0,50	285	3	333	6	678	35
60	1342	10 mf		32	22,13	0,8	396	1643	0,5199	0,39	0,0547	0,28	0,06896	0,26	0,73	343	1	425	2	898	2
Sfaká																					
62	1975	r, p, e		20	43,1	3,8	864	723	0,3691	0,65	0,0498	0,28	0,05370	0,58	0,46	314	1	319	2	358	13
63	2020	lp, r, p, m		25	5,28	0,8	103	413	0,4369	3,60	0,0527	1,17	0,06018	3,39	0,34	331	4	368	13	610	73
64	2023	p, m, k		20	7,80	1,1	123	420	0,5394	2,79	0,0587	1,11	0,06668	2,53	0,42	368	4	438	12	828	53
65	1974	k, p		37	13,67	3,1	198	278	0,5283	0,91	0,0653	0,35	0,05870	0,81	0,46	408	1	431	4	556	18
66	1968	r, p, k, y		14	9,52	0,5	124	1010	0,6755	1,60	0,0718	1,29	0,06827	0,91	0,82	447	6	524	8	877	19
67	1970	r, p, m, lp		29	6,83	0,9	89	480	0,6470	1,46	0,0728	0,82	0,06444	1,18	0,59	453	4	507	7	756	25
68	1985	r, k		12	37,94	5,7	464	437	0,7580	0,75	0,0842	0,46	0,06529	0,57	0,65	521	2	573	4	784	12
69	1976	r, kl, e		17	10,36	0,8	86	678	0,9459	1,94	0,1005	1,13	0,06824	1,56	0,60	618	7	676	13	876	32
70	2028	li, g, k		12	50,04	2,0	327	1140	1,8839	0,85	0,1113	0,60	0,12280	0,59	0,72	680	4	1075	9	1997	11
71	2027	r, p, m		10	117,72	2,0	689	3079	1,4737	0,52	0,1485	0,33	0,07196	0,40	0,65	893	3	920	5	985	8
72	2025	g, m, c		34	2,69	0,5	24	294	1,2791	3,70	0,1053	1,80	0,08807	0,40	0,50	646	12	836	31	1384	62
73	1973	k, kl, p		15	115,87	0,4	739	18106	1,5205	0,20	0,1519	0,17	0,07260	0,11	0,84	912	2	939	2	1003	2
74	2022	lp, p, kl, k		40	30,36	0,2	92	8897	4,9334	0,31	0,2974	0,27	0,12030	0,16	0,87	1679	5	1808	6	1961	3
75	1971	r, lp, p		19	151,80	1,1	-	6978	-	-	-	-	0,19962	0,12	-	-	-	-	-	2823	2
76	1979	p, kl		21	4,07	0,6	66	408	0,4838	3,01	0,0584	1,98	0,06011	2,20	0,68	366	7	401	12	608	48
77	1986	p, kl	P ₅	24	5,32	1,1	76	284	0,5769	2,14	0,0620	1,34	0,06753	1,63	0,65	387	5	462	10	854	34
78	1984	p	P ₁	13	36,19	2,2	441	1068	0,7694	3,40	0,0848	0,86	0,06583	3,29	0,26	525	5	579	20	801	69
79	2021	lp, r, p, m	P ₂	27	21,23	1,2	154	969	1,9992	0,62	0,1245	0,43	0,11645	0,45	0,69	757	3	1115	7	1902	8
80	1980	c, kl, e	P ₁	12	26,77	0,9	205	1719	1,2954	0,75	0,1287	0,52	0,07301	0,53	0,71	780	4	844	6	1014	11
81	1981	p, kl	P ₅	15	84,42	0,6	254	6337	4,3425	0,23	0,2628	0,21	0,11986	0,10	0,91	1504	3	1702	4	1954	2
Exo Mouliana 2																					
82	1989	1 p, e	S ₂₀	30	5,95	0,2	123	2413	0,3609	1,28	0,0475	0,90	0,05511	0,80	0,73	299	3	313	4	417	20
83	1998	27 kl, D, g	P ₂	40	23,93	7,0	406	236	0,6484	1,49	0,0789	0,64	0,06808	0,74	0,46	376	2	454	7	871	15
84	1995	18 p, kl	S ₆ , P ₂	40	22,54	2,6	331	493	0,8941	0,58	0,0636	0,31	0,10192	0,48	0,56	398	1	649	4	1659	9
85	1991	18 lg, n, c, kl, e	P ₂	40	4,83	0,6	75	510	0,5617	1,30	0,0671	0,84	0,06069	0,96	0,67	419	3	453	6	628	21
86	1993	18 y, kl, lp	S ₆ , P ₂ , S ₉	40	7,55	0,7	107	689	0,5926	0,89	0,0715	0,53	0,06011	0,69	0,63	445	2	473	4	608	15
87	1997	24 kl, c, g, e	P ₂ , S ₁₀	40	5,86	1,1	78	373	0,5641	0,84	0,0601	0,30	0,05963	1,32	0,47	489	1	507	4	590	29
88	1969	9 c, kl	P ₂	6	21,49	5,8	268	258	0,8382	1,84	0,0836	1,11									

Probe	Gewicht (mg)	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		Rho
		$2\sigma(\%)$		$2\sigma(\%)$		
		\pm		\pm		
94	4	98,023	0,472	20,979	0,193	0,44
95	11	117,89	1,380	21,239	0,207	0,24
96	7	124,52	0,465	21,580	0,222	0,48

Tabelle A.22.: Rutile des Sfaká-Paragneises Fehler sind als 2σ angegeben. Massenfraktionierung- ($1,12 \pm 0,18\%$ per a.m.u.) und Blank korrigiert, Rho.= Korrelationskoeffizient von $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ zu $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Probe	Spaltspurenalter (Ma)	Fehler (1σ)	Alter (Ma)	Mittelwert	Fehler (%)
Chamezí	139,05	18,06			
	149,21	29,37			
	209,93	41,91	$157,56 \pm 15,96$		5,35
Exo Moulianá	104,43	19,07			
	123,49	25,07	$112,88 \pm 15,34$		0,00
Parasporí	158,38	32,73			
	112,01	21,84			
	135,99	28,40			
	169,19	33,60			
	178,77	35,39	$150,21 \pm 13,62$		0,33
Vaí	155,44	32,17			
	169,05	23,03			
	185,63	21,77			
	194,19	22,07			
	203,37	34,95			
	182,34	39,62			
	180,11	37,64	$183,82 \pm 10,75$		0,00

Tabelle A.23.: Zirkon Spaltspurenalter der Orthogneise

A.4. Elementverteilung in Zirkonen (EMP)

Line	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	5	6
CaO	0,309	0,056	0,177	0,047	0,227	0,094	0,107	0,547	0,068	0,440	0,012	0,057
Al ₂ O ₃	0,473	3,229	1,838	0,021	1,147	0,000	0,192	0,891	0,000	0,316	0,001	0,033
ThO ₂	0,552	0,028	0,080	0,107	0,224	0,094	0,084	0,242	0,107	0,107	0,000	0,042
Fe ₂ O ₃	0,367	0,603	0,291	0,176	0,461	0,141	0,129	1,850	0,230	0,386	0,017	0,102
UO ₂	1,681	0,226	0,331	0,265	0,398	0,254	0,383	1,723	0,288	0,442	0,003	0,152
ZrO ₂	49,64	48,55	47,00	60,27	58,54	60,33	59,57	48,83	59,85	56,15	61,63	60,93
SiO ₂	34,18	41,49	47,63	34,05	32,81	33,78	33,91	31,35	33,68	33,09	34,47	34,10
MnO	0,050	0,013	0,053	0,023	0,092	0,038	0,010	0,070	0,050	0,075	0,001	0,020
Y ₂ O ₃	3,033	0,247	0,477	0,702	0,536	0,516	0,775	3,877	0,441	1,164	0,041	0,313
Total	90,29	94,44	97,88	95,67	94,43	95,25	95,15	89,38	94,71	92,17	96,17	95,75
Th (w.t.%)	0,485	0,025	0,070	0,094	0,197	0,083	0,074	0,213	0,094	0,094	0,000	0,037
U (wt%)	1,482	0,200	0,292	0,234	0,351	0,224	0,338	1,519	0,254	0,389	0,003	0,134
Ca (w.t.%)	0,221	0,040	0,127	0,034	0,162	0,067	0,077	0,391	0,048	0,315	0,008	0,041
Al (w.t.%)	0,125	0,854	0,486	0,006	0,304	0,000	0,051	0,236	0,000	0,084	0,000	0,009
Y (w.t.%)	1,194	0,097	0,188	0,276	0,211	0,203	0,305	1,526	0,173	0,458	0,016	0,123
Fe (w.t.%)	0,128	0,211	0,102	0,061	0,161	0,049	0,045	0,647	0,080	0,135	0,006	0,036
Mn (w.t.%)	0,039	0,010	0,041	0,018	0,071	0,030	0,007	0,054	0,039	0,058	0,001	0,015
Zr/Si	1,452	1,170	0,987	1,770	1,784	1,786	1,757	1,558	1,777	1,697	1,788	1,787
U+Th+Y	3,162	0,322	0,550	0,604	0,759	0,510	0,716	3,258	0,521	0,941	0,019	0,294
Al+Mn+Fe+Ca	0,513	1,115	0,756	0,118	0,698	0,146	0,180	1,328	0,167	0,592	0,016	0,100
Th/U	0,328	0,125	0,240	0,403	0,560	0,371	0,218	0,140	0,371	0,241	0,000	0,274
U+Th	1,967	0,224	0,362	0,328	0,547	0,307	0,411	1,732	0,348	0,483	0,003	0,170

Line	1	2	3	4	5	6	1	3	4	5	6	7	8	9	10
CaO	0,033	0,006	0,020	0,185	0,002	0,003	0,009	0,083	0,447	0,112	0,006	0,023	0,009	0,006	0,588
Al ₂ O ₃	0,000	0,023	1,139	0,113	0,006	0,002	0,437	0,006	0,430	0,086	0,001	0,000	0,000	0,000	0,696
ThO ₂	0,098	0,038	0,044	0,185	0,043	0,041	0,034	0,061	0,093	0,085	0,018	0,075	0,047	0,013	0,146
Fe ₂ O ₃	0,089	0,014	0,653	0,350	0,004	0,007	0,142	0,139	0,363	0,312	0,016	0,034	0,015	0,046	0,535
UO ₂	0,254	0,150	0,171	0,355	0,145	0,145	0,112	0,226	0,426	0,221	0,088	0,187	0,149	0,070	1,129
ZrO ₂	59,48	61,94	53,44	58,17	60,59	60,20	57,41	58,39	48,81	58,54	60,29	60,13	60,77	60,86	51,57
SiO ₂	33,66	33,76	34,65	33,47	33,90	33,89	36,02	36,72	39,48	33,42	34,07	34,01	33,99	34,13	32,46
MnO	0,024	0,002	0,000	0,088	0,007	0,000	0,003	0,028	0,073	0,047	0,005	0,014	0,003	0,003	0,086
Y ₂ O ₃	0,577	0,422	0,382	0,565	0,432	0,461	0,302	0,422	1,568	0,813	0,230	0,369	0,329	0,257	2,649
Total	94,21	96,36	90,50	93,48	95,13	94,75	94,46	96,07	91,68	93,63	94,72	94,84	95,31	95,39	89,86
Th (w.t.%)	0,086	0,033	0,038	0,163	0,038	0,036	0,030	0,053	0,081	0,075	0,016	0,066	0,041	0,011	0,129
U (wt%)	0,224	0,133	0,150	0,313	0,128	0,128	0,099	0,200	0,375	0,195	0,078	0,165	0,132	0,061	0,995
Ca (w.t.%)	0,023	0,004	0,015	0,132	0,002	0,002	0,007	0,060	0,320	0,080	0,004	0,017	0,006	0,004	0,420
Al (w.t.%)	0,000	0,006	0,301	0,030	0,002	0,000	0,116	0,002	0,114	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,184
Y (w.t.%)	0,227	0,166	0,150	0,222	0,170	0,182	0,119	0,166	0,617	0,320	0,091	0,145	0,129	0,101	1,043
Fe (w.t.%)	0,031	0,005	0,228	0,122	0,001	0,002	0,050	0,049	0,127	0,109	0,006	0,012	0,005	0,016	0,187
Mn (w.t.%)	0,019	0,001	0,000	0,068	0,005	0,000	0,003	0,022	0,056	0,037	0,004	0,011	0,002	0,002	0,067
Zr/Si	1,767	1,834	1,542	1,738	1,787	1,776	1,594	1,590	1,236	1,752	1,770	1,768	1,788	1,783	1,589
U+Th+Y	0,537	0,332	0,339	0,698	0,336	0,345	0,248	0,419	1,074	0,589	0,184	0,376	0,302	0,174	2,167
Al+Mn+Fe+Ca	0,073	0,017	0,544	0,353	0,010	0,005	0,175	0,132	0,617	0,248	0,014	0,039	0,014	0,023	0,858
Th/U	0,384	0,252	0,255	0,520	0,295	0,285	0,302	0,267	0,217	0,386	0,204	0,401	0,312	0,186	0,129
U+Th	0,310	0,166	0,189	0,476	0,166	0,164	0,129	0,253	0,457	0,270	0,093	0,230	0,173	0,073	1,124

Line	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
CaO	0,162	0,203	0,008	0,070	0,568	0,563	0,284	0,007	0,141	0,172	0,487	0,029
Al ₂ O ₃	0,083	0,254	0,000	0,000	1,411	1,523	1,593	0,000	0,065	0,048	0,406	0,778
ThO ₂	0,163	0,137	0,063	0,102	0,107	0,029	0,088	0,052	0,089	0,036	0,167	0,040
Fe ₂ O ₃	0,280	0,356	0,021	0,128	1,842	0,745	0,493	0,015	0,221	0,046	0,314	0,617
UO ₂	0,308	0,385	0,149	0,238	1,295	1,255	0,321	0,193	0,293	0,156	0,497	0,178
ZrO ₂	59,42	58,06	61,05	60,76	49,76	50,85	54,26	60,59	59,26	60,48	55,73	56,25
SiO ₂	33,53	33,33	33,92	33,58	32,72	33,19	34,10	33,87	33,71	33,55	32,58	36,61
MnO	0,042	0,059	0,006	0,034	0,095	0,090	0,075	0,002	0,060	0,009	0,059	0,011
Y ₂ O ₃	0,728	0,876	0,271	0,380	2,656	2,298	0,958	0,502	0,566	0,452	1,857	0,329
Total	94,72	93,66	95,48	95,29	90,45	90,54	92,17	95,23	94,40	94,94	92,10	94,84
Th (w.t.%)	0,143	0,120	0,055	0,089	0,094	0,026	0,078	0,046	0,078	0,032	0,147	0,035
U (wt%)	0,272	0,339	0,131	0,210	1,142	1,106	0,283	0,170	0,258	0,138	0,438	0,157
Ca (w.t.%)	0,116	0,145	0,006	0,050	0,406	0,402	0,203	0,005	0,101	0,123	0,348	0,020
Al (w.t.%)	0,022	0,067	0,000	0,000	0,373	0,403	0,421	0,000	0,017	0,013	0,108	0,206
Y (w.t.%)	0,287	0,345	0,107	0,149	1,046	0,905	0,377	0,198	0,223	0,178	0,731	0,130
Fe (w.t.%)	0,098	0,124	0,007	0,045	0,644	0,261	0,172	0,005	0,077	0,016	0,110	0,216
Mn (w.t.%)	0,033	0,045	0,005	0,027	0,074	0,070	0,058	0,001	0,046	0,007	0,045	0,009
Zr/Si	1,772	1,742	1,800	1,810	1,521	1,532	1,591	1,789	1,758	1,803	1,710	1,536
U+Th+Y	0,701	0,804	0,293	0,449	2,281	2,037	0,737	0,414	0,559	0,347	1,316	0,321
Al+Mn+Fe+Ca	0,268	0,382	0,018	0,121	1,497	1,136	0,855	0,011	0,242	0,159	0,610	0,451
Th/U	0,528	0,354	0,420	0,426	0,083	0,023	0,275	0,268	0,302	0,230	0,336	0,222
U+Th	0,415	0,459	0,186	0,299	1,236	1,132	0,360	0,216	0,336	0,169	0,585	0,192

Tabelle A.24.: Chamezi-Orthogneis

Line	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4
CaO	0,029	0,010	0,008	0,009	0,012	0,012	0,014	0,014	0,010	0,014	0,014	0,012	0,020
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
ThO ₂	0,026	0,037	0,010	0,037	0,026	0,019	0,023	0,075	0,035	0,009	0,026	0,027	0,017
Fe ₂ O ₃	0,031	0,002	0,003	0,006	0,000	0,006	0,004	0,005	0,004	0,000	0,003	0,006	0,007
UO ₂	0,049	0,048	0,031	0,045	0,035	0,041	0,043	0,081	0,059	0,023	0,040	0,047	0,028
ZrO ₂	56,99	57,79	57,57	56,46	56,42	56,32	56,08	55,78	55,59	57,03	57,16	56,16	56,87
SiO ₂	30,98	30,09	30,63	30,78	30,73	30,26	30,79	30,09	30,13	30,49	30,76	28,86	30,74
MnO	0,001	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003	0,003	0,000	0,004
Y ₂ O ₃	0,184	0,244	0,161	0,160	0,155	0,152	0,173	0,231	0,399	0,110	0,138	0,215	0,107
Total	88,29	88,22	88,40	87,50	87,39	86,81	87,12	86,28	86,23	87,69	88,14	85,33	87,79
Th (w.t.%)	0,023	0,033	0,008	0,032	0,023	0,017	0,021	0,066	0,031	0,008	0,023	0,023	0,015
U(wt%)	0,043	0,042	0,027	0,040	0,031	0,036	0,038	0,072	0,052	0,021	0,035	0,042	0,025
Ca (w.t.%)	0,021	0,007	0,006	0,007	0,008	0,009	0,010	0,010	0,007	0,010	0,010	0,008	0,014
Al (w.t.%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Y (w.t.%)	0,073	0,096	0,064	0,063	0,061	0,060	0,068	0,091	0,157	0,043	0,054	0,085	0,042
Fe(w.t.%)	0,011	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002
Mn (w.t.%)	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,003	0,000	0,003
Zr/Si	1,840	1,920	1,880	1,834	1,836	1,861	1,822	1,854	1,845	1,870	1,859	1,946	1,850
U+Th+Y	0,138	0,171	0,099	0,135	0,115	0,113	0,126	0,229	0,240	0,072	0,113	0,150	0,082
Al+Mn+Fe+Ca	0,032	0,008	0,007	0,010	0,012	0,011	0,012	0,013	0,011	0,012	0,014	0,011	0,020
Th/U	0,526	0,768	0,314	0,806	0,724	0,466	0,545	0,919	0,588	0,399	0,656	0,562	0,610
U+Th	0,065	0,075	0,036	0,072	0,054	0,053	0,058	0,138	0,083	0,029	0,058	0,065	0,040

Line	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4
CaO	0,015	0,014	0,013	0,021	0,012	0,014	0,055	0,018	0,016	0,013	0,011	0,012	0,012
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,002	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ThO ₂	0,014	0,028	0,020	0,038	0,038	0,023	0,087	0,020	0,137	0,107	0,261	0,059	0,355
Fe ₂ O ₃	0,000	0,005	0,004	0,032	0,000	0,001	0,115	0,002	0,040	0,001	0,007	0,014	0,014
UO ₂	0,027	0,039	0,044	0,045	0,045	0,046	0,034	0,031	0,152	0,109	0,140	0,067	0,197
ZrO ₂	56,93	55,83	56,54	56,39	56,57	55,72	58,08	56,97	56,39	53,72	54,25	54,89	53,50
SiO ₂	30,46	30,59	30,62	30,44	30,50	30,16	28,07	29,76	28,31	29,76	29,46	29,42	31,35
MnO	0,004	0,002	0,005	0,006	0,002	0,009	0,007	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,004
Y ₂ O ₃	0,145	0,293	0,158	0,186	0,160	0,147	0,105	0,189	0,735	0,327	0,392	0,350	0,343
Total	87,60	86,80	87,41	87,16	87,33	86,12	86,58	86,99	85,77	84,03	84,52	84,81	85,77
Th (w.t.%)	0,012	0,025	0,018	0,033	0,034	0,020	0,076	0,018	0,120	0,094	0,230	0,052	0,312
U(wt%)	0,024	0,034	0,039	0,040	0,040	0,041	0,030	0,027	0,134	0,096	0,123	0,059	0,174
Ca (w.t.%)	0,011	0,010	0,009	0,015	0,009	0,010	0,039	0,013	0,011	0,009	0,008	0,009	0,008
Al (w.t.%)	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y (w.t.%)	0,057	0,115	0,062	0,073	0,063	0,058	0,041	0,074	0,289	0,129	0,154	0,138	0,135
Fe(w.t.%)	0,000	0,002	0,002	0,011	0,000	0,000	0,040	0,001	0,014	0,000	0,002	0,005	0,005
Mn (w.t.%)	0,003	0,001	0,004	0,005	0,002	0,007	0,006	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,003
Zr/Si	1,869	1,825	1,846	1,852	1,855	1,847	2,069	1,914	1,992	1,805	1,842	1,866	1,707
U+Th+Y	0,093	0,174	0,118	0,147	0,137	0,119	0,147	0,119	0,544	0,320	0,507	0,249	0,621
Al+Mn+Fe+Ca	0,014	0,013	0,016	0,031	0,010	0,018	0,091	0,015	0,028	0,011	0,012	0,015	0,016
Th/U	0,511	0,731	0,453	0,836	0,843	0,495	2,566	0,661	0,894	0,979	1,861	0,873	1,795
U+Th	0,036	0,059	0,056	0,073	0,074	0,061	0,106	0,045	0,254	0,191	0,353	0,111	0,486

Tabelle A.25.: Exo Moulianá-Orthogneis

Line	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5
CaO	0,038	0,008	0,017	0,012	0,016	0,021	0,012	0,011	0,012	0,012	0,016	0,022	0,021	0,011	0,008	0,007	0,007
Al ₂ O ₃	0,228	0,000	0,000	0,000	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ThO ₂	0,006	0,014	0,009	0,037	0,032	0,013	0,035	0,074	0,024	0,061	0,015	0,010	0,057	0,056	0,038	0,018	0,013
Fe ₂ O ₃	0,027	0,000	0,017	0,039	0,024	0,009	0,002	0,005	0,013	0,007	0,004	0,004	0,027	0,026	0,008	0,006	0,003
UO ₂	0,008	0,041	0,040	0,057	0,059	0,032	0,067	0,100	0,050	0,087	0,030	0,031	0,091	0,083	0,068	0,034	0,046
ZrO ₂	16,10	59,69	59,93	59,25	58,55	59,848	59,59	59,70	59,96	59,31	60,77	60,12	59,98	59,62	59,33	60,34	60,07
SiO ₂	80,70	33,87	34,15	33,83	33,97	34,093	34,02	33,51	33,87	33,81	33,65	34,18	34,23	33,69	33,68	33,24	33,99
MnO	0,001	0,000	0,003	0,001	0,010	0,004	0,003	0,003	0,000	0,001	0,005	0,002	0,004	0,005	0,002	0,001	0,004
Y ₂ O ₃	0,083	0,203	0,227	0,431	0,451	0,140	0,379	0,556	0,358	0,391	0,161	0,183	0,502	0,851	0,692	0,129	0,217
Total	97,19	93,83	94,39	93,66	93,12	94,164	94,10	93,96	94,28	93,68	94,65	94,55	94,92	94,34	93,83	93,78	94,36
Th (w.t.%)	0,005	0,012	0,008	0,032	0,028	0,012	0,030	0,065	0,021	0,053	0,013	0,008	0,050	0,049	0,033	0,016	0,012
U(wt%)	0,007	0,036	0,035	0,050	0,052	0,029	0,059	0,088	0,044	0,077	0,026	0,027	0,080	0,073	0,060	0,030	0,041
Ca (w.t.%)	0,027	0,005	0,012	0,008	0,011	0,015	0,009	0,008	0,009	0,008	0,011	0,016	0,015	0,008	0,006	0,005	0,005
Al (w.t.%)	0,060	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y (w.t.%)	0,033	0,080	0,089	0,170	0,178	0,055	0,149	0,219	0,141	0,154	0,063	0,072	0,198	0,335	0,272	0,051	0,086
Fe(w.t.%)	0,009	0,000	0,006	0,014	0,008	0,003	0,001	0,002	0,004	0,002	0,001	0,001	0,009	0,009	0,003	0,002	0,001
Mn (w.t.%)	0,001	0,000	0,002	0,001	0,007	0,003	0,002	0,002	0,000	0,001	0,004	0,002	0,003	0,004	0,002	0,001	0,003
Zr/Si	0,199	1,762	1,755	1,751	1,723	1,755	1,752	1,782	1,770	1,754	1,806	1,759	1,752	1,769	1,761	1,815	1,767
U+Th+Y	0,045	0,128	0,132	0,252	0,258	0,095	0,239	0,372	0,206	0,284	0,103	0,108	0,328	0,457	0,365	0,097	0,138
Al+Mn+Fe+Ca	0,098	0,005	0,021	0,023	0,029	0,022	0,012	0,012	0,013	0,012	0,017	0,019	0,027	0,021	0,010	0,008	0,009
Th/U	0,678	0,343	0,235	0,641	0,532	0,411	0,518	0,738	0,488	0,695	0,510	0,311	0,627	0,673	0,552	0,528	0,287
U+Th	0,012	0,048	0,043	0,082	0,080	0,040	0,089	0,153	0,065	0,130	0,040	0,036	0,130	0,122	0,093	0,046	0,053

Line	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
CaO	0,015	0,013	0,008	0,007	0,004	0,014	0,015	0,010	0,011	0,006	0,011	0,014	0,015	0,010	0,011	0,010	0,009	0,019
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ThO ₂	0,087	0,124	0,067	0,071	0,171	0,060	0,019	0,024	0,041	0,038	0,027	0,035	0,031	0,002	0,026	0,036	0,086	0,079
Fe ₂ O ₃	0,020	0,007	0,018	0,013	0,025	0,031	0,006	0,015	0,023	0,020	0,024	0,005	0,020	0,014	0,006	0,018	0,028	0,016
UO ₂	0,116	0,138	0,092	0,114	0,173	0,090	0,053	0,058	0,073	0,075	0,055	0,091	0,064	0,033	0,048	0,074	0,130	0,111
ZrO ₂	59,12	60,03	59,12	58,91	60,42	60,514	61,09	61,11	60,69	60,89	61,42	61,04	61,58	61,83	61,25	61,60	60,78	61,54
SiO ₂	35,90	34,71	33,14	34,25	33,46	33,507	33,95	33,71	33,86	33,72	33,77	33,81	33,08	33,72	33,72	33,57	33,79	34,47
MnO	0,003	0,003	0,002	0,005	0,000	0,005	0,003	0,000	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,003	0,011	0,004	0,003	0,006
Y ₂ O ₃	0,359	0,452	0,821	1,002	0,557	0,288	0,259	0,406	0,418	0,502	0,345	0,319	0,278	0,150	0,193	0,342	0,840	0,308
Total	95,62	95,48	93,27	94,37	94,81	94,509	95,39	95,33	95,12	95,26	95,66	95,31	95,07	95,77	95,26	95,65	95,67	96,55
Th (w.t.%)	0,076	0,109	0,059	0,062	0,150	0,053	0,017	0,021	0,036	0,033	0,023	0,030	0,028	0,002	0,023	0,032	0,076	0,069
U(wt%)	0,102	0,122	0,081	0,100	0,153	0,079	0,046	0,051	0,065	0,066	0,048	0,080	0,056	0,029	0,043	0,065	0,115	0,098
Ca (w.t.%)	0,011	0,009	0,006	0,005	0,003	0,010	0,011	0,007	0,008	0,004	0,008	0,010	0,011	0,007	0,008	0,007	0,007	0,013
Al (w.t.%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y (w.t.%)	0,141	0,178	0,323	0,395	0,219	0,113	0,102	0,160	0,164	0,198	0,136	0,126	0,110	0,059	0,076	0,135	0,331	0,121
Fe(w.t.%)	0,007	0,002	0,006	0,005	0,009	0,011	0,002	0,005	0,008	0,007	0,008	0,002	0,007	0,005	0,002	0,006	0,010	0,006
Mn (w.t.%)	0,002	0,002	0,001	0,004	0,000	0,004	0,003	0,000	0,003	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003	0,009	0,003	0,002	0,005
Zr/Si	1,647	1,729	1,784	1,720	1,806	1,806	1,800	1,813	1,792	1,806	1,819	1,805	1,861	1,834	1,817	1,835	1,798	1,786
U+Th+Y	0,320	0,409	0,463	0,558	0,522	0,245	0,165	0,232	0,265	0,297	0,208	0,236	0,194	0,090	0,141	0,231	0,521	0,288
Al+Mn+Fe+Ca	0,020	0,014	0,013	0,014	0,012	0,025	0,016	0,013	0,019	0,015	0,018	0,014	0,021	0,015	0,019	0,016	0,019	0,024
Th/U	0,748	0,894	0,720	0,621	0,982	0,671	0,360	0,407	0,557	0,507	0,483	0,380	0,488	0,060	0,536	0,487	0,658	0,709
U+Th	0,179	0,231	0,140	0,163	0,303	0,132	0,063	0,072	0,101	0,099	0,072	0,111	0,084	0,031	0,065	0,097	0,190	0,167

Tabelle A.26.: Paraspori-Orthogonis

A.5. Messkonfiguration der Mikrosonde (JEOL[®] Superprobe JXA-8200)

Messreihenfolge	Kanal-1	Kanal-2	Kanal-3	Kanal-4	Kanal-5
Granat					
1	Ca (PETJ)	Na (TAP)	Mn (PETJ)	Fe (LIF)	
2	Ti (PETJ)	Si (TAP)	Cr (PETJ)		
3		Al (TAP)			
4		Mg (TAP)			
Phengit					
1	Ca (PETJ)	F (TAP)	K (PETJ)	Fe (LIF)	
2		Na (TAP)			
3		Mg (TAP)			
4		Si (TAP)			
5		Al (TAP)			
Zirkon					
1	Ca (PETJ)	Al (TAP)	Th (PETJ)	Fe (LIF)	U (PETH)
2	Zr (PETJ)	Si (TAP)		Mn (LIF)	Y (PETH)

Tabelle A.27.: Messreihenfolge Elemente

Element	Standard	Element	Standard
Granat			
Ca	Wollastonit	Na	Albit
Mn	MnSiO ₃	Fe	Fe ₂ O ₃
Si	Wollastonit	Cr	Cr ₂ O ₃
Al	Al ₂ O ₃	Mg	MgO
Ti	TiO ₂		
Phengit			
F	Fluorit	Fe	Fe ₂ O ₃
Na	Albit	K	Orthoklas
Mg	MgO	Ca	Wollastonit
Si	Wollastonit	Al	Al ₂ O ₃
Zirkon			
Ca	Wollastonit	Al	Al ₂ O ₃
Th	90G	Fe	Fe ₂ O ₃
U	92G	Zr	Zr
Si	Wollastonit	Mn	MnSiO ₃
Y	Y-Glas		

Tabelle A.28.: Verwendete Standards

A.6. Probenbeschreibung (der in Kapitel 4.2 bis 4.5 erwähnten Proben)

3111: Die ältesten Mineralrelikte des silbergrauen Granat-Glimmerschiefers bilden einschussfreie Granatkerne (D_{K1pra}), die von einer kontinuierlichen engständigen S_{K1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen, umflossen werden. Letztere wiederum sind in Granaten als Interngefüge (S_i) gepanzert. Während der nächsten Deformationsphase bildeten sich asymmetrische Druckschatten aus Hellglimmern an den Granaten. Diese werden bei Bildung einer Hauptfoliation aus equigranularen Kalifeldspäten, Quarz und formgeregelten Biotiten von den Kalifeldspäten aufgezehrt. Simultan zur Entstehung dieser S_{K4} -Foliation bilden sich Isoklinalfalten mit E-W orientierten Achsen. Die Quarze zeigen GBM oder eine Schachbrettfeldung. Während einer weiteren (D_{K5} -)Deformation kam es zum Verbiegen der Hellglimmerrelikte, die häufig parallel der S_{K4} -Foliation orientiert sind. Während der alpidischen Überprägung wurden Biotite und Granate chloritisiert sowie Feldspäte serizitisiert.

3112 (Exo Moulianá2): Der massige dunkelgrau-grüne, gebänderte Epidot-Amphibolit zeigt eine prägnante E-W verlaufende Foliation (S_{A2}). Der Amphibolit besteht zu 20 % aus xenomorphen Plagioklasen, 20 % xenomorphen Quarzen, 50 % Amphibol und 10 % Epidot. Die Amphibole setzen sich aus Mg-Riebeckit und grünen Amphibolen zusammen. Das nematoblastisch-lepidoblastische Gefüge zeigt einen schwachen Lagenbau. Des Weiteren ist das Gestein von präalpidischer und alpidischer Gangbildung beeinflusst. Zum einen treten Epidot-Klinozoisit-Gänge mit nur 10 % Quarz-Gehalt auf, zum anderen ist eine jüngere N-S-verlaufende Ganggeneration mit hypidiomorphen Quarzen ausgebildet.

3113: Der silberbraune Granat-Glimmerschiefer zeigt einen metamorphen Lagenbau aus (30 %) Kalifeldspat (10 %) Plagioklas und formgeregeltem (30 %) Muskovit (S_{K4}) in dem bis zu 0,5 cm große Granate und Biotit schwimmen. Des Weiteren existiert eine geschlossene Faltung (b_{K5}), die anhand von gefalteten Quarzgängen (D_{K3}) erkennbar ist. Die amöboiden bis zu 4 cm großen Quarze weisen GBM auf. Die spätere niedergradige Deformation verursachte einen Subkornbau der Quarze.

5111a: siehe Romano (2000).

11115a: Glimmerschiefer: Biotit, Quarz, Plagioklas, Muskovit, Chlorit und chloritisierter Granat. E-W verlaufende Foliation (S_{K4}) aus Biotit und Plagioklas und Quarz. Faltung mit Bildung von Parasitäralfalten b_{K5} und einer zweiten Schieferung (S_{K5}).

280404: Der grün-braune Quarz-Chlorit-Glimmerschiefer besitzt eine engständige Wechsellagerung (S_{M3}) aus Phyllosilikat-reichen (Chlorit und Biotit) und Quarz-Muskovit-reichen Lagen. Zudem treten in den Muskovit-reichen Domänen häufig längliche opake Minerale auf. Es entstanden NE-SW-Falten (b_{M3}) die von einer späteren E-W streichenden Knickbandbildung bis Runzelschieferung (S_{M5}) überprägt wurden. Daher weisen xenomorphe Biotite Knickbänderung auf, während die formgeregelten Muskovite undulöse Auslöschung besitzen. Akzessorisch treten Plagioklasen und zonierte Turmaline auf. Hämatite weisen asymmetrische Druckschatten aus rekristallisiertem Quarz auf. Die amöboiden Quarze zeigen hochtemperierte Deformation durch SGR und GBM. Des Weiteren existieren in den Quarzen mit der Faltung assoziierte, verheilte Mikrobrüche. Die spätere alpidische Deformation verursachte zudem BLG und Subkornbau der Quarze.

070501 Exo Moulianá: Die mylonitische Hauptfoliation (S_{M3}) des hellgrauen, feinkörnigen Hellglimmer-führenden Gneises wird von einem Hellglimmer-Teilgefüge und dynamisch rekristallisierten Quarz-Feldspat-Lagen abgebildet, in denen relik-tische, xenomorphe magmatische Feldspatklasten mit Mikroklin- und Periklin-Vergitterung auftreten. Akzessorien bilden Monazit, Zirkon und Opakphasen. Syn- bis postkinematisch zur Anlage der mylonitischen S_{M3} -Foliation entstanden streckungsfaserparallele (b_{M3}) Falten, deren Achsen N-S verlaufen. Da bei der Zerschneidung selbst Feldspat viskos gestreckt wurde, liegt es nahe, dass diese Gefüge bei hohen Temperaturen und somit präalpidisch entstanden sind. Auf Grund der späteren alpidischen Überprägung zeigen Gangquarze Subkornbau und Rekristallisation, während die Feldspat-Relikte serizitisiert wurden.

00070906A: Der Quarz-Gneis zeigt eine mylonitische Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Quarz-Muskovit-Feldspat- und Quarz-Domänen (S_{M3}). Die Plagioklasen sind dynamisch rekristallisiert oder zeigen instabile Zwillingbildung. Die bis zu 3 mm großen Quarze der reinen Quarz-Domänen zeigen SGR oder GBM. Die Quarze der Quarz-Muskovit-Feldspat-Domänen weisen geringere Korngrößen (~0,2 mm) auf und zeigen Subkornbau.

00110916: Muskovit-Gneis: 20 % seriz. Muskovit (G3), 40 % Quarz: GBM, Schachbrettquarz, Subkornbau, BLG, 5 % zonierte Turmalin, 10 % Opakphasen, 25 % serizitisierter, rekristallisierter Plagioklas. S_{K4} aus Quarz und Glimmern. In Muskovit-reichen Lagen Wachstum von zonierten Turmalin. Quarz: Faltenscharniere: Subkornbau || zu b. E-W liegende Falten (b_{K5}) l_d : N-S; Heringbone-Falten (D_{K3}), Runzelschieferung Muskovit (S_{K5}). Schieferungsbahn durch Reaktivierung -> Serizitisierung der Muskovite (D_{alp}).

00170902 Parasporí: Der hellgrau bis hellrosa-farbene Protomylonit besitzt ein schwach ausgeprägtes SC-Gefüge aus formgeregeltem Phengit, Albit-Blasten und Quarz (S_{M3}). Nebengemengteile sind formgeregelter Biotit und Serizit. Während der D_{M3} -Deformation bildeten sich liegende, geschlossene N-S Falten, die mit randlicher Rekristallisation der Plagioklasblasten (SGR) in der Muskovit-Quarz-Matrix einhergingen. Des Weiteren wurden alpidische Scherbahnen angelegt, in deren Bereichen es zur Rekristallisation oder Subkornbau von Quarz und zur Serizitisierung von Muskovit kam. Zudem trat eine Albitisierung der Plagioklase auf. Während eines späteren spröden Beanspruchungsregims wurden vertikale E-W-verlaufende Störungen angelegt.

00170903: Der Albit-Gneis besitzt einen metamorphen Lagenbau (S_{M3}) aus undulös auslöschendem formgeregeltem Muskovit, chloritisiertem Biotit und Quarz-reichen Lagen. Die Muskovite bilden eine Runzelschieferung ab und zeigen Knickbänder. Albit (G_1)- und Turmalin-Porphroblasten überwachsen eine ältere Foliation aus Opakphasen (S_{M1}). Sie selbst sind von einer Matrix aus parallel der Foliation formgeregelten Glimmern umgeben. Die Plagioklase (G_2) bilden entweder Anwachssäume an albitisiertem Plagioklas (G_1) oder zeigen Plagioklas-Quarz-Verwachsungen. Eine weitere Schieferung ist nur bereichsweise in Biotit und Muskovit und in Form von asymmetrischen Druckschatten an den Porphyroblasten ausgebildet (S_{M5}). Späte Scherbewegungen führten zu Bruchbildung, Verkipfung diskreter Blöcke und auf Grund von erhöhtem Fluiddurchsatz zu Pseudomorphosen und Alteration. Quarz zeigt SGR oder BLG.

00180901A: In dem dunkelgrauen Granat-Quarzit entwickelten sich geschlossene, liegende, disharmonische Falten, die von Top-E-Transport überprägt wurden. Der modale Mineralbestand setzt sich aus 90 % Quarz, 7 % Biotit, 2 % Kalifeldspat mit Einschlüssen (Lawsonit?) und 1 % xenoblastischem Granat, welcher in die S_{K3} -Foliation eingeregelt ist, zusammen. Letztere resultiert aus einer lagenweisen Anreicherung von formgeregeltem Biotit und Quarz. Die mit der Faltung assoziierte Schieferung (S_{K4}) wird von Muskovit und Fluideinschlüssen an Mikrobrüchen der Quarze nachgezeichnet. Die Korngröße der Quarze ist mit dem Reinheitsgrad der Lagen korrelierbar. In den unreinen (Biotit-reichen) Lagen liegt ein equigranulares Gefüge mit einer durchschnittlichen Quarz-Korngröße von 0,4 mm vor. Die Quarze im Kontakt zu Muskovit sind parallel der Muskovit-Längsachsen elongiert. In den Quarz-reichen Lagen sind elongierte amöboide, bis zu 4 mm große Quarze erhalten. Meist treten HT-Korngrenzen auf Grund von GBM auf. Die alpidische Deformation verursachte einen Subkornbau der Quarze.

00180902: Das prägende Gefüge des Granat-Amphibolits ist eine D_{A4} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung aus euhedralen Granaten, grünen Amphibolen, Biotiten und Muskoviten. Diese schwimmen in einer Matrix aus Plagioklas, Epidot, Turmalin und Zoisit. Außerdem entwickelte sich ein E-W verlaufendes Minerallinear aus Amphibol. Die Granate besitzen zudem Einschlüsse aus Plagioklas (S_i), weisen jedoch keine optische Zonierung auf. Auf Grund der alpidischen Überprägung erfolgte eine Alteration der Amphibole, eine Chloritisierung der Biotite sowie eine Serizitisierung der Plagioklase.

00240901 Vaí. Gesteinsbeschreibung des Gneises siehe Kapitel 3.1.1.

00290901: Die ältesten Relikte des Granat-Glimmerschiefers sind Granatkerne (D_{M1pra}), die von einer Foliation (S_{M1}), resultierend aus einer Formregelung von Hellglimmern, Opakphasen und Biotit, umflasert werden. Diese Foliation wiederum ist als Interngefüge S_i in Granaten und Biotiten gepanzert (D_{M3}). Außerdem entwickelte sich ein N-S orientiertes Linear. Vertikal zu S_{M1} verläuft die aus formgeregeltem Muskovit und zonierte Turmalin resultierende S_{M4} -Foliation. Gleichzeitig bildeten sich an den Granaten asymmetrische Druckschatten aus Plagioklas und Biotit (D_{M4}). Während der D_{M5} -Deformation entstanden E-W orientierte Falten mit einer assoziierten (Runzel-)schieferung. Diese verursacht ein undulöses Auslöschern und eine Knickbänderung der Muskovite sowie, auf Grund von Drucklösung, eine Anreicherung von Opakphasen an den Korngrenzen der Muskovite. Auch die Biotite weisen Knickbänderung parallel der Runzelschieferungsflächen auf. Die alpidische Überprägung verursachte eine Chloritisierung vieler Granat- und Biotit-Porphroblasten.

00300901a: Biotit-Gneis: 10 % Quarz: Subkornbau SGR, alp. BLG, 30 % seriz. Muskovit, 30 % chlorit. Biotit, 10 % Chlorit, 15 % serizit. Plagioklas, 5 % Hem. l_d N-S; S_{K3} aus Quarz, Biotit und Muskovit. S_{K4} aus Chlorit & Muskovit S_{K5} Runzelschieferung aus Muskovit alp. reaktivierte und katakl. beanspruchte Scherbahnen sind mit Hem belegt. Hem-reiche Gänge sind boudiniert. Zweiphasige Druckschatten aus Quarz, von denen die älteren breiter sind. Scherung mit book shelf zwischen Quarz und Hem [S_2 & S_3 S_3 : rekr. von Quarz (G_1) || zu Quarz (G_2)].

00101003: Quarzit: 70 % Quarz: Schachbrett-Quarz und GBM, Deformationslamellen, BLG und Subkornbau, 5 % Chlorit, 15 % chloritisierter Biotit, 10 % Apatit. l_d N-S; S_{K3} aus Quarz, Biotit und Apatit. S_{K5} isoklinal Faltung → Runzelschieferung mit Rekr. in den b-Scharnieren (S_{K5}) → große Quarz zeigen HT-Korngr. Boudinage der Quarz-Lagen. Späte Gang-Bildung.

A.6. Probenbeschreibung (der in Kapitel 4.2 bis 4.5 erwähnten Proben)

01010501: Die ältesten Mineralrelikte des Staurolith-Granat-Biotit-Glimmerschiefers sind Granatkerne (D_{M1pra}), die von einer gefalteten, engständigen S_{M1} -Foliation, resultierend aus einer Formregelung von länglichen Opakphasen, umflasert werden (D_{M2}). Die Foliation wird wiederum von Biotit, Granat und Staurolith überwachsen ($D_{M3-3post}$). Die prägende weitständige S_{M4} -Foliation resultiert aus einer Formregelung von Muskoviten und Opakphasen. Gleichzeitig bildeten sich an den Biotiten asymmetrische Druckschatten aus Quarz. Auf Grund der D_{M5} -Deformation entwickelte sich eine N-S verlaufende Kleinfältelung. Hierbei wurden die Muskovite sowohl verbogen als auch bruchhaft beansprucht. Die alpidische Überprägung verursachte eine Chloritisierung der Biotite und Serizitisierung der Staurolithe. Des Weiteren entstanden Kalzit-Harnische, die junge N-S gerichtete Abschiebungen belegen.

01010504: Der Granat-Glimmerschiefer besitzt einen metamorphen Lagenbau aus Quarz- und Glimmer-reichen Domänen (S_{M3}). Akzessorisch tritt Turmalin auf. Präkinematisch zur Foliation gesprossene Biotite (S_{M3}) sind senkrecht zur Foliation orientiert. Asymmetrische Druckschatten an Granat und Quarz-Domänen deuten auf einen dextralen Schersinn hin. Außerdem tritt eine Boudinage der Quarz-Albit-Domänen auf. Zudem sind getemperte (120°) Quarz-Korngrenzen in Granat konserviert. Quarz zeigt präalpidische GBM die von alpidischem Subkornbau und BLG überprägt wurden. Die max. Korngröße der Quarze in den Quarz-reichen Domänen ist 0,6 mm, der Durchschnitt liegt bei 0,2 - 0,4 mm. Gangquarze erreichen Korngrößen von 4,8 mm.

01020504: Glimmerschiefer: 30 % Quarz mit Deformationslamellen, Subkornbau, BLG. mit Fluidanreicherung, 20 % Biotit (chloritisiert), 50 % Muskovit mit Knickbändern, Akz.: Plagioklas; statisch rekristallisiert; später albitisiert. b_{M4} E-W, b_{M5} WNW-ESE Kleinfalten Amplitude: 4 dm; Runzelschieferung (S_{M5}): Muskovit, Biotit, Quarz. Quarz/Plagioklas-Gang || S_{M3} ; D_{M5} : Zerschierung und Boudinage der Quarz/Plagioklas-Domänen. Alpidische Bruchbildung mit Fluiddurchsatz.

01030502: Der hellgrau-braune Granat-Glimmerschiefer besitzt eine diskrete Hauptfoliation, resultiert Formregelung von Muskoviten und Biotiten. Quarz-Korngrenzen zeigen GBM, jedoch tritt auch häufig alpidischer Subkornbau auf. Akzessorisch bildeten sich Erzminerale und zonierte Turmaline. Die optisch nicht zonierten, anhedralen, bis zu 3 mm großen Granat-Porphroblasten zeigen oft Alteration zu Chlorit sowie eine statische Umwandlung zu Muskovit. Eine E-W orientierte S_{C4} -Runzelschieferung entwickelte sich wegen des hohen, bis zu 60 %igen Muskovit-Gehaltes. Klare Korngrenzen der Muskovite sind wegen ihrer geringen Korngröße nicht erkennbar bzw. werden von Fluidanreicherungen beeinflusst.

01040503: Plagioklas-Gneis: 40 % Quarz: undulöses Auslöschen, Subkornbau und BLG, 30 % Feldspat: 80 % Plagioklas; Albit & Perthit: dynamisch rekristallisiert, 15 % xenomorpher alterierter Muskovit, Schwerminerale: Zirkon, Apatit; Rutil und nadelige Minerale. b: liegend NNE-SSW (b_{M3} , l_d NNE-SSW); D_{M3} SC-Gefüge aus Quarz, Feldspat und Muskovit: Muskovit-reiche Lagen mit Schwermineralen. Gangquarze zeigen GBM.

01150504: Die ältesten Mineralrelikte des Granat-Staurolith-Glimmerschiefers bilden die D_{K1pra} -Granatkerne, die von einer engständigen S_{K1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen, umflasert werden. Die Foliation wiederum wird von Biotiten, Staurolithen und Granaten (D_{K3}) überwachsen. Zudem überwächst eine Muskovit-Generation ältere Granate (D_{K1pra}), sodass nur die am Kornrand angereicherten Opakphasen als Interngefüge (S_i) konserviert wurden. Des Weiteren ist ein subhedrales Diffusionswachstum der Granate mit Plagioklas erkennbar. Während der nächsten Deformation wurden die Staurolithe an den Rändern durch Muskovit ersetzt (D_{K3}). Steil zur älteren, N-S verlaufenden Foliation bildete sich eine weitständige S_{K4} -Foliation, resultierend aus einer Formregelung von Muskovit, serizitisierendem Feldspat und Quarz. Auf Grund dieser Deformation zeigen die älteren Quarze SGR. Zudem bildete sich ein SE-NW verlaufendes Minerallinear aus Muskovit und Turmalin. Auf Grund asymmetrischer Druckschatten an Biotit und Staurolith lässt sich ein Top-E-Transport ableiten. Die S_{K5} -Runzelschieferung geht mit einem undulösen Auslöschen der Muskovite, einer Boudinage der Quarz-reichen Domänen und einer Knickbänderung der Biotite einher. Die spätere alpidische Überprägung verursachte eine Chloritisierung der Biotite und Granate, in den Quarzen entstand Subkornbau.

02060501: Die ältesten Mineralrelikte des Staurolith-Granat-Glimmerschiefers sind D_{K1pra} -Granatkerne, die Klaster in einer lagenweisen Anreicherung von länglichen Opakphasen bilden. Die S_{K1} -Foliation ist in Granaten, Biotiten und Staurolithen als Interngefüge (S_i) gepanzert. In einigen Granaten erscheint dieses Interngefüge unregelmäßig. Während der D_{K3} -Deformation entstanden randliche Pseudomorphosen von Biotit und Serizit nach Staurolith. Die prägende S_{K4} -Foliation resultiert aus einer Formregelung von Biotiten, Muskoviten sowie Quarzen und Plagioklasen. Die Quarze zeigen präalpidische SGR und alpidischen Subkornbau. In den Phyllosilikat-reicheren Domänen sind Titanite und zonierte Turmaline zu finden. Die Muskovit-reicheren Lagen sind zudem mit Opakphasen angereichert. Des Weiteren entwickelten sich asymmetrische Druckschatten an Granaten, sodass ein Top-SE-Transport festgestellt werden konnte. Auf Grund der Phyllosilikat-reichen Domänen entstand während der nächsten Deformation eine S_{K5} -Runzelschieferung. Dies führte unter anderem zu undulö-

auslöschenden Muskoviten. Während der alpidischen Metamorphose entstand eine Chloritisierung der Granate und Biotite. **02080502:** Die ältesten Mineralrelikte des Granat-Stauroolith-Glimmerschiefers bilden Granatkerne (D_{K1pra}), die von einer lagenweisen Anreicherung formgeregelter länglicher Opakphasen (D_{K1}) umflastert werden. Diese wiederum bilden ein Interngefüge (S_i) in Granat-, Stauroolith- oder Biotit-Blasten (D_{K3}). Des Weiteren existiert ein N-S verlaufendes Linear, welches mit der b_{K3} -Faltung assoziiert ist und Top-N-Schwerbewegung anzeigt (D_{K3}). Während der D_{K3} -Deformation bildeten sich Quarzgänge und simultan entstand eine randliche Pseudomorphose von Muskovit nach Stauroolith. Die makroskopisch sichtbare diskrete S_{K4} -Foliation aus formgeregeltem Muskovit und untergeordnet Biotit und Quarz bildete unter anderem asymmetrische Druckschatten aus Biotit und Muskovit an Granat-Porphyroblasten. Akzessorisch treten serizitisierte oder zerbrochene Turmaline sowie Plagioklase auf. Die zweite S_{K5} -Schieferungsebene verläuft flach zur S_{K3} -Foliation. Durch Top-E-Transport wurden die Biotite entlang der Foliationsflächen zerschert. Es entstand eine E-W verlaufende Runzelschieferung. Zudem wurden die Muskovite verbogen, während die Quarzgänge Schleppfaltung aufweisen und boudiniert wurden (D_{K5}). Die Quarze weisen präalpidische GBM sowie alpidischen Subkornbau oder BLG auf. In den Biotiten entstand eine Knickbänderung. Während der alpidischen Überprägung erfolgte zudem eine randliche Chloritisierung der Granate.

970413/1-3: Das älteste Gefüge des Paragneises ist ein Interngefüge (S_i) in den Plagioklasen und Quarz-Albit-Verwachsungen. Diese bilden Blasten in der S_{C4} -Hauptfoliation aus hypidiomorphem Quarz, hypidiomorphem Plagioklas und Albit, sowie ausgefranstem formgeregeltem Muskovit und Biotit. Die Muskovite zeigen auf Grund der D_{C6} -Überprägung undulöse Auslöschung und Knickbänderung. Die vertikal zu S_{C4} verlaufenden alpidischen Scherbahnen verursachten eine BLG der Quarze und Chlorit-Wachstum. Zudem wurden die Plagioklase serizitisiert und die Muskovite chloritisiert. Des Weiteren zeigen die Quarze suturierte Korngrenzen und Subkornbau.

970425/3A: Die ältesten Gefüge des Stauroolith-Granat-Glimmerschiefers sind Granatkerne (D_{K1pra}), die von einer engständigen, kontinuierlichen Foliation, resultierend aus einer Formregelung länglicher Opakphasen und Muskoviten, umflossen werden (D_{K1}). Die Foliation ist wiederum als Interngefüge (S_i) in später rotierten Granat-, Biotit- und Stauroolithblasten gepanzert (D_{K3}). Des Weiteren führte die D_{K3} -Deformation zur randlichen Pseudomorphose von Muskovit nach Stauroolith und Granat. Die prägende S_{K4} -Foliation, resultiert aus einem metamorphen Lagenbau von formgeregeltem Muskovit und elongierten Quarzen. Die Quarze zeigen Rekristallisation durch GBM. Es entstand eine subhedrale Verwachsung von Granat und Quarz mit Bildung von Druckschatten aus Quarz und Biotit an den Granaten. Zudem werden Isoklinalfalten von formgeregelten Muskoviten und Opakphasen abgebildet. Des Weiteren kam es zur Bildung asymmetrischer Druckschatten aus Muskovit an Stauroolithen und Granaten (D_{K4}). Die D_{K5} -Deformation führte zur Bildung einer weiteren flachen Schieferung aus Biotit und Muskovit. Die Muskovite $\parallel S_{K4}$ zeigen entweder undulöse Auslöschung oder eine Knickbänderung. Auf Grund der alpidischen Überprägung bildeten sich Risse in den Stauroolithen. Diese wurden durch Serizit und Chlorit verfüllt. Auch die Granate zeigen durch Chlorit verfüllte Risse. In den Quarzen entstand Subkornbau oder sie zeigen BLG.

980523/1-1: Das älteste Gefüge des Granat-Glimmerschiefers bildet die engständige S_{C1} -Foliation, resultierend aus einer lagenweisen Anreicherung von Opakphasen, die ein Interngefüge (S_i) in Biotit- und Granat-Porphyroblasten bilden (D_{C3}). Das prägende Gefüge besteht aus einer 1 - 2 mm mächtigen, kontinuierlich verlaufenden Foliation (S_{C3}), resultierend aus einem Lagenbau von Plagioklas-Quarz-Domänen und Biotit-Muskovit-Domänen. Während der D_{C5} -Deformation entwickelten sich asymmetrische Druckschatten aus Biotit, sowohl an den bis zu 1 cm großen Granaten als auch an älteren Biotiten. Anhand dieser Scherkriterien sowie Biotit-Glimmerfischen lässt sich ein Top-E-Transport ableiten. Ein Quarzgang subparallel zu S_{C3} zeigt SGR sowie alpidischen Subkornbau und BLG. Des Weiteren zeigen die Muskovite undulöse Auslöschung und Bildung von Knickbändern. Die Plagioklaseweisen reliktsch Deformationszwillinge auf. Während der alpidischen Deformation fand eine Chloritisierung der Granate und Biotite, sowie eine Serizitisierung der Plagioklase statt.

981105/1-3a: Granat-Glimmerschiefer: 35 % Muskovit zeigt Knickbänder, 5% chloritisierter Biotit, 25 % Quarz: Subkornbau, 5 % serizitisierter Plagioklas, Schwerminerale: Apatit, 25 % Granat und 5 % Turmalin, Akzessorien: Hämatit. S_{M4} engständig aus Muskovit, Quarz, Plagioklas und Schwermineralen. $S_{M5} \parallel b$ aus Muskovit $S_{M6} \rightarrow$ Subkornbau in Quarz und Knickbänder in Muskovit.

981105/1-3a: Granat-Glimmerschiefer: 5 % Plagioklas (instabile Zwillinge), 40 % Granat, 20 % Quarz: Subkornbau, Mikrobrüche; GBM, 35 % Muskovit undulöse Auslöschung \rightarrow zerbrochen. Granat-Kornpflaster (D_{M1}), Isoklinalfaltung Quarzreicher Partien (D_{M3}). Quarzgang mit elongiertem Quarz (D_{M3post}).

981105/1-4: Das älteste Gefüge des Granat-Glimmerschiefers ist eine engständige Foliation (D_{M1}), resultierend aus einer Formregelung länglicher Opakphasen, die von Biotiten, anhedralen bis zu 1cm großen Granaten und zonierten Turmalinen überwachsen wurde (D_{M3}). Das prägende Gefüge bildet eine weitständige Foliation (S_{M4}), resultierend aus einem meta-

A.6. Probenbeschreibung (der in Kapitel 4.2 bis 4.5 erwähnten Proben)

morphen Lagenbau von Quarz- und Muskovit+Biotit-Domänen. Simultan bildete sich ein Minerallinien aus Turmalin. Auf Grund von Drucklösung fand häufig eine Anreicherung von Opakphasen parallel der Muskovit-Schichtflächen und Korngrenzen statt. Zudem rotierten Biotite, Granate und Muskovite, oder älterer Biotite bildeten Knickbänder und ältere Muskovite wurden verbogen. Die Rotation der Granate und Biotite erfolgte auf Grund einer Top-N-Scherbewegung (D_{M6}). Die spätere alpidische Überprägung verursachte eine Serizitisierung der Feldspäte und die Bildung von suturierten Korngrenzen der Quarze.

A.7. Probenliste

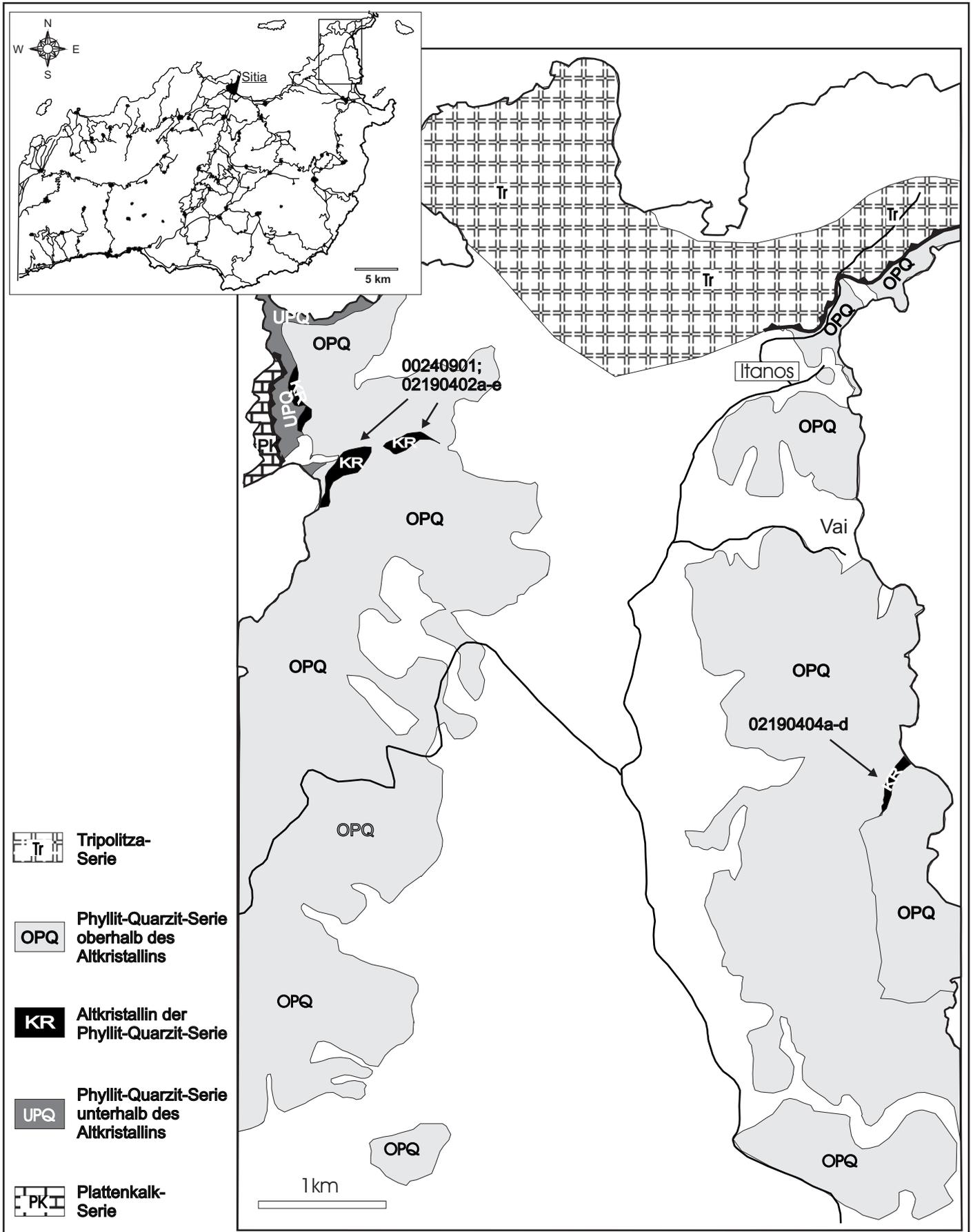
Proben-Nr.	Gestein	Lokalität	Einheit
070501	OG	Feldweg 1,5 km NNE' Exo Moulianá	MCC
070502	OG	Straßenaufschluss 500 m E' Chamezí	CCC
080512	Am	Feldweg-Serpentinen an der Küste N' Exo Moulianá	MCC
151001	Gang	Feldweg SE' von Kalavros	PQS
3111	Gl	Küste NE' Exo Moulianá	KCC
3112	Am	Küste NW' Messa Moulianá	KCC
3113	Gl	Feldweg 2 km NW' Messa Moulianá	MCC
5111a,b	Gl	Feldweg 0,5 km SE' Kalavros	KCC
05112	Gl	Feldweg 0,5 km SE' Kalavros	KCC
11112	Gl	Küste N' Kalavros	KCC
11115a	Gl	Küste N' Kalavros	KCC
17112	Gl	Feldweg 500 m NNE' Exo Moulianá	MCC
260402	Gl	Feldweg N' Exo Moulianá	CCC
260404	PG	230 NN; Feldweg bei alten Häusern; 1 km N' von Exo Moulianá	MCC
280404	Gl	Feldweg 1,5 km N' Exo Moulianá	KCC
00050902	Gl	Feldweg 50 m NE' der Kreuzung i.R. Kalavros	MCC
00070902	Am	Feldweg 200 m NE' der Kreuzung i.R. Kalavros	Am
00070906a	Quarzit	NE' Kreuzung Messa M. Kalavros	MCC
00070908	Gl	Feldweg 300 m N' der Kreuzung nach Kalavros	MCC
00070909	Am	Feldweg 400 m N' der Kreuzung nach Kalavros	Am
00080911a	Am	W' der Straße Richtung Kalavros, 200m nach der Kreuzung	Am
00100907	Gl	E' der alten Hauptstraße zwischen Myrsini und Tourloti	MCC
00110904	Akts	Feldweg 500 m SE' von Myrsini	CCC
00110916	Gl	Feldweg zwischen Myrsini & Messa M. West-Hang	MCC
00120908	Xenolith	Feldweg zwischen Myrsini & Messa M. SW-Hang	MCC
00140914	PG	Feldweg 40 m unterhab des Gipfels; 1 km NNW' Messa Moulianá	KCC
00140922	Gl	Feldweg zwischen Myrsini & Messa M. Ost-Hang	MCC
00170901	Am	Feldweg 1 km N' Parasporí	Am
00170902a	OG	Feldweg 1 km N' Parasporí	MCC
00170903	Gl	Feldweg 1 km N' Parasporí	MCC
00170906	Gl	Feldweg bei W' Petras	Geröll
00170907	Am	Küstenaufschluss E' Petras	Geröll
00180901a	Quarzit	Feldweg 3 km E' Tourloti	KCC
00180902a	Am	NE' Kreuzung Messa Moulianá/Kalavros	Am
00180903	Quarzit	NE' Kreuzung Messa Moulianá/Kalavros	MCC
00240901	OG	Feldweg zur Fischfabrik 3 km NE' vom Kloster Toploú	VCC
00290901	Gl	Feldweg 500 m S' Mochlos	MCC
00300901a	Gl	Feldweg SE' Myrsini	MCC
00101003	PG	1 km N' Sfaká	KCC
00121002	PG	Feldweg 1 km N' von Sfaká	MCC
00141001	Am	Feldweg W' Exo Moulianá	Am

Die Proben 97.... bis 98... wurden von G. Zulauf zur Verfügung gestellt.

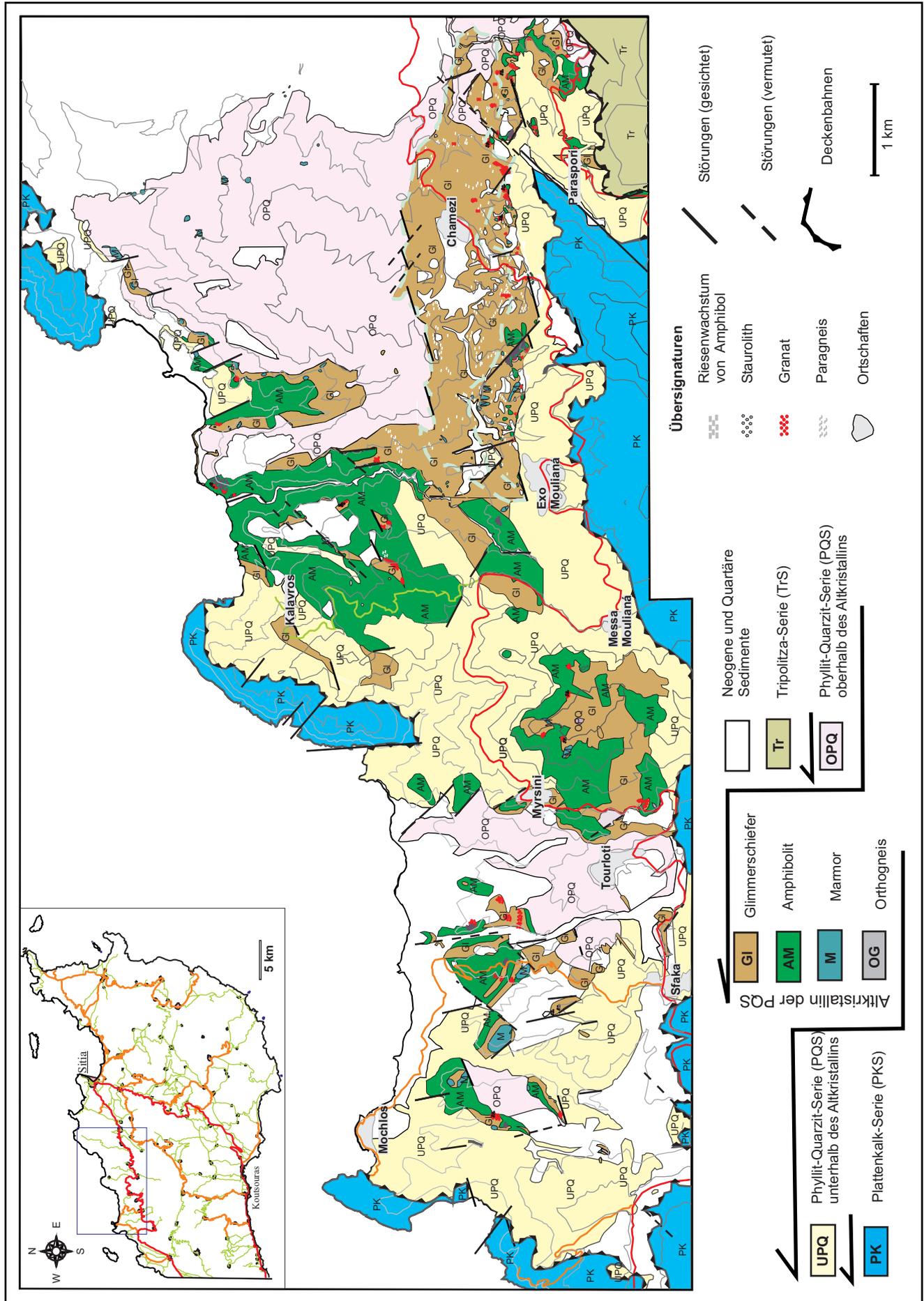
Proben-Nr.	Gestein	Lokalität	Einheit
001410016	Am	Feldweg 500 m SW' Exo Moulianá	Am
01250405	Gl	Feldweg 50 m W' des Minoischen Hof	MCC
01280405	Marmor	Feldweg 500 m ENE' von Exo Moulianá	MCC
01010501	Gl	Minoischer Hof	MCC
01010502	GR	300 m E' Minoischer Hof	CCC
01010504	Gl	100 E' Minoischer Hof	KCC
01020504	Gl	300 m E' Minoischer Hof	MCC
01030502	Gl	Feldweg 1,5 km SE' Chamezí	MCC
01030505	Gl	Feldweg NW' Parasporí	KCC
01040503	Gl	Chamezí	MCC
01040504	PG	Feldweg 500 m S' Chamezí	MCC
01070507	OG	Feldweg S' Chamezí	MCC
01080504	Gl	Feldweg 4 km NNW' Tourloti	MCC
01140508	Gl/Quarzit	Feldweg 50m ESE' von Parasporí	KCC
01150504	Gl	Feldweg zwischen Skopí und Parasporí; 0,5 km NE' von Parasporí	KCC
01160501	Gl	Feldwege zwischen Skopí und Parasporí; 1km NE' von Parasporí	KCC
01160504	Gl	Feldweg zwischen Skopí und Parasporí; 1km ENE' von Parasporí	KCC
02170403	PG	500 m E' Sfaká	Geröll
02190402c	Gl	Feldweg zur Fischfabrik 3 km NE' vom Kloster Toploú	VCC
02190404e	Gl	Küstenaufschluss SW' vom Strand von Vaí	Geröll
02200404	Quarzit	Straßenaufschluss 250 m W' Chamezí	Geröll
02200408b	PG	Straßenaufschluss 300 m W' Chamezí	Geröll
02230404	Gl	Feldweg N' der befestigten Straße zur O.T.E. Station auf der Höhe von Chamezí	CCC
02240401	PG	Feldwege Richtung O.T.E Station	CCC
02240405	Gl	Feldweg 1 km E' Chamezí	CCC
02280402	Gl	Feldweg nahe Tal SE' Exo Moulianá	CCC
02040501	PG	Feldweg 2 km SW' Skopí	CCC
02020501	Am	Straßenaufschluss 500 m W' des Ortsausgang Parasporí	Am
02060501	Gl	Küste NW' Exo Moulianá	KCC
02080501	Gl	Küste N' Exo Moulianá	Geröll
02080502	Gl	Küste NW' Exo Moulianá	KCC
02080503	Marmor	Küste NW' Exo Moulianá	KCC
02080504	Gl	Küste N' Exo Moulianá	KCC
02080505	Am	Küste N' Exo Moulianá;	Am
02110501	PG	Feldweg Richtung Küste 1 km N' Exo Moulianá	CCC
02110502	PG	Feldweg Richtung Küste 1 km N' Exo Moulianá	CCC
02110503a	PG	Feldweg Richtung Küste 1 km N' Exo Moulianá	MCC
02110503b	PG	Feldwege Richtung Küste 1 km N' Exo Moulianá	CCC
02110503c	PG	Feldwege Richtung Küste 1 km N' Exo Moulianá	Kataklasezone
970413/1-3	Gl	Straßenaufschluss E' Chamezí	MCC
970425/3a	Gl	Straßenaufschluss zwischen Riza & Skordilo	KCC
980523/1-1	Gl	1,5 km S' Myrsini	CCC
981105/3-1	Gl	1,5 km S' Myrsini	MCC
981105/1-3a,b	Gl	1,5 km S' Myrsini	CCC
981105/1-4a,b	Gl	Bushaltestelle N' von Myrsini	CCC

A.8. Karten

A.8.1. Geologische Karte Nordostkreta (verändert nach Haude 1989)



A.8.2 Geologische Karte Sifía - Mochlos



A.8.3 Gefügekarte Sitia-Mochlos und Verteilung der Quarz-c-Achsen

